

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

**BULLETIN**

**DE LA**

**COMMISSION GÉOLOGIQUE**

**DE FINLANDE**

N:o 154

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

XXIV

---

HELSINKI  
OCTOBRE 1951

---

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

---

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS  
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 154

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

XXIV

---

HELSINKI 1951  
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

TOIMITUSKUNTA — EDITORIAL COMMITTEE

PENTTI ESKOLA  
ESA HYYPPÄ  
SIMO KAITARO, *ex officio*  
AARNE LAITAKARI  
A. A. TH. METZGER, *ex officio*  
TH. G. SAHAMA  
MATTI SAURAMO

TOIMITTAJA — EDITOR

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

## SISÄLLYSLUETTELO—CONTENTS

	Sivu - Page
JÄSENLUETTELO — 1. 1. 1951 — MEMBERSHIP LIST .....	V
<b>KIRJOITUKSIA — PAPERS</b>	
1. JOAKIM DONNER, Pollen-analytical studies of late-Glacial deposits in Finland .....	1
2. AHTI SIMONEN and OLAVI KOUVO, Archean varved schists north of Tampere in Finland .....	93
3. MARTTI SAKSELA, Späthydrothermale Bildungen im Kieserz von Otravaara, Ostfinnland .....	115
4. O. VAASJOKI and S. KAITARO, »Lillianite» from Iilijärvi, Orijärvi region .....	123
5. VEIKKO OKKO, Ancient clay balls in Finnish eskers .....	127
6. MARTTI SAKSELA, Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe .....	137
7. N. EDELMAN, Glacial abrasion and ice movement in the area of Rosala-Nötö, S. W. Finland .....	157
8. A. VOLBORTH, Montebrafit (Amblygonit) von Eräjärvi .....	171
9. TH. G. SAHAMA and K. J. NEUVONEN, A solution calorimeter for silicates .....	177
10. MARTTI SAKSELA, Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze .....	181
11. HEIKKI V. TUOMINEN, Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijärvi region: A reply. ....	233
<b>GEOLOGISIA TIEDONANTOJA — GEOLOGICAL NOTES</b>	
1. LEON. H. BORGSTRÖM, Fenyldijodarsin, en vätska med mycket hög brytningsexponent .....	239
2. ERKKI VILUKSELA, Der Belemnitenfund bei Kankari. Eine Berichtigung .....	241



SUOMEN GEOLOGINEN SEURA  
GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND

JÄSENLUETTELO — I. I. 1951 — 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.
Cloos, Hans, Prof. Dr.	Geologisch-Paläontologisches Institut, Nussallee 2, Bonn a. Rh., Deutschland
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.	Valhallavägen 46, Stockholm, Sverige
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, Aust- ralia

Ulkomaiset jäsenet — Foreign Members

Adamson, Olge J., Fil. lic.	Mineralogisk Institut, Blindern, Oslo, Norge
Ahrens, Louis Herman, D.Sc.	Dept. of Geology, Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass., U.S.A.
Auer, Väinö, Prof.	Legacion de Finlandia, Calle Montevideo 1693, 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, Stud. geol. Geologiska Institutionen. Uppsala, Sverige
- 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, Sverige
- 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 Mineral, Avenida Pasteur 404, Rio de Janeiro, Brasil
- Eigenfeld, Rolf, Dr. Stadtstrasse 14, Freiburg in Br., Deutschland
- Frederickson, A. F., Dr. Dept. of Geology and Geological Engineering, Washington University, Saint Louis 5, Missouri, U.S.A.
- Fromm, Erik, Fil. lic. Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige
- von Gaertner, Hans Rudolf, Dr. Reichsamt für Bodenforschung, Güterbahnhofstrasse 5-15, Celle, Deutschland
- Gavelin, Sven, Fil. Dr., Prof. Stockholms Högskola, Stockholm, Sverige
- Gevers, T. W., Prof. Geological Dept. of the University of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa
- Graeter, Paul, Dr. Mineral. Inst., Bernoullianium, Basel, Schweiz
- Grip, Erland, Fil. lic., Chefsgeolog Bolidens Gruv AB., Boliden, Sverige
- Haapala, Paavo, Fil. toht. Cerro de Pasco Copper Corp., Morococha, Peru
- 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, Czechoslovakia
- Hjelmqvist, Sven, Dr., Statsgeolog Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige
- Homma, Fujio, Prof. Institute of Petrology & Geology, Imperial University, Kyoto, Japan
- Jaanusson, Vladimir, Stud. rer. nat. Paleontologiska Institutet, Uppsala, Sverige
- Joensuu, Oiva, Fil. maist. Department of Geology, University of Chicago, Chicago 37, Ill., U.S.A.
- Järnefors, Björn, Amanuens Geologiska Institutionen, Uppsala, Sverige
- 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. kand. Geologiska Institutionen, Uppsala, Sverige
- Mars, Karl-Erik, Amanuens Mineralogiska Institutet, Stockholms Högskola, Stockholm, Sverige
- Martna, Jüri, Stud. rer. nat. Torsviksvängen 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
- Mikkola, Aimo, Fil. toht. 21 Maplewood St., Watertown, Mass., U.S.A.
- Mineralogisch-petrologisches Inst. Bernoullianum, Basel, Schweiz
- Noe-Nygaard, Arne, Prof. Østervoldgade 7, København K, Danmark
- Pilava-Podgurski, N., Fil. kand. Hamngatan 17 II, Vaxholm, Sverige
- Preston, John, Geologist Department of Geology, Victoria University, Manchester, England
- Roubault, Marcel, Prof. Université de Nancy, 94 Avenue de Strasbourg, Nancy, France
- Shaw, Denis Martin, Ph. D. Geology Dept., McMaster University, Hamilton, Ont., Canada
- van Straaten, L. M. J. U., Dr. Geol. Instituut, Melkweg 1, Groningen, Nederland
- Suisse, M., Géologue. Koroko, Côte d'Ivoire, Afrique Occidentale Française
- de Waard, Dirk, Dr. Mineral.-geol. Institut, Utrecht, Holland
- Wells, M. K., M. Sc. Geol. Department, University College, London W.C. 1, England
- Veltheim, Valto, Fil. kand. Departamento Nacional du Produção Mineral, Avenida Pasteur 404, Rio de Janeiro, Brasil
- Wenk, Eduard, Dr. Mineralogisch-petrologisches Institut d. Universität, Basel, Schweiz
- Wickman, Frans E., Prof. Riksmuseet, Stockholm 50, Sverige
- Zäns, Verners, Geologist Kingston, Jamaica
- Zeidler, Waldemar, Dipl. ing. Knutsberg, Nora, Sverige
- Åhman, Erik, Fil. lic. Lutheresplanaden 30, Uppsala, Sverige
- Ödman, Olof H., Fil. Dr., Statsgeolog Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige

## Kotimaiset jäsenet — Members

- Ahlfors, Bruce, Dipl. ins. Förby
- Alanko, Risto, Dipl. ins. Lohja
- Alenius, P., Dipl. ins. Lönnrotinkatu 15 A 2, Helsinki
- Arvela, A., Dipl. ins. Leppävaara
- Aulanko, Heikki, Dipl. ins. Outokumpu Oy., Outokumpu
- Aurola, Erkki, Fil. toht. Ratak. 29 A 7, Helsinki
- Backman, A. L., Fil. Dr. St. Robertsg. 25 A, Helsingfors
- Borg, Thorvald, Yliopp. Vänr. Stoolink. 3 A 9, Helsinki
- Donner, Joakim, Fil. lis. Pohjoisranta 12 A 3, Helsinki
- Edelman, Nils, Fil. toht. Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29, Helsinki

- 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.  
 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.  
 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, Yliopp.  
  
 Hämäläinen, Viljo, Yliopp.  
 Härme, Maunu, Fil. toht.  
  
 Häyrynen, Matti, Dipl. ins.  
 Ignatius, Heikki, Fil. maist.  
 Isokangas, Pauli, Yliopp.  
 Jalander, Holger, Dipl. ins.  
 Jurva, Risto, Prof.  
 Jäntti, Lauri O., Fil. maist.  
 Järvinen, Kauko, Prof.  
 Kahma, Aarno, Fil. lis.  
  
 Kaitaro, Simo, Fil. kand.  
 Kalla, Juhani, Yliopp.  
 Kanerva, Reino, Fil. maist.  
 Kauranne, Kalevi, Yliopp.  
  
 Keränen, Jaakko, Prof.  
  
 Kivinen, Erkki, Prof.  
 Koponen, Olavi, Dipl. ins.  
 Korpela, Kauko, Yliopp.
- Oulainen  
 Tehtaank. 16 B 12, Helsinki  
 Lönnrotink. 45 A 15, Helsinki  
 Ruusulank. 14 B 17, Helsinki  
 Varkaus 9  
 P. Rautatienk. 11 A, Helsinki  
 Vänr. Stoolink. 3 A 14, Helsinki  
 Museok. 30 A 8, Helsinki  
 P. Roobertink. 4—6 N 78, Helsinki  
 Tempelik. 8 A 21, Helsinki  
 Åbo Akademi, Åbo  
 Pihlajatie 39 A 14, Helsinki  
 Pihlajatie 15, Helsinki  
 Ruskealan Marmori Oy, Silvola  
 Messeniuksenk. 10 A, Helsinki  
 Valtatie 20 A, Tikkurila  
 Museok. 34 A, Helsinki  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Outokumpu Oy, Tampere  
 Lohjan Kalkkitehdas, Tytyrinc. 3, Lohja  
 Jääkäriink. 15 a A, Helsinki  
 Runebergink. 46 C 40, Helsinki  
 Käpyläntie 2 E 49, Helsinki  
 Suomen Malmi Oy., Lohja  
 5. linja 14 B 63, Helsinki  
 Luotsik. 9 A 6, 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  
 Topeliuksenk. 1 A, Helsinki  
 Mechelinink. 4 B 47, Helsinki  
 Bulevardi 34 a A, Helsinki  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Runebergink. 48 A 13, Helsinki  
 Flemmingink. 5, Lohja  
 Pohj. kansak., Malmi  
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.  
 5, Helsinki  
 Ilmatieteellinen keskuslaitos, Vuorik. 24,  
 Helsinki  
 Mariank. 13 b B, Helsinki  
 Kauppiask. 12 A 6, Turku  
 Leppäsuonk. 7 A 514, Helsinki

- 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, Fil. toht.  
 Lukkala, O. J., Prof.  
 Lupander, Kurt, Fil. mag.  
 Maijala, Paavo, Dipl. ins.  
 Marmo, Vladimir, Fil. toht.
- Marttila, Erkki, Yliopp.
- Matisto, Arvo, Fil. maist.  
 Mattila, Jorma, Fil. maist.  
 Metzger, A. A. Th. Fil. Dr., Doc.  
 Mikkola, Toini, Fil. maist.
- Mikkola, Toivo S. K., Fil. kand.  
 Mikkonen, Antti, Yliopp.  
 Mäkinen, Eero, Vuorineuvos  
 Mäntynen, Matti, Fil. kand.  
 Mölder, Karl, Fil. toht.
- Neuvonen, K. J., Fil. kand.
- Nieminen, Kaisa, Yliopp.  
 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.
- Orijärvi, Kisko  
 Rajasaarenk. 7 A 23, Helsinki  
 Korkeavuorenk. 8 C, Helsinki  
 Apollonk. 23 B 43, Helsinki  
 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  
 Urheilukatu 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  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.  
 5, Helsinki  
 Fredrikink. 58 A 12, Helsinki  
 Töölönk. 36 B, Helsinki  
 Pargas  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Kisko  
 Pihlajatie 37 as. 5, Helsinki  
 Lutherink. 14 A, Helsinki  
 Pietarink. 1 A 2, Helsinki  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
 Helsinki  
 Mechelinink. 40 A 16, Helsinki  
 Snellmanink. 23 E, Helsinki  
 Runebergink. 59 B, Helsinki  
 Runebergink. 17 A, Helsinki  
 Leppäsuonk. 7 B 315, Helsinki  
 Ruskealan Marmori Oy., Silvola  
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.  
 5, Helsinki  
 Karlavägen 9—11, Drumsö

- Näykki, Ossi, Yliopp.  
Ohlson, Birger, Fil. mag.  
Oivanen, Paunu, Yliopp.  
Ojanperä, Pentti, Fil. maist.  
Okko, Veikko, Fil. maist.
- Okkonen, Ilmo, Vuori-ins.  
Oksanen, Erkki, Herra  
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.  
Pesola, Pentti, Dipl. ins.  
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.
- Runolinna, Urmas, Dipl. ins.  
Räsänen, Veikko, yliopp.  
Sahama, Th. G., Prof.
- Saksela, Martti, Apulaisprof.  
Salemaa, F., Fil. kand.  
Salli, Ilmari, Fil. kand.
- Salmi, Martti, Fil. toht.
- Salminen, Antti, Fil. maist.  
Salminen, Kyllikki, Fil. maist.
- Saraste, Ahti, Yliopp.  
Sauramo, Matti, Prof.  
Savolahti, Antti, Yliopp.  
Savolainen, E., Fil. maist.
- Schröder, Henning, Fil. maist.  
Seitsaari, Juhani, Fil. lis.  
Siikarla, Toivo Ilmari, Dipl. ins.
- Simola, Kaarlo, Geologi  
Simola, Torsti, Dipl. ins.
- Pihlajatie 43 A 5, Helsinki  
Sirkka, Kittilä  
Agricolank. 5 A 16, Helsinki  
Merimiehenk. 37 B 47, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Koski as.  
Laivastok. 4 B, Helsinki  
4. linja 3—5 E 126, Helsinki  
Laurink. 32 A, Lohja  
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  
Puistok. 9 B 14, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
P. Kaari 6 A 8, Lauttasaari  
Rauma-Raahe Oy., Rauma  
Suomen Malmi Oy., Lohja  
Puolala, Åbo  
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.  
5, Helsinki  
Suomela, Littoinen  
Haveri Gruva, Viljakkala  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Imarink. 16 C, Helsinki  
Korkeavuorenk. 13 B 14, Helsinki  
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.  
5, Helsinki  
Temppelik. 21, Helsinki  
Kiskontie 9 A 14, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Mechelininkatu 12—14 C 119, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Kuusitie 9/47, Helsinki  
Tunturik. 4, Helsinki  
Jääkäriink. 10 A 12, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Nakkila  
Runebergink. 49 A 19, Helsinki  
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki  
Outokumpu  
Imarink. 4 B, Helsinki

- Simonen, Ahti, Fil. toht.
- Sirén, Arne, Fil. dr.
- Soveri, Urpu, Fil. toht.
- Stenberg, Aarne, Yliopp.
- Stigzelius, Herman, Tekn. dr.
- Stolpe, Tor Björn, Yliopp.
- Strandström, Georg, Yliopp.
- Ståhlberg, Elsa, Fil. mag.
- Suila, Matti, Yliopp.
- Sundell, I. G., Dir.
- Suominen, Eero E., Fil. maist.
- 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.
- 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. lis.
- v. Volborth, A., Fil. kand.
- Vuorjoki, Aarre, Fil. maist.
- Vähätalo, Veikko, Fil. maist.
- Väyrynen, Heikki, Prof.
- Yletyinen, V., Yliopp.
- Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,  
Helsinki
- Mecheling. 26 B 23, Helsingfors
- Meritullink. 21 A, Helsinki
- Kammiok. 3 B 17, Helsinki
- Valborgsvägen 1 A, Helsingfors
- Mannerheimintie 79 B 40, Helsinki
- Virkkala
- Fänrik Ståhlsg. 11 B 28, Helsingfors
- Aurorank. 5 A 4, Helsinki
- Museig. 17 A 9, Helsingfors
- Tehtaank. 1 A, Helsinki
- Leppäsuonk. 7 B 612, Helsinki
- Outokumpu
- Et. Esplanaadink. 10 VI, Helsinki
- Ojamo nkaivos, 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
- Kauklahti
- Outokumpu Oy., Koski as.
- P. Roobertink. 4—6 F 35, Helsinki
- Haapahuhta, Riihimäki
- Lönnrotsg. 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
- Temppelik. 13, Helsinki
- Lahdentie, Vartiokylä, Helsinki



1

POLLEN-ANALYTICAL STUDIES OF LATE-GLACIAL  
DEPOSITS IN FINLAND

BY

JOAKIM DONNER





## CONTENTS

ABSTRACT .....	4
PREFACE .....	5
THE SALPAUSSELKÄ AT LAHTI .....	7
THE PLATEAU WEST OF THE TOWN .....	7
Morphology .....	7
Structure .....	10
Formation .....	11
SHORE LINE DISPLACEMENT .....	15
POLLEN DIAGRAMS FROM THE LAHTI DISTRICT .....	17
INTRODUCTION .....	17
Preparation of samples for pollen analysis .....	17
Sample frequency and the reliability of the diagrams .....	17
Methods used in the study of the forest limit .....	21
<i>Betula</i> analysis .....	24
Summary of the forest history of Finland and other parts of Europe as compared with the ice retreat .....	26
THE VARRASSUO BOG .....	35
THE LAKES TYÖTJÄRVI AND MUSTAJÄRVI .....	45
DIAGRAMS FROM THE YOLDIA LEVELS .....	47
DEVELOPMENT IN THE LAHTI AREA AND THE RELATION OF THE DIAGRAMS TO THE SHORE LINE DISPLACEMENT .....	54
COMPARISON WITH OTHER PARTS OF FENNOSCANDIA AND THE LENIN- GRAD DISTRICT .....	59
OMBERG IN SWEDEN, EAST OF LAKE VÄTTERN .....	59
FINNISH AND RUSSIAN KARELIA .....	64
NORTHERN FINLAND .....	72
THE LENINGRAD DISTRICT .....	75
DISCUSSION .....	76
SUMMARY .....	80
TABLES .....	82
REFERENCES .....	88

## ABSTRACT

By means of pollen analysis it has been possible to trace the late-Glacial periods Alleröd and Younger Dryas in eastern Fennoscandia. These periods have been correlated with the retreat of the ice margin and with the shore line displacement. The results indicate that the Younger Dryas period corresponds to the standstill of the ice margin at the Fennoscandian moraines, and the Alleröd period to the Gothiglacial retreat of the ice to these moraines. The transition from the late-Glacial to the post-Glacial period coincides with the beginning of the Finiglacial period of the ice retreat.

## PREFACE

In Finland pollen analysis has mainly been used for the study of the late- and post-Glacial shore line displacement. By this means it has been possible to correlate the different stages of development (zones) in the pollen diagrams with the evolutionary stages of the Baltic Sea. The relationship has been accurately established by Sauramo's work for the pre-Boreal and Boreal periods corresponding to the development from the Yoldia sea to the Ancylus lake. Less definite is the correlation of the diagrams with the stages of the Baltic ice-lake (i. e., the formation of the Salpausselkä ridges).

The present investigation illustrates, by use of pollen diagrams, the development during the time of the ice retreat from the southern, south-eastern and eastern parts of the country corresponding to the Gothiglacial and oldest Finiglacial time. During The Baltic ice-lake stages only a few islands existed in southern Finland, the major part of the land being submerged. Consequently, there is only a limited choice of suitable sites for pollen-analytical investigations of older deposits, especially of organogenic ones. One of the areas is the extensive plateau complex formed by Salpausselkä I to the west of the town of Lahti. This area is the more suitable because the pollen diagrams may here be dated with the aid of the shore line displacement.

The present investigation has been mainly concerned with this area. Here a domed bog, Varrassuo, and two nearby lakes Työtjärvi and Mustajärvi, have been the objects of study. The plateau complex is described and discussed in detail, providing a basis for the pollen-analytical studies and the connection of the pollen diagrams with the formation of the marginal moraine deposits and the shore line displacement. In addition to the pollen diagrams from the Lahti area, diagrams from other parts of Fennoscandia are also discussed chiefly from southeastern parts (Finnish and Russian Karelia), to find out whether in this area, which was dry land during the stages of the Baltic ice-lake, the same development may be traced as in southern Finland.

The field work was carried out during the summers of 1948, 1949 and 1950 and the pollen analyses were made at the Geological Institute of the University of Helsinki mainly in 1949 and 1950.

The author wishes to express his sincere thanks to Professor Matti Sauramo for valuable advice during the work and for the material placed at his disposal. Thanks are also due to Dr. A. L. Backman for samples from northern Karelia, to Dr. Esa Hyyppä for data about the shore lines in the Lahti area, and to Dr. Gunnar Erdtman and Dr. Erik Mohrén of Stockholm for their advice and assistance that made it possible to collect samples from Sweden (Omberg) for a comparison.

The author is indebted to Dr. K. O. Donner for the translation of the manuscript and to Mr. Philip Tallantire and Dr. William P. Randel for careful revision and improvement of the English manuscript.

March, 1951.

*Joakim Donner.*

## THE SALPAUSSELKÄ AT LAHTI

### THE PLATEAU WEST OF THE TOWN

#### MORPHOLOGY

West of the town of Lahti Salpausselkä I forms an extensive plateau complex at the junction of the eastern ridge arc, here having a N. W.-S. E. direction, with the western arc that continues S. W. towards the Hanko peninsula (Fig. 37). The plateaus extend about 20 km to the west of the town and their width varies from 1—2 km (in the eastern parts) to 5 km at the broadest places. The area is formed by numerous more or less well-developed plateaus of which only the one situated immediately to the west of the town will be thoroughly discussed in the present work.

This plateau, the location of which is seen in Fig. 1, is clearly separated from the surrounding country. It rises to an altitude of 150—155 m, the ground on the southern side being about 100 m above sea level (Fig. 2). On the N. E. side it is limited by Vesijärvi (81 m a.s.l.) while in the W. and N. W. it gradually merges with a terrain rich in kettle-holes. The plateau itself is 3 km long and 1 km wide.

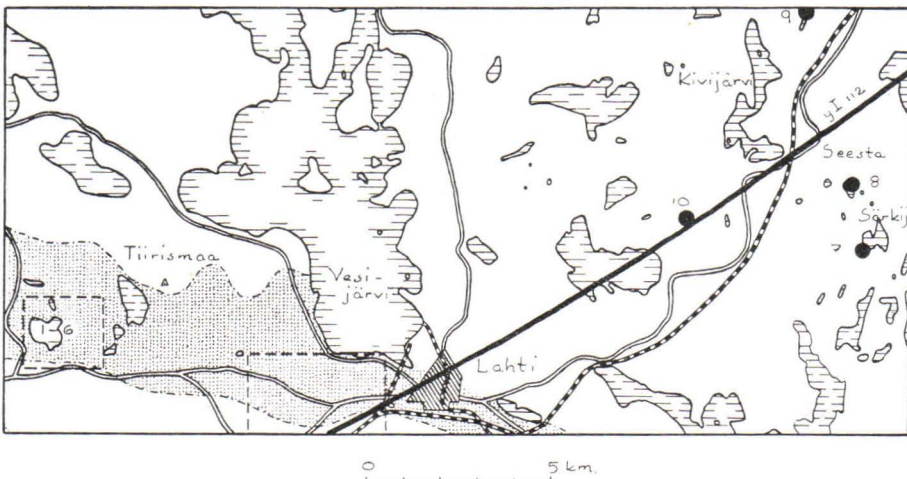


Fig. 1. The area investigated at Lahti. 1—10, location of the pollen diagrams studied. Y.I 112, the isobase for Yoldia 112 m. The rectangles mark the situation of the maps in Fig. 2 and 9.

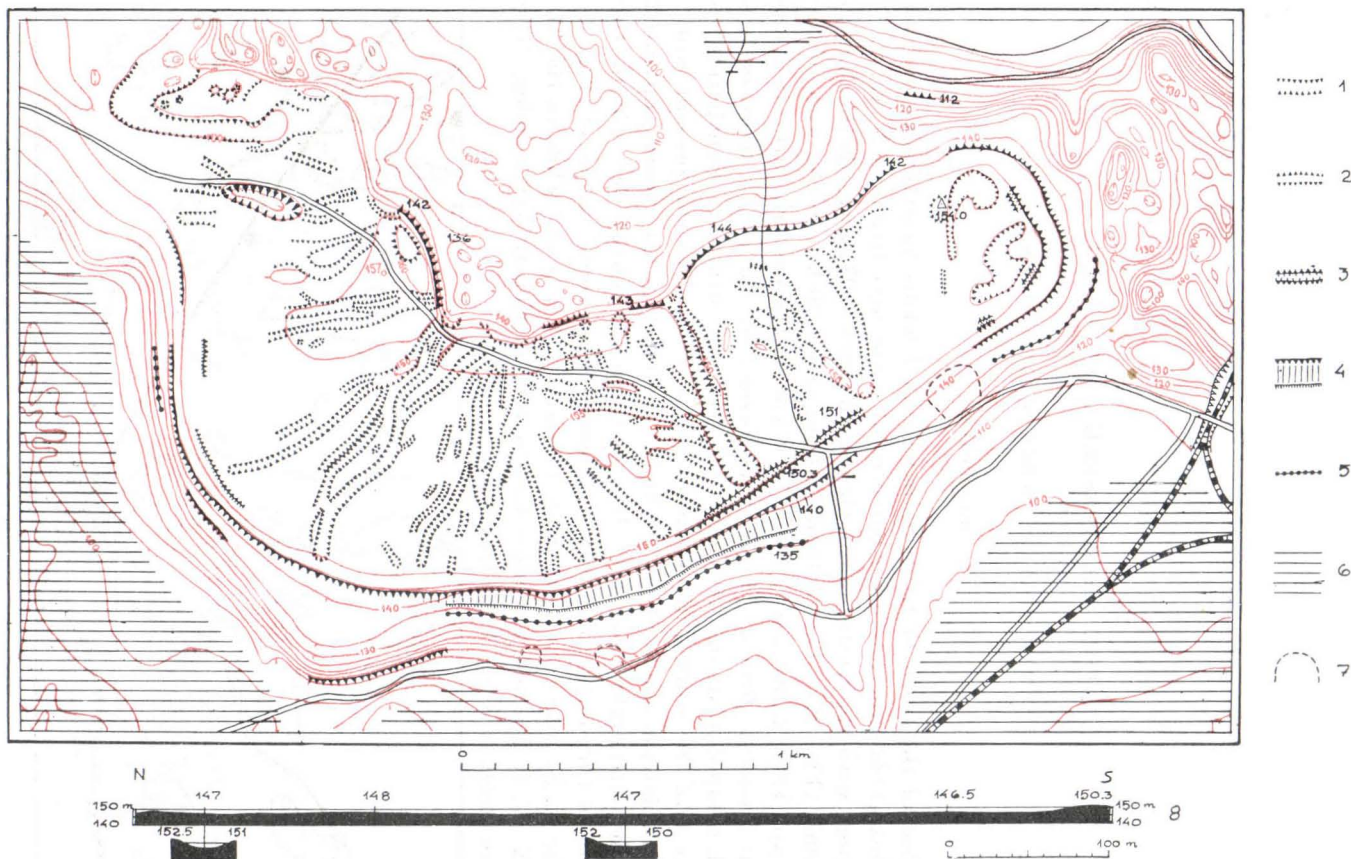


Fig. 2. The plateau to the West of Lahti. 1, channel; 2, ridge; 3, shore bar; 4, wave-cut cliff and shore terrace; 5, boulder rim; 6, clay; 7, cutting; 8, profile levelled along the bottom of the well-developed channel in the eastern part of the plateau. Contour interval 5 m.

In describing the plateau Leiviskä (1920) mentions that there are in some places irregular surface formations but that in general the surface is even. Later Sauramo (1940) has noticed a channel, 50 m wide and about 5 m deep, passing through the eastern part of the plateau. The channel opens towards the proximal part but is closed towards the distal part by a shore bar, here especially well developed, but visible also in other parts of the plateau. (In Fig. 2 a levelled profile is given along the bottom of the channel, 600 m long). A closer study reveals similar, although somewhat shallower, channels crossing other parts of the plateau. The directions of the channels drawn in the map (Fig. 2) were determined with a compass but their width and their location in relation to one another was only estimated. Thus the map is not quite exact. The detailed topography has been mapped only on the plateau itself. The channels are 10—50 m wide and 1—5 m deep extending through the whole plateau from the proximal part to the distal part, where they are all closed in the same way as the bigger channel mentioned above. The channels occur most frequently in the central region of the plateau, radiating fan-like from the proximal part. As seen from the map, the largest channel crosses the smaller ones, orientated in N. W. direction, in the eastern part of the plateau. Further to the east the formations are irregular, only a couple of channels being clearly seen. Here, too, are found short ridges, only 1—3 m high, orientated in the same direction as the channels and, in addition, irregular pits. The N. W. part of the plateau is also irregular, e. g., a kettle-hole more than 10 m deep being found immediately to the south of the road. On the northern side of the road there is a valley, orientated in an E.-W. direction and up to 100 m wide, opening to the north at its western end. Small circular pits are found in the proximal parts of the plateau in addition to the channels. These pits are often only a couple of meters deep and are probably kettle-holes. The most even topographs of the plateau is found in the distal, especially the western, region.

The distal slope, which in some places has a gradient of up to 30° has been partly abraded. Here traces of shore lines are found. The altitudes given are identical with those on the map published by Sauramo (1940) and are based on the measurements by Leiviskä (1920). The highest shore line has been mentioned earlier; the shore bar in some places is well-developed its crest in the profile (Fig. 2) rising somewhat above 150 m. In another locality it reaches 151 m. Below this shore bar there are two wave-cut cliffs, of which the lower one, at 140 m, is very well developed especially in the distal slope facing south. Under the cliff a terrace 20—30 m wide is situated. Above this cliff there is a second cliff, less well developed, the altitude of which varies between 142 and 144 m. In some cases the lower cliff at its highest points has caused the disappearance of the higher cliff since the two are coincident at these places. Below

these shore lines there is at 135 m a boulder rim. Further diffuse shore marks are found in some places at 112 m forming a smaller wave-cut cliff.

On the distal slope there are no other morphological features worth noticing except the shore lines mentioned. In two places narrow spurs run S. or S. E. (cf. Fig. 2), the longer one being about 600 m long and about 200 m wide. In the proximal part of the northwardly inclining terrain very irregular formations are found, e. g., kettle-holes 5—10 m deep.

#### STRUCTURE

The structure of the plateau can be studied only in the small cuttings in the distal slope. The largest one (Fig. 2) is situated just to the north of the road from Lahti before the road ascends the plateau. Fig. 3 shows a cutting in a W.-E. direction perpendicular to the inclination of the layers. On the surface there is a boulder bed (with unsorted material)



Fig. 3. Cutting in W.-E. direction in the eastern part of the distal slope of the plateau.





Fig. 4. Cutting in N.-S. direction in the eastern part of the distal slope of the plateau.

under which are found cross-bedded layers of sand and gravel 3—4 m wide. Under these layers of stratified material, boulder-rich layers (some of the boulders having fallen down from the surface) can be seen in Fig. 3. This coarse material is, however, found only over a limited area, the rest of the material in the cutting consisting of sand and gravel only. In Fig. 4 the layers are seen in a part of the cutting orientated in the same direction as the inclination of the layers. These layers may also be identified in two cuttings low down on the distal slope in the central regions of the plateau.

The surface material on the plateau is very coarse, consisting of boulders imbedded in sand and gravel. In the proximal parts the material is coarser than in the distal parts, but nowhere is till found.

Where cuttings are lacking it is impossible to study more closely the material immediately outside the plateau region. On the surface the material is everywhere of fine grade consisting primarily of stratified sand. In the proximal part, in the variable terrain situated to the north of the plateau, the material is very irregular.

#### FORMATION

The channels found on the plateau, running from its proximal part towards the distal side, can scarcely be other than the grooves of melt-water streams that flowed here at the end of the formation of the plateau.

Sauramo (1940) has arrived at the same conclusion about the largest channel. This channel was probably formed later than the other ones since it crosses them. After the main flow of the meltwater reached the »bay» of the plateau in its western part, as judged from the orientation of the grooves (Fig. 2), a large stream, shortly before the retreat of the ice margin, discharged at a more easterly point, giving rise to the above-mentioned larger channel on its way over the plateau and producing a larger groove than the other ones.

The meltwater channels indicate that the greater part of the plateau surface was supra-aqueous. Quite a precise value for the water level at the final stage of the formation of the plateau can be obtained from the plateau itself. Nearly all channels leading towards the distal side are there evened out and merge into the smooth surface of the plateau. From this fact it may be concluded that the height of the water level has been equal to the altitude of the edge between the plateau surface and the distal slope. Those few meltwater channels that extend to the distal edge are there closed by a shore bar, which proves that the water stood at this level also after the retreat of the ice margin (Sauramo, 1940).

Earlier Ramsay (1922) noted that the meltwater channels indicate that the plateau surface was supra-aqueous. De Geer (1909), when studying Dal's Ed, found low ridges, rarely exceeding  $\frac{1}{2}$  m, radiating from the proximal part. These possibly correspond to the ridges that are found here and there on the plateau at Lahti, especially in the eastern parts. Similar channels on marginal plateaus, as at Lahti, have been described in Sweden by Nelson (1910), Sandler (1917), and Björnsson (1942) and in Norway by Holtedahl (1924), but in all these cases there have been only a few channels on an otherwise quite even-surfaced plateau. The radial arrangement of the channels is, however, consistently the case as at Lahti.

As already seen it is impossible to form any idea of the internal structure of the plateau on the basis of the few available cuttings in the distal slope. It is evident, however, that the material is in origin glaci-fluvial, although often unsorted. Some of this material has, however, probably later been re-deposited, primarily on the distal parts, during those periods when the shore line was at this level. It is probable that the material seen in the cuttings (Fig. 3 and 4) is mainly of shore deposits, re-deposition probably not having extended very deeply, due to the relative coarseness of the material forming the plateau and also found on the surface in the distal parts.

The material on the surface of the plateau is too coarse to have been deposited by melt-water streams, whose existence can now be traced from their channel system. The irregular surface formations of the middle and proximal parts of the plateau indicate that the ice margin had for some time a more advanced position, during which period the coarse

material was deposited. Later, during the final stage of the plateau formation when there must have been a standstill of the ice margin (as judged from the abrupt boundary of the proximal part), these supra-aqueous parts have been crossed by meltwater streams, whose erosive power produced the channels now seen on the surface. Thus they depict only the conditions during the last stage of the formation of the plateau, but they also prove that the melt-water streams have played a great role in this process. The distal part of the plateau is more uniform, the material here being finer, indicating that the sedimentation in these places has been more constant.

The finer material deposited immediately to the south of the plateau, primarily sand, is probably of shore deposits. The main body of the earlier mentioned (p. 10) extensions running S. or S.E., however, probably represents primary deposits marking the position of especially strong meltwater streams that have been able to transport material further from the ice margin than the others. The surface features of these deposits have certainly been later changed by erosion.

Till is found neither on the surface of the plateau nor in the few available cuttings, but that does not exclude the possibility that there may be a body of till at a greater depth.

The plateau discussed above must represent a terminal terrace, formed wholly or to a great extent of glacial material with some re-deposition in the distal parts. The regular shape of the plateau with its sharp limits necessitates the assumption that the ice margin during the last stage of the formation has not moved, which fact is also indicated by the way in which the melt-water streams radiate from the proximal part towards the distal part.

Sauramo (1929, 1931, 1940) in his interpretation of the structure of Salpausselkä, says that the ridge is, in the ideal case, constituted of a terminal moraine with a delta or a delta complex on the distal side in which topset, forset, and bottomset beds are found. This interpretation is based on De Geer's (1897, 1909, 1910) theory that the eskers and marginal formations were caused by subglacial rivers. This theory has been accepted not only by Sauramo but by others, including Sederholm (1910). Tanner (1933; Brenner and Tanner, 1930) in general accepts Sauramo's interpretation, but he especially stresses the significance of the shore deposits and states that the Salpausselkä ridges can not be said to be formed by homogenous glacial formations. According to Tanner three stages may be recognized in the marginal formations. First, a »deposition of morainic drift at the edge of the land ice in the form of marginal ridges and chains of mounds, partly sub-aqueously, partly possibly supra-aqueously» has taken place (Tanner, 1933, p. 33). If oscillations of the ice margin occurred, overthrusts were formed, and in that case glacial layers are frequently found in the moraine. Then

sub-glacial rivers deposited sorted material, in some places producing delta-like formations. Finally shore erosion of the formations led to re-deposition of both the glaci-fluvial material and the till, to a greater or lesser extent depending on how exposed the marginal formation was.

The interpretation presented above of the formation of the plateau at Lahti is in accord with the investigations referred to. These are based primarily on studies of the more extensive cuttings through Salpausselkä at Hyvinkää, Lahti (east of the town), and Vierumäki (Sederholm, 1910; Brenner and Tanner, 1930; Tanner, 1933; Sauramo, 1931).

From studying the cuttings of Salpausselkä Frosterus (1890) points out that Salpausselkä was formed in two stages and that during the second stage a layer of till was formed that, for instance at Kouvola, was deposited during an advance of the ice over the stratified drift earlier deposited. Hyyppä (1951) has also found till in the proximal parts covering the stratified drift. This has led him to the conclusion that there has been a greater or lesser advance of the ice margin, till having then been deposited upon the earlier formation. This interpretation enables us to understand the occurrence of coarse material on the surface of many of the marginal formations of Salpausselkä. The coarse material seen on the surface and possibly also occurring deeper in the proximal and middle parts of the plateau at Lahti is not formed of till but of glaci-fluvial material, the deposition of which has not been consequent on an advance of the ice margin. However, it is suggested that its occurrence may have been due to a previous position of the ice margin somewhat (about 500 m?) further to the south.

In Leiviskä's (1920) detailed investigation of Salpausselkä I and II he rejects the «delta theory» and claims that the sorted material in the marginal formations has not been deposited by subglacial streams but has been washed down and partly transported away by streams from the melting ice, being stratified and sorted in the process. Leiviskä then credits a very great importance to the influence of the sea. From what has been seen from the investigations mentioned above it is, however, difficult to neglect wholly the significance of the subglacial streams.

The plateaus further west of Lahti are not so sharply delimited as the one just described (Fig. 2). In them, however, in some places melt-water channels may be traced similar to those mentioned above. About 15 km to the west of Lahti, at Sairakkala, there is a comparatively large valley, about 1 km wide, having at its mouth a great number of kettle-holes and being closed by a shore bar (Sauramo, 1940). The local deviations in the formation of the plateaus in the Lahti area are probably due to topographical differences. South of Vesijärvi the ice margin has not been deflected by any hills, but further west the irregular nature of the terrain has prevented any uniform sedimentation. The whole area south of Tiirismaa (223 m a.s.l.) is incompletely filled while the western plateaus, although irregular, are better developed, their distal parts frequently being

only weakly inclined. The shore lines are here difficult to trace, although the oldest wave-cut cliffs and the shore bars are in some places extensive.

#### SHORE LINE DISPLACEMENT

When studying the displacement of the shore line it is important to determine the relation of the marginal formations to the sea level at the time of their formation. According to Leiviskä (1920, 1929) the plateaus of Salpausselkä were wholly formed under water, a fact that, according to him, is shown by the general even level of their surface. Another idea has, however, been presented by Ramsay and Sauramo. The former (Ramsay, 1922) states that the distal edge approximately corresponds to the surface level of the water when the plateau was formed. Using Leiviskä's (1920) measurements Ramsay has shown that the measurements of the altitudes of the distal edges give a smooth, continuous curve when presented graphically, while those of the crests of the plateaus give a rising and falling curve. Furthermore, Ramsay emphasizes that the system of isobases constructed for the plateaus of Salpausselkä, based on the values for the distal edges, provide us with synchronous stages. Sauramo (1928), arriving at the same conclusion as Ramsay, especially emphasizes the importance of the shore bar at the distal edge as an indicator of the water level.

The marginal terraces of Salpausselkä and their shore lines have provided the basis for the diagrams over the Baltic ice-lake stages studied especially by Ramsay (1922, 1924, 1929, 1931) and Sauramo (1934, 1937, 1940). In the first Salpausselkä stage (Salpausselkä I) two plateau levels may be distinguished, the older lying about 25 m higher than the younger one. Only in a few places in the marginal formations are they both developed or do they even occur simultaneously. One of the best developed of the plateau formations is situated at Utti, the older level being 120 m and the younger one 95 m a.s.l. (Sauramo 1937). Only the higher level is found in the Lahti area. As stated in the discussion of the plateau immediately to the west of the town, the terrace is here situated at 150 m, but further to the west it reaches 160 m a.s.l. (at Sairakkala). According to the terminology used by Sauramo (1949), which is used in the present work, this niveau is marked BI (Fig. 5). The ice margin, as already mentioned, started its retreat when the surface of the water was still at BI. Consequently the lower plateau for Salpausselkä I, 25 m below the higher one, is not found here. Therefore traces of BI are also found in the proximal parts as, for instance, on the eastern slope of the hill Hakalaukunmäki (about 3 km east of Tiirismaa) where a cliff is found at 153.2—155.2 m a.s.l. according to Hyyppä's (1947) measurements. Earlier the same shore line has been described by Berghell (1896), who measured its altitude to be about 156 m at Messilä and about 158 m on the northern slope of Tiirismaa.

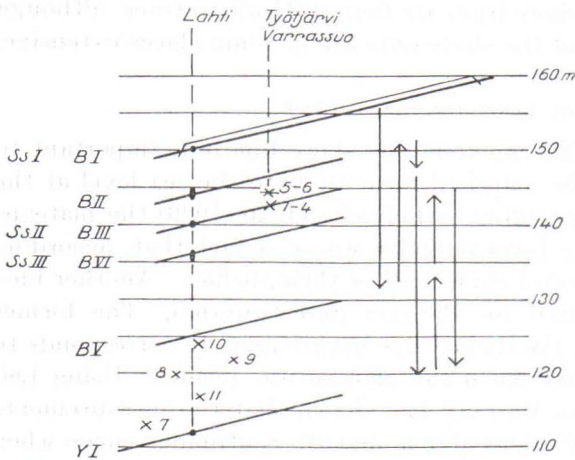


Fig. 5. Shore diagram from the Lahti area. 1—11, altitudes of the profiles studied by pollen analysis.

The well-developed cliff at 140 m found on the present plateau at Lahti corresponds to B III, the level for Salpausselkä II, being preceded by B II at Lahti reaching 144 m. The shore line at 135 m corresponds to the level of Salpausselkä III, (B VI) and the cliff at 112 m to the first Yoldia level, Y I. The 112 m isobase drawn in the map (Fig. 1) is based on the investigations by Tolvanen (1922), Aario (1936), and Sauramo (1949) in the district around lake Päijänne.

On the high hills covered by till at Tiirismaa (223 m a.s.l.), traces are found of shore formations above the level for B I. Ramsay (1931) has found glacial deposits on the northern slope, north of Villipelto, up to an altitude of 176 m. They are, however, limited to a smaller area and it is probable, as pointed out by Ramsay, that these glacial deposits were formed in an ice-dammed lake. Nearby, at about the same level, traces of erosion are in addition found in a cleft in N.-S. direction. It is possible that the cleft formed a drain for the same ice-lake which produced the glacial deposits. On Tiirismaa Hyypä (1945) has found traces of erosion and ice-pushed shoremarks which, according to his measurements, are found even at 215—216 m also on the southern slope. They may have been formed either by local ice-dammed lakes around Tiirismaa or in connection with earlier stages in the evolution of the Baltic Sea before the surface of the water had sunk to B I (or perhaps partly in local ice-dammed lakes and partly in connection with the Baltic Sea). The abovementioned occurrence of glacial material indicates that local ice-dammed lakes have existed here, but it cannot be concluded, on the basis of the investigations up to the present, whether or not all these traces of shore lines have been formed by local ice-dammed lakes.

What is important in the present work, however, is to find a basis for a correlation of the pollen diagrams investigated with the shore line displacement. In this case it is the shore lines B I—Y I which are primarily concerned. These are well-established in the Lahti area. The altitudes of the profiles (no. 1—11) investigated by pollen analysis and their relations to the shore lines are seen in the accompanying diagram (Fig. 5).

## POLLEN DIAGRAMS FROM THE LAHTI DISTRICT

### INTRODUCTION

#### PREPARATION OF SAMPLES FOR POLLEN ANALYSIS

Pollen samples have been prepared from the organic deposits, here mostly lake muds and peats, by direct treatment with 10 % caustic potash (KOH). When the peat has been deficient in pollen, the method of acetolysis and oxidation as developed by Erdtman (G. Erdtman and H. Erdtman, 1933; G. Erdtman 1934, 1943) has been used. The same method has been employed for samples for the determination of the absolute frequency of pollen (APF). When investigating samples of clay and silt the siliceous matter has been removed by treatment with hydrofluoric acid (Assarsson and Granlund, 1924). As it has been observed that the two latter methods do not affect the percentual composition (Wenner, 1948), it has been possible to use all three procedures in the same diagram. Oxidation of samples of peat, deficient in pollen, has, whenever possible, been avoided since it has been shown (see, e. g., Faegri and Iversen, 1950) that in this case some destruction of pollen may also occur.

#### SAMPLE FREQUENCY AND THE RELIABILITY OF THE DIAGRAMS

Shortening the sampling interval has led to a much greater reliability and use of pollen analysis technique, especially in shore line investigations, as is evident from Sauramo's (1946, 1947, 1949) work. Other investigators, for instance von Post (1947) in Sweden, have stressed the importance of taking the samples at small distances apart. With a sampling interval of 10 cm, in some instances of 5 cm, as in earlier investigations, important details could be missed. Sauramo has therefore, in the case of older deposits used even 1 cm intervals in limnic deposits. Thus new details have been found. The number of diagrams thoroughly investigated in this way is already so great that it can be clearly seen that this decrease in sampling interval is justified in the case of older deposits. The interval to be adopted must, however, be determined separately in every single case. Attention should then be paid mainly to the rate of growth of the

deposit in question. Consequently, limnic sediments as a rule must be studied with shorter intervals than terrestrial.

In the interpretation of pollen diagrams statistical errors must also be taken into account. This source of error has been studied by Faegri (1945, 1947), who has calculated the standard variation for different percentages and the dependence of the variation on the total number of pollen grains counted. In general the statistical certainty improves as more pollen grains are counted, but it has become evident that the values between 20 % and 80 % are satisfactory for a lesser incidence of pollen than the values under 10 % and over 90 %. Faegri points out that the results in general are of a satisfactory certainty when 150 pollen grains have been counted, but also mentions that practice has shown that in every case the character of the diagram must be taken into account when determining how many grains shall be counted. It is justifiable, according to Faegri, when studying very pollendeficient samples, to count only 50 pollen grains from each preparation, but in such instances the details of the diagram must be said to be very uncertain. On the other hand in order to get a reliable picture of variation of components that are represented by only a small percent, many hundreds of pollen must be counted. The same feature, concerning such low values, is seen also in the table made by Erdtman (1921) where the percentages are given for different numbers of pollen grains counted. In connection with pollen-analytical investigations in Labrador Wenner (1948) has counted so many grains in some pollen spectra that the percentages remain constant after a while, and he has given the values for every extra hundred grains counted. From the results he concludes that an essentially correct diagram is obtained after counting 100 pollen grains.

In the samples investigated usually 150 pollen grains have been counted, but in some cases as, for instance, in Varrassuo bog at Lahti, where the lowest layers of peat are very deficient in pollen, only 60—100. In order to get a picture of how much the percentages in these diagrams change between counts of 50 and 100 pollen grains, the percentages of *Alnus*, *Betula*, and *Pinus* have been noted corresponding to 50, 100, and 150 grains counted in a part of a diagram from Varrassuo-bog (Fig. 6). The maximum difference in the percentages between the values calculated from 50 and 150 pollen grains is for *Betula* and *Pinus* 13 and 14 % respectively and between the values calculated from 100 and 150 grains 9 % for both. The curve from a count of 50 pollen grains is not essentially different from that for 150 pollen grains for these two tree species. (When *Betula* and *Pinus* are the main components it is natural that they are dependent on each other to a great extent). Thus it can be said that for *Betula* and *Pinus* quite a satisfactory result is obtained by counting 50—100 pollen grains. However, the result is more uncertain when smaller percentages are involved, which is evident from the values given



for *Alnus*. (The variations do not stand out clearly in the diagram). In 6 samples where 1 % *Alnus* was obtained after 150 grains had been counted only 2 gave any *Alnus* at all after 50. Although the material is small, the facts mentioned above confirm the view, mentioned earlier, that it is difficult to interpret the low percentages unless a reasonably high number of pollen grains have been counted. As there is often only a small percent of *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, and *Picea* in the older parts of the diagrams their curves are very unreliable in cases where only small numbers of pollen grains have been counted.

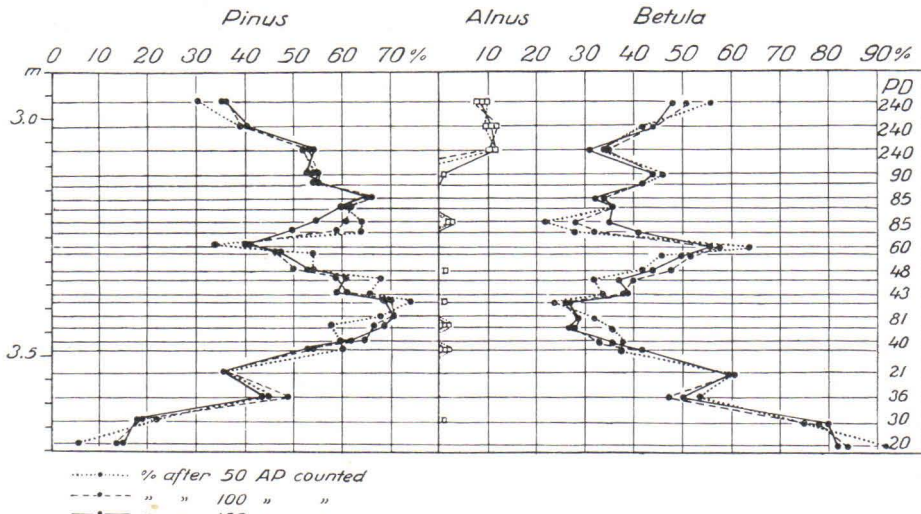


Fig. 6. Diagram giving the percentages of *Pinus*, *Alnus*, and *Betula* for 50, 100, and 150 pollen grains counted in a part of a diagram (No. 1) from Varrassuo bog.

Figure 6 also shows that little or no error in the counts arises from any uneven distribution of the pollen grains due to selective spreading under the cover glass. Comparing the percentage variations with the pollen density, that is the number of pollen grains per  $\text{cm}^2$  (the cover glass =  $5.5 \text{ cm}^2$ ), it is evident that the variations do not show any definite trend. This means that the percentage of pollen of a certain size, for instance the smaller *Betula* pollen, is not greater after counting 50 pollen grains than after counting 100, in those cases where only one cover glass has been used. Disturbing differentiations in the preparations used have thus not occurred.

In some of the diagrams, especially in those from peat deposits, the percentage for a single kind of pollen may be unusually high, the absolute frequency of pollen being simultaneously higher than usual. This is due to local over-representation by some heavy pollen producer in the immediate neighbourhood of the place where the sample has been taken. Sometimes a diagram may give a quite erroneous picture due to such

disturbances. Usually these are greatest in peat deposits, which ought on this account to be avoided wherever possible, and limnic sediments should be used to the greatest possible extent. In the pollen-analytical studies on the plateau at Lahti it has been possible to compare the diagrams from Varrassuo bog with those from mud deposits from the nearby lakes Työtjärvi and Mustajärvi. Thus a control has been obtained as to what extent the limnic deposits differ from the peat.

The local effect is small if only arboreal pollen (AP) are concerned but more pronounced in respect to nonarboreal pollen (NAP). (The influence of the NAP will be discussed later on).

When studying late-Glacial samples, representing woodless periods, in which the absolute frequency of pollen is very low, pollen may surprisingly occur that represent quite a different type of vegetation than that evidenced by the other pollen types. Such occurrence of foreign pollen, which rarely exceeds 1 %, has been explained as due to long-distance transport. An immediate proof of this is given by Aario's (1940 a, 1940 b) investigations of subrecent peat from the Lapland tundra in the Petsamo district. In some of the samples he has thus found pollen of both *Tilia* and *Ulmus*. In order to find out the extent of the long-distance transport actual measurements have been made, for instance, by Hesselman (1919 a, 1919 b) in the southern parts of the Gulf of Bothnia, and by Hyde and Williams (1944) in Great Britain. According to these investigators long-distance transport is very extensive and thus one must be extremely careful in the interpretation of such small percentages.

Earlier, organogenic and minerogenic deposits were used indiscriminately for pollen analysis, which led to wrong interpretations, especially of the late-Glacial period. The pollen composition of minerogenic deposits was studied first of all by Iversen (1936), who showed that in the Danish sediments secondary pollen occur abundantly, as for instance *Alnus*, *Corylus* (-type), *Picea*, *Tilia*, *Ulmus*, and *Quercus* which originate from earlier, interglacial deposits. Iversen has worked out a method of subtraction that he has used, e. g., in investigations at Nørre Lyngby where fossil-deficient sandlayers were utilized for the reduction (Iversen, 1942). Also in other parts of Europe the influence of secondary pollen has been demonstrated (Erdtman, 1943; Firbas, 1949), but owing to the varying conditions under which the different minerogenic deposits have been formed the secondary influence varies greatly; sometimes it is nearly nonexistent, sometimes so extensive that the diagrams obtained are wholly misleading.

In Finland the effect of secondary pollen was first studied by Hyypä (1936), who in his pollen-analytical studies in northern Finland also analyzed samples of till. He found that only the highest layers, primarily from 0 to 1.50 m, contained pollen and that the most common types were *Pinus* and *Betula*. Deeper in the till, according to Hyypä, only a small

number of pollen grains occur, which were difficult to determine. None of the samples studied by Hyyppä contained pollen of rare deciduous trees; the only arboreal pollen present was of *Pinus*, *Betula*, *Picea*, and *Alnus*. Pollen from *Ericaceae* and spores from *Lycopodium*, *Polypodiaceae* and *Sphagnum* were also common. Hyyppä states that the pollen has been more evenly distributed within the till by running water in post-Glacial, and partly also in late-Glacial, time. According to him secondary pollen is found only in regions where the till contains interglacial or tertiary sediments rich in pollen.

The investigations on the pollen percentage in tills from different parts of Finland made by Mr. L. Heinonen, M. A. (unpublished) have shown that these contain pollen not only of *Pinus*, *Betula*, and *Alnus* but also of *Corylus*, *Quercus*, and *Tilia* and that they do not occur only in the surface layers. Thus it is impossible to explain their occurrence by assuming that the pollen grains have been deposited or distributed by running water. Consequently, they originated at some interglacial period.

Comparing organogenic deposits with clays of equal age Sauramo (1949) has observed that secondary pollen occurs in the latter especially in those layers that have been formed when the pollen production has been feeble (which can be seen from the quantitative investigations of the corresponding organogenic deposits). In these older clays the occurrence of pollen of rare deciduous trees is noteworthy, being the same ones that Heinonen has found in samples of till. As a rule these do not occur in the corresponding organogenic deposits. Although it is impossible to interpret the development of the vegetation on the basis of pollen diagrams from clays, one is able by comparison with other diagrams from organogenic deposits to identify the different sections or zones and thus to determine the age of the clays. In addition to secondary pollen an over-representation of *Pinus* is often observed, sometimes to such a high degree that a determination of the age of the deposit is thereby rendered impossible. This over-representation has been assumed to be caused by irregularities in pollen sedimentation, but the problem is not yet wholly clarified. The strong rise of the *Pinus* curve observed in some diagrams from Finland (Sauramo, 1949) is apparently caused in the first place by over-representation and to a less extent by presence of secondary pollen.

#### METHODS USED IN THE STUDY OF THE FOREST LIMIT

The stage at which a transition from tundra to forest has taken place may already be concluded from the AP composition in some diagrams. This question has been studied in particular by Aario (1940 a, 1940 b) who has analyzed samples of semirecent peat from Petsamo-Lapland. These investigations have shown that although the pollenrain in a pine forest area is dominated by *Pinus* pollen (reflected as a *Pinus maximum*

in the pollen spectra), and that in a birch forest by *Betula*, there is still an appreciable amount of *Pinus* pollen in the pollen rain in the latter area, up to 35%. When moving to the tundra the amount of *Pinus* rises and gives in the tundra the same percentages as for the pine forest region. While the composition of the arboreal pollen in the forest areas corresponds, with regard to the species represented, to the relative composition of the forests, the tundra gives a composition that is wholly determined by long-distance transport. Here the character of the surrounding forests is depicted, and thus the AP composition in Aario's work corresponds to the forest type in northern Lapland. Spruce, however, is often over-represented, the chances for long flights for the pollen rising strongly with the height of the starting point. Thus the spruce, which in Lapland as a rule is taller than the other trees, has a very favourable position as producer of pollen. The relatively abundant occurrence of *Pinus* and *Picea* pollen is, according to Aario, not due to the better flying capacity of the pollen grains but, as mentioned above, the composition of the pollen rain is determined by the vegetation over a relatively wide area. Auer (1927) obtained practically the same results as Aario when studying the pollen content of peat deposits from different mountains in Lapland. However, when trying to prove the existence of woodless areas, the mass effect of the vegetation over a large area must be taken into account, as pointed out by Firbas (1949). Consequently it is not self-evident that an excess of *Pinus* is always the indicator of tundra.

The transition from tundra to forest can most easily be demonstrated by the aid of the NAP, as revealed by study of the great number of diagrams published from different parts of Europe. From the summary of the forest history of central Europe by Firbas (1949) it can be seen that the amount of NAP (generally expressed as a percentage of the AP) in forest areas rarely exceeds 100%, while in the existing tundra territories and in woodless coastlands as well as in Glacial and late-Glacial deposits it often reaches 1000%. However, the figure varies considerably in different areas, hence the character of the deposits and the habitat conditions must be taken into account in every instance. A thorough picture of the variations in NAP is revealed from Aario's (1940 a, 1940 b, 1944) investigations in Petsamo-Lapland. He has found that the average NAP value on the tundra is 122%, but single values may in certain cases be under 10%. Aario states that even 30% is sufficient as an indicator of woodlessness providing not more than half of the amount is of one and the same type of pollen. In general a high NAP value is the more reliable in this respect, the more types of pollen there are represented. In the forest territories in the Petsamo area, the value is between 9% and 34% but the influence of *Ericaceae* pollen may raise it over 100%. It is thus impossible to use *Ericaceae* pollen alone as indicator of tundra. The presence of subalpine birch forest in an area cannot be demonstrated by

the aid of the NAP value, the percentage here being as low as in the forest areas.

Aario's investigations dealt only with peat deposits where the effect of the local vegetation is more predominant than in limnic deposits. In clay too other disturbances occur, in the first place the secondary deposition influence and the over-representation of *Pinus*. In all these deposits, however, variations in the amount of NAP due to the transition from tundra to forest are seen, but a high NAP value in, for instance, a peat, does not always signify woodlessness since it may be caused by a local over-representation. No effort, however, has been made to eliminate this influence in the diagrams here investigated, other than in the limnic deposits where the water plants have been excluded from the total NAP value.

In the diagrams the NAP has been divided into five groups, which provides the possibility of presenting their variations graphically in connection with the AP diagrams. The following categories have been used: *Chenopodiaceae* (and *Caryophyllaceae*), *Cyperaceae*, *Ericales*, *Gramineae*, and *Varia*. All less abundant pollen grains are referred to the latter group, which generally represents *Compositae* (mostly *Artemisia*), *Cruciferae*, *Epilobium*, *Hippopharë*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, and *Umbelliferae*. For a more detailed picture of the variations in NAP, than that obtained from the diagrams, tables are included which give the actual percentages of the different components. But even in the tables the division in some cases is rather crude, *Ericales*, for instance, comprising both *Ericaceae* and *Empetraceae*. *Salix*, which is of great importance when investigating the late-Glacial period, has been plotted separately in the diagrams, the values in conformity with the NAP values being the number of pollen relative to 100 AP counted. The spores, generally representing *Equisetum*, *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*, and *Sphagnum* have not been included in the diagrams.

In addition to the NAP changes information can be obtained about the evolution of forest from the pollen density (PD) and the absolute frequency of pollen (APF). The former value expresses the number of arboreal pollen grains per cm<sup>2</sup> of the preparation and is to a great extent dependent on the procedure used by each investigator, thus making a comparison with other work difficult. Very marked differences may, however, be traced by these values. In the present diagrams, the PD value is often the average of that of 2—5 preparations, especially in the diagrams having a small sampling interval. In this way the error due to difference in the thickness of the preparation is to some extent eliminated. It must, however, be noted that although exact values have been given for PD and APF, only clearly defined, large maxima may be used in the subsequent interpretation. Better results are often obtained with the aid of APF than studying PD. The application of both these methods,

however, requires the peat being investigated to be homogeneous throughout the profile. This, of course, limits the usefulness of the methods. Mud may also be used to some extent but the values obtained cannot be compared with those from peat.

The APF value is the number of arboreal pollen in 50 mg of air-dried material (of this amount only a part has been analyzed). The factors causing variation in the APF have been explained by Aario (1940 a, 1940 b, 1942, 1944) in investigations on subrecent samples of peat. It has been observed that the degree of humification has remarkably little influence on the values for APF, though the values for PD increase as humification becomes more complete. The percentage of pollen depends primarily on the rate of growth of the peat, being usually high in well humified peat since such peat often has a slow rate of growth. By comparing the APF from different kinds of peat Aario has shown that *Carex*-peat gives the highest values, because this peat type usually represents fen conditions with a slow rate of increase in height. A *Carex-Musci*-peat has as high an APF provided that conditions are favourable for pollen preservation.

The APF values have been found to be higher in the stratigraphic samples than in the subrecent ones, probably because the latter not yet have attained their final value. According to Aario, it is possible, with the aid of APF, to demonstrate the existence of tundra, of sub-alpine birch forest, and of other forest types, though without distinction between the different types of forest. He has obtained the following averages for APF (the first number given is from subrecent samples; the second, in brackets, from stratigraphic): tundra 69 (64), sub-alpine birch forest 1072 (1415), and the forest region 1520—1951 (2694—3451). According to Aario all samples giving a lower APF value than 100 may be claimed, with a great certainty, to have been formed in a tundra region. Where large areas of tundra are involved the value may be very low and, on the other hand, if the growth of the peat has been slow, the values may be higher. According to Aario, tundra may be demonstrated, in general, from a relatively limited material, whereas a much more extensive material is demanded before one can say that here existed a sub-alpine birch forest. If this region had been more extensive in Lapland than at the present time it would have been correspondingly more easily detectable in studies of NAP, APF, and PD values of the deposits.

#### BETULA ANALYSIS

Investigations, chiefly by Faegri (1936, 1940, 1944) in Norway, have shown that measurements of the size of the *Betula* pollen, that is a »*Betula* analysis», may be used to discriminate between the different species and that it is possible by this method to distinguish between late-Glacial and

post-Glacial deposits. He starts from the results which Eneroth (unpublished) arrived at when measuring the pollen grains of different *Betula* species. *Betula nana* has been shown to possess the smallest grains, then follow *B. verrucosa*, *B. pubescens*, and *B. tortuosa* in the order mentioned. This order has been verified by Miss Helvi Uutela, M. A. (Kujala, 1946) whose results are given in Fig. 7. The samples have been treated with alcohol before measurement.

Species	Diameter in $\mu$												
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Number of pollen grains												
<i>B. verrucosa</i> . . . . .	—	1	1	7	8	3	3	1	1	—	—	—	25
<i>B. pubescens</i> southern Finland .	—	—	—	—	—	1	9	21	19	9	1	—	60
<i>B. pubescens</i> reg. al- pina . . . . .	—	—	—	—	—	—	1	13	12	16	5	1	48
<i>B. nana</i> . . . . .	1	5	14	8	1	—	—	—	—	—	—	—	29

Fig. 7. Table giving the size of the pollen grains of different *Betula* species (according to Kujala, 1946).

In Faegri's (1940) opinion the most important geological result of the *Betula* analysis is that the size of the *Betula* pollen shows a relationship to temperature. Thus the *B. »verrucosa»* type has the highest temperature demands and the smallest pollen grains, the largest being from the *B. »tortuosa»*-type, while the intermediate type *B. »pubescens»* has pollen grains of intermediate size. *Betula nana* possesses the smallest pollen grains of all and thus falls outside this series. Whatever may be said about identifying the different species it is, however, evident that the circumstance that smaller pollen grains signify a higher temperature demand may be used for analytical purposes. It is also important that the role and influence of *Betula nana* is now known. Hyypä (1936) and Aario (1941) have shown that *B. nana* generally furnishes only a small part of the total birch pollen rain but it may form a very disturbing factor in woodless regions.

Contrary to Faegri, Aario (1941) from investigations in Lapland states that a satisfactory result is not obtained by *Betula* analysis owing to too great sources of error. According to Aario the size of the pollen grain varies according to the kind of peat. The changes are most marked in strongly humified peat and least in raw *Sphagnum* peat. He thinks it probable that the chemical and physical effect of the surrounding deposit on the pollen grains is different for the different *Betula* species. Aario based these assumptions on analyses from peat where the sources of error are most marked. Faegri (1944) points out that, when analyzing peat

comparison with analyses from lake sediments has to be made to make possible a correct interpretation of the variations.

When investigating the Varrassuo bog at Lahti in the present work a *Betula* analysis was made for a few samples from the oldest sections to find out whether the transition from tundra to forest, as detected by other methods, can be demonstrated. That such a small number of measurements have been made is due to the low pollen content of the samples which necessitated the use of the acetolysis method. Such samples can not be used in the *Betula* measurements since the pollen grains have been shown to increase in size during the procedure (Faegri and Iversen, 1950). The use of hydrofluoric acid also causes size-changes. Thus it has been impossible to analyze the samples from Työtjärvi and Mustajärvi, that otherwise would have been more suitable, because the lowermost samples are so rich in sand and silt that it has been necessary to treat them with hydrofluoric acid. To provide comparison with the measurements from Varrassuo bog the size of *Betula* pollen grains from Hiilisuo bog in Russian Karelia has been measured.

Wenner (1948), who has made similar determinations in diagrams from Labrador, points out that as it has been observed that the size of the pollen grains varies in different kinds of peat, comparative measurements ought to be made with other types of pollen grains in order to find out whether the variations are of the same order in each case. The older deposits have been utilised chiefly in the measurements from Varrassuo. In these deposits, the pollen content is very poor, consisting principally of only *Betula* and *Pinus*. Thus in the *Betula* analysis only *Pinus* pollen grains could be used for a comparison. The variations of these have, however, been found to be much too great. The length, for instance, varies by up to 20  $\mu$  which is too great variation to provide a useful average from samples poor in pollen, especially considering that the variations between the average for the difficult *Betula* species is only 2—4  $\mu$ .

100—120 pollen grains have been measured, the values being the greatest diameter, from the outer edge of a pore to the other wall, and measured with an accuracy of 2  $\mu$ . The samples have been treated with potassium hydroxide.

SUMMARY OF THE FOREST HISTORY OF FINLAND AND OTHER PARTS OF EUROPE AS  
COMPARED WITH THE ICE RETREAT

By diminishing the sampling interval and taking the influence of secondary pollen into account, Sauramo (1946, 1947, 1949) has been able to apply the same zones to the Finnish diagrams as those introduced by



Jessen (1935) in Denmark. This zonation has been generally accepted in other parts of Europe, particularly in Germany and England (see, e. g., Firbas, 1949; Godwin, 1943). This conformity has been established, however, only for the oldest of the post-Glacial zones while the younger ones have as yet been neither so uniformly accepted nor even recognized in investigations up to the present day. In the following pages is given a short survey, following Sauramo (1949), of the zones hitherto recognized in southern and central Finland.

I V. Pre-Boreal. — This zone, the oldest one hitherto found in Finland, is characterized by a prominent *Betula* maximum, with values often rising to 80—90 %. *Pinus* and low percentages of *Alnus* are occasionally found in the upper part of the zone. The curves for *Corylus* and *Ulmus* regularly start here, though seldom exceeding 2 %. On these grounds it is possible to distinguish between a lower part of zone IV, having only *Betula* and *Pinus*, and an upper part regularly containing *Corylus* and *Ulmus*, sometimes *Alnus*. From the standpoint of forest history the shore lines Y I, Y II, Y III, and Y IV (Sauramo 1949), belonging to the Finiglacial Yoldia Sea, fall within the older part of the pre-Boreal *Betula* maximum.

During the pre-Boreal period forest occurred commonly, as evidenced by the high values for APF and PD.

V. Boreal. — A careful investigation employing close samples shows that zone V is divided into three parts. The lowest, V a, and the highest one, V c, is dominated by *Pinus* the intermediate part (V b) showing a rise of *Betula*. *Corylus*, *Ulmus*, and *Alnus* are found, the last somewhat irregularly, though seldom exceeding 5 %. The first two do not show any regular variations corresponding to the subzones, *Alnus* as a rule showing a rise in V b in those diagrams in which it has already appeared by this zone. (From what has been said it is evident that the marked Boreal *Corylus* maximum found in central Europe is not obtained here).

These three subzones are nearly always found in the diagrams studied (with sufficiently close sampling) from southern and central Finland. Although it is shown that this triple division generally occurs the cause is, however, unknown. Whether these three subzones may be traced elsewhere than in Finland, in the first place in Scandinavia and in the territory around the southern parts of the Baltic Sea, cannot at present be determined from the investigations available. That the Boreal zone can be subdivided is, however, demonstrated by investigations in England (Godwin 1943). Although these minor zones cannot be directly compared with those from Finland, the need of a more careful investigation of the diagrams than before is evident.

The shore lines for Rha I and A. G. (= *Ancylusgrenze*) fall within zone V (Sauramo, 1949); the former representing a marine transgression

stage in V a and the latter giving the limit of the *Ancylus* transgression in V c. The preceding low level of the sea corresponds to V b.

The transition from zone IV to V is marked by a strong increase in the *Pinus* curve, usually to 60—70 %. At the upper zone-limit of V the *Pinus* curve generally sinks. The transition to the following zone VI is, however, definitely indicated by the steep rise of the *Alnus* curve up to 10—20 %. It is notable that the continuous curve for *Alnus* in some diagrams starts somewhere in zone V but in these cases, too, the upper zone limit is marked by a steep rise.

VI, VII and VIII. Atlantic and sub-Boreal. — These zones comprise the region between the steep rise of the *Alnus* curve and the rise of the *Picea* curve that marks the beginning of the sub-Atlantic period. Delimitations of the three zones cannot be based on changes in the values for *Betula* and *Pinus* since their curves have a different course in different diagrams. In most of them *Betula* is dominant. Nor does the curve for *Alnus* display any regular fluctuations. *Corylus* and *Ulmus* occur regularly here in their highest values rarely, however, rising above 5 %. Often *Tilia* shows a continuous curve in the upper part. This provides a distinction between zone VI and zones VII and VIII, in which *Quercus* is found as well as *Tilia*, although irregularly. Here *Corylus* and *Ulmus* frequently have higher values than earlier. According to this division, zone VI is the section in which, besides *Betula*, *Pinus*, and *Alnus*, only *Corylus* and *Ulmus* are found. The two following zones show in addition *Tilia* and *Quercus*. Since these occur sparsely in some diagrams only, the division is thereby rendered uncertain.

Concerning the evolution of the Baltic Sea the zones mentioned correspond to different stages of the Litorina Sea. This can, for instance, be seen from the investigations of Hyypä (1937) and Aurola (1938) in the coastal region in southern Finland.

IX. Sub-Atlantic. — *Picea* occurs here abundantly, rising generally to 20—30 % and sometimes, especially immediately above the lower limit of this zone, exceeding even 50 %. Although this zone is the first in which *Picea* shows a strong rise it may have a continuous curve rising to 5 % already earlier during the Atlantic or sub-Boreal period in some diagrams. In zone IX, *Pinus* frequently has values as high as in zone V, the curves for *Betula* and *Alnus* sinking. At the lower limit of this zone the curves for *Tilia* and *Quercus* usually stop and *Corylus* and *Ulmus* disappear. The latter at any rate show a marked decrease and even if they still appear they no longer have continuous curves.

The curves for the different kinds of trees have been discussed above in connection with the zonation, but the actual evolution of the forest has not been touched upon. Already during the Yoldia-period, that is,

the time of shore lines Y I, Y II, Y III, and Y IV (Sauramo, 1949) that falls in zone IV, forest was as already mentioned, common in the southern and central parts of Finland. The main features of the subsequent evolution is wellknown, as can be seen from a summary by Sauramo (1941). Concerning the development of the vegetation in Finland during the retreat of the ice from southern and eastern Finland and during the formation of the Salpausselkä moraines, the Gothiglacial period in the ice retreat according to De Geer, our information is scanty. Before mentioning the investigations on this period carried out in Finland the development in other parts of Europe will be reviewed to give a background for a discussion of the evolution in Finland and the investigation thereof.

The pre-Boreal zone IV, also found in Finland, is preceded by three zones which Jessen (1935) has called Older Dryas (I), Alleröd (II), and Younger Dryas (III). During the general improvement after the last glaciation in northern Europe the Alleröd indicates a transient optimum of temperature, the Alleröd period being followed by a colder period, Younger Dryas. After this the climate has improved again during the pre-Boreal period (zone IV) that marks the transition to the post-Glacial period, according to Jessen. The three earlier stages form the late-Glacial period in this classification. As this two-fold division has been generally accepted (see, e. g., Firbas, 1949), it has been used also in the present work to prevent any confusion in the terminology arising when comparing diagrams from Finland with those of other areas. The zones hitherto established in Finland are thus all referred to the post-Glacial. The late-Glacial development, characterized by the three climatically different zones which have been demonstrated in widely separated parts of Europe, is expressed in various ways in the diagrams. This depends on the relationship of the deposits concerned to the proximity of the retreating ice margin. A betterment or a worsening of the climate caused a corresponding displacement of the different vegetational belts existing beyond the ice margin. Such reciprocal displacements occurred during the two late-Glacial zones II and III, which is made evident in the detailed survey of the forest history of central Europe by Firbas (1949). In this summary, containing many diagrams that throw light upon conditions during the late-Glacial period, only a few diagrams are found which show the same characteristic features of the curves for the different kinds of tree as shown in the Finnish diagrams. One from Menturren in eastern Prussia studied by Gross (1937, Fig. 10; 1938, Fig. 3) and also published by Firbas (1949, Fig. 141) may be mentioned as an example of such a diagram. Here zones IV and V can be compared directly with the corresponding Finnish zones while the younger zones cannot yet be equated. It is evident from a comparison made by T. Nilsson (1948)

between the lowlands of north-western Germany and the Netherlands and on the other hand southern Scandinavia that the post-Glacial zones can in fact be equated with those in central Europe.

The three late-Glacial zones represent such pronounced climatic fluctuations followed by changes in the vegetation that they ought to indicate synchronous stages in the development over great areas as pointed out, by Gross (1937) among others. It is thus natural that they should have been found in diagrams from different parts of Europe, since they are a consequence of fundamental changes in the climate. In central Europe a great number of diagrams have been published all of which show the three late-Glacial zones, evident from the summary by Firbas (1949). In Denmark all three zones are also found as, for instance, in a diagram from Brøndum in northern Jutland published by Jessen (1935). Alleröd and Younger Dryas have been particularly studied by Iversen (1947) who has been able to investigate the true late-Glacial development, correcting his values against secondary influence. In the Netherlands too the late-Glacial zones have been recognized, among other by van der Hammen (1949) and De Planque (1950). In France, Georges and Camille Dubois (1944) claim to have found deposits of the Alleröd period. In the British Isles a development in the late-Glacial period has been demonstrated as identical with that found on the European mainland. After Erdtman (1928) had shown, by the aid of pollen analysis, that the course of vegetational history had been essentially the same in England as in Scandinavia during the post-Glacial period, the age of the different deposits could be determined by this method. The zones introduced by Jessen (1935) could in a modified form also be used. The post-Glacial period in England has been particularly studied by Godwin (e. g., 1943). Continued investigations have shown that late-Glacial deposits also exist in the British Isles. In Ireland Jessen and Farrington (1938) have studied a group of peat deposits which may be compared with the Danish ones with the aid of stratigraphy and pollen composition. Here the three zones I, II, and III are clearly distinguished. More recently Mitchell (1940, 1951) and Jessen (1949) have studied the late-Glacial period in Ireland and Pennington (1947) the same period in England.

It is not possible to connect the different late-Glacial zones with the stages in ice retreat in the territories mentioned above since the ice retreated from central Europe long before the Alleröd period. In Denmark (Iversen, 1947) Alleröd deposits are found in northern Jutland and Sjaelland and in Bornholm. Since these deposits are not covered by glacial ones the ice must already have retreated from these parts. The conclusion is that the Alleröd period corresponds to, or is younger than, the Gothiglacial stage in the ice retreat. Tracing the occurrence of Alleröd deposits to the north, it is possible to gain further information

about the age of this period. Zone II is, however, difficult to demonstrate because further north it loses its warm character.

In Sweden the late-Glacial period has been studied by pollen analysis by T. Nilsson (1935) who has made investigations in Skåne. His zonation is, however, in many cases probably erroneous because it is based mainly on the variations in the AP curves, the NAP curves not being used. His use of minerogenic deposits has also led to false interpretations since he uses no correction for secondary pollen. In zones II and III, which Nilsson calls XI and X, pollen grains of *Alnus* and *Corylus* are often found, in the former even *Tilia*. The stratigraphy, in many cases quite varied, and the pollen zonation have not been compared by Nilsson with the complicated displacement of the shore line in southern Sweden. Thus it is difficult to co-ordinate the different zonations with each other. If a comparison is made with late-Glacial diagrams from other parts of Europe, especially Denmark, the same features can be recognized. Alleröd and Younger Dryas show up with great certainty in the diagrams from the lake Ramnasjön, the Kaffatorp bog, the Ageröd bog, the Allerum bog, and the Vanstad bog. The small amounts of *Alnus*, *Corylus*, and *Tilia* in the older parts are probably of secondary origin. In a few diagrams Nilsson has not divided the late-Glacial period into the usual zones but has separated two sections  $\alpha$  and  $\beta$ , falling between zones IX and XII (= IV and I?). When compared with other diagrams it is seen, however, that probably in these diagrams Alleröd and Younger Dryas are the most clearly identifiable features.  $\beta$  would then correspond to Alleröd and  $\alpha$  to Younger Dryas. In both of the bogs Bökmossen and Åmossen,  $\beta$  is represented by a mud deposit covered by clay representing  $\alpha$ . Judging from both the stratigraphy and the pollen composition Alleröd and Younger Dryas probably occur best in these diagrams, mentioned above, in which Nilsson has not been able to use his general zonation.

In the diagrams from Skåne, the *Betula* curve is regularly higher during the Alleröd than during the Younger Dryas, which is characterized by a transitory *Pinus* maximum. (Besides *Betula* and *Pinus*, *Salix* is common in all the late-Glacial zones). The curve for *Betula* rises strongly at the transition to the post-Glacial period. The series of samples studied usually comprise organogenic deposits from the pre-Boreal time onwards. Zone IV (corresponding to Nilsson's zone IX) is clearly seen, as are the following zones. Nilsson's investigations show that the ice retreated from Skåne before the formation of the Alleröd deposits. This means that the Alleröd period must be younger than the halt stages of the ice in southern Sweden (= The Scanian Moraine). Nilsson points out that it is impossible to compare the subsequent late-Glacial development with the retreat of the ice sheet on the basis of the evolution in Skåne. Nevertheless he finds it probable that the cold oscillation during the Younger Dryas

period (zone X of Nilsson) corresponds to the standstill of the ice margin at the terminal moraines in central Sweden and that the Alleröd period corresponds to the retreat of the ice sheet through Småland to these terminal moraines. Nilsson's (1935) conception is strongly supported by the diagrams published by Mohrén (Berlin and Mohrén, 1942). Mohrén has studied 2 profiles from Småland (Ånganäs and Tjurken) and has been able to demonstrate both Alleröd and Younger Dryas comparable with Nilsson's diagram from Ageröd bog. In addition he gives as a comparison a diagram from Gothenburg. Although the late-Glacial zones separated by Mohrén in Småland are represented by clay, it is possible by means of the curves for *Betula* and *Pinus* and the stratigraphy to recognize the same features as in Nilsson's diagrams. The warm character of Alleröd is, however, due to the northern situation less marked than in sites further south. Stratigraphically the Younger Dryas period is evidenced by an admixture of sand in the clay. If the dating made by Mohrén is correct it means that the ice retreated from Småland already during the Alleröd as assumed by Nilsson.

When equating the Younger Dryas period with the stages in evolution of the Baltic Sea and the retreat of the ice sheet, some help is obtained from the investigations in Gotland and Öland. In Gotland von Post (Munthe, Hede and von Post, 1925) has been able by the aid of pollen diagrams and macrofossils, to prove the existence of an arctic-alpine vegetation preceding the Finiglacial improvement of the climate. Comparison with the shore line displacement has led von Post to conclude that the more warmth-demanding flora first occurs between the last draining of the Baltic ice-lake and the Ancyclus stage, that is during the Yoldia stage. At that time a general expansion of the forest took place. Since the arctic-alpine phase probably corresponds to the Younger Dryas period and the first expansion of the forest to the pre-Boreal period, then the transition from zone III to zone IV probably coincides with the last draining of the Baltic ice-lake. The two developmental stages above mentioned called IX (= IV ?) and X (= III ?) by von Post have been demonstrated by Lundqvist (1928) in Öland, for instance in Lunda bog. Zone X is here expressed as a strong *Pinus* maximum, but as the deposit itself is a clay it is possible that it is a false maximum due partly to secondary pollen, indicated by the occurrence of *Corylus* and *Tilia*, and partly to an over-representation of *Pinus* commonly occurring in clays. But since the *Pinus* maximum also continues in the sand and chalk-mud covering the clay it is probable that the course of the curves in the clay depicts the primary pollen composition. In zone X of Lundqvist, (1928) there is a pronounced maximum for *Salix*, which, however, according to reinvestigation by Erdtman (1946) has been shown mainly to consist of *Artemisia*. This zone cannot be equated with the stage in evolution of the Baltic Sea with the aid of the shore lines investigated by Lundqvist.

From the pollen-analytical studies in Sweden it is difficult to form a clear idea of the character of the late-Glacial vegetation, mainly because the majority of the deposits investigated are minerogenic. However, the diagrams show the same main characteristics as those from Denmark. During the Alleröd period there were probably thin birch forests in southern Sweden, a »park-tundra» like the one in northern Denmark (Iversen, 1947). Nearer the ice margin there was primarily tundra (Berlin and Mohrén, 1942). During the Younger Dryas period the forest retreated so that probably the greater part of Sweden was covered by tundra. Because the NAP values have not been studied more extensively the distribution of the forest cannot be determined with any certainty.

As mentioned previously, Alleröd deposits may be found even in Småland (Berlin and Mohrén, 1942). In addition the start of the post-Glacial period is probably synchronous with the start of the Finiglacial stage in the retreat of the ice (Munthe, Hede and von Post, 1925) which corresponds to the Yoldia stage in the evolution of the Baltic Sea. The investigations in Sweden thus indicate that the Younger Dryas period corresponds to the standstill of the ice at the terminal moraines in central Sweden, while the Alleröd period corresponds to the retreat of the ice sheet from southern Sweden to these terminal moraines. From his investigations in eastern Prussia Gross (1937) has concluded that the Younger Dryas period and the post-Glacial improvement of the climate represent such great climatic changes that they must have had an appreciable influence on the retreat of the ice sheet. Hence he equates Younger Dryas with the great standstill of the ice in Fennoscandia that led to the formation of the Salpausselkä moraines in Finland, the terminal moraines in central Sweden, and the Ra moraines in Norway. The post-Glacial improvement of the climate, according to Gross, caused the rapid, Finiglacial retreat of the ice sheet. The above-mentioned concept that the Younger Dryas period corresponds to the formation of the Fennoscandian moraines is supported by investigations in England, where Pennington (1947) has found out that during zone III (Younger Dryas) a temporary expansion of the already strongly diminished ice sheet took place. Thus it seems that here too the deterioration of climate has influenced the melting of the glaciers.

This conception of the age of Younger Dryas is accepted by the authors mentioned above and by many other workers, as made evident in the summary by Firbas (1949) on the forest history of central Europe.

In Jaeren, in south-western Norway, Faegri (1936, 1940) has found developmental stages that he has correlated with the Alleröd and Younger Dryas periods. In Norway too, according to Faegri, the transition to post-Glacial time is very marked indicating that this change was probably synchronous over a large area.

In Finland Hyypä (1933, 1936, 1937, 1941, 1943 a), especially in his earlier investigations, arrived at a conclusion about the correlation of the late-Glacial period with the ice-retreat stages different from that which has been discussed above. In his interpretation of the history of climate and vegetation of southeastern Finland Hyypä mainly uses diagrams from the Karelian isthmus. He has, for instance, studied samples of varved clay from Kivennapa where H. Lindberg (1910, 1916) found macrofossils of *Salix polaris* and *Dryas octopetala*, thus traces of an arctic flora. Hyypä supports his results by reference to investigations from the Leningrad district (Markow and Poretzky, 1935 a, 1935 b) where the deposits, however, probably are erroneously dated (Sauramo, 1947). This problem will be dealt with later on. Hyypä claims that on the Karelian isthmus tundra occurred for only a short time after the retreating ice margin. The Alleröd period, found in southern Sweden and in Denmark, would, according to Hyypä (1936) correspond to the Salpausselkä stages. According to this interpretation the climate began to lose its glacial character before the Salpausselkä stages. During the earlier of the Baltic ice-lake stages the climate ought to have been subarctic, while during the Yoldia stage any change of the climate for the worse ought to have caused a decrease of the spruce and the rare deciduous trees. Hyypä (1937, p. 216) himself, however, points out that »on the basis of my present material it is evident that the dating of the late-Glacial period based on the microflora is as yet on an insecure basis in its details». Considering that the interpretation is mainly based on analyses from clay, which contrary to what Hyypä (1936) has believed contains much secondary pollen and other disturbances, as mentioned before, it must be said to be very unreliable.

Hyypä (1941) points out that at the retreating ice margin followed a zone of tundra with a corresponding climate, the influence of which, however, did not extend over any greater area. In a diagram from Kuusamo from northern Finland, which will be discussed later, Hyypä (1941) has found that the Baltic ice-lake stage was synchronous with a tundra phase, demonstrated principally by the NAP that reaches 500 %. During the Yoldia stage forests were already common with birch as the dominant tree. According to Hyypä the occurrence of tundra at Kuusamo was due to the proximity of the ice margin, the tundra being only a short transitory phase in the vegetational succession. The relation between Alleröd and Salpausselkä is not discussed in his later investigations (e. g., 1941).

Aario (1940 a, 1940 b), applying the results obtained when studying subrecent samples of peat from Petsamo Lapland, has investigated late-Glacial clays in western Uusimaa in southern Finland. He has concluded that tundra occurred in Finland during the earlier of the Baltic ice-lake stages. The tundra was followed by subarctic birch forests or mixed



forests dominated by birch, during the Rha-period. Aario's results must be said to be very uncertain considering that he has compared peat deposits with clays. Hyyppä (1943 a), criticizing Aario's results, points out that, when interpreting the pollen composition of these clays it must be remembered that they are deposits laid down in water often long-distant from land since the whole of southwestern Finland was submerged during the Baltic ice-lake stages.

Our knowledge about the forest history in Finland has been vastly increased through the thorough pollen-analytical studies of Sauramo leading to a correlation with the zonations used in central Europe. Summarizing the forest history, Sauramo (1942) points out that the pollen from rare deciduous trees found in the deposits of the Baltic ice-lake are obviously of secondary origin or are derived by long-distance transport. This conception is further supported by Sauramo's later investigations (1946, 1947, 1949) as pointed out before. The diagrams published by Sauramo primarily concern the older part of the post-Glacial period. As mentioned earlier it has been found that the lower part of the pre-Boreal zone IV can be equated with the various Yoldia levels (Sauramo, 1949), the forest already being widespread in the southern and central parts of Finland. The late-Glacial stages of evolution are thus older than the Yoldia stage. Younger Dryas, zone III, which preceded the pre-Boreal period, then probably comprises those stages of the Baltic ice-lake which correspond to the formation of the Salpausselkä ridges, a concept which would agree with the investigations in Sweden (in the first place Munthe, Hede and von Post, 1925; T. Nilsson, 1935; Berlin and Mohrén, 1942). In some of the diagrams published by Sauramo (1947, 1949) zone III can be recognized in the sediments from the Baltic ice-lake, as indicated by him, though since NAP is not accounted for to any great extent in the diagrams the interpretation is uncertain. Some of the diagrams will be discussed later.

The latest investigations in Finland by Sauramo, as well as the investigations in Sweden mentioned above, indicate that the last phase in the late-Glacial development, the Younger Dryas period, represented a temporary deterioration of the climate and may correspond in time with the formation of the Fennoscandian moraines. This parallelism has not, however, been definitely established with the aid of the pollen-analytical methods available, especially for those for the study of the forest limit. In addition the important datum level between the late-Glacial and post-Glacial periods has not yet been dated with certainty.

#### THE VARRASSUO BOG

The bog investigated is situated immediately to the east of the lake Työtjärvi that lies about 10 km west of the town of Lähti. The lake is



Fig. 8. Air photograph of Varrassuo bog (1946, General Survey Office).

about 1 km in diameter and its surface level is 142.5 m over sea level. It is dammed up by a narrow ridge belonging to Salpausselkä. The surface of the lake has been higher but after two falls in level about 50 years ago the present level has been established. The successive falls in level may be traced as two shore lines, one at 143.5 m and the other one meter higher. Small variations of the surface level have occurred since the lake formerly had no outflow. These variations will be discussed later.

The bog has a maximum diameter of somewhat over 800 m and is connected with Työtjärvi by a narrow bog-filled channel connecting the main bog area with the open tarn. The bog is a domed bog covered with sparse pine forest. The lagg, seen in the air photograph (Fig. 8) as a white strip, is especially well developed in the south-eastern part of the bog. The curvature of the bog plane is small which is seen from the profile

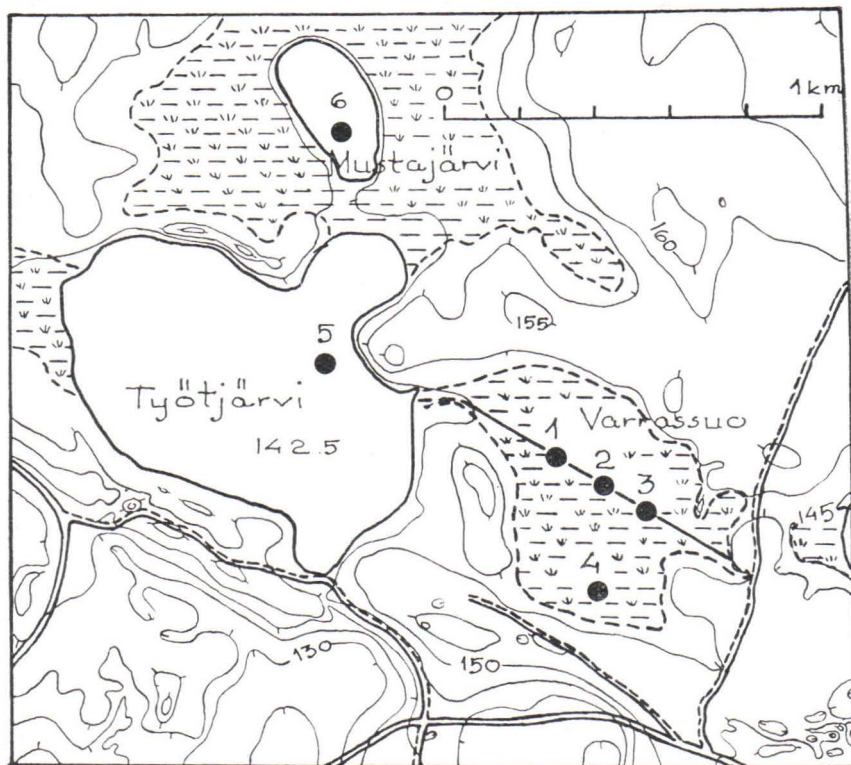


Fig. 9. The lakes Työtjärvi and Mustajärvi and the Varrassuo bog. 1—6, pollen diagrams investigated.

levelled in a N.W.-S.E. direction through 3 of the 4 points at which series of samples have been taken (Fig. 9 and 10). The eastern border of the bog lies at 146.5 m. In the profile the highest parts of the bog plane rise to only a little over 147 m and fall again to nearly 146 m, whereafter the narrow bog-filled channel falls steeply towards the lake level (142.5 m). Furthermore the profile shows that the bottom of the bog is even and at about 143 m. The depth in all the 4 bore-profiles taken is about 4 m. The places where the bore-profiles have been taken are indicated on the maps, Fig. 9 and 10. The three first bores are situated along a levelled transect while the fourth is located in the southern part of the bog. The bases of the bore-profiles from which pollen diagrams have been constructed were at the following altitudes: 1 = 143.1 m, 2 = 143.1 m, 3 = 143.2 m, and 4 = 144.0 m.

The stratigraphic records to the diagrams 1—4 (Fig. 12—16) show that limnic sediments are wholly lacking in the bog; the peat has been formed directly on the underlying fine sand. The lowermost layer (5—20 cm) is formed of a strongly humified and compressed peat. In the first

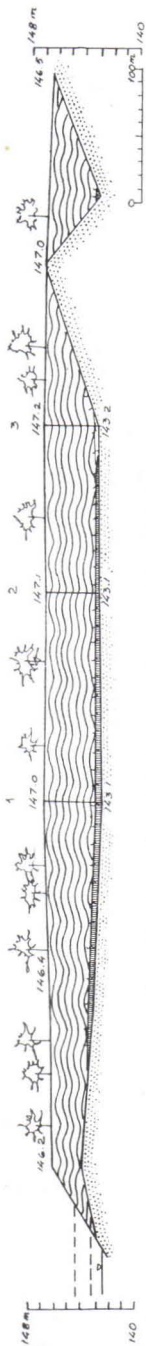


Fig. 10. A profile of Varrassuo bog. 1—3, points investigated.

two bores (Fig. 12 and 13) the lowermost deposit is a Brown-moss-*Equisetum*-peat containing remains of a *Carex* and some *Sphagnum*. Then follows uninterrupted *Sphagnum*-peat up to the surface. In the other two bore-profiles (Fig. 14 and 15) there is a layer of *Carex*-peat directly above the mineral substratum. The peat about 10 cm thick is rich in Brown-moss basally. This layer is followed, as in the other bore-profiles, by *Sphagnum*-peat. Dr. R. Tuomikoski has kindly determined the Brown-moss species in samples from the lowermost peat layers in bore-profile no. 1 (362, 372 and 379 cm depth) and has found that it is *Drepanocladus fluitans*.

The zones hitherto found in Finland, beginning at zone IV, can be separated by studying the variations of AP only. One of the best studied features is the Boreal *Pinus* maximum comprising zone V. From the present diagrams it can be seen that in this work too the maximum is sharply defined. Downwards it is bounded by the steep rise of the *Pinus* curve coincident with a decrease in *Betula*. The upper limit of zone V is defined by the steep rise of the *Alnus* curve up to 10—20 % and a decrease in the amount of *Pinus*. The three sub-zones a, b and c in zone V may be separated on a basis of the variations of *Betula* and *Pinus*. The *Pinus* dominance, amounting to 60—70 %, is regularly interrupted by a *Betula* maximum of 40—60 %, demonstrating that the division into three is a very clearly established feature. The small-scale variations, often restricted to a single sample, which cause minor differences between the various diagrams are, on the other hand, insignificant details caused by statistical errors and local disturbances. Among the other tree species *Alnus* occurs regularly in small amounts (up to 5 %) in zone V, although in some cases, as in diagrams 3 and 4, in such amounts that it forms a continuous curve that directly continues in the steep rise of the *Alnus* curve at the zone boundary above. In addition *Corylus* and *Ulmus* regularly occur in zone V, while *Picea* and *Tilia* are found only occasionally.

Only one of the bore-profiles (no. 2, Fig. 16) has been investigated right up to the surface level. From this and from profile 4 it can be seen that the limits between the subsequent zones VI, VII, and VIII cannot be distinguished here either, only their approximate positions may be

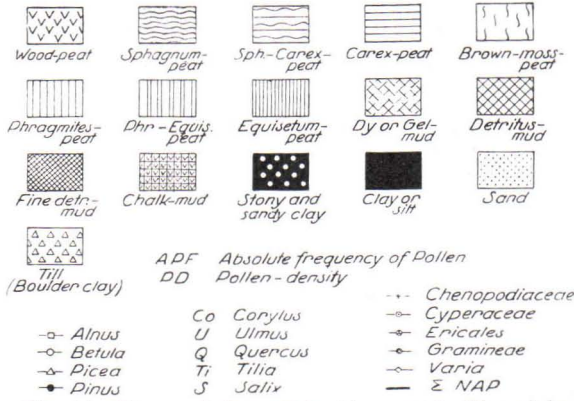


Fig. 11. The symbols used in diagrams 1—21 and in the profile in Fig. 10.

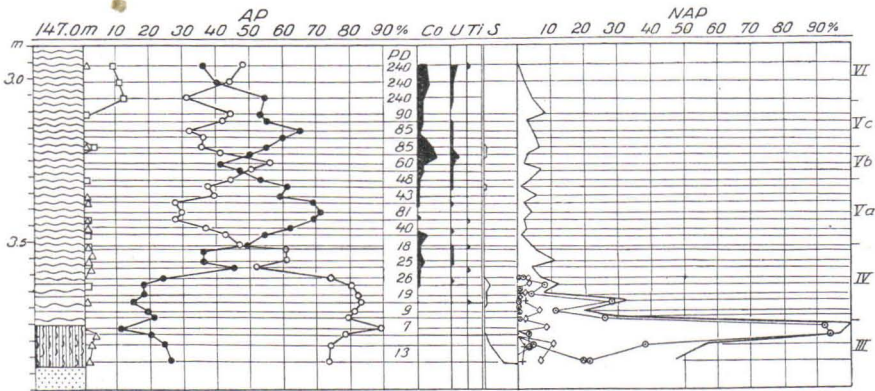


Fig. 12. Pollen diagram 1. Varrassuo bog.

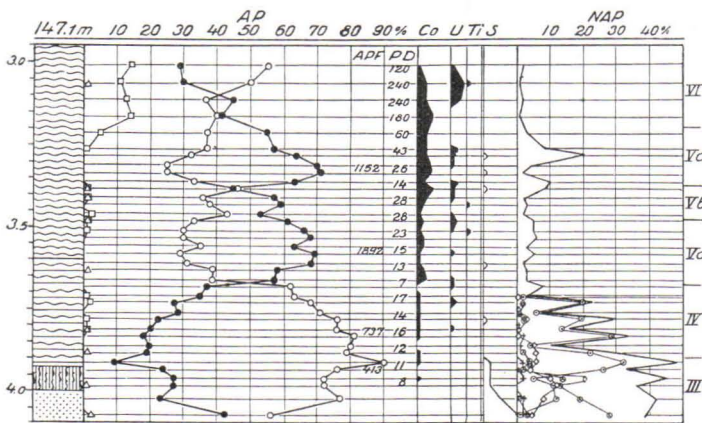


Fig. 13. Pollen diagram 2. Varrassuo bog.

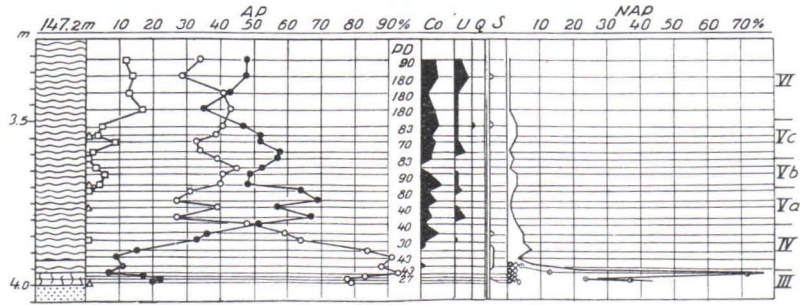


Fig. 14. Pollen diagram 3. Varrassuo bog.

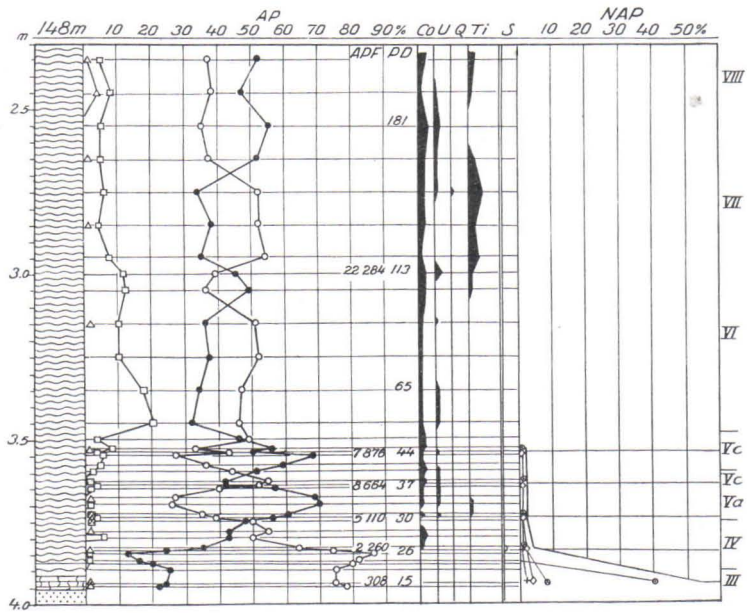


Fig. 15. Pollen diagram 4, Varrassuo bog.

indicated. It seems as if the fluctuations of *Pinus* and *Betula* in these sections of the diagrams do not permit of any generally valid division. Generally the warmth optimum reflects a *Betula* dominance but it is irregularly interrupted by *Pinus maxima* in different diagrams. In zones VII and VIII both *Tilia* and *Quercus* form continuous curves which cease simultaneously with the curves for *Corylus* and *Ulmus* at the beginning of zone IX where the spruce rises to values exceeding 30 %. It is to be noted that the *Picea* curve is continuous already in zones VII and VIII up to a maximum of 5 %. In zone IX the warmth demanding elements are nearly totally absent and, in addition, the curves for *Betula* and *Alnus* sink, the latter to about 5 %.

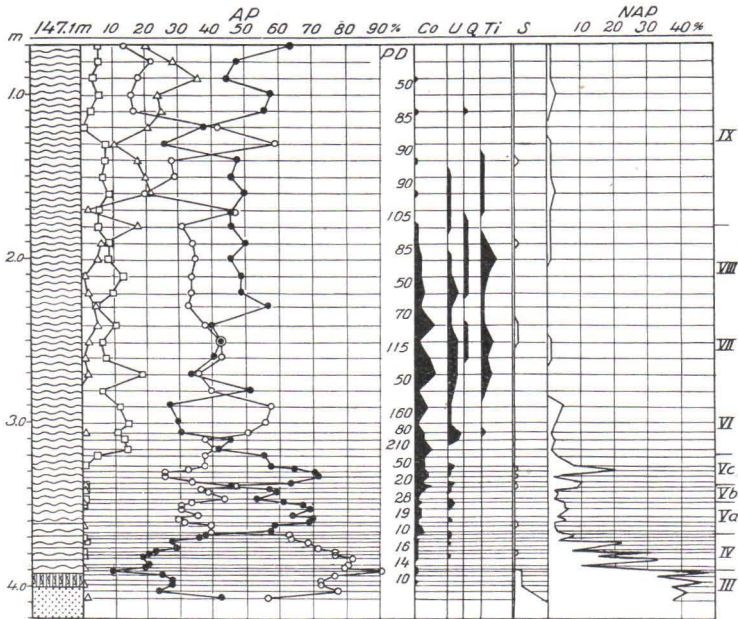


Fig. 16. Pollen diagram 2, Varrassuo bog.

The recurrence surfaces in domed bogs, used by Granlund (1932) among others, have not been accounted for in the study of Varrassuo since only one profile has been investigated right up to the surface. For the clear recognition of possible recurrence surfaces it is necessary to have a succession of diagrams, from which the different surfaces and their levels may be compared.

When the upper parts of the diagrams have been dated according to the normal zonation criteria, there still remains a *Betula* maximum basally, the birch here regularly rising to 80–90 %. The continuous curves for *Corylus* and *Ulmus* also start at this point, though with values of only 1–2 %. The subzones a and b in zone IV described by Sauramo (1949) may here be identified. The limits of these subzones have, however, not been marked in the diagrams due to the inaccuracy, caused by statistical errors, local disturbances, and long distance transport, that may occur when small percentages are concerned. In addition to *Corylus* and *Ulmus*, *Alnus* and *Picea* occur occasionally the former only in the upper part of zone IV.

The *Betula* curve reaches its maximum at values of about 90 %. Prior to this it reaches about 75 % in the lowermost peat layers though only to about 55 % in the upper layers of the mixed bed of sand and peat in the single diagram (no. 2, Fig. 13) in which this deposit has been investigated. The lowest samples of peat contain, besides *Pinus* and

*Betula*, no other AP than *Picea*, which occurs regularly in all the diagrams (1—3 %). Since the deposit investigated is a peat the occurrence of *Picea* and the higher values for *Pinus* (with correspondingly lower values for *Betula*) cannot be due to secondarily derived pollen. It is improbable that this feature is merely a haphazard variation of the percentages since the shape of the curves is the same in all diagrams.

Some aid in the interpretation of the lowermost layers is obtained by study of the PD and APF values. When comparing the PD values in the different diagrams from Varrassuo bog the significance of the rate of growth of the peat is clearly seen, at best in the oldest layers where the PD value is low. When, for instance, zone IV is compared in the diagrams 2 and 3 the PD value in the former diagram is 10—20 while in the latter it rises to 30—40. In common for all diagrams, however, PD is lowest in the lowermost layer, being in diagrams 1 and 2 about 10 in the other diagrams showing somewhat higher values (15—27). From these values the only conclusion can be that the sedimentation of pollen has been less extensive when the lowermost peat-layers were being formed than later on. More definite results are obtained with the aid of the APF values. Determinations have been made in two of the diagrams; in that kind of peat having apparently the slowest rate of growth (Fig. 15) and in that kind of peat having the highest rate (Fig. 13), so that the influence of the rate of growth may be demonstrated. As mentioned before the degree of humification does not affect the APF value to any considerable extent. (APF has not been determined in the very lowest samples of peat since they contain sand). When the values for the lowermost layers are compared it is found that the *Betula* maximum divides into two parts; a lower region with an APF of 308 in the former diagram and 413 in the latter and an upper region having 2260 and 737 respectively. In the boreal *Pinus* maximum the APF is 5110—8664 in the former and 1152—1892 in the latter. According to Aario (1942) it is possible, as mentioned before, to demonstrate the existence of tundra by the aid of APF, sometimes even of the subalpine birch forest. Aario considers all samples having an APF below 100 as samples of tundra origin. In the diagrams here described there is, especially in no. 4 (Fig. 15), a strong increase between the lowermost value and the subsequent ones. It is improbable that the differences could be due to variations in the stratigraphy since Aario has found that APF does not vary considerably in the different kinds of peat. However, he has observed that the value is higher in *Carex*-peat than in *Sphagnum*-peat, which in the present diagrams would mean that the kind of peat may to some extent increase the values for the lowermost layers.

If the value for the lowermost layer of peat (308—413) is interpreted in accordance with Aario's values it ought to signify some intermediate condition between tundra and sparse forest, but considering that the



peat here is strongly compressed and humified it may be concluded that the value most likely represents tundra. On the other hand the other values in the diagrams indicate forest vegetation. It is true that the value in diagram 2 (Fig. 13) is only 737 in the upper part of the pre-Boreal *Betula* maximum but that is very likely caused by the more rapid growth of this peat. With this in mind the real difference, to the lowest value 413, is greater than the numbers indicate.

Thus, by the aid of APF, a period in the lowest part of the diagram can be demonstrated representing tundra or, possibly a period of very sparse forest vegetation.

Already in those sections in which the *Betula* curve has risen to 80—90% APF has such high values that a continuous forest vegetation must have existed at this time. The same circumstance may be observed and studied more deeply with the aid of NAP. From the diagrams it is seen that NAP does not show any considerably percentages elsewhere than in the lowermost samples. Higher up values of 5—10 % occur and only in one exceptional case (zone Vc diagram 2) so much as 20 %. In the tables (1—3) are reproduced those sections of the diagrams that precede the Boreal *Pinus* maximum, zone V. (The diagram no. 4 has not been included, the NAP values here being derived from APF determinations). Every diagram shows a strong NAP maximum at the base. Here a region may be distinguished with an NAP value of 40—100 %. When the NAP flora is examined it is found that the upper region of the maxima is caused by a high value for *Cyperaceae*, which may also give rise to smaller maxima higher up in the diagrams as seen, for instance, in no. 2 (Fig. 13). Any greater significance cannot, however, be attributed to these *Cyperaceae* maxima, especially since they occur irregularly in the different diagrams. The lower peat being in part formed by *Carex* it is natural that *Cyperaceae* pollen are here more abundant than higher up in the *Sphagnum*-peat. In the basal sandy peat, however, the NAP flora is composed of so many types of pollen that when compared with Aario's values it may reasonably be assumed to represent tundra. According to Aario (1940 a and b), as mentioned previously, samples may be said to represent open forest already at values of 30 % for NAP, if not more than 50 % is due to one type of pollen. The present works' NAP maximum of 40—100 % is composed of mainly *Cyperaceae* and *Ericales* together with smaller amounts of *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Rosaceae*, locally *Compositae* (mainly *Artemisia*), *Epilobium*, *Hippophaë*, *Ranunculaceae*, and *Umbelliferae*. This lowermost NAP maximum is thus formed by a great variety of pollen. In addition *Salix* has a continuous curve in the lowest samples that stands out especially well in diagram no. 2, with values of up to 10 %. According to Firbas (1949) *Salix* regularly occurs together with a high NAP value and so may be used as an additional indicator of tundra.

Thus, in the lowermost layers of peat in Varassuo bog a tundra period can be demonstrated, by the aid of APF and NAP, which has preceded the pre-Boreal period, zone IV. In the diagrams this basal tundra period has been labelled zone III. Whether this zone only depicts a local development over a small area, or whether it can be connected with the general N. W. European zonation and shown to be equivalent to the Younger Dryas period will be discussed later.

The limit between the zone III and IV has been drawn in the diagrams first and foremost on the basis of the NAP values and has been placed at the point where the uniform NAP maximum ceases.

In order to form a more complete picture of the first flora than that obtained by AP and NAP studies alone, the macrofossils have been investigated. The samples have been taken from the basal peat-layers at the sites where the bore-profiles 1, 3 and 4 were taken (Fig. 9). The poor flora found from the pollen analysis is depicted also in the macrofossils. At site 1 only fruits of *Carex rostrata* were found at a depth corresponding to zones III, IV and V a. At site 3 at a depth corresponding to zones III and IV fruits of *Carex lasiocarpa (filiformis)* and seeds of *Menyanthes trifoliata* were found. Higher up in zone V seeds of *Andromeda polifolia* were found. At site 4 the macrofossils were the same as at site 3.

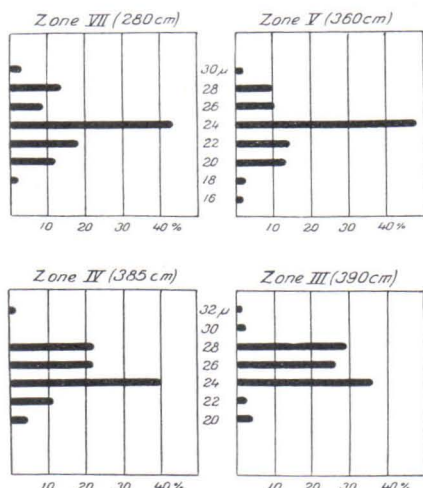


Fig. 17. The size of the *Betula* pollen grains in zones III, IV, V, and VII in diagram 4.

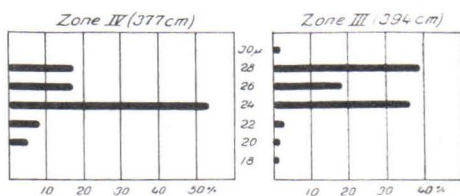


Fig. 18. The size of the *Betula* pollen grains in zones III and IV in diagram 2.

In diagram 2 the size of the *Betula* pollen grains has been measured in zones III and IV and in diagram 4 in addition in zones V and VII (Fig. 17 and 18). Some information can thereby be obtained about the variation in the pollen size throughout the older zones. From zone IV

onwards a 40—50 % maximum is obtained of 24  $\mu$  grains while in zone III a maximum at 28  $\mu$  is found which exceeds even the maximum at 24  $\mu$  by some percent. Zone III thus differs from the others in this respect, that the *Betula* grains here are larger which, without defining the *Betula* species concerned, indicates that the temperature demands have been lower (Faegri, 1940) i. e. assuming that no change has taken place in the size of the pollen grains due to chemical or physical agents (Aario, 1941). If one assumes that changes due to external agents have occurred it is difficult to explain why two separate peaks are formed in zone III; one at 24  $\mu$  and the other at 28  $\mu$ . It seems more probable that in zone III a certain »species» occurs that has been prevalent only in this zone or whose influence became strongly reduced at the transition to zone IV. When the table published by Kujala (1946) (Fig. 7) is considered it seems probable that the *Betula tortuosa* is the dominant in zone III. According to Kujala's table the average for *Betula nana* lies at 22  $\mu$  for which value there is no considerable percentage in either of the diagrams, Fig. 17 or 18. The conclusion is, although with some uncertainty, that *Betula nana* has had no marked influence in the samples here investigated. It is difficult to conclude on the basis of Kujala's table what the maximum at 24  $\mu$  represents. It would seem most likely that it represents *Betula verrucosa*, while a maximum for *Betula pubescens* ought to lie at 27—28  $\mu$ . It is, however, possible that the peak at 24  $\mu$  is composed of both these species.

Thus it may be concluded from the *Betula* analysis that the influence of *Betula nana* in the diagrams is small and that the composition of *Betula* species occurring in zone III has been dominated by less warmth demanding »species» than in the subsequent zones. Possibly *Betula tortuosa* occurred in zone III.

If it is true that the variations in the size of the pollen grains found in the Varrassuo bog are due to the occurrence of certain *Betula* species having differing temperature optima these measurements would supply a valuable method of approach in tracing such former changes in climate through their effect on the vegetation. The usefulness of the measurements is further demonstrated when the Hiilisuo bog from Russian Karelia is discussed.

#### THE LAKES TYÖTJÄRVI AND MUSTAJÄRVI

From Työtjärvi (Fig. 9) from about 7 m depth and from Mustajärvi, a lake about 400 m long immediately to the north of Työtjärvi, from about 5 m depth samples have been taken to investigate the pollen composition in limnic deposits which give more reliable results and make possible a comparison with the pollen composition in peat. In both profiles the bottom is formed by sand, as in Varrassuo bog. Only the

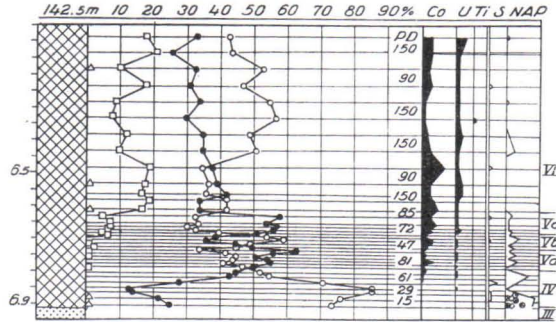


Fig. 19. Pollen diagram 5, lake Työtjärvi.

lowest layers from the mud have been used, mainly because the upper layers are so loose that it is difficult to obtain reliable samples. In the diagram from Työtjärvi (Fig. 19) all the previously mentioned zones may be identified without difficulty. Although the thickness of the layer containing the Boreal *Pinus* maximum is only 20 cm all the subzones in zone V can be recognized. In this zone *Alnus* is usually abundant but the actual rise of the curve is so sharp that there is no doubt about the point where the boundary to zone VI should be placed. In the very narrow pre-Boreal *Betula* maximum the lower limit for *Corylus* and *Ulmus* is very marked. In agreement with the earlier diagrams the *Betula* percentages in the basal samples are lower than those immediately above. *Picea*, too, is found in the lowermost samples of mud. Thus AP here shows the same changes as in the domed bog investigated. NAP, however, does not have the same strong peak in the lowest layers, only values below 10 % are found, which is seen from the table (Table 4). Based on the values for AP and NAP it may be assumed that the layers representing zone III are situated immediately below the lowermost samples investigated and thus that the boundary to zone IV would be the border between mud and sand. This assumption is supported by the following diagram.

In the diagrams the values for PD have been given to illustrate how much richer in pollen the limnic deposits are than the terrestrial. The values do not, however, do justice to the real relationship since in those cases where the samples have been rich in pollen the pollen slides have been made correspondingly thinner than usual in order to obtain more accurate results on analysis.

The diagram from Mustajärvi (Fig. 20) has the same character as the preceding one. Here, however, the Boreal *Pinus* maximum is very compressed rendering it impossible to separate the subzones. Furthermore the *Betula* percentages are in general unusually high, especially in zone V which may be due to local over-representation in the pollen sedimentation. The lowest part of the diagram is as equally well developed as in the preceding diagram; the limit for *Corylus* and *Ulmus* is very sharp, *Betula*

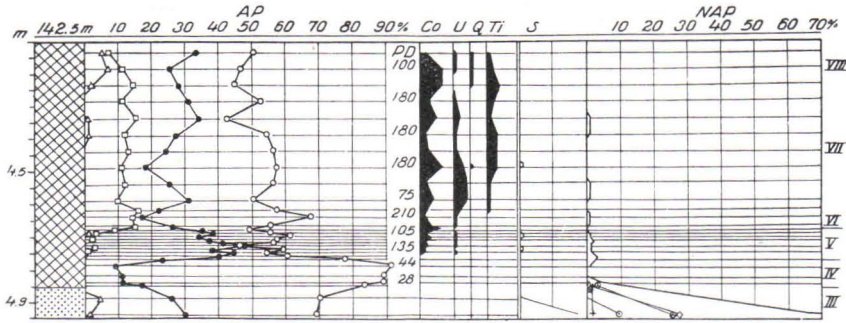


Fig. 20. Pollen diagram 6, lake Mustajärvi.

here having its highest peak, about 90 %. In this profile it has also been possible to analyze the top layer of the sand to about 10 cm depth owing to its high content of organic matter. Here *Pinus* reaches as much as 30 % and *Picea* (4 %) is also present. Since traces of neither *Corylus* nor *Ulmus* nor of any other kind of warmth demanding species occur and after comparison with the diagrams from the bog it seems evident that there is scarcely any secondarily derived pollen in the sand. A strong NAP maximum is found (66 %, see Table 5). The NAP flora is composed of numerous elements, *Cyperaceae*, *Ericales*, and *Ranunculaceae* showing high values and in addition pollen of *Chenopodiaceae*. *Salix*, at the same time, has the unusually high value of 18 %. Thus here, too, zone III is present as in the bog. The zone IV boundary is the boundary between the mineral layer and the mud as already demonstrated in the preceding diagram.

No essential differences are found\* on comparing the latter two diagrams with the diagrams from Varrassuo bog. Both in the mud and in the peat the different zones stand out in the same manner. The greatest difference is that the rate of growth of the mud has been considerably less than that of the peat. Zone V, for instance, represents in the peat a layer of up to 50 cm thickness while the corresponding layer in the mud is 10—20 cm.

#### DIAGRAMS FROM THE YOLDIA LEVELS

The diagrams from the plateau at Salpausselkä have been compared with similar diagrams from sites nearer sea-level for the dating of the oldest zones. Some series of samples from sites around the Yoldia levels from the neighbourhood of Seesta, N. E. of Lahti have been analyzed (cf. the map in Fig. 1). In addition two other diagrams are given; the first one from Røykkä about 80 km S. W. of Lahti between Salpausselkä I and II, and the second one from Vanaja between Salpausselkä II and

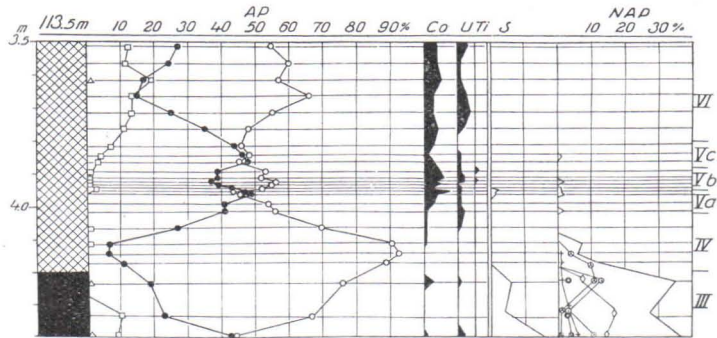


Fig. 21. Pollen diagram 7.

III earlier published by Sauramo (1949). The latter two diagrams are situated in the same relation to the shore lines as those from Seesta. Therefore they are discussed in connection with the Lahti area although situated outside it.

The first diagram (no. 7, Fig. 21) is taken from the lake Lukumieslampi S. W. of the lake Särkijärvi, at 113 m altitude. The lowermost layers of the profile are clay, from 420 cm downwards, covered by lake muds extending nearly to the surface and capped by a thin layer of peat. Only the lowermost layer of mud, from 350 cm downwards, and 20 cm of the clay have been investigated by pollen analysis. Although the rise of the *Alnus* curve is less steep than usual zone V is clearly seen and the different subzones may be separated. The *Betula* values are unusually high even exceeding the *Pinus* values in zone V. Zone IV appears very definitely in the lowermost layers of the mud and the curves for *Corylus* and *Ulmus* start here. In the three clay samples investigated *Pinus* shows considerably higher values than in the lowermost samples of mud. In the basal sample of clay *Pinus* amounts to more than 50%. In addition to *Pinus* and *Betula* also *Alnus* (even up to 10%), *Picea*, *Corylus*, and *Ulmus* are found in the clay. Considering the NAP values it is probable that zone III is represented in the samples of clay, as in Varrassuo bog and the lakes Työtjärvi and Mustajärvi. The NAP value is here 27—36% with many components: *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Ericales*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Cruciferae*, *Rosaceae*, and *Ranunculaceae* (Table 6). *Salix*, too, occurs in abundance from 6—16%. It is true that the NAP values are lower than the earlier ones obtained from zone III but that seems natural considering that the local vegetation cannot have produced the same effect on pollen sedimentation in the lake as on the peat. In the Varrassuo bog, for instance, the *Carex*-peat naturally has high values for *Cyperaceae*. The main difference from the earlier diagrams appears in the AP composition. In the clay *Alnus*, *Picea*, *Corylus*, and *Ulmus* occur, none of which is found in zone III in the previous sites. This is obviously

due to secondary influence. It cannot, however, be deduced whether or not *Pinus* is affected. It is of course possible that an over-representation of *Pinus* occurs, as is often observed in clays. No foreign elements occur in the NAP flora, that is such elements that are not found in the previous diagrams, except *Cruciferae* pollen. They are, however, common in the older sections of other diagrams that will be discussed later. Thus they need not be of secondary origin. Consequently it is probable that the NAP flora or at least the main body of it, is of primary origin the clay representing the deposit of the same tundra stage which characterizes zone III here as in the previous sites. The limit to zone IV coincides with the change-over to mud and thus represents the shift to a closed forest vegetation and cessation of soil erosion and supply of mineral material to the lake deposits. In the following diagrams from Seesta, from about the same altitude in relation to the shore lines as the one discussed above, the lowermost part of the clay has not been analyzed owing to the excess of pollen of secondary origin. The clay in these diagrams may, however, be said to represent the same stage as the clay in diagram 7, i. e. zone III.

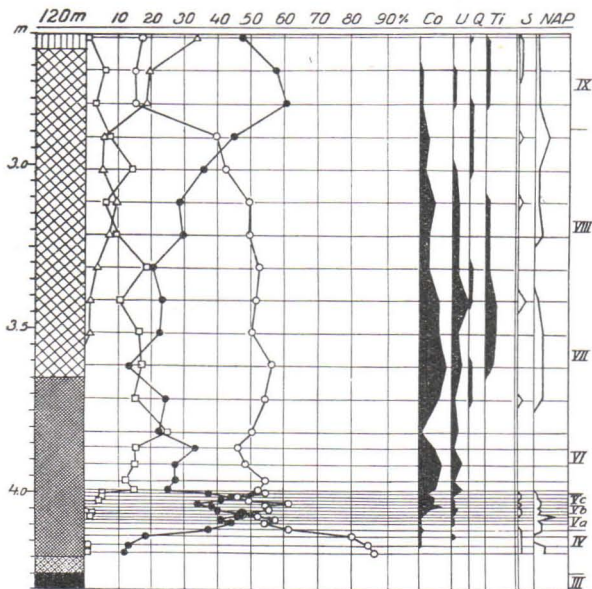


Fig. 22. Pollen diagram 8.

The diagram no. 8 (Fig. 22) is taken from the lake Hessunlampi about 2 km S. E. of Seesta. The lake is at 120 m altitude and is surrounded by a bog covered by pine forest. The bottom is of clay covered by a 5 cm layer of clay-mud. Then follows 1.5 m mud the lowest part of it (55 cm) being a fine detritus-mud. A *Phragmites*-peat uppermost reflects the

final infilling of the lake. Here the diagram ends, 260 cm below the surface.

Although the thickness of the layers representing zone IV and V is small the characteristic features are clearly recognisable. The relative amount of *Betula* is greater than usual hence the Boreal *Pinus* maximum does not exceed the *Betula* value. The abrupt lower limit for *Corylus* and *Ulmus* in zone IV clearly stands out in this diagram as in the others. In zones VI—VIII the course of the curves is very even, especially the course of the *Betula* curve that remains at about 50 %. The increase in *Picea* indicating the transition to zone IX is followed by a decrease in *Corylus*, *Ulmus*, and *Quercus* while *Tilia* still shows a low but continuous curve of about 1 %. *Picea* occurs commonly in this diagram, as in those from Varrassuo, being up to 9 % in zones VII and VIII. The highest value for NAP is only 6 %. Neither the NAP curve nor the *Salix* curve has any maximum in zone IV in this diagram.

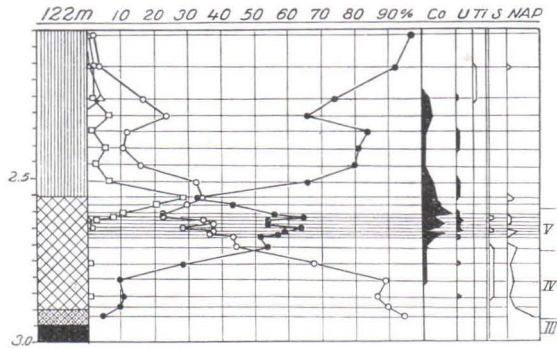


Fig. 23. Pollen diagram 9.

The following diagram (no. 9, Fig. 23) is from a site on the northern shore of the lake Isolampi (at 122 m altitude). Lowermost at a depth of 295 cm is a clay which is followed by a 40 cm thick mud layer, the lowest 5 cm of which being a clay-mud. An *Equisetum*-peat is found uppermost. Only in the lowermost layers under the peat do the different zones stand out. Zone IV, basally, has a higher NAP value than in other parts of the diagram, though rising to only 8 %. While the curve for *Corylus* in the usual manner starts in the upper part of zone IV *Ulmus* is so sparsely represented that the curve is discontinuous. Zone V is marked by a well developed *Pinus* maximum. The subzones cannot be identified with certainty. The *Alnus* curve shows a marked rise in the topmost layer of mud to nearly 30 %. Above zone V there is a general decrease of *Betula* and *Alnus*, *Pinus* becoming practically 100 % dominant in the upper part of the diagram. This unusual course of the curves starts at the transition to the *Equisetum*-peat, making it appear probable that



there has been some disturbance of the normal pollen sedimentation due to the change-over from limnic deposits to telmatic peat. While the course of the curves in the upper parts of the diagram must be said to be directly misleading due to local disturbances they are, however, probably normal in the lower deposits which are open-water lake muds.

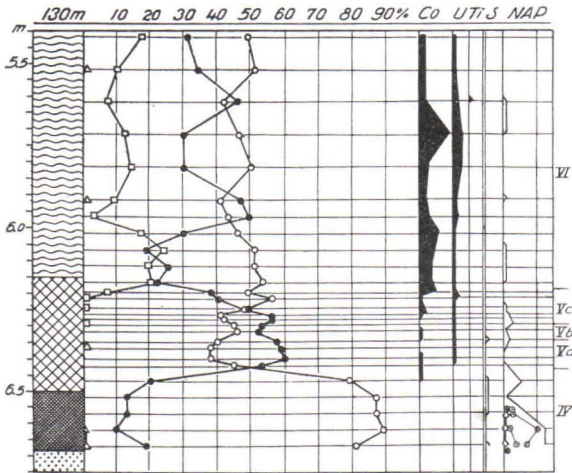


Fig. 24. Pollen diagram 10.

The diagram no. 10 (Fig. 24) is taken from the lowest layers of a bog at 130 m. The bottom, at a depth of 6.7 m is, in contrast to the previous sites, formed of sand. Then follow 20 cm of fine detritus-mud. Above the limnic deposits there is a *Sphagnum*-peat. The features of the different zones stand out very well in the diagram. The Boreal *Pinus* maximum is very sharply defined below by the strong decrease in the *Betula* curve and above by the rise of the *Alnus* curve to 20 %. The subzones in zone V are clearly seen. Above zone V *Betula* generally dominates although in some places interrupted by *Pinus*. This demonstrates the absence of any regular course for the *Pinus* and *Betula* curves in the zones following zone V, excluding zone IX.

Below zone V the pre-Boreal *Betula* maximum appears with as much as 89 % *Betula*. The limit for *Corylus* and *Ulmus* is sharp in the upper part of zone IV. The highest NAP values (18 %) are obtained from the lowermost samples, where *Salix* also is commoner than higher up. However, the NAP value is so low that it does not indicate the presence of zone III, as earlier demonstrated. As seen from the diagrams from the Varrassuo the NAP value may still be of this magnitude in zone IV. It may thus be stated that the lowermost *Betula* maximum wholly represents zone IV.

Two samples from the bog discussed above have been investigated for macrofossils. Samples taken from 630—655 cm depth, corresponding to the lower part of zone V and the upper part of zone IV, contained the following macrofossils: Catkin scales and fruits of *Betula »alba»*, seeds of *Pinus silvestris*, fruits of *Carex lasiocarpa*, fruitstones of *Comarum palustre* and a seed of *Nymphaea* cfr. *candida*.

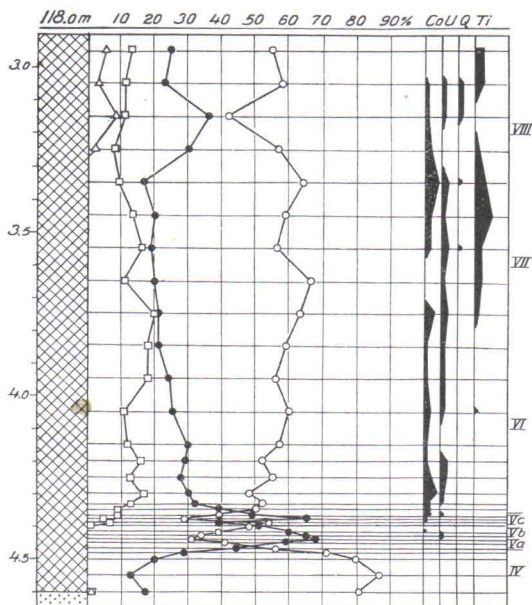


Fig. 25. Pollen diagram 11.

Diagram no. 11 (Fig. 25) from Røykkä is quite similar to the previous ones in character. The profile, taken from a small former lake, wholly consists of lake muds covering the sandy bottom. This diagram does not reveal any new characteristics, supporting however the picture of the development obtained from the other diagrams. The different zones are well separated; even in zone V the subzones are seen although the whole zone is represented by only 10 cm of mud. In this diagram the NAP values are not given the analyses being incomplete (the diagram being completed already in 1948 before the ones mentioned above).

Diagram no. 12 (Fig. 26) is taken from Vanaja, situated between Salpausselkä II and III from 135 m altitude at the Yoldia limit. It has been published by Sauramo (1949, Fig. 5) and the analyses has been made by Mrs. Lyyli Virtanen, M. A. The profile consists of a basal sand followed by lake muds of which the lowest 1.3 m have been investigated (the bottom is at 6.3 m). In the diagram the limnic deposits represent zones IV to VII. Of these zone IV is very well developed being of about 30 cm in extent.

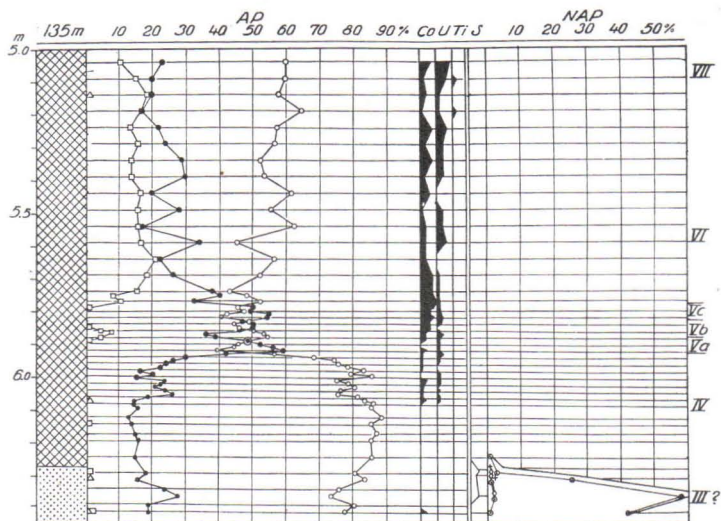


Fig. 26. Pollen diagram 12, Vanaja (Sauramo, 1949; Fig. 5).

*Ericales*, in this case primarily *Empetrum*, forms the main constituent of the NAP flora while the other NAP elements contribute from 1—5 %. The total NAP rises however in the sand to 63 % (Table 7). On the basis of the NAP alone it is very uncertain whether this section may be said to correspond to zone III since the investigations by Aario (1940 a and b), mentioned previously, have shown that *Ericaceae* pollen alone cannot be used as an indicator of tundra (Aario classes *Empetrum* together with the *Ericaceae*). The composition of the remaining NAP is very sparse; only single pollen grains of *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, and *Umbelliferae* and in addition *Artemisia* and *Hippophaë* which are typical representatives of a pioneer flora. Furthermore the *Salix* value is as much as 3 %. In the samples of sand analyzed, in addition to *Pinus* and *Betula*, *Alnus* was found in two samples (1—2 %) and 2 % of *Corylus* in the lowermost sample. *Picea* was found in two samples. It is noteworthy that *Pinus* has higher values in the sand than in the lowermost layers of mud. It is possible that here the same features are seen as in the diagrams from Varrassuo bog at the transition from zone III to IV. This conclusion is, however, less certain in the case of the present diagram though on consideration of the stratigraphic evidence it is probably correct (cfr. page 55). The occurrence of *Alnus*, *Corylus*, and *Picea* in the lowermost samples is probably due to secondarily deposited pollen, or conceivably long-distance transport, especially with regard to *Picea*'s occurrence.

DEVELOPMENT IN THE LAHTI AREA AND THE RELATION OF THE DIAGRAMS  
TO THE SHORE LINE DISPLACEMENT

A closer dating in zone III of the pollen diagrams can be made by studying the deposits in relation to the shore line displacement. In Varrassuo bog a maximal age may be determined for the oldest deposits (which, however, does not give the maximal age for the whole tundra period represented by zone III). The situation of the different sites in relation to the shore lines is given in the shore line diagram (Fig. 5). The lower cross at Työtjärvi indicates the altitude of the bottom of Varrassuo which gives the highest possible sea level when the formation of peat started. On considering the shore lines it becomes evident that the level of the bases of the diagrams no. 1—3 correspond in altitude (143 m) to the shore line B III, which means that peat formation may have started at earliest at the time of formation of Salpausselkä II since the sea level was higher prior to that stage. Sea level has never since stood at this position. (The base of diagram 4 is about 1 m higher than than the rest which may have permitted formation of peat somewhat earlier here than in other parts of the bog).

The upper cross at Työtjärvi in the shore line diagram (Fig. 5) indicates the level when the lake became isolated from the sea and thus the level for the corresponding change in diagrams 5 and 6. In the lowest samples from these diagrams the diatoms have been studied. Only small-lake forms are found which, when the stratigraphy is also considered, suggests that the lakes Työtjärvi and Mustajärvi became isolated from the main Baltic ice-lake already before the lowermost layers of sand extensively mixed with mud were formed. This indicates that their maximal age is restricted to the time of the isolation that took place between the shore levels B II and B III somewhat prior to the second Salpausselkä stage.

It has been assumed above when discussing the maximal age of the peat that the lake level sank at first to a level corresponding to the level of the Baltic ice-lake. Only such a fall can have allowed bog formation to start at the 143 m level already during the formation of Salpausselkä II (= B III) since the isolation level of Työtjärvi is 144.5 m. Some samples analyzed from the northern shore of the lake show that the surface level of the lake has in fact been very low. The samples have been taken immediately above the sandy bottom and consist of *Carex*-peat. The bottom is here at 141.5 m altitude (the depth of the bog being 4 m). The following pollen spectra were obtained.

<i>Alnus</i>	8 %	<i>Betula</i>	47 %	<i>Pinus</i>	41 %	<i>Corylus</i>	2 %	<i>Ulmus</i>	1 %	<i>Tilia</i>	1 %
»	12 »	»	56 »	»	25 »	»	4 »	»	1 »	»	2 »
»	7 »	»	48 »	»	43 »	»	2 »	»	- »	»	- »
»	7 »	»	33 »	»	58 »	»	1 »	»	1 »	»	- »

The samples, collected at 10 cm intervals from the bottom upwards, represent zone VII or VIII (or both) judging from a comparison with the other diagrams. The surface level of the lake must obviously have been below 141.5 m still during the Atlantic and sub-Boreal periods and thus considerably lower than the isolation level (144.5) and the present level (142.5 m). Therefore, during the sub-Atlantic period the surface of the lake must have risen by at least two metres.

It is thus possible to refer the start of peat formation in Varrassuo and of mud sedimentation in the lakes to about the time of formation of Salpausselkä II. The transition from zone III to IV cannot, however, be dated by the aid of the diagrams from Varrassuo or from the two lakes mentioned above. This must be accomplished instead by a comparison with diagrams from other sites.

All the diagrams from Seesta (no. 7—10) and the one from Røykkä (no. 11) are situated from 2—13 m above the highest Yoldia level, YI (Fig. 5) and thus below all levels of the Baltic ice-lake. In three of the diagrams (no. 7, 8, and 9) the lowermost deposits are clays. This presupposes that they have been formed in deep water, evidently in the Baltic ice-lake, whereas the mud covering these layers has been formed after the isolation of the small lake basins, as indicated by the diatom flora. It is, namely, in all diagrams composed of small-lake forms even in the lowermost samples of mud. Consequently the transition from clay to mud gives us a dating for the last drainage of the Baltic ice-lake corresponding to the regression from B VI to Y I (Fig. 5). In two of the diagrams (no. 8 and 9) the lowermost mud covering the clay is rich in sand as in corresponding sites published by Sauramo (1949). As established previously the clay represents zone III (diagr. 7, Fig. 21) and the transition to zone IV corresponds to the change-over to mud. This implies that the zone III deposits were formed prior to the Yoldia stage and during the Baltic ice-lake stages. The transition to zone IV thus coincides with the retreat of the ice from Salpausselkä III.

In diagram 10 from Seesta and 11 from Røykkä only sand is found under the mud. It is possible that below the sand the same Baltic clay occurs as in the other sites, though here it may be missing for some reason or other. In diagram no. 12 from Vanaja, between Salpausselkä II and III, too, the lowest layer consists of sand deposited before or during the last drainage of the Baltic ice-lake. The pollen flora, although with some uncertainty, supports the conclusion that zone III is represented in the lowermost layer of sand. Zone IV, the pre-Boreal period, is represented in the overlying mud, that has been formed after the isolation. Thus the different Yoldia levels are synchronous with the pre-Boreal *Betula* maximum. Hence this diagram confirms the conception stated above regarding the age of zone III.

At the time when peat formation was assumed to have started in Varrassuo there were only small and scattered areas of dry-land in the southern part of the country. The Lahti area was an island in the Baltic ice-lake and formed chiefly of the plateaus of Salpausselkä I. This island was separate from the more extensive dry-land areas in the eastern parts of the country and to the south of the Gulf of Finland. The values for NAP and APF have revealed that there was probably no forest vegetation on this island, indicating that the total amount of AP in the lower parts of the diagrams is due to long-distance transport. The AP composition thus depicts the type of forest found in the areas situated at a greater distance from the ice margin. In the Lahti diagrams the course of the curves for *Betula* and *Pinus* illustrate the same development as is found in Lapland at the transition from tundra to forest (Aario, 1940 a, and b) with the sole difference that in the Lahti diagrams *Pinus* never exceeds *Betula*. Such a maximum for *Pinus* may, however, be assumed to exist in a yet earlier phase of zone III, since *Pinus* regularly shows a sharp rise basally as if being a part of an earlier maximum. As well as *Pinus* and *Betula* zone III regularly contains *Picea* (1—3 %) which is also common in subrecent samples from the Lapland tundra. To judge from the *Betula* measurements made in the present work it is probable that some proportion of the *Betula* pollen has been produced by *Betula tortuosa*. Possibly this birch species occurred in the Lahti area before the closed birch forest invaded this territory during the pre-Boreal period.

A gradual change at the base from sand to peat is observed regularly in the series of samples from Varrassuo bog. A sharp change is never found. This continuation of sand deposition took place while the lowest layer of peat was forming during zone III. The vegetation cover was probably still incomplete. Thus fine sand could be transported by the wind to lower lying areas and in this way could become incorporated in the peat. In the Netherlands van der Hammen (1950) has been able to demonstrate a similar incorporation of sand in peat deposits caused by the wind during the Older and Younger Dryas periods. In the diagrams from the bottoms of the lakes Työtjärvi and Mustajärvi it has been shown that the change from sand to mud coincides with the transition between zones III and IV. The quantity of organic material contained in the sand at the bottom of the lakes is, however, large enough to render possible a pollen analysis of the samples.

The sandy muds and peats investigated have thus not been formed in the same manner as the late-Glacial sediments deposited in water-basins. Hence it is natural that secondary pollen are absent from the surface layers of the mineral deposits of the bottom of Varrassuo bog and the lakes Työtjärvi and Mustajärvi.

Based chiefly on the amount of the NAP it has been concluded that the lowest samples in the diagrams indicate the existence of a tundra

vegetation. The NAP flora also contains elements typical of the pioneer flora generally found following the retreating ice margin. The occurrence of such elements is not caused by the climate but by the lack of competition (Erdtman, 1946, 1948, 1949; Firbas, 1949). *Artemisia* and *Hippophaë*, regularly found in late-Glacial samples of tundra, above all belong to such a flora. Both of them occur in the lower parts of the diagrams from Varrassuo bog, although not in greater amount than 2 %. As has been mentioned previously the main bulk of the NAP flora is formed by *Cyperaceae* and *Ericales* while the pollen produced by other families and genera rarely exceeds 10 %.

The conclusion from the foregoing is that the tundra stage (zone III) traced in the Lahti area was replaced by the forest of the pre-Boreal period (zone IV) at the time of the last drainage of the Baltic ice-lake when the ice margin retreated from Salpausselkä III and the Finiglacial period of the ice recession began. In the diagrams the transition from zone III to zone IV is well-marked; both the stratigraphy and the pollen flora depict the effect of a considerable improvement of the climate such that in a short time the forest invaded the area investigated. At the beginning of the pre-Boreal period only birch forests occurred, mixed with some pine, but already at the end of zone IV *Corylus* and *Ulmus* and occasionally *Alnus* are to be found.

As the marked change at the transition to zone IV probably corresponds to the onset of the more rapid melting of the ice during the Finiglacial period it is unlikely that the sudden occurrence of forest is a consequence only of the greater area of dry-land following on the regression to the Yoldia levels. The transition must also have been due to a general, climatic change demonstrable in other areas. Accordingly the transition from zone III to zone IV must correspond to the improvement of the climate clearly manifested in diagrams from other parts of Europe and e. g. by Gross (1937) and Faegri (1936, 1940) stated to constitute a synchronous, regular and clearly established reference level. If the beginning of zone IV is probably synchronous over a large area the tundra stage, zone III, found at Lahti must correspond to the preceding worsening of the climate, called the Younger Dryas period demonstrated from other parts of Europe.

Although the beginning of peat formation in Varrassuo has been fixed to the time of formation of Salpausselkä II the period representing zone III may have begun earlier. It is probable that the prevailing climatic conditions were the same already during the stage corresponding to Salpausselkä I since it is difficult to imagine that there was a change in the climate between the first two Salpausselkä stages. Hence zone III may be said to correspond to the time of formation of all three Salpausselkä moraines. Zone III in the diagrams from Lahti therefore only depicts the end of the climatically unfavourable period during Younger Dryas.

The Alleröd period preceding zone III cannot be identified in the diagrams from the Lahti area, but judging from investigations in Sweden (Nilsson, T. 1935; Berlin and Mohrén, 1942) it probably corresponds to the period of the Gothiglacial ice retreat to the Fennoscandian terminal moraines. According to this interpretation the standstill of the ice corresponds to the climatic deterioration during the Younger Dryas period, while the more rapid melting and retreat of the ice both before and after this standstill, that is during the Gothiglacial and Finiglacial stages, correspond to the amelioration of climate during the Alleröd and the pre-Boreal periods.

Since it has been observed in the pollen-analytical investigations at Lahti that a development can be traced in the oldest deposits, those formed immediately after the area had become dry-land and the ice margin had retreated, indicating a change-over from tundra vegetation to forest it might be expected that a forest vegetation always has been preceded by a tundra phase during the retreat of the ice. That is probably not the case. The sites investigated by Sauramo (1949, and a number of unpublished ones) indicate that within the Salpausselkä ridges in the central parts of Finland no tundra stage preceding the forest can be demonstrated. If there has been a tundra border at the ice margin it must have been so narrow that it cannot be detected by pollen analysis. Although the retreat of the ice during the Finiglacial stage was relatively rapid the forest has been able to follow close up to the retreating ice margin. Furthermore the vegetational development during the later stages, viz. the pre-Boreal and Boreal periods, has been found to have been similar and probably, in general, synchronous over a large part of southern and central Finland (Sauramo, 1949). From the pre-Boreal period onwards the climate appears to have progressively ameliorated. On the other hand the climate during the Younger Dryas period has been almost arctic.

The pollen-analytical investigations in the Lahti territory are restricted to a relatively small area. The development of climate and vegetation in southern Finland only may be interpreted from the diagrams. Since this part of the country, however, was in the main submerged during the Baltic ice-lake stages it may be thought that the development differs from that in other parts of Fennoscandia where more extensive areas of dry-land were to be found beyond the retreating ice margin, as was the case in eastern Fennoscandia and southern Sweden. In the following chapter some pollen diagrams from these areas will be discussed in order to decide whether or not the development has been essentially similar to that found in the Lahti area. In addition a comparison will be made with some diagrams from the Leningrad district which have been the subject of varying interpretations regarding late-Glacial conditions here.



COMPARISON WITH OTHER PARTS OF FENNOSCANDIA AND THE  
LENINGRAD DISTRICT

OMBERG IN SWEDEN, EAST OF LAKE VÄTTERN

Omberg, the crest of which rises to 263 m above sea level, is situated south of the central Swedish terminal moraines, east of lake Vättern (88 m a. s. l.) on the level Östgöta-plain forming an isolated hill about 10 km long and 2—3 km wide. Limnic and peat deposits occur at high levels on Omberg, which, on account of their situation yield valuable data for the study of late-Glacial history. In the following section pollen-analytical studies of two fens, Ragelskärr and Långbergskärren, will be described. They are both situated, according to the map compiled by Hedberg (Hedberg and Öhrn, 1950), at about 220 m altitude. In Ragelskärr (diagram no. 13, Fig. 27) the fen bottom consists of a very firm and hard glacial deposit probably a till. Above this is a 30 cm thick calcareous, reddish, clay deposit. Upon this clay there is a 40 cm layer of gray clay, also calcareous and rich in sand and gravel. There is a sharp limit between the two layers of clay. These are covered by 1 m of chalk-mud and then wood-peat to the surface. Only the basal part of this wood-peat has been analyzed up to about 150 cm from the surface. The whole series collected covers a depth of only 4 m.

The continuous curve for *Alnus* does not start before the onset of wood-peat formation but since it is very irregular and in no sample does it exceed 10 % it is difficult to locate the limit between zone V and VI. This limit cannot be determined with the aid of the *Pinus* curve either, this showing no diminution. It seems probable that local effects in the wood-peat cause the irregular course of the curves. Since the rise of the *Alnus* curve is found at a depth of only 2 m it is probable that the peat formation has ceased at an early stage so that the younger post-Glacial deposits are missing.

The *Pinus* maximum occurring in the wood-peat already starts in the upper region of the chalk-mud. That part of the maximum situated below the beginning of the *Alnus* curve probably comprises zone V. There is no clear division into two of the *Pinus* maximum here as in the diagrams from the Lahti area. Below the *Pinus* maximum a strong

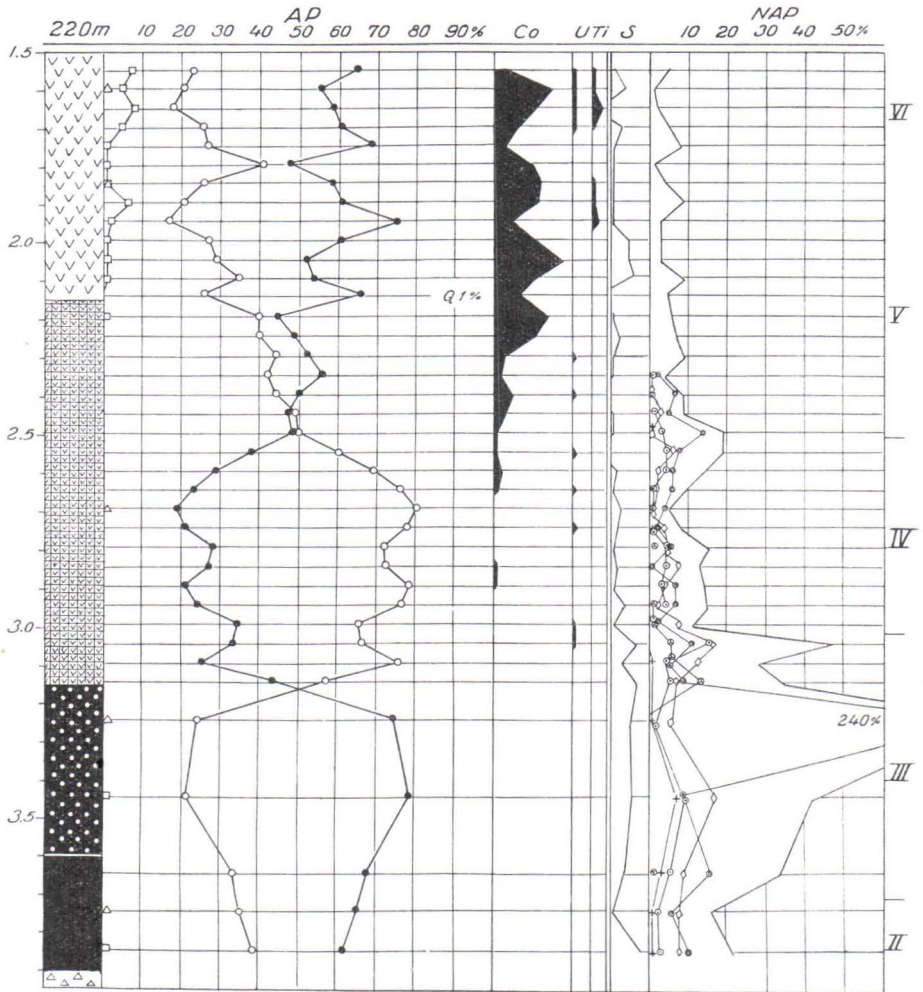


Fig. 27. Pollen diagram 13. The fen Ragelskärr on Omberg, Sweden.

*Betula* maximum is found rising to 80 % and beginning in the lower region of the chalk-mud. In the upper part of this maximum the curve for *Corylus* commences and reaches values of nearly 20 % later in zone V. It is obvious that the extensive *Betula* maximum represents the pre-Boreal time, zone IV. It is noteworthy that *Ulmus* occurs very sparsely in this diagram, not having a continuous curve before the topmost samples in zone VI and even here reaching only 1 %.

Below zone IV there is a *Pinus* maximum that culminates at the limit between the clay and the chalk-mud. The curve for *Pinus* shows the highest values in the gray clay containing sand and gravel coincident with a strong maximum of the NAP curve. Here the value is as much as 50%, (in one sample 240% predominantly however *Gramineae* pollen)

the values for NAP higher in the diagram being only 10—20 %. The NAP flora (cf. Table 8) is mainly composed of *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Ericales*, *Gramineae*, and *Rosaceae*. *Artemisia* is common and *Hippophä* occurs abundantly in the chalk-mud but not in the samples of clay. Contemporary with this NAP maximum *Salix* has higher values than in other part of the diagram. The *Salix* pollen has been examined with the aid of a pollen key by Straka (1950) for identification of the different *Salix* species and it is likely that at least some of the pollen is of *Salix herbacea*.

From study of the diagrams from the Lahti area and from the diagrams discussed from other parts of Europe it is evident that the high NAP values in conjunction with the *Pinus* maximum are indicative of deposits belonging to the Younger Dryas period being of the same character here as in the earlier diagrams. When clay or sediments containing clay are used the pollen flora may have been affected by secondary deposition or by other disturbances. It is, however, probable that the secondary deposition has not been of any greater significance considering that the clay does not contain in abundance any arboreal pollen other than *Betula* and *Pinus*. The occurrence of 1 % of *Picea* and *Alnus* in a few samples may be due to long-distance transport.

In the reddish clay the *Betula* curve is somewhat higher than in the overlying clay containing sand and gravel and the NAP values are about 20—30 %. When interpreting changes in the NAP flora of the clay layers the different manner in which the deposits have been formed must be taken into account. Possibly differences in the NAP values may then be found to have no great significance.

In an investigation of Gothiglacial ice-lakes in southern Sweden published by E. Nilsson (1942) in which he discusses displacement of the shore line he concludes that the higher shore line from the Baltic ice-lake lies at 150 m altitude on Omberg and that the ice margin at that time was standing at the central Swedish terminal moraines. The Yoldia level is, according to Nilsson, a little over 110 m altitude. It is likely that Omberg is situated on approximately the same isobase as the plateau at Lahti and that the 150 m level at Omberg corresponds to the level of the higher plateaus of Salpausselkä I (BI). Concerning the earlier development of Omberg Nilsson states that small ice-lakes have been formed here the deposits of which are found at higher levels. Munthe (1940) has found glacial clay at 180 m and he concludes that the clay has been formed in the Baltic ice-lake and not in a local, ice-dammed lake. According to Munthe the highest shore lines are found at about 196 m altitude. When the clay in Ragelskärr was formed at over 200 m altitude the surface level of the water must have been considerably higher than the highest shore line mentioned by Munthe. Irrespective of whether or not the clay has been formed in a local ice-lake or in the

Baltic ice-lake during some earlier stage it still represents a stage of the ice retreat that has preceded the standstill of the ice at the central Swedish terminal moraines and the lowering of the water level to BI. At the time when this clay was formed Omberg must have been largely submerged. The clay, rich in sand and gravel, is of quite another character than the underlying clay and it must be assumed that the surface level of the water had fallen already before the formation of the former clay. It seems probable that it has been formed in the hollow in which Ragelskärr lies by solifluction during the arctic conditions prevailing during the Younger Dryas period.

Thus it seems likely that the differences in the NAP values between the two layers of clay may be explained as due to the different manner in which they have been formed. However the AP composition also shows a difference at the transition from the older reddish clay to the younger clay containing sand and gravel. In the older lower clay *Betula* has 10—20 % higher values and *Pinus* correspondingly lower ones than in the younger clay. This difference cannot have been produced by the local conditions at Omberg since the total amount of arboreal pollen is probably due to long-distance transport. Therefore it must have been caused by a change in the composition of the forest in areas more distant from the ice margin. Assuming that there have been no disturbances in the pollen sedimentation when the layers of clay have been formed it is probable that the AP curves illustrate the transition from Alleröd to Younger Dryas. The course of the curves is similar to that seen in diagrams from Småland investigated by Mohrén (Berlin and Mohrén, 1942). In these diagrams where the late-Glacial deposits are clays the curve for *Betula* rises only little during the Alleröd and the transition to Younger Dryas is no more pronounced than in the diagram from Omberg mentioned above. The Alleröd period is, as pointed out by Mohrén, difficult to demonstrate in regions near to the ice margin since its warm character is much less prominent here than further south.

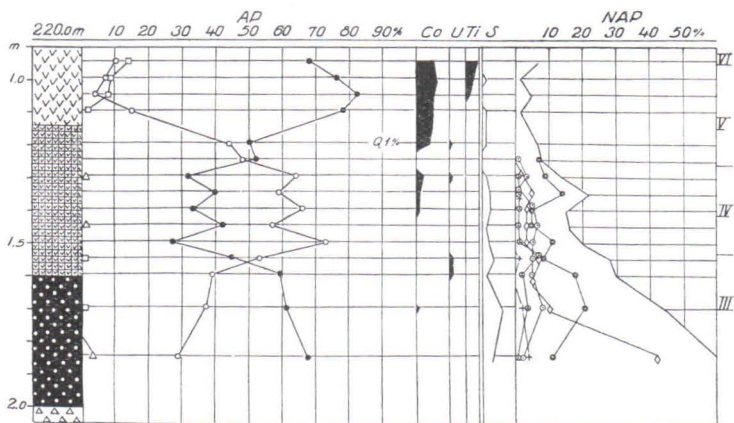


Fig. 28. Pollen diagram 14. The fen Långbergskärren on Omberg, Sweden.

The second diagram (no. 14, Fig. 28) from Omberg is from the fen Långbergskärren. It differs from Ragelskärr in that the reddish layer of clay is absent. Directly overlying the fen-bottom of till (?) there is a 40 cm layer of clay rich in sand, similar to the upper layer of clay in Ragelskärr. Then follow chalk-mud and wood-peat. The depth of the whole profile is only 2 m.

Only the first 20 cm of the wood-peat has been analyzed, the peat higher up being very deficient in pollen. In the lowest region of the wood-peat the *Alnus* curve rises and the *Pinus* curve has a pronounced maximum which may be said to be identical with the Boreal *Pinus* maximum although the curve for *Alnus* already is present. Zone IV occurs in the lower part of the chalk-mud as in the Ragelskärr diagram and there is a continuous *Corylus* curve from this zone upwards, (except a small break at the transition to zone V). *Ulmus* occurs sparsely as in Ragelskärr.

The clay rich in sand exhibits a *Pinus* maximum. The NAP value (cf. Table 9) here rises to 30—60 % making it fairly obvious that the clay dates from the Younger Dryas period. The curve for *Salix* is also higher (about 5 %) than in other parts of the diagram. It should be noted that there was 32 % *Artemisia* in the lowermost sample. The occasional appearance of *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, and *Picea*, in the lowest part of the diagram is probably due to long-distance transport or, possibly, to secondary deposition.

In accordance with the Ragelskärr diagram the Younger Dryas period is represented also in Långbergskärren by a clay rich in sand and gravel probably formed by solifluction during the period of arctic climate. In the latter fen the reddish clay probably corresponding to the Alleröd period for some reason is missing in the place where the samples were taken.

The pollen determinations made by Erdtman (1949) in samples from »Mörka hål» (The Dark Hole) ought to be noted in connection with this description of the conditions at Omberg. This is a peat deposit from the southern part of Omberg at 160—165 m altitude thus about 50 m lower than the above mentioned sites. Erdtman has analyzed 4 of the samples taken by O. Isberg in 1922; two from the lowermost layer of clay, at a depth of 820—845 cm, and two from the chalk-mud covering the clay, at a depth of 770—795 cm. Above these layers there is 150 cm of unknown material and then »marl», detritus-mud and peat. In all four samples *Pinus* is predominant (81—98 %) and considering the high value of NAP (23—54 %) it is evident that the samples are late-Glacial in age. Erdtman states that the highest sample represents the Alleröd period and that the other three belong to the Older Dryas period though he mentions that it cannot be decided whether this dating is correct before the whole deposit has been more closely studied. Considering the

conclusions from the two diagrams discussed above it is possible that the lowest clay layer dates from the Alleröd period, the occurrence of Older Dryas deposits being uncertain.

#### FINNISH AND RUSSIAN KARELIA

The diagrams that will be dealt with in this chapter are all from sites in the large dry-land area in eastern Fennoscandia that was free from ice during the Salpausselkä stages. The first two diagrams are from Jaakonvaara 15—20 km E. of the southern part of lake Pielisjärvi and N. W. of lake Koitere. The first one (no. 15, Fig. 29) is taken in the neighbourhood of a pond about 100 m long at 160 m altitude about 500 m to the south of lake Siikajärvi. (The altitudes of the sites from Jaakonvaara have been determined from the topographical map 1 : 100 000). The profile mainly consists of lake-mud, and only at the surface is there peat although this has not been analyzed. The bottom is at a depth of 6.5 m and is of fine sand. In the diagram the transition from zone V to VI is manifested by the rise of the *Alnus* curve to 10 % and by the simultaneous decrease of the *Pinus* curve from 75 % to about 50 %. Within the Boreal *Pinus* maximum the three subdivisions a, b, and c may be distinguished. *Alnus* already occurs in the lower part of this maximum in subzone V a in small amounts (1—2 %) the rise into zone VI being, however, distinct. Zone IV is very well-marked with a *Betula* dominance of 90 %. At the same time the curves for *Corylus* and *Ulmus* commence in the upper part of the zone. *Corylus* has a continuous curve up to zone VI although only values of 1—3 %. *Ulmus* occurs more irregularly.

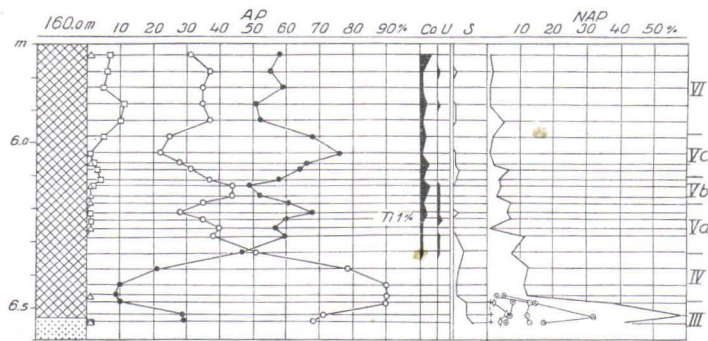


Fig. 29. Pollen diagram 15, Jaakonvaara, Karelia.

Lowermost in the diagram, at the limit between the sand and the mud *Betula* has values about 20 % lower than higher up (and *Pinus* correspondingly higher values) and the NAP curve shows a pronounced peak reaching 38—58 % while the value does not exceed 12 % in the

higher parts. The *Salix* curve also shows a rise in the lowest part of the diagram. The NAP flora (cf. Table 10) consists chiefly of *Cyperaceae*, *Ericales* (mainly *Empetrum*), and *Gramineae* and in addition *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, and *Artemisia* (1—2 %). On the basis of the AP curves and the NAP flora it may reasonably be concluded that the base of the diagram belongs to the Younger Dryas period. As has been the case in Varrassuo at Lahti the formation of organic deposits has started at the end of the Younger Dryas period. Here as in earlier profiles isolated pollen grains of *Alnus*, *Corylus*, and *Picea* are found in the basal samples not however exceeding 1 % indicating that they are derived from long-distance transport. Judging from the high NAP values it must be assumed that the whole amount of AP is derived from long-distance transport which is further substantiated by the higher values for *Pinus* here than in zone IV.

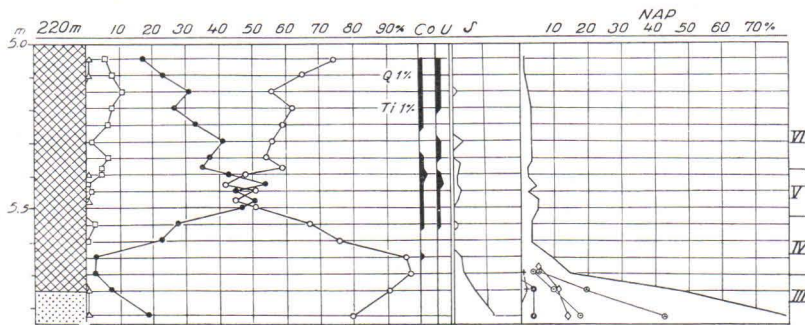


Fig. 30. Pollen diagram 16, Jaakonvaara, Karelia.

The following diagram (no. 16, Fig. 30) is from a bog at 220 m altitude about 200 m to the north of the pond Särkilampi. Once again the profile shows a basal fine sand covered by mud and peat (the peat has not been analyzed). This diagram is on the whole similar to the preceding one except that the *Betula* curve here regularly has higher values than in diagram no. 15, reaching, for instance, 97 % in zone IV. Furthermore the different subzones of zone V cannot be distinguished and the transition to zone VI is diffuse. Zone III is again found at the base of the diagram and NAP (Table 11) rises to 79 % in the lowermost sample of sand, *Salix* reaching 12 %. The NAP flora is dominated by *Ericales*. The transition between zone III and IV is again located in the lowest mud samples.

The profile for diagram no. 17 (Fig. 31) has been taken by Dr. A. L. Backman at Lylynkoski to the north of the village of Ilomantsi at an altitude of about 150 m (according to the topographical map 1 : 100 000). The sand bottom at a depth of 4 m is covered by mud. The lower part of the Boreal *Pinus* maximum in zone V is seen at the top of the diagram.

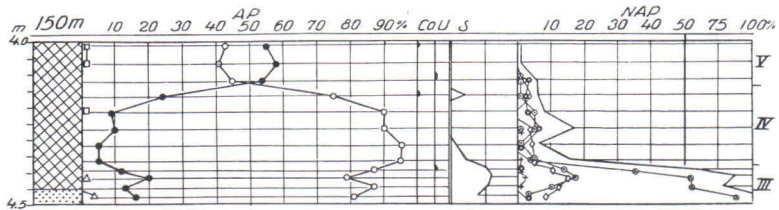


Fig. 31. Pollen diagram 17, Lylynkoski, Karelia.

In zone IV the birch reaches 90—95 %. *Corylus* and *Ulmus* occur in only a few samples and do not form continuous curves as in the previous diagrams. On consideration of both the AP curves and the NAP values (Table 12) zone III may again be recognized occurring at the base of the diagram. The NAP curve, here reaching 102 %, is chiefly composed of *Ericales* though *Cyperaceae* and *Rosaceae* are fairly common (10—20 %). *Salix* shows a maximum (12 %) being elsewhere found only in one sample in the region of zones IV and V. The upper limit for the Younger Dryas is again situated near the boundary between the sand and the mud. In all three diagrams (no. 15, 16, and 17) the limit between the mineral bed and the mud is not sharp there being a gradual change. It is probable we are dealing with a similar incorporation of windblown fine sand as has been proposed for Varrassuo. Nevertheless the diagrams indicate that pure organogenic deposits were not formed here before the end of the Younger Dryas period.

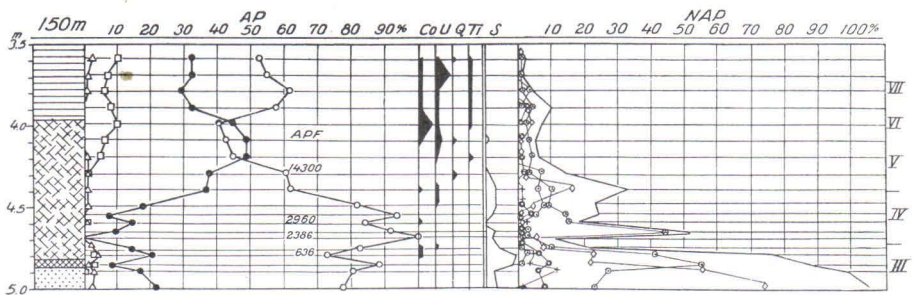


Fig. 32. Pollen diagram 18, Loimola, K.-F. S. S. R.

The next diagram (no. 18, Fig. 32) is from Loimola, N. E. of lake Ladoga at about 150 m altitude. The profile has been taken by Sauramo and analyzed by Mrs. Tellervo Suomalainen, M. A. The lowermost layer of the profile consists of fine sand mixed with clay and silt and contains remains of *Equisetum*, *Carex*, Brown-moss and *Sphagnum*. Then follows a 5 cm thick mud layer and 85 cm of dy containing the above mentioned plant fragments in abundance and in addition remains of *Eriophorum*. The dy is covered by *Carex*-peat.



Only the lowest 1.5 m of the full 5 m of the diagram are given. As the samples have been analyzed at 5—10 cm intervals it is natural that no details appear and it is thus impossible to decide whether the Boreal *Pinus* maximum can here be divided into three. Furthermore it is difficult to locate the limit between zones V and VI accurately as *Alnus* has a continuous curve already during the *Pinus* maximum. The pre-Boreal *Betula* maximum stands out clearly. It is remarkable that in one sample *Betula* reaches 100 %. In the lowest parts of the diagram in the basal sand *Pinus* (20 %) is somewhat higher than in the lower regions of the dy, which may be due to secondary deposition since *Alnus* (up to 3 %) also occurs in these basal samples. The secondary effect is, however, scarcely extensive since neither *Corylus* nor *Ulmus* are found basally. The cause of the high *Picea* value (4 %) cannot be settled with any certainty. The pollen may be of secondary origin but may also be primary as in the case of Varrassuo bog in which *Picea* regularly occurred in the basal samples.

Already on the basis of the AP values and the stratigraphy it may be assumed that the lowest section of the diagram corresponds to zone III and this conclusion is supported by the APF values and the NAP curve. The APF is low (636) in the lowermost layer of dy whilst reaching 2385 and 2960 in the pre-Boreal *Betula* maximum in zone IV and in zone V rising even to 14300. Although the values for APF are unsafe in the case of the dy the lowermost value is so small in comparison with the other ones that it may reasonably be claimed to indicate tundra conditions. The amount of NAP (Table 13) is unusually high as compared with the preceding diagrams and is still over 30 % in the upper part of zone IV. Basally the value is 106 % whence the curve diminishes continuously upwards, and the constituent flora is varied. Thus this basal region of the diagram in all probability represents zone III, Younger Dryas. In zone IV the main part of the NAP flora is of *Ericales*, in zone III it is extremely varied. The group *Varia*, for instance, reaches as much as 74 %. *Cruciferae* and *Scrophulariaceae* are especially well represented. *Rosaceous* pollen such as *Comarum*, *Filipendula*, *Rubus*, and *Sorbus* occur. *Cyperaceae* pollen, however, are predominant in zone III.

In agreement with the previously discussed Karelian diagrams the transition from zone III to zone IV coincides with a change in deposit-type from humus-rich sand to purely organic lake-muds.

Diagram no. 19 (Fig. 33) is from a site on the water-shed between the lakes Onega and Seesjärvi in Russian Karelia at 117 m altitude. It has been analyzed by Mrs. Tellervo Suomalainen, M. A. in 1944—45 and has been previously published by Sauramo (1947, diagram 10). It reaches a depth of 6 m consisting from 380 cm downwards of clay interrupted by a thin layer of sand at 460 cm. Here and there the clay is fairly rich in sand and silt especially above the sand band. This indicates that the

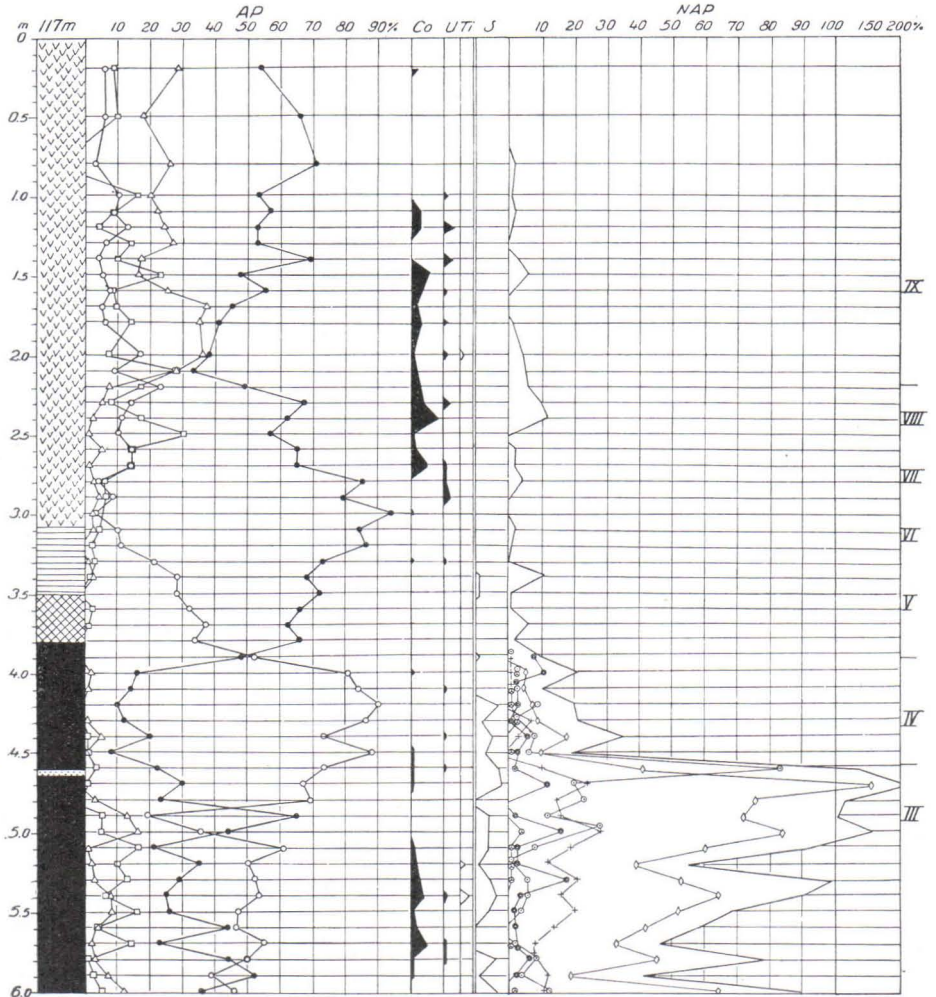


Fig. 33. Pollen diagram 19. Water-shed between the lakes Onega and Seesjärvi, K.-F. S. S. R. (Sauramo, 1947; Fig. 10).

clay need not have been formed in very deep water. The clay is covered by mud and *Carex*-peat to a depth of 3 m, then there is a layer of wood-peat that continues to the surface. The steep rise of the *Alnus* curve falls within the lower region of the wood-peat and zone V is found in the underlying layer of mud and *Carex*-peat. *Pinus* in zone V reaches more than 90 %. Zones VI, VII and VIII comprise a peat layer of only 50 cm thickness while zone IX is represented by 2 m. Its lower limit is marked by the steep rise of the *Picea* curve to 35 %.

The pre-Boreal *Betula* maximum of up to 90 % occurs in the upper part of the clay but lower in the diagram the curves are very irregular

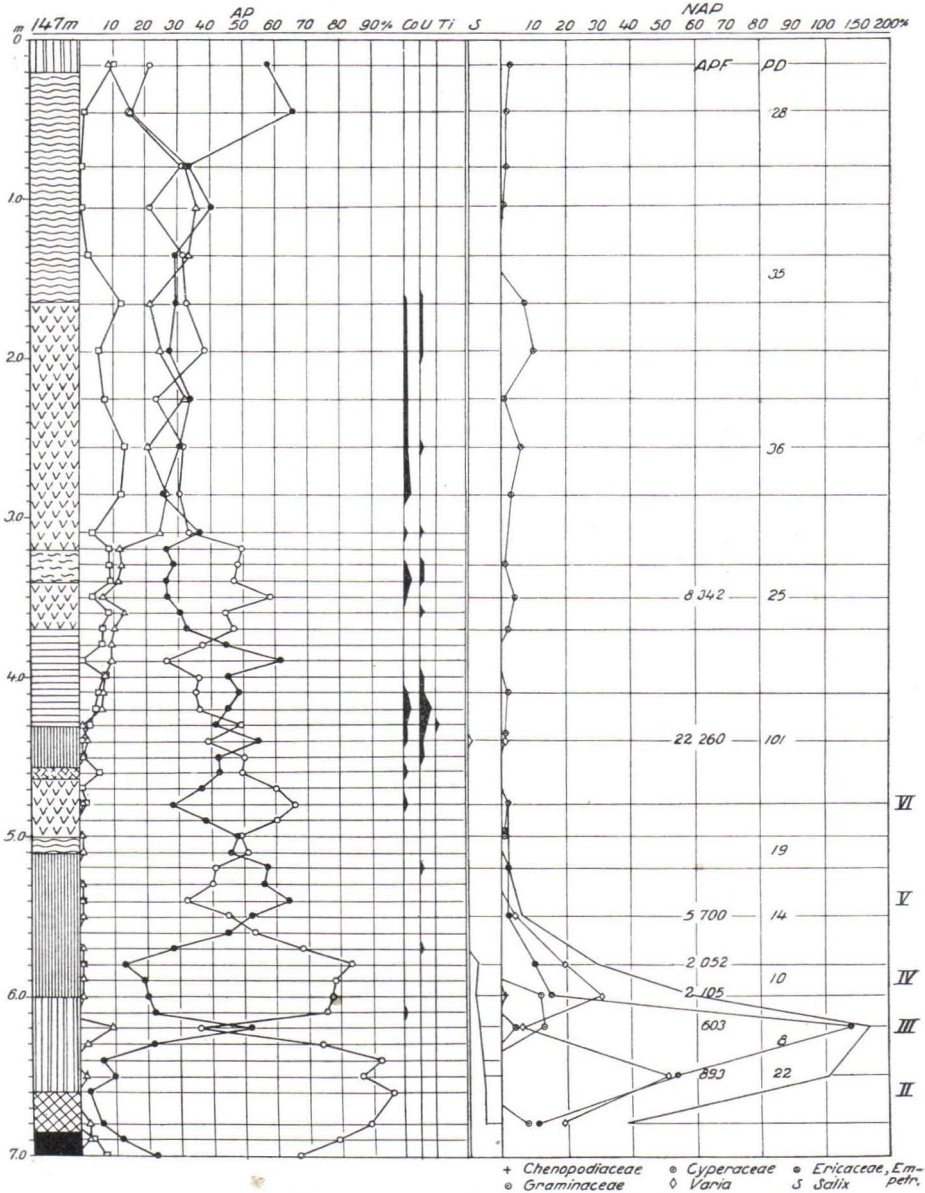


Fig. 34. Pollen diagram 20, south of Petrosavodsk, K.-F. S. S. R.

this probably being due to extensive secondary deposition as indicated by the common occurrence of *Alnus* and *Picea* (up to 15 %). In addition *Corylus*, *Ulmus*, and *Tilia* occur in smaller amounts. It may, however, be concluded from the NAP curve that the lower layer of clay represents Younger Dryas. A strong maximum is namely found here, in one sample

as high as 208 % (Table 14). It has, however, been impossible to identify many of the NAP components mainly because the pollen grains have been very corroded. It is possible that at least a part of these pollen grains are of secondary origin. Even if these are not included in the total the NAP value is still so great that the lowermost part of the diagram must be said to represent zone III. The NAP flora is similar in its composition as in the previous diagrams. *Chenopodiaceae*, however, here show unusually high values. *Salix*, that is absent in the higher part of the diagram, is well represented in the clay.

The samples for diagram 20 (Fig. 34) have been taken by Sauramo in 1942 south of Petrosavodsk on the western shore of lake Onega. Hiilisuo bog is situated at 147 m above sea level. The profile 7 m deep has been analyzed by Mrs. Tellervo Suomalainen, M. A. but has later been completed by APF determinations on which the majority of the NAP values are based. Because of this the NAP curve drawn is based on only a few determinations giving, however, some indication of where the highest values are to be found.

Clay, that considering that this area has been dry-land has probably been formed by solifluction, occurs basally in the profile. The clay is covered by a 25 cm thick layer of mud, followed by *Phragmites-Equisetum*-peat and *Equisetum*-peat to the 510 cm level. The remaining stratigraphy up to the surface is very variable both terrestrial and telmatic peats being found. As the samples have been taken at 10 cm intervals no curve-details appear, as, for instance, the triple division of the Boreal *Pinus* maximum. The *Alnus* curve in this diagram has very low values and its rise at the beginning of zone VI is obscure. The *Pinus* curve, however, sinks simultaneously with the start of the continuous curve for *Alnus*, hence the zone limit between zones V and VI must be located here. In the higher parts of the diagram influence of the easterly situation is clearly detectable. The *Picea* curve already rises close to the rise of the *Alnus* curve and gradually reaches over 30 %. It is thus difficult to determine where the transition to zone IX is located. Probably the limit is approximately where the *Alnus* curve sinks and *Corylus* and *Ulmus* cease. The latter two in addition appear very sparsely in this diagram; lower, in zones IV and V, they are found only in a few samples. *Tilia* has been seen only in a single sample. Thus neither in this diagram nor in the preceding one can the characteristic rise of the warmth demanding elements be traced as in the preceding diagrams.

Below zone V there is still a 1.5 m region dominated mainly by *Betula*. This dominance is interrupted by a narrow *Pinus* maximum. Based on the AP it may already be assumed that the upper *Betula* maximum corresponds to zone IV the underlying region belonging to the older late-Glacial zones. In the lowermost samples *Picea* occurs frequently reaching 10 % at the time of the *Pinus* maximum. Study of the APF and NAP

values make it evident that this part of the diagram represents Younger Dryas. The APF is here only 603 being higher in the *Betula* maximum 2105, and higher still (893) lower in the diagram. The same tendency is displayed by the PD values where the minimum value of 8 is obtained in the same part of the diagram as the minimum for APF. When these values are considered it is evident that the lowest *Betula* maximum corresponds to zone II, the Alleröd period. The same conclusion is reached on study of the NAP values, viz. at the *Pinus* maximum 165 %. The NAP maximum is, however, mainly caused by a pronounced increase in the *Gramineae*, probably to a great extent due to *Phragmites* whose macroscopic remains are found in abundance in the peat. But even if the *Gramineae* pollen is neglected the NAP value is still very high and the constituents are varied enough to support the assumption that it represents tundra or possibly sparse forest conditions. The group *Varia* contributes as much as 50 % but its highest value is found somewhat below the *Pinus* maximum, which is coincident with the highest values for *Cyperaceae* (13 %) and *Ericales* (4 %). As the NAP counts have been made at great intervals the limit for this period of tundra cannot be accurately located but it is, however, seen that the peak of the NAP maximum coincides with the *Pinus* maximum.

The lowest part of the diagram is in all respects so different from zone III as described above that it may be claimed to belong to zone II, the Alleröd period. The values for APF and NAP indicate the presence of an at least partly closed vegetation consisting chiefly of birch forest. *Picea* is not only unusually abundant in zone III but occurs also in zone II. It must be said to be an east-European element found already during the Alleröd period near the birch forest region. However, in Finland it regularly appears in zone III too, because all the AP in this zone is derived from long distance transport. Thus such an occurrence is of the same type as that in subrecent samples from the tundra in Lapland (Aario, 1940 a).

The appearance of *Alnus* in those samples analyzed from the lowest layers of the clay is probably due to secondary deposition. The effect of this regarding the other AP cannot be decided. Because of the varied character of the Alleröd period in different regions (Iversen, 1947) the subzone which the lowest layer of clay represents cannot be decided.

In all the diagrams previously discussed the Younger Dryas period has displayed severe, practically arctic conditions that have not allowed the formation of organic deposits earlier than immediately prior to the transition to the pre-Boreal period. At Hiilisuo, in the only diagram from eastern Fennoscandia where the Alleröd is represented, the Younger Dryas period displays much better climatic conditions. The (sparse) birch forest dominant during the Alleröd period has in fact been forced to retreat but a *Phragmites-Equisetum*-peat has been formed at Hiilisuo

in zone III indicating that the cooling influence of the ice sheet on the local climate has not been as pronounced as in the other areas investigated, the ice margin at this time being situated at the Salpausselkä ridges.

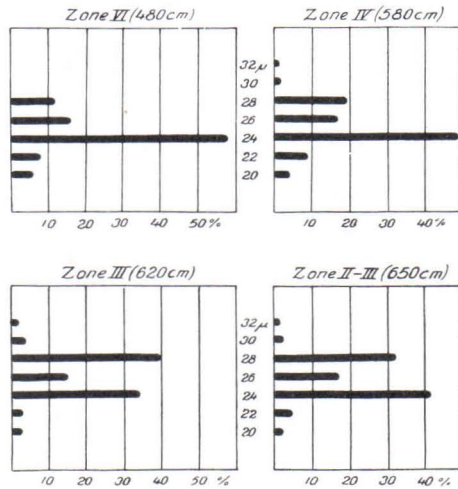


Fig. 35. The size of the *Betula* pollen grains in zones II, III, IV and VI in diagram 20.

As zones II, III, and IV in the diagram from Hiilisuo are represented by comparatively thick layers they offer an excellent opportunity for studying the size variation of the *Betula* pollen. The size variations are shown in Fig. 35. As is the case in the diagram from Varrassuo there is a maximum at 28  $\mu$  in zone III with a minor peak at 24  $\mu$  while in the following zones IV and VI (there is no analysis from zone V) there only is a strong maximum of 50 % at 24  $\mu$ . In the sample analyzed at the transition from zone II to zone III the peak at 28  $\mu$  is less pronounced as compared with that at 24  $\mu$  than in zone III. The measurements thus indicate that the change in *Betula* composition occurring in zone III has been of a transitory character, the Alleröd period having a similar birch vegetation as prevailed later during the pre-Boreal period. Judging from the analyses from Varrassuo and Hiilisuo it seems evident that a prominent maximum at 28  $\mu$  probably only occurs in samples from tundra. It seems probable that this peak has been caused by *Betula tortuosa* which possesses the largest pollen grains of all the *Betula* species (Kujala, 1946).

#### NORTHERN FINLAND

As it has been shown that the ice sheet early retreated from north-eastern Finland, already before the Salpausselkä stages (Hyypä, 1936), it is possible to find suitable late-Glacial deposits for investigation ever

in this area. In the diagrams available from this territory (Kilpi, 1937; Hyypä, 1936, 1941; Virkkala, 1948) it is difficult to identify the same zones as in more southerly regions since the course of vegetational history has been different in these northerly regions. That these profiles have been sampled and analyzed at only 10 cm intervals is an added disadvantage. Furthermore it is difficult to recognize the late-Glacial zones when the NAP curves have not been taken into account in the pollen diagrams. One of the best diagrams from north-eastern Finland is that published by Hyypä (1941) from Kuusamo. The lower parts of it have therefore been reproduced here (diagram 21, Fig. 36) to provide a comparison with the preceding diagrams. The profile has been taken from a bog at Marjovaara between the lakes Kuusamonjärvi and Naamankajärvi at 275 m altitude. According to Hyypä (1936) this area was free from ice already before the formation of Salpausselkä I and the bottom of the bog is situated above the level for the third Baltic ice-lake (B III). At the bottom of the profile extending to a depth of over 6 m there is clay-mud rich in organic matter and containing some sand. This has been formed, according to Hyypä, in a small lake. Then follow dy, Brown-moss-*Carex-Equisetum-Sphagnum*-peat and *Carex-Equisetum-Sphagnum*-peat. According to Hyypä the lowermost *Pinus* maximum represented in the clay-mud and in the dy corresponds to a tundra period during the Baltic ice-lake stages. *Pinus* reaches high values as is the case in Aario's (1940 a) pollen samples from present-day tundra areas. In addition the NAP is as high as 500 %. Such a value must be said to indicate tundra conditions even though *Cyperaceae* constitute 95 % of the total. In the limno-telmatic peat overlying the dy a *Betula* maximum is found containing 45—50 % *Betula nana* (15—20  $\mu$  in KOH preparations). Since the APF rises to values of 600 and 575 and the NAP value decreases to 144—167 % Hyypä concludes that at this time the pioneer

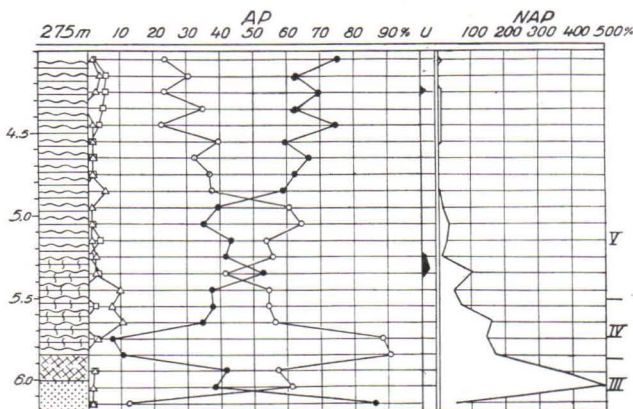


Fig. 36. Pollen diagram 21, Kuusamo, Northern Finland (Hyypä 1941; Fig. 1).

birch forest penetrated the area, contemporary with the Yoldia stages in the development of the Baltic Sea. The pollen flora gives evidence for the presence in the area at this time of *Typha latifolia*, *Menyanthes trifoliata*, and *Nymphaea* sp. In Hyypä's opinion the presence of these plants indicates that the climate already was favourable and that the summer temperature was at least as high as nowadays. The tundra flora found in the bottom layers depicting an arctic climate and the subsequent period when the forest expanded and there was a strong improvement of the climate provide a good parallel with the development found in the preceding diagrams from southerly sites at the transition from the late-Glacial to the post-Glacial period, it being evident that the lowermost tundra stage corresponds to the Younger Dryas period and the subsequent birch forest stage to the pre-Boreal period. (This zonation has been introduced in the diagram, Fig. 36, which has been redrawn and Hyypä's original omitted). The later development is not discussed here as it is of minor importance in this connection. It may, however, be mentioned that the transition from zone IV to zone V is not so well defined as in many of the previous diagrams. Immediately above the *Betula* maximum in zone IV there is a peak for *Picea* of about 10 % that disappears higher up. Hyypä states that this maximum is a feature of the late-Glacial period (which in his division also includes the Yoldia stage) and he compares it with, among other sites, the occurrence of *Picea* in the late-Glacial deposits in the Leningrad district. As will be seen later there is, however, probably a great difference in age between these two deposits. It is possible that the *Picea* maximum in Kuusamonsuo bog illustrates no more than a local development, an advance of the spruce into this area from eastwards.

In the interpretation of this diagram Hyypä mentions that the climate had lost its arctic character shortly before the expansion of the forest but he thinks that the retreating ice margin was closely followed by a narrow tundra belt that together with the corresponding climatic conditions did not extend over any great area. From what has been said above it is, however, probable that the stage equated to the Younger Dryas period, previously identified in Kuusamonsuo bog, and expressing in all diagrams from northern Europe a tundra stage with arctic conditions, represents a synchronous development over a large area and similarly the general expansion of the forest at the beginning of the post-Glacial period caused by the marked amelioration of the climate. The correspondence of the tundra period (zone III) represented basally in the Kuusamonsuo bog to the time of the Baltic ice-lake stages when the Salpausselkä ridges were formed is thus not purely coincidental but illustrates an identical development stage as in other parts of Fennoscandia.



## THE LENINGRAD DISTRICT

Late- and post-Glacial developments in the Leningrad district have been studied by Jakovleff (1926) and Markow (1931; Markow and Poretzky, 1935 a and b). There are differing interpretations of the age of the shore lines discussed in that work. In the south-eastern parts of the Gulf of Finland three elevated shore lines may be traced of which the two lower are situated at 19—20 and 23—24 m altitude south of the Neva river while the third one is 8—10 m higher. While Jakovleff considered the two lower shore lines to represent the Yoldia and Ancylus levels, Markow (1931) agreed with Ramsay's (1929) interpretation that the shore lines represent the levels for the Baltic stages. Markow supports his view by evidence from investigations of varved clay, from pollen analyses, and from determinations of the diatoms, the latter being carried out by Poretzky. Markow has for example studied a peat deposit at Gorelovo, 20 km S. W. of Leningrad, covered by silt and sand due to a transgression. Both Jakovleff and Markow (and Poretzky) have found salt water diatoms in the silt overlying the peat. On this fact Jakovleff connects the formation of this layer of silt with the Yoldia sea whilst Markow states that the salt water forms are secondary and occasional. He states that the transgression that has covered the peat layers has occurred during the Baltic ice-lake stages B II and B III (Ramsay, 1929) which corresponds to the levels for Salpausselkä I and II (naturally the higher level of S. I) and in addition he relates the peat formation to the last stage of the Baltic ice-lake (B III according to Ramsay).

Sauramo (1947) in the course of consideration of shore lines in other, surrounding areas has also studied the development in the Leningrad district and arrived at another conclusion than Markow's about the age of the transgression. The highest shore lines described by Markow in Ingermanland, the Karelian isthmus and in the territory between Estonia and lake Ladoga may be equated with the shore lines in south-eastern Finland. Also in Sauramo's interpretation the two lower shore lines correspond to the levels for Salpausselkä I and II, while the highest shore level, the inclination of which in the higher isobase latitudes is considerably greater than that of the others, is Gothiglacial in age. At Gorelovo the underlying sand is situated at the same level as Salpausselkä I, but since a silt occurs here below the sand which overlies the peat the formation of these layers presupposes deeper water than would have existed if the surface of the water had stood at this level. Therefore the transgression must have reached the subsequent level, that is the highest shore line (excepting the shore lines of the local ice-lakes). This implies that the transgression is Gothiglacial. The salt water diatoms, earlier mentioned, indicate that it is of marine origin and this is further emphasized by investigations in Russian Karelia where the

highest limit for the Gothiglacial transgression also can be demonstrated (Hyypä, 1943 b; Sauramo, 1947).

According to this interpretation the peat deposits at Gorelovo may not, according to Sauramo, have been formed during the Baltic ice-lake stages, but must have been produced earlier during the Gothiglacial ice retreat, that is during the Alleröd period. An accurate dating of the peat deposits based on the pollen flora is impossible because its composition varies from one profile to another. *Betula* and *Pinus*, however, regularly dominate. In addition pollen of *Picea* (up to 33 %) and in smaller amounts *Alnus* and *Salix* appear. Considering that there, too, macrofossils of *Betula pubescens* have been found it is evident that during this time — the Alleröd period — forest occurred in this area, which conclusion is in good agreement with the results of investigations of deposits from this period carried out in other parts of the Baltic Sea region. The occurrence of *Picea* and *Alnus* is unusually widespread. When, however, taking into account that *Picea* is also relatively abundant in the late-Glacial zones in Hiilisuo (Fig. 34) and that it is a typical eastern-European element it seems quite natural that its influence should be traceable also here. The appearance of *Alnus* is difficult to interpret as it is absent in other Alleröd deposits from the southern Baltic Sea region. The possibility that we are dealing with secondary pollen cannot be excluded considering that the peat deposit is situated between two minerogenic deposits. If that be true then the pollen flora ought also to be misleading in other respects, which may provide an explanation of the great deviation found between the different diagrams.

#### DISCUSSION

Zone III, Younger Dryas period, found in the Lahti area can, as has been seen, also be traced in other regions at or outside the Fennoscandian marginal moraines and in two of the diagrams discussed (no. 13, Fig. 27 and no. 20, Fig. 34) zone II, the Alleröd period is also present. The Younger Dryas period can be dated primarily with the aid of the diagrams from Lahti and Omberg and it has been seen that this period corresponds to the standstill of the ice at the Fennoscandian moraines. The Alleröd period is then correlated with the Gothiglacial retreat of the ice to these moraines. This is made evident from the map (Fig. 37) showing the Alleröd deposits investigated in the Baltic Sea region. Similar maps have been presented previously by Schüttrumpf (1943) and Gams (1950). In the present map the following Alleröd sites have been included: Leningrad (Markow and Poretzky, 1935 a, b), Kunda in Estonia (Thomson, 1935), the lake Gabriaurischkis in Lithuania (Thomson, 1931), eastern Prussia (Gross, 1935, 1937, 1938), the isle of Rügen (Boehm-Hartmann, 1937), Niedersachsen (Overbeck and Schneider, 1938), Hol-



Fig. 37. Alleröd deposits (dots with circles) and Younger Dryas deposits (dots) studied in the Baltic Sea territory and their relation to the Fennoscandian moraines. 1—21, pollen diagrams discussed in the present work.

stein (Schütrumpf, 1935, 1936, 1939), Denmark (according to a summary by Iversen, 1947), Jaeren in Norway (Faegri, 1940), Skåne (Nilsson, T. 1935), Småland and Gothenburg (Berlin and Mohrén, 1942). In addition earlier investigations of Younger Dryas deposits on Gotland (Munthe, Hede and von Post, 1925) and on Öland (Lundquist, 1928) are marked on the map. The locations of the sites for diagrams 1—21 of the present work are also given on the map. Of these no. 12 (Sauramo, 1949), no. 19 (Sauramo, 1947) and no. 21 (Hyypä, 1941) have been published previously.

Although Alleröd deposits have not been found near the Fennoscandian marginal moraines in the east as seen from the map, it is,

however, evident on considering the results obtained in Sweden and Norway that the Alleröd period correlates in time with the Gothiglacial retreat of the ice to these moraines.

This dating of Alleröd and Younger Dryas agrees with the interpretations presented by many investigators, among others by T. Nilsson (1935), Gross (1937), Mohrén (Berlin and Mohrén, 1942), Firbas (1949), and Gams (1950).

In the preceding discussion of the relation of the zones to the ice retreat the chronology based on varved clay analysis has not been used, primarily because recent investigations (Sauramo, 1949) have shown that the dates previously determined are probably incorrect. According to De Geer (1940) the last drainage of the Baltic ice-lake (thus from B VI to Y I) occurred at 7912 B. C. while according to Sauramo (1940) this took place at 7858 B. C. The transition from the late-Glacial to the post-Glacial period must according to these determinations have occurred at about 7900 B. C. Sauramo (1949), however, concluded that there is a gap between the chronology presented by Lidén (1948) for the post-Glacial period (of the ice retreat) and the chronology determined by De Geer for the Finiglacial period. Sauramo (1949) estimates the gap to be about a thousand years which means that the Finiglacial period would have started at approximately 9000 B. C.

The astronomical calculations of the solar radiation to the earth made by Milankovitch (1941) show a maximum at about 8000 B. C. (at 10 000 when taking 1800 A. D. as the datum). According to the chronology based on varve analysis this maximum would coincide with the Salpausselkä stages in the retreat of the ice which has caused Hyypä (1941) among others to assume (also on other grounds) that a favourable climate and not an arctic one prevailed during the standstill of the ice. When, however, the time for the Salpausselkä stages is set to 9000 B. C. (Sauramo, 1949) the above mentioned maximum then falls at the beginning of the post-Glacial period characterised in the pollen diagrams by a considerable improvement of the climate. The explanation that the post-Glacial warmth period appears much later than this maximum of the solar radiation may be that a great part of the heat energy during the initial stages of the Finiglacial and early post-Glacial periods of the ice retreat was consumed in melting the ice sheet which was at that time still fairly extensive. It must, however, be kept in mind that the climate was not only dependent on the variation in the intensity of the solar radiation mentioned above but that also other factors were at work, primarily changes in atmospheric circulation and marine currents (Milankovitch, 1941).

The climate oscillation during the Younger Dryas period cannot be explained by the aid of the determinations by Milankovitch of the solar radiation. (It seems to be more natural to call the Younger Dryas period

an oscillation during the general climatic improvement after the ice age rather than the Alleröd period).

The values calculated by Milankovitch, however, cannot possibly reflect any transitory climatic changes since the values have been given at very great intervals (the last values are from 0.6, 5, 10, 11.1 and 15 thousand years before 1800 A. D.). The climatic improvement occurring during the Alleröd period causing a rapid retreat of the ice is synchronous with the pronounced increase in solar radiation before this increase had reached its maximum.

## SUMMARY

From study of the pollen diagrams (no. 1—21) from sites in the Lahti area in southern Finland, in Finnish and Russian Karelia and from Omberg in Sweden and by a comparison with earlier diagrams from other areas (Fig. 37) it has been possible to demonstrate the same late-Glacial developmental stages (Alleröd and Younger Dryas) as in other parts of Europe. Furthermore this work has provided a basis for a correlation of the development with the stages of the ice recession and the shore line displacement.

The zonation used in Finland by Sauramo (1949) and first introduced by Jessen (1935) in Denmark has been applied in the present pollen diagrams. The following development during the late-Glacial and early post-Glacial time may be demonstrated in eastern and south-eastern Fennoscandia on the basis of the diagrams investigated:

### Late-Glacial period.

**Zone II, Alleröd.** This zone occurs in eastern Fennoscandia only in the lowermost layer of peat in one diagram from the western shore of lake Onega (diagr. 20). The AP chiefly consists of *Betula* (about 90 %) and in addition to *Pinus*, *Picea* is found in small amounts (2—3 %). The APF value and the NAP value indicate the existence of sparse birch forests.

At Omberg in Sweden (diagr. 13) the Alleröd deposit is represented by a clay formed during the Gothiglacial stage. From this diagram and from previously published ones (Nilsson, T. 1935; Berlin and Mohrén, 1942) it may be concluded that the Alleröd period corresponds to the Gothiglacial retreat of the ice to the Fennoscandian marginal moraines. The warm character of the Alleröd period was less pronounced near the ice margin which renders it often difficult to detect in the pollen record and stratigraphically.

**Zone III, Younger Dryas.** Zone III, according to the diagrams from the Lahti area and from Omberg, corresponds to the standstill of the ice at the Fennoscandian marginal moraines and to the stages BI—BVI in the development of the Baltic ice-lake (Fig. 5).

The AP flora is dominated by *Betula* (to some part probably *B. tortuosa*) and *Pinus*, the latter here having higher values than in zone

IV (and zone II) sometimes even exceeding the value for *Betula*. In addition *Picea* in the east reaches values of up to 10 % and occasionally *Alnus*, *Corylus*, and *Ulmus* are found though never exceeding 1 % except in purely minerogenic deposits showing secondary deposition. From the values for APF and NAP (30—200 %) it may be concluded that the areas investigated were covered by tundra, implying that all or most of the AP flora is derived from long distance transport. The NAP flora mainly consists of *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Ericales*, *Gramineae*, *Cruciferae*, *Scrophulariaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, and *Umbelliferae*. *Artemisia*, *Hippophaë* and *Salix* are nearly always present.

Arctic conditions prevailed close to the ice margin; in the organic deposits an incorporation of finer mineral material took place due to wind transport and in addition some traces of solifluction phenomena may be found. Only at the end of Younger Dryas were pure organogenic deposits formed in regions lying near the ice margin. Further away, as on the western shore of lake Onega (diagr. 20), peat deposits were formed during the whole period indicating more favourable climatic conditions.

#### Post-Glacial period.

Zone IV, pre-Boreal. The transition to zone IV corresponds to the beginning of the Finiglacial ice recession and to the drainage of the Baltic ice-lake to the Yoldia level (B VI—Y I). Zone IV in the diagrams is characterised by a strong *Betula* maximum rising to 80—90 %. In the lower region of this zone only *Pinus* is found in addition to *Betula* but in the upper region the continuous curves for *Corylus* and *Ulmus* regularly start. Their occurrence is not, however, so constant in diagrams from more easterly sites.

At the transition from zone III to zone IV the NAP curve usually sinks to values below 10 % and simultaneously the values for APF (and PD) are observed to rise. During the pre-Boreal period there was a general expansion of the forest due to a marked climatic amelioration which was synchronous over the whole of north-western and northern Europe.

The correlation of the late-Glacial and early post-Glacial development with the stages in the retreat of the ice and with the shore line displacement as established in the present work is tabulated in Fig. 38. The relation of the pollen zones to the stages in shore line displacement during the early post-Glacial period and the names of the early late-Glacial developmental stages of the Baltic Sea have been taken from Sauramo (1949). The three subzones of zone V have been included in the table although this subdivision has been demonstrated with certainty only in diagrams from a limited area in central and southern Finland.

	Zones	Vegetation	Climate	Ice retreat	Shore line displacement
Post-Glacial	V c V b Boreal V a	Pine forests dominating	Rather warm	Post-Glacial	A. G. Rha.
	IV Pre-Boreal	Birch forests	Rising temperature	Finiglacial	Y IV Y I
Late-Glacial	III Younger Dryas	Tundra	Arctic (and subarctic)	Gothiglacial	BVI = Ss III BI = Ss I
	II Alleröd	Sparse birch forests	Subarctic		

Fig. 38. A correlation table for the late-Glacial and early post-Glacial periods in eastern and southeastern Fennoscandia.

### TABLES

Table 1. NAP-composition in diagram 1.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>						$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones	
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Epilobium</i>	<i>Hippophaë</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>				<i>Umbelliferae</i>
352	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	1	4	—	IV
354	—	2	—	1	—	—	—	1	—	—	—	7	—	
357	1	6	—	2	—	1	—	—	1	—	—	11	—	
359	—	2	1	—	—	—	—	—	1	—	—	4	—	
362	—	2	—	1	2	—	—	—	1	—	—	6	1	
364	—	8	—	—	—	—	—	1	1	1	—	11	2	
367	1	4	1	—	—	—	—	—	1	—	—	7	1	
369	2	28	—	1	—	—	—	—	1	—	—	32	1	
372	—	11	1	1	—	—	—	—	6	—	—	19	—	
374	—	26	1	—	—	—	—	1	1	—	—	29	—	
377	—	92	—	—	—	—	—	—	3	—	5	100	—	III
379	—	94	—	3	—	—	—	—	—	—	—	97	1	
382	2	36	4	3	2	2	—	—	6	—	—	55	2	
387	1	21	19	—	—	—	1	2	4	—	—	48	6	



Table 2. NAP-composition in diagram 2.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>						$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Epilobium</i>	<i>Hippophae</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
369	—	4	—	4	—	—	—	—	—	—	8	—	IV
372	—	2	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	
374	—	20	—	2	—	—	—	—	—	—	22	—	
377	—	5	—	1	1	—	—	1	—	—	8	—	
379	—	21	3	3	—	—	—	—	—	3	30	1	
382	1	13	—	—	—	—	—	—	—	1	15	—	
384	2	30	—	—	—	—	—	—	—	1	33	—	
387	1	4	—	—	1	—	—	—	—	4	10	—	
389	—	22	2	—	—	1	—	—	—	4	30	—	
392	2	32	4	4	2	—	—	—	—	2	48	2	III
394	1	26	2	—	1	—	—	—	—	3	33	2	
397	2	5	14	—	2	—	1	2	13	4	46	2	
399	—	11	13	—	1	—	—	—	3	7	36	2	
403	2	12	19	1	2	—	—	—	3	3	42	5	
408	2	1	28	3	—	—	—	—	1	3	38	10	

Table 3. NAP-composition in diagram 3.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>					$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Hippophae</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
382	—	—	1	1	1	—	—	—	—	3	—	IV
385	—	1	—	2	—	—	—	—	1	4	1	
387	—	1	—	1	2	—	—	—	—	5	—	
390	—	2	1	—	—	—	—	—	4	7	1	
392	—	1	—	—	1	—	—	—	1	3	1	
395	—	4	—	1	1	—	—	—	2	8	1	
397	—	13	—	1	—	—	—	—	2	16	—	
398	—	72	—	2	—	—	—	—	2	76	—	III
399	—	24	—	—	—	1	1	—	1	27	—	
400	1	37	—	1	—	—	—	—	4	43	2	

Table 4. NAP-composition in diagram 5.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>		$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Hippophae</i>	<i>Rosaceae</i>			
681	—	1	—	2	—	—	3	—	IV
682	—	1	—	5	—	1	7	—	
684	—	—	1	3	—	—	4	3	
686	—	—	—	1	—	—	1	—	
687	1	—	1	1	—	—	3	1	
689	—	3	1	3	1	1	9	1	
691	—	—	5	1	—	2	8	—	

Table 5. NAP-composition in diagram 6.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>		$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
476	—	—	—	1	—	—	1	—	IV
477	1	1	—	1	—	—	3	—	
479	1	—	—	1	—	—	2	—	
482	—	—	—	—	—	—	—	—	
484	—	1	1	1	—	—	3	—	
485	1	—	3	1	—	1	6	—	
495	2	10	26	—	10	18	66	18	III

Table 6. NAP-composition in diagram 7.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>					$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Grucijeræ</i>	<i>Hippophai</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
412	1	1	1	1	1	—	1	1	—	7	—	IV
415	1	—	4	—	—	—	—	—	—	5	—	
418	1	—	10	—	—	—	—	—	—	11	—	
424	1	13	11	3	3	—	—	—	4	35	6	III
434	3	3	2	3	7	—	—	1	8	27	4	
440	6	11	1	4	1	4	—	1	8	36	16	

Table 7. NAP-composition in diagram 12.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Varia</i>					$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
				<i>Artemisia</i>	<i>Hippophai</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>	<i>Umbelliferæ</i>			
625	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	IV
630	1	—	2	—	1	1	—	—	5	3	
632	1	1	25	—	—	—	1	—	28	2	III
637	—	2	58	1	—	—	1	1	63	3	
642	1	—	42	—	—	—	—	—	43	—	

Table 8. NAP-composition in diagram 13.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>					$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones	
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Cruciferae</i>	<i>Hippophaë</i>	<i>Ranunculaceae</i>				<i>Rosaceae</i>
255	—	4	—	8	—	—	—	6	—	1	19	—	IV
260	—	4	—	6	—	1	—	2	—	1	14	2	
265	—	1	—	6	—	—	—	1	—	1	9	1	
270	—	1	—	3	—	—	—	1	—	—	5	3	
275	1	1	—	2	—	—	—	3	—	1	8	2	
280	—	4	1	5	—	1	1	1	1	1	15	1	
285	—	4	—	1	1	—	—	6	—	1	13	2	
290	—	3	—	7	1	—	—	3	—	—	14	1	
295	—	4	1	7	—	—	—	2	—	1	15	4	
300	—	1	1	1	1	—	—	6	—	1	11	1	
305	—	15	5	11	1	1	—	11	—	3	47	7	III
310	1	4	5	5	1	—	—	11	—	1	28	3	
315	—	5	13	9	1	1	—	5	—	1	35	7	
325	1	1	—	232	—	—	—	—	—	6	240	5	
345	7	9	—	9	5	—	1	—	—	11	42	6	
365	3	5	1	16	1	—	—	—	—	7	33	4	
375	1	2	—	6	4	—	—	—	1	2	16	1	II
385	1	3	—	10	4	1	—	—	—	3	22	8	

Table 9. NAP-composition in diagram 14.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>					$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Hippophaë</i>	<i>Rosaceae</i>	<i>Umbelliferae</i>			
130	—	3	1	9	—	1	1	—	—	15	1	IV
135	1	1	1	14	—	—	3	1	1	22	2	
140	—	5	1	5	—	—	3	1	—	15	2	
145	—	6	1	5	1	—	2	1	—	16	1	
150	—	5	1	11	1	—	1	1	—	20	2	
155	1	5	7	8	—	—	5	2	—	28	3	
160	—	5	2	18	2	—	3	—	—	30	1	
170	2	8	3	21	6	—	—	4	—	44	6	
185	4	2	1	11	32	1	—	9	—	60	3	

Table 10. NAP-composition in diagram 15.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>				$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
634	—	1	—	5	—	1	—	—	7	3	IV
639	—	5	1	3	3	—	—	—	12	2	
644	—	1	5	2	1	—	1	1	11	1	
647	1	3	5	1	1	—	—	1	12	1	
649	1	13	14	8	2	—	—	—	38	4	III
653	1	12	32	7	1	—	2	3	58	4	
655	1	13	17	6	2	—	—	2	41	6	

Table 11. NAP-composition in diagram 16.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>				$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
555	—	2	—	1	—	—	—	—	3	1	IV
560	—	1	—	—	1	—	—	1	3	—	
565	—	3	1	1	3	—	—	1	9	2	
570	1	4	5	—	—	—	—	5	15	3	
575	2	10	20	4	6	—	—	5	47	6	III
583	—	18	43	4	7	1	1	5	79	12	

Table 12. NAP-composition in diagram 17.

Depth in cm	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Ericales</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Varia</i>				$\Sigma$ NAP	<i>Salix</i>	Zones
					<i>Artemisia</i>	<i>Compositae</i> (excl. <i>Artemisia</i> )	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Rosaceae</i>			
402	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	V
407	—	—	—	—	1	—	—	—	1	1	
412	—	1	1	2	—	—	1	1	6	—	
417	—	1	—	2	—	—	—	3	6	4	IV
422	—	5	—	3	—	—	—	—	8	—	
427	1	5	1	6	—	—	2	2	17	—	
432	—	1	—	1	—	—	—	4	6	1	
437	—	5	4	—	1	1	1	3	15	4	
440	1	14	35	1	—	—	2	8	61	11	
442	2	17	53	—	—	—	3	12	87	12	III
445	1	10	55	—	3	—	3	6	78	11	
448	—	3	88	3	—	1	—	7	102	8	

Table 13. NAP-composition in diagram 18.

Depth in cm	Chenopodiaceae	Cyperaceae	Ericales	Gramineae	Varia										Σ NAP	Salix	Zones	
					Alismataceae	Compositae	Cruciferae	Ranunculaceae	Rosaceae				Scrophulariaceae	Umbelliferae				Others
									Comarum	Filipendula	Rubus	Sorbus						
410	—	—	3	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1	V
420	—	—	4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6	—	IV	
430	—	7	3	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	14	1		
440	1	6	10	—	—	—	3	—	—	1	—	—	1	10	33	3		
450	1	8	9	1	—	—	1	—	—	1	—	—	—	1	23	3	IV	
455	—	5	14	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	24	2		
460	1	—	15	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	18	—		
465	—	3	44	1	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	51	3		
470	—	2	2	2	1	—	2	—	2	—	—	—	—	—	11	2		
475	—	10	1	1	—	—	1	—	—	2	—	3	1	—	19	4	III	
480	4	41	3	6	—	—	10	—	9	—	—	3	3	—	76	9		
485	3	55	1	9	2	—	3	—	5	—	2	1	—	8	89	8		
490	11	27	—	6	—	5	11	2	—	—	—	—	35	2	99	2		
495	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
500	1	23	—	8	3	1	15	18	—	—	—	—	35	2	106	3		

Table 14. NAP-composition in diagram 19.

Depth in cm	Chenopodiaceae	Cyperaceae	Ericales	Gramineae	Varia								Σ NAP	Salix	Zones
					Alismataceae	Artemisia	Compositae (excl. Artemisia)	Cruciferae	Ranunculaceae	Rosaceae	Scrophulariaceae	Others			
390	1	1	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	10	1	IV
400	1	2	2	11	—	—	—	—	—	5	—	—	21	—	
410	1	2	1	2	—	—	—	1	—	1	—	2	10	—	
420	—	9	1	2	—	2	—	1	—	3	—	2	20	6	
430	7	2	2	1	3	—	—	3	—	—	—	3	21	2	
440	3	8	—	6	—	5	—	10	—	—	—	3	35	5	
450	—	6	1	2	—	—	—	2	—	—	—	8	19	3	
460	10	83	—	2	—	2	2	5	—	3	7	22	136	7	III
470	24	20	—	12	2	4	—	92	—	4	38	12	208	8	
480	15	23	—	—	5	30	—	27	—	—	—	13	113	—	
490	16	12	—	2	2	6	—	10	4	8	8	34	102	4	
500	28	28	4	16	—	28	4	16	—	—	—	36	160	4	
510	19	8	1	2	—	—	—	14	—	7	1	38	90	4	
520	12	1	1	2	1	—	—	2	—	6	9	21	55	1	
530	21	6	1	18	1	3	1	10	—	3	—	35	99	4	
540	16	6	—	4	—	—	4	14	—	6	2	38	90	6	
550	20	4	—	2	2	4	—	18	2	2	—	14	68	4	
560	14	—	—	2	—	6	—	4	—	—	—	32	58	—	
570	8	2	1	2	—	5	—	—	—	1	—	27	46	—	
580	8	8	—	8	4	8	2	4	—	—	12	25	79	6	
590	12	4	—	4	3	1	—	13	—	—	—	4	41	1	
600	12	12	2	—	—	10	4	14	2	8	4	22	90	6	

## REFERENCES

- AARIO, I. (1936) Entwicklung des südlichen Vor-Päijännesees. *Fennia* 62, No. 1.
- (1940 a) Waldgrenzen und subrezentent Pollenspektren in Petsamo Lappland. *Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A*, 54, No. 8.
- (1940 b) Petsamon kasvillisuusvyöhykkeitten siitepölysuhteet ja maamme metsien kehitys. *Terra* 52, p. 65.
- (1941) Die grössenstatistische Analyse der Betulapollen in Torfboden. *Geol. Rundschau* 32, p. 612.
- (1942) Turpeen siitepölyrunsauden käytöstä metsätiheyden selvittäjänä. *Terra* 54, p. 3.
- (1944) Über die pollenanalytischen Methoden zur Untersuchung von Waldgrenzen. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 66, p. 337.
- ASSARSSON, G. and GRANLUND, E. (1924) En metod för pollenanalys av minerogena jordarter. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 46, p. 76.
- AUER, V. (1927) Urtersuchungen über die Waldgrenzen und Torfböden in Lappland. *Commun. Inst. Quaest. Forest. Finl.* 12.
- AUROLA, E. (1938) Die postglaziale Entwicklung des südwestlichen Finnlands. *C. R. Soc. géol. Finlande* 11; *Bull. Comm. géol. Finlande* 121.
- BERGHELL, H. (1896) Bidrag till kännedom om södra Finlands kvartära nivåförändringar. *Bull. Comm. géol. Finlande* 5.
- BERLIN, H. and MOHRÉN, E. (1942) Zwei Riesenhirschfunde aus Südschweden. *Medd. Lunds Geol. Mineral. Inst.* 92.
- BJÖRNSSON, S. (1942) Randdeltat vid Malexander. En isälvsbildning vid Sommen. *Svensk Geogr. Årsbok* (1942).
- BOEHM-HARTMANN, H. (1937) Spät- und postglaziale Süswasserablagerungen auf Rügen. *Arch Hydrobiol.* 31.
- BRENNER, TH. and TANNER, V. (1930) Södra Salpausselkäs byggnad i järnvägs-skärningen för Lahti—Heinolanbanan. *Fennia* 52, No. 9.
- DE GEER, G. (1897) Om rullstensåsarernas bildningssätt. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 19, p. 366.
- (1909) Dal's Ed, some stationary ice-borders of the last glaciation. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 31, p. 511.
- (1910) Das spätglaziale Südschweden. Übersichtskarte mit Osen, Endmoränen und Schrammen. *Sveriges Geol. Undersökn. Ser. Ba.* 8.
- (1940) *Geochronologia Suecica Principes*. *K. Svenska Vet. Akad. Handl.* 18.
- DE PLANQUE, B. A. (1950) A palynological study of the Holocene and late-Glacial in south-east Friesland. *Rec. trav. botan. néerland.* 17, (1949—1950).
- DUBOIS, G. and C. (1944) L'oscillation chaude d'Alleröd reconnue dans une deuxième tourbière du Cantal à Riom-ès Montagne. *Compt. Rend. Bull. Soc. Geol. France* 5.

- ERDTMAN, G. (1921) Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwest-Schweden. *Arkiv Botan.* 17 (10).
- (1928) Studies in the post-Artic history of the forest of north-western Europe. I. Investigations in the British Isles. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 50, p. 123.
- (1934) Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. *Svensk Botan. Tid.*, 28.
- (1943) An introduction to pollen analysis. Waltham, Mass.
- (1946) Palynologiska synpunkter på pionjärfasen i den svenska florans invandringshistoria. *Svensk Botan. Tid.*, 40.
- (1948) Ölands alvar och Sydlapplands granurskogar. *Sveriges Natur.*
- (1949) Identification of pollen grains in late Glacial samples from Mt. Omberg, Ostrogothia. *Svensk Botan. Tid.*, 43.
- and ERDTMAN, H. (1933) The improvement of pollen analysis technique. *Svensk Botan. Tid.*, 27.
- FAEGRI, K. (1936) Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen I. Bergens Museums Årbok, Naturv. Rekke. 2.
- (1940) Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen II. Bergens Museums Årbok, Naturv. Rekke. 7.
- (1944) Studies on the Pleistocene of western Norway III. Bergens Museums Årbok, Naturv. rekke 8.
- (1945) Pollenanalysen. En oversikt. Viking.
- (1947) Heterodokse tanker om pollenanalysen. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 69, p. 67.
- and IVERSEN, JHS. (1950) Text-book of modern pollen analysis. Copenhagen.
- FIRBAS, F. (1949) Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. 1. Jena.
- FROSTERUS, B. (1890) Några iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstens-åsar. *Fennia* 3, No. 8.
- GAMS, H. (1950) Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. *Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* 1, p. 162.
- GODWIN, H. (1943) Coastal peat beds of the British Isles and North Sea. *J. Ecol.* 31.
- GRANLUND, E. (1932) De svenska högmossarnas geologi. *Sveriges Geol. Unders.*, Ser. C., No. 373.
- GROSS, H. (1935) Die Steppenheide-theorie und die vorgeschichtliche Besiedlung Ostpreussens. *Altpreussen*, Heft 2.
- (1937) Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. *Botan. Centr.* 57, Abt. B.
- (1938) Auf den ältesten Spuren des Menschen in Altpreussen. *Prussia* 32 (1).
- VAN DER HAMMEN, T. (1949) De Alleröd-oscillatie in Nederland. Pollenanalytisch onderzoek van een laatglaciale meerafzetting in Drente. I, II. *Proc. Koninkl. Nederland. Akad. Wetenschap.* 52.
- (1950) Die spätglaziale Vegetationsentwicklung in den Niederlanden. VII International Botan. Congress, Abstract of Communication, Section PHG (Stockholm).
- HEDBERG, O. and ÖHRN, B. (1950) Omberg och Tåkern. *Svensk Natur.*
- HESELMAN, H. (1919 a) Om pollenregn på hafvet och fjärrtransport af barrträdspollen. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 41, p. 89.
- (1919 b) Iakttagelser över skogsträdspollens spridningsförmåga. *Medd. Statens Skogsförsöksanstalt, Stockholm*, H. 16.
- HOLTEDAHL, O. (1924) Studier over isrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer. *Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse No 14.*

- HYDE, H. A. and WILLIAMS, D. A. (1944) Studies in atmospheric pollen I. A daily census of pollens at Cardiff. *New Phytologist* 43 (1).
- HYYPÄ, E. (1933) Das Klima und die Wälder der spätglazialen Zeit im bereich der karelischen Landenge. *Acta Forest. Fennica* 39.
- (1936) Über die spätquartäre Entwicklung Nord-Finnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. *C. R. Soc. géol. Finlande* 9; *Bull. Comm. géol. Finlande* 115, p. 401.
- (1937) Post-Glacial changes of shore-line in south Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 120.
- (1941) Über das spätglaziale Klima in Finnland. *Geol. Rundschau* 32, p. 595.
- (1943 a) Suomen myöhäisglasiaalisesta ilmastosta. *Terra* 55, p. 43.
- (1943 b) Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritettujen tutkimusten valossa. *Terra* 55, p. 122.
- (1945) Unpublished material (in the archives of the Geological Survey of Finland).
- (1947) Unpublished material (in the archives of the Geological Survey of Finland).
- (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta (English summary, p. 6). *Geologi*, p. 5.
- IVERSEN, JHS. (1936) Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. *Danmarks Geol. Undersøgelse* VI (2, 15).
- (1942) En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. *Medd. Dansk Geol. Forer.* 10.
- (1947) Plantevaekst, dyreliv og klima i Danmark. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 69, p. 67.
- JAKOVLEFF, S. A. (1926) Die Quartärlagerungen und Relief der Stadt Leningrad und ihrer Umgebungen. *Leningrad*.
- JESSEN, K. (1935) Archaeological dating in the history of north Jutlands vegetation. *Acta Archaeol.* 5.
- (1949) Studies in the late Quaternary deposits and flora-history of Ireland. *Proc. Roy. Irish Acad.* 52, B., 6.
- and FARRINGTON, A. (1938) The bogs at Ballybetagh, near Dublin, with remarks on late-Glacial conditions in Ireland. *Proc. Roy. Irish Acad.* 44, B, 10.
- KILPI, S. (1937) Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. *Bull. Comm. géol. Finlande* 117.
- KUJALA, V. (1946) Koivututkimuksia. *Commen. Inst. Forest. Fenniae* 41.
- LEIVISKÄ, I. (1920) Der Salpausselkä. *Fennia* 41, No. 3.
- (1929) Über die Ose Mittelfinnlands. *Fennia* 51, No. 4.
- LIDÉN, R. (1938) Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 60, p. 397.
- LINDBERG, H. (1910) Phytopaläontologische Beobachtungen als Belege für postglaziale Klimaschwankungen in Finnland, in: *Postglaziale Klimaveränderungen*. Stockholm.
- (1916) Hvilka vittnesbörd lämnar fytopaleontologin om vårt lands och dess floras utvecklingshistoria sedan istiden samt rörande tiden för människans första uppträdande i landet? *Översikt Finska Vetenskaps-Soc. Förh.* 58, C. 2.
- LUNDQUIST, G. (1928) Studier i Ölands myrmarker. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C., No. 330*.
- MARKOW, K. K. (1931) Development of the relief in the north-western Part of the Leningrad district. *Trans. Geol. Prospecting Service U. S. S. R.* 117.
- und PORETZKY, W. S. (1935 a) Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen über die Geschichte des Finnischen Meerbusens, Ladoga- und Onegasees. *Beihefte Botan. Centr.* 55, Abt. B.



- MARKOW, K. K. und PORETZKY, W. S. (1935 b) Die spät- und postglaziale Geschichte des nordwestlichen Teiles des Leningrader Gebietes. Z. Gletscherkunde 22, 1/5.
- MILANKOVITCH, M. (1941) Kanon der Erdbestahlung und seine Auswendung auf das Eiszeitenproblem. Kgl. Serbische Akad. Belgrad.
- MITCHELL, G. F. (1940) Studies in Irish Quaternary deposits: some lacustrine deposits near Dunshaughlin, County Meath. Proc. Roy. Irish Acad. 46, B. 2.
- (1951) Studies in Irish Quaternary deposits. Proc. Roy. Irish Acad. 53, B. 11.
- MUNTHE, H. (1940) Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. III, 19.
- HEDE, J. E. och VON POST, L. (1925) Gotlands geologi, en översikt. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 331.
- NELSON, H. (1910) Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 221.
- NILSSON, E. (1942) Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 64, p. 143.
- NILSSON, T. (1935) Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 57, p. 385.
- (1948) Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des Nordwestdeutschen und Niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südskanlandens. Medd. Lunds Geol. Mineral. Inst. 112.
- OVERBECK, F. und SCHNEIDER, S. (1938) Mooruntersuchungen bei Lüneburg und Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. Z. Botan. 33.
- PENNINGTON, W. (1947) Studies of the post-Glacial history of British vegetation VII. Lake sediments: Pollen diagrams from the bottom deposits of the north basin of Windermere. Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B, No. 596.
- VON POST, L. (1947) Pollenanalysens principer och tillämpning. (Diskussionsinlägg i Nordiskt kvartärgeol. möte 1945). Geol. Fören. i Stockholm Förh. 69, p. 233.
- RAMSAY, W. (1922) Randdeltan och strandlinjer i Salpausselkäbältet. Terra 34, p. 161.
- (1924) On relation between crustal movements and variations of sea-level during the late-Quaternary time. Bull. Comm. géol. Finlande 66.
- (†) (1929) Niveaueschiebungen, eisgetaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia 52, No. 2.
- (†) (1931) Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveaueschiebungen in Finnland. Fennia 54, No. 3.
- SANDLER, K. (1917) Studier över randdeltan i norra Ångermanland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 39, p. 66.
- SAURAMO, M. (1928) Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. Bull. Comm. géol. Finlande 84.
- (1929) The Quaternary geology of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 86.
- (1931) Zur Frage des inneren Baus des Salpausselkä in Finnland. Z. Gletscherk. 19, p. 300.
- (1934) Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. C. R. Soc. géol. Finlande 8; Bull. Comm. géol. Finlande 104, p. 8.
- (1937) Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. Soc. Sci. Fennica, Commentationes Phys.-Math. 9 (10).
- (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo Helsinki.
- (1941) Die Geschichte der Wälder Finnlands. Geol. Rundschau 32, p. 579.
- (1942) Kvartärgeologiska studier i östra Fennoskandia. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 64, p. 209.

- SAURAMO, M. (1946) Waldgeschichtliche Gliederung des Spätglazials. Sitzungsber. Finn. Akad. Wiss.
- (1947) Studier över de senglaciala nivåförändringarna i Fennoskandia. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 69, p. 79.
- (1949) Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung. Soc. Sci. Fennica, Jahrb. 27, B (4).
- SCHÜTRUMPF, R. (1935) Pollenanalytische Untersuchung der Magdalénien- und Lyngby-Kulturschichten der Grabung Stellmoor. Nachrbl. deutsche Vorzeit 11.
- (1936) Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. Verröffentl. Archäol. Reichsinst. 1.
- (1939) Die mesolithischen Kulturen von Pinnberg in Holstein und ihre Stellung im Pollendiagramm. Offa, Ber. Mitt. Mus. vorgesch. Altertümer in Kiel 3.
- (1943) Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. In: A. Rust, Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. (Neumünster).
- SEDERHOLM, J. J. (1910) De lösa jordlagren. Atlas öfver Finland, kartbladet No. 4.
- STRAKA, H. (1950) Untersuchungen über Salix-Pollen. VII International Botan. Congress, Palynological Conf. Abstracts (Stockholm).
- TANNER, V. (1933) On the nature of the Salpausselkä ridges in Finland. Fennia 58, No. 3.
- THOMSON, P. W. (1931) Beitrag zur Stratigraphie der Moore und zur Waldgeschichte von S. W. Litauen. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 53, p. 239.
- (1935) Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 57, p. 84.
- TOLVANEN, V. (1922) Der Alt-Päijänne. Fennia 43, No. 5.
- WENNER, C-G. (1948) Pollen diagrams from Labrador. Geogr. Ann. 1947, No. 5.
- VIRKKALA, K. (1948) Late-Glacial development of shore-lines in southern Kainuu and northern Karelia. C. R. Soc. géol. Finlande 21; Bull. Comm. géol. Finlande 142, p. 59.

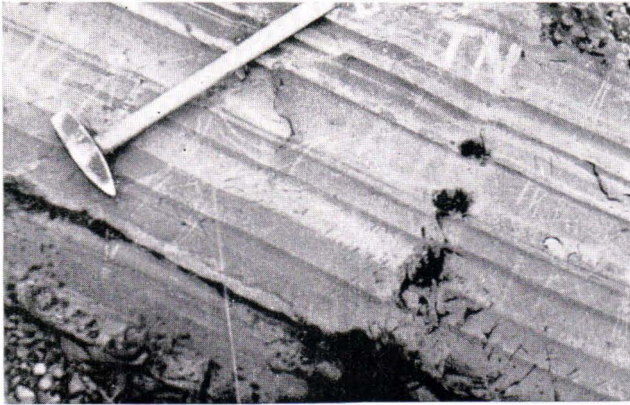


Fig. 1



Fig. 2

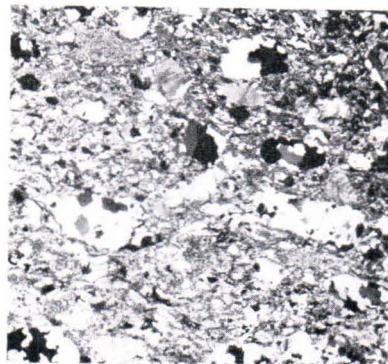
*Ahti Simonen and Olavi Kouvo: Archean varved schists north of Tampere in Finland.*



*Fig. 3*



*Fig. 4*



*Fig. 5*



*Fig. 6*

*Ahti Simonen and Olavi Kouvo: Archean varved schists north of Tampere in Finland.*

# ARCHEAN VARVED SCHISTS NORTH OF TAMPERE IN FINLAND

BY

AHTI SIMONEN AND OLAVI KOUVO

## ABSTRACT

The varved schists form strata about 3 kilometers thick, containing approximately 40000 varves, in the lowest stratigraphical horizon of the Archean schist formation in the Tampere area. The different types of the varved schists and associated rocks are described and many varve profiles are presented. Altogether about 4000 varves were measured. The petrographic features of the varved sediments, illustrated by the field observations, microscopic studies, and chemical analyses, show conspicuous similarities to the graywacke slates of many orogenic belts. The occurrence of angular or partly rounded quartz and feldspar grains in a fine-grained clayey matrix is a typical feature of graywacke sandstones, and furthermore small pebbles of sedimentogenic rocks have been observed in the sandstone portions of the varves. The remarkable thickness of the continuous varved strata and their association with basic volcanics support the hypothesis of a geosynclinal sedimentation. The varved strata have undergone an intensive deformation caused by the compressive force acting along North-South lines. Tectonic observations and structural history of the varved sediment are described.

## CONTENTS

	Page
INTRODUCTION .....	94
PETROGRAPHY .....	94
THIN-BEDDED VARVED SCHIST .....	96
NORMAL VARVED SCHIST .....	98
MEGAVARVES .....	103
ANOMALIES IN THE VARVES .....	104
CONCRETIONS .....	104
TUFFITIC INTERCALATIONS .....	104
THIN QUARTZITE INTERCALATIONS .....	105
DIABASE SILLS .....	105
TECTONICS .....	105
ATTITUDE OF BEDS .....	106
SUPERPOSITION OF BEDS .....	106
FOLDS .....	107
CLEAVAGE .....	109

LINEATION .....	110
STRUCTURAL HISTORY .....	110
CONDITIONS OF DEPOSITION .....	111
REFERENCES .....	113

## INTRODUCTION

The excellent ice-polished exposures of the Archean varved schists along shores of Lake Näsijärvi north of Tampere are classical to students of pre-Cambrian geology, because there for the first time the actualistic method proved correct in the study of the Archean sedimentary formations (Sederholm, 1897). The varved schists of Lake Näsijärvi are also well-known as country rock of the cell-shaped, carbonaceous sacs which were interpreted by Sederholm (1913) as Archean fossils and named *Corycium enigmaticum*. Rankama (1948, 1950) recently discussed the origin of the pre-Cambrian carbon in detail and proved, by means of the  $C^{12}/C^{13}$  ratios, the organic origin of the *Corycium* carbon.

The origin of the varved schists in the Tampere area has been discussed by the eminent Finnish geologists, J. J. Sederholm and Pentti Eskola. Sederholm (1897) considered the varved schists as water-laid sediments deposited under seasonal control, and he drew attention to the structural similarity between the Archean varved rock and the Pleistocene late-Glacial varved clay. Eskola (1932) pointed out the significance of the varved structure in the interpretation of conditions during the earliest geological times; he considered the varved sediments as seasonal depositions under cold or temperate climatic conditions.

New important data on Archean sedimentation and on the varved rocks were presented by Pettijohn (1936, 1943, 1949) from the Canadian Shield. His papers inspired the present authors to carry out, during the summer of 1950, a detailed study of the exposures of varved schists on the shores of Lake Näsijärvi. The western shore was studied in particular detail, and about 4000 measurements of varve thickness were made.

This investigation supplements several recently published papers (e. g., Neuvonen and Matisto, 1948; Seitsaari, 1951; Simonen, 1951), is based on the geological re-mapping of the Tampere schist area carried out by the Geological Survey of Finland, and deals with the petrographic and structural features of the varved schists and the conditions of their deposition.

## PETROGRAPHY

The varved schists of Lake Näsijärvi, usually called phyllites, form the lowest stratigraphical horizon in the Bothnian supracrustal formation of the Tampere schist zone. Its intensively folded strata are

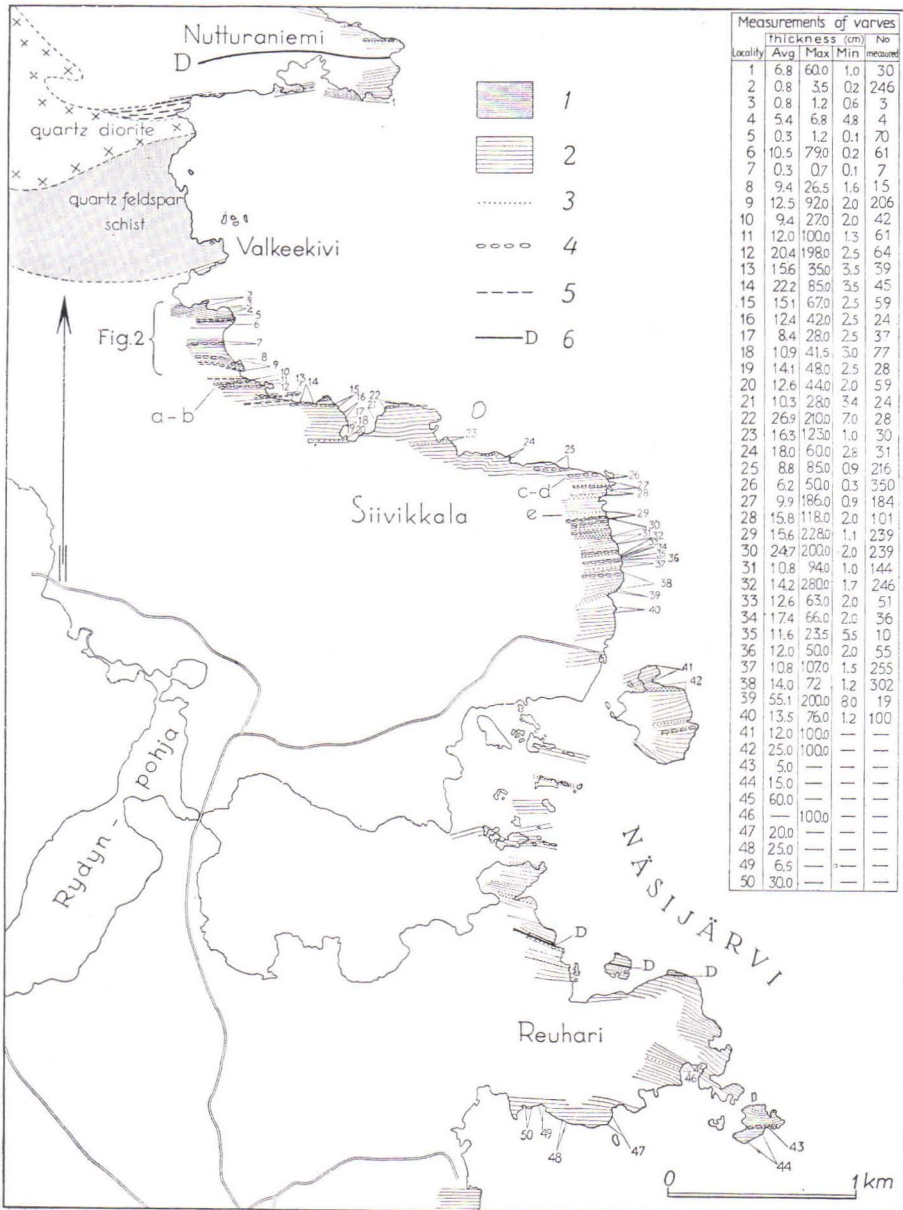


Fig. 1. Distribution of the different rock types on the western shore of Lake Näsijärvi and measurements of the varves in separate sections. 1, thin-bedded varved schist; 2, normal varved schist; 3, megavarves, thicker than 0.9 m; 4, concretion bed; 5, tuffite intercalation; 6, diabase sill. This method of illustration is used also in Figs. 2 and 7. Letters a-e show the location of varve profiles presented in Fig. 3.

approximately 3 km thick. The whole supracrustal series is at least 8 km thick (cf. Simonen, 1951) and contains metamorphosed slates, gray-

wackes, arkoses, conglomerates, and volcanics of predominantly basic composition. The new geological maps and the petrographic descriptions of the different rock types in the vicinity of Lake Näsijärvi have been presented in the papers of Seitsaari (1951) and Simonen (1951). The new studies of the Bothnian formations in Finland suggest the idea that Bothnian rocks were folded and metamorphosed during the Earlier Archean, or Svecofennidic orogeny.

All exposures of the Bothnian phyllites on the shores of Lake Näsijärvi are characterized by graded beds showing gradual transition from a coarse-grained base into a fine-grained top of a varve (Plate I, Figs. 1—2). The varve thickness varies from a few millimeters to more than a meter; one distinct varve as thick as 2.8 m has been found. The measurements of the varves in separate sections are presented in Fig. 1 which shows also the areal distribution of the different rock types on the western shore of Lake Näsijärvi. The distribution of the different rock types on the eastern shore is given in Fig. 7.

The classification of the varved schists into different types is based on the average varve thickness. A rock having an average varve thickness less than 5 cm is called thin-bedded varved schist. If the average varve thickness is more than 5 cm the rock is called normal varved schist, because this type has the widest areal distribution. The third type of the varved rock is represented by the megavarves, which do not form long sequences but occur only as a few intercalations in the normal varved schist. The locations of all megavarves thicker than 0.9 m are presented in Fig. 1.

#### THIN-BEDDED VARVED SCHIST

A long section of extremely thin-bedded varved schists, intercalated with minute parts of normal varved schist, occurs south of Valkeekivi. A detailed illustration of the thin-bedded strata is given in Fig. 2. Most of the varves are thinner than 1 cm and the maximum varve thickness does not usually exceed 5 cm (see Fig. 2, a-b).

The thin-bedded varved schist shows conspicuous similarities to the diatactic varves of the Pleistocene late-Glacial clays in Finland described thoroughly by Sauramo (1923). The fine-grained, light-colored siltstone grades upward into the dark-colored, very fine-grained slate, and the demarcation between the siltstone and the slate is usually sharp. The varve profiles (Fig. 2) show that fluctuation in thickness from varve to varve is very similar to that shown in the Pleistocene Glacial clays. Pettijohn (1936) described an exactly similar varved slate from the Archean of the Canadian Shield on Minnitaki Lake, Ontario. The siltstone and slate portions in the thinnest varves are often approximately of the same thickness, but in the thicker varves the siltstone and slate are associated usually in a ratio 1 : 1—4 : 1.



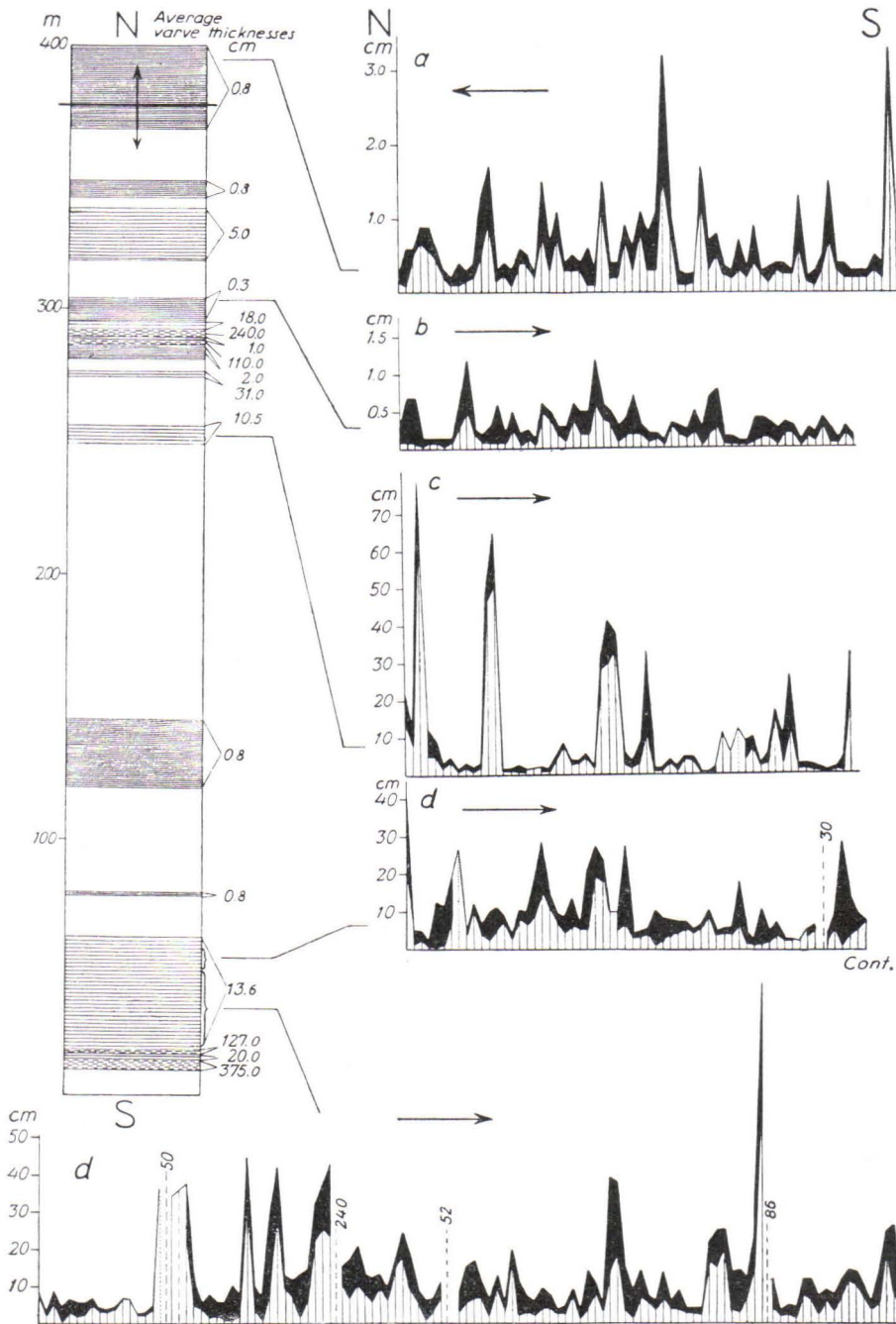


Fig. 2. Thin-bedded strata showing variations of the varve thickness and varve profiles in the different parts of the section. South of Valkeekivi. Location of this section is seen in Fig. 1. This series of strata, measuring 370 meters in thickness, contains approximately 18000 varves. The arrow shows the direction toward base. The vertical line of the varve profiles shows the thickness of the light-colored portion, and black represents the slaty portion of the varves. A dotted line means that only the total thickness of the varve has been determined, and a broken line with a number shows the thickness in centimeters of the strata which are not exposed. This method of illustration is used in all varve profiles of this paper. The varve profiles a-b have been gathered from many short separate sections and the thickness of the unexposed strata has not been presented.

Short sections of thin-bedded varved schist associated with normal varved schist occur also in Nutturaniemi, and only a few sequences shorter than one meter have been observed in the southern part of the area studied. On the eastern shore of Lake Näsijärvi the thin-bedded varved schist occurs only in the northern part, both south and north of the intermediate quartz-feldspar schist area and in the same manner as on the western shore (cf. Fig. 5).

The main minerals of the siltstone are quartz, feldspar, biotite, and chlorite. The grain size varies from 0.08 to 0.04 mm. The amount of the mica minerals increases in the slaty upper parts of the varves and their grain size is less than 0.01 mm (Plate II, Fig. 3). The thin-bedded varved schist south of Valkeekivi is highly metamorphic and shows a granoblastic texture. In the neighbourhood of the quartz diorite contact sericitized pseudomorphs after some aluminous silicate mineral, perhaps andalusite, occur in the slate portions of the varves. The chemical bulk composition of the metamorphic thin-bedded varved schist south of Valkeekivi (Table II, Anal. 1) shows characteristics of an argillaceous chemical composition.

#### NORMAL VARVED SCHIST

Long sections of normal varved schist occur on both sides of Lake Näsijärvi, and some varve profiles of these sections from the western shore are presented in Fig. 3. The greatest part of the varves (over 80 %) are thinner than 20 cm and show always a gradual transition from a coarse-grained, grey-colored sandstone portion into a fine-grained, dark-colored slaty top of a varve (Plate I, Figs. 1—2). The thicker varves, including the so-called megavarves, are very similar to the normal varves, but the sandstone portion is usually coarser-grained and contains minute rock fragments visible to the naked eye.

Altogether 3589 measurements of varve thickness of the normal varved schist were carried out on the western shore of Lake Näsijärvi. The average varve thickness calculated from these measurements is 12.7 cm. It is very similar to the average varve thickness, 14 cm, determined by Sederholm (1913) on the eastern shore of Lake Näsijärvi. The sandy and slaty parts are associated, on an average, in a ratio 3.3 : 1, but in the individual varves the ratio varies greatly and sometimes the slaty part is thicker than the sandstone portion.

The varve-thickness frequency of all measurements in the normal varved schist and of a long coherent section are presented in Table I. According to Pettijohn (1949), the thickness of the varves in long sections varies according to the log normal probability law. He writes: »Statistical analysis of the thickness variations of the graded beds reveals a remark-

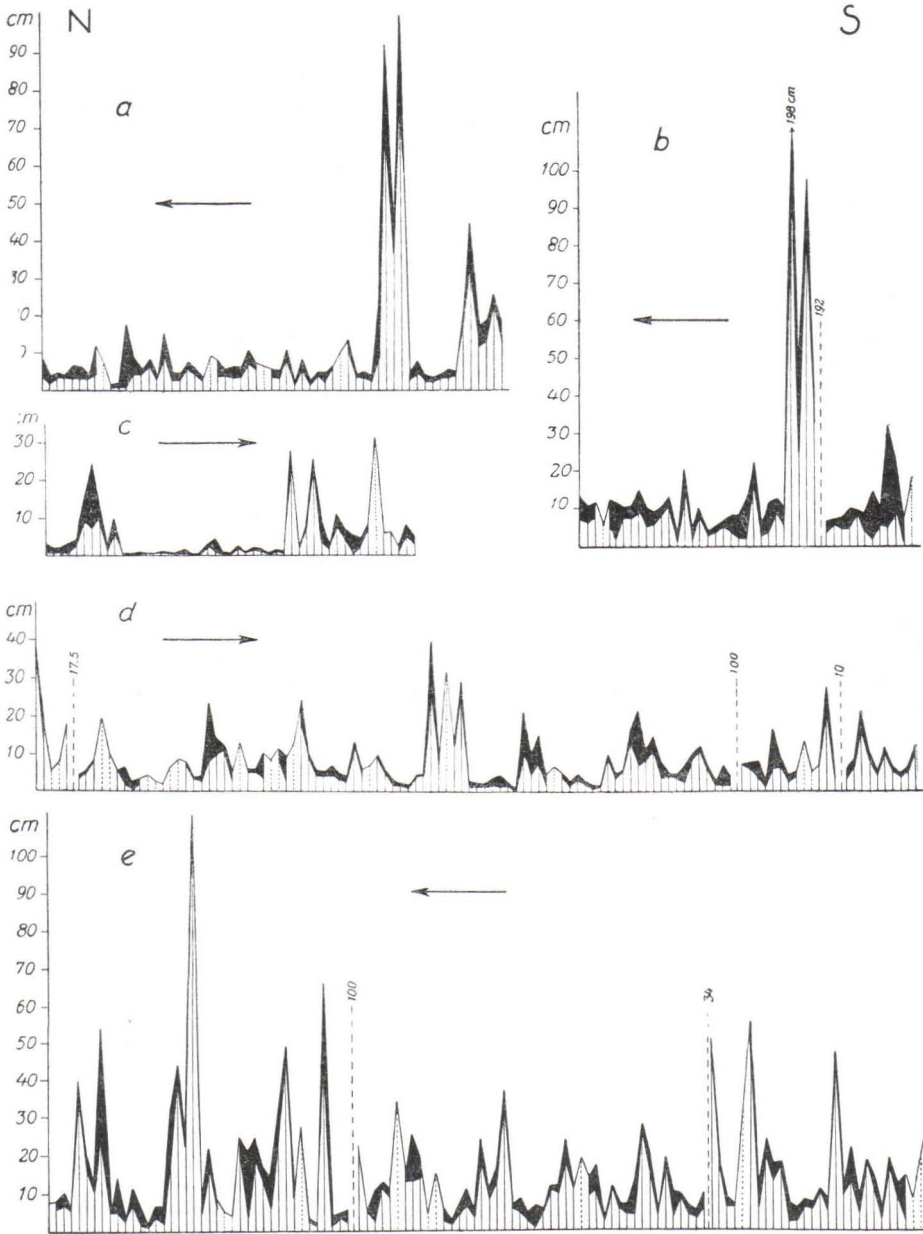


Fig. 3. Varve profiles of normal varved schist on the western shore of Lake Näsijärvi. The locations of the sections are seen in Fig. 1. The arrow shows the direction toward the base. The explanation of the varve profiles is given in Fig. 2.

able conformity to the log probability law in the cases studied. When the measured thicknesses are grouped into classes and the frequencies cumulated, they are found to plot as a straight line on log probability

Table I. Varve-thickness frequency

Thickness classes in cm	1		2	
	%	Cumulative %	%	Cumulative %
0 — 2.5 .....	10.14	10.14	2.40	2.40
2.5— 5.0 .....	16.72	26.86	12.80	15.20
5.0— 7.5 .....	17.67	44.53	21.60	36.80
7.5— 10.0 .....	13.32	57.85	15.20	52.00
10— 15 .....	17.50	75.35	23.20	75.20
15— 20 .....	8.58	83.93	6.40	81.60
20— 25 .....	5.27	89.20	8.00	89.60
25— 30 .....	2.67	91.87	0.80	90.40
30— 35 .....	2.06	93.93	2.40	92.80
35— 40 .....	1.28	95.21	0.80	93.60
40— 50 .....	1.78	96.99	2.40	96.00
50— 60 .....	0.81	97.80	—	—
60— 70 .....	0.75	98.55	—	—
70— 80 .....	0.31	98.86	—	—
80— 90 .....	0.28	99.14	—	—
90— 100 .....	0.19	99.33	1.60	97.60
100— 150 .....	0.36	99.69	1.60	99.20
150— 200 .....	0.17	99.86	0.80	100.00
200— 250 .....	0.11	99.97	—	—
250— 300 .....	0.03	100.00	—	—

1. Varve-thickness frequency of all measurements in the normal varved schist on the western shore of Lake Näsijärvi. 3589 varves measured.
2. Varve thickness frequency of a long coherent section (Fig. 3, a—b) from the western shore of Lake Näsijärvi. 125 varves measured.

paper. The distribution, therefore, is log normal». Pettijohn has illustrated this by means of measurements on the Pleistocene lake sediments from Patagonia and on the Archean varved slate from Ontario. The new observations on the Archean varved schists from the Tampere area are in this respect in very good harmony with the conclusion drawn by Pettijohn (see Fig. 4).

The microscopical texture of the sandstone portion of the varves is blastoclastic, showing angular or partly rounded quartz and feldspar grains in fine-grained matrix rich in mica (Plate II, Fig. 4). The grain size varies from 1.2 to 0.01 mm. The feldspar is usually plagioclase (An<sub>10-30</sub>), but especially in the thicker varves grains of microcline have also been observed. The graywacke character of the sandstone is revealed by the occurrence of minute rock fragments of quartzite, slate, and a very fine-grained quartz-feldspar rock in the coarse-grained parts of the thicker varves. The fine-grained, mica-rich matrix between bigger mineral grains and rock fragments is similar to the slate of the upper part of the varve (Plate II, Figs. 4—6). The grain size of the slaty portion varies from 0.06 to 0.01 mm. The normal varved schist contains as accessories apatite, magnetite, and, especially in the slaty portions, tourmaline and disseminated carbon. Chlorite, sericite, and epidote occur as alteration products of other minerals.

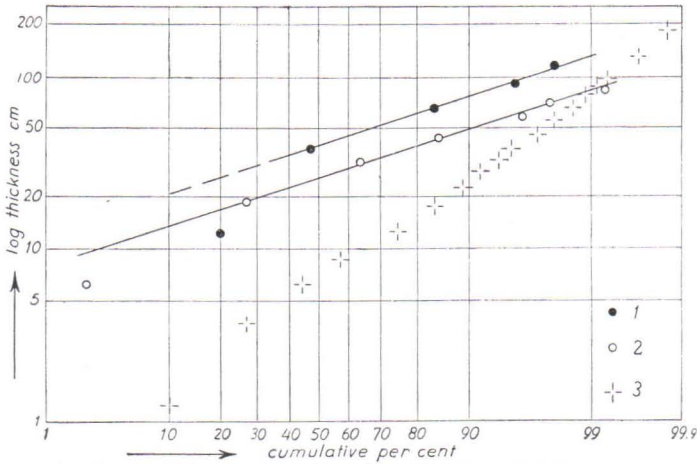


Fig. 4. Varve thickness plotted on logarithmic probability paper. 1, Archean varved slate from Ontario, 44 varves measured, according to Pettijohn (1949); 2, Pleistocene lake sediments from Patagonia, 124 varves measured, according to Caldenius (1932); 3, Archean varved schist from Lake Näsijärvi, Finland, 3589 varves measured. The varve thicknesses of the long coherent section (Table I, 2) plot on the same straight line as those of all measurements.

Table II. Chemical analyses of varved schist on shores of Lake Näsijärvi

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> .....	58.89	56.63	63.93	67.87	77.00
TiO <sub>2</sub> .....	0.86	1.04	0.82	0.58	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	20.39	22.41	16.92	14.99	11.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.16	0.58	0.79	0.56	0.88
FeO .....	6.01	5.05	5.04	3.53	2.02
MnO .....	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04
MgO .....	2.04	2.35	2.15	1.25	0.68
CaO .....	1.20	1.28	1.36	2.88	1.52
Na <sub>2</sub> O .....	2.00	2.31	1.98	4.36	2.84
K <sub>2</sub> O .....	3.92	6.15	4.94	2.12	1.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.19	0.12	0.16	0.17	0.14
H <sub>2</sub> O + .....	3.31	2.19	1.43	1.25	1.05
H <sub>2</sub> O - .....	0.05	0.18	0.23	0.06	0.13
S .....	n. d.	0.08	0.02	n. d.	n. d.
C .....	n. d.	0.31	n. d.	n. d.	n. d.
	100.08	100.74	99.81	99.66	99.72

Norms

Q .....	23.24	10.53	24.54	24.40	49.10
or .....	23.25	36.28	29.16	12.39	10.12
ab .....	16.77	19.50	16.72	37.09	23.84
an .....	4.81	5.62	5.73	13.26	6.64
C .....	11.10	9.91	6.22	0.60	2.39
en .....	5.10	5.84	5.35	3.12	1.70
fs .....	8.69	7.18	7.32	5.17	2.35
mt .....	1.69	0.83	1.13	0.81	1.27
il .....	1.63	1.97	1.55	1.10	0.79
ap .....	0.44	0.27	0.37	0.41	0.34

1. Strongly recrystallized thin-bedded varved schist. 200 m south of Valkeekivi. Anal. H. B. Wiik.
2. Slaty, darker portion of a varve. Ajonokka. Eastern shore of Lake Näsijärvi. Anal. P. Eskola (cf. Sederholm 1913, Eskola 1932).
3. Coarse-grained, lighter portion of the same varve as in Anal. 2. Ajonokka. Anal. P. Eskola.
4. Varved schist. Valkeekivi. Anal. H. B. Wiik.
5. Coarse-grained base of a megavarve rich in quartzite pebbles. Reuhari. Anal. H. B. Wiik.

Chemical analyses made from the sandstone and slate portion of the same varve from the eastern side of Lake Näsijärvi (Table II, Anal. 2—3) show that the sandstone portion of the varve is richer in  $\text{SiO}_2$  and lower in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{K}_2\text{O}$  than the slaty part. The chemical composition of the sandstone portion indicates that chemical weathering of the deposited material has not been complete. This is seen especially in Anal. 4 (Table II), made from the normal varved schist at Valkeekivi in which the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  excess is very low and the  $\text{Na}_2\text{O}$  content is higher than that of  $\text{K}_2\text{O}$ . The chemical analyses 3 and 4 show similarities to the chemical composition of the graywackes whose chemical composition can be approximated, according to Pettijohn (1943, p. 947), as averaging about two parts shale and one part arkose. Anal. 4 is especially similar to the average chemical composition of graywackes, calculated from 30 analyses (cf. Tyrrell, 1933).

*Table III.* Spectrographic determinations of the boron content of the varved schists carried out by means of visual comparison with standard spectra. Anal. Oiva Joensuu

	$\text{B}_2\text{O}_3$ %
<i>Thin-bedded varved schists:</i>	
1. Pohtola .....	1.0
2. South of Valkeekivi (Table II, Anal. 1) .....	0.03
<i>Fine-grained slate portions of the varves:</i>	
3. Southern shore of Reuhari .....	0.1
4. Nokia .....	0.05
<i>Coarse-grained sandstone portions of the varves:</i>	
5. Nokia (same varve as 4) .....	0.03
6. Southern shore of Reuhari, mica-rich megavarve .....	0.1
7. Southern shore of Reuhari, mica-poor megavarve (Table II, Anal. 5) ..	0.01
<i>Varved schists:</i>	
8. Mäkkylä .....	0.03
9. Nokia .....	0.03
10. Valkeekivi (Table II, Anal. 4) .....	0.03

The regular occurrence of small dark-colored tourmaline grains in the slate portion or in the mica-rich, fine-grained matrix of the sandstone part is interesting, because the boron is a thalassophile element indicating marine conditions of deposition. The marine sediments contain 0.05—0.03 % of  $\text{B}_2\text{O}_3$  while the average content of the igneous rocks is only

0.001 % of  $B_2O_3$  (cf. Goldschmit and Peters, 1932; Landergren, 1945; Sahama, 1945). To obtain information regarding the boron content of the varved schists a few spectrographic determinations by means of a visual comparison with standard spectra were carried out by Mr. Oiva Joensuu, M. A.. The determinations (Table III) show that the  $B_2O_3$  content of the varved schists is typical of marine sediments, whereas the volcanics and infracrustal rocks of the Tampere area showed a  $B_2O_3$  content of 0.01 % or even less. The thin-bedded varved schists and slate portions of the thicker varves contain more  $B_2O_3$  than do the coarse-grained sandstone portions. Furthermore, the sandstone portion, containing mica-rich cement, shows higher a  $B_2O_3$  content than the mica-poor type of sandstone. These relations indicate that tourmaline has not been the primary mineral of deposition, but that the boron has been enriched from sea water into the hydrolyzate component of the varved sediment.

#### MEGAVARVES

Megavarves occur only sporadically as intercalations in the normal varved schist (see Fig. 1). The coarse-grained sandstone part of the megavarves grades upward into the slate and is usually much thicker than the slate portion, in an average ratio of 6.9 : 1.

The sandstone of the megavarves is characterized by distinct clastic texture and contains angular or partly rounded quartz and feldspar grains and fragments of quartzite, slate, and a very fine-grained quartz-feldspar rock (Plate II, Figs. 5 and 6). The rock fragments are up to 5—7 mm in diameter and are surrounded by a fine-grained matrix, usually rich in mica. The pebbles are predominantly sedimentogenic rocks, but a few fragments of basic igneous rocks with blasto-ophitic texture were observed. The mica of the pebbles is predominantly sericite, but in the fine-grained matrix between rock fragments biotite and chlorite are the essential constituents. The mineralogical composition of the matrix is often similar to that of the slates containing, as accessories, disseminated carbon and tourmaline which are typical of the slates in the area discussed. The graywacke character of the sandstone is predominant and the deposition of the sandy and slaty material has taken place contemporaneously.

A chemical analysis was made of the coarse-grained part of a megavarve, containing abundantly rounded quartzite pebbles (Table II, Anal. 5). The analyzed specimen does not contain such great amounts of mica minerals as is usual in the fine-grained matrix. The  $Al_2O_3$  content is, however, rather high, showing that in this case also the argillaceous material has been deposited partly into the sandy portion of the megavarve.

## ANOMALIES IN THE VARVES

In some cases the varved texture is not quite regular. Temporary floods have interrupted the normal deposition, and one can find indistinct layers in the sandstone part or many slaty layers in the upper part of a varve. Angular fragments of the varved rock occur sometimes in the thick sandstone beds, indicating that the flood has been strong enough to loosen the earlier deposited clay.

Distinct evidence of cross-bedding was not observed on the western shore of Lake Näsijärvi. Only a very few indistinctly developed cases were seen in the sandstone portions of the megavarves. Sederholm (1897, 1913) described some observations on the cross-bedding from the eastern shore of Lake Näsijärvi, but, in general, the cross-bedding must be considered as an anomaly in the graded beds.

## CONCRETIONS

Concretions occur in the sandstone portions of the varves and often form rows of lenticular bodies up to a few decimeters in diameter. On the rock surface they occur usually as deeply weathered cavities. The distribution of the concretion beds is presented in Figs. 1 and 7.

Concretions are rich in quartz and contain abundant calcareous silicate minerals, such as hornblende, epidote, basic plagioclase ( $An_{38-45}$ ) and garnet (probably grossularite). Minute amounts of calcite occur usually, and biotite and chlorite represent the mica minerals.

Similar concretions were described by Eskola (1932) from many places in the Archean terrane of Finland. According to Eskola, they were originally similar to the calcareous concretions in the Pleistocene clays which contain calcite, quartz, and argillaceous matter, but lost their primary carbon-dioxide content during metamorphic recrystallization.

## TUFFITIC INTERCALATIONS

A few intercalations of a dark-grey, hornblende-bearing rock have been observed in the varved schist south of Valkeekivi. These intercalations are from 1 to 10 m in thickness, and although the rock does not show graded bedding it sometimes contains irregular intercalations of slaty material. Microscopic study reveals big partly rounded plagioclase ( $An_{25-27}$ ) grains in a matrix containing hornblende, biotite, plagioclase, and quartz. The rock is similar to the pyroclastic intermediate tuffites occurring abundantly north of the varved schist area, and it indicates that volcanic processes were already active during the deposition of the varved sediment.



The thickest intercalation of tuffite, measuring 10 or 11 meters in thickness, occurs on the small islet about 700 m south of Valkeekivi (Fig. 8 a). This bed has been repeated through the isoclinal folding and is seen again on the northern shore of Siivikkala 22 m south of the islet; it appears also in a place 650 m to the east. On the eastern shore of Lake Näsijärvi a thick tuffite bed, measuring 12 m in thickness, occurs about 750 m south from the intermediate quartz-feldspar schist area; its petrographic characteristics are similar to those of the tuffite intercalation on the small islet south of Valkeekivi. Possibly the above-mentioned tuffite occurrences on the opposite shore of Lake Näsijärvi are exposures of the same bed (see Fig. 5).

#### THIN QUARTZITE INTERCALATIONS

Some few very thin intercalations of pure glassy quartzite have been observed in the varved schist, occurring regularly along the boundary lines of the varves. The thickest quartzite intercalations, found in the thin-bedded varved schist south of Valkeekivi are about 10 or 20 cm in thickness, but usually the thickness of quartzite beds is only a few cm.

The quartzite is strongly recrystallized and contains, besides quartz, only very few flakes of biotite and a small amount of ferric-oxide pigment. The origin of the rock is obscure, because all primary textures have been destroyed in the metamorphic recrystallization. Thin beds of chert, recrystallized in the metamorphism into pure quartzites, are, however, commonly found in the geosynclinal sediments of graywacke character (cf. Pettijohn, 1943).

#### DIABASE SILLS

Diabase sills are common in the varved schist and usually indicate contact-metamorphic action in the surroundings. The slate has been recrystallized into a mica schist containing sericitized pseudomorphs after porphyroblastic aluminous silicate minerals (cf. Simonen, 1951). A diabase sill about 3 m thick occurs in the northeastern part of Reuhari. It is strongly recrystallized but shows, however, a blasto-ophitic texture. The dominant minerals are plagioclase ( $An_{40-50}$ ), hornblende, and biotite.

Many thin metadiabase sills have been found on the eastern shore of Lake Näsijärvi. One of these cuts the bedding of the varved schist.

#### TECTONICS

Sederholm (1897) supposed that the Bothnian schist belt in the Tampere area has not undergone an intensive folding but represents only a

bundle of supracrustal rock beds turned into a vertical position. The new studies of the Tampere schist area indicate, however, that the structure is more complicated than was supposed by Sederholm (cf. Neuvonen and Matisto, 1947; Seitsaari, 1951; Simonen, 1951). The present investigation deals only with the structural features of the varved schists on the shores of Lake Näsijärvi.

#### ATTITUDE OF BEDS

The strike of the bedding on both sides of Lake Näsijärvi is approximately E.-W. and the dip is steep, deviating usually from  $0^\circ$  to  $20^\circ$  from the vertical position (Figs. 6 and 7). In the northern part of the varved schist area, the dip is regularly to the north, but in the southern part there are also dips to the south. Only a very few gently dipping or horizontal beds were observed in the crests and troughs of isoclinal folds. Many beds continue across Lake Näsijärvi, and the correlation of some characteristic beds on the opposite shores is presented in Fig. 5.

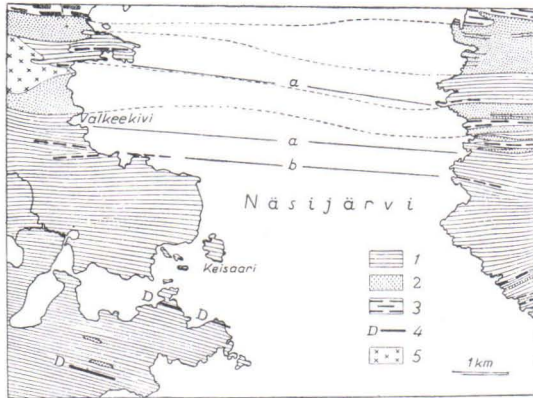


Fig. 5. Geological map of the surroundings of Lake Näsijärvi. 1, varved schist; 2, quartz-feldspar schist; 3, tuffite; 4, diabase; 5, quartz diorite. Correlation of some characteristic beds on the opposite shores of Lake Näsijärvi: a, thin-bedded varved schist; b, tuffite bed.

#### SUPERPOSITION OF BEDS

The intense folding of the varved schists has been revealed by the successions determined by the graded beds (Figs. 6 and 7). The base of the steep or vertical beds is alternately to the south and north so that the biggest folds recognized by the base determinations of the varves are a few hundred meters across, but there are also minor folds only some meters in width. The limbs of many folds dip at the same angles and in the same direction, suggesting almost vertical or slightly overturned isoclinal folds with axial planes parallel to the bedding planes. The fold axes seem to be nearly horizontal, as the strikes of the beds do not usually converge.

The varved schist on the western shore of Lake Näsijärvi has been folded more intensely than that on the eastern shore. The determination of the succession by means of graded beds in the northern part of the varved schist area shows that the varved schist is stratigraphically beneath the rest of the supracrustal rocks.

## FOLDS

The structural picture of the folded strata obtained by the successions of the beds was completed through the study of the folds visible in the

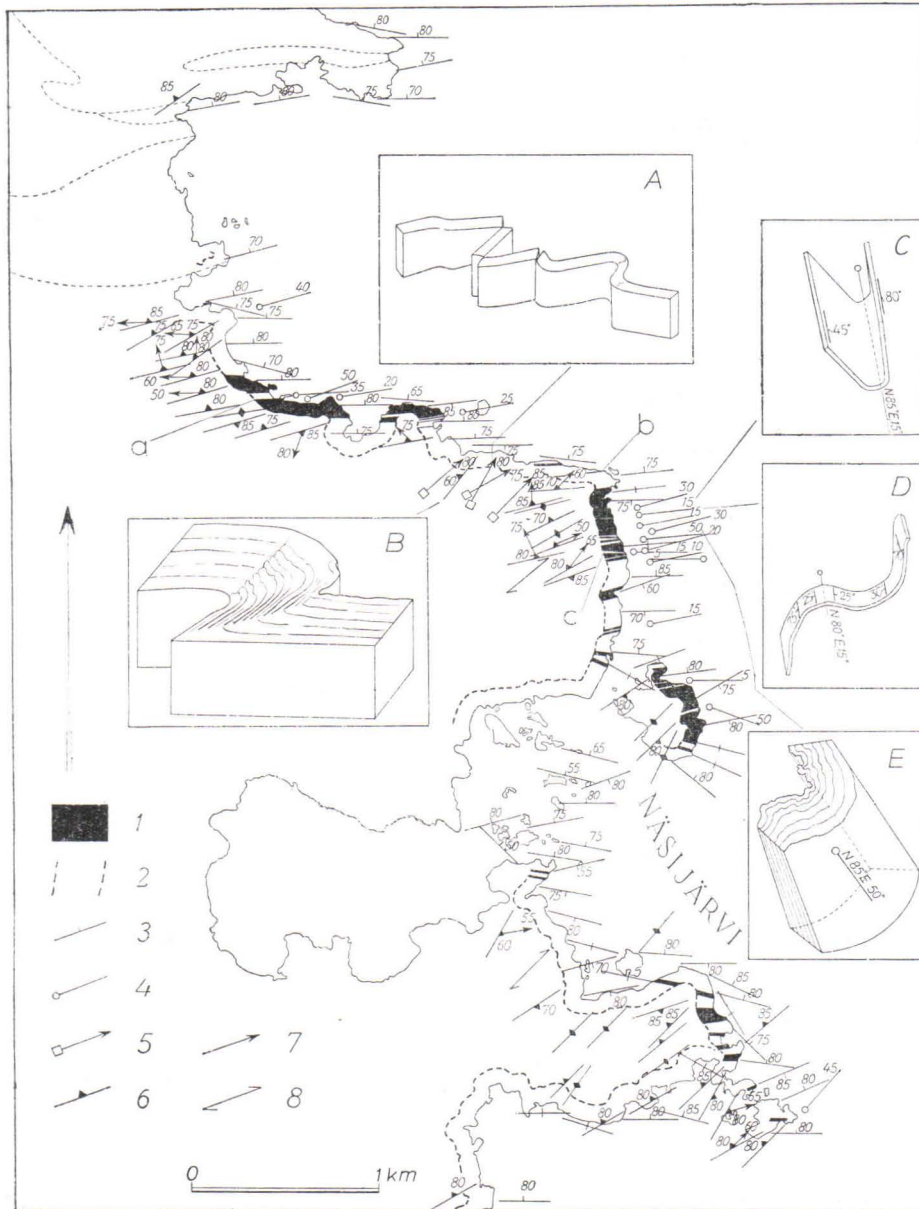


Fig. 6. Tectonic observations on the western shore of Lake Näsijärvi. 1, bases of the varves to the north; 2, bases of the varves to the south; 3, strike and dip of bedding and bedding cleavage; 4, fold axes; 5, fold axes of minor folds; 6, fracture cleavage; 7, lineation; 8, fault. Drawings of the folds: A, undulation and minor folds with shear fractures on the limb of an isoclinal fold; B, minor fold with fracture cleavage and shear joints; C, overturned isoclinal fold; D, monocline; E, steeply dipping fold.

field. The trend of the folds is along west-east lines. The axial planes of the folds are commonly parallel to the steep or vertical bedding planes, and the fold axes plunge usually to the east at varying angles. Only very few fold axes plunging to the west were observed. Observations of the fold axes and some drawings of the different types of folds on the western shore of Lake Näsijärvi are presented in Fig. 6.

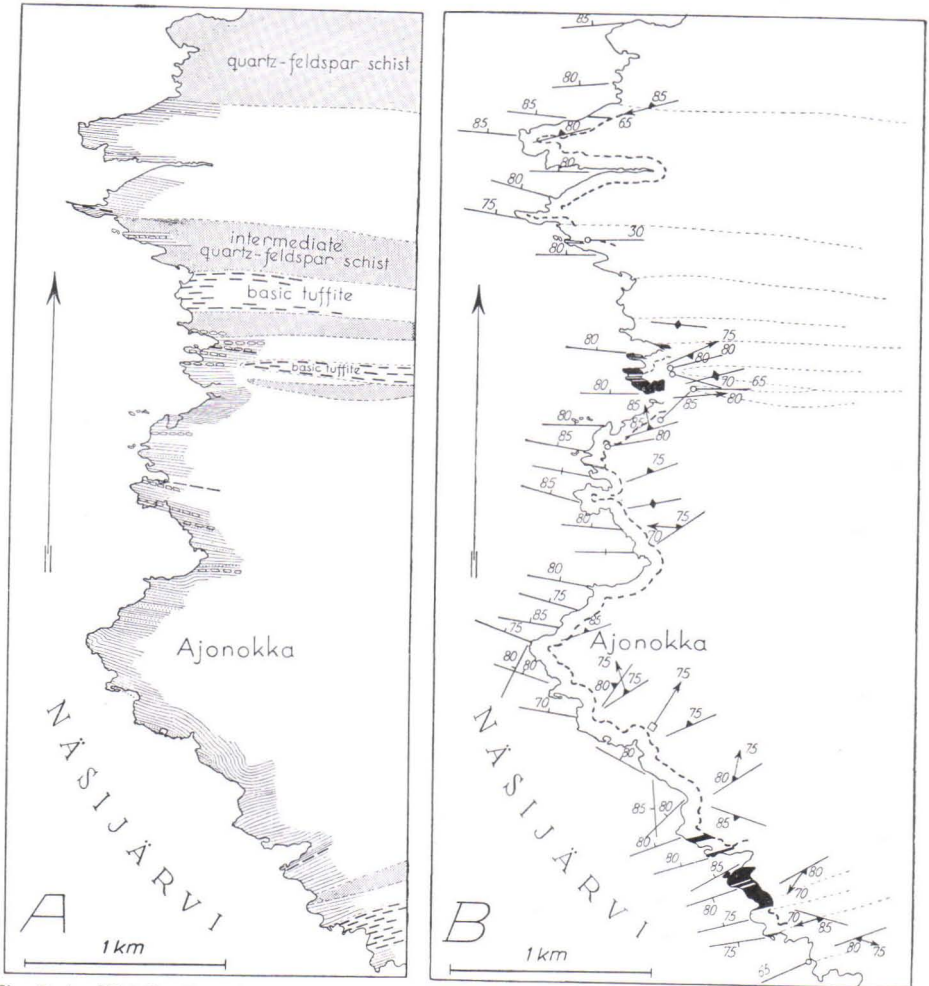


Fig. 7. A. Distribution of the different rock types on the eastern shore of Lake Näsijärvi. The key is like that of Fig. 1. B. Tectonic observations on the eastern shore of Lake Näsijärvi. The key is like that of Fig. 6.

Gently plunging, vertical, or overturned isoclinal folds are predominant, but there are also sporadically, on a minute scale, structures similar to monoclines and structural terraces. All folds show the characteristics of true or flexure folding. They are open folds in which the

thickness of the folded bed is the same in all parts of the fold. The deformation of the varved sediment seems to have resulted only from sliding caused by bending.

Assuming the regular thickness of beds in the different parts of the folds, it was sometimes possible to identify varves on the opposite limbs of a fold from their distinctive features and by means of the varve profiles. This method of correlation is like that used in the geochronology of the Pleistocene varved clays. Some corresponding beds and varve sequences on the opposite limbs of folds are presented in Fig. 8.

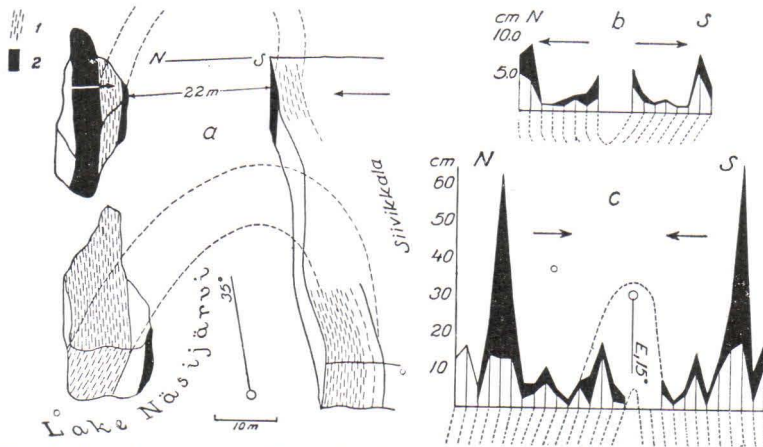


Fig. 8. Correlation of a tuffite bed and varve profiles on the opposite limbs of isoclinal folds. 1, tuffite; 2, slate. The arrow shows the base of sequence determined by graded beds. The locations of these pictures (a-c) are seen in Fig. 6.

On the limbs of the isoclinal folds the sliding package of strata has been thrown into undulations and minor folds associated with shear fractures (Fig. 6, A—B). The undulation seen in the vertical limbs of the folds develops sometimes into minor folds with steep or nearly vertical fold axes. The horizontal projection of these fold axes deviates about  $50^\circ$  from the east-west line and approximately parallels the direction of the shear fractures. The relation of these minor folds to the east-west trend of the principal folding is seen very well on the northern shore of Siivikkala (Fig. 6).

#### CLEAVAGE

The cleavage in the varved schist appears as parallel orientation of platy minerals and is in all parts of the folds parallel to the bedding. This bedding cleavage is due to the isoclinal folding through bending.

Another kind of cleavage occurs sporadically as fracture cleavage, especially in the incompetent slate portions of the varves. It appears as

closely-spaced jointing, the distance between the cleavage planes varying from a few centimeters to a fraction of a millimeter. The strike of the fracture cleavage is commonly N.  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}$  E. at a position transverse to the bedding cleavage, and its dip is vertical or very steep (see Figs. 6 and 7). The angle between the planes of bedding and fracture cleavage is, on the average,  $35^{\circ}$ , but in the northern part of the varved schist area this angle is more acute than in the southern part. Some joints and faults have also been developed at the same direction as the fracture cleavage which resulted from shear fractures due to horizontal compression acting in a north-south direction. On the western shore of Lake Näsijärvi only one set of shear fractures has been developed, but on the eastern shore there is in addition a steep or vertical fracture cleavage in the direction N.  $60^{\circ}$ — $75^{\circ}$ W.

#### LINEATION

The lineation in the varved schists was described by Neuvonen and Matisto (1948), who observed on the bedding planes striation caused by lamellar differential movements at right angles to the fold axes, and found the elongation of the concretions to be perpendicular to the fold axes.

The steep or nearly vertical lineation appears also as a small crenulation on the bedding planes due to the undulation and minor folding of the strata on the nearly vertical limbs of the isoclinal folds. In addition, the elongations of some recrystallized mica aggregates on the bedding planes are approximately parallel to the nearly vertical axes of minor folds.

The elongation directions of many concretions are perpendicular to the fold axes in the plane of bedding, but in one minor fold the concretions have been elongated in the direction of the local fold axis (N.  $60^{\circ}$  E.,  $50^{\circ}$  N.E.) deviating from the east-west line. The diameters of elongated concretions are, on the average,  $3 \times 8 \times 30$  cm.

#### STRUCTURAL HISTORY

The cause of deformation producing the east-west trend of isoclinal folds and bedding cleavage was horizontal compression along north-south lines. The folding was a bending connected with a sliding of the beds past one another, and it was succeeded in the later phase of deformation by undulations and minor folds on the nearly vertical limbs of the isoclinal folds. The compressive force tilted the limbs of the folds into nearly vertical positions, and the latest phase of deformation is represented by vertical shear fractures developed at an acute angle to the bedding. This

shear phenomenon appears as fracture cleavage, diagonal joints, and faults. The lineations belong genetically to different phases of deformation. The east-west fold axes, the striation on the bedding planes, and the elongation of some concretions perpendicular to the fold axes originated in the principal folding; but the crenulation on the bedding planes, together with elongations of the recrystallized mica aggregates and some concretions, occurred in the later phase of deformation in connection with minor folds having steep fold axes on the limbs of the isoclinal folds. In terms of the strain ellipsoid, the deformation of the varved strata resulted in the axes of the greatest and the least strains being horizontal, while the shear fractures were parallel to the surface of no distortion.

#### CONDITIONS OF DEPOSITION

The most characteristic structural feature of the varved schist is the thick continuous succession of the graded beds, indicating that the deposition, taking place through still bottom water, allowed sand and clay to accumulate in the same locality. Graded bedding like varve structure were observed in many geological formations of different age, and most students approved the seasonal control of origin, although other interpretations were also presented (e. g., Bailey, 1936; Sundius, 1923). The explanation of the megavarves as annual deposits was especially subject to criticism, but here one must observe that Caldenius (1932) described truly annual megavarves, measuring about one meter in thickness, from the Pleistocene lake sediments in Patagonia.

The Archean varved schists of Lake Näsijärvi show many features similar to the known annual deposits of the Pleistocene late-Glacial clays. Applying the actualistic method, Sederholm (1897) and Eskola (1932) pointed out the seasonal control of deposition. In spite of the striking similarities between the Archean and late-Glacial varve structure, there are in the varved schists of Lake Näsijärvi many features indicating that the deposition has not taken place under glacial control. Eskola (1932) remarked, as special features, the considerable thickness of the Archean varve sequence not known in glacial sediments, the lack of tillites characteristic of glacial sediments, and the failure of the layers to show a diminution in thickness upward from the base, as do the glacial varves, owing to ice recession.

The minimum thickness of the varved schist strata in the Tampere area is about 3 km, measured in the section along the eastern shore of Lake Näsijärvi where the strata are not considerably repeated through folding and where the whole thickness of the associated supracrustal formation is at least 8 km (Simonen, 1951). The remarkable thickness of the strata and the petrographic features of the varved sediment, showing

a predominant graywacke character of the sandstone portions of the varves, are characteristics of geosynclinal deposits.

The predominant occurrence of graywackes, showing an intimate association of the arenaceous and argillaceous materials and graded bedding, has been described by many authors (Bailey, 1930, 1936; Tyrrell, 1933; Jones, 1938; Pettijohn, 1943) as a typical feature of the sediments in orogenic belts. Pettijohn discussed the graywacke problem in detail and showed that the Archean sediments of the Canadian Shield are rather similar to the geosynclinal facies of later age. He writes:» excessive thickness, especially of the conglomerates, abundance of graded bedding, rarity of cross bedding, and absence of ripple mark, the graywacke nature of the arenaceous beds, the absence of true quartzites and limestones and scarcity of normal argillaceous sediments, and the association with greenstones and tuffs are all the earmarks of a geosynclinal facies of sedimentation» (Pettijohn, 1943, p. 926). The supracrustal formation of the Tampere area shows all the characteristics listed above (see, e. g., Simonen, 1951), and the present authors join in Pettijohn's conclusion that »the deep erosion has left only the axial portion of the Archean geosynclins and hence only orogenic sediments» (*op. cit.*, p. 926).

The graywacke character of the sandstone portions of the varves shows that erosion, transportation, and sedimentation were rapid, whereas chemical weathering and sorting of material were incomplete. The fine-grained clayey matrix between coarse mineral grains and rock fragments shows that the deposition of the arenaceous and argillaceous material started simultaneously, but the deposition of clayey material has continued after settling of the coarse detrital phase. The intimate association of the slate and sandstone is probably the result of flocculation of argillaceous material through salt water (see, e. g., Pettijohn, 1943). The high boron content of the varved schists suggests also marine conditions of deposition. The coarse-grained parts of the varves show that the depth of the water has not been very great, but the continuous sedimentation of thick varved strata has been possible through down-sinking of the geosynclinal basin during the course of accumulation.

The rate of sedimentation has been rapid, 12.7 cm per year in the normal varved schist, if the varves are to be considered annual deposits. The time required for the accumulation of the strata 3 km thick would be about 24000 years. In addition, there is the long sequence of thin-bedded varved sediment, and the time required for its sedimentation is approximately 18000 years. As a whole, we may state that in the excellent exposures of varved schists on the shores of Lake Näsijärvi has been registered a story of Archean sedimentation about 40000 years long.



## REFERENCES

- BAILEY, E. B. (1930) New light on sedimentation and tectonics. *Geol. Mag.* 67, p. 77.  
 ——— (1936) Sedimentation in relation to tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am.* 47, p. 1713.
- CALDENIUS, C. C. (1932) Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Ann.* 14, p. 1.
- ESKOLA, PENTTI (1932) Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A*, 36, No. 4.
- GOLDSCHMIDT, V. M., und PETERS, CL. (1932) Zur Geochemie des Bors. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Klasse*, III. 25; IV. 27, p. 402.  
 ——— (1932) Zur Geochemie des Bors. II. *Ibid.*, *Math.-physik. Klasse*, III:28; IV: 31, p. 528.
- JONES, O. T. (1938) On the evolution of a geosyncline. *Quart. J. Geol. Soc. London* 94; Anniversary Address, p. IX.
- LANDERGREN, STURE (1945) Contribution to the geochemistry of boron II. The distribution of boron in some Swedish sediments, rocks, and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere. *Arkiv Kemi Mineral. Geol.* 19A, No. 26.
- NEUVONEN, K. J., and MATISTO, A. S. I. (1948) Some observations on the tectonics in the Tampere schist area. *C. R. Soc. géol. Finlande* 21; *Bull. Comm. géol. Finlande* 142, p. 79.
- PETTITJOHN, F. J. (1936) Early pre-Cambrian varved slate in northwestern Ontario. *Bull. Geol. Soc. Am.* 47, p. 621.  
 ——— (1943) Archean sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.* 54, p. 891.  
 ——— (1949) Sedimentary rocks. New York.
- RANKAMA, KALERVO (1948) New evidence of the origin of pre-Cambrian carbon. *Bull. Geol. Soc. Am.* 59, p. 389.  
 ——— (1950) *Corycium resuscitatum*: A discussion. *J. Geol.* 58, p. 75.
- SAHAMA, TH. G. (1945) Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 135.
- SAURAMO, MATTI (1923) Studies on the Quaternary varve sediments in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 60.
- SEDERHOLM, J. J. (1897) Über eine archaische Sedimentformation im Südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. *Bull. Comm. géol. Finlande* 6.  
 ——— (1913) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti B 2. Tampere. Kivilajikartan selitys.
- SEITSAARI, JUHANI (1951) Schist belt northeast of Tampere, Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 153.
- SIMONEN, AHTI (1951) Geological map of Finland. Sheet — 2124 — Viljakkala — Teisko. Explanation to the map of rocks. *Geol. Surv. of Finland* (in press).
- SUNDIUS, N. (1923) Grythyttfältets geologi. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C*, No. 312.
- TYRRELL, G. W. (1933) Greenstones and greywackes. *C. R. Réunion Internationale pour l'étude du Précambrien, etc.*; *Bull. Comm. géol. Finlande* 102, p. 24.

## EXPLANATION OF PLATES

## PLATE I

- Fig. 1. Varved schist. Western shore of Lake Näsijärvi. Nutturaniemi. Photo: A. Simonen.  
Fig. 2. Varved schist. Eastern shore of Lake Näsijärvi. Ajonokka. Photo: V. Pääkkönen.

## PLATE II

- Fig. 3. Thin-bedded varved schist. S. of Valkeekivi. 20 X.  
Fig. 4. Blastoclastic normal varved schist. Demarcation between slate portion of a varve and overlying varve. Ajonokka. 20 X.  
Fig. 5. Sandstone portion of a megavarve containing quartzite pebbles. Reuhari. 10 X.  
Fig. 6. Sandstone portion of a megavarve containing big mineral grains and rock fragments in the fine-grained, mica-rich matrix. Siivikkala. 20 X.  
Photo: Arvo Matisto.

# SPÄTHYDROTHERMALE BILDUNGEN IM KIESERZ VON OTRAVAARA, OSTFINNLAND

VON

MARTTI SAKSELA

## REFERAT

Die Hauptmasse des Kieserzes von Otravaara ist nach ihrer Bildung zweimal ziemlich kräftiger und einmal offenbar einer schwachen Dislokationsmetamorphose ausgesetzt gewesen. Die Zwischenräume der Bruchstücke in den entstandenen Breccien sind in erster Linie von Quarz, Calcit und Plagioklasen verkittet worden. Auch Erzarten, hauptsächlich Zinkblende und Bleiglanz, gehören zu den späthydrothermalen Bildungen. Der Ca-Gehalt der Zwischenmasse der Breccien stammt wahrscheinlich von dem ursprünglichen Nebengestein des Kieserzes her, aus dem er in den früheren metasomatischen Prozessen ausgelaugt worden ist.

## INHALT

	Seite
VORWORT .....	115
DIE HAUPTMASSE DES KIESERZES VON OTRAVAARA .....	116
DIE SPÄTHYDROTHERMALEN BILDUNGEN .....	117
LITERATUR .....	122

## VORWORT

Als Nachhall der Hauptvererzung hat man in vielen metasomatischen Kieserzlagerstätten Bildungen gefunden, deren Mineralzusammensetzung sehr ungewöhnlich und wechselvoll ist. Verfasser hat vor kurzem derartige Bildungen aus dem Erzgebiet von Ylöjärvi beschrieben, wo sie durch einen bedeutenden Gehalt an Antimon und Edelmetallen charakterisiert sind (Saksela, 1947). Die späthydrothermalen Bildungen, die sich in kleineren Mengen an das Kieserz von Otravaara anschließen und die in einer früheren Publikation des Verfassers kurz erwähnt worden sind [Saksela (Saxén), 1923], verdienen nicht wegen ihres Mineralreichtums besondere Beachtung. Weil sie jedoch in erzgenetischer Hinsicht interessant sind und auch das Bild von der Bildung des Hauptteils des Otravaara-Erzes verdeutlichen, verlohnt es sich, sie etwas näher zu beschreiben.

## DIE HAUPTMASSE DES KIESERZES VON OTRAVAARA

Auf Grund seiner Untersuchungen hat Verfasser das Kieserz von Otravaara in die Reihe der metasomatischen Kieserzlagerstätten gestellt [Saksela (Saxén), 1923, 1933, 1934, 1947]. Bevor die eigentliche Erzbildung anfang, wurde das Nebengestein (Amphibolite, Leptite, Metagabbros) metasomatisch umgewandelt. Das Endprodukt der Umwandlungen ist durch einen, von Eisenkiesen, stellenweise auch von Kohlenstoff imprägnierten sericitreichen Schiefer vertreten. In den metasomatischen Prozessen, die sonst so stark gewesen zu sein scheinen, dass das Endprodukt wesentlich unabhängig davon ist, welcherlei Gesteine ursprünglich der Metasomatose unterworfen gewesen waren, kann man folgende drei zeitliche Hauptphasen unterscheiden, nämlich mit der ersten beginnend):

Natrium-Aluminium-Kieselsäuremetasomatose

Kalium-Aluminium-Titan-Bor-Chrommetasomatose

Schwefel-Kohlenmetasomatose

In der ersten Phase ist also das Nebengestein mit albitischem Stoff bereichert worden. Die letzte Phase hat zur Bildung von Eisenkies- und Kohlenimprägation geführt. Das Nebengestein hat wahrscheinlich den Schwefel als eisenfreie Verbindungen empfangen, die dann mit den eisenhaltigen Mineralien unter Bildung von Eisenkiesen reagiert haben.

Das eigentliche Erz bildet eine linealförmige Masse, deren horizontaler Schnitt an der Erdoberfläche die Form eines Linsenquerschnitts (im Areal etwa 140 m<sup>2</sup>) besitzt. Das Erz besteht zum grössten Teil aus feinkörnigem Schwefelkies. Magnetkies findet sich bedeutend weniger vor und ist hauptsächlich auf die Randteile des Erzkörpers beschränkt. Kupferkies ist eine ziemliche Seltenheit. Makroskopisch hat man ihn im schwefelkiesreichen Erz nie beobachtet. Gemäss mehreren Analysen, die aus den Generalproben des geförderten Erzes gemacht sind, beträgt der höchste Cu-Gehalt 0.02 %. An edlen Metallen ist in mässiger Menge (etwa 8 g pro Tonne) Silber vorhanden. Gold dagegen fehlt ganz.

Unter dem Erzmikroskop beobachtet man in der Schwefelkiesmasse einzelne zerstreute Körner von Magnetkies. In den magnetkiesreichen Partien des Erzes (siehe oben) findet man hie und da vereinzelt Schwefelkieskörner. Der Schwefelkies ist hier ziemlich grobkörnig und kommt oft in gut entwickelten würfelförmigen Kristallindividuen vor. Auch etwas Kupferkies tritt in der Magnetkiesmasse auf. Er scheint sich hauptsächlich rings um die Schwefelkieskörner gesammelt zu haben und dringt bisweilen als schmale Gänge in die Schwefelkieskristalle ein. Auch Magnetkies scheint hie und da auf die letztgenannte Weise aufzutreten.

Von Gangarten findet sich hauptsächlich Quarz vor, der rundliche Korngruppen bis zur Nussgrösse bildet. Neben Quarz findet man etwas farblosen Glimmer und natronreichen Plagioklas. Das letztgenannte

Mineral kommt an einer Stelle in hellgrünlichen Körnern von 1.5 cm Durchmesser vor. Die Zusammensetzung des Plagioklases ist  $An_5$ .

Ihrer Struktur nach ist die ganze Kieserzmasse breccienartig. Man findet nämlich in ihr bruchstückähnliche, kleinere und grössere (bis ein paar m im Durchmesser) Partien von schwach kiesimprägniertem, sericitreichem Schiefer. Der Kontakt zwischen den Bruchstücken und dem sie umgebenden reichen Kieserz ist verhältnismässig scharf. Offenbar ist die Erzablagerung in gewissen Schwäche- oder Bruchzonen im Gesteinsgrund vor sich gegangen.

Verfasser hat schon früher betont (Saksela, 1923, 1933, 1947), dass das massige, reichere Kieserz sich nicht auf dieselbe Weise wie die als Imprägnation im Nebengestein (und in den obengenannten Bruchstücken) auftretenden Eisenkiese hat bilden können, sondern das Kiesmaterial hat sich als solches aus der Lösung ausscheiden müssen (vgl. auch Gavelin, 1939; Ödman, 1941). Die Kristallisationsfolge im Kieserz scheint die gewöhnliche zu sein: erst Schwefelkies, dann Magnetkies und Kupferkies. — Die Erzbildung ist in relativ niedrigen Temperaturen, im hydrothermalen Bereich, geschehen.

#### DIE SPÄTHYDROTHERMALEN BILDUNGEN

Nach ihrer Bildung ist die Erzmasse ziemlich starker Dislokationsmetamorphose ausgesetzt gewesen, was zur Bildung von schönen Breccien geführt hat (Fig. 1). Die scharfkantigen Bruchstücke, die aus feinkörnigen

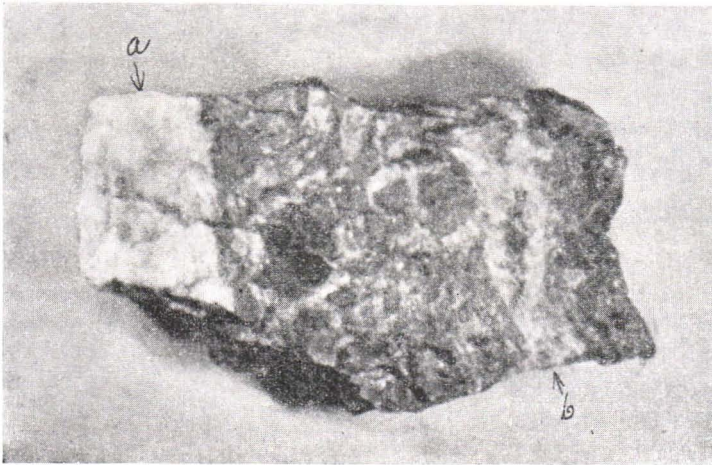


Fig. 1. Schwefelkieserzbreccie, Otravaara.  $\frac{1}{3}$  der nat. Grösse.

a. Weisse calcitreiche Masse.

b. Eine aderförmige quarzreiche Partie, deren dunkler mittlerer Teil hauptsächlich aus Plagioklas besteht.

Photo A. Matisto.

gem Schwefelkies bestehen, sind hauptsächlich durch Quarz verkittet worden. Die Korngrösse des Quarzes variiert innerhalb weiter Grenzen und besonders die grösseren Körner besitzen eine kräftige undulöse Auslöschung. — Neben Quarz findet man in geringeren Mengen Plagioklas, Calcit und Glimmer. Der letztgenannte kommt als verhältnismässig grosse Schuppen vor, die bisweilen rings um die Schwefelkiesbruchstücke

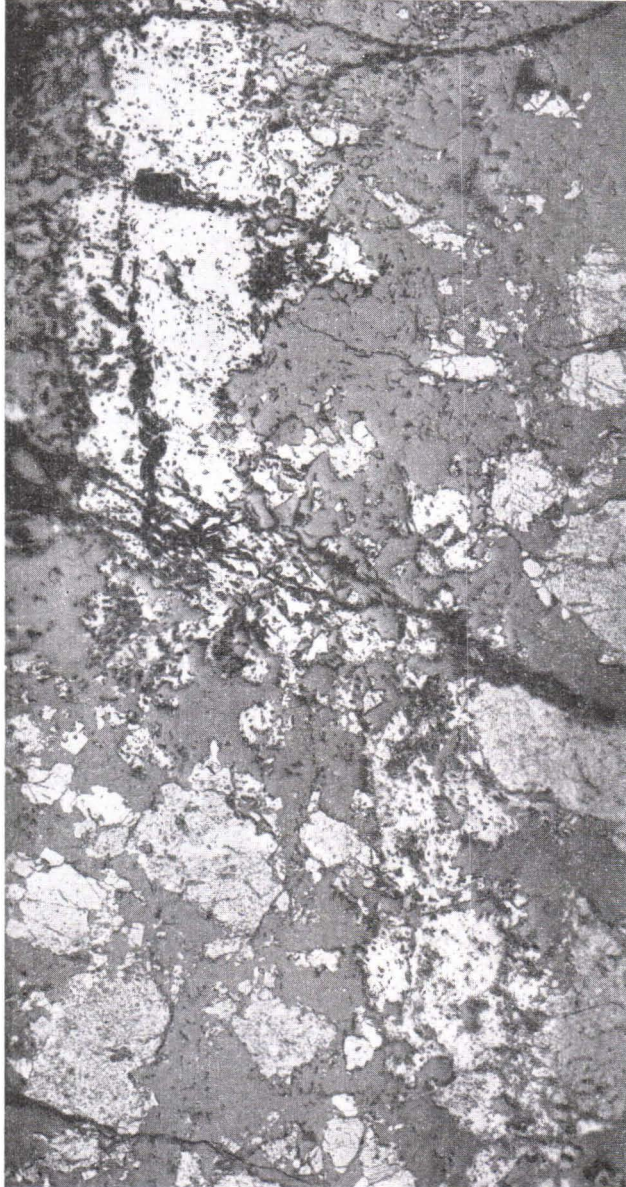


Fig. 2. Abgebrochener Zinkblendegang (hellgrau) in Kieserbreccie. Die Bruchstücke bestehen aus feinkörnigem Schwefelkies. Otravaara. Vergr. etwa 15 ×.  
Photo V. Räsänen.

angeordnet sind. Der Glimmer ist meistens farblos; nur selten kann schwacher Pleochroismus beobachtet werden ( $\alpha$  ist farblos,  $\beta$  und  $\gamma$  schmutzig blassgelb). Die Zusammensetzung des Plagioklases ist  $An_{30-32}$ . In der Regel tritt er in unmittelbarer Nähe der Erzbruchstücke auf. Er ist trübe geworden und lässt kleine Epidotkörner und Sericitschuppen erkennen. Der Plagioklas, sowie teilweise auch der Glimmer scheinen zu den Erstkristallisationen der Zwischenmasse der Erzbreccie zu gehören.

Eine neue Entwicklungsphase in der Erzbildung ist von den in der oben beschriebenen Breccie hie und da sichtbaren schmalen Zinkblendegängen vertreten. In der schon fest gewordenen Breccie sind Risse und schmale Bruchzonen entstanden, die später mit Zinkblende ausgefüllt worden sind (Fig. 2). Es sei erwähnt, dass derartige ziemlich geradlinige Zinkblendegänge nur in der oben geschilderten Erzbreccie, nicht anderswo in der Erzmasse, angetroffen worden sind. Offenbar sind die breccierten Stellen des Erzes schwach geblieben und in den tektonischen Bewegungen leichter als die übrigen Teile zerbrochen worden.

Unter dem Erzmikroskop sind in Zinkblende in ziemlich reichlicher Menge kleine Magnetkies- und Bleiglanzkörner zu sehen. Die ersteren sind rundlich, die letzteren mehr unregelmässig geformt und oft scharfkantig. — In welchem Masse Gangartmineralien sich an die Zinkblendegänge anschliessen, ist schwer zu entscheiden.

Dipl.-Ing. N. Lounamaa hat spektrographisch die Gehalte der Zinkblende an Sb, Ni, Co, Cu und Ag bestimmt. Die drei erstgenannten sind von der Grössenordnung 0.01 %, der Gehalt an Cu beträgt 0.03 % und der Gehalt an Ag ist 0.0003 %. As, Bi, Hg und Te fehlen ganz. Der Gehalt an Pb, der von der Grössenordnung 0.1 % ist, dürfte wenigstens zu einem bedeutenden Teil von den in der Zinkblende enthaltenen Bleiglanzkörnern herrühren. Der Ni-Gehalt kann teilweise in den Magnetkieskörnern enthalten sein.

Nach der Bildung der Zinkblendegänge ist die Erzmasse wieder ziemlich starken Dislokationen ausgesetzt gewesen, wobei das Erz gerade an den Stellen der oben beschriebenen Schwefelkiesbreccien zerbrochen worden ist. So sind Breccien entstanden, deren Bruchstücke aus der in der früheren Phase gebildeten Breccie bestehen. In den verhältnismässig weiten, oft länglichen Zwischenräumen findet man bald reichlich Quarz, bald reichlich Calcit. Die Bruchstücke sind oft klein und dann völlig in calcitreiche Masse eingebettet.

Man kann in den Bruchstücken zahlreiche schmale Risse beobachten. Längs diesen Rissen sind u. a. die Zinkblendegänge abgebrochen und im Verhältnis zueinander verschoben worden (Fig. 2). Es sei in diesem Zusammenhang erwähnt, dass die Zinkblendegänge an der Grenze zwischen den Bruchstücken und der Zwischenmasse schroff ausgehen, welcher

Umstand mit Deutlichkeit zeigt, dass die beobachtete letzte Breccierung erst nach der Bildung der Zinkblendegänge geschehen ist.

Die Zwischenmasse der jüngsten Breccien verdient noch etwas näher beschrieben zu werden. Fig. 1 zeigt eine aderförmige Partie (b), die schon makroskopisch deutlich gebändert ist. Derartige »Gänge« sind an mehreren Stellen gefunden worden. Die Randteile der Gänge sind quarzreich, die mittelsten Partien wiederum enthalten reichlich irgendein schmutzibraunes Material. Dazwischen liegen calcitreiche Streifen. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Bändern sind nicht scharf. U. d. M. sieht man, dass die quarzreichen Randpartien etwas farblosen Glimmer und Calcit enthalten. Bisweilen sind kleine Flecke von irgendeiner dunklen und trüben Substanz, die man mikroskopisch nicht mit Sicherheit hat bestimmen können, beobachtet worden. Möglicherweise handelt es sich teilweise um Kalifeldspat. Nach innen nimmt der relative Calcitgehalt stark zu. Die mittleren Partien enthalten viel Plagioklas, in kleineren Mengen farblosen Glimmer, Quarz, Calcit sowie etwas Klinozoisit, der offenbar ein Umwandlungsprodukt von Plagioklas darstellt. Das letztgenannte Mineral ist oft so dunkel und trübe, dass genauere optische Bestimmungen sich als unausführbar erwiesen. Stellenweise ist der Plagioklas jedoch besser erhalten und deutlich lamelliert. Die Zusammensetzung ist etwa  $An_{45}$ .

Diejenigen Partien der calcitreichen Zwischenmasse (a in Fig. 1), die den Bruchstücken zunächst liegen, sind in der Regel quarzreich. Stellenweise kann der Quarz sogar das dominierende Mineral sein. U. d. M. bemerkt man neben Calcit und Quarz zerstreute Schuppen von farblosem Glimmer und besonders an den calcitreicheren Stellen etwas Plagioklas. — Undeutliche Bänderung ist zu beobachten.

In den quarzreichen Teilen der Calcitmasse sind streifenförmige Partien von fein- oder mittelkörnigem Bleiglanz angetroffen worden. Unter dem Erzmikroskop haben in Verbindung mit Bleiglanz keine selteneren Erzarten beobachtet werden können. Dagegen findet man Zinkblende und Magnetkies in kleinen rundlichen Körnern. Dazu kommen einige sehr lappige Körner von Schwefelkies vor.

Gemäss spektrographischen Bestimmungen von N. Lounamaa sind die Gehalte des Bleiglanzes an einigen Metallen von folgender Grössenordnung: Bi = 0.1 %, Ag und Cu = 0.01 % samt Sb = 0.03 %.

Die verschiedenen Phasen in der Bildung des Otravaara-Erzes lassen sich in folgender Weise schematisch veranschaulichen (Tabelle 1). In Klammern sind diejenigen Mineralien gesetzt worden, die in jeder einzelnen Phase nur in kleineren Mengen vorkommen.

Es dürfte aus dem Obigen hervorgehen, dass die späthydrothermalen Lösungen immer kalziumreicher geworden sind. Dies äussert sich in der Zunahme des Anorthitgehalts des Plagioklases sowie in dem immer reichlicheren Vorkommen sowohl des Plagioklases als vor allem des Calcits.



Tabelle I

Prozesse	Produkte
Das Eindringen der hydrothermalen Lösungen in die Bruchzonen des Gesteinsgrundes. Metasomatische Umwandlung des Nebengesteins.	Das Endprodukt der Metasomatose: Sericitreicher Schiefer, der von Eisenkiesen, stellenweise auch von Kohlensubstanz, imprägniert ist.
Die Ablagerung des Hauptteils des Kieserzes.	Schwefelkies, Magnetkies, (Kupferkies), Quarz, (Glimmer, Albitoligoklas).
Ziemlich starke Dislokationen. Breccierung der Kieserzmasse.	
Verkittung der schwefelkiesreichen Bruchstücke.	Plagioklas $An_{30-32}$ , Glimmer, Quarz, (Glimmer, Calcit).
Schwache Breccierung der früher gebildeten Erzbreccien.	
Die Bildung der Zinkblendegänge	(Magnetkies), Zinkblende, (Bleiglanz).
Stärkere Dislokationen. Breccierung der früher gebildeten Breccien und der Zinkblendegänge.	
Ausfüllung der entstandenen Hohlräume.	Quarz, (Glimmer, Calcit, Kalifeldspat?), (Magnetkies, Zinkblende, Schwefelkies), Bleiglanz, Calcit, Plagioklas $An_{45}$ , (Quarz, Glimmer), Calcit.

Die Aufmerksamkeit wird auch darauf gerichtet, dass in den Erzarten, die in den letzten Phasen aus den späthydrothermalen Lösungen ausgeschieden worden sind, ein deutlicher Gehalt an Ag, Bi und Sb festgestellt werden kann, obschon eigentliche Ag-, Bi- oder Sb-Mineralien nicht gebildet worden sind.

Bei dem Studium der metasomatischen Prozesse erhebt sich gewöhnlich die Frage, wo diejenigen Stoffe der Palasome, die aufgelöst und in die hydrothermalen Lösungen eingetreten sowie von diesen weggeführt worden sind, sich jetzt finden. Die Frage ist meistens unbeantwortet geblieben. Es scheint dem Verfasser, als ob man im Otravaaragebiet sich in dieser Hinsicht in einer glücklicheren Lage befände. — Es sind insbesondere Ca und Mg, die im Otravaaragebiet aus dem Nebengestein ausgelaugt worden und in die hydrothermalen Lösungen eingetreten sind. Offenbar wurde diesen Lösungen später von aussen her Kohlensäure zugefügt, was zur Folge hatte, dass wenigstens ein Teil der Ca-Ionen in Form von  $CaCO_3$  ausfiel. Es ist dieses Material, das den Calcit bildet, der jetzt in der Zwischenmasse der oben beschriebenen jüngeren Breccien zu finden ist. Die übrigen Ca-Ionen sowie vor allem die Mg-Ionen sind, wie ja zu erwarten ist, in den hydrothermalen Lösungen geblieben und

haben mit diesen ihre Wanderung fortgesetzt. — Es mag noch erwähnt werden, dass möglicherweise auch der Na-Gehalt der in den späthydrothermalen Bildungen enthaltenen Plagioklase von dem ursprünglichen Nebengestein herkommen kann.

## LITERATUR

- GAVELIN, SVEN (1939) Geology and ores of the Malånäs district, Västerbotten, Sweden. Sveriges Geol. Undersökn. Årsbok 33, Ser. C, N:o 425.
- ÖDMAN, OLOF H. (1941) Geology and ores of the Boliden Deposit, Sweden. Sveriges Geol. Undersökn. Årsbok 35, Ser. C, N:o 438.
- SAKSELA (SAXÉN), MARTTI (1923) Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande 65.
- SAKSELA, MARTTI (1933) Die Kieserzlagstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finnland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 29.
- (1934) Zur Genesis der karelischen metasomatischen Kieserzlagstätten. Erwiderung an Prof. H. Hausen. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 56, S. 636.
- (1947) Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi, SW-Finnland. C.R. Soc. géol. Finlande 20; Bull. Comm. géol. Finlande 140, S. 199.

## »LILLIANITE» FROM IILIJÄRVI, ORIJÄRVI REGION

BY

O. VAASJOKI AND S. KAITARO

## ABSTRACT

Lillianite from Iilijärvi has been shown by means of x-ray powder and polished-section study to be seleniferous cosalite mixed with some galena.

A selenium-bearing lillianite is reported by Borgström (1910) from the locality Iilijärvi about 1 ½ km N. W. of the Orijärvi mines in southwestern Finland. According to him the lillianite was found in the western part of the mined zone of Iilijärvi, where poor sulphide ores of no economic value occur associated with quartz veins. The paragenesis of these deposits is as follows: lillianite, galena, chalcopyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, pyrite, sphalerite, and native gold. To this list presented by Borgström tetrahedrite, native bismuth, and galena of a second generation are added by the present authors. The original lillianite-bearing specimens from Iilijärvi, collected by Borgström, were available for this investigation.

Under the microscope it can be noted that the lillianite is intergrown especially with galena (Fig. 1), which also occurs as small, elongated flecks in lillianite. These flecks are mostly accompanied by bismuthinite and bismuth, which form myrmekite-like structure, sometimes occurring also within the border zone of galena and lillianite (Figs. 2 and 3). With the exception of these formations which undoubtedly belong to the

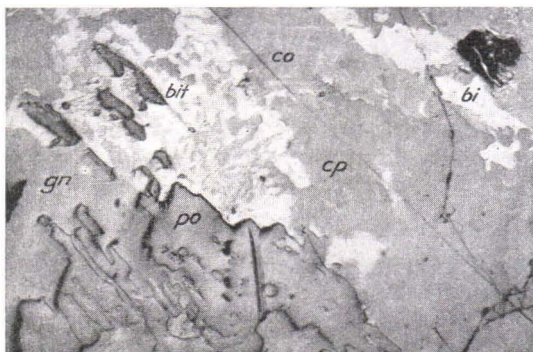


Fig. 1. Polished section of the sulfide ore of Iilijärvi. ca, chalcopyrite; gn, galena; co, cosalite; bit, bismuthinite; po, pyrrhotite. There is a black grain of sphalerite near the upper right-hand corner of the picture. Magn. 110 ×.

second generation of the primary phase, the mineral designated as lillianite is rather homogeneous in character. Its main color is galena white, but in some positions it is slightly greenish-grey because of a weak pleochroism. The anisotropy is rather distinct and the hardness is greater than that of galena<sup>1</sup>. The etch tests were negative for  $\text{FeCl}_3$ , KCN,  $\text{HgCl}_2$ , and HCl. The treatment with  $\text{HNO}_3$  caused rapid blackening of the mineral<sup>2</sup>.

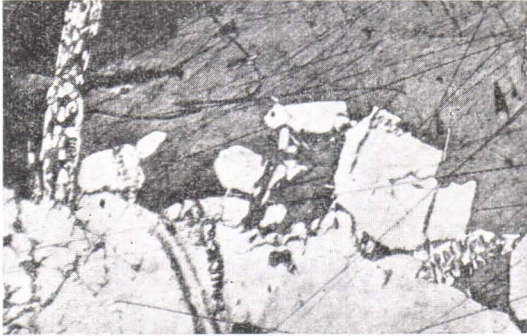


Fig. 2. Border zone of galena and cosalite. Etched with  $\text{FeCl}_3$  (1 : 1). Galena appears greyish black. The myrmekitic bismuth has also been etched black but the bismuthinite is unaltered. Magn. 110  $\times$ .

The microscopic properties of the investigated mineral agree best with cosalite except for the anisotropy observed between crossed nicols. Normally, cosalite should be only weakly anisotropic (Ramdohr, 1950), but in the present case this phenomenon is rather distinct. The anomalous anisotropy may be connected with the noteworthy content of selenium in the mineral, which in turn calls into the mind the selenocosalite

of Boliden (Ödman, 1941). At the authors' disposal were some specimens from Boliden containing selenocosalite (stope 23, level 210), kindly presented by Dr. O. Ödman to one of the authors in 1946. A microscopic study carried out on this mineral showed that it is perfectly identical with the lillianite of Ilijärvi.

The chemical analysis on which Borgström (1910, p. 1527) has mainly based his mineral identification gave: 43.83 % Pb, 26.43 % Bi, 5.30 % Sb, 15.93 % S, 2.9 % Se, 2.65 % Cu, 1.23 % Fe, 0.49 % Zn, 0.88 % Ag; total 99.71 %. Mr. N. Lounamaa, M. A., of the Technical University at Helsinki, analyzed by a semi-quantitative spectrochemical method the material studied by the authors, and his results agree with the analytical data given above. The chemical composition of the Ilijärvi lillianite is very similar to that of selenocosalite (Ödman, 1941). For this correlation it must be considered that the analyzed material of Ilijärvi probably contained as impurities most of Cu, Fe, and Zn, as well as some of Pb and S. All are caused by the admixture of chalcopyrite, sphalerite, pyrite, and galena, which cannot be avoided if the separation of material for analysis has not been made by micro-drilling under the microscope, by which method the material for analysis and x-ray diffrac-

<sup>1</sup> Measured by the Bergsmans' micro-tester the hardness is  $120 \pm 5$  Vickers units. The hardness of galena in the neighbouring grain is  $80 \pm 5$  units. The weight used in the test was 50 g.

<sup>2</sup> The dilution of all solutions used was 1 : 1.

tion study was obtained in the present investigation. The content of selenium in selenocosalite is about two times as great as in the Ilijärvi lillianite.

For x-ray powder study the method used was the same as that previously used by the authors (1950). The x-ray diffraction data of the Ilijärvi lillianite are identical with those of cosalite given by Harcourt (1942)<sup>1</sup>. Even the weakest lines show such slight differ-

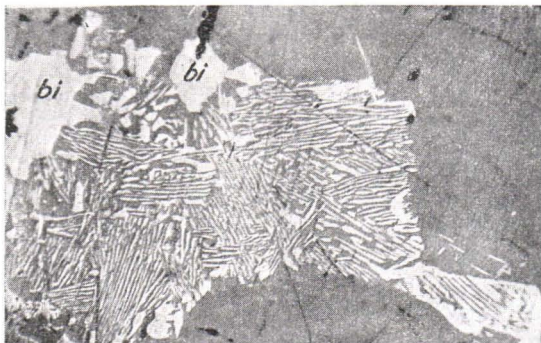


Fig. 3. Myrmekitic intergrowth of bismuth (bi) and bismuthinite with galena, completely surrounded by cosalite. Probably cosalite has been decomposed to galena, bismuthinite, and native bismuth. Oil immersion. Magn. 290 ×.

ences that it is not reasonable to list the values in this paper. In conformity with its microscopic properties the selenocosalite from Boliden gives also a similar powder pattern. Unfortunately, the material used for the x-ray study contained some galena as impurity and consequently the interpretation of the diagram was not unequivocal. According to available x-ray data it seems unnecessary to consider the selenocosalite as a distinct species. The investigation of the Ilijärvi lillianite shows that it is a seleniferous cosalite.

The material of the original locality (Lillian mine, Colorado) proved to be a mixture of galena, bismuthinite, and argentite (Emmons, Irving, and Loughlin, 1927). The lillianite of Gladhammar, Sweden, is a mixture of galenobismutite and galena (Berry, 1940) and, so far as is known, the two other Swedish localities have not been investigated by modern methods. All recent determinations, however, show that lillianite is not homogeneous and probably not a stable mineral species. Thus »lillianite» offers a good example of the fact that minerals identified chemically, in spite of the similarity of chemical composition, may still be mixtures of different components, which even vary in different localities.

#### REFERENCES

- BERRY, L. G. (1940) Galenobismutite and »lillianite». *Am. Mineral.* 25, p. 726.  
 BORGSTRÖM, LEON. H. (1910) *Mineralogiska notiser* 7—10. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 32, p. 1525.

<sup>1</sup> The locality of this mineral has unfortunately not been reported.

- EMMONS, S. F., IRVING, J. D., and LOUGHLIN, G. F. (1927) Geology and ore deposits of the Leadville mining district, Colorado. U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 148.
- HARCOURT, C. A. (1942) Tables for the identification of ore minerals by x-ray powder patterns. *Am. Mineral.* 27, p. 63.
- KAITARO, S. and VAASJOKI, O. (1950) Meneghinite from Aijala, South-Western Finland. *C. R. Soc. géol. Finlande* 23, *Bull. Comm. géol. Finlande* 150, p. 39.
- RAMDOHR, P. (1950) *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* Berlin.
- ÖDMAN, O. H. (1941) Geology and ores of the Boliden deposits, Sweden. *Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C, Avhandl. och Uppsat. No. 438.*

## ANCIENT CLAY BALLS IN FINNISH ESKERS

BY

VEIKKO OKKO

## ABSTRACT

Some ancient clay balls have been found in Finnish eskers. Comparing them with one another as well as with the armored mud balls from Las Posas Barranca, California, the writer comes to the conclusion that the sandy and gravelly crust discovered in a radial esker at Urjala, southwestern Finland, has been transported by a rather strong melt water stream about 4.5 km, while the clay chunks with light armoring found in end moraines in southeastern Finland suggest a shorter transport in streams with low velocities.

On the other hand, the appearance of clay balls in glacial drift supports other observations concerning the oscillation of the ice margin during the last phases of the glaciation.

## THE URJALA BALL

On the 24th of October, 1950, a hollow ball with a sandy and gravelly crust was sent by Mr. V. Mononen to the Zoological Institute of the Uni-

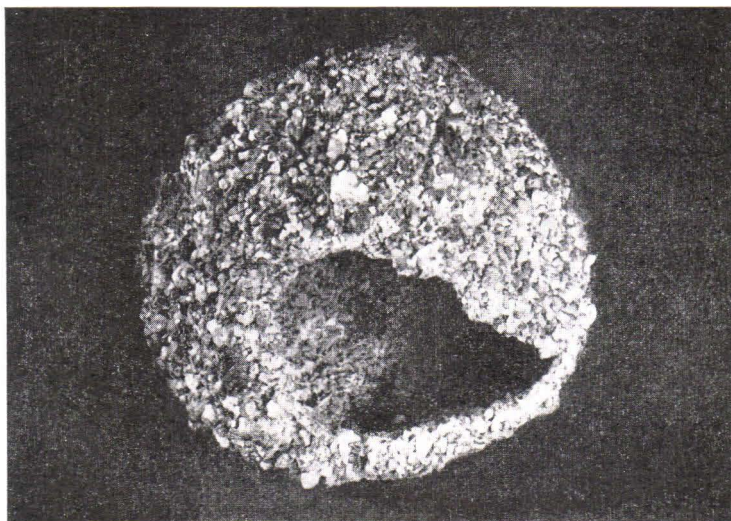


Fig. 1. The Urjala ball with the hole in front. Natural size. Photo E. Halme.

versity of Helsinki. The specimen was found by a schoolboy at a sand pit excavated in a radial esker ridge, in the parish of Urjala, S.W. Finland. Thinking that the ball ought to belong to the field of geology, the Keeper of the Zoological Museum, Dr. Olavi Kalela, gave the specimen to Dr. Martti Salmi, State Geologist, who handed it over to the present writer for investigation.

The sender of the ball reports that the crust when found was not whole, but had a hole of about 6 mm in diameter. Before the specimen came to the present writer the hole was enlarged (Fig. 1). The average diameter of the ball was 6.29 cm (average of 10 measurements), the longest diameter being 6.52 cm. The ratio between the mean diameter and the longest diameter is thus 0.96, indicating that the ball has a high degree of sphericity (Fig. 2). The average thickness of the crust was about 5 mm and its weight was 120 g, but the real weight of the whole crust (with the matrix) must have been a little more, approximately 130 g.

The crust of the ball consists of sand and gravel grains cemented together by a clayey matrix. The crust was removed by boiling water, and after the clay was separated the grains were dried up and their sizes determined by sifting.

Diameter		Weight
> 4	mm	%
4	— 2 »	19 »
2	— 1 »	25 »
1	— 0.5 »	35 »
0.5	— 0.246 »	6 »
0.246	— 0.074 »	4 »
< 0.074	»	4 »

The grains are angular and their shape varies even in coarser fractions where only the corners of the grains are rounded. On the basis of the sphericity it seems that the grains should not have been very much worn by water erosion (Wadell, 1932).

The lithologic composition of the grains in the two coarsest fractions, determined in cooperation with Dr. M. Härme, was as follows: grey biotite-plagioclase granite 25 %, reddish microcline granite 4 %, biotite gneiss 42 %, quartz grains 13 %, and grains containing quartz, mica, and feldspars 16 %. The last-mentioned group can originate from any of the three first-mentioned groups.

The count shows that the grains come from granitic and from gneissose bedrock. The former (the so-called Urjala granite) is prevailing in the vicinity of the find while the latter has been met in the area which begins about 5 km in a W. N. W. direction, or in the village Urjala, east of the lakes Rutajärvi and Kortejärvi (Sederholm, 1892). No occurrences of the microcline granite are found in this area, but according to verbal information from Mr. K. Neuvonen, M. A., the microcline granite outcrops in



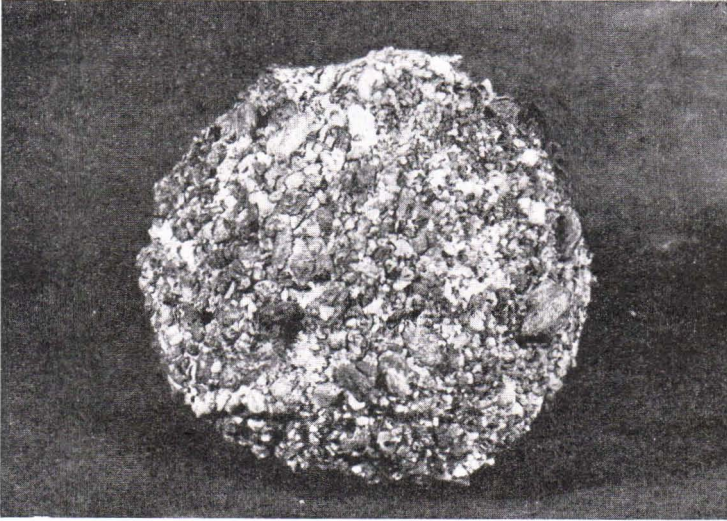


Fig. 2. The same ball as in Fig. 1 seen from another side. Natural size.  
Photo E. Halme.

the area of the Urjala granite some kilometers farther away to the south-east. Analogically, it could be thought that somewhere in the Urjala granite area there should be occurrences of the microcline granite also in other directions from the find. In every case one sees that at least 25 % of the grains came from the local bedrock. In reality the percentage should be still higher because the majority of the quartz grains very likely have their origin in the Urjala granite where the quartz particles are equal in size. In the grains of the biotite gneiss the quartz particles are much smaller. Supposing that the quartz comes from the Urjala granite, the share of the local bedrock increases from 25 to 37 % of the coarser grains. Thus it is most likely that  $\frac{1}{3}$  of the grains have their source at a distance less than 5 km from the find. This agrees with the observations concerning the shape of the grains.

The amount of the clay increases towards the interior of the crust, which is clayey, the outside being quite clean. The clay contains only a few microfossils: pollen (2 *Betula* and 1 *Pinus*), spores (2 *Sphagnum*), and diatoms. The following diatoms were found by Dr. Karl Mölder: *Pinnularia borealis* (11 specimens), *Melosira granulata* var. *angustissima* (2 specimens). In addition to these, four fragments of a large *Pinnularia* (perhaps *P. nobilis*) are present. Because the diatoms indicate no salinity and the pollen flora is so scarce, it could be thought that the clay was deposited near the ice margin. In Urjala the clay of this phase is very stiff, the hygroscopicity being 19 and the plasticity 44. The latter value is the highest of all Quaternary clays investigated in Fennoscandia (Soveri, 1950).

## THE LAPPEENRANTA BALLS

During the geological mapping in the Viipuri area, Berghell (1898) found clay balls in a gravel pit west of the town Lappeenranta in the proximal side of the large end moraine of the Salpausselkä I. His description runs as follows (translated by the present writer): »Of great interest are the occurrences of small, well rounded clay chunks like esker pebbles at a depth of 5—6 m under the surface, imbedded in the undermost sand and fine gravel layers in the last-mentioned gravel pit. The clay of these chunks, which are evidently worn by water, has a clear schistosity consisting of varying brown and yellow-grey schists» (Berghell, 1898, p. 35). According to Berghell's idea the clay balls were formed under glacial conditions: the readvancing ice border picked up clay chunks, which were — perhaps in a frozen condition — transported by melt water streams to the front of the ice sheet. There the balls were deposited with the other material of the end moraine.

The locality was later visited by Brander (1943) and by the present writer, viz. in 1945 and 1950. Unfortunately, on the basis of Berghell's information the site could not be exactly located by us, and we both suppose that the section situated N. W. of the town Lappeenranta along the road to Tyysterniemi is the place in question. While Brander could find there only one fragment of a clay ball (one side being covered with a light sandy armor) consisting of late-Glacial clay (Brander, 1943, p. 112), the present writer found, evidently from the same locality (so called Pallo section), two armored clay balls. The armor was built up of coarse sand and in both cases it was very light. The core was formed by a yellow-brownish varved clay. The clay of the ball found in 1945 contained neither pollen nor diatoms, and even in another ball their share was rather unimportant (4 *Betula* and 1 *Alnus* pollen, 2 *Melosira islandica* ssp. *helvetica*). The balls had a low sphericity and were flattened ellipsoids, the longest diameter being about 10 cm.

The balls were situated in the lowermost part of the eastern wall of the section, where they were imbedded in stratified sandy drift. The bedding, however, was strongly deformed and on the top of the stratified drift there was a layer of till. The stratigraphy was very clear in 1945, but since then the section has been enlarged and in 1950 the share of till that was left was very insignificant. The stratigraphy, as it was seen in 1945, confirms the assumption presented by Berghell (1898) and seconded by Brander (1943) that after the depositing of stratified drift the ice margin readvanced to the Salpausselkä ridge.

## THE VUOKSENNISKA AND ROUHIALA BALLS

About 40 km eastwards along the Salpausselkä I, at Vuoksenniska, Brander found clay balls in two gravel pits. Both of them were excavated

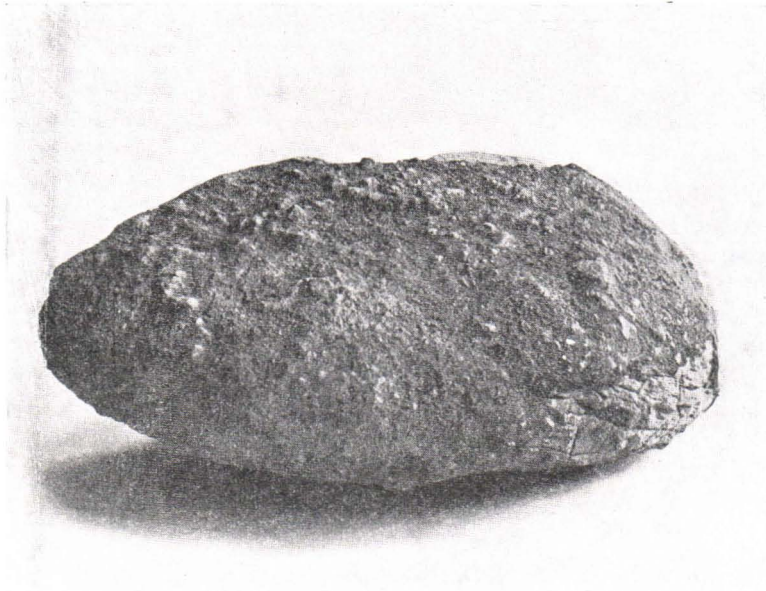


Fig. 3. The Rouhiala ball with light armor and low sphericity.  $\frac{1}{2}$  natural size. Photo Roos (Brander, 1937, Table 1).

in the Salpausselkä end moraine. The clay balls encountered in the Peltonen gravel pit were the size of a man's head. They lay in the wall of the section that was over 10 m high, both in the topmost layer with nearly horizontal bedding and in the inner, more irregularly deposited layers of the end moraine. The clay of some balls had no schistosity while others were clearly varved (Brander, 1943, p. 113).

From the Russian side of the present Finnish-Russian frontier, in the parish of Jääski (about 15 km S. E. from Vuoksenniska) clay balls are known from three gravel sections which have all been dug out in small marginal eskers. On the basis of its rich microflora the origin of the clay has been discussed by Brander (i. a., 1937, 1943) and by Hyyppä (i. a., 1937) as to whether it was deposited during an interglacial period (Brander's idea) or during an interstadial phase (Hyyppä's opinion). The shape and material of the balls (A—F) found in the sand pit in Järvenkylä, near the Rouhiala power plant, and in the railway section near the Kuitu Company (G) have been described by Brander (1937, 1943):

- A. A well-rounded ball with a shape of a flattened ellipsoid. The diameters are 8, 18, and 25 cm each. The surface is rustycolored and armored with a thin layer of sand and small pebbles (Fig. 3). The interior consists of dry light greyish clay with a weak varvity or schistosity destroyed by rusty cracks. The mechanical composition of the core is as follows:

Diameter	Weight
> 0.06 mm	1 %
0.06 — 0.02 »	5 »
0.02 — 0.006 »	9 »
0.006 — 0.002 »	36 »
< 0.002 »	49 »

- B. A well-rounded ball, size  $15 \times 9 \times 7$  cm. The clay has a distinct varvity formed by alternating fine grey and still finer rusty-brown clay laminae. They have been strongly affected by pressure.
- C. A more angular clay chunk only the edges of which are rounded. The size is  $25 \times 30$  cm, the chunk being the largest of all clay balls investigated by Brander. The schistosity of the clay is caused by rusty-colored thin schists.
- D. A clay chunk with the shape of a flattened ellipsoid. The size is  $20 \times 20 \times 10$  cm.
- E. A clay chunk broken strongly by pressure but still showing a schistosity caused by rusty coloring.
- F. A strongly deformed clay chunk, but in primary shape a flattened ellipsoid.
- G. A clay chunk with a diameter of 25 cm.

In addition to these notes, Brander states that the clay in most cases was very plastic and soft, only the shell being hardened in any degree. According to the workers' estimate, the balls in the Järvenkylä section varied from the size of a fist to that of a man's head, but their sphericity was always low, the edges only being rounded. The balls lay rather dispersed in the stratified drift, the frequency being highest in the lowermost part of the section; from the depth of 5 m upwards the balls were lacking, as well as from the lateral parts of the ridge. When digging out the center of the ridge the workers could have filled lorries with clay balls. Brander suggests that these small end moraine ridges (»transversal eskers») containing clay chunks were built up in front of the ice margin by melt water streams which were rather insignificant and of a low velocity. The clay must have been deposited somewhere in the area situated in a northwesterly or north-northwesterly direction from the finds (very likely in the basin of Lake Saimaa). From this locality the advancing glacier picked up big frozen clay chunks and transported them with the ice flow. Some of these chunks were also carried by melt water streams to the ice margin. During the transport the chunks were broken and their particles worn and eroded like harder stone pebbles. Judging from the softness of the material Brander supposes that the main part of the frozen clay was ground into a powder (Brander, 1937).

#### COMPARISON

Because the clay balls described above were imbedded in glacial drift they might be called ancient clay balls. At Urjala the stratified drift forms a radial esker while in other localities the clay balls lie in end moraine ridges.

The Urjala ball differs greatly from the others. It is smaller, its armor thicker, and its sphericity (0.96) higher than in balls found in end moraines (on the basis of Brander's description the clay chunks A, B, and D have sphericities 0.680, 0.683, and 0.830). In addition to these, the Urjala ball was hollow when found, while the others had a clayey core. In most

instances the interior, however, was soft and plastic, so that it might be thought that the core of the Urjala ball was at first in a frozen condition — like the clay balls found in end moraines — but that after the melting process the core became wet enough to run through the hole in the armor. That the crust could be preserved up to the present time may be caused by the stiffness and the plasticity of the clay, because the armor could therefore grow unusually thick and firm.

The clay balls described above resemble armored mud balls known in modern and ancient deposits (Pettijohn, 1949). They have been found upon beaches where the waves roll chunks of clay fallen from banks or dislodged from tidal deposits. In superabundance the mud balls occur in fluvial deposits formed when the stream cuts banks consisting of a dry argillaceous material. The balls are also known in glacial drift, but the cores are then composed of till.

The armored mud balls formed by the spring flood of the river Las Posas Barranca in California in 1938 were thoroughly investigated by Bell (1940). The flood removed from a clay bank over 15 m high big blocks and boulders of dry clay and carried them with the stream. During the transport boulders were reduced in size, their sphericity became higher, and their surfaces were armored by pebbles and sand grains.

According to Bell's investigation, the maximum size of the balls depends on »the balance between forces of impact and forces of cohesion» (Bell, 1940, p. 30). Experimentally it could be shown that the velocity of the stream is inversely proportional to the maximum size of the balls. In a silty stream (density 1.2) with velocities of 5, 8, 16, and 32 feet per second the mud balls can have sizes of 12, 8, 4, and 2 inches. The maximum size of the balls gives thus a conception of the velocity of the stream.

The sphericity of the armored mud balls varies as the cube root of the distance traveled. The balls traveling  $\frac{1}{4}$ , 1, and  $2\frac{3}{4}$  miles had mean sphericities of 0.784 (55 balls), 0.839 (76 balls), and 0.898 (161 balls measured). In the last-mentioned locality (the distance being  $2\frac{3}{4}$  miles), 32 % of the balls measured had sphericities above 0.95, 12 % above 0.99, and nearly 7 % had a sphericity of 1.00. The mean diameter of the balls was 2.9 inches. The balls were lying in the fluvial deposits the grain sizes of which were much smaller than the diameters of the balls. The interior of the balls was, according to Bell, dry when the balls were rolling.

Attention has also been paid to the thickness and the weight of the armor as well as to the grain size. Among the balls with a high sphericity the bigger balls seem to have a heavier armor to a unit area than smaller ones, but balls with lower sphericities have a lighter armoring. In the mud balls with a high degree of sphericity and a surface area from 100 to 150 cm<sup>2</sup>, the weight of the armor varied from 50 to 100 g. A certain distribution of the grain size in the armors could also be noted: the bigger the mud ball was, the coarser were the grains in its armor, too.

A comparison between the Finnish clay balls and the armored mud balls investigated by Bell is of great interest. When comparing one must, of course, keep in mind that the results obtained by Bell cannot be directly compared with the observations made in Finland. In spite of this, the armored mud balls have so many similarities with the material presented above (cf., e. g., Fig. 2 with Fig. 7 in Bell, 1940, and with Plate 3 in Pettijohn, 1949; and Fig. 3 with Fig. 10 in Bell, 1940) that in both cases the balls might have been worn by running water. In California this happened in arid conditions, the clay being dry and therefore light enough for rolling. In Finland the balls were formed in glacial circumstances: it has been assumed that the clay was in a frozen condition, its weight being reduced so that the clay balls could roll along the stream bed.

Assuming that the density in a silty melt water stream in Finland was 1.2 and the frozen clay ball had a density of 1.7 (as in Las Posas), the following comparison can be made:

1. The ball found in the radial esker at Urjala corresponds to the armor of the mud balls. Its shape and its high degree of sphericity indicate that the ball was transported by a rather strong stream (velocity about 9 m/sec) a distance of 4.5 km.

2. The clay chunks and balls met with in the end moraines in southeastern Finland were transported by streams with lower velocities (about 1.5 m/sec.) from much shorter distances (the first armored mud balls in Las Posas could be found at a distance of half a mile from the source).

The transport of the Finnish esker material earlier reported by Hellaakoski (1930), Okko (1945, 1949), and Virkkala (1949) corresponds with the distance traveled by the Urjala ball. For that reason one could think that the comparison presented above is correct in its main features. If so, it could be judged that the esker material in Urjala has been carried by a melt water stream about 4.5 km, and that the melt water action in the end moraine material in southeastern Finland has been more insignificant, the transport taking place from a shorter distance with the aid of weak streams.

On the other hand, it is difficult to understand the deposition of the clay balls with glacial drift without supposing that oscillations of the glacier have taken place in the areas where clay balls have been found. From the above-mentioned studies of Berghell and Brander as well as from the observations presented by Aurola (1949), it is evident that in southeastern Finland the glacier advanced again. Oscillations of the same kind are also known from localities lying farther away to the west: in Kouvola (Frosterus, 1890), in the Hämeenlinna area (Sauramo, 1929), and in the Archipelago of S. W. Finland (Edelman, 1949). This question has recently been referred to by Dr. Esa Hyyppä in a lecture before the Geological Society of Finland in 1950. On the basis of many observations,

Hyypä states that oscillations of the glacier have occurred along the whole I Salpausselkä (Hyypä, 1951). These statements give a natural explanation for the appearance of the ancient clay balls in Finnish eskers.

## REFERENCES

- AUROLA, ERKKI (1949) Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspielung der Bewegungen des Inlandeises. C. R. Soc. géol. Finlande 22; Bull. Comm. géol. Finlande 144, p. 41.
- BELL, HUGH STEVENS (1940) Armored mud balls — their origin, properties, and role in sedimentation. J. Geol. 48, p. 1.
- BERGHELL, HUGO (1898) Beskrivning till kartbladet N:o 33 Wiborg. Finlands Geol. Undersökn.
- BRANDER, GUNNAR (1937) Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 118.
- »— † (1943) Neue Beiträge zur Kenntnis der Interglazialen Bildungen in Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 22; Bull. Comm. géol. Finlande 128, p. 87.
- EDELMAN, NILS (1949) Some morphological details of the *roches moutonnées* in the archipelago of SW Finland. C. R. Soc. géol. Finlande 22; Bull. Comm. géol. Finlande 144, p. 129.
- FROSTERUS, BENJ. (1890) Några iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstens-åsar. Summary in German: Einige Beobachtungen über geschichtete Moräne und »Åsar». Fennia 3, N:o 8.
- HELLAAKOSKI, AARO (1930) On the transportation of materials in the esker of Laitila, Fennia 52, N:o 7.
- HYYPÄ, ESA (1937) Bemerkungen über G. Branders Aufsatz »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland», und zwei neue Tonfunde auf der Karelischen Landenge. C. R. Soc. géol. Finlande 10; Bull. Comm. géol. Finlande 119, p. 145.
- »— (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta. Summary in English: On the structure of the First Salpausselkä. Geologi 2—3, p. 5.
- OKKO, V. (1945) Untersuchungen über den Mikkeli-Os. Fennia 69, N:o 1.
- »— (1949) The general geological map of Finland. Sheet B 4, Kokkola. Explanation to the map of surficial deposits. The Geological Survey of Finland.
- PETTJOHN, F. J. (1949) Sedimentary rocks. New York.
- SAURAMO, MATTI (1929) The Quaternary geology of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 86.
- SEDERHOLM, J. J. (1892) Kertomus karttalehteen N:o 18 Tammela. Suomen Geologinen Tutkimus.
- SOVERI, U. (1950) Differential thermal analyses of some Quaternary clays of Fennoscandia. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A, III, N:o 23.
- WADELL, HAKON (1932) Volume, shape, and roundness of rock particles. J. Geol. 40, p. 443.
- VIRKKALA, K. (1949) The general geological map of Finland. Sheet D 4, Nurmes. Explanation to the map of superficial deposits. The Geological Survey of Finland.





# ÜBER EINIGE IN OSTFINNLAND ANGETROFFENE KIESERZ- GESCHIEBE

VON

MARTTI SAKSELA

REFERAT

Verfasser beschreibt die Mineralzusammensetzung und die Struktur mehrerer in Ostfinnland angetroffenen Erzgeschiebe, deren Abstammungskluft fortfahrend in Dunkel gehüllt ist. Im unmetallischen Teil der Geschiebe können so bedeutungsvolle, und zwar fazielle, Verschiedenheiten festgestellt werden, dass die Geschiebe nach Verfassers Meinung nicht von einer und derselben Erzlagerstätte herkommen können. Dagegen ist es noch nicht möglich anzugeben, wo die Abstammungsklüfte am ehesten zu suchen wären.

## INHALT

	Seite
EINLEITUNG .....	137
BESCHREIBUNG DER ERZGESCHIEBE .....	138
DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON KIVISALMI, KIRCHSPIEL RÄÄKKYLÄ .....	138
DIE ERZBLÖCKE IM DORF SELKIE, KIRCHSPIEL KONTIOLAHTI .....	142
Selkie I .....	142
Selkie II .....	144
Der kupferkieshaltige Stein von Havukkalampi .....	145
DER SCHWEFELKIESREICHE QUARZITBLOCK VON PAIHOLA, KIRCHSPIEL KONTIOLAHTI .....	145
DER SCHWEFELKIESERZBLOCK VON PUNTARIKOSKI, KIRCHSPIEL KONTIOLAHTI	146
DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON RÖKSÄ, KIRCHSPIEL KIIHTELYSVAARA ...	147
DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON SORTAVALA .....	150
DER KIESERZBLOCK VON NORD-ENO .....	150
ÜBER DIE HERKUNFT DER ERZGESCHIEBE UND DIE VON IHNEN VER- TRETENEN ERZTYPEN .....	151
LITERATUR .....	155
ERKLÄRUNG VON TAFEL I .....	156

## EINLEITUNG

Im Laufe dieses Jahrhunderts sind in Ostfinnland, besonders in der Gegend der Stadt Joensuu, Kieserzgeschiebe gefunden worden, deren Ab-

stammungskluft, trotz umfangreicher Untersuchungen, fortfahrend in Dunkel gehüllt ist. Zwar sind über die Herkunft Meinungen in dieser und jener Richtung ausgesprochen worden, aber Gewissheit in dieser Hinsicht hat man noch nicht gewonnen.

Wenn die ausgeführten Erzsuchungen näher betrachtet werden, ist zu beobachten, dass die Erzgeschiebe selbst in unzureichendem Masse Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben. Vor kurzem hat Marmo (1950) einige von den Geschieben erzmikroskopisch untersucht, aber auch diese Untersuchung gibt weder ein vollständiges noch ein richtiges Bild von der Struktur und der Mineralzusammensetzung der Erzgeschiebe. Verfasser hat deshalb die genannten Geschiebe aufs neue einer Untersuchung unterzogen, wobei auch der unmetallische Teil der Geschiebe berücksichtigt worden ist.

### BESCHREIBUNG DER ERZGESCHIEBE

#### DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON KIVISALMI, KIRCHSPIEL RÄÄKKYLÄ

wurde im Jahre 1908, beim Räumen des Kivisalmi-Kanals, in einer Tiefe von 3 m unterhalb der Wasserfläche, gefunden (siehe Fig. 1). Das Geschiebe war aussergewöhnlich gross; es hatte nach Trüstedts Schätzung einen Rauminhalt von ung. 5 m<sup>3</sup>. In seiner ursprünglichen Lage war das Erzgeschiebe gänzlich von Moränenschotter umhüllt. Es war gut gerundet, und die Kiesminerale an seiner Oberfläche waren nur schwach oxydiert. Eine Generalprobe des Geschiebes wurde mit folgendem Resultat analysiert (Analytiker Pentti Eskola):

Cu%	Ni%	Zn%	Fe%	S%	Unlös.	Summe
3.74	0.064	0.11	29.85	33.63	33.49	100.884 %

Nach I. G. Sundell enthielt das Geschiebe nur Spuren von Gold. Es sei erwähnt, dass in Kivisalmi noch mehrere grosse Stücke des ange-troffenen Erzgeschiebes anzutreffen sind. Sie befinden sich im Schutz-pflaster der Kanalbänke. Die folgende Untersuchung bezieht sich auf Material, das diesen Stücken entnommen worden ist.

Im Kivisalmi-Geschiebe können wir zwischen zweierlei Erzsorten unterscheiden. Die eine ist deutlich gebändert (oder geschichtet), und man kann eine schöne Wechsellagerung von schwefelkiesreichen und quarzreichen Schichten beobachten. Die andere Erzsorte ist ganz massig und enthält reichlich Kupferkies, Magnetkies und stellenweise sogar Zinkblende. Die gegenseitigen Verhältnisse dieser beiden Erzsorten konnten nicht völlig geklärt werden, aber sehr wahrscheinlich stehen diese im gleichen Verhältnis zueinander wie die entsprechenden Erzsorten in den Geschieben von Röksä und Sortavala (siehe S. 147 und 150).

In der gebänderten Erzsorte zeigen die Schwefelkieskörner ziemlich schlecht entwickelte Kristallungrenzungen und sind oft kataklastisch zerbrochen. In Schwefelkies kann man u. d. M. vereinzelte Magnetkieskörner und in Gesellschaft mit diesen Kupferkies, bisweilen auch Zinkblende, beobachten. Der Kupferkies dringt als schmale Adern in die Schwefelkieskörner ein, wobei bisweilen ein wirkliches Netzwerk entstanden ist, oder er kommt in der aus Fig. 5 ersichtlichen Weise mit Schwefelkies verweben vor. Offenbar ist Schwefelkies teilweise von Kupferkies verdrängt worden. Magnetkies dagegen scheint sich ziemlich inaktiv zu Schwefelkies zu verhalten. Ausgeprägte Verdrängungsstrukturen zwischen diesen Mineralien sind nicht zu beobachten. Hie und da sieht man im Magnetkies lamellenförmige, flammenartige oder mehr unregelmässig geformte Einschlüsse (Fig. 2). Diese sind deutlich heller als das Wirtmineral, schwach pleochroitisch und deutlich anisotrop. Die

Schleifhärte ist der des Magnetkieses sehr ähnlich, in den meisten Fällen eine Spur niedriger. Im allgemeinen kommen die Einschlüsse nur in kleineren Mengen und ungleichmässig verteilt im Magnetkies vor. Wegen der Kleinheit der Einschlüsse ist es nicht möglich gewesen, sie vom Magnetkies zu trennen. Unter diesen Umständen ist ihre chemische Zusammensetzung noch ungeklärt geblieben.

Die dominierende Gangart des gebänderten Erzes ist Quarz, aber auch andere Gangarten kommen in unerwartet grossen Mengen vor. Der Quarz zeigt oft eine stark undulöse Auslöschung, und seine Korngrösse variiert deutlich schichtenweise. Bisweilen kann man u. d. M. in der quarzreichen Masse breccienartige Partien beobachten, wo die kleinen Quarzbruchstücke durch Sulfidmineralien verkittet worden sind. —

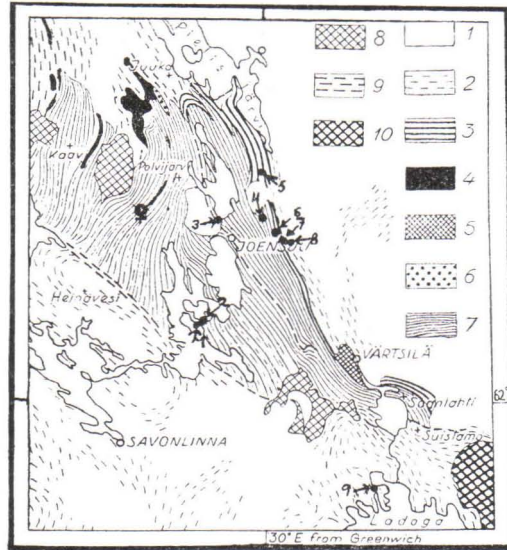


Fig. 1. Das karelische Schiefergebiet in Ostfinland. Nach Väyrynen (1939). 1. Präjätulische Granite; 2. Präjätulische Schiefer; 3. Autochthone jätulische Sedimentgesteine; 4. Allochthone jätulische Sedimentgesteine; 5. Postjätulische basische Gesteine; 6. Kalevische Quarzite und Konglomerate; 7. Kalevische Phyllite; 8. Postkalevische Granite; 9. Tektonitische Gneise; 10. Rapakiwi. — Die Fundstelle eines im Text beschriebenen Erzgeschiebes ist von Verf. auf Väyrynens Karte mit einem schwarzen Punkt bezeichnet, der mit Pfeil und Nummer versehen ist. 1. Der kieshaltige Quarzitblock von Reposaari; 2. Das Kupfererzgeschiebe von Kivisalmi; 3. Der Schwefelkieserzblock von Puntarikoski; 4. Der schwefelkiesreiche Quarzitblock von Paihola; 5. Der Kieserzblock von Nord-Eno; 6. Die Erzblöcke Selkie I und II; 7. Der kupferkieshaltige Stein von Havukkalampi; 8. Das Kupfererzgeschiebe von Röksä; 9. Das Kupfererzgeschiebe von Sortavala. ♀ = Outokumpu.

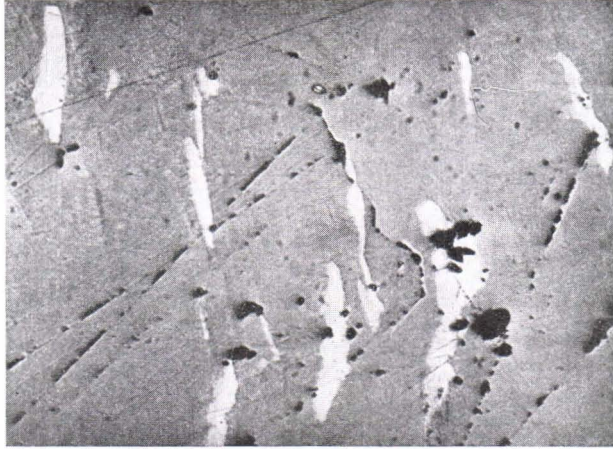


Fig. 2. Helle Einschlüsse in Magnetkies. Das Kupfererzgeschiebe von Kivisalmi. Vergr. 200  $\times$ .

Diopsid kommt hie und da in verhältnismässig grossen Stengeln vor, die, wie auch die Tremolitstengel, in der Regel kräftig serpentiniert sind (Fig. 3). Die Serpentinisierung geht von den Spaltrissen oder anderen geeigneten Spalten aus. In den Diopsidstengeln kann man stellenweise schmale Karbonatstreifen ung. in der Richtung der c-Achse, kleine rundliche Quarzkörner samt Tremolitnadeln, die keine bestimmte Orientierung besitzen, wahrnehmen. — Anorthitreicher Plagioklas kommt

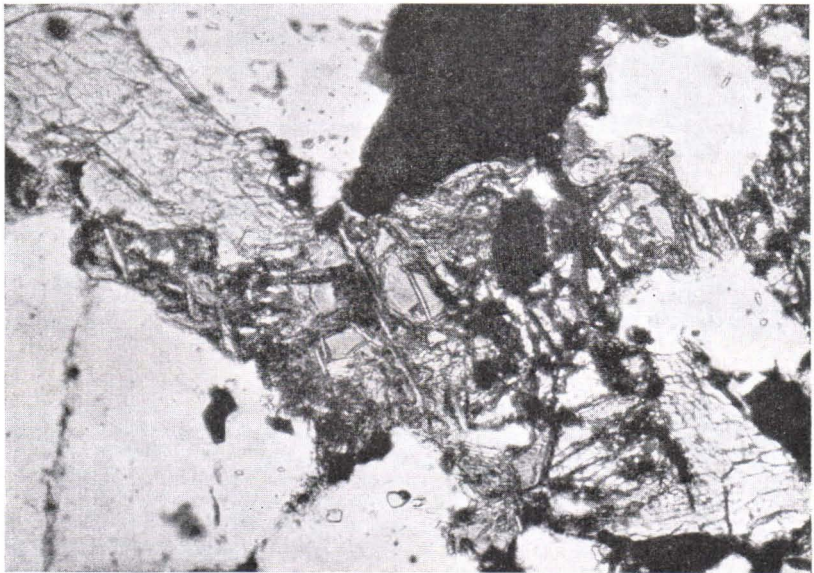


Fig. 3. Ein teilweise serpentinisierter Tremolitstengel in Quarzit. Schwarz ist Erzsubstanz. Gebändertes Erz im Erzgeschiebe von Kivisalmi. Vergr. 208  $\times$ .

fleckenweise vor und ist grösstenteils in ein Mineralgemisch umgewandelt, das viel Klinozoisit, etwas feinverteilten hellen Glimmer und einige Karbonatkörner enthält. Diese epidotreichen Flecke sind zuweilen dunkelgrünlichgrau. Wovon diese grünliche Farbe herrührt, ist unbekannt. — Glimmer kommt, ausser in den obengenannten epidotreichen Flecken, als vereinzelte grössere Schuppen oder feinschuppige Gruppen in der Quarzmasse vor. Er ist zuweilen schwach pleochroitisch:  $\alpha$  ist leicht grünlichblau,  $\beta$  gelblichgrün,  $\gamma$  bläulichgrün. Es handelt sich in diesem Falle um fuchsitischen Muskovit. — Das Karbonatmaterial kommt hie und da als unregelmässig geformte Flecke vor, die schon mit blossem Auge deutlich sichtbar sind. Es ist ziemlich grobkörnig und der chemischen Analyse gemäss reiner Calcit. Ausserdem beobachtet man im Quarzit kleine zerstreute Karbonatkörner, die in der Regel serpentinisiert worden sind. Bald sind nur die Randpartien der Körner, bald auch die inneren Teile der Serpentinisierung anheimgefallen (Fig. 4). Dies deutet darauf hin, dass das Karbonatmaterial in diesem Falle magnesiumhaltig (dolomitisch) ist. Die Erzminerale scheinen in gewissem Masse das Karbonatmaterial zu verdrängen. — Titanit tritt nur spärlich und als gut entwickelte keilförmige Kristalle auf.



Fig. 4. Ein teilweise serpentinisiertes Dolomitmorn in Quarzit. Gebändertes Erz im Erzgeschiebe von Kivisalmi. Vergr. 135  $\times$ .

Die massige Erzsorte enthält neben den obengenannten Sulfidmineralien etwas Schwefelkies, der als zerstreute Körner, die oft gute Kristallumgrenzungen zeigen, vorkommt. Stellenweise ist Schwefelkies, wie auch Zinkblende, von Kupferkies verdrängt worden. Zwischen Magnetkies

und Schwefelkies haben sich nicht eindeutige Verdrängungs- oder Umwandlungsstrukturen entwickelt. — Die Magnetkieskörner enthalten in verhältnismässig reichlichen Mengen helle Einschlüsse, die darin von den früher beschriebenen abweichen, dass die Schleifhärte in den meisten Fällen eine Spur höher ist als bei Magnetkies. Sie sind deutlich anisotrop und in den Aufhellungslagen bläulichgrau (die entsprechenden Farben des Magnetkieses sind grau). In Magnetkies können zuweilen Risse beobachtet werden, von denen eine gewisse Umwandlung ausgegangen ist. Das Umwandlungsprodukt ist leicht schmutzig grau, anisotrop und härter als Magnetkies. Die Gangarten sind bisweilen von Magnetkies ringförmig umhüllt. — Die Zinkblende enthält tropfen- oder spulförmige Kupferkieseinschlüsse, die meistens hintereinander in Reihen, sehr wahrscheinlich längs den Grenzflächen zwischen Zinkblendelamellen, angeordnet sind.

Es sei in diesem Zusammenhang erwähnt, dass in der Umgegend von Kivisalmi im Sommer 1947 mehrere Quarzitzblöcke, die etwas Kiesmineralien, in erster Linie Schwefelkies und Magnetkies, enthielten, gefunden worden sind. Einer von den Blöcken lag im Ufergeröll der kleinen Insel Reposaari, ung. 2 km nach Südwest von Kivisalmi (Fig. 1). In diesem Block kann eine schöne Wechsellagerung von fein- und grobkörnigen Quarzitschichten beobachtet werden. Die Schichtung kommt auch dadurch sehr deutlich zum Vorschein, weil die feinkörnigen Schichten von Kohlenstoff dunkel gefärbt sind und einige Schichten ausschliesslich aus porösem Quarzgestein bestehen. Die letzteren vertreten kiesreiche Lager, aus denen die Sulfidmineralien später grösstenteils wegverwittert sind. Nur wenige kleine Schwefelkieswürfel sind übriggeblieben. Der Block enthält etwas Uwarowit in gut entwickelten, ein paar mm im Durchmesser messenden Kristallen sowie hellen fuchsfarbenen Glimmer.

#### DIE ERZBLÖCKE IM DORF SELKIE, KIRCHSPIEL KONTIOLAHTI

##### SELKIE I

Der 35 kg schwere Erzblock, Selkie I genannt, wurde im Jahre 1919 in der Nähe des Gehöfts Kalliola, ung. 20 km nach Ostnordost von der Stadt Joensuu, aufgefunden (Fig. 1). Trüstedt (1926) berichtet über die Beschaffenheit des Erzblockes u. a. folgendes: Im Erzblock ist eine schöne Wechsellagerung von Quarz- und Schwefelkiesbändern zu beobachten. Die Bänder sind meistens flach wellig. Das Gestein ist starken Dislokationen ausgesetzt gewesen, wobei die Bänder zerbrochen worden sind. Jüngere Infiltrationen von Kupferkies und etwas Zinkblende sind

dann in die schmalen Bruchspalten, die ung. senkrecht gegen die Bänderung stehen, eingedrungen. — Trüstedt legt folgende zwei Analysen vor:

	I	II
Cu .....	2,83 %	2,83 %
S .....	30,20 »	31,25 »
Fe .....		27,73 »
Zn .....		0,12 »
Ni .....		Spur.
Au .....	0,8 g pro Tonne	
Ag .....	17,5 —»—	
Unlös. ....		38,41 %
		100,34 %

Die Analyse I bezieht sich auf einige grössere dem Erzblock entnommene Splitter, die Analyse II wieder auf eine »gute Generalprobe«. Der unlösliche Teil im letztgenannten enthält 95,88 % Kieselsäure.

Im Auftrage der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands untersuchte Prof. Georg Berg im Jahre 1927 erzmikroskopisch einige Proben des jetzt zu beschreibenden Erzblockes. Er berichtet u. a. (Berg 1927), dass Spuren von Schichtung auch im Anschliff ganz deutlich zu sehen sind und dass das Ganze den Eindruck eines vollkommen rekristallisierten Fahlbands aus den kristallinen Schiefen macht. Die dominierende Erzart, der Schwefelkies, kommt in stets mehr oder weniger idiomorphen Körnern vor und findet sich auch in ganz kleinen Kriställchen mitten in die Quarzkörner eingeschlossen. Magnetkies lässt sich nicht nachweisen. — Berg hat in den Probestücken verschiedene sekundäre Mineralien, wie Malachit, Covellin, Hydrohämätit (?) und Kupferglanz, gefunden. Der letztgenannte ist nach Berg immer mit Kupferkies verbunden. Er umschliesst zackige Reste von Kupferkies und ist durch geringe Cementationsprozesse aus letzterem entstanden.

Wie aus Fig. 2 (Taf. I) ersichtlich, ist das Erz in Selkie I »zweitellig«. Es ist aus einem gebänderten, schwefelkiesreichen Teil, der dem gebänderten Erz im Kivisalmi-Geschiebe ähnlich ist, und aus aderförmigen jüngeren Infiltrationen zusammengesetzt. Besonders die letzteren sind stark rostverwittert, was in hohem Grade die mikroskopische Untersuchung erschwert. Die gebänderte Erzsorte enthält neben Schwefelkies auch Kupferkies. Dieser verdrängt Schwefelkies und tritt gewöhnlich in der aus Fig. 5 ersichtlichen Weise auf. In Gesellschaft mit Kupferkies kommen kleine zerstreute Zinkblendekörner vor. Magnetkies fehlt gänzlich. Die Hauptmasse der jüngeren Infiltrationen besteht aus Kupferkies. Daneben beobachtet man etwas Zinkblende und in Verbindung mit dieser Zinnkies. Die Erscheinungsweise des letzteren geht aus Fig. 8 hervor. Magnetkies kommt nur spärlich in kleinen rundlichen Körnern vor.

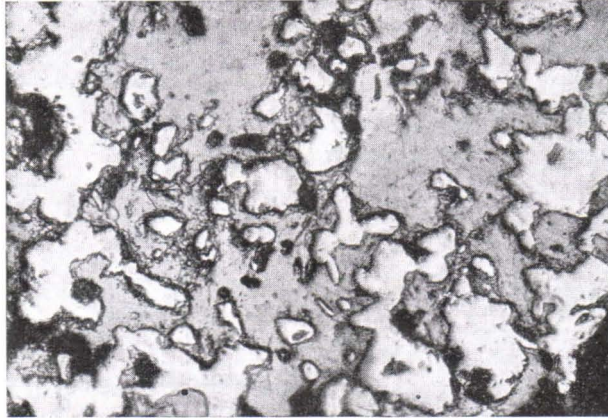


Fig. 5. Verwachsung von Schwefelkies (hellgrau, mit Relief) und Kupferkies (etwas dunkler grau). Der Erzblock Selkie II. Vergr. 570  $\times$ .

Was die sekundären Erzarten anbelangt, so hat Verfasser Kupferglanz in den untersuchten Anschliffen nicht feststellen können. Dagegen tritt Covellin ziemlich allgemein auf und scheint sich nicht nur an Kupferkies sondern auch an Zinkblende anzuschließen.

Als Gangart kommt im Erzblock Selkie I nur Quarz vor.

#### SELKIE II

wurde im Jahre 1923 in nur 200 m Entfernung von Selkie I gefunden. Dieser Erzblock war ung. 15 kg schwer, stark rostverwittert und der Form nach platt in der Richtung der Schichtung. Nach Eskola (1923) konnten im Querschnitt folgende Schichten beobachtet werden: 5 cm Quarz-Schwefelkies-Kupferkieserz, 6 cm feinkörniger quarzvermengter Schwefelkies und 8 cm Quarzit, der reichlich Schwefelkies enthält. Als Gangart kommen neben Quarz in ziemlich geringen Mengen chromhaltiger Diopsid und Tremolit sowie Chromgranat vor. — Trüstedt (1926) teilt u. a. mit, dass der Erzblock Selkie II neben Kupferkies und Schwefelkies auch Magnetkies und Zinkblende enthält und dass die Tremolitnadeln parallel mit der ausgeprägten Schichtung des Quarzits angeordnet sind. Er legt folgende Analyse vor:

Cu	S	Fe	Unlösl.	Summe
0.3 %	18.4 %	15.92 %	63.6 %	98.22 %

Verfasser hat in seinen mikroskopischen Untersuchungen feststellen können, dass der Kupferkies in Selkie II sich eng an Schwefelkies anschliesst, mit dem er hauptsächlich in der aus Fig. 5 ersichtlichen Weise verwachsen vorkommt. Zinkblende ist sehr spärlich vertreten und tritt



vorzugsweise in engem Zusammenhang mit Kupferkies auf. Magnetkies scheint sich hauptsächlich in gewissen dünnen Lagen im Erzblock gehäuft zu haben.

In Quarzit beobachtet man als unmetallische Bestandteile neben Quarz, dessen Korngrösse deutlich schichtenweise variiert, etwas fuchstischen Glimmer, schmutziggrauen Granat sowie die schon oben erwähnten chromhaltigen Mineralien. Der Granat kommt in äusserst zerlappten Körnern vor, an deren Rändern Anhäufungen von Erzmineralien zu sehen sind. Es ist nicht unmöglich, dass Granat, wie auch andere Gangarten, teilweise von der Erzsubstanz verdrängt worden sind.

#### DER KUPFERKIESHALTIGE STEIN VON HAVUKKALAMPI

ist ein paar Faust gross, ziemlich gut gerundet und stark rostverwittert. Er wurde im Jahre 1920 am W-Ufer des kleinen Tümpels Havukkalampi, in 2 km Entfernung nach Südost von dem Fundort der oben beschriebenen Selkie-Blöcke (Fig. 1). Das Gestein stellt eine deutliche Breccie dar, in der die eckigen Bruchstücke aus völlig richtungsloser Quarzmasse bestehen und hauptsächlich durch Kupferkies verkittet sind.

Unter dem Erzmikroskop beobachtet man in Kupferkies etwas Zinkblende und einige zerstreute Körner von Schwefelkies. In Dünnschliffen kann man in den Zwischenräumen der Bruchstücke ziemlich viel Pennin und pistazitreichen Epidot, in geringeren Mengen farblosen Granat und farblosen monoklinen Amphibol wahrnehmen. An den Rändern der Granatkörner wie auch in den inneren Teilen derselben finden sich in der Regel kleine Epidotkörner. Es sieht aus, als ob der Granat teilweise epidotisiert worden wäre. Der Amphibol bildet sehr zerlappte Kristallindividuen, und auch dieses Mineral dürfte sich in irgendeinem Zersetzungszustand befinden.

Die Bruchstücke enthalten neben Quarz vereinzelt Körner und Schuppen von Epidot und Chlorit. Die Grösse der Quarzkörner variiert innerhalb weiter Grenzen, und man kann in ihnen deutliche kataklastische Züge wahrnehmen.

#### DER SCHWEFELKIESREICHE QUARZITBLOCK VON PAIHOLA, KIRCHSPIELKONTIOLAHTI

wurde im Jahre 1928 am E-Ufer der Landzunge Pitkäniemi, 8 km nach Nordwest von der Fundstelle der Selkie-Blöcke, gefunden (Fig. 1.). In dem quarzitischem Gestein kann man eine schöne Wechsellagerung von hellgrauen, bräunlichen und dunkelgrauen Schichten beobachten. Das Kiesmaterial hat sich in einigen bestimmten Schichten gesammelt,

während die dazwischen liegenden Schichten so gut wie kiesfrei sind. Die Schichtung kommt auch u. d. M. sehr deutlich zum Vorschein, was in erster Linie darauf beruht, dass die Korngrösse des Quarzes schichtenweise wechselt. Wie zu erwarten (vgl. z. B. Väyrynen, 1928, 1935), sind die dunklen Quarzitschichten, die in merkbaren Mengen sehr feinverteilte Kohlenstoffsubstanzen enthalten, die feinkörnigsten. Der Quarzit enthält etwas fuchsitischen Glimmer, der gleichmässig in allen Schichten verteilt vorkommt. Besonders die grösseren Glimmerschuppen sind parallel mit den Schichtflächen angeordnet.

Die einzige Erzart des Paihola-Blockes ist grobkörniger Schwefelkies. Die Schwefelkieskörner zeigen mangelhaft entwickelte Kristallumgrenzungen, was auch auf starker Verwitterung beruhen kann. Die Körner sind oft kataklastisch zerbrochen.

DER SCHWEFELKIESERZBLOCK VON PUNTARIKOSKI, KIRCHSPIEL KONTIO-  
LAHTI

wurde im Jahre 1928 in der Gegend der südlichsten Ecke des Sees Höytiäinen, 20 km westlich von der Fundstelle des Paihola-Blockes, angetroffen (Fig. 1). Das quarzitisches Gestein ist deutlich geschichtet, was auch u. d. M. zum Vorschein kommt, und das Kiesmaterial hat sich in einigen bestimmten Schichten gehäuft. Der Erztypus gleicht sehr stark dem des Paihola-Blockes. Der erstgenannte Block ist jedoch kiesreicher,

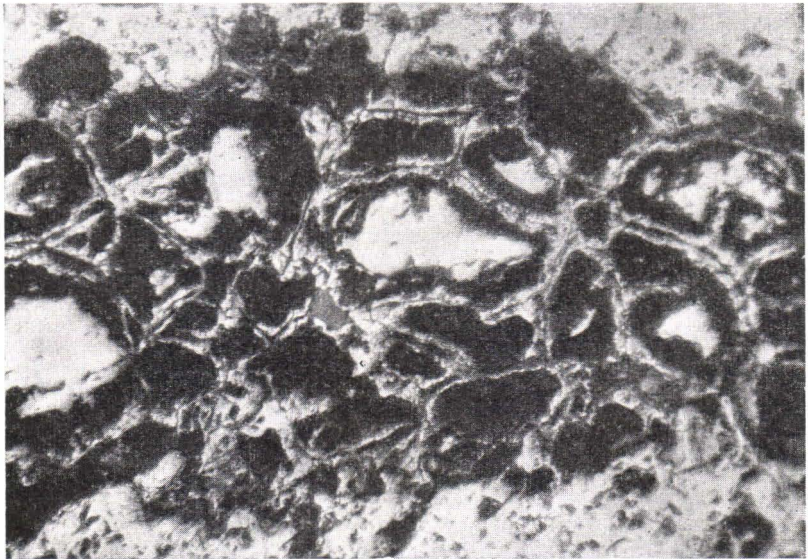


Fig. 6. Wasserkiesbildung im Erzblock von Puntarikoski. Mitten im Wasserkies unumgewandelte Reste von Magnetkies (hellgrau). Die hellgraue Masse an der oberen und der unteren Kante der Abbildung besteht aus Schwefelkies. Vergr. 104 ×.

das Kiesmaterial ist im allgemeinen feinkörniger, und die erzführenden Schichten darin bestehen aus beinahe kompakter Kiesmasse.

Unter dem Erzmikroskop können in Schwefelkies Magnetkieskörner und in Gesellschaft mit diesen Kupferkies beobachtet werden. Bisweilen bemerkt man in Schwefel- oder Kupferkies vereinzelte Zinkblendekörner. Der Magnetkies ist oft in Wasserkies umgewandelt, und diese Umwandlung hat zu gleichstruierten Bildungen wie im Järvenpäägebiet (siehe Saksela, 1947) geführt. Innerhalb der konzentrisch angeordneten verschiedenartigen Umwandlungsprodukte finden sich noch Reste von unumgewandeltem Magnetkies. Diese sind zuerst von einer schwarzen Substanz, die sich nicht polieren lässt, umgeben. Danach folgt eine ringförmige Zone von einem graugelben, schwach anisotropen Material, dessen Schleifhärte etwas niedriger als bei Schwefelkies ist (Fig. 6). Mitten im Wasserkies kann man stellenweise auch einige Schwefelkies-, Kupferkies- und Zinkblendekörner, die scharf gegen die umgebende Masse begrenzt sind, wahrnehmen. Offenbar sind diese von den Umwandlungsprozessen ganz unberührt geblieben.

#### DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON RÖKSÄ, KIRCHSPIEL KIIHTELYSVAARA

wurde im Jahre 1928 am Ufer des kleinen Tümpels Kortelampi, 4.5 km nach Ostsüdost von der Fundstelle des kupferkieshaltigen Steins von Havukkalampi, gefunden (Fig. 1). Nach ungefährender Schätzung war es 6 t schwer. Es lag in Moränenschotter so begraben, dass nur eine rostbraune Fläche von  $\frac{1}{4}$  m<sup>3</sup> sichtbar war.

Das Erz im Röksä-Geschiebe hat eine schöne Breccienstruktur, die jedoch erst an polierten ebenen Flächen deutlich zum Vorschein kommt (Fig. 3, Taf. I). Als Bruchstücke treten abgebrochene Quarzitstreifen auf. Die Zwischenräume wiederum sind von einer richtungslosen kupferkies- und magnetkiesreichen Masse angefüllt. Die Bruchstücke sind auch nicht frei von Erzsubstanz; sie enthalten lagenweise mehr oder weniger Schwefelkies, stellenweise auch etwas Kupferkies. — Eine derartige Breccienstruktur gleicht sehr stark der Struktur, die man im Ausgehenden des Outokumpu-Erzlagers beobachtet hat und von der die vier Zeichnungen in der Fig. 7 einen guten Begriff geben. Das Erz im Röksä-Geschiebe gleicht strukturell auch den Erzen in den Geschieben von Kivisalmi, Selkie I und Sortavala.

U. d. M. können in Quarzit Spuren von starker mechanischer Beanspruchung festgestellt werden. Die Quarzkörner zeigen eine äusserst starke undulöse Auslöschung, und im Quarzit finden sich schmale Bruchspalten, die mit Erzsubstanz angefüllt sind (Fig. 8). — Neben Quarz kommen als Gangart Tremolit und Muskovit vor. Beide sind spärlich

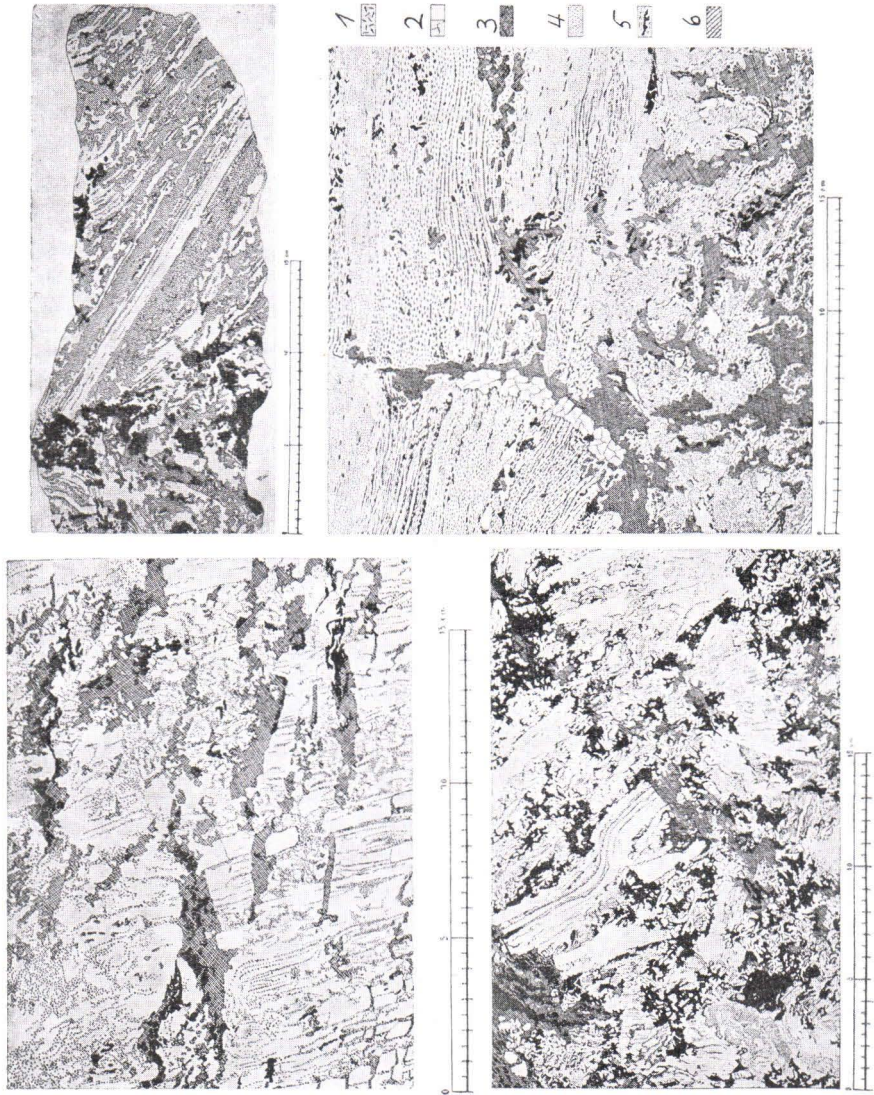


Fig. 7. Breccienstruktur im Erz vom Ausgehenden des Outokumpu-Erzlagers. 1. Strahlstein; 2. Quarz; 3. Magnetkies; 4. Kupferkies; 5. Schwefelkies; 6. Zinkblende. Die Zeichnungen sind nach polierten Erzplatten auf Anregung von Trüstedt in der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands ausgearbeitet. Sie sind bisher nicht publiziert worden.

vertreten und sie scheinen im Gestein keine bestimmte Orientierung zu besitzen.

Die erzmikroskopische Untersuchung zeigte, dass Kupferkies im gebänderten Teil das Erz die Gesellschaft des Schwefelkieses sucht und mit diesem ähnliche intime Verwachsungen wie im gebänderten Erz des Kivisalmi-Geschiebes bildet. — Im massigen Teil des Erzes findet man neben Kupfer- und Magnetkies auch Schwefelkies und Zinkblende. Auch hier sind in Magnetkies helle Einschlüsse enthalten, die ein wenig härter als das Wirtmineral sind. Hie und da sind die im Erz enthaltenen Gang-

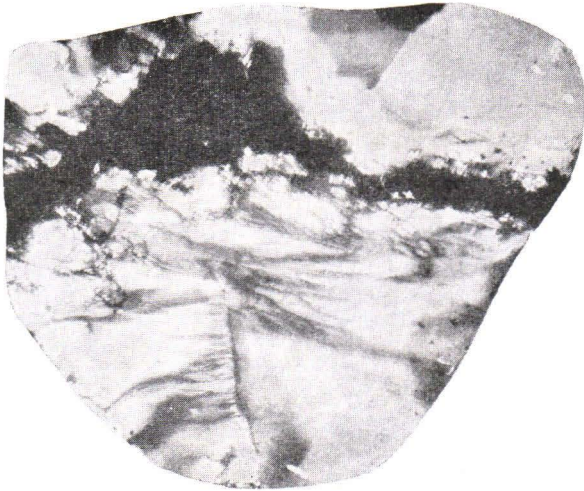


Fig. 8. Bruchspalte, die mit Erzsubstanz (schwarz) gefüllt ist, in Quarzit. Das Kupfererzgeschiebe von Röksä, Kirchspiel Kiihtelysvaara. Vergr. 23 ×.

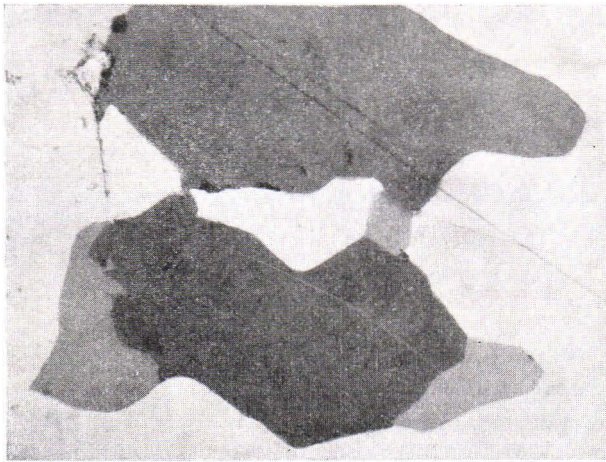


Fig. 9. Zinkblende-Zinnkiesdoppelkörner in Kupferkies (hellgrau). Zinkblende ist dunkelgrau, Zinnkies etwas heller grau. Das Kupfererzgeschiebe von Röksä, Kirchspiel Kiihtelysvaara. Vergr. 570 ×.

artminerale ringförmig von Magnetkies umrahmt. Der Schwefelkies kommt zuweilen in schönen würfeligen Kristallindividuen vor. Oft sind die Schwefelkieskörner zerbrochen und die entstandenen Sprünge mit Kupferkies, stellenweise auch mit Zinkblende, angefüllt. — Ausser den obengenannten Erzarten hat man in einigen Anschliffen, in enger Verbindung mit den in Kupferkies eingeschlossenen Zinkblendekörnern, Zinnkies beobachtet (vgl. Fig. 9). Auch in Magnetkies treten Zinnkies-Zinkblendedoppelkörner auf.

Es sei zum Schluss erwähnt, dass die Metallgehalte im Röksä-Geschiebe von derselben Grössenordnung wie die durchschnittlichen Gehalte im Outokumpu-Erz sind.

#### DAS KUPFERERZGESCHIEBE VON SORTAVALA

Dieses Geschiebe wurde im Jahre 1939 beim Grabenziehen nicht weit vom Bahnhof der Stadt Sortavala gefunden (Fig. 1). Nach gütiger Mitteilung von Mag. phil. V. Pääkkönen war das Erzgeschiebe ung. 3 t schwer, flach gerundet und völlig in glazialen Ton eingebettet. Es war umhüllt von einer 5—8 cm dicken festen Schale, die in reichlichem Masse 1—100 mm im Diameter messende, von limonitischer Substanz verkittete quarzitishe Splitter enthält.

In struktureller Hinsicht besteht das Erz im Sortavala-Geschiebe aus gleichartiger Breccie wie das Röksä-Erz. Als Bruchstücke kommen längliche Quarzitstreifen vor, die lagenweise Sulfidmineralien, vor allem Schwefelkies, enthalten. Die Zwischenräume sind mit einer kupferkies- und magnetkiesreichen Masse angefüllt (Fig. 1, Taf. I).

In den Quarzitstreifen findet man verhältnismässig viel stengeligen Tremolit und feinkörnigen Klinozoisit. Letzterer bildet unregelmässig geformte Flecke, die auch etwas Quarz und farblosen Glimmer enthalten. — In den Quarzkörnern treten hie und da dünne Sillimanitnadeln auf. Auch Titanit ist im Quarzit gefunden worden.

Die massige Erzsorte enthält, ausser Kupfer- und Magnetkies, Schwefelkies und Zinkblende. Nur in einem Anschliff sind in Verbindung mit letztgenannter Erzart Zinnkieskörner beobachtet worden. Der Zinkies kommt auf dieselbe Weise wie im Röksä-Geschiebe vor (Fig. 9). In Magnetkies beobachtet man wieder helle längliche Einschlüsse. Kupferkies dringt stellenweise als sehr schmale, geschlängelte Adern in Schwefelkies ein und scheint diesen zu verdrängen. An einigen Stellen hat man Verwachsungen von Schwefelkies und Magnetkies wahrgenommen, aber eindeutige Verdrängungs- oder Umwandlungsstrukturen zwischen diesen Mineralien sind nicht entwickelt worden.

#### DER KIESERZBLOCK VON NORD-ENO

Dieser Erzblock (Fig. 1) besteht aus einer quarzreichen Masse, die von Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende kräftig, aber ungleichmässig imprägniert ist. Die erstgenannte Erzart kommt am reichlichsten, die letztgenannte nur in sehr geringen Mengen vor. Magnetkies ist zu einem bedeutenden Teil in Wasserkies umgewandelt. Kupferkies tritt hie und da in schmalen ader- oder streifenförmigen Partien auf

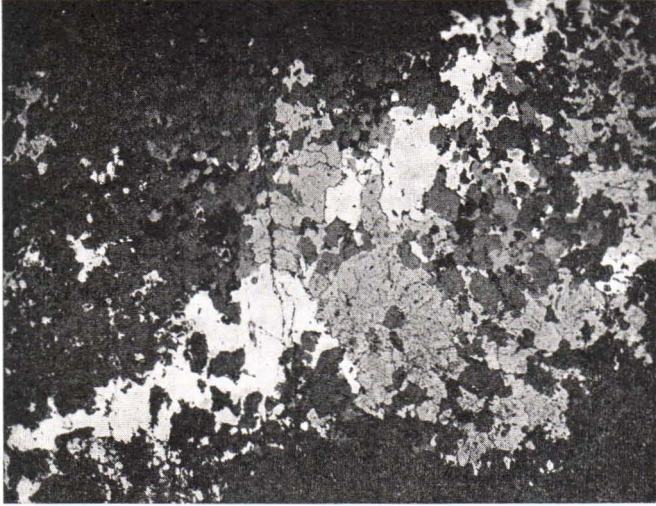


Fig. 10. Eine streifenförmige Kupferkiespartie (weiss),  
 der von Schwefelkies und Magnetkies (hellgrau)  
 imprägniert ist.  
 Der Kupfererzblock von Nord-Eno. Vergr. ung. 5 ×.

(Fig. 10). Offenbar handelt es sich hier um eine jüngere Kupferkiesgeneration, die in schmale Bruchzonen eingedrungen ist.

Besonders u. d. M. bemerkt man, dass das Gestein, das wahrscheinlich einen Quarzit vertritt, stark mechanisch beansprucht ist; die Quarzkörner zeigen in der Regel undulöse Auslöschung und sind oft kataklastisch zerbrochen. Stellenweise ist eine deutliche Mörtelstruktur zu sehen. Das Gestein ist meistens ganz richtungslos. Nur an einigen Stellen kann man undeutliche Schichtung wahrnehmen. Das Gestein enthält ziemlich viel Dolomitmikörner sowie grössere zerstreute Schuppen oder unregelmässig geformte feinschuppige Flecke von farblosem Glimmer.

#### ÜBER DIE HERKUNFT DER ERZGESCHIEBE UND DIE VON IHNEN VERTRETENEN ERZTYPEN

sind verschiedene Auffassungen ausgesprochen worden. So können nach Eskola die beiden Selkie-Blöcke von verschiedenen Teilen einer und derselben Lagerstätte herkommen, die in Polvijärvi gelegen ist und mit den W- und NW-seits des Sees Höytiäinen hinziehenden Serpentinzonen in Verbindung steht. Aber die Abstammungskluft kann nach Eskolas Meinung viel näher gelegen sein. Schon das Auffinden von zwei nahe liegenden Erzblöcken stützt ja in gewissem Masse eine derartige Annahme. Es gibt nach Eskola noch eine dritte Möglichkeit: die Erzblöcke können von den schwimmenden Eisbergen an ihre jetzigen Stellen verfrachtet worden sein. Hierdurch erweiterte sich in hohem Grade dasjenige Gebiet,

in dem die Abstammungskluft liegen kann. — Im Jahre 1923 teilt Eskola mit, dass die Erzblöcke Selkie I und II sowohl ihrer Zusammensetzung als auch ihrer Struktur nach in hohem Grade vom Outokumpu-Erz abweichen. Später erwähnt er (Eskola, 1935) jedoch, dass die Erzblöcke von Selkie vom Outokumpu-Erztypus sind.

Trüstedt (1926) erwähnt, dass er, nachdem er die Struktur und die chemische Zusammensetzung des Outokumpu-Erzes einerseits und der Selkie-Blöcke andererseits sorgfältig miteinander verglichen hatte, zu der Überzeugung gekommen war, dass die beiden Selkie-Blöcke sehr wahrscheinlich von Outokumpu-Kupfererzvorkommen herkommen.

Berg (1927) teilt mit, dass er, nachdem er die beiden ihm zugesandten Erzproben von Outokumpu und von dem »Diluvialgeröll von Selkie« (Selkie II) eingehend metallographisch untersucht hatte, »nicht mehr daran zweifelt, dass sie demselben Lagerstättentyp angehören, dass also das Selkie-Geschiebe entweder von dem Outokumpu-Vorkommen selbst oder von einem Wiederauftreten derselben Lagerstätte in NO stammt«.

Väyrynen (1928, 1935) ist der Meinung, dass die Selkie-Blöcke (also Selkie I und II) keinesfalls von Outokumpu gekommen sein können, sondern dass die wahrscheinlichste Abstammungskluft in der Gegend von Polvijärvi gelegen ist. Väyrynen hat im nördlichen Teil des karelischen Schiefergebiets zwischen Kieserzen zweier Typen unterschieden, die nach ihm hinsichtlich der Mineralparagenese so bedeutende Verschiedenheiten aufweisen, dass man annehmen muss, sie seien in verschiedenen physikochemischen Verhältnissen entstanden. Die Kieserze vom »Typus Outokumpu« sind durch einen hohen Gehalt an Magnetkies charakterisiert, sie können aber, besonders wenn es sich um grössere Kieskonzentrationen handelt, auch Schwefelkies enthalten. Diese Erze sind nach Väyrynen unter pneumatolytischen Bedingungen, jedoch unterhalb der Gleichgewichtstemperatur der Reaktion  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$  entstanden. In Kieserzen vom »Typus Polvijärvi« verschwindet der Magnetkies so gut wie vollständig, und sie bestehen nur aus Schwefelkies. Wo Magnetkies noch in kleinen Mengen angetroffen wird, ist seine unvollkommene Umwandlung in Schwefelkies noch zu beobachten. Diese Erze sind nach Väyrynen unter hydrothermalen Bedingungen entstanden. — In den beiden Erztypen kann u. a. Kupferkies enthalten sein. — In grossen Zügen dominieren die Kieserze vom Typus Outokumpu in westlichen Teilen des genannten Schiefergebiets, und sie kommen in Zonen vor, deren Kalksilikatgesteine durch einen Gehalt an Diopsid charakterisiert sind. Die Erze vom Typus Polvijärvi wiederum sind vorzugsweise in den östlichen Teilen des Schiefergebiets anzutreffen, in Zonen, deren Kalksilikatgesteine durch Tremolitgehalt charakterisiert sind. — Nach Väyrynen gehören die Selkie-Blöcke zu den Kieserzen vom Polvijärvi-Typus.



Nach Sauramo (1940) sind die Erzblöcke von Röksä und Selkie offenbar von Nordwest her, in erster Linie aus Gegenden zwischen Polvijärvi und Kaavi gekommen. Outokumpu als Abstammungskluft ist unwahrscheinlich. Doch ist es nicht absolut sicher, dass die Blöcke überhaupt vom Inlandeis an ihre jetzigen Stellen verfrachtet worden sind. Es gibt nämlich auch nach Sauramo die Möglichkeit, dass die Eisberge den Transport besorgt haben. Die Abstammungskluft kann demnach sogar irgendwo in Süd- oder Mittelfinnland gelegen sein.

Was das Kivisalmi-Geschiebe anbelangt, so scheint die herrschende Meinung zu sein, dass es von Outokumpu herrührt. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass das Auffinden des betreffenden Erzgeschiebes seinerzeit zur Entdeckung der Kupfererzlagerstätte von Outokumpu geführt hat. Bindende Beweise zur Stütze der Auffassung sind nicht vorgelegt worden. — Bei eingehenderer Erforschung der glazialgeologischen Verhältnisse in der Umgegend des Kivisalmi-Geschiebes ist sofort zu bemerken, dass die Herkunft des Geschiebes aus Outokumpu keineswegs ohne weiteres klar ist. In den Gegenden von Kivisalmi, sowie überhaupt südlich der Randbildung von Jaamankangas, ist nämlich die west-östliche Schrammenrichtung sehr stark ausgebildet. Auch hat man Transport von Steinmaterial in dieser Richtung feststellen können (siehe z. B. Saksela 1939, 1948). Doch ist es nicht unmöglich, dass das Kivisalmi-Geschiebe von Outokumpu gekommen wäre, denn auch südlich vom Jaamankangas sind, wie die von der Geologischen Forschungsanstalt in der letzten Zeit angestellten Untersuchungen gezeigt haben, an mehreren Stellen ältere, mehr nach Süden gerichtete Schrammen zu beobachten.

Die oben dargelegten Gedanken geben Anlass, die von den Erzgeschieben vertretenen Erztypen nochmals in Erwägung zu ziehen. In den meisten Geschieben befinden sich die Erzarten in quarzitischem Gestein. Eine Ausnahme bildet nur der Havukkalampi-Stein, dessen Erzmaterial in Gangquarz liegt. Der Stein ist wahrscheinlich ein Nahgeschiebe. Väyrynen (1920) hat nämlich in der Nähe in anstehendem Fels grosse Partien von Quarz gefunden, der, wie der Havukkalampi-Stein, etwas Chlorit, Epidot und Amphibol enthält. Ausserdem hat Väyrynen hier unter den quarzreichen Blöcken einige kupferkieshaltige angetroffen.

Was die Struktur der beschriebenen Erzgeschiebe anbelangt, so ist starke Abwechslung zu beobachten. In erster Linie richtet sich die Aufmerksamkeit darauf, dass das Erz in einigen Geschieben »zweiteilig«, breccienartig, in anderen wieder »einfach struiert« ist. Dieser Umstand braucht jedoch nicht darauf hinzudeuten, dass die Geschiebe von verschiedenen Erzvorkommen herstammten. So ist ja in der Struktur der nahe liegenden Blöcke Selkie I und II, die aller Wahrscheinlichkeit nach von einer und derselben Kieserzlagerstätte herrühren, gerade dieser Unterschied wahrzunehmen.

Im Erzmaterial der Geschiebe finden wir sowohl hinsichtlich seiner Menge als auch Art bedeutende Variationen, aber es ist nicht möglich, auf Grund dieser Abwechslung eine Verteilung auf verschiedene genetische Erztypen zustande zu bringen. Auch scheint eine Gruppierung im Sinne Väyrynens (siehe oben) nicht zu einem sicheren Resultat zu führen. Die meisten Erzblöcke enthalten sowohl Schwefelkies als Magnetkies. Gewiss kommt letzterer bisweilen in sehr geringen Mengen vor, aber auch in diesem Falle sind keine deutlichen Umwandlungsstrukturen zwischen den beiden Eisenkiesen entwickelt worden. Sie scheinen miteinander im Gleichgewicht zu stehen. Der Erzblock von Paihola enthält nur Schwefelkies. In genetischer Hinsicht kann diesem Umstand doch kaum eine entscheidende Bedeutung beigelegt werden, denn z. B. in dem Block Selkie II, der ziemlich viel Magnetkies enthält, können einige kiesreiche Schichten ganz frei von Magnetkies sein. Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, dass in Selkie I Magnetkies eine Seltenheit und nur in den jüngeren Infiltrationen zu finden ist.

Erst wenn man den unmetallischen Teil der Erzgeschiebe näher betrachtet, können solche, und zwar fazielle, Verschiedenheiten festgestellt werden, dass von verschiedenartigen Erztypen die Rede sein kann, ob schon die gegenseitigen Verhältnisse der Erz- und Gangarten noch nicht völlig klargelegt worden sind. Die Verschiedenheiten sind m. E. so bedeutungsvoll, dass die Erzblöcke nicht von einer und derselben begrenzten Erzlagerstätte herkommen können. — Der Erzblock Selkie I enthält als Gangart nur Quarz, aber in Selkie II finden wir u. a. Tremolit und Diopsid. Eine derartige Paragenese deutet auf verhältnismässig hohe Temperaturen, in erster Linie auf Bedingungen der Amphibolitfazies hin. — Im Röksä-Geschiebe finden wir neben Quarz und Muskovit nur Tremolit, was offenbar auf etwas niedrigere Temperaturen als im vorigen Falle hindeutet. — Im Kivisalmi-Geschiebe beobachten wir sowohl Tremolit und Diopsid als auch Plagioklas, aber diese sind zu einem bedeutenden Teil in Mineralien umgewandelt, die eine Fazies von viel niedrigeren Temperaturen vertreten. Die Dolomit- und Quarzeinschlüsse im Diopsid scheinen darauf hinzudeuten, dass die bekannte Diopsidreaktion  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2 \text{SiO}_2 = \text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2 + 2 \text{CO}_2$  (vgl. z. B. Eskola, 1922; Väyrynen, 1935) in irgendeiner späteren Phase in entgegengesetzter Richtung und die Umwandlungen also wenigstens teilweise im Bereich der Grünschieferfazies geschehen sind. — Der Erzblock von Nord-Eno weicht seiner Mineralzusammensetzung nach von den anderen oben beschriebenen Erzblöcken ab. Die Aufmerksamkeit wird besonders darauf gelenkt, dass Quarz und Dolomit im Gleichgewicht vorkommen. — Im Sortavala-Geschiebe deutet der Reichtum von Tremolit und Epidot auf die Bedingungen der Epidotamphibolitfazies hin. Hinsichtlich der Fazies kommt das Geschiebe von Sortavala am ehesten dem Röksä-Geschiebe gleich. Die Mineralzusammensetzung ist jedoch eine andere.

— Die Erzblöcke von Puntarikoski und Paihola, in denen Schwefelkies vorherrscht, scheinen eine eigene Gruppe zu bilden.

Die oben vorgelegten Betrachtungen haben zu dem Schlussresultat geführt, dass die beschriebenen Blöcke mehrere Erztypen vertreten, dass also in Ostfinnland mehrere unbekannte Kieserzorkommen sich verbergen. Dagegen ist es noch nicht möglich genau anzugeben, wo die Abstammungsklüfte am ehesten zu suchen sind. Es sei erwähnt, dass Verfasser in einigen Dünnschliffen das schwefelkiesreiche gebänderte Erz aus dem Ausgehenden des Outokumpu-Erzlagers untersucht und dabei Plagioklas, der teilweise epidotisiert ist, farblosen Glimmer und Dolomit, der zu einem bedeutenden Teil serpentiniert ist, hat feststellen können. Die faziellen Umstände dürften also nicht gegen die Annahme sprechen, dass das Kivisalmi-Geschiebe von Outokumpu herstamme.

#### LITERATUR

- BERG, GEORG (1927) Metallographische Untersuchung einer Erzprobe von Outokumpu und eines Erzgerölles von Selkie. Manuskript im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands.
- ESKOLA, PENTTI (1922) On the contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. *J. Geol.* 30, S. 265.
- (1923) Selkien malmilohkareet. Geologisen toimikunnan vuosikertomus (Jahresbericht der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands).
- (1935) Malminetsinnästä ja malmityypeistä. Summary in English: On the ore prospecting and ore types. *Terra* 47, S. 129.
- MARMO, V. (1950) A comparison made by means of chalcographic investigations of some ore-bearing boulders with the ores of Outokumpu and Polvijärvi. *C. R. Soc. géol. Finlande* 23; *Bull. Comm. géol. Finlande* 150, S. 23.
- SAKSELA, MARTTI (1933) Die Kieserzlagerstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finland. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 55, S. 29.
- (1947) Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi, SW-Finnland. *C. R. Soc. géol. Finlande* 20; *Bull. Comm. géol. Finlande* 140. S. 199.
- (1948) Outokummun kuparimalmin löytö. English Summary: The discovery of Outokumpu ore field. *Geologinen Tutkimuslaitos, Geoteknillisiä julkaisuja* 47.
- SAURAMO, MATTI (1940) Röksän malmilohkareen kulkeutumismahdollisuuksista. Selonteko kesällä 1940 suoritetuista tutkimuksista. (Bericht über die im Sommer 1940 angestellten Untersuchungen). Manuskript im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands.
- TRÜSTEDT, OTTO (1926) Sammanfattande redogörelse angående de åtgärder geologiska kommissionen allt sedan hösten 1919 vidtagit för att finna moderklyften till de s. k. Selkiemalmblocken samt förslag till ett i någon mån förändrat letningsplan. (Zusammenfassender Bericht über die von der Geologischen Kommission ausgeführten Forschungsarbeiten, um die Abstammungskluft der sog. Selkie-Blöcke zu finden sowie ein Vorschlag zu fortgesetzten Erzsuchungen). Manuskript im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands.

- VÄYRYNEN, HEIKKI (1920) Malmitutkimusraportti kesältä 1920. Paihola-Selkie-Lehtoi-Mönni. (Bericht über die im Sommer 1920 angestellten Erzuntersuchungen). Manuskript im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands.
- (1928) Outokummun-Polvijärven kiisualueiden mineraaliparagenesiksesta. Teknillinen Aikakauslehti N:o 1.
- (1935) Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. Bull. Comm. géol. Finlande 109.
- On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. Bull. Comm. géol. Finlande 124.

#### ERKLÄRUNG VON TAFEL I

- Fig. 1. Breccienartig struiertes Erz im Erzgeschiebe von Sortavala. Ung. von nat. Grösse.
- Fig. 2. Gebändertes Erz mit jüngeren Infiltrationen. Der Kieserzblock Selkie I, Kirchspiel Kontiolahti. Ung. von nat. Grösse.
- Fig. 3. Röksä-Erz, das eine breccienartige Struktur zeigt. Ung. von nat. Grösse.

Photo A. Matisto

# GLACIAL ABRASION AND ICE MOVEMENT IN THE AREA OF ROSALA—NÖTÖ, S. W. FINLAND

BY

N. EDELMAN

## ABSTRACT

This paper deals with the different marks produced by glacial abrasion found in a limited area of the archipelago of S.W. Finland and with the chronology of the ice movements during the last Pleistocene Ice Age.

## CONTENTS

	Page
INTRODUCTION .....	157
OUTLINE OF GEOLOGY .....	158
ERRATICS .....	159
GLACIAL ABRASION .....	160
ICE MOVEMENT .....	164

## INTRODUCTION

The present paper is a revised translation of a thesis in geology and paleontology (Edelman, (1949 b). It is based on investigations made in connection with the surveying of Sheet 1033 of the Geological Map of Finland.

The area discussed lies in the archipelago of S. W. Finland. Some results have been published earlier (Edelman, 1949 a).

During the summer of 1948 I principally studied the glacial abrasion and the effect of the microrelief on the ice movements, whereas during the summers of 1949 and 1950 I laid more stress upon the chronology of the ice streams. Hence the observations from the separate summers are not quite comparable. There seems, however, to be reason to publish all the observations, because the glacial geology of the present area is very little known (Moberg, 1879, 1887, 1898; Berghell, 1892).

## OUTLINE OF GEOLOGY

The bedrock belongs to the Svecofennidic zone. The degree of metamorphism is high, and connected with this fact is the uniformity in large measures. In details, however, the bedrock shows great variations. The dominating rock is a migmatite with all intermediary forms between supracrustal rocks, gneisses and amphibolites, or infracrustal rocks, gneissose granites and gabbros, and veined gneisses, agmatites, and microcline granites. These granites, sometimes almost homogeneous, in general are nebulitic with the original fragments or schlieren visible as ghostlike remnants somewhat darker in color. The granites are often porphyritic with large microcline porphyroblasts commonly subparallelly arranged.

In the S. E. part of the area there occurs a banded gneiss-amphibolite, which contains layers of ultrabasic fragments. Transitional forms between this banded suite and ultrabasic breccias are seen in many places. The banded suite on the other hand often has a supracrustal appearance.

A dike of sandstone found in Sisan, a small rocky islet in the S. part of the parish of Hitis (Hiittinen), is the only exposed remnant of unmetamorphosed solid rocks that has been discovered during the field work.

Morphologically the present area belongs to the archipelago of the »skärgård» type (Kranck 1948). It is a *roches moutonnées* field, a glaciated peneplain, where the bedrock in general is well exposed on the shores of the rocky islands. The summit level slopes very gently southward, being in the N. E. part of the area about 40 m above sea level and reaching the sea level among the seaward skerries.

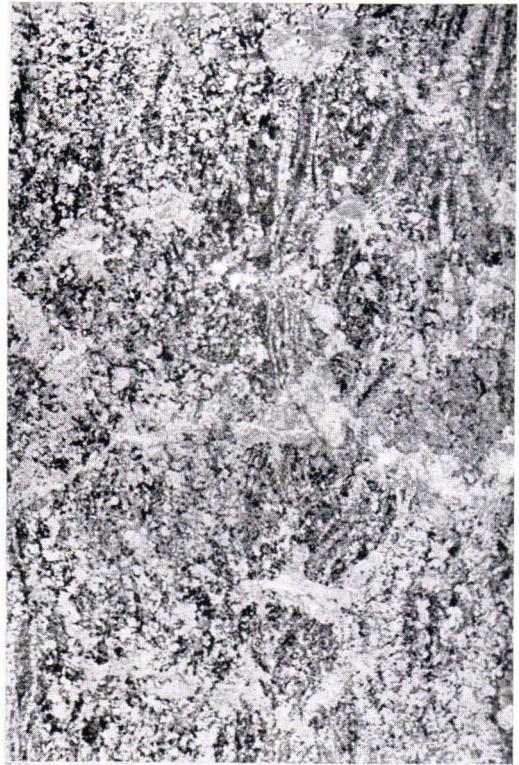
Gullkronafjärden, a basin or graben (Edelman, 1949 c) covered by the sea, occupies the middle of the N. part of the area. The throw is about 40 m.

The Pleistocene deposits are in the main part hidden by the sea, because the breaking waves remove the loose deposits when the islands slowly rise over sea level. The W. end of the end moraine Salpausselkä II forms some large islands in the E. part of the map area, and the end moraine Salpausselkä III cuts the N. W. corner. The material of these moraines seems to be of glaciofluvial origin, because the sorting as well as the roundness is in general good. Some small drumlin-like ridges have been found. They consist of till and are elongated in the direction of the striae. In their proximal ends they have *roches moutonnées*.

The deepest joint valleys or channels seem, on the basis of the contour lines and measured depths on the nautical charts, to cut the end moraines. If this is the case, the ice front apparently floated in these places. Because the sea level during the Salpausselkä stage was about 130 m higher than at present in these regions (Sauramo, 1940), the depth of the channels was then 180 m and the thickness of the floating ice front cannot have



1



2



3

*Martti Saksela:* Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe.





exceeded 200 m. Probably it was much smaller. This value agrees rather well with Sauramo's (1923, p. 147) results »near. the present Baltic a little more than 100 metres» if we remember that the thickness of the ice varied along the front (Sauramo, 1923) as well as during the different Salpausselkä stages.

ERRATICS

Sandstone boulders occur locally in large quantities. Petrographically they resemble the sandstone from the dikes of S. Kimito (Kemiö) (Eskola,

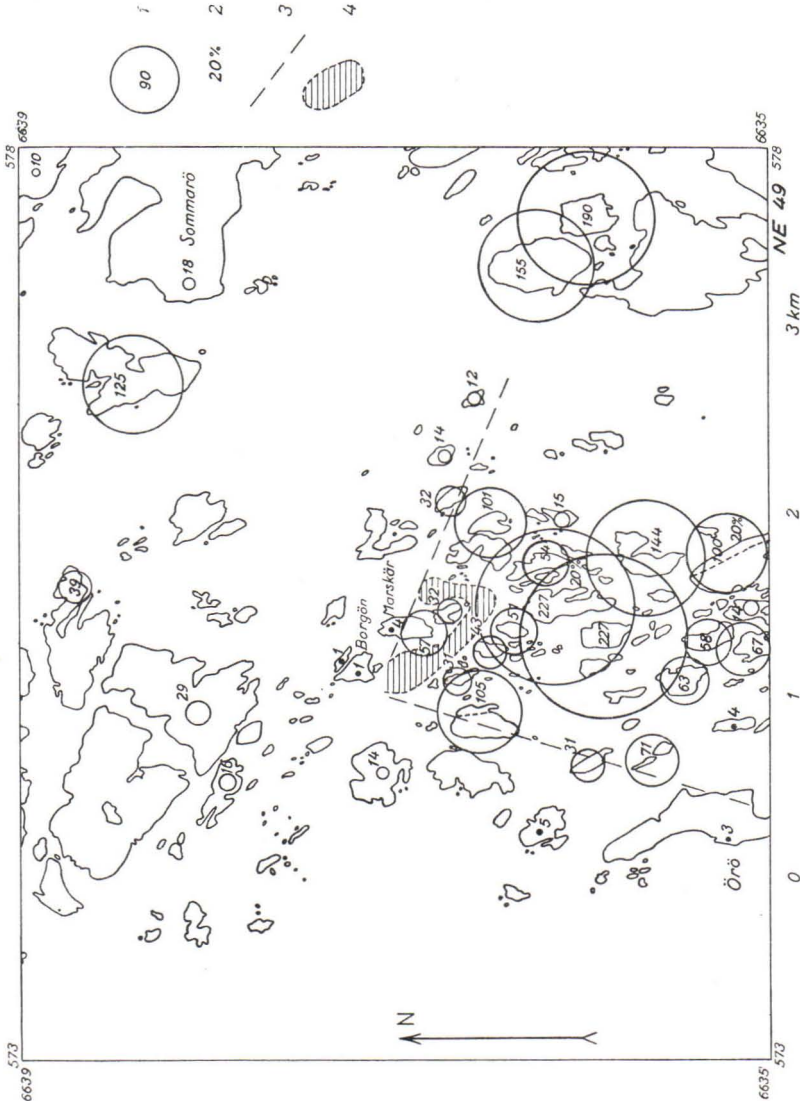


Fig. 1. Distribution of sandstone boulders in a limited area (its boundaries are seen in Fig. 8). 1, sandstone boulders counted on the shores; 2, sandstone percentage of 200 counted boulders; 3, approximative limits of the boulder train; 4, probable position of the sandstone as bedrock.

1913). The age of the sandstone seems hence to be Cambrian, but there occurs with certainty also Jotnian sandstone among the erratics. The boulders sometimes have dimensions up to 2 m across and the thickness may exceed 1 m. They have in many cases broken into plates, which often lie *in situ* in the till showing the shape of the original boulders. The strong post-Glacial disintegration compared with the unimportant Glacial one of the sandstone shows that the transport in the ice must have been very short.

In order to determine where the sandstone occurs, I counted the sandstone boulders I observed as I walked along the shores. Only boulders more than 25 cm across were taken into consideration, because large boulders are more probably local than small pebbles. In some cases the sandstone percentage was determined by counting 200 boulders. Fig. 1 shows the results and the probable situation of a sandstone remnant on the sea bottom. Similar remnants occur no doubt in many places in the surroundings as well as in other parts of S. W. Finland (Sauramo, 1916).

The W. limit of the boulder train seems somewhat sharper and more distinct than the N. E. limit. This difference would possibly be more pronounced if we should plot on the map the percentage and not the number of the erratics. If the ice moved in different directions at separate times it is clear that the boulders quarried by the last ice stream were transported along an almost straight line, whereas boulders quarried during earlier stages had possibilities of being transported several times in different directions (Saksela, 1949). If the direction of the ice movement has turned clockwise from  $300^{\circ}$  to  $10^{\circ}$  (the degrees counted clockwise from N. =  $0^{\circ}$ , E. =  $90^{\circ}$  . . .), then the W. limit of the boulder train must be more distinct than the N. E. one as is the case in the present area.

Erratics of Silurian limestone are very rare in the discussed area, and consequently one cannot suppose that any remnant of this rock occurs there. Eklund has studied the influence of the Silurian limestone in the till on the flora. He states that there is between the W. part of the present area and the Åland area N. W. of this a zone where the till is almost free from Silurian limestone (Eklund 1935, 1948). If the till really becomes poorer in Silurian limestone in a northwesterly direction from the present area, then the till must have been transported from another direction, probably from W.S.W.

#### GLACIAL ABRASION

*Roches moutonnées*, striae, polished facets, crescentic gouges, and crescentic fractures are the most common visible results of the glacial abrasion. Good summaries of our knowledge about crescentic gouges and fractures have been published (Ljungner, 1924; Lahee, 1941; Harris,

1943; Okko, 1950). The polished facets have also been discussed in some papers (Ljungner, 1930; Edelman, 1949 a).

There seems to be a close connection between the rock and the above-mentioned erosional forms. The polish dominates in fine-grained or basic rocks producing *roches moutonnées* and facets. The striae are sharp and easily visible on the smooth surfaces. Fractures, especially crescentic gouges and crescentic fractures, are on the other hand much more common in quartz-bearing medium- or coarse-grained rocks. The surface is also rougher and the striae are broader and more uneven. In some veined gneisses or gneissose granites the striae may be represented by strings of chattermarks, especially if the striae cut the strike nearly at a right angle. The more or less homogeneous mediumgrained microcline granites are a transitional type. They have in general rather well-polished surfaces, but fractures are very common too. In coarse-grained rocks the cleavage of the individual grains plays such a role that the rocks does not react isotropically within a few centimeters. The fractures become therefore more irregular in these rocks and typical crescentic fractures or gouges can hardly develop.

*Roches moutonnées* with rounded stoss sides and quarried lee sides are common in the archipelago. The stoss side is a more or less elongated ridge sloping in proximal direction and a horizontal section of it, e. g.,

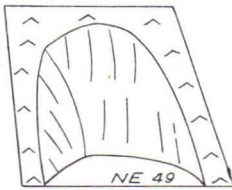


Fig. 2. Old stoss side as a facet on a younger one.

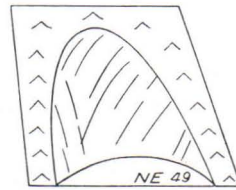


Fig. 3. Stoss side discordantly striated by a younger ice stream.

the shoreline, is semioval. The direction of the ice movement that produced the stoss side was parallel with the symmetry plane of the stoss side. However, this is the case only if the rock is sufficiently homogeneous. Dikes of more resistant rocks have produced ridges in different other directions.

Polished facets occur often on the *roches moutonnées* (Sauramo, 1923, 1929; Ljungner, 1930; Hyyppä, 1948; Edelman, 1949 a). A part of these are polished scars after quarried rock fragments, but many of them must be considered as remnants of older *roches moutonnées* for the following reasons:

- 1) the Size: the facets are sometimes of the same magnitude as the stoss sides.

- 2) Location: the facets lie as a rule on the W. side of the stoss sides in the present region.
- 3) Striae: the striae are parallel over the whole facet showing no deflections close to the edge, and the striae are within large areas parallel on different facets, whereas striae on scars are often curved (Edelman, 1949 a).

Figure 2 shows these *roches moutonnées*. On the facets a few striae parallel with the striae on the stoss sides may occur, but striae parallel with the striae of the facets do not occur on the stoss sides. Sometimes the facet edge is lacking and the facet is represented by a lee slope with older striae. In the abovementioned cases one is able to determine the relative age of the striae. The moving ice had during an earlier stage produced stoss sides and later, as the ice moved in another direction, it began to abrade new stoss sides. If the later abrasion has not had sufficient time for finishing its work, remnants of the older stoss sides remain as facets.

The younger ice movement has, however, in some cases used the older stoss sides without producing any facets. There is then an angle between the striae and the symmetry plane of the *roches moutonnées* as is seen in Fig. 3. Whether the former or the latter type has originated depends obviously on the plasticity of the ice.

The following scheme is therefore reached. The stoss side represents the last strong abrasion, and striae on facets or facet-like lee slopes are older, whereas striae which occur on the stoss side and make an angle with its symmetry plane are younger than the last strong abrasion. The angle between the different directions of abrasion is in general  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  or more, and signs of abrasion in intermediary directions are lacking or very rare. The abrasion cannot therefore have been continuous; there have been hiatuses between the separate abrasion stages, and the abrasion

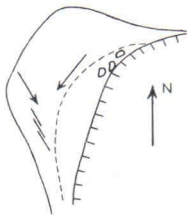


Fig. 4. N. W. shore of Sandholms Kumelskär. The dotted line shows the former extent of the cliff S. E. of the sheet joint plain. The cliff has deflected the stream as shown by the striae.



Fig. 5. Striae ( $330^{\circ}$ ) lying »on echelon» on the sheet joint plain in Fig. 4.

shows discordances. Short striae almost at right angles to the shore line are probably recent ones caused by the action of winter ice (Leiviskä, 1905).

Small unevennesses in the topography are able to deflect the ice streams or the striae. Steep stoss sides may like wedges slit up the ice stream. The angles between striae on the sides and the middle part of the *roches moutonnées*, are sometimes several tens of degrees (Helaakoski, 1943). On the Kalvholm peninsula a deflection angle of  $50^\circ$  was observed.

Another good example of the influence of the topography is found in Sandholms Kummelskär. On a horizontal sheet joint plane limited by a cliff in the S. E. there occur striae in different directions. A closer examination shows that the ice during an earlier stage has moved around a rocky corner formerly situated on the present exposed joint plane (Fig. 4). Some striae on this horizontal plane lie »on echelon» (Fig. 5). This fact indicates that the boulders have rotated sideways in the moving bottom layer. The ice has moved in different directions at different heights (Wennberg, 1949, p. 29), and the upper layers have been deflected by the cliff more than the lower ones. The bottom layer has the highest content of debris and thus is more rigid than the upper ones (Lundqvist, 1940); the friction is therefore at its maximum in the surface between the solid rock and the bottom layer. Similar striae »on echelon» occur also on slopes, but they are in these cases not so illustrative as in the one described above where they lie on a horizontal plane.

Figure 6 shows a groove parallel with the striae. Minute striae on either side are deflected and run down into the groove. The boulders or stones of the basal debris are not affected by the gravity to such a degree that they would move against the lowest point, or in this case down into the groove. The gravity is of course the ultimate cause of the motion of the glaciers, but the influence of the gravity on the differential movements within the basal layer is probably very small.

When a stone sinks down into the groove an equivalent amount of material must escape from the groove. The velocity of the ice must therefore be greater, and according to Demorest (1938), the pressure must be lower in the groove than in the surrounding bottom layer. The greater velocity and the lower pressure have probably dragged the material from

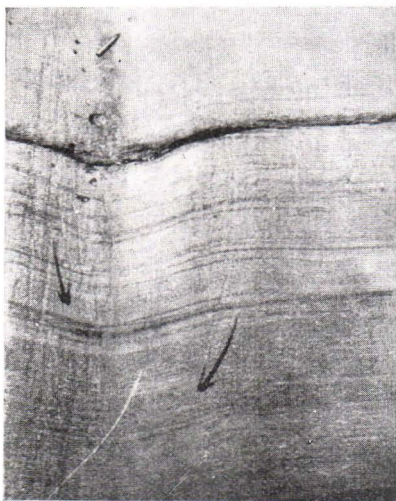


Fig. 6. Fine striae running down into a groove. Island 200 m S. of Storholm.

the sides down into the groove. There was in the groove no room for large boulders, and consequently the material was more fine-grained there than elsewhere. The plasticity was therefore greater and the friction was probably less in the groove than in the other parts of the basal layer. These facts were seemingly the principal causes of the difference in velocity and pressure.

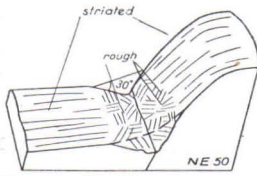


Fig. 7. Profile of a steep cliff on the proximal shore of Skadaharu. The ice has moved from the left almost along a shear surface (the dotted line). The dead ice below this surface has preserved the rock rough and unstriated.

Very great deflections may occur on the distal side of small cliffs and in eroded joint zones (Edelman, 1949 a). On the S. W. point of Bodö, S. of Nötö, for instance, the glacial striae curve behind a rocky knob. The angle between the striae deflected around the opposite corners of the knob is  $110^\circ$ .

If the proximal side of a rocky hill is a steep or vertical cliff, the ice has sometimes not abraded its very base. The movements in the ice have taken place along shear surfaces and the ice close to the base has been dead (Edelman, 1949 a, Fig. 12). An instance of this phenomenon occurs on the N. E. shore of Skadaharu (Fig. 7).

In order to get a true conception of the general ice movement the observations were, if possible, made on surfaces horizontal or sloping in proximal direction, far enough from cliffs or rocky knobs which had been able to cause local deflections of the ice streams.

#### ICE MOVEMENT

Figure 8 shows observations of the different kinds of glacial abrasion. The greatest part of the striae and the stoss sides have directions between  $315^\circ$  and  $330^\circ$ . Older stoss sides and striae on older facets with directions between  $300^\circ$  and  $315^\circ$  are rather common. Striae with directions between  $270^\circ$  and  $295^\circ$  occur more rarely on facets. Because as great deviations to the E. from the dominating direction are much rarer and often evidently depend on the topography, it seems probable that the ice during an earlier stage has moved in the direction  $270^\circ$ — $295^\circ$ , as is the case further eastward in the Helsinki (Helsingfors) area (Hyypä, 1950).

Crescentic gouges indicating an ice movement E. N. E., direction  $240^\circ$ , have been found in three places (Fig. 9). Messrs. V. Okko, M. A., and K. Virkkala, M. A., (oral communications) have found crescentic gouges showing an ice movement E. N. E. of the bottom of a gravel pit W. of the church of the parish of Kaarina near Turku (Åbo), about 60 km. N. of the present area. The origin of these gouges is to some degree uncertain, but it seems very improbable that anything other than an ice sheet could

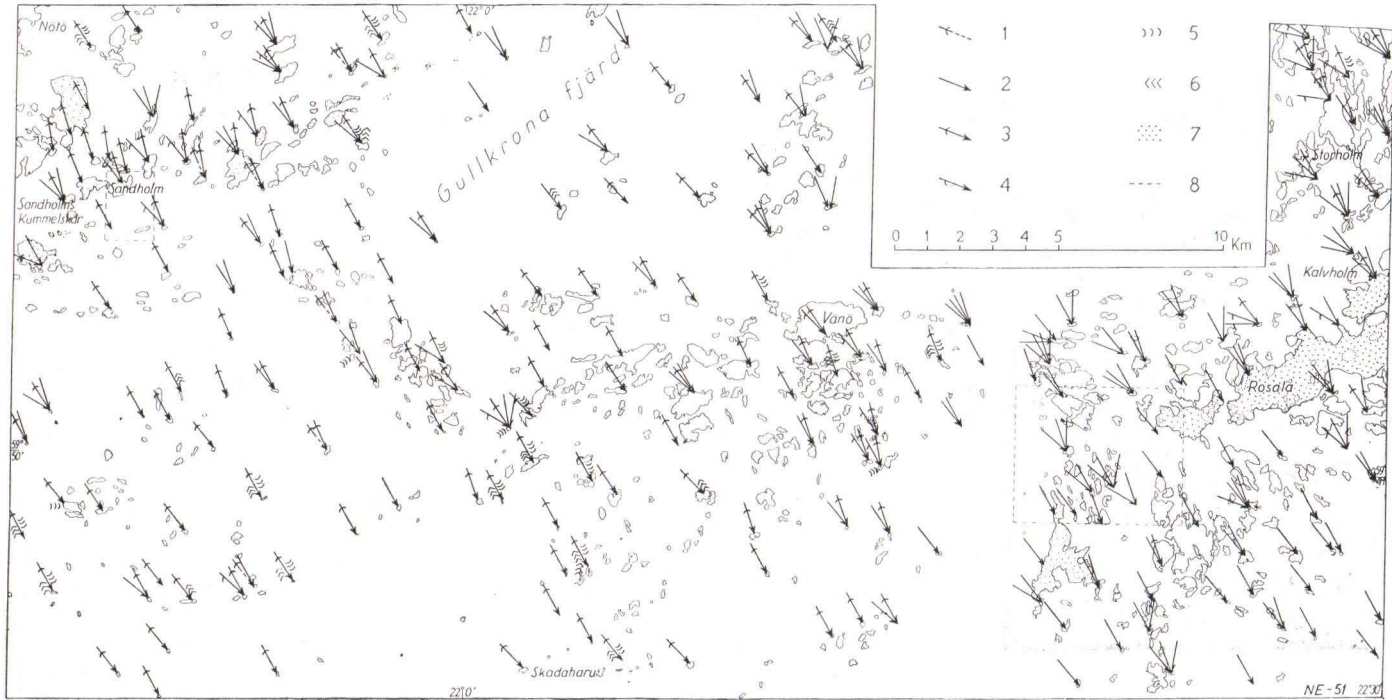


Fig. 8. Glacial abrasion in the area Rosala—Nötö. 1, *roches moutonnées*; 2, striae; 3, striated *roches moutonnées*; 4, striae on facets; 5, crescentic gouges; 6, crescentic fractures; 7, endmoraines; 8, limits of the detail maps, Figs. 1 and 10.

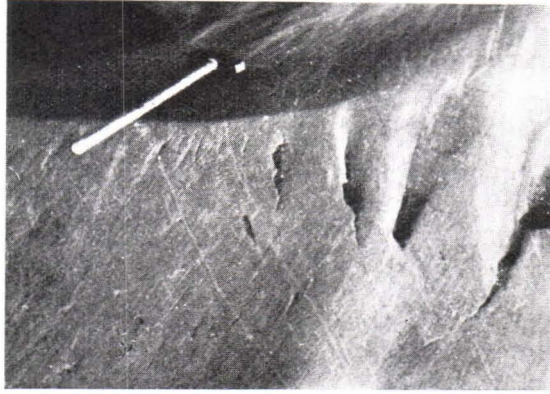


Fig. 9. Crescentic gouges showing an ice movement in the direction  $240^{\circ}$  (from W. S. W.). W. shore of an island 4 km S. of the E. end of Vänö.

have produced such parallel gouges in places so far from one another. These crescentic gouges must be older than all other cracks or striae, because they have been preserved so rarely and because they have been strongly ground by younger ice movements (Fig. 9). The distribution of the erratics of Silurian limestone indicates also an ice movement E. N. E. (see p. 160).

A plausible explanation of this ice stream from W. S. W. to E. N. E. is that the ice divide has been S. of Åland. According to Ljungner (1949) the ice divide was not S. of Åland during the last Pleistocene Ice Age, but his opinion is based upon rather few observations. Another explanation, propounded by Dr. E. Hyyppä (oral communication), is as follows: As the ice during the advance through the Åland Sea reached the Baltic Sea, it was deflected eastward by the threshold at Svenska Björn — Sarjewo (on Swedish maps spelt Sarjeva) extending several tens of km eastwards from the N. end of the archipelago of Stockholm. This threshold rises from Åland Sea with depths more than 200 m up to about 20 m below sea level. It dammed up the advancing ice, but it is not quite certain that the surface of the ice sheet got a sufficiently great slope E. N. E. for an advance up to Kaarina. Wennberg (1949, p. 177) has discussed the influence of the thresholds between Åland and the coast of Sweden on the ice movements on the Swedish side of the Åland Sea. The deflection of the ice stream was there not as great as in the present area.

Striae younger than the stoss sides occur at many places. Their direction is commonly  $340^{\circ}$ — $350^{\circ}$ , rarely as much as  $360^{\circ}$ — $10^{\circ}$ . In a limited area also the stoss sides have been abraded in the direction  $340^{\circ}$ — $350^{\circ}$ . This area coincides rather well with the Salpausselkä III between Lökholm and Sandholm. The conditions are especially interesting in



Sandholm and S. of it (Fig. 10). The direction of the striae on the S. shore of Sandholm is  $350^\circ$ , whereas on the N. shore it is  $340^\circ$  and on the summit (10—15 m above sea level)  $325^\circ$ . On a little islet 1 km S. of Sandholm the direction of the striae is  $325^\circ$  on the N. shore and  $340^\circ$  at about 4 m above sea level. In an almost horizontal zone or sheet rising minutely S. E. the striae make an angle of about  $20^\circ$  with the striae above and below. The lower surface of this zone lies below sea level in Sandholm but in the little islet it is about 2 m above sea level.

The topography shows no features which could explain these exceptional conditions. It is possible that these movements in different directions were simultaneous. The inclination of the lower shear surface indicates that the movements took place close to the ice front, where the movement of the ice is inclined upward (Sauramo 1940; Demorest 1942; Flint 1947).

A plausible explanation may be as follows: In the present area the ice moved in the final stage in the direction  $340^\circ$ — $350^\circ$ . The bottom layer was then in general stagnant, and striae in this direction are therefore rather rare. The movement took place in shear surfaces in the more or less pure ice above the basal layer, but during a temporary advance the upper parts of the end moraine were thrust forward and this movement produced the stoss sides and striae in the direction  $340^\circ$ — $350^\circ$ . The summit of Sandholm was not abraded by this movement, perhaps because it reached the rather pure ice over the proximal side of the end moraine. Signs of a readvance of the ice over the end moraine are rather common along Salpausselkä I (Hyypä, 1951). The above-proposed explanation is not quite satisfactory, because the islet S. of Sandholm has no remnants of an end moraine. On the other hand, it is difficult to understand how a thin sheet of ice could move in a direction different from the ice above and below, although differential movements occur within glaciers (Demorest, 1938; Wennberg, 1949, pp. 29, 151—152).

The movement of the ice in the present area turned from  $240^\circ$  (?) to  $350^\circ$ — $360^\circ$  (Fig. 11). A similar clockwise rotation of the ice movement has been observed by other authors (Hausen, 1912; Helaakoski, 1943; Hyypä, 1948; Okko, 1949). Although the abrasion took place in the different parts of the area in somewhat different directions, the angles between the successive ice streams are commonly equal in the whole area. This fact, the discordant abrasion, indicates that the bottom

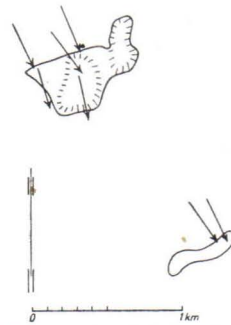


Fig. 10. Glacial abrasion in the surroundings of Sandholm.

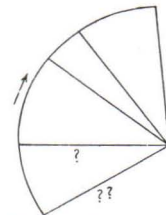


Fig. 11. Clockwise turning of the ice streams. Directions to the local ice divides are indicated.

moraine moved when the ice divide was stationary, whereas it was stagnant when the location of the ice divide shifted N. or N. E. The movement of the ice divide as well as the diminishing of the glacier activity depended obviously on climatic changes (Ahlmann, 1938; Lundqvist, 1940; Hyyppä, 1948; Ljungner, 1949).

## REFERENCES

- AHLMANN, H. W:SON (1938) Über das Entstehen von Toteis. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 60, p. 327.
- BERGHELL, HUGO (1892) Beskrifning till kartbladen N:o 23 & 24. Jurmo & Mörskär. Finlands Geol. Undersökn.
- DEMOREST, MAX (1938) Ice flowage as revealed by glacial striae. J. Geol. 46, p. 700.
- (1942) Glacier thinning during deglaciation: Part I. Glacier regimens and ice flowage within glaciers. Am. J. Sci. 240, p. 29.
- EDELMAN, NILS (1949 a) Some morphological details of the *roches moutonnées* in the archipelago of SW. Finland. C. R. Soc. géol. Finlande 22, Bull. Comm. géol. Finlande 144, p. 129.
- (1949 b) Glacialslipningen och isrörelsen i området Rosala—Nötö i Åbo skärgård. Manuscript.
- (1949 c) Structural history of the eastern part of the Gullkrona basin, SW-Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 148.
- EKLUND, OLE (1935) Silurmoränen i skärgårdshavet. Terra, p. 147.
- (1948) Skärgårdsväxterna och kalken. Skärgårdsboken, p. 315, Helsingfors.
- ESKOLA, PENTTI (1913) On phenomena of solution in Finnish limestones and on sandstone filling cavities. Bull. Comm. géol. Finlande 37.
- FLINT, RICHARD FOSTER (1947) Glacial geology and the Pleistocene period. New York.
- HARRIS, STANLEY E. (1943) Friction cracks and the direction of the glacial movement. J. Geol. 51, p. 244.
- HAUSEN, H. (1912) Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland. Fennia 32, No. 3.
- HELAAKOSKI, A. R. (1943) Mannerjäätikön liikuntosuunnista Pohjanmaan rannikolla ja Tampereen ympäristössä. Referat: Über die Bewegungsrichtungen des Inlandeises an der Küste von Pohjanmaa und in der Umgebung von Tampere. Fennia 67, No. 1.
- HYYPPÄ, ESA (1948) Tracing the source of the pyrite stones from Vihanti on the basis of glacial geology. C. R. Soc. géol. Finlande 21; Bull. Comm. géol. Finlande 142, p. 97.
- (1950) Helsingfors omgivningar. Beskrivning till jordartskarta. Geologiska forskningsanstalten.
- (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta. Summary: On the structure of the first Salpausselkä. Geologi 2—3, p. 5.
- KRANCK, E. H. (1948) Quelques problèmes géomorphologiques du Canada et de la Fennoscandie. Bull. Soc. Neuchâteloise Géogr. 55, 2, p. 1.
- LAHEE, FREDERIC H. (1941) Field geology. 4th ed. New York and London.
- LEIVISKÄ, I (1905) Über die Küstenbildungen des Bottnischen Meerbusens zwischen Tornio und Kokkola. Fennia 23, No. 1.

- LJUNGNER, ERIK (1924) Några drag av den bohusslänska granitskärgårdens geologi och geomorfologi. Medd. Geogr. Fören. Göteborg 3, p. 87.
- (1930) Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste III. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 21, p. .
- (1949) East-west balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 33, p. 11.
- LUNDQVIST, G. (1940) Bergslagens minerogena bergarter. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 435; Årsbok 34, N:o 3.
- MOBERG, K. Ad. (1879) Beskrifning till kartbladet N:o 1. Finlands Geol. Undersökn.
- (1887) Beskrifning till kartbladet N:o 11. Nagu. Finlands Geol. Undersökn.
- (1898) Beskrifning till kartbladen N:o 14 & 15. Hangö & Jussarö. Finlands Geol. Undersökn.
- OKKO, VEIKKO (1949) The general geological map of Finland. Sheet B 4, Kokkola, Explanation to the map of surficial deposits.
- (1950) Friction cracks in Finland. C. R. Soc. géol. Finlande 23; Bull. Comm. géol. Finlande 150, p. 45.
- SAKSELA, MARTTI (1949) Lohkaretutkimus ja malminetsintä, Terra, p. 37.
- SAURAMO, MATTI (1916) Über das Vorkommen von Sandstein in Karstula, Finland. Fennia 39, No. 7.
- (1923) Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 60.
- (1929) The Quaternary geology of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 86.
- (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo—Helsinki.
- WENNBERG, GUNNAR (1949) Differentialrörelser i inlandsisen. Medd. Lunds Geol.-Mineral. Inst. 114.



## MONTEBRASIT (AMBLYGONIT) VON ERÄJÄRVI

VON

A. VOLBORTH

## ZUSAMMENFASSUNG

Amblygonit — Montebbrasit ( $\text{LiAlFPO}_4\text{—LiAlOHPO}_4$ ) (triklin, pinakoidal) gehören ihrem Li-Gehalt nach zu den wichtigsten Li-Mineralien der Lithionpegmatite. In der vorliegenden Arbeit werden die physikalischen Eigenschaften, die Paragenesis und der Chemismus des vorher nicht untersuchten Montebbrasits von Eräjärvi, Zentral-Finnland, beschrieben.

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
VORWORT .....	171
PARAGENESIS UND DEFORMATION .....	172
ZERSETZUNGSERSCHEINUNGEN .....	173
UNIVERSALDREHTISCHBESTIMMUNGEN .....	173
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG .....	175
LITERATURVERZEICHNIS .....	176
ERLÄUTERUNG ZU TAFEL I .....	176

## VORWORT

Der »Amblygonit« in den Lithionpegmatiten von Eräjärvi, Zentral-Finnland, wurde im Jahre 1937 von Professor L. H. Borgström entdeckt. Eskola (1946) erwähnt Eräjärvi als einzigen Amblygonitfundort Finnlands. In der Literatur findet man sonst keine Angaben über diesen Mineralfund. Bis jetzt ist der »Amblygonit« von Eräjärvi nicht näher untersucht worden. Verfasser hat die Fundstelle im Sommer 1949 besucht, und auf Grund der dabei gesammelten Proben, sowie des von Herrn Prof. Dr. Borgström früher gesammelten Materials wurde die Optik mit Hilfe des Universaldrehtisches und die Paragenesis dieses Minerals untersucht. Beim Vergleich der Optik mit dem Chemismus dieses Minerals wurde festgestellt, dass es sich hier um Montebbrasit handelt.

Während dieser Arbeit haben meine Lehrer, die Professoren L. H. Borgström und Pentti Eskola, ständig bereitwillig wertvolle Ratschläge und Anleitung gegeben, wofür ich an dieser Stelle herzlichst danken möchte.

#### PARAGENESIS UND KRISTALLISATION

Der montebrasitführende Pegmatit von Viitaniemi, Kirchspiel Eräjärvi, erscheint lakkolithförmig in den Biotitglimmerschiefern des östlichen Teils der Schieferzone von Tampere.

Folgende Mineralassoziation ist hier für den Montebrasit typisch: Quarz, Feldspate (besonders Cleavelandit), Triphylin-Lithiophililit, Lepidolith, Beryll, Triplit, Columbit, Topas, Turmalin, Apatit (auch Manganapatit), Löllingit, Arsenkies und verschiedene Glimmer.

Die Farbe des Montebrasits ist weiss, grau, gelblich oder schwach grünlich. Die plattenförmigen Kristalle sind gewöhnlich 10—30 cm lang und 1—5 cm breit. Grössere Montebrasitanhäufungen trifft man selten.

Bei dem Montebrasit von Eräjärvi ist die polysynthetische, plagioklasähnliche Zwillingsbildung oft sehr fein (einzelne Lamellen 0.005 mm). Das Mineral ist voll von winzigen Einschlüssen, die es beträchtlich trüben. Die Spaltrisse sind sehr schlecht entwickelt. Diese Umstände haben die Universaldrehtischbestimmungen sehr erschwert.

Der Montebrasit erscheint meist im Quarz (Abb. 1) und im grobkörnigen Mikroklin. Er verdrängt auch andere Mineralien, wie Beryll, Turmalin (Abb. 2), Topas, Triphylin-Lithiophililit und Lepidolith. Der Quarz wird in der Umgebung sowie in den Einschlüssen der Montebrasitkristalle stark undulierend. An der Spitze des einzigen, besser erhaltenen, im Dünnschliff untersuchten »Montebrasitkristalls« verläuft die undulierende Auslöschung fächerartig. Das kann als Zeichen eines besonders starken Wachstums in dieser Richtung angesehen werden. Der Montebrasit ist hier keilartig in den Quarz eingedrungen, wovon auch die simultan mit dem umgebenden Quarz auslöschenden Quarzeinschlüsse zeugen. Auf Grund dessen schliessen wir, dass die Kristallisation des Montebrasits in einem schon grösstenteils festen Pegmatitkörper, durch Verdrängung anderer Mineralien, stattgefunden hat. Eine derartige Kristallisation hat im Mineral Spannungen erzeugt, die stufenweise zu einer Deformation geführt haben. Der so deformierte Montebrasit wurde später stellenweise vollständig kataklasiert. Der Gang dieser Deformation ist mikroskopisch eingehend verfolgt worden. Schon im Innern des auf den ersten Blick ganz regelmässigen Kristalls findet man in den Zwillingslamellen kleine Unregelmässigkeiten. Die Lamellen haben sich etwas gebogen und sind stellenweise gegeneinander verschoben worden. Das spätere Eindringen der Lösungen, aus denen der feinschuppige, grünliche Muskovit auskristallisierte, hat die

Kataklase bis zum vollständigen Zerbrechen des Montebrasits weitergeführt (Abb. 3). Es entstand eine eigenartige Montebrasit-Albitbreccie. Bemerkenswert ist, dass der feinschuppige, gelbe Glimmer in die von Montebrasit verursachten Spalten im Quarz eingedrungen ist.

#### ZERSETZUNGSERSCHEINUNGEN

Der Montebrasit ist gut erhalten, wo er in Berührung mit anderen Mineralien anzutreffen ist. Nur neben Kalifeldspat findet stellenweise Zersetzung zu einem feinschuppigen, teilweise aus Glimmer bestehenden Aggregat statt. Das Zersetzungsprodukt mag dem Poly-Irvingit von Quensel (1937) ähnlich sein. Die Zersetzung findet in unserem Montebrasit nicht nur an der Grenzfläche, sondern auch im Innern des Minerals statt, was sicher von der oben besprochenen Kataklase im Kristallisationsstadium abhängt.

Eine neue Zersetzungserscheinung bietet ein Reaktionssaum zwischen Montebrasit und Kalknatronfeldspat. Der Montebrasit hat hier mehr zerstörend auf den Plagioklas gewirkt als umgekehrt (Abb. 4). Das Reaktionsprodukt ist ein grünlich gefärbter Symplektit, der oft isotrop aussieht. Der Plagioklas ist so zerstört, dass alle Versuche, mit dem Universaldrehtisch die Zusammensetzung zu bestimmen, missglückt sind. Dieser Plagioklas stammt wohl aus dem den Pegmatit durchkreuzenden, Porphyringang, in dem der Plagioklas die Zusammensetzung  $An_{65}$  hat. Wo der Montebrasit mit Albit in Berührung steht, konnten nirgends Zersetzungen beobachtet werden.

#### UNIVERSALDREHTISCHBESTIMMUNGEN

Wie schon oben erwähnt, ist die polysynthetische Zwillingsbildung oft sehr dicht, das Mineral ist voll von winzigen Einschlüssen, und die Spaltrisse sind schlecht oder gar nicht entwickelt. Diese Umstände haben die Bestimmungen sehr erschwert.

Dem Verfasser sind die von Nel (1946) und von Pehrman mit dem Drehtisch durchgeführten Messungen über Amblygonit von Karibib (SW-Afrika) und Montebrasit von Lemnäs (SW-Finnland), bekannt. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit stimmen gut mit denen von Nel überein. Auch bei dem Montebrasit von Eräjärvi sind nur zwei Spaltbarkeiten gefunden und gemessen worden. Nach der neuen Aufstellung von Richmond und Wolfe (Palache, 1943), sind das die Spaltbarkeiten nach (100) und (011), was auch bei Nel der Fall ist. Die von Richmond und Wolfe erwähnten Spaltbarkeiten nach (001) und (110) sind hier, wie bei Nel, nicht gefunden worden. In Lemnäs dagegen scheinen gerade diese Spalt-

flächen vorherrschend zu sein (Pehrman, S. 36). Die Zwillingsbildung nach  $(\bar{1}\bar{1}1)$  (Siehe das Stereogramm, Fig. 1) ist ausnahmslos in allen gemessenen

Kristallen vorhanden. Die von Des Cloizeaux beschriebene Zwillingsbildung nach  $(111)$  (Orientierung nach Richmond und Wolfe) ist bei dem Montebrasit von Eräjärvi noch nicht entdeckt worden.

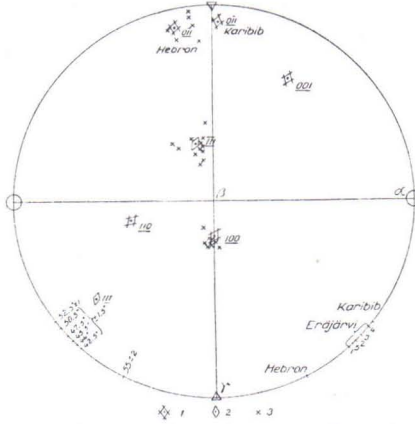


Fig. 1. Optische Orientierung des Montebrasits von Eräjärvi verglichen mit den Orientierungen der Amblygonite von Hebron und Karibib im Fedorowschen Stereogramm. 1, Die Pole der Flächennormalen (Karibib und Hebron) 2, Die Pole der Flächennormalen der Zwillingsebenen (Hebron) 3, Die Pole der Flächennormalen des Montebrasits von Eräjärvi. 1, 2, 3, 4, 5, korrespondieren mit der Tabelle I.

Wir vergleichen im Stereogramm (Fig. 1) die optische Orientierung des Montebrasits von Eräjärvi mit den von Richmond und Wolfe und Nel aufgestellten Orientierungen. Wie man aus dem Stereogramm sieht, fallen die Pole gut um  $(100)$ , — das ist hier die beste Spaltbarkeit. Die Pole von  $(011)$  — Spaltrissen gelangen im allgemeinen zwischen die Pole der Messungen von Richmond und Wolfe und Nel, ebenso wie die optischen Achsenwinkel. Die gemessenen Achsenwinkel sind in Tabelle I zusammengestellt.

TABELLE I

Die optischen Achsenwinkel des Montebrasits von Eräjärvi		
1	2	$V\gamma = 85^\circ \pm 3^\circ$
2	»	$= 90^\circ$ » (Zwei an verschiedenen Kristallen ausgeführte Messungen.)
3	»	$= 95^\circ$ »
4	»	$= 101^\circ$ » (Brecciert, gebogen)
5	»	$= 88^\circ$ » (Brecciert, ungebogen, derselbe Zwilling.)

Da die Messergebnisse genau geprüft sind, kann ihre Verschiedenheit nicht von Messfehlern herrühren. Wie oben erwähnt, ist der Montebrasit bereits im ersten Kristallisationsstadium deformiert und später vollständig kataklasiert worden; dies wird der Hauptgrund zur Verschiedenheit aller Messergebnisse sein. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, dass bei dem Breccientypus die Grösse des optischen Achsenwinkels sich in verschiedenen Teilen desselben Zwillings beträchtlich ändert (siehe Tabelle I). Hierbei ist nicht zu vergessen, dass schon Backlund (1918) darauf hingewiesen hat, dass die chemische Zusammensetzung des Amblygonits am selben Fundort variiert.



Die Brechungsexponenten des Montebrasits von Eräjärvi (Tabelle II) sind nach der Immersionsmethode mit gelatine-bedeckten Objektgläsern auf Drehtisch bestimmt (Fairbairn, 1943).

TABELLE II

Die Brechungsexponenten des Montebrasits von Eräjärvi.	
$\alpha$	$= 1.599 \pm 0.001$
$\beta$	$= 1.610 \pm 0.001$
$\gamma$	$= 1.620 \pm 0.001$
$\gamma - \alpha$	$= 0.021$

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Nach der von Mag. Phil. Aarno Juurinen ausgeführten Analyse (Tabelle III) ist OH : F ~ 2.5, demgemäss enthält das Mineral 39 % Amblygonit und 71 % Montebrasit. Eingezeichnet in das von Winchell (1945) aufgestellte Diagramm (Fig. 2), entsprechen diese Werte überraschend gut der Optik, besonders wenn wir berücksichtigen, dass man hier vom Verhältnis OH : F abhängig ist.

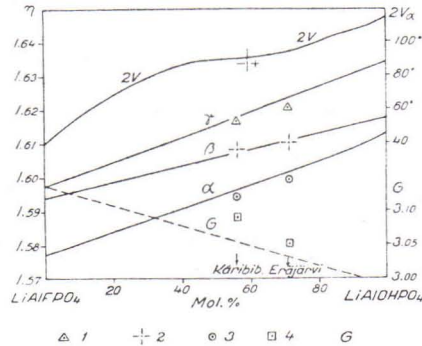


Fig. 2. Die Werte für Montebrasit von Eräjärvi und Karibib eingetragen in Winchells Diagramm. 1,  $\gamma$ ; 2,  $\beta$ ; 3,  $\alpha$ ; 4, (G), Spezifisches Gewicht.

TABELLE III

Montebrasit von Eräjärvi. Analytiker: Aarno Juurinen.				
	Gewichts-Prozent	Mol.-Zahl	Atom-Zahl	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	34.74	3 408	Al	6816
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	47.30	3 332	P	6664
Li <sub>2</sub> O .....	9.09	3 042	Li	6084
CaO .....	1.02	182	Ca	182
Na <sub>2</sub> O .....	0.39	63	Na	126
K <sub>2</sub> O .....	0.00	—	OH	4594
MgO .....	0.00	—	F	1868
FeO .....	0.00	—	O	31537 = 5 × 6307
H <sub>2</sub> O + .....	4.14	2 297		
H <sub>2</sub> O - .....	0.14			
F .....	3.55	1 868	LiAlPO <sub>4</sub> (OH, F)	
Unlöslich .....	1.56			
	101.93			
-O = F <sub>2</sub> .....	1.49			
Summe	100.44			OH : F ~ 2.5

## LITERATURVERZEICHNIS

- BACKLUND, HELGE (1918) Amblygonit von Utö. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 40, S. 757.
- ESKOLA, P. (1946) Kristalle und Gesteine. S. 347. Springer Verlag, Wien.
- FAIRBAIRN, H. W. (1943) Gelatin coated slides for refracted index immersion mounts. Am. Mineral. 28, S. 396.
- NEL, H. J. (1946) Petalite and amblygonite from Karibib, South West Africa. Am. Mineral. 28, S. 54.
- PALACHE, CHARLES, RICHMOND, W. E. and Wolfe, C. W. (1943) On amblygonite. Am. Mineral. 31, S. 39.
- PEHRMAN, GUNNAR (1945) Die Granitpegmatite von Kimito (S.W.-Finnland) und ihre Minerale. S. 32. Åbo Akademi, Åbo.
- QUENSEL, PERCY (1937) Minerals of the Varuträsk pegmatites VIII. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 59, S. 455.
- WINCHELL, ALEXANDER N. (1945) Elements of optical mineralogy. Part II, S. 152. New York.

## ERLÄUTERUNG ZU TAFEL I

- Abb. 1. Montebrasitkristalle im Quarz und Beryll. B, Beryll.
- Abb. 2. Montebrasit verdrängt und brecciert Turmalin. Vergr. ca. 26 ×. Mit Analysator. M, Montebrasit; T, Turmalin.
- Abb. 3. Stark gebogene Montebrasitlamellen (Katakklase). Vergr. ca. 37 ×. Mit Analysator. M, Montebrasit; T, Turmalin.
- Abb. 4. Die Zerstörung des Kalknatronfeldspates durch Montebrasit. Vergr. ca. 82 ×. Mit Analysator. M, Montebrasit; P, Plagioklas.

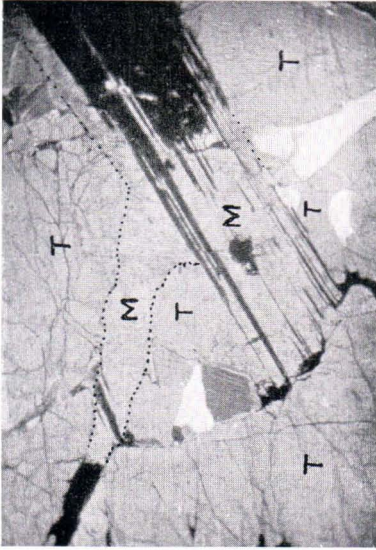


Abb. 2.

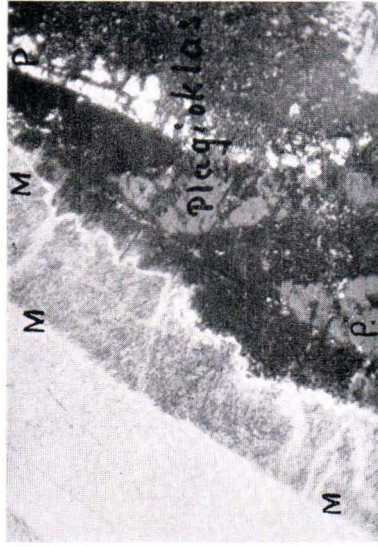


Abb. 4.

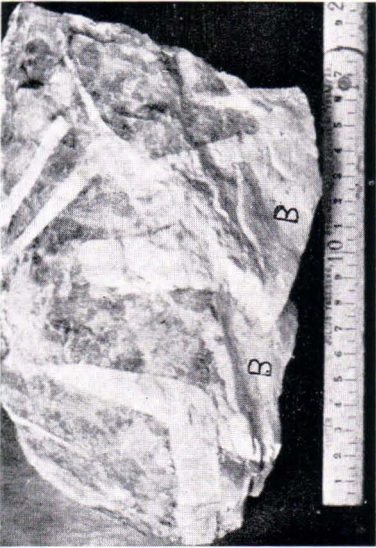


Abb. 1.

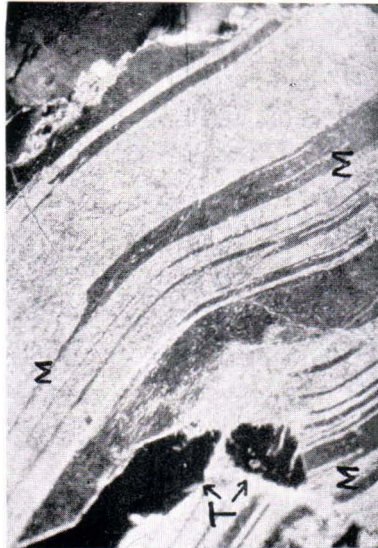


Abb. 3.

A. Volborth: Montebrazit (Amblygonit) von Eräjärvi.



## A SOLUTION CALORIMETER FOR SILICATES

BY

TH. G. SAHAMA AND K. J. NEUVONEN

## ABSTRACT

The design and operating data are briefly given for a solution calorimeter intended for heat-of-solution measurements of silicate and other minerals in acid solutions at temperatures, e. g., near 75° C. Any acid or acid mixture, except aqua regia, capable of dissolving the mineral to be investigated may be used.

Only liquid acids containing hydrofluoric acid or suitable fluxes consisting of fused salts may be used as dissolving agents in experimental measurement of heat of formation, latent heat of fusion and transformation, etc., for most silicates by the solution method. A hydrofluoric acid solution calorimeter designed and operated under the supervision of Dr. K. K. Kelley at the Pacific Experiment Station of the U. S. Bureau of Mines, Berkeley, Calif., has been described by Torgeson and Sahama (1948). In the present paper, a similar calorimeter built at the Institute of Geology, University of Helsinki, Finland, will be described. Because of the similarity of these two instruments only some data specific to the last-named calorimeter are given. Because it is expected that a number of experimental data obtained with this apparatus will be published in subsequent papers, a short description of the new instrument seems appropriate.

The calorimeter consists of a cylindrical vessel, 10 cm in diameter and 13 cm in height, made of 20 kt gold. All seams were made of gold solderings tested for resistivity against acids. For safety, the vessel was heavily gold plated and the seams inside the vessel were painted with Nukemite, a commercial acid-proof plastic manufactured by Nukem Products Corp., Buffalo, N. Y. The vessel was filled with acid up to 1—2 cm from the top. The top plate has four chimneys two of which are open. They provide for admission of a platinum stirrer and of a bakelite tube for insertion of the sample, respectively. At the two other chimneys, gold tubes closed at the lower end house the resistance thermometer and the

heating coil. The gold calorimeter is placed in a heavy can made of cast bronze and completely immersed in transformer oil. The inside of the can was silver plated and, on top of the silver plating, a heavy gold plating was applied. Between the bronze can and the gold calorimeter a shield is placed made of gold-plated silver plate, about 0.2 mm thick. The temperature of the oil is thermostatically controlled at 75.1° C. This temperature is maintained with an accuracy of  $\pm 0.02^\circ$  C.

The resistance thermometer is a B. & S. No. 40 double silk-covered copper coil wound on a hollow copper cylinder with wall thickness of about 0.1 mm. The resistance at 75° C is approximately 140 ohms. The heating coil is made of B. & S. No. 34 Manganin wire wound on a similar hollow copper cylinder. The resistance of the heating coil is about 100 ohms. The platinum stirrer is housed in an assembly made of Teflon, a commercial plastic manufactured by E. I. du Pont de Nemours & Co., Arlington, N. J. Two small ball bearings provide an easy rotation of the stirrer.

Following a suggestion made by Dr. F. C. Kracek, of the Geophysical Laboratory, Washington, D. C., the temperature measurements were made by means of a bridge with two fixed arms of about 2 000 ohms resistance and a third adjustable arm. The resistance thermometer forms the fourth arm. Through the bridge a constant current of about 4 mA is passed. The constancy is maintained within  $\pm 0.04 \mu$  A. By this arrangement a temperature rise of 1° C was found to correspond to about 950  $\mu$  V on the potentiometer. The E. M. F. produced on the bridge changes very nearly linearly with the resistance of the resistance thermometer. The minor deviation from linearity was calculated to be negligible in the range covered by the measurements. The resistance of the heating coil was determined by comparing it with a 100 ohms standard resistance. The calibrating current was determined by measuring the potential drop across a 0.1 ohms standard resistance. For the measurements of temperature and current a 100 000  $\mu$  V White double potentiometer of Leeds and Northrup Co., Philadelphia, Pa., was employed. Energy input times for calibrations were measured with a stopwatch, calibrated at the State Geodetical Institute of Finland, Helsinki.

The material to be measured was contained in gelatin capsules and the weights were corrected to vacuum. Platinum sinkers attached outside the capsules insured a rapid immersion of the material into the acid. All measurements were corrected to correspond to the reaction: Solid Reactant (25° C)  $\rightarrow$  Product (75.1° C). Accordingly, corrections arising from the following circumstances were taken into account: heating-up the platinum sinkers from room temperature to the temperature of the calorimeter (heat capacity of platinum, 0.032 cal/g); deviation of the temperature of the capsule and material from 25° C at the moment of dropping (heat capacity of gelatin, 0.5 cal/g); consumption of heat caused by

dissolving of gelatin. For the last-named correction, the heat of solution of gelatin was measured in six runs that gave the following figures for the reaction Gelatin (25° C) → Gelatin in solution (75.1° C): + 23.05, + 23.40, + 22.84, + 23.62, + 23.51, and + 23.04 cal/g; average + 23.24 ± 0.25 cal/g. The calculation of the uncertainty follows Deming and Rossini (1939). All heats are given in terms of defined calories (1 calorie = 4.1840 international joules).

To test the calorimeter and its calibration, the heat of solution of quartz and adularia were measured.

The specimen of quartz used consisted of completely clear pieces of unknown source. The material was crushed down by a jaw crusher and ground by a previously unused hammermill. The contaminating iron from the machinery was dissolved by a prolonged digestion in hydrochloric acid and the minor insoluble contaminants were removed by heavy liquids. The final material which contained no visible impurities was tested under the microscope, ground in an agate mortar, and elutriated. The finest fraction was used. An analysis made by Mr. H. B. Wiik, M. A., of the Geological Survey of Finland, showed 0.13 % HF residue and 0.09 % H<sub>2</sub>O+. The HF residue was found to be mostly iron. Five runs of this material were made in 856 g acid containing 20.1 % by weight HF. The hydrofluoric acid used was from Messrs. E. Merck, Darmstadt, marked »Reinst». This quality does not correspond to the reagent grade but is only slightly more impure. The results, corrected for water, but uncorrected for the HF residue are: — 33,290, — 33,230, — 33,300, — 33,200, — 33,180 cal/mol giving an average of — 33,240 ± 50 cal/mol. A comparison of this result with some previous data is given below.

Author	Heat of solution of quartz in 20.1 % HF	Temperature of the calorimeter
Roth and Troitzsch (1949) . . . . .	— 32,960 ± 40	73.7° C
Torgeson and Sahama (1948) . . . . .	— 33,000 ± 20	73.7° C
Kracek and Neuvonen in Adams (1949) . . . . .	— 33,210 ± 30	74.5° C
Sahama and Neuvonen (present paper) . . . . .	— 33,240 ± 50	75.1° C

The specimen of adularia, St. Gotthard, Switzerland, represents an original material used by Kracek and Neuvonen (unpublished) for heat of solution measurements. Their result is — 527.5 cal/g (personal communication). Five runs made of this material gave the following results: — 526.4, — 526.1, — 525.7, — 525.8, — 524.9 cal/g; average — 525.8 ± 0.5 cal/g. The difference between the results of Kracek and Neuvonen and of the present paper is about 0.3 %.

The authors are indebted to the Carnegie Institution of Washington, to its President, Dr. Vannevar Bush, and to Dr. L. H. Adams, Director of the Geophysical Laboratory, for a grant for purchasing most of the necessary equipment. Much valuable advice dealing with the construction

of the calorimeter and choosing the electrical measuring equipment was freely given by Dr. K. K. Kelley and Dr. F. C. Kracek. To these two gentlemen the authors express their gratitude. Thanks are also due to Mr. H. B. Wiik for the partial analysis of the quartz specimen used.

## REFERENCES

- ADAMS, L. H. (1949) Annual report of the director of the Geophysical Laboratory. Carnegie Inst. Wash. Year Book 48, p. 29.
- DEMING, W. E. and ROSSINI, F. D. (1939) The assignment of uncertainties to the data of chemistry and physics, with specific recommendations for thermochemistry. J. Wash. Acad. Sci. 29, p. 416.
- ROTH, W. A. und TROITZSCH, H. (1949) Beitrag zur Thermochemie der Kieselsäure und einiger Silikate. Z. anorg. Chem. 260, p. 337.
- TORGESON, D. R. and SAHAMA, TH. G. (1948) A hydrofluoric acid solution calorimeter and the determination of the heats of formation of  $Mg_2SiO_4$ ,  $MgSiO_3$ , and  $CaSiO_3$ . J. Am. Chem. Soc. 70, p. 2156.



# ZUR MINERALOGIE UND ENTSTEHUNG DER PITKÄRANTA- ERZE

VON

MARTTI SAKSELA

## REFERAT

Verfasser hat in den erzführenden Kalk-Skarnhorizonten von Pitkäranta Mineralarten gefunden, die hier nicht früher angetroffen worden sind: Cubanit, Löllingit, Neodigenit, Wismutglanz, Cuprit, Tenorit, Nadeleisenerz, Zoisit, Mn-haltiger Karbonat. Die Zinngehalte der Granate aus den Gruben 4. Omeljanoff und 4. Meyer sind ausserordentlich hoch. — Besondere Aufmerksamkeit ist auf die Erscheinungsweise und die gegenseitigen Altersverhältnisse der Mineralien gelenkt worden. Verfassers Untersuchungen haben zu dem Resultat geführt, dass in Pitkäranta drei ungleichaltrige Serien von Erzbildungen vorkommen. Die zwei älteren stehen in kausalem Zusammenhang mit den postladogischen Granit-Pegmatit-intrusionen. Die dritte Serie verdankt wenigstens zum grössten Teil der Rapakiwi-Intrusion ihre Entstehung. Es handelt sich in Pitkäranta um hauptsächlich pneumatolytische Verdrängungslagerstätten. An die pneumatolytischen Paragenesen schliessen sich jedoch einigermaßen Mineralien an, die unter hydrothermalen Bedingungen gebildet sind. — Im alten Grubenfeld hat sich Gelegenheit erboten, die Grenzregionen zwischen den Oxydations- und Cementationszonen zu untersuchen.

## INHALT

	Seite
EINLEITUNG .....	182
ORIENTIERENDE ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES PITKÄRANTA- GEBIETES. ....	182
ZUR MINERALOGIE DER ERZFÜHRENDE KALK-SKARNHORIZONTE ....	187
ÜBER DAS VORKOMMEN VON EINIGEN SPURENELEMENTEN IN PITKÄ- RANTA-MINERALIEN .....	213
DIE ERZSCHLÄUCHE .....	215
DIE ALTERSFOLOGE DER MINERALIEN DER KALK-SKARNHORIZONTE ..	217
DIE PEGMATITE UND IHRE WAHRNEHMBARE KONTAKTEINWIRKUNG .	219
DIE WAHRNEHMBARE KONTAKTEINWIRKUNG DES RAPAKIWI-GRANITS	221
DIE GROSSEN VERWERFUNGSSPALTEN. »GREISEN» .....	223
DIE ENTSTEHUNG DER ERZE .....	224
LITERATURVERZEICHNIS .....	229
ERKLÄRUNG DER TAFELN .....	231

## EINLEITUNG

Im Jahre 1907 erschien das bekannte Werk von Otto Trüstedt, »Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See« (Bull. Comm. géol. Finlande 19). Es enthält eine meisterhafte Beschreibung der Geologie sowie der mannigfaltigen Erze des ausgedehnten Lagerstättengebiets, und darin wird auch die Entstehung der Erze eingehend erörtert. Nach dem Erscheinen des Werkes ist der Erzdistrikt zeitweise eifriger Forschungsarbeit unterzogen worden. Das nächste Ziel ist es dabei gewesen, die Verwertungsmöglichkeiten der Erze klarzulegen. Während der letzten Jahre hat Verfasser dasjenige Material genauer untersucht, das früher im Pitkärantagebiet zusammengebracht worden war und heute in den geologischen Instituten der Universität Helsinki und der Technischen Hochschule Finnlands aufbewahrt wird. Hierbei hat er im besonderen auf die mikroskopische Untersuchung der Erzarten Gewicht gelegt. Die Untersuchungen des Verfassers haben neues Licht auf die Mineralogie der Erzformation geworfen. Die gewonnenen Resultate haben es auch notwendig gemacht, die früheren erzgenetischen Auffassungen zu überprüfen.

Die röntgenographischen Bestimmungen sind von Mag. phil. S. Kaitaro, die chemischen Analysen von Mag. phil. M. Mäntynen und die spektrographischen Bestimmungen von Dipl.-Ing. N. Lounamaa ausgeführt worden. Bei photographischen Aufnahmen ist Stud. V. Räsänen behilflich gewesen, und Cand. phil. A. von Volborth sowie Stud. E. Viluksela haben einige Brechungsindizes bestimmt. Allen diesen Herren spricht Verfasser seinen besten Dank aus.

Geologisches Institut der Universität Helsinki, November 1950.

*Martti Saksela.*

## ORIENTIERENDE ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES PITKÄRANTAGEBIETES

Das älteste Gestein des Gebietes (vgl. die Übersichtskarte, Fig. 1) ist Granitgneis, der die Unterlage der karelischen (»ladogischen«) Schiefer (Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Kalksteine) bildet. Nach dem oben erwähnten Werk von Trüstedt (das im folgenden nur mit Tr. bezeichnet ist) sind nirgends Ausläufer des Granitgneises in die Schiefer nachgewiesen worden, und überall da, wo Kalksteinlager in unmittelbare Berührung mit dem Granitgneis treten, fehlen solche Erscheinungen, welche als kontaktmetamorphe Einwirkungen des letzterwähnten Gesteins auf den Kalkstein gedeutet werden könnten. Im Jahre 1916 beobachtete Laitakari (1917), dass der Granitgneis an einigen Stellen die

Schiefer durchschneidet. Daraus zog er den Schluss, dass der Granitgneis nicht, die Unterlage des Schieferkomplexes bilden kann, sondern jünger sein muss. Sederholm (siehe Laitakari, 1917) und Eskola (1949) haben jedoch erklärt, dass die genannten Erscheinungen davon herrühren, dass der Granitgneis »palingen eruptiv« geworden ist.

Nach der Mitte der Massive zu verliert der Granitgneis mehr und mehr sein gneisiges Aussehen und nimmt grobflaserigen bis rein granitischen Habitus an (Tr., S. 59). In seinen bestbewahrten Teilen ist der Granitgneis plagioklasreich. Nach Eskola (1949) ist die Zusammensetzung des Gesteins meistens »ideal-granitisch«, mit 5—7 %  $K_2O$ , 2—3 %  $Na_2O$  und 1—2 %  $CaO$ , und wäre eine derartige Zusammensetzung das Resultat einer granitisierenden Metasomatose, die durch ein in das ältere Gestein infiltriertes Magma verursacht ist. — Eine derartige Metasomatose ist ganz sicher im Pitkärantagebiete vor sich gegan-

gen. Dagegen ist es nicht möglich, auf Grund des zur Verfügung stehenden Materials ausfindig zu machen, in welchem Umfang der Granitgneis Umwandlungen der oben beschriebenen Art unterworfen gewesen ist. Es scheint Verfasser, als ob Granitisierung hauptsächlich in den Randpartien der Granitgneismassive, wo jetzt jüngere Granite am reichlichsten vorzufinden sind, eine grössere Rolle gespielt hätte.

Sowohl Trüstedt als Eskola haben ihre Aufmerksamkeit auf den kuppelförmigen Bau der Granitgneismassive gelenkt, der sehr deutlich z. B. zwischen dem alten und dem neuen Grubenfelde vortritt. Jede Kuppel (Dom) ist von einer, gewöhnlich auswärts von derselben fallenden, sehr regelmässigen Schichtfolge umhüllt. Derartige Dome kommen nach

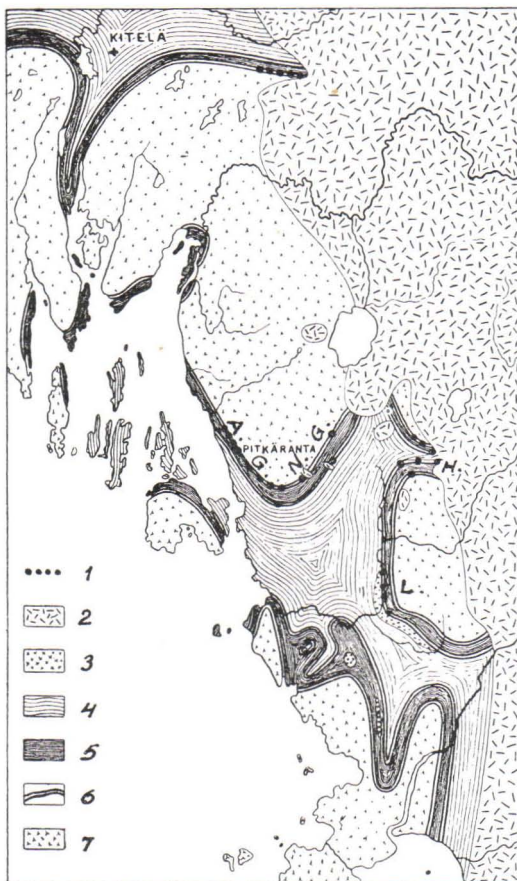


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte vom Pitkärantagebiet. Nach Trüstedt. Massstab 1 : 250 000. 1, Erzvorkommen; 2, Rapakiwi; 3, Pegmatit; 4, Glimmerschiefer; 5, Hornblendeschiefer; 6, Kalkstein und Skarn; 7, Granitgneis; A. G., Altes Grubenfeld; N. G., Neues Grubenfeld; H., Grubenfeld von Hopunvaara; L, Grubenfeld von Lupikko.

Eskola (1949) in Gegenden vor, die an zwei orogenen Revolutionen teilgenommen haben. Bei der Bildung der karelischen Dome dürfte dazu der magmatische Faktor von grosser Bedeutung sein; während des zweiten orogenen Zyklus stattgefundene Granitisierung hat das Dommaterial mobilisiert und sein Empordringen ermöglicht. Eskola schreibt: »the action of mountain-making thrusting results only in the elliptical shape and gentle overtilting of the domes«. — Es ist Verfasser nichts bekannt, was darauf hindeuten könnte, dass die Kuppeln frühere getrennte, von älteren Schiefeln umhüllte svekofennische synorogene (synkinematische) Intrusionen darstellen. Auch sind die Granitisierungs- und Migmatitisierungserscheinungen in den karelischen Domen überhaupt nicht besonders stark (vgl. Frosterus und Wilkman, 1920; Wilkman, 1923). Im »Granitfenster« von Liperinsalo hat man gar keine Granitisierungserscheinungen feststellen können (Saksela, 1933). In Pitkäranta sind die jüngeren Granite und die Granitisierungserscheinungen hauptsächlich auf die Grenzgebiete zwischen den Kuppeln und den umhüllenden Schiefeln beschränkt. Es sieht also aus, als ob die Entstehung der karelischen Granitkuppeln wenigstens zum grössten Teil der mechanischen Einwirkung der gebirgsbildenden Bewegungen zuzuschreiben wäre.

Im Granitgneis, in kleineren Mengen auch in den Schiefeln, kommen quarzdioritische Gesteine als gang- oder knotenförmige Partien vor. Diejenigen, die in den Schiefeln auftreten, sind »postladogisch«, aber sicher älter als die postladogischen Granite und Pegmatite. Die übrigen Quarzdiorite sind nach Tr. jünger als Granitgneis, aber älter als die Schieferformation. Jedoch kann ein Teil der »Metabasite« der Granitgneisgebiete, wie Hackman (1933) bemerkt hat, postladogisch sein, obgleich die gegenseitige Unterscheidung der ungleichaltrigen Quarzdiorite sehr schwer ist.

Die Hauptmasse der zwischen die Granitgneismassive eingefalteten Schieferformation (siehe Fig. 1) besteht nach Tr. hauptsächlich aus Glimmerschiefeln, die häufig durch reichliche Aufnahme von Feldspat in Glimmergneise, weniger allgemein durch Überhandnehmen des Quarzes in glasigen Quarzit übergehen. Im Liegenden der Glimmerschieferformation ist eine 100 bis 300 m mächtige Zone von Hornblendeschiefeln eingeschaltet, an deren Basis, nämlich dem Granitgneis unmittelbar aufgelagert einerseits, und in deren obersten, der Glimmerschieferformation zunächst liegenden Teilen andererseits, 2—38 m mächtige Lager teils von Kalkstein, teils von aus letzterem hervorgegangenem Skarn wechselnder Zusammensetzung sich parallel zu den Formationsgrenzen hinziehen. Besonders geeignet, Aufmerksamkeit auf sich zu ziehen, ist die Niveaubeständigkeit dieser Kalk-Skarnzonen, eine Erscheinung, die in so auffallender Form im Grundgebirge keineswegs gewöhnlich ist. Ausser den beiden genannten Kalk-Skarnhorizonten kommen, wenn auch weniger konstant, in den untersten Partien der Hornblendeschieferserie meist geringmächtige Kalk-Skarnlager vor (die mittlere Zone). Dazu liess sich

bei den von der Grubengesellschaft Pitkärännan Kaivos O. Y. in den Jahren 1935–38 ausgeführten Diamantbohrungen ung. 15 m unterhalb des obersten Kalkhorizontes ein viertes Kalklager, Rakkaus-Lager genannt, feststellen (Palmunen, 1939). — Nach den Analysen von Kalksteinen aus den verschiedensten Teilen des Lagerstättengebietes zu urteilen, sind die der oberen Zone durchschnittlich viel reicher an Magnesia als die der unteren. Auch ist das mittlere Kalklager meist ziemlich dolomitisch (Tr., S. 91, 103). Im allgemeinen herrscht im untersten Niveau und im Rakkaus-Lager der Skarn vor, während in der mittleren und obersten Zone mit wenigen Ausnahmen Kalklager auftreten. — Wir haben somit vier Kalk-Skarnzonen zu unterscheiden, und diese Leitlager sind die Träger der Erze.

Postladogische Granite bez. Pegmatite kommen im Gebiete der Übersichtskarte in gang- und stockförmigen Massen vor. Im allgemeinen treten »echte« Granite nur im südöstlichsten Teile des Gebietes auf, anderswo herrschen Pegmatite vor. Die bedeutendsten Pegmatitmassen finden sich im alten Grubenfelde sowie in Lupikko. Viel seltener kommt Pegmatit z. B. im neuen Grubenfelde vor, und im Hopunvaaragebiet ist das Gestein nur an einer einzigen Stelle in nennenswerter Entwicklung nachgewiesen worden (Tr., S. 88). In den zwei erstgenannten Grubenfeldern haben die Pegmatite sich in der Grenzzone zwischen dem Granitgneis und der Schie-

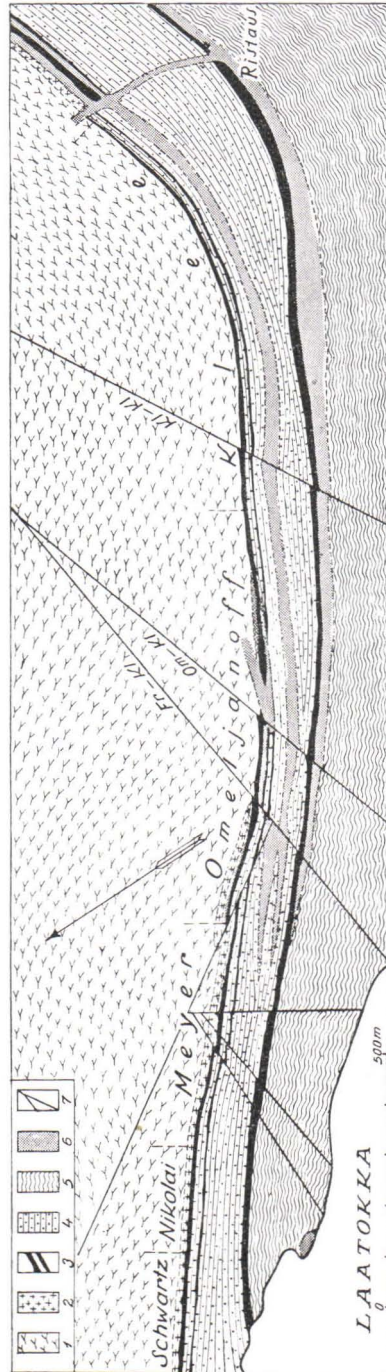


Fig. 2. Geologische Karte vom alten Grubenfeld von Pitkäranta. Nach Trüstedt (etwas verallgemeinert). 1, Granitgneis; 2, Dioritschiefer; 3, Kalkstein und Skarn (mit Erzvorkommen); 4, Hornblendschiefer; 5, Glimmerschiefer; 6, Pegmatit; 7, Verwerfungen; Fr-Kl, Franziska-Kluft; Om-Kl, Omeljanoff-Kluft; Kl-Kl, Klee-Kluft.

formation angesammelt (vgl. Fig. 2). Dies ist ja leichtbegreiflich, denn bei Deformation des Komplexes bilden sich gerade in jener Zone leicht Schwächestellen, was darauf beruht, dass die granitische Sedimentationsunterlage bedeutend steifer reagiert als die überlagernden plastischen Schiefer. — Die meisten von den in der Nähe der erzführenden Zonen vorkommenden Pegmatiten gehören ganz sicher zu den sog. Komplexpegmatiten.

In erzgenetischer Hinsicht ist es wichtig, dass wir auf Grund unserer jetzigen Kenntnisse mit ziemlich grosser Sicherheit das Vorhandensein von zwei ungleichaltrigen postladogischen Pegmatitgruppen annehmen können. So hat Trüstedt in den Uferfelsen des Laatokka-Sees einerseits zu vielfachen Windungen zusammengepresste Pegmatitgänge, andererseits letztere durchsetzende, völlig geradlinige Pegmatitgänge beobachtet. Ebenso hat er im alten Grubenfelde Durchkreuzungen von Pegmatitgängen angetroffen, die auf das Vorkommen ungleichaltriger Pegmatite hinweisen. — Ramsay (Ramsay und Zilliacus, 1897) unterschied im Gebiete der Pegmatitbrüche von Mursula-Hunntila (im NW-Teil der Übersichtskarte) zwei Arten von Pegmatit. Die eine von diesen führt Quarz, Mikroklinperthit, Oligoklas, Biotit sowie daneben Monazit und andere, seltene Erden enthaltende Mineralien. Die andere Pegmatitart besteht aus Quarz, Mikroklinperthit, Oligoklas, Muskovit nebst Turmalin und rotem Granat. Zwei verschiedene Arten von Pegmatit glaubte auch Törnebohm (1891), und zwar in den nördlicheren Teilen des Kartengebietes, unterscheiden zu müssen, nämlich eine rötliche mit spärlich dunklem Glimmer innerhalb der Granitgneisformation und eine lichte, muskovitreiche in den Schiefen. Beide Arten enthalten akzessorisch u. a. Turmalin. — Auf Grund petrographischer Merkmale ist es jedoch nicht möglich, wie auch Trüstedt bemerkt (Tr., S. 88), eine allgemeine Gruppierung zustande zubringen. Dies könnte m. E. vielleicht gelingen, wenn man die tektonische Erscheinungsweise der Pegmatite untersuchte. In gewissem Masse ist schon in dieser Hinsicht Aufmerksamkeit auf die tektonischen Verhältnisse gelenkt worden. So beschreibt A. Gadolin (Tr., S. 87) von der Insel Pusunsaari zwei im Verhältnis zum Granitgneis jüngere Granitarten, Pegmatit und »Albitgranit«. Ersterer streicht quer zu den Schieferschichten, letzterer dagegen überall den Schichten parallel. Es sieht also aus, als ob im Pitkärantagebiet sowohl synorogene als spät-orogene Granit-Pegmatitintrusionen vorkämen. Erstere dürften die älteren sein. Einstweilen sind die Observationen dieser Art jedoch allzu spärlich, als dass sie eine allgemeinere, auf sie gestützte Einteilung im Pitkärantagebiet zu ermöglichen könnten.

Die regionale Verbreitung des jüngsten Gesteins im Gebiet, des Rapakiwgranits, sowie die petrographische und chemische Zusammensetzung der vier Rapakiwitypen (des ovoidischen, des gleichkörnigen, des granitporphyrischen und des aplitischen) gehen aus Sahamas (1945) Arbeit

hervor. — In der Nähe des grossen einheitlichen Rapakiwimassivs kommen, wie aus der Übersichtskarte ersichtlich, sowohl im Granitgneis als in den Schiefeln kleine getrennte Rapakiwimassen vor. Weiter vom Hauptkontakt entfernt, wie im neuen Grubenfelde, in Lupikko und NW-seits des Dorfes Nietjärvi, finden sich noch einige schmale Rapakiwigänge. Alles scheint darauf hinzudeuten, dass der Granitgneis und die Schieferformation vom Rapakiwi flach unterteuft werden; die Oberfläche des Rapakiwimassivs senkt sich langsam gegen Westen. Nach Trüstedts Profilen (Tr., S. 63) dürfte sie in der Nähe des neuen Grubenfeldes in einer Tiefe von ung. 2.5 km und in der Gegend des alten Grubenfeldes in einer Tiefe von ung. 4 km unterhalb der Erdoberfläche liegen.

#### ZUR MINERALOGIE DER ERZFÜHRENDEN KALK-SKARNHORIZONTE

In den älteren Untersuchungen sind in den Kalk-Skarnzonen folgende Mineralien angetroffen worden:

Erzarten: Arsenkies, Bleiglanz, Bornit, Brauneisenstein, Covellin, Fahlerz, Galenobismutit, gediegen Gold, Göthit, Hämatit, Kassiterit, gediegen Kupfer, Kupferglanz, Kupferkies, Kupferlasur, Lupikkit, Magnetit, Magnetkies, Malachit, Markasit, Molybdänglanz, Schwefelkies, gediegen Silber, Tetradymit, gediegen Wismut.

Gangarten: Aktinolith, Apatit, Aragonit, Baryt, Brucit, Calcit, Chalcedon, Chlorit, Chondroit, Diopsid, Dolomit, Epidot, Fluorit, Glimmer, Granat, Graphit, Helvin, Hornblende (Uralit), Magnesit, Manganepidot, Piemontit, Quarz, Scheelit, Serpentin, Skapolith, Talk, Titanit, Topas, Tremolit, Vesuvian, Wollastonit.

Verfassers Untersuchungen haben gezeigt, dass einige Mineralien aus dem oben angeführten Verzeichnis zu streichen, einige neue Mineralien wiederum darin aufzunehmen sind. Die Untersuchungen haben auch reichlich neue Züge in der Erscheinungsweise der Mineralien ans Licht gebracht.

»Tetradymit« aus Grube 6. Klee. Die untersuchten Belegstücke enthielten nur wenig Erzart, die unregelmässige Flecke in der Gangart bildet. Es wurde bald klar, dass in den Belegstücken gar keine Tellurmineralien enthalten waren. Die Erzart besteht hauptsächlich aus Wismut und Wismutglanz. In kleinen Mengen kommen Zinkblende, Kupferkies und Molybdänglanz vor. Die grösseren Wismutglanzindividuen sind deutlich stengelig, und man kann in ihnen in der Regel kleine spulförmige, in der Längsrichtung der Stengel ausgezogene Wismuteinschlüsse beobachten. Auch ist die typische Umwandlungsverzwilligung zu sehen (vgl. Schneiderhöhn und Ramdohr, 1931). — Durch Bohren wurde aus zwei Anschliffen Pulver losgemacht, das die obengenannten Haupterzarten reichlich enthielt. Die Pulverproben wurden danach spektralanalytisch

mit folgendem Resultat untersucht: Te, 0.01 %; Ag, 0.01—1 %; Sn, 0.001—0.01 %.

»Galenobismutit und Wismut, Grube 6. Klee». Die erzmikroskopische Untersuchung der mit dieser Etikette versehenen, im Geologischen Institut der Universität Helsinki verwahrten Belegstücke zeigte, dass als Erzminerale in ihnen hauptsächlich Wismut und Bleiglanz vorkommen. In sehr geringen Mengen sind Kupferkies und Zinkblende anzutreffen. Die genannten Haupterzarten kommen zuweilen in gleichen Mengen und dann in inniger graphischer oder »körniger« Verwachsung vor (Fig. 3). Bisweilen dominiert Bleiglanz. Er enthält jetzt unregelmässig geformte Wismutflecke und sehr kleine tropfen- oder spulförmige Wismuteinschlüsse, die meistens hintereinander in Reihen in der Richtung der Spaltrisse des Bleiglanzes angeordnet sind (Fig. 4). Es dürfte sich hier nicht um Entmischung handeln. Es ist wahrscheinlich, dass

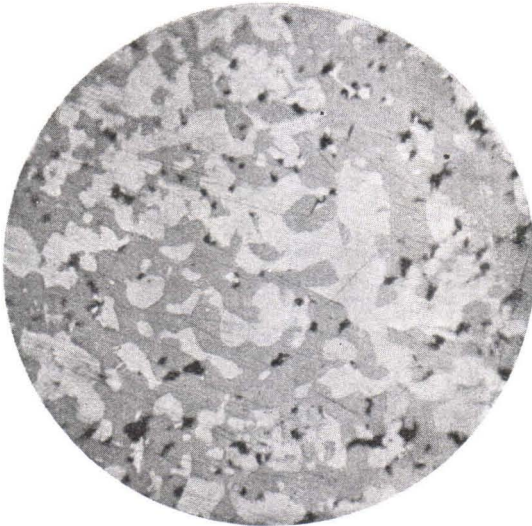


Fig. 3. Bleiglanz (grau) und Wismut (weiss) in »körniger« Verwachsung. Schwarz ist Gangart. Grube 6. Klee, Pitkäranta. Vergr. 95 ×.

Wismut zuerst flüssig im Wirtmineral vorhanden war und erst später erstarrte. Eine untere Grenze für die Ausscheidungstemperatur des Bleiglanzes, nämlich  $\sim 269^\circ$  (= Erstarrungspunkt des Wismuts), wäre hierdurch ziemlich genau gegeben (vgl. Schneiderhöhn und Ramdohr, 1931; Ödman, 1933). — Aus den »Galenobismutitproben« wurde durch Bohren erreiches Material losgemacht, das danach spektralanalytisch untersucht wurde. Die Gehalte an Te, Ag, Mn und In waren von folgender Grössenordnung: Te, 0.01—0.1 %; Ag, 0.1—1 %; Mn, 0.01 %; In  $< 0.003$  %.

*Arsenkies und Löllingit* kommen in der Regel miteinander zusammen vor. Im allgemeinen scheint Arsenkies in grösseren Mengen aufzutreten, zuweilen aber sind die beiden As-Mineralien in ungl. gleichem Masse anwesend. Meistens kommt Löllingit als längliche Körner in Arsenkies vor. In beiden sind oft kataklastische Züge zu beobachten (Fig. 3, Taf. III). — Interessant ist die Beobachtung (Tr., S. 196), dass Arsenkies in der Grube 1. Herberz als dünne dendritische Anflüge auf feinsten Spalten des Eisenerzes vorkommt.

*Gediegen Silber* kommt nach Tr. in der Grube 1. Schwartz zusammen mit gediegen Kupfer als mehrere mm dicke Dendriten und körnige Aggre-



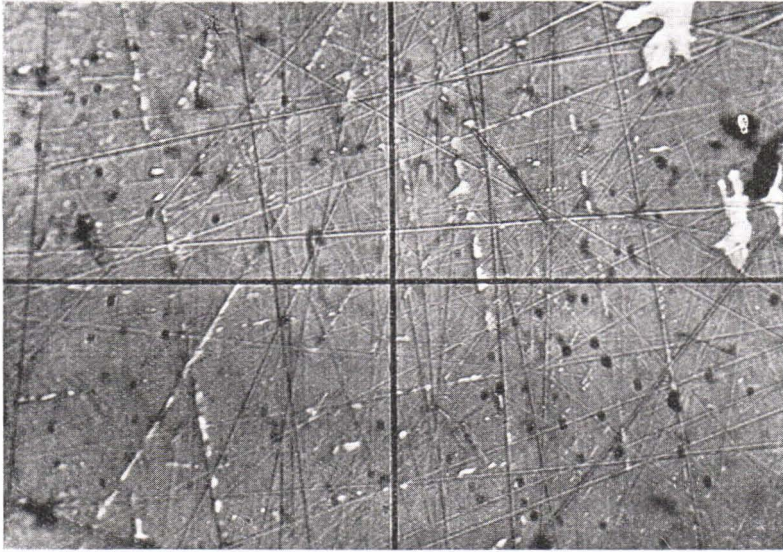


Fig. 4. Unregelmässige Wismutflecke samt tropfen- und spulförmigen Wismuteinschlüssen (hellgrau), die hintereinander in Reihen in der Richtung der Spaltrisse des Bleiglanzes (dunkelgrau) angeordnet sind. Grube 6. Klee, Pitkäranta. Vergr. 400  $\times$ .

gate in Drusenräumen des Eisenerzes oder in zierlichen Dendriten in hochgradig zersetztem Skarn vor. In der Grube 1. Nikolai bildet das Silber dünne, in wasserklarem Calcit eingewachsene Drähte. Laitakari (1931) berichtet, dass in den Schwartz-Gruben in der Nähe des Kupferglanzerzes metallisches Silber (und viel metallisches Kupfer) in Brauneisenerz vorhanden ist. Derartiges Silber kann wohl auf dieselbe Weise entstanden sein als nach Thomas (1949) das gediegene Silber in der Oxydationszone der Wallapai-Sulfiderzgänge. Die Silberminerale haben durch Einfluss der oxydierenden Lösungen Silbersulfat gebildet. Dieses ist dann in den unteren oder mittleren Teilen der Oxydationszone teilweise reduziert worden, wobei gediegen Silber entstanden ist. Diese Erklärungsweise stützt also die Auffassung, dass sich im alten Grubenfelde von Pitkäranta Gelegenheit erboten hat, die Grenzregionen zwischen den Oxydations- und Cementationszonen zu untersuchen (vgl. S. 201).

Verfasser hat erzmikroskopisch gediegen Silber im arsenkies- und löllingitreichen Erz der Grube Ristaus festgestellt. Es kommt darin als kleine isometrische Körner hauptsächlich in den As-Mineralien vor, besonders in Löllingit. Diese Erscheinungsweise des Silbers ist also eine ganz andere als die oben beschriebenen.

Fahlerz tritt nach Mitteilung von Prof. R. Beck (Tr., S. 324) »als körnige und derbe Massen zusammen mit Bleiglanz und Zinkblende in Serpentin in der Grube Ristaus auf.« — Von Verfasser ist Fahlerz nur in einem Anschliff gefunden worden. Es kommt in kleinen zerstreuten

Körnern in einer bornit- und kupferglanzreichen Masse vor. Die Körner sind von schwach olivgrüner Farbe; es scheint sich um das gemeinste Fahlerz zu handeln.

*Cubanit* kommt im Erzfelde Pitkäranta ziemlich allgemein vor, obgleich man ihn hier nicht früher beobachtet hat. Gewöhnlich tritt er als Lamellen in Kupferkies auf. An einigen Stellen ist die Erscheinungsweise jedoch ziemlich ungewöhnlich. In der mit der Etikette »Kupferkies, Grube 4. Omeljanoff, Pitkäranta» versehenen Mineralprobe Nr. 3331 des Geologischen Instituts der Universität Helsinki besteht die Erzart, die in einer aus Serpentin, Phlogopit und Fluorit zusammengesetzten Gangart in reichlichem Masse vorkommt, zum grössten Teil aus grobkörnigem Cubanit. Nur in sehr kleinen Mengen kommen im letztgenannten Magnetkies, Zinkblende (oft in kleinen Sternchen) sowie einzelne schmale und kurze Lamellen oder kleine isometrische Körner von Kupferkies vor. Der grösste Teil des Cubanits ist jedoch ganz kupferkiesfrei. An frischen Oberflächen hat der Cubanit einen fahl bronzearartigen Metallglanz; der Farbton liegt irgendwo zwischen denen von Magnetkies und Kupferkies. Der Cubanit scheint ziemlich schnell anzulaufen. Die Anlauffarben sind deutlich gelblich, und der Cubanit ist dann dem Kupferkies einigermaßen ähnlich.

Aus einem ziemlich reinen, durch Bohren aus einem Anschliff gelösten Cubanitmaterial gemachtes Pulverdiagramm zeigte, dass es sich wirklich um Cubanit handelt. Zu einem gleichsinnigen Resultat führte auch die chemische Analyse:

Cu	Fe	S	Zn	Unlös.	Summe
22.0 %	42.9 %	33.8 %	0.7 %	0.5 %	99.9 %

Wenn man die im analysierten Material in geringen Mengen enthaltene Zinkblende und die unlöslichen Silikate unbeachtet lässt und die restlichen Mengen auf 100 % umrechnet, ergibt sich folgendes Resultat:

	%	At. prop. × 1000	
S .....	34.9	1060.3	Cu : Fe : S 1 : 2.21 : 3.01
Fe .....	43.6	780.7	
Cu .....	22.5	352.5	

Das Ergebnis entspricht ziemlich gut der Cubanitformel  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ . Der Eisenüberschuss beruht am ehesten auf dem Magnetkiesgehalt des Materials, teilweise auch auf dem in der Zinkblende enthaltenen Eisensulfid. Möglicherweise ist das Analysenmaterial etwas kupferkieshaltig gewesen. — Den spektrographischen Analysen gemäss fehlen u. a. Bi und Sb gänzlich, die Sn- und Ni-Gehalte sind von der Grössenordnung 0.01—0.1 % sowie die Ag-, Pb- und In-Gehalte von der Grössenordnung 0.001—0.01 %.

Es sei noch erwähnt, dass das Probestück Nr. 3331 voll von Rissen ist, die mit Gangart ausgefüllt sind.

Beim Durchsehen der Pitkäranta-Sammlung der Technischen Hochschule fand Verfasser ein Belegstück, das ein paar Faust gross war und hauptsächlich aus Cubanit bestand. Es enthielt jedoch etwas mehr Magnetkies, Zinkblende und Kupferkies als das oben beschriebene Probestück. Kupferkies kommt darin entweder als Lamellen in Cubanit oder als ziemlich grosse Körner vor, die voll von Cubanitlamellen sind.

*Lupikkit* hat Palmunen (1939) ein in den sulfidreichen Partien der Ristaus- und Lupikko-Erze vorkommendes Mineral genannt, das nach ihm sowohl Magnetkies als Kupferkies, unter dem Erzmikroskop speziell dem letztgenannten, gleicht. Die untersuchten Lupikkitproben enthielten ausser Gangarten kleine zerstreute Körner von Zinkblende und Arsenkies, Streifen und lappige Körner von Magnetkies sowie schmale Lamellen von Kupferkies. Ing. G. Boucht hat folgende drei Analysen über lupikkitreiches Material ausgeführt (Palmunen, 1939). Die Proben 1 und 2 sind aus Ristaus, die Probe 3 aus Lupikko.

	Cu	Zn	Fe	S	As	CaO	MgO	Unlösl.	Summe
1.	13.50%	5.37%	47.10%	28.10%	0.014%			4.82%	98.904%
2.	11.77	4.56	35.88	21.61		7.74%	7.82%	11.23	100.61%
3.	10.07	8.34	35.98	21.63		2.06	13.80	9.95	101.83%

Auf Grund des obigen kann man mit ziemlich grosser Sicherheit schliessen, dass der von Palmunen dargelegte Lupikkit mit Cubanit, der mehr als gewöhnlich Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende enthält, identisch ist.

*Magnetkies* ist in den erzführenden Zonen von Pitkäranta sehr verbreitet. In Cubanit kommt er in kleinen Körnern, die äusserst zerlappt und zerrissen sind, oder als schmale Streifen vor. Dies wie auch der Umstand, dass die Magnetkieskörner von reiner Cubanitmasse umgeben sein können, führen leicht zu der Annahme, dass das letztgenannte Mineral hier durch Reaktion zwischen Magnetkies, der zu diesem Zeitpunkt schon ausgeschieden war, und kupfer(kies)führenden Lösungen entstanden sei (vgl. Ödman, 1933, S. 584). Die Reaktion lässt sich nach folgender Formel schematisch veranschaulichen:  $\text{FeS} + \text{CuFeS}_2 = \text{CuFe}_2\text{S}_3$ .

Sowohl in den oben beschriebenen cubanitreichen Belegstücken als auch in vielen anderen Anschliffen ist der Magnetkies auf eine bestimmte Weise umgewandelt worden. Die Umwandlung ist längs den infolge der Druckbeanspruchung bisweilen wellig gewordenen Spaltrissen nach (0001) vor sich gegangen. Das Umwandlungsprodukt besteht aus einer schwarzen Substanz, die sich gar nicht polieren lässt. — Durch Bohren wurde aus einem Anschliff Pulver von teilweise umgewandeltem Magnetkies losgemacht. Das Pulver enthielt als Verunreinigungen Gangart und möglicherweise etwas Magnetit. Nach der Analyse enthielt es 3 % Wasser

und 6.7 % unlösliche Silikate. Wenn man den unlöslichen Teil unbeachtet lässt, beläuft sich der Gehalt an Wasser auf 3.2 %. Auch dieses Analysenergebnis ist geeignet die Auffassung zu stützen, dass es sich um eine gleichartige Wasserkiesbildung handelt, die Verfasser schon früher aus dem Ylöjärvigebiet beschrieben hat (Saksela, 1947; vgl. auch Saksela, 1923, Fig. 6, S. 41; Lokka, 1943).

Nach Palmunen (*op. cit.*) beweisen Beispiele aus Hunderten von Fundorten, dass der »Schwefelüberschuss« der Magnetkiese aus nur mikroskopisch sichtbarem, oft algenartig struierem Schwefelkies herrührt. Derartiger Magnetkies sollte auch im Pitkärantagebiet vorkommen. Als eine andere Ursache zur Annahme von Schwefelüberschuss führt Palmunen irgendein Melnikovit-Gemisch an, dessen Identifizierung dem Kundigen schon mit blossem Auge möglich wäre und das u. a. in der Grube 2. Herberz zu finden sein sollte. — Strukturen oben beschriebener Art in Magnetkies hat Verfasser weder in Pitkäranta noch in anderen Erzgebieten feststellen können. Offenbar hat Palmunen sich in seinen erzmikroskopischen Bestimmungen geirrt. Es ist möglich, dass u. a. die sog. Wasserkiesbildung ihn irregeführt hat.

*Zinkblende.* Die dunkle Zinkblende ist nach Tr. im ganzen Grubenfeld von Pitkäranta ein unzertrennlicher Begleiter des Magnetits. Weil diese Zinkblende dazu auch da in grossen Mengen im Magneteisenerz auftritt, wo von anderen Sulfidmineralien kaum Spuren zu finden sind, hält Trüstedt es für ziemlich sicher, dass Magnetit und die dunklen Arten der Zinkblende genetisch zusammengehören und eine ältere Bildung als die übrigen Sulfide darstellen. Jünger oder mindestens gleichaltrig mit letzteren sollte eine in allen Grubenfeldern von Pitkäranta nicht seltene gelbbraune Blende sein. — Auf Grund der von Verfasser ausgeführten Untersuchungen kann man schliessen, dass die obenerwähnte Auffassung nicht ganz stichhaltig ist. Wohl scheinen die helleren braunen Zinkblendevarietäten sich an die anderen Sulfidmineralien anzuschliessen, die dunkle Zinkblende tritt aber in mehreren ungleichaltrigen Generationen auf, von denen nur die älteste in einer bestimmten Serie von Erzbildungen sich eng an das Magneteisenerz anschliesst.

Die Zinkblende der cubanitreichen Belegstücke ist stark von Cubanit verdrängt worden. In dieser Zinkblende hat Verfasser unter dem Erzmikroskop eine Erscheinung beobachtet, über die er Erwähnungen in der Literatur nicht hat finden können. Die Zinkblende sieht nämlich kräftig anisotrop aus. Viermal bei voller Umdrehung wird bei + Nicols gelbliches Licht reflektiert; in den Zwischenstellungen ist der Lichteffect dagegen nicht zu beobachten. Zuzufolge dieser Erscheinung kann man oft eine sehr regelmässige Zwillingslamellierung beobachten (Fig. 3, Taf. I). Immer kann man jedoch nicht die »Anisotropie« wahrnehmen; einige Zinkblendelamellen oder unregelmässiger geformte Partien derselben können völlig isotrop sein. Einige Zinkblendekörner sind in ihren Randpartien isotrop, während die inneren Teile anisotrop aussehen.

Eine genauere Untersuchung zeigte, dass die Zinkblende der cubanitreichen Belegstücke an sich nicht anisotrop ist, sondern der Lichteffect oben beschriebener Art ist durch die in der Zinkblende enthaltenen zahlreichen, äusserst kleinen oder beinahe submikroskopischen, regelmässig eingelagerten Cubaniteinschlüsse hervorgerufen. Bei starker (etwa 1000 facher) Vergrösserung kann man kleine »Lichtpunkte« wahrnehmen, die nebelartig in der Zinkblende verteilt sind, und wenn diese Punkte hie und da etwas grösser sind, ist an der Stelle eines jeden ein heller Einschluss zu beobachten, der aller Wahrscheinlichkeit nach aus Cubanit, ebenso wie die in der Zinkblende enthaltenen grossen, mikroskopisch gut sichtbaren Einschlüsse, besteht. — Diese grossen Einschlüsse sind von zweierlei Art. Einige sind nadelförmig und regelmässig in der Zinkblende eingelagert, die anderen wieder rundlich-oval (mit der längsten Achse gewöhnlich in der Richtung der nadelförmigen Einschlüsse). Die letztgenannten sind ungefähr gleich gross, etwa 0.05 mm im Diameter messend, und zeigen ein oft wahrnehmbares Streben, sich an den Grenzflächen zwischen den Zinkblendelamellen zu legen (Fig. 1, Taf. I und Fig. 1, Taf. III; vgl. auch Ödman, 1933). Auch die anderen Cubaniteinschlüsse sind nicht immer gleichmässig in der Zinkblende verteilt. Bisweilen sind gar keine Einschlüsse zu beobachten, und es ist interessant festzustellen, dass gerade die oben erwähnten »isotropen Zinkblendepartien« frei von Einschlüssen sind. Es fehlen in diesen gänzlich sowohl die allerkleinsten als auch die nadelförmigen Einschlüsse; nur grosse rundliche Einschlüsse können spärlich in ihnen vorkommen (Fig. 1, Taf. III). Auch dieser Umstand deutet darauf hin, dass die Anisotropie der Zinkblende scheinbar und durch die Einschlüsse verursacht ist. — Die Einschlüsse sind am ehesten als Entmischungsprodukte zu deuten. Möglicherweise gehören sie zu mehreren Generationen. Es ist offenbar, dass sie nach ihrer Bildung mobilisiert worden sind. Zu gleicher Zeit hat sich das mobilisierte Material zu grösseren »Flecken« angehäuft. Dies hat zur Folge gehabt, dass stellenweise besonders die allerkleinsten Einschlüsse, wovon die scheinbare Anisotropie herrührt, oft aber auch die nadelförmigen, gänzlich

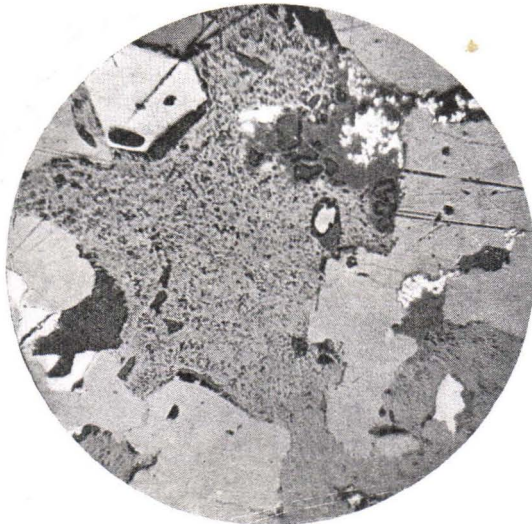


Fig. 5. Zinkblende II (grau, schlecht poliert) in »normaler« Zinkblende (grau, mit glatter Oberfläche). Oben ein Magnetitkristall. Weiss ist meist Kupferkies. Pitkäranta. Vergr. 110  $\times$ .

verschwunden sind. Irgendein Zwischenstadium in diesem Verschwinden dürfte durch zuweilen anzutreffende Zinkblendepartien vertreten sein, in denen nur spärlich nadelförmige, dagegen aber in reichlichem Masse kleine, mikroskopisch jedoch deutlich sichtbare runde Einschlüsse auftreten (Fig. 1, Taf. I).

In mehreren zinkblendereichen Anschliffen hat Verfasser ein Mineral gefunden, das von ihm *Z i n k b l e n d e* II genannt worden ist. Unter dem Erzmikroskop unterscheidet es sich von der »normalen« Zinkblende durch seinen etwas dunkleren Farbton und seine schlechtere Polierfähigkeit. Bei + Nicols ist es in jeder Stellung ganz und gar braun. Es handelt sich hier um ein sehr feinkörniges Zinkblendematerial. Zinkblende II kommt als aderförmige Partien oder unregelmässige Flecke vor (Fig. 5). Im erstgenannten Falle füllt sie Risse und Spalten, die quer durch die Schwefelkies-, Kupferkies-, Zinkblende- und sogar Bleiglanzkörner streichen. Fig. 6 stellt einen kataklastisch zerbrochenen Bleiglanz dar, dessen

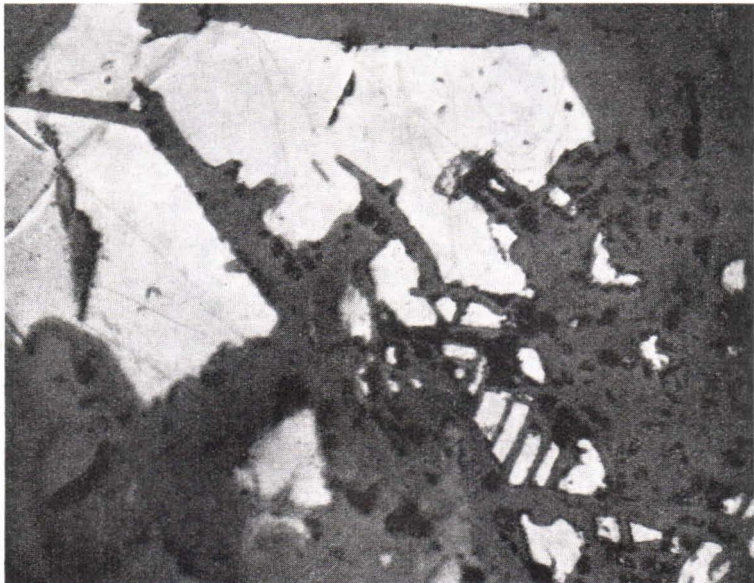


Fig. 6. Kataklastisch zerbrochener Bleiglanz, dessen scharfkantige Bruchstücke von Zinkblende II verkittet sind. Grube 4. Omeljanoff, Pitkäranta. Vergr. 570  $\times$ .

scharfkantige Bruchstücke durch Zinkblende II verkittet sind. Das letztgenannte schneidet auch als schmale Gänge die in der »normalen« Zinkblende eingelagerten länglichen Kupferkieseinschlüsse und -trümer schroff ab; in Zinkblende II hat man nie Kupferkies- oder Cubaniteinschlüsse beobachten können. — Offenbar ist Zinkblende II ein Mineral von sehr niedrigen Bildungstemperaturen. Es ist nicht unmöglich, dass ihre Ausfällung wenigstens teilweise aus kolloidalen Lösungen stattgefunden hat

und dass in Zinkblende II ein stark gealtertes ZnS-Gel vorliegt (vgl. z. B. Zeman, 1949).

Zum Schluss sei erwähnt, dass Palmunen (1939) in Zinkblende aus der Grube 4. Omeljanoff Einschlüsse von Magnetkies (Entmischungskörper!) beobachtet hat.

*Schwefelkies und Kupferkies* kommen im Erzfelde von Pitkäranta sehr allgemein vor. Der erstere ist oft kataklastisch zerbrochen. Bisweilen ist er auch chemisch umgewandelt. Einige Partien sind jetzt heller gelb als der normale Schwefelkies und deutlich, wenn auch schwach anisotrop. Andere Partien wieder sind in eine schwarze Substanz, die sich nicht polieren lässt, umgewandelt. Es ist interessant festzustellen, dass gerade in derartig umgewandeltem Schwefelkies oft Zinkblende II, gewöhnlich in aderförmigen Bildungen, zu beobachten ist. — Bisweilen sind die Zinkblendekörner, sowie auch die Gangart- und Arsenkies-Löllingitpartien, von einem schmalen Schwefelkiesband umrahmt.

Schwefelkies ist stark durch Kupferkies, Bornit und Kupferglanz verdrängt (Fig. 2, Taf. III). Kupferkies verdrängt ausser Schwefelkies auch Magnetkies und Zinkblende. Seinerseits ist er sehr oft von Bornit verdrängt worden. Das kupferkiesreiche Erz ist hie und da als schöne Breccie ausgebildet. Die Bruchstücke bestehen hauptsächlich aus Kupferkies; nur in ihren Randteilen kann man mehr oder minder Bornit beobachten. Die Zwischenräume der Bruchstücke sind von Gangart (bald Aktinolith, bald Chlorit und Serpentin) sowie Zinkblende und Bleiglanz ausgefüllt. Die letztgenannten Erzarten verhalten sich bisweilen ganz

inaktiv zu den angrenzenden Kupfermineralien. Ziemlich oft sieht es jedoch anders aus. Von den Zwischenräumen der Bruchstücke aus dringt Zinkblende sowohl in den Bornit als in den Kupferkies ein, anfangs schmalen Spalten folgend und sich dann von diesen aus seitwärts ausbreitend (Fig. 7). Es handelt sich ganz sicher um Verdrängung. Im Zusammenhang mit der verdrängenden Zinkblende treten hie und da kleine Bleiglanzkörner auf. Zwischen diesen und den Kupfermineralien hat Verfasser keinerlei Verdrängungsstrukturen feststellen können. [Nach



Fig. 7. Zinkblende (grau) verdrängt Bornit (grauweiss). Weiss ist Kupferkies. Grube Toivo, Pitkäranta. Vergr.

40 ×.

Laitakari (1931) ist Bornit von schmalen Spalten aus von Bleiglanz verdrängt worden].

*Bornit und Kupferglanz* kommen allgemein zusammen vor. Zuweilen bildet Bornit, zusammen mit Kupferkies, unregelmässige Körner in Kupferglanz. In diesem Falle sind die Bornitkörner offenbar als Verdrängungsreste zu deuten. Diese Annahme wird von Trüstedts Beobachtungen gestützt, nach denen in der Grube Toivo in grösseren Kupferglanzklumpen recht oft Körner von Kupferkies vorkommen, die von einer schmalen Zone von Bornit umgeben sind. Bisweilen treten Bornit und Kupferglanz auf die in Fig. 1 (Taf. II) dargestellte Weise verwachsen auf. Der Kupferglanz bildet durchschnittlich 0.0003 mm breite Lamellen in drei Richtungen. Die Zwischenräume sind von Bornit, der voll von schmalen Kupferglanzstreifen ist, ausgefüllt. Eine derartige Struktur ist durch Entmischungszersetzungsfall eines  $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_5\text{FeS}_4$  - Mischkristalls (bei  $175^\circ$ ) entstanden (vgl. Ramdöhr, 1950). Gleichartige Gitterstruktur ist neulich von Sales und Meyer (1949, S. 473) aus dem Erzfelde von Butte beschrieben worden. Die genannten Forscher haben auch völlig gleichartige gitterstruierte Kupferglanz-Bornitmasse auf die Weise künstlich hergestellt, dass sie das »bornitfleckige« Kupferglanz Erz von Butte unter Druck von 1 at. erst 6 Tage bei  $350^\circ$  und danach 2 Monate bei  $160^\circ$  erhitzen (*cp. cit.*, S. 483; siehe auch Schwartz, 1928).

Das oben beschriebene Bornit-Kupferglanzbelegstück enthält runde Körner von gediegenem Kupfer, Zinkblendeflecke (Fig. 1, Taf. II) sowie kleine »Punkte« von irgendeinem cremegelben Mineral, möglicher-



Fig. 8. Kupferglanz (hellgrau) und Bornit (dunkelgrau). Grube Schwartz, Pitkäraanta. Vergr. 1115  $\times$ . Ölimmersion.



weise von Silber. Die chemische Analyse ergab: 6.94 % Fe, 21.06 % S und 69.50 % Cu. Der Gehalt an Bornit ist also etwa 60 %.

Bornit und Kupferglanz können auch myrmekitisch verwachsen auftreten. Deutliche und typische Verwachsungen dieser Art sind jedoch ziemlich selten; sie gehen z. B. in solche weniger »deutlichen« Strukturen über, wie in Fig. 8 dargestellt. — Myrmekitische Verwachsungen von den zwei obengenannten Mineralien sind bekanntlich in einer Unzahl von Lagerstätten angetroffen worden. Es ist klar, dass eine Eutektbildung aus dem reinen System  $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_5\text{FeS}_4$  in diesem Falle nicht vorliegen kann. Trotzdem könnte es sich, wie Ramdohr (1950) bemerkt, um eine entsprechende Ausscheidung entlang einer eutektischen Linie in einem polynären System mit Komponenten von niedrigem Erstarrungspunkt handeln.

Es sei in diesem Zusammenhang erwähnt, dass in denselben Anschliffen, in denen die obengenannte Myrmekitbildung angetroffen wird, der Kupferglanz stellenweise als schmale Gänge in Bornit eindringt und diesen zu verdrängen scheint (vgl. Laitakari, 1931, Fig. 7, Tafel II). Wie eine letzte Spaltenfüllung kommt bisweilen in der Mittellinie der Kupferglanzgänge ein schmaler Tenoritstreifen vor.

Stellenweise verdrängt Bornit, von schmalen Spalten ausgehend, den Kupferglanz (Fig. 2, Taf. II). Im Zusammenhang mit Bornit treten kleine Körner von Kupferkies auf. Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich hier um eine »umgekehrte Cementation« Kupferglanz  $\rightarrow$  Bornit  $\rightarrow$  Kupferkies handelt (vgl. Ramdohr, 1924; Schneiderhöhn und Ramdohr, 1931). Die zusetzenden Wässer sind gelegentlich reich an Eisen und arm an Kupfer gewesen. — Bisweilen hat sich in den Spalten und Rissen, von denen die oben erwähnte Verdrängung ausgegangen ist, später Cuprit gebildet. Nach Laitakari (1931) ist das Kupferglanz Erz der Grube Schwartz ein Gemenge von Kupferglanz und Bornit, in dem das letztgenannte Mineral längs den Korngrenzen den Kupferglanz verdrängt. Nach Verfassers Untersuchungen ist das verdrängende Mineral jedoch nicht Bornit, sondern Tenorit. In dieselbe Richtung weisen schon die von Laitakari vorgelegten zwei Photographien hin (1931, Fig. 9 und 10, Tafel II).

Bornit scheint die Gesellschaft von Magnetkies zu meiden. Einer derartigen Sachlage hat schon Gilbert (1925) seine Aufmerksamkeit zugewendet. Nach seiner Meinung beruht die »Antipathie« der genannten Mineralien darauf, dass Magnetkies weniger beständig ist als Kupferkies. Unter diesen Umständen haben die kupferhaltigen Lösungen, statt den Kupferkies in Bornit umzuwandeln, die Umwandlung des Magnetkieses in Kupferkies verursacht.

Verfasser hat in Bleiglanz kleine zerstreute Körner von Bornit gefunden, die in der Regel dünne Kupferkieslamellen, die dem Bornit // (100) eingelagert sind, enthalten (Fig. 9). Es handelt sich hier um Ent-

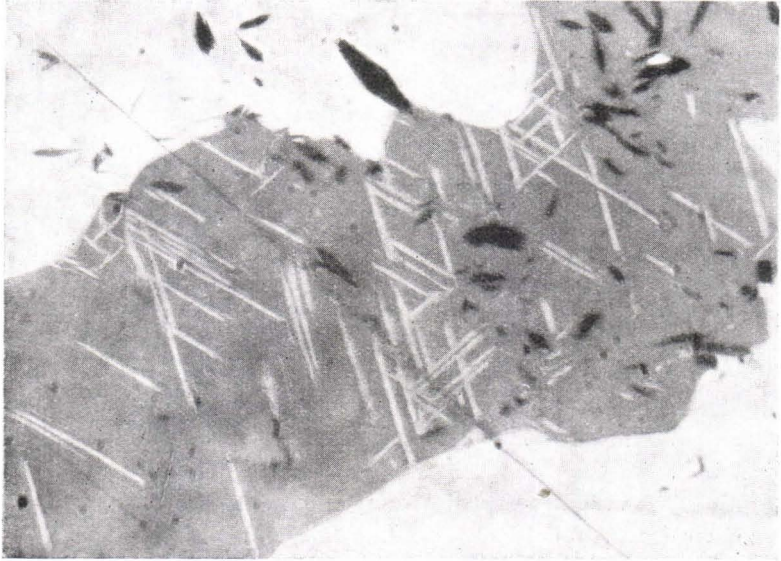


Fig. 9. Dünne Kupferkieslamellen dem Bornit // (100) eingelagert. Das dunkelgraue Bornitkorn ist von weissem Bleiglanz umgeben. Pitkäranta. Vergr. 1115  $\times$ . Ölimmersion.

mischung. Bornit kann ja bei höheren Temperaturen (etwa ab 225°) beträchtliche Mengen Kupferkies einbauen, der sich dann bei niedrigeren Temperaturen entmischt. Derartige Kupferkiesentmischungslamellen sind von mehreren Forschern beschrieben worden, vor kurzem von Schwartz (1949) aus dem Kupfererzvorkommen San Manuel in Arizona.

Der Kupferglanz der Pitkäranta-Erze ist bald sehr feinkörnig, bald wieder grobkörnig. Seiner Farbe nach ist er immer weissgrau. Die Stärke der Anisotropie variiert dagegen in hohem Grade; bald ist der Kupferglanz deutlich anisotrop mit lebhaft hellrosa bis grünlichblauen Farben, bald kommt eine sehr schwache Anisotropie erst bei ungenauer Kreuzung der Nicols zum Vorschein. Im vorigen Falle ist bisweilen eine Lamellenstruktur festzustellen.

*Covellin und Neodigenit.* Nach Palmunen (1939) kommt Covellin in der Grube 1. Schwartz als Einschlüsse in Zinkblende, als Lamellen in Kupferkies und als Streifen in Bornit vor. Der grobkörnige Kupferkies der Grube 4. Omeljanoff ist voll von Rissen, die mit Bornit und Covellin ausgefüllt sind. — Verfasser hat Covellin als ziemlich grosse Blättchen in stark verwittertem, malachit- und limonitfleckigem, zinkblendehaltigem Serpentin-Magneteisenerz gefunden, wor er nur im Zusammenhang mit rundlichen Zinkblendekörnern, und zwar an den Rändern der letzteren, vorkommt (Fig. 10). Eine derartige Erscheinungsweise des Covellins ist nicht selten. Covellin tritt ja sehr allgemein an der Grenze der Oxydations- und Cementationszonen auf, wo er sich gern auf Zinkblende nieder-

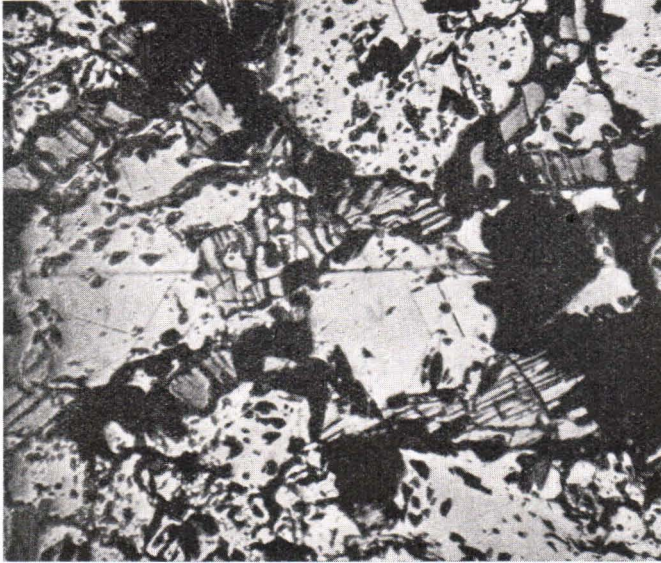


Fig. 10. In der Mitte zwei rundliche Zinkblendekörner, an deren Rändern Covellinblättchen (Spaltbarkeit sichtbar) zu beobachten sind. Oben und unten Magnetit. Schwarz ist Gangart mit ziemlich viel »Limonit» und Malachit. Grube 1. Schwartz, Pitkäranta. Vergr. 80  $\times$ .

schlägt (Schneiderhöhn und Ramdohr, 1931). Aus diese Weise scheint der Covellin in dem teilweise verwitterten kupferhaltigen Zink-Bleierz des Wallapaigebiets, das Thomas (1949) vor kurzem beschrieben hat, entstanden zu sein. Nach dem genannten Forscher »sphalerite that has come in contact with cupric sulfate solutions has developed irregular veinlets and borders of covellite».

Beachtenswert ist das Vorkommen des Covellins im Zusammenhang mit Neodigenit.<sup>1</sup> Verfasser hat in einer bornit- und kupferglanzreichen Erzprobe Körner von Neodigenit gefunden, die in der Regel Covellin entweder als schmale, beinahe rechtwinklig zueinander stehende Lamellen oder als kleine Schuppen, die keine bestimmte Orientierung zu besitzen scheinen, enthalten (Fig. 4, Taf. I). Im Kupferglanz kommt Covellin nicht vor. Neodigenit ist meistens von Bornit umgeben. Über die gegenseitigen Altersverhältnisse dieser zwei Mineralien lässt sich jedoch nichts Genaueres aussagen.

Der oben erwähnte »lamellare» Covellin ist durch Entmischungszersfall eines  $\text{Cu}_9\text{S}_5$  —  $\text{CuS}$  - Mischkristalls über  $\sim 78^\circ$  entstanden. Es gibt in der Literatur nur wenige Beispiele derartiger Zerfallserscheinungen. Einen offenbar ganz entsprechenden Fall finden wir in den kupferhaltigen Gängen, die im Syenitporphyr von Kiirunavaara, in der Gegend des

<sup>1</sup> Was diesen ziemlich neuen Mineralnamen betrifft, so sei auf die Arbeiten von Ramdohr (1943, 1950) verwiesen.

Bergrückens Professoren vorkommen. Sie sind von Geijer (1924, S. 8—9) beschrieben worden. Als primäre Erzarten treten in den Gängen Bornit, Kupferkies, Covellin sowie weisser und blauer Kupferglanz auf. Der blaue Kupferglanz (Neodigenit!) erscheint nach Geijer »mainly as stripes parallel to one of the orthorhombic cleavage directions and alternating with white chalcocite». Covellin tritt in Kupferglanz »in the form of stripes and blades» auf, die dem Kupferglanz parallel mit einer Spaltbarkeitsrichtung des letztgenannten eingelagert sind (Geijer 1924, Fig. 9, Taf. III). Es wird von Geijer nicht speziell erwähnt, ob Covellin im weissen oder blauen Kupferglanz (also in Kupferglanz oder Neodigenit) vorkommt, dagegen hält er es aber für möglich, dass »the covellite patches have been segregated from a blue chalcocite that originally held some cupric sulphide in solid solution». — N. W. Buerger (1941) hat röntgenographisch das System  $\text{Cu}_2\text{S}$ — $\text{CuS}$  untersucht, und die von ihm gewonnenen Resultate sind in guter Übereinstimmung mit den oben beschriebenen zwei Fällen. Das genannte System umfasst drei Komponenten, Kupferglanz ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), Neodigenit (unter  $78^\circ \text{Cu}_9\text{S}_5$ ) und Covellin ( $\text{CuS}$ ), sowie vier Phasen, nämlich Neodigenit, Covellin, Hochkupferglanz und Tiefkupferglanz. In dem von Buerger dargestellten Gleichgewichtsdiagramm finden sich drei Felder mit je zwei Phasen: Neodigenit + Hochkupferglanz, Neodigenit + Tiefkupferglanz und Neodigenit + Covellin.

Die Frage nach dem hypogenen oder supergenen Charakter der kupferreichen Sulfide hat mehrere Forscher interessiert. In unserem Falle ist der Kupferkies natürlich in seiner ganz überwiegenden Menge ein primäres und aszendentes Mineral. Die oben beschriebene umgekehrte Cementation deutet jedoch darauf hin, dass ein Teil vom Kupferkies Produkt deszendenter Anreicherung sein kann. Aus denselben Gründen ist auch ein Teil des Bornits seinem Charakter nach supergen (vgl. auch Schwartz, 1949). Der grösste Teil des Bornits ist ganz sicher hypogen (die Kupferkiesentmischungen, das Vorkommen zusammen mit gitterstruiertem Kupferglanz!). Covellin ist sowohl aus deszendenten als aszendenten Lösungen entstanden. Die letztgenannte Entstehungsweise ist durch der oben beschriebenen gitterstruierten Covellin vertreten. Selbstverständlich ist also der Neodigenit seinem Charakter nach hypogen. Was den Kupferglanz betrifft, so ist aus Verfassers Untersuchungen hervorgegangen, dass ein Teil von ihm, und zwar der erwähnte gitterstruierte Kupferglanz, den aszendenten Lösungen seine Entstehung zu verdanken hat. Wenn es sich dagegen um reine Kupferglanzpartien handelt, ist es schwer, die Entstehungsverhältnisse des Minerals zu präzisieren. So bemerkt Ramdohr (1943), dass keine scharfe, durch eindeutige mikroskopische Merkmale erfassbare Grenze

zwischen dem anisotropen deszendente und dem anisotropen aszendente Kupferglanz besteht. Es ist möglich, dass der im Pitkärantagebiet ange-troffene ziemlich grobkörnige Kupferglanz, der bei + Nicols eine lamellare Struktur zeigt, von aszendente Bildung ist. Dieser wäre dann über  $105^\circ$  als hexagonale Modifikation entstanden und später bei der Abkühlung paramorph in rhombischen Kupferglanz umgewandelt (Buerger, 1941). Vorsicht ist jedoch auch in diesem Falle vonnöten, denn in Kupferglanz, der sichtbar unter  $105^\circ$  gebildet ist, hat man primäre Verzwillingung, die in hohem Grade der oben erwähnten Lamellenstruktur ähnlich ist, beobachtet (Ramdohr, 1943). — Die körnige Aggregatstruktur des Kupferglanzes (vgl. Schneiderhöhn, 1922), die früher auch im Pitkärantagebiet für einen hinreichenden Beweis deszendente Bildung gehalten wurde (Laitakari, 1931), hat im Lichte neuerer Untersuchungen ihre Beweiskraft verloren. Einen Hinweis — natürlich noch lange keinen Beweis — auf den supergenen Charakter des Pitkäranta-Kupferglanzes gibt sein hier und da beobachtetes feinkörniges Gefüge. Am sichersten könnte das ziemlich reichliche Auftreten des Cuprits sowie des Tenorits in Kupferglanz auf deszendente Herkunft hindeuten (vgl. die folgende Schilderung). Diese Oxyde kommen ja besonders gern dort vor, wo bereits gebildete Kupfercementationserze (Kupferglanz) ihrerseits der Oxydation anheim-fallen (vgl. Scheiderhöhn und Ramdohr, 1931; Schwartz, 1949).

*Cuprit und Tenorit* kommen im Zusammenhang mit Kupferglanz sehr allgemein vor. Bisweilen sind die Kupferglanzpartien von einem schmalen Cupritrand umgeben, von dem aus stellenweise nadelförmige Cuprit-

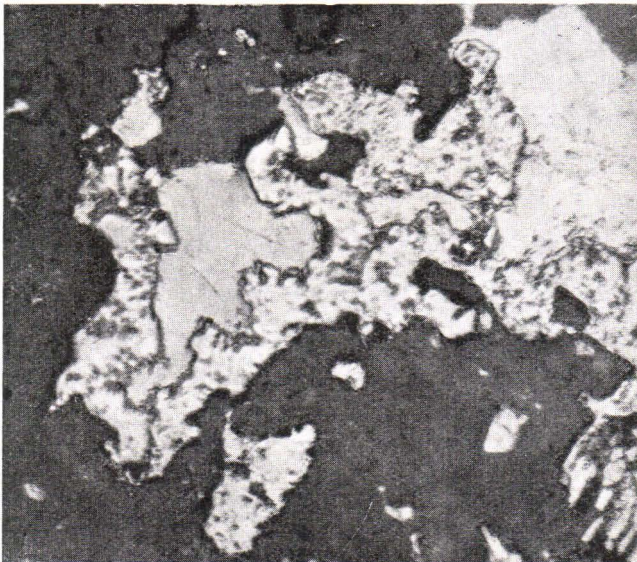


Fig. 11. Eine Kupferglanzpartie (hellgrau) ist von einem Cupritrand (mit Relief) umgeben. Pitkäranta. Vergr.  $570\times$ .

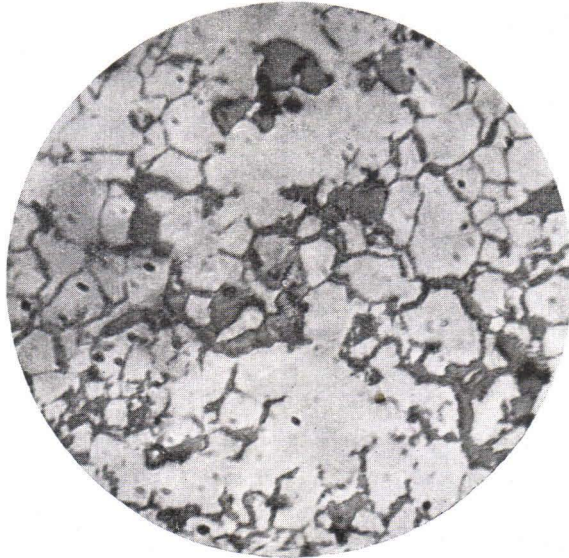


Fig. 12. Kupferglanz (hellgrau) ist von Tenorit (dunkelgrau) verdrängt. Pitkäranta. Vergr. 570  $\times$ .

kristalle in die Kupferglanzmasse vordringen (Fig. 11; vgl. auch Schwartz, 1941). Hie und da tritt in Kupferglanz feinkörniger Cuprit bald als streifenartige Partien oder netzförmige Bildungen, bald wieder als zerlappte Flecke auf. Im ersteren Falle scheint Cuprit sich oft in Spalten gebil-

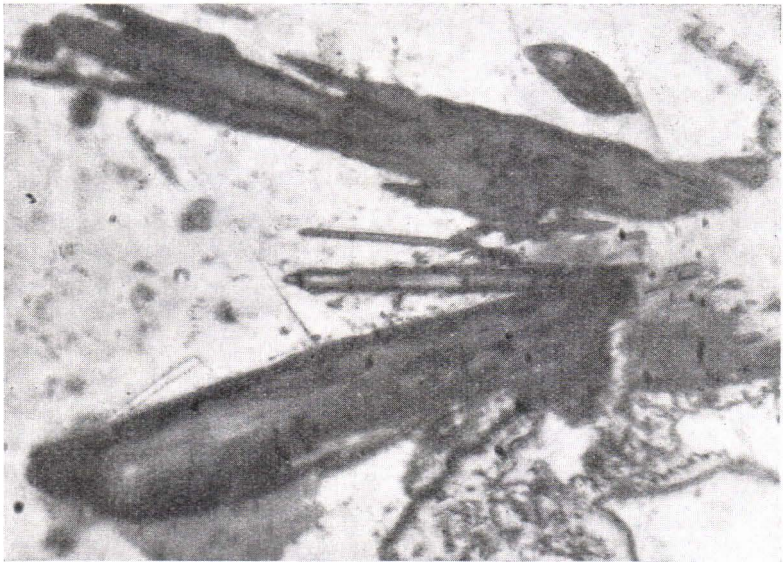


Fig. 13. Radialstrahlige Gruppe von Nadeleisenerz in Kupferglanz. Unterhalb der untersten Nadel Bornit (dunkelgrau, links) und Cuprit (hellgrau, rechts, mit Relief). Pitkäranta. Vergr. 1115  $\times$ . Ölimmersion.

det und von diesen aus sich seitwärts ausgebreitet zu haben. Bisweilen ist Kupferglanz mit einem äusserst feinkörnigen Cuprit »nebelartig« bestreut.

Das Vorkommen des Tenorits als ein den Kupferglanz verdrängendes Mineral wurde schon erwähnt (Fig. 12). Er tritt in sehr nahem Zusammenhang mit Cuprit auf. Bald sind diese Mineralien »mosaikartig« verwachsen, bald bilden sie gangartige Partien so, dass der mittlere Teil des Ganges aus Cuprit, die Aussenränder wieder aus Tenorit bestehen. — Bisweilen sind die Bornitkörner von einem schmalen Tenoritband umrahmt.

In Anschliffen ist die Farbe des Tenorits im Kontrast gegen Cuprit und Kupferglanz deutlich bräunlich. Mitten in der Gangart bekommt Tenorit einen grauen Farbton. Über den Reflexionspleochroismus und die Anisotropie lässt sich wegen der Feinkörnigkeit meistens nichts Genaueres aussagen; an etwas grösseren Flächen ist die Anisotropie bisweilen deutlich. Die Schleifhärte des Tenorits ist beträchtlich höher als bei Kupferglanz, kleiner als bei Cuprit. Innenreflexe sind nicht beobachtet worden. Die Resultate der Ätzversuche deuten klar auf Tenorit hin:  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{KCN}$ ,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{KOH}$  und  $\text{HgCl}_2$  negativ,  $\text{HCl}$  positiv (vgl. Short, 1940). — Für das Pulverdiagramm wurde aus einem Anschliff durch Bohren unter dem Mikroskop Pulver gelöst, das hauptsächlich Tenorit und Kupferglanz enthielt. Der Gehalt an Tenorit war nach ungefährer Schätzung 10 %. Das Resultat der Untersuchung stützt die Auffassung, dass das Begleitmineral des Kupferglanzes wirklich Tenorit ist.

*Nadeleisenerz* tritt zusammen mit Cuprit und Tenorit in Kupferglanz auf. Bald kommt dieses Mineral in sehr kleinen Nadeln vor, bald sind die Kristallindividuen etwas grösser und in radialstrahligen Gruppen angeordnet (Fig. 13). Oft bildet diese Eisenverbindung unregelmässig geformte Flecke oder gangartige Partien in Kupferglanz. Die letztgenannten sind bisweilen geradling und ung. gleich breit; es handelt sich offenbar um Spaltenfüllungen. Das Material ist jetzt äusserst feinkörnig und schwer polierbar. Nach den roten Innenreflexen zu schliessen, ist es stellenweise ferrioxydhaltig.

Eine Kupferglanzprobe, die Cuprit, Tenorit, *Nadeleisenerz* und etwas Bornit enthielt, wurde analysiert:

Fe	Cu	S	H <sub>2</sub> O	Unlös.	Summe
11.08 %	65.15 %	16.49 %	1.26	1.36 %	95.34 %

Die spektrographische Analyse zeigte, dass andere Metalle nur in verschwindend geringen Mengen vorhanden sind.

Es sei noch erwähnt, dass man in Quarz (möglicherweise Pegmatitquarz) Hohlräume gefunden hat, an deren Wänden gut ausgebildete Kristalle von *Nadeleisenerz* sitzen (Fig. 14).

*Gediegen Kupfer* kommt in dem NW-Ende des alten Grubenfeldes in verhältnismässig reichlichen Mengen vor. In der Grube I. Schwartz tritt Kupfer in solcher Menge auf, dass seine Aufbereitung lohnend gewesen



Fig. 14. Hohlräum in Quarz, an dessen Wänden gut ausgebildete Kristalle von Nadeleisenerz sitzen. Pitkäranta. Vergr. 1.8 ×.  
Photo A. Matisto.

ist. — Oben wurde schon über das Auftreten des Kupfers in gitterstruierter Kupferglanz-Bornitmasse berichtet. Die Kupferkörner enthalten bisweilen Einschlüsse von Kupferglanz und Bornit, was darauf hindeuten scheint, dass Kupfer auf Kosten der genannten Sulfidmineralien, am ehesten des Kupferglanzes, gebildet ist. Der Schwefel des Kupferglanzes ist oxydiert worden, möglicherweise durch Einfluss des Ferrisulfats (vgl. Schwartz, 1949), wobei Kupfer übrig geblieben ist.

U. a. in der Grube Schwartz kommt gediegenes Kupfer in umgewandeltem Diopsidskarn vor. Die untersuchten Belegstücke waren von einem Häutchen einer grauen tonartigen Substanz bedeckt, die bald von »Limonit« braun, bald von Malachit grün gefärbt war. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass Diopsid nur in ziemlich geringem Masse umgewandelt ist. Die Umwandlungen haben sich auf die nächste Umgegend der Spaltrisse und der Korngrenzen beschränkt. Das Umwandlungsprodukt besteht aus einem äusserst fein- und kurzfibrigen grauen Mineral, das möglicherweise eine Art von Faserserpentin ist. Mittels der Immersionsmethode wurde bestimmt:  $\gamma = 1.566 \pm 0.003$ ;  $\alpha$  ist etwas grösser als 1.538;  $Ch_z$  ist positiv. Auch Calcit tritt als Umwandlungsprodukt auf. — Der Skarn enthält kleine verschiedenförmige Hohlräume, die mit den oben erwähnten Umwandlungsprodukten gefüllt sind (Fig. 15). Wenn beide von diesen gleichzeitig zugegen sind, ist Calcit in der Mitte, Serpentin wieder an den Rändern des Hohlräumens gelegen. Die Serpentinefasern stehen rechtwinklig zu den Wänden der Hohlräume (Fig. 15). — Kupfer kommt in Diopsidskarn ungefähr an denselben Stellen vor wie auch die Umwandlungsprodukte. So sucht es gern die Spaltrisse der Diopsidkörner auf. Allgemein ist Kupfer auch an den Wänden der Hohlräume, seltener zwischen den Serpentinefasern, weiter von den Wänden entfernt, anzutreffen. In einigen Fällen findet sich Kupfer als letztes hohlraum-





Fig. 15. Hohlräume in Diopsidskarn, die mit äusserst feinfibrigem Serpentin ausgefüllt sind. Schwarz ist hauptsächlich Kupfer, das teilweise in Cuprit umgewandelt ist. Grube 1. Schwartz, Pitkäranta. Durchlicht. Vergr. 104  $\times$ .

füllendes Mineral mitten in den Höhlungen. Stellenweise ist Kupfer der Oxydation anheimgefallen. So verhält es sich besonders mit dem Kupfer, das an den Wänden der Hohlräume sitzt. Dies ist nämlich zum bedeutenden Teil in feinkörnigen bis dichten Cuprit umgewandelt worden. Was die Entstehung des Kupfers betrifft, so ist es wahrscheinlich als solches aus kupferreichen Lösungen ausgeschieden worden. Auf diese Weise ist nach Schwartz (1949) ein bedeutender Teil des gediegenen Kupfers im Erzgebiet von San Manuel in Arizona entstanden.

*Molybdänglanz* ist nach Tr. im ganzen Erzgebiet von Pitkäranta eine grosse Seltenheit, die jedoch lokal reichlich vertreten sein kann, und zwar stets da, wo innerhalb oder in der Nähe des Skarnlagers Pegmatit vorkommt. Trüstedt hält den Molybdänglanz für ein postladogisch-präjotisches Kontaktprodukt, das durch die eruptiven Nachwirkungen der archaischen Granit-, bez. Pegmatitintrusionen entstanden und offenbar das älteste Erzmineral sei. — Dies ist nicht ganz richtig. In kleinen Mengen scheint nämlich Molybdänglanz ziemlich allgemein im Pitkärantagebiet aufzutreten. Schon Palmunen (1939) bemerkt u. a., dass die meisten der Erzproben, die im Jahre 1937 in der Grube 3. Klara losgesprengt worden sind (8 Stücke von je 0.5—2.0 m<sup>3</sup>), etwas Molybdänglanz enthalten haben. Verfasser hat in mehreren Anschliffen kleine Molybdänglanzschuppen feststellen können, wo sie sich eng an die Gesellschaft der anderen Sulfidmineralien anzuschliessen scheinen. Molybdänglanz ist älter als Kupferkies und Schwefelkies und bezeichnet, zusammen

mit Arsenkies und Löllingit, den Anfang der eigentlichen Sulfiderzbildung. — Offenbar kommt Molybdänglanz im alten Grubenfelde in zwei Generationen vor; die ältere von diesen ist von Trüstedt beschrieben worden.

Was die in den erzführenden Kalk-Skarnhorizonten vorkommenden Gangarten betrifft, so ist Wollastonit in den eigentlichen Erzzonen nicht gefunden worden. Ebenso tritt Skapolith in grösseren Mengen nur auf der Insel Pusunsaari auf. Dieses Vorkommen ist von Laitakari (1947) genauer beschrieben worden. Titanit kommt nach Tr. nur in engstem Zusammenhang mit den Pegmatiten vor (im sog. Salitsyenit). Der ziemlich allgemein anzutreffende Vesuvian ist von Eskola (1904) und Varma (1945) näher untersucht worden. Topas ist in den Erzzonen von Pitkä-ranta offenbar eine grosse Seltenheit. Nur Törnebohm (Tr., S. 328) hat ihn einmal in einem Dünnschliff beobachtet. Völlig unumgewandelter Chondrodit kommt nur im Kalkbruch von Ristiniemi vor. Er ist von Rankama (1938) genauer untersucht worden. In den eigentlichen Erzzonen ist Chondrodit stark serpentinisiert.

*Granat* kommt allgemein vor und ist Kalkeisen- und Kalktongranat. Untersuchungen über die regionalen Variationen der chemischen Zusammensetzung sind früher nicht ausgeführt worden, und heutzutage bestehen dafür keine Möglichkeiten. — Besondere Aufmerksamkeit verdient der jetzt beobachtete Zinngehalt des Granats. Wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht, enthält der schwarze Granat aus der Grube 4. Omeljanoff in bedeutenden Mengen Zinn. Von derselben Grössenordnung ist der Zinngehalt des dunkelbraunen Granats aus der Grube 4. Meyer.

	%	Mol. prop. × 1000	
SiO <sub>2</sub> .....	35.56	592	} 596
TiO <sub>2</sub> .....	0.34	4	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	7.28	71	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	21.28	133	} 204
FeO .....	0.85	12	
MnO .....	0.18	3	} 624
MgO .....	0		
CaO .....	33.60	599	
SnO <sub>2</sub> .....	1.44	10	
	100.53		

Andradit 65.0 Mol. %  
Grossular 33.1 »  
Almandin 2.0 »  
Spessartin 0.4 »

RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> = 3.06 : 1 : 2.92

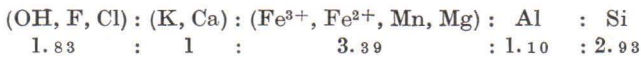
Der analysierte Granat war schön zonarstruiert und zeigte starke optische Anomalien. Die Brechungsindizes schwankten zwischen den Grenzwerten 1.866 und 1.834 ( $\pm 0.003$ ). Das spez. Gew. ist 3.796. Weil in den oben genannten Gruben Kassiterit in reichem Masse auftritt und unter diesen Umständen angenommen werden konnte, dass die gut ausgebildeten,

beinahe 1 cm im Diameter messenden Granatkristalle, welche das Analysenmaterial lieferten, kassiterithaltig seien, wurden diese sorgfältig mikroskopisch untersucht. Es zeigte sich dabei, dass der Zinngehalt des Granats nicht von Kassiteriteinschlüssen herrührt.

In der Literatur findet man sehr wenige Erwähnungen über zinnhaltige Granate, und es ist dem Verfasser nicht gelungen, Beispiele von zinnhaltigen Grossularen oder Andraditen zu finden. Theoretisch ist der Zinngehalt des in den erzführenden Skarnzonen von Pitkäranta vorkommenden Granats an und für sich nicht sehr überraschend. Ottemann (1940) hat nämlich gerade in den zu pneumatolytischen Paragenesen gehörenden Silikatmineralien Biotit, Turmalin und Plagioklas Zinn feststellen können. Der erstgenannte enthielt an Zinn 300 g pro Tonne und die zwei letztgenannten 50 g pro Tonne. Der Lupikko-Vesuvian enthält ~ 0.15 % Zinn (Varma, 1945). Nach Ottemann (1940) können die Silikatgitter jedoch nur in sehr begrenzten Mengen Zinn aufnehmen; der Überschuss scheidet sich als Kassiterit aus. Die Zinngehalte der Pitkäranta-Granate sind offenbar als ausserordentlich hoch anzusehen.

*Phlogopit* kommt in den erzhaltigen Skarnzonen von Pitkäranta sehr allgemein vor. Er ist bisweilen serpentinisiert. Die chemische Zusammensetzung eines grobschuppigen Phlogopits aus Lupikko geht aus der folgenden Tabelle hervor.

	%	Mol. prop. × 1000		%	Mol. prop. × 1000		At. prop. × 1000
SiO <sub>2</sub>	39.16	652	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.72		Si	652
TiO <sub>2</sub>	0		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.48	138	Al	245
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.51	123	F	2.46	130	Fe <sup>3+</sup>	36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.91	18	Cl	0.08	2	Fe <sup>2+</sup>	23
FeO	1.64	23	—O	1.09		Mn	2
MnO	0.13	2	Summe	99.57		Mg	693
MgO	27.93	693				Ca	19
CaO	1.08	19				K	203
Li <sub>2</sub> O	0					OH	275
Na <sub>2</sub> O	0					F	130
K <sub>2</sub> O	9.56	101				Cl	2



Der analysierte Phlogopit ist deutlich pleochroitisch:  $\alpha$  ist hellgelb,  $\beta$  und  $\gamma$  bräunlich gelb. Die einigermaßen ungewöhnliche Stärke des Pleochroismus dürfte auf dem Gehalt an Ferrieisen beruhen. Mittels der Immersionsmethode wurde bestimmt:  $\alpha = 1.546 \pm 0.003$ ,  $\beta$  und  $\gamma = 1.586 \pm 0.003$ .

»Grüner Glimmer« kommt hier und da in engem Zusammenhang mit Phlogopit vor, in dem er schmale Lagen // (001) bildet (Fig. 5, Taf. I). Er ist stark pleochroitisch (bräunlichgelb-dunkelgrün). Die Stärke der Doppelbrechung ist von derselben Grössenordnung wie beim Phlogopit.

*Plagioklas* ist ein typisches Skarnmineral im Pitkärantagebiet. Zwar kommt er nicht in grösseren Mengen vor, ist aber an mehreren Stellen gefunden worden. Die chemische Zusammensetzung des Plagioklases variiert innerhalb weiter Grenzen; sogar sehr anorthitreiche ( $An_{84}$ ) treten auf.



Fig. 16. Plagioklas ist teilweise in Zoisit (hellgrau, mit Relief) umgewandelt. Ristiemi, Pitkäranta. Vergr. 22  $\times$ . Ohne Nicols. Durchlicht.

*Epidot und Zoisit.* Der dunkelpistaziengrüne Epidot bildet oft säulenförmige oder langtafelige Kristalle, die bisweilen radialstrahlig angeordnet sind. — Zoisit ist schön hellrot, und er ist in Lupikko und Ristiemi gefunden worden. Man hat dieses Mineral früher bald Epidot, bald wieder Manganepidot oder Piemontit genannt. Eine genauere Untersuchung zeigte jedoch, dass es sich hier um Zoisit handelt, dessen Mn-Gehalt ganz unbedeutend ist. Der Zoisit findet sich entweder als unregelmässig geformte Körner und Streifen in anorthitreichem Plagioklas (Fig. 16), oder als lange stengelige Kristalle in Skarngestein (Fig. 17). In ersterem Falle ist der Zoisit deutlich Umwandlungsprodukt von Plagioklas. Die Spaltbarkeit nach (010) ist gut entwickelt. Dazu lassen sich Sprünge einer Absonderung nach (001) beobachten. Es ist interessant festzustellen, dass die grösseren Zoisitindividuen ein äusserst ungleichmässiges optisches Verhalten zeigen. Dies äussert sich schon darin, dass die Individuen bei + Nicols in zahlreiche Felder zerfallen sind, von denen einige ungewöhnlich lebhaft blaue anomale, die anderen wiederum graue Interferenzfarben zeigen. Die genannten Felder sind bald unregelmässig geformt, bald mehr oder minder band- und leistenförmig. In letztgenanntem



Fig. 17. Zoisitstengel in Calcit. Grube 3. Lupikko, Pitkäranta.  
Durchlicht. Ohne Nicols. Vergr. 22 ×.

Falle entsteht oft ein Bild, das an polysynthetische Verzwilligung erinnert. Wegen derartigen optischen Verhaltens (auch wegen der Trübe des Materials) konnte mittels der Immersionsmethode nur bestimmt werden, dass die Brechungsindizes in Hunderten von Zoisitsplittern zwischen 1.700 und 1.705 schwanken und meistens dem ersteren Zahlenwert sehr nahe liegen. — Aus einem Belegstück (Lupikko III) wurde durch Separation mittels Clerici-Lösung sehr reines Zoisitmaterial erhalten. Dieses wurde mit folgendem Resultat analysiert:

	%		%		At. prop. × 1000
SiO <sub>2</sub>	38.64	CaO	25.48	Si	643
TiO <sub>2</sub>	0	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.54	Al	611
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.16	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.04	Fe <sup>3+</sup>	38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.03			Mg	7
FeO	0	Summe	100.35	Mn	2
MnO	0.16			Ca	454
MgO	0.30			OH	171

$$(\text{OH}) : \text{Ca} : (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Mn}) : \text{Si} = 0.75 : 2 : 2.90 : 2.83$$

*Mn-haltiger Karbonat.* In den Sammlungen des Geologischen Instituts der Universität Helsinki wird ein Belegstück aus Lupikko verwahrt, das Glimmerminerale, Fluorit, Calcit Helvin sowie in verhältnismässig reichlichen Mengen ein bräunlichgraues, von einer dunkelbraunen Verwitterungskruste bedecktes Mineral enthält. Es zeigte sich, dass das

letztgenannte ein Mn-haltiges Karbonat mit folgender chemischer Zusammensetzung ist:

	%	Reduz. Werte	Mol. prop. × 1000	
FeO .....	4.58	4.77	66	FeCO <sub>3</sub> = 6.43 Mol. %
MnO .....	8.82	9.20	130	MnCO <sub>3</sub> = 12.56 »
MgO .....	7.82	8.15	202	MgCO <sub>3</sub> = 19.57 »
CaO .....	34.14	35.59	635	CaCO <sub>3</sub> = 61.44 »
H <sub>2</sub> O .....	1.04			ω = 1.707
CO <sub>2</sub> .....	40.56	42.29	961	
Unlös. ....	2.60			
Summe	99.56	100.00		

(Es ist möglich, dass das analysierte Material ein wenig Calcit enthielt).

*Serpentin und Brucit.* Serpentin ist weitverbreitet in allen Gruben des obersten Leithorizonts. Stellenweise (z. B. in Ristaus) kann der Hauptteil der Gangart aus Serpentin bestehen. Die Farbe des Serpentin variiert: dunkelgrün—gelb. Sowohl Blätter- als Faserserpentin sind angetroffen worden, und die charakteristische Maschenstruktur ist hie und da zu beobachten.

Soweit man hat feststellen können, sind von den Gangarten wenigstens Diopsid, Phlogopit, Chondroit und Dolomit Serpentinisierung ausgesetzt gewesen. Mikroskopisch ist die gradweise Serpentinisierung dieser Mineralien gut zu verfolgen. Als Produkt der Serpentinisierung des Dolomits ist in den Klara-Gruben eine Aggregationsform der Mineralien Serpentin und Calcit entstanden, die von Trüstedt Eozoonstruktur genannt worden ist. Das Gestein ist jetzt regelmässig gebändert und aus abwechselnden, oft millimeterdünnen Lagen von grünlichgelbem Serpentin und milchweissem Calcit aufgebaut. In diesem Zusammenhang ist von Interesse Trüstedts Feststellung, dass das Vorkommen der Eozoonstruktur nur auf die allernächste Nähe des Rapakiwkontaktes beschränkt ist. Dies legt nach Tr. den Gedanken nahe, diese Art von Serpentinisierung »mit eruptiven Nachwirkungen des Rapakiwgranites in Verbindung zu setzen» (Tr. S. 305). Wie aus den späteren Darlegungen hervorgehen dürfte, haben ausser Rapakiwi auch die älteren Granite Serpentinisierung verursacht. Dass nur in vorigem Falle regelmässige Eozoonstruktur entstanden ist, beruht wahrscheinlich darauf, dass Serpentinisierung hier unter relativ ruhigen Verhältnissen, ohne den störenden Einfluss von seiten stärkerer tektonischer Bewegungen, stattgefunden hat.

Aus der Schilderung auf Seite 204 dürfte hervorgehen, dass irgendeine Serpentinisierung durch den Einfluss deszendenter Lösungen, also bei sehr niedrigen Temperaturen, vor sich gegangen ist. Wenn wir die obere Grenze der Serpentinisierungstemperaturen zu fixieren versuchen, ist es zu beachten, dass man in den Kalk-Skarnzonen, obschon nur an ein paar Stellen, Brucit gefunden hat. Eskola (1946) berichtet, dass Brucit in

Lupikko-Serpentin gefunden worden ist. Nach Tr. kommt Brucit in der Grube 3. Klara in mikroskopisch sichtbaren Individuen in serpentiniertem Kalkstein vor. Später ist Brucit in derselben Grube in grösseren, makroskopisch deutlich sichtbaren tafeligen Kristallen angetroffen worden. Diese treten in weissem dolomitischem Kalkstein auf, der voll von runden, aus feinschuppigem Antigorit aufgebauten Flecken ist. Derartige Flecke sind nicht sehr selten in den Gruben des obersten Leit-horizontes, und sie können Pseudomorphosen nach irgendeinem Glied der Humitgruppe repräsentieren (vgl. S. 206). Es ist jedoch nicht unmöglich, dass das ursprüngliche Mineral, wenigstens an einigen Stellen, Olivin gewesen wäre. Es sei erwähnt, dass in den Dolomitschichten des Kuopio-gebiets, die ungefähr denselben stratigraphischen Horizont als die gleich-artigen Schichten in Pitkäranta vertreten dürften, nach Wilkman (1923) runde antigoritreiche Flecke und in diesen bisweilen Reste von Olivin angetroffen worden sind.

Nach den neuesten Untersuchungen von Bowen und Tuttle (1949) ist Forsterit unter  $\sim 400^\circ$  in Kontakt mit Wasserdampf nicht beständig, sondern wandelt sich in Serpentin und Brucit um. Diese zwei Mineralien können also bei Temperaturen über  $400^\circ$  nicht zusammen auftreten. Wenn im System Eisen zugegen ist, kann die obengenannte Umwandlung des Forsterits bei niedrigerer Temperatur vor sich gehen. In Tr. sind mehrere Analysen von verschiedenartigen Serpentin aus Hopunvaara angeführt. Nach den Analysen ist in der Regel ein gewisser Eisengehalt vorhanden, und  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  kann sich sogar auf den Betrag von 4,39 % belaufen.

Weil der Brucit im Pitkärantagebiet ein seltenes Mineral ist und überdies das Vorkommen des Olivins nicht mit Sicherheit festzustellen ist, muss sich natürlich auch die Fixierung der oberen Grenze der Serpentinisierungstemperaturen unsicher gestalten. Ausserdem kann die Serpentinisierung des Olivins bei Temperaturen bis  $500^\circ$  vor sich gehen, wenn Kieselsäure in hinreichenden Mengen anwesend ist (Bowen und Tuttle, 1949, S. 452). Das ist ganz sicher oft der Fall im Pitkärantagebiet, wodurch auch die Seltenheit des Brucits erklärt wird. — Da ja die Serpentinisierung von Dolomit, Diopsid oder Phlogopit auch keine Anhaltspunkte für genauere Fixierung der Temperaturen bietet, kann man mit Sicherheit nur sagen, dass die Serpentinisierung in Pitkäranta bei höchstens  $500^\circ$  geschehen ist; bei höheren Temperaturen ist ja Serpentin überhaupt nicht beständig.

Serpentinisierung ist in den Erz-zonen von Pitkäranta in mehreren Phasen vor sich gegangen (vgl. auch S. 210). Trüstedt führt schöne Beispiele dafür an, wie der Diopsidkarn in den tektonischen Bewegungen in Stücke zerbrochen ist, die dann, und zwar vor der eigentlichen Erz-bildung, serpentiniert worden sind. Serpentin wird aber auch als Ausfüllung kleiner Spalten im Erz oder als Bindemittel zwischen Bruch-

stücken z. B. des Zinnsteins angetroffen (Tr., S. 269). Ferner findet man hie und da in dichter Serpentinmasse gut ausgebildete Kristalle von Magnetit, Arsenkies, Scheelit, Zinnstein und dunkler Zinkblende. In Lupikko hat Trüstedt beobachtet, dass eine helle Diopsidpartie zunächst von einer dunkelgrünen Serpentinzone umgeben ist, worauf mit Magnetitkörnchen gespickter, hellgrüner Serpentin folgt, welcher (offenbar nach der Erzbildung) den das serpentinisierte Skarnaue umgebenden Kalkstein verdrängt hat. Ferner wird von Trüstedt mitgeteilt, dass das eozoonstruierte Gestein von Hopunvaara gelegentlich zertrümmert ist und die serpentinreichen Bruchstücke durch neugebildete Mineralien, wie Karbonate, Fluorit und Serpentin wieder verkittet sind.

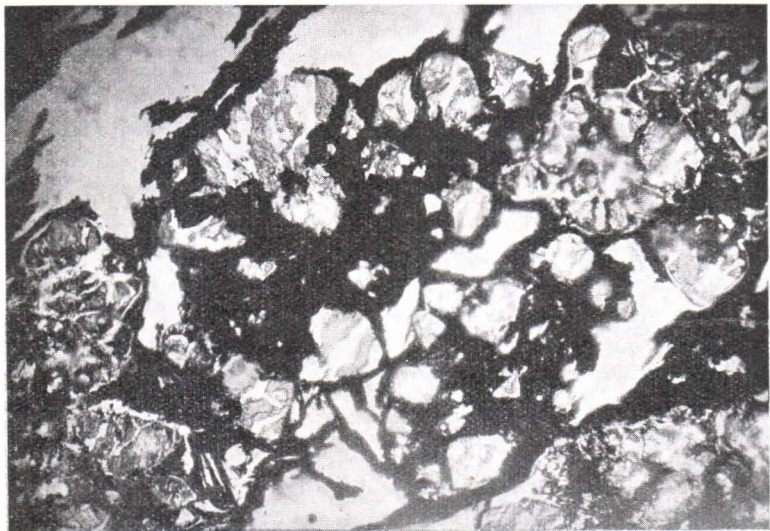


Fig. 18. Runde Flecke von Antigorit in einer Magnetitmasse (schwarz). Pitkäranta. Durchlicht. Vergr. 40 ×.

Verfasser hat in mehreren Dünnschliffen zwei Serpentin generationen feststellen können. Die ältere ist durch die oben beschriebenen Antigoritflecke vertreten (S. 211). Diese Flecke behalten ihre runde Form u. a. mitten in einer Magnetitmasse (Fig. 18). Die jüngere Serpentin generation ist von einem sehr feinfaserigen Serpentin repräsentiert, der Risse in anderen Mineralien ausfüllt oder grössere unregelmässig geformte Flecke bildet. In den letztgenannten sind gut ausgebildete Magnetit- und Zinkblendekristalle zu beobachten. Wenn Magnetit an die oben erwähnten runden Serpentinflecke grenzt, zeigt er niemals gute Kristallumgrenzungen. In Fig. 2 (Taf. I) sind die beiden Serpentin generationen sichtbar.



ÜBER DAS VORKOMMEN VON EINIGEN SPURENELEMENTEN IN  
PITKÄRANTA-MINERALIEN

Erämetsä (1938) hat Untersuchungen über den Indiumgehalt der Erze und Erzarten von Pitkäranta ausgeführt. Indium ist besonders in Zinkblenden, aber auch in Kupfermineralien (Kupferkies, Bornit und Kupferglanz) angereichert worden. Eine von den untersuchten 18 Zinkblendeproben enthielt 1 % In (Grube 2. Lupikko), in den übrigen Proben war der Gehalt an In von der Grössenordnung 0.01—0.5 %. In 4 Kupferkiesproben variierte der Indiumgehalt zwischen 0.05 und 0.1 % und in 3 Kupferglanzproben zwischen 0.005 und 0.01 %. In einer Bornitprobe war der In-Gehalt von der Grössenordnung 0.1 %. Leider wird über den Reinheitsgrad der untersuchten Mineralproben nichts mitgeteilt. — Die Zinkblenden sind nach Erämetsäs (1940) Untersuchungen galliumarm.

Erämetsä meint (1938, S. 55), es bestehe vielleicht Grund zu der Annahme, dass die dunklen und grobkristallinen Zinkblendevarietäten indiumreicher sind als die im selben Gebiet vorhandenen hellen und feinkristallinen. Wenigstens im Pitkärantagebiet ist jedoch eine derartige Annahme unbegründet.

Die Untersuchungen von Graton und Harcourt (1935), Stoiber (1940) und Oftedal (1940) haben zu dem Resultat geführt, dass Gallium (ebenso wie Germanium) sich in den Zinkblenden anreichert, die in Niedertemperaturmilieu auftreten, während der Indiumgehalt höhere Werte in Zinkblenden, die unter intermediären Temperaturverhältnissen gebildet sind, erreicht. Gabrielson (1945) ist in seinen Untersuchungen über schwedische Zinkblenden zu ähnlichen Schlussresultaten, was Gallium betrifft, gekommen. Er betont jedoch, dass auch andere Faktoren Einfluss auf die Anreicherung von Indium wie auch Gallium ausüben können. Besonders ist nach ihm das Augenmerk auf das Milieu zu richten, mit anderen Worten die regionale Erscheinungsweise der genannten Spurenelemente in verschiedenen metallogenetischen Provinzen zu untersuchen.

Um über den Einfluss der Temperatur ins klare zu kommen, sind m. E. als Untersuchungsobjekte begrenzttere In- und Ga-haltige Gebiete zu wählen, wo mehrere, verschiedene Bildungstemperaturen repräsentierende Zinkblendegenerationen vorkommen. Gerade ein derartiges Gebiet ist das Erzfeld von Pitkäranta. Infolgedessen wurde von Verfasser durch Bohren unter dem Mikroskop möglichst reines Pulver gelöst aus den Pitkäranta-Zinkblenden, die die vier ersten der Zinkblendegenerationen vertreten, die aus der Tabelle am Ende dieser Veröffentlichung ersichtlich sind. Die erhaltenen Pulverproben wurden dann spektrographisch analysiert. Die erste Zinkblendegeneration ist ihrem Charakter nach pneumatolytisch. Auch die zweite Generation ist pneumatolytisch, obschon sie etwas niedrigere Bildungstemperaturen vertritt als die vorige. Die übrigen Generationen sind ihrem Charakter nach

schon hydrothermal. Das Analysenmaterial aus der vierten Zinkblendegeneration, die aus Zinkblende II besteht und die niedrigsten Bildungstemperaturen vertritt, war nicht ganz frei von Gangarten. Ausserdem enthielt es als Verunreinigungen ein wenig Schwefelkies sowie Zinkblende, die zur dritten Generation gehört. Die Zinkblenden der drei ersten Generationen enthalten, wie die erzmikroskopische Untersuchung erwiesen hat, Einschlüsse von Kupferkies, von denen auch die analysierten Pulverproben wahrscheinlich nicht ganz frei sind.

		In %	Ga %
Zinkblendegeneration	I (2 Proben) . . . .	0.06 und 0.01	0.0003 und 0.001
»	II (1 Probe) . . . .	0.003	0
»	III (3 Proben) . . . .	0.03, 0.06 und 0.03	0—0.0003
»	IV (1 Probe) . . . .	0.001	0

Die oben angeführten Werte sind am ehesten für relativ zu halten, was auf die angewendete Analysenmethode zurückzuführen ist. Wie aus der Tabelle ersichtlich, sind in den In-Gehalten deutliche Variationen zu beobachten. Eine regelmässige Abhängigkeit zwischen den In-Gehalten einerseits und den entsprechenden Bildungstemperaturen andererseits lässt sich jedoch nicht feststellen.

Nach Goldschmidt (1938) kommt Indium in den Zinn- und Wolframmineralien (u. a. in Kassiterit und Wolframit) der granitischen Zinnsteinpneumatolyse reichlich vor (0.5—10 g pro Tonne). Die Untersuchungen von Erämetsä (1938) scheinen darauf hinzudeuten, dass die Zinn- und Wolframmineralien von Pitkäranta, die auch ganz sicher Produkte einer durch granitische Magmen verursachten Pneumatolyse sind, nicht in nennenswertem Masse indiumhaltig sind. So ist der Scheelit aus Ristaus (2 untersuchte Proben) indiumfrei, ebenso der Kassiterit aus Lupikko (1 Probe). Der Kassiterit aus der Grube 4. Omeljanoff (2 Proben) enthielt 0.001—0.0001 % In. Ferner teilt Erämetsä mit, dass der Wolframit aus Lupikko indiumfrei sei. Hier muss jedoch irgendein Irrtum vorliegen, denn Wolframit ist in bisherigen Untersuchungen in Pitkäranta nicht festgestellt worden.

Erämetsä (1945) hat spektrographische Untersuchungen über den Zinkgehalt der Pitkäranta-Granate ausgeführt. Seine »Melanitproben« enthalten bisweilen etwas Zink, sind aber meistens zinkfrei. Die Grossulare sowie die Granate, in denen nach Erämetsäs Annahme die Grossularkomponente dominiert, enthalten dagegen mindestens 0.1 % ZnO. In einem von diesen überstieg der Gehalt an ZnO stark die obere spektrographisch bestimmbare Grenze von 0.3 %, und Erämetsä hält es für wahrscheinlich, dass der betr. Gehalt bei mehreren Prozent liegt. In einem anderen war der ZnO-Gehalt laut chemischer Analyse 0.49 %. Die untersuchten Granatproben waren aus den Gruben Edward Meyer, 4. Omeljanoff und Lupikko. Es wird mitgeteilt, dass in jeder von diesen

Gruben die beiden genannten Granatarten vorkommen. — Auf Grund der ausgeführten Untersuchungen zieht Erämetsä den Schluss, dass das Granatgitter im allgemeinen eine gewisse Neigung besitzt, Zink in sich einzuschliessen. Dass gerade der Pitkäranta-Grossular zinkhaltig ist, erklärt sich nach Erämetsä dadurch, dass dieser Skarngranat in Verbindung mit Zinkerzen vorkommt. Dagegen ist nach ihm nicht leicht einzusehen, aus welchem Grunde das Zink in Pitkäranta lieber in Grossular als in Melanit eingeht; »man konnte doch erwarten, dass die ausgesprochene Diadochie zwischen Zink und Ferroeisen das Eingehen des Zinks in das Melanitgitter zur Folge haben würde» (Erämetsä, 1945, S. 11).

Die Untersuchungen von Erämetsä geben Anlass zu vielen Bemerkungen. Es ist zu beklagen, dass man sich nicht bemüht hat, die vorliegenden Granate genauer zu definieren, und dass man diesen Namen beigelegt hat, die sicher nicht ein richtiges Bild von der chemischen Zusammensetzung geben. Der Gebrauch des Namens Melanit ist immer noch so schwankend, dass eine genauere Definition in jedem einzelnen Falle notwendig ist. In Pitkäranta hat man früher die dunklen oder beinahe schwarzen Granate Melanit genannt. Diese Granate sind Andradite, den beträchtliche Mengen Grossular beigemischt sein kann (vgl. die Tabelle auf S. 206). Ferner ist nicht klargelegt worden, in welchem Masse in den Granaten der Pitkäranta-Erze die Andradit- oder die Grossularkomponente dominiert. Jedenfalls scheint es unwahrscheinlich, dass in denselben begrenzten Grubenräumen nebeneinander Granate vorkämen, die bezüglich ihrer chemischer Zusammensetzung bedeutend voneinander abweichen. Völlig unbegreiflich ist es, wie die Diadochie zwischen Zink und Ferroeisen Einfluss auf das Eingehen des Zinks etwa in Andradit oder Grossular haben könnte. — Schliesslich sieht es so aus, als ob auch die von Erämetsä angeführten Analysenresultate einer Überprüfung, speziell was die hohen Zinkgehalte betrifft, bedürften. Zink ist ja überhaupt nicht in den Granaten der pneumatolytischen Paragenesen festgestellt worden. Ausserdem hat Verfasser aus den Granaten sowohl der Grube Edward Meyer als 4. Omeljanoff sehr reines Material herauspräpariert, das danach sorgfältig auf Zink geprüft worden ist. Nicht einmal Spuren von Zink konnten festgestellt werden.

#### DIE ERZSCHLÄUCHE

Eine spezielle Beachtung verdienen die in Hopunvaara angetroffenen Erzsclläuche. Diese Gebilde, in Tr. eingehend geschildert, sind im Querschnitt rundlich oder elliptisch und bestehen aus abwechselnden konzentrischen Lagen und Krusten von Magnetit einerseits sowie Vesuvian und Fluorit andererseits. Bisweilen kommen Calcitlagen vor. Ausser den genannten Mineralien sind in den Erzsclläuchen etwas Kupferkies,

Schwefelkies, Bleiglanz, Granat und Apatit angetroffen worden. Auch diese sind wohl als eigentliche krustenbildende Mineralien aufzufassen. Nur die gerundeten Apatiteier sind nach Tr. (S. 237) möglicherweise als »Lösungsrückstände des primären Kalksubstrats« zu deuten. Sichere »Fremdkörper« sind die Serpentinpartien, die bisweilen innerhalb der innersten Krusten zu beobachten sind. Sie stellen Diopsidstücke dar, die im verdrängten Kalkstein ursprünglich verstreut waren und schon vor der Schlauchbildung serpentinisiert worden sind. Reste des Mutterminerals sind noch hier und da im Serpentin sichtbar. — In den Erzsclhäuchen sind nach ihrer Bildung schmale Spalten entstanden, die dann mit Fluorit, Calcit und Sulfidmineralien ausgefüllt worden sind.

Nach Trüstedt sind die charakteristischen Krusten der Erzsclhäuche aus zirkulierenden wässrigen Lösungen, welche die Mineralaggregate in präexistierenden Hohlräumen Schicht für Schicht absetzten, ausgeschieden. Weiter nimmt er an, dass dieselben Lösungen, welche die einzelnen Mineralschalen anlagerten, sich vorher auch die betreffenden Kanäle im Kalkstein selbst herausätzten (Tr., S. 234). Dabei soll das Fluor, wie die aus den Karbonaten entbundene Kohlensäure, eine wichtige Rolle gespielt haben. — Mit einer derartigen Erklärung scheint Trüstedt selbst jedoch nicht ganz zufrieden gewesen zu sein. Nach ihm ist es besonders schwerverständlich, wie die oft äusserst dünnen Wände zwischen den verschiedenen Schläuchen nicht zusammenbrachen, bevor diese ausgefüllt wurden. Trüstedt nimmt an, dass schon während des Vordringens der Lösungen mit der aushöhlenden auch eine krustenabsetzende Tätigkeit Hand in Hand gegangen ist, wodurch die Röhrenwände unmittelbar verstärkt wurden.

Nach Verfassers Meinung macht auch die letztgenannte Annahme die Entstehung der Erzsclhäuche nicht verständlicher, solange man überhaupt an der Annahme präexistierender Hohlräume festhält. Ausserdem ist es ja schwer einzusehen, wie die Zusammensetzung der »wässrigen Lösungen« so häufigem, starkem und regelmässigem Wechsel hat unterworfen sein können, dass aus ihnen abwechselnd mehrmals bald Magnetit, bald Fluorit und Vesuvian sich hätten ausscheiden können. Ferner sind die schlauchfüllenden Mineralien bestimmt nicht als solche aus den Lösungen ausgefallen, sondern sie sind Produkte der Reaktionen zwischen den von aussen hinzugekommenen Stoffen einerseits und dem Kalkstein andererseits. So ist z. B. Eisen wahrscheinlich als Fluorid in den Dolomit eingedrungen. Wenn ersterer dann mit dem Karbonatgestein reagiert hat, sind Magnetit und Fluorit entstanden. Die schlauchfüllenden Mineralien haben fortdauernd zu ihrer Bildung Stoffe des Karbonatgesteins gebraucht. Unter diesen Umständen kann Verfasser zu keiner anderen Auffassung gelangen, als dass die Erzsclhäuche von innen nach aussen gewachsen sind. Auch liegen jetzt keine Gründe vor zu der Annahme, dass die chemische Zusammensetzung der Lösungen nennenswert variiert hätte. (Siehe den Nachtrag, S. 231).

Es ist zu beachten, dass Erzschläuche, ebenso wie Eozoonstruktur, nur in Hopunvaara, also in nächster Nähe des Rapakiwikontakt, anzutreffen sind. Nach Verfassers Meinung sind die Ursachen in beiden Fällen dieselben (vgl. S. 210).

#### DIE ALTERSFOLGE DER MINERALIEN DER KALK-SKARNHORIZONTE

Im Zusammenhang mit der obigen Beschreibung sind schon mehrere Beispiele, die die Sukzession der Mineralien erläutern, vorgelegt worden. In Tr. finden wir deren noch mehr in grossen Mengen. In grossen Zügen können die Erze des Pitkärantagebiets ungezwungen in drei Hauptgruppen eingeteilt werden: Eisenerze (älteste), Zinnerze und Sulfiderze (jüngste). Älter als die Erze ist der eigentliche Skarn. In Ristaus ist die Kristallisationsfolge nach Trüstedt: Chondrodit (serpentinisiert), Magnetit, Kassiterit, Scheelit, Arsenkies, Zinkblende, Serpentin, Calcit und Aragonit. In dem sog. Arsenik-Schurfschacht ist der Zinnstein stets jünger als der oft in guten Kristallen ausgebildete Magnetit, und er ist überaus häufig zertrümmert in kleinste Bruchstücke, welche durch Scheelit oder Arsenkies und andere Sulfide verkittet sind (Tr., S. 243). In der Grube 3. Klara schliesst Kassiterit Magnetitkriställchen und Körner von Chondrodit (in Serpentin umgewandelt!) ein (Tr., S. 250). In Lupikko sind in Kassiterit dazu noch Einschlüsse von Granat und Apatit sowie regellos verstreute scharfkantige Partien von dunklem Zinnstein anzutreffen (Tr., S. 272). In der Grube 3. Omeljanoff füllt der Zinnstein, ebenso wie der Magnetit, die Interstitien im Uralitfilz (Tr., S. 143). Ferner hat Trüstedt beobachtet, dass in der Grube 1. Nikolai der Zinnstein gegen den Scheelit, dessen Kristallindividuen häufig zerbrochen und von Kupferkiesströmern durchzogen sind, stets idiomorph ausgebildet ist. Ebenso sind die meist vollständig uralitisierten Pyroxenindividuen idiomorph gegen den Scheelit entwickelt (Tr., S. 116). Im alten Grubenfelde ist der Granat hie und da zermalmt, und die Bruchstücke sind durch Schwefelkies, Kupferkies, Calcit und Quarz cementiert (Tr., S. 139).

Verfasser hat schöne Breccien gefunden, in denen die Bruchstücke aus feinschuppigem Blätterserpentin bestehen und durch Fluorit verkittet sind. Zwischen Fluorit und Serpentin ist gewöhnlich ein schmaler, bräunlicher Reaktionssaum zu beobachten, der aus so dichter Substanz besteht, dass ihre mikroskopische Bestimmung unmöglich war. — Im Geologischen Institut der Universität Helsinki sind schöne Belegstücke von Breccien aus dem Schurfschachte Beck (Hopunvaara) verwahrt. Als Bruchstücke kommen scharfkantige Partien von brauner Zinkblende, in geringeren Mengen grobschuppige Gruppen von Magnetitpseudomorphosen (nach Hämatit), Spaltstücke von Bleiglanz oder Schwefelkiesplitter vor. Der Cement besteht aus Quarz, Calcit und hellblauem



Fig. 19. Bruchstücke von brauner Zinkblende (schwarz), deren Zwischenräume von Quarz ausgefüllt sind. Schurfschicht Beck, Hopunvaara, Pitkäranta. + Nicols. Vergr. 22  $\times$ .

Fluorit. Am reichlichsten kommt Quarz vor, der auch den ältesten Bestandteil des Cements bildet. Die Bruchstücke sind zuerst von einer dünnen Schicht tafeligen Quarzes, der undulöse Auslöschung besitzt, bedeckt. Auf diesem »Tafelquarz« hat sich erst verhältnismässig feinkörniger und dann grobkörniger Quarz kristallisiert (Fig. 19). Der zu der jüngeren Generation gehörende Quarz löscht normal aus und besitzt eine deutliche Tendenz, säulenförmige Kristallindividuen zu bilden. Die mittleren Teile der Zwischenräume sind mit Karbonaten und Fluorit ausgefüllt.

Von besonderem Interesse sind Trüstedts Beobachtungen, die auf die Existenz zweier Serien von Erzbildungen hindeuten. In der Grube Ristaus ist das kompakte Magnetit-Serpentinerz nicht selten von jüngeren, einige cm bis dm mächtigen Silikat-Erzgängen durchsetzt. Die Salbänder der letzteren bestehen aus winkelrecht zur Grenzzone angeschossenen Tremolitfasern, die Medianpartien wiederum aus Zinnstein, Arsenkies, dunkler Zinkblende, Schwefelkies und Kupferkies. — In den Meyer-Gruben hat Trüstedt mehrere dm lange, länglich-ovale Hohlräume im Diopsidskarn angetroffen, die durch die hellere Färbung ihrer Hülle stets etwas von der umgebenden dunkelgrünen Skarnmasse abstechen. In der Regel enthält dieser gewöhnlich mehrere cm dicke, aus hornfelsartigem Diopsidskarn bestehende Drusenmantel selbst da nur ganz spärlich Kupferkies und andere Sulfide eingestreut, wo der vorgenannte dunkle

Skarn der der Umgebung von solchen Erzmineralien reichlich imprägniert ist. Stellenweise ist der Drusenmantel mit dichtem, gelbem oder rötlichem Jaspis getränkt. Das Innere der Drusenräume ist manchmal äusserst mit 3 bis 5 mm dicken, abwechselnd helleren und dunkleren Krusten von Chalcedon ausgekleidet, denen sich nach innen zu gröbere Lagen von Granat und Epidot und zuletzt Quarz anschliessen. Zuweilen folgt noch eine letzte Ausfüllung von Magnetit mit dunkler Zinkblende, Kupferkies und anderen Sulfiden (Tr., S. 124). Die genannten Drusenmäntel vertreten wahrscheinlich irgendein Umwandlungsprodukt des normalen Skarns. Während der Umwandlungsprozesse ist offenbar der grösste Teil der im Skarn enthaltenen Sulfidmineralien zersetzt und ausgelaugt worden. — Das vielleicht beweiskräftigste Beispiel finden wir in der Klee-Kluft. Hier treten Breccien auf, welche aus Bruchstücken eines graugrünen, dichten, mit Kupferkies, Bornit, Zinkblende und Schwefelkies gespickten Skarngesteins bestehen, die meist nach Art der Ringelerze noch von einer einige mm dicken Kruste von Chalcedon umrandet und durch Kalkspat verkittet sind, in dessen Höhlungen Kupferkies und Fluorit, gelegentlich in schönen Kristallen, angeschossen sind (Tr., S. 135).

Was im allgemeinen die Mineralien der Kalk-Skarnzonen betrifft, so unterscheidet Trüstedt einerseits Skarn und andererseits Gangarten, an die sich die Erzarten in ihrer ganz überwiegenden Menge anschliessen. Zwischen diesen zwei Gruppen von Mineralien besteht nach ihm ein ausserordentlich grosser Altersunterschied. Die Skarnmineralien, zu denen nur Diopsid, Granat, Titanit und möglicherweise ein Teil vom Epidot gehörten, wären nämlich »als postladogisch, aber präjotnisch zu bezeichnen, während dagegen die Gangarten zusammen mit den Erzen in jotnischer oder spätpräkambrischer Zeit eingewandert sein dürften«. Wie später gezeigt werden soll, kann diese Auffassung nicht richtig sein. Schon Trüstedt erwähnt, dass eine scharfe Trennung zwischen Skarn und Gangart sehr schwer ist.

#### DIE PEGMATITE UND IHRE WAHRNEHMBARE KONTAKTEINWIRKUNG

Die Erscheinungsweise der Pegmatite in den Erzzenen geht aus den Karten und Profilen in Tr. hervor. Es handelt sich hauptsächlich um Lagergänge. An einigen Stellen sind Pegmatitgänge angetroffen, die die Lagerstätten mehr oder minder schiefwinklig durchschneiden. Gänge dieser Art kommen u. a. in der Nähe der Gruben 4. Omeljanoff und 1. Klee vor (siehe Fig. 2).

Nach Tr. scheinen die Umwandlungs- und Verdrängungserscheinungen in den Pegmatiten der Erzzenen ziemlich allgemein zu sein. Z. B. in der Grube 1. Klee hat man Verdrängung der Feldspäte des Pegmatits durch Fluorit, zusammen mit Sulfiden, feststellen können. In der Grube 3.

Omeljanoff ist ein glimmerarmer Pegmatit von grünlichen, einige cm breiten Gängen durchsetzt, die aus von Calcitrümmern reichlich durchadertem und mit Zinnstein vermengtem Granat in deutlichen Verdrängungsgebilden nach Feldspat bestehen (Tr., S. 142). Der Zinnstein ist bisweilen schön zonarstruiert. — Oft sind die Feldspäte der Pegmatite kräftig sericitisiert oder chloritisiert. Auch die Epidotneubildungen sind nicht selten.

Erwähnenswert ist das Vorkommen von Höhlungen von zuweilen mehreren dm<sup>3</sup> Rauminhalt in den Pegmatiten. In der Grube 4. Omeljanoff sind die Wände dieser Hohlräume mit grossen Quarz- und Calcitkristallen austapeziert, während die Mitte teilweise mit »kaolinähnlichen« Produkten sowie Massen von feinschuppigem, gelblichem, mit Zinnstein sowie etwas Kiesen vermengtem Glimmer ausgefüllt ist (Tr., S. 144). An anderen Stellen sind die Hohlräume mit Zinnsteinnadeln austapeziert, und als letzte Ausfüllung treten Kupferkies und auch Zinkblende, Bleiglanz sowie kleine Quarzprismen nebst Calcit auf (Tr., S. 148). Schliesslich sind Hohlräume zu finden, in denen Magnetit die älteste Kruste, Epidot dagegen und andere Silikate, sowie Sulfide die letzte Ausfüllung bilden (Tr., S. 152).

Was die in den Pegmatiten vorkommenden Erzminerale betrifft, so sind sie, wie man schon auf Grund des oben Angeführten schliessen kann, zu einem beträchtlichen Teil sekundär. Ein Teil ist offenbar primär. Nach Tr. dürfte jedoch nur der Molybdänglanz mit Sicherheit primär sein. Wegen der Knappheit des zur Verfügung stehenden Pegmatitmaterials hat Verfasser nicht Gelegenheit gehabt, sich mit der Frage nach dem Charakter der genannten Pegmatitminerale eingehender vertraut zu machen. In erzgenetischer Hinsicht ist es m. E. jedoch am wichtigsten, dass sowohl die primäre als die sekundäre Erzsubstanz aller Wahrscheinlichkeit nach dieselbe Urquelle haben.

Im Kontakte mit Kalkstein sind die Pegmatitgänge sehr oft von ersterem durch eine schmale Skarnzone getrennt. Diese Zonen sind nicht selten mit Erzminerale imprägniert, und Trüstedt bemerkt, »dass die Agentien, welche die Kontaktmetamorphose der Kalksteine in Skarn bewirkten, gelegentlich auch nicht so geringe Mengen von metallischen Begleitern enthielten« (Tr., S. 105). Jedoch soll sich nach ihm ein ganz überwiegender Teil des Erzmaterials viel später gebildet haben.

Diopsidreiche Kontaktsäume haben sich an den Rändern der Pegmatitgänge auch da gebildet, wo diese die Hornblendeschiefer oder die »Diorit-schiefer« durchsetzen. So wird der Hornblendeschiefer in Lupikko von wenig mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt, die von einer aus vorwiegend grobapatigem Diopsid mit Plagioklas bestehenden hellgrünen Zone umgeben sind. Wenn die Gänge von sehr geringer Mächtigkeit sind, ist in ihrer Mittellinie nur ein schmaler unregelmässiger Streifen von Pegmatit zu bemerken; oft ist aber auch dieser vollständig verschwunden



(Tr., S. 86). — Die Kontakteinwirkung der jüngeren postladogischen Pegmatite scheint viel schwächer zu sein als die der älteren. So ist ein Gang von rotem, glimmerarmem Pegmatit im Gebiete der Meyer-Gruben gegen sein dioritisches Nebengestein durch eine schmale, graugrüne Zone getrennt, die aus Diopsid, Orthoklas (Mikroklin?), Titanit und zuweilen auch aus Granat besteht. Der erwähnte Pegmatit ist nun senkrecht durchsetzt von einem mehrere m mächtigen Gang turmalinreichen Pegmatits, in dessen Kontakt der Dioritschiefer aber keinerlei Umwandlungen aufweist (Tr., S. 86).

Es sei noch erwähnt, dass im mittleren Teil des alten Grubenfeldes, im Kontakt zwischen Pegmatitpartien (die wahrscheinlich zu den jüngeren Pegmatiten gehören) und grobem, mit Kupferkies und anderen Sulfiden imprägniertem Skarn, nach Trüstedt sich eine schmale Zone von feinkörnigem bis dichtem, hellgrünem Kalksilikathornfels entwickelt hat. Diese Zone, die allmählich in den groben Skarn übergeht, vertritt offenbar ähnliche durch postladogische Intrusionen verursachte Umwandlungsprodukte des Skarns wie die früher geschilderten Drusenmäntel (S. 218).

#### DIE WAHRNEHMBARE KONTAKTEINWIRKUNG DES RAPAKIWI-GRANITS

In den Kontaktzonen zwischen Rapakiwi und Kalkstein finden wir ganz gleichartige diopsidreiche Gesteine wie in den Kontakten zwischen Kalkstein und Pegmatit. Auch sind hier Erzbildungen zu beobachten. So sind in den Gruben 1. und 2. Klara »salitsyenitische« Gesteine anzutreffen, die aus Diopsid und Feldspäte bestehen, zu denen sich akzessorisch Apatit und Titanit gesellen. An einigen Stellen ist eine dichte hornfelsartige Diopsidkontaktzone zu beobachten (Tr., S. 254). — Im oben genannten Grubenfeld hat das dolomitische Kalklager eine geringe Tiefenerstreckung. Schon in einer Tiefe von etwa 20 m endet es auf Rapakiwi (Tr., Taf. XVI) Es ist zu beachten, dass das Kalklager rings um seine Kontakte mit dem Rapakiwi, sowohl in der Tiefe als auch entlang der im O schräg abschneidenden Bruchkante durch Erze verdrängt worden ist (Tr., S. 253). Gangartige Erzpartien finden wir hier auch weiter vom Rapakiwkontakt entfernt, sie sind aber desto spärlicher, je mehr man sich vom Kontakt entfernt (Palmunen, 1939, S. 127). Auch in dem in der Nähe liegenden Schurfschacht 1. Winberg konnte festgestellt werden, dass Kalkstein überall, wo er an Rapakiwi grenzt, mit Eisenerz imprägniert ist. Die Erze scheinen hier wirklich Produkte der durch Rapakiwi verursachten Kontaktmetamorphose zu sein.

Sehr interessant sind die Kontaktverhältnisse im neuen Grubenfelde. Die Lagerstätten 1. und 2. Herberz sind von mehreren 1—3 dm breiten, steilstehenden Gängen von Rapakiwi (Rapakiwi Quarzporphyr, Rapakiwi-

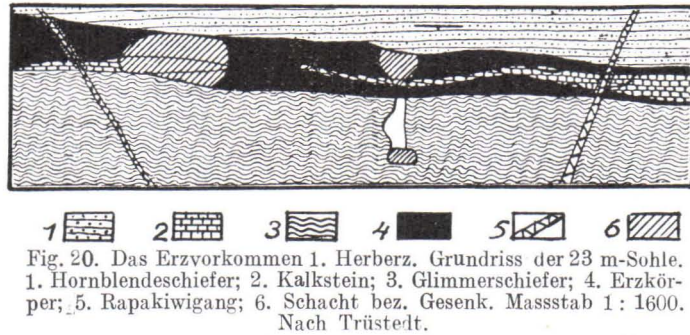


Fig. 20. Das Erzvorkommen 1. Herberz. Grundriss der 23 m-Sohle.  
1. Hornblendeschiefer; 2. Kalkstein; 3. Glimmerschiefer; 4. Erzkörper;  
5. Rapakiwigang; 6. Schacht bez. Gesenk. Massstab 1: 1600.  
Nach Trüstedt.

aplit) durchsetzt (Fig. 20). Sowohl die Schiefer, Pegmatite, Kalk-Skarn-gesteine als auch die Erzkonzentrationen sind deutlich älter als diese Gänge. Einigermassen hat aber auch Rapakiwi Bildung von Erz- und Skarnmineralien verursacht. In der Grube 1. Herberz findet man im Kontakt zwischen dem Rapakiwiaplit und dem Kalkstein oft eine 1—2 cm mächtige, wesentlich aus hellgrünem, dichtem Diopsid bestehende Zone. Bisweilen ist der Kalkstein beiderseits vom Rapakiwigang in 80—100 cm Breite gänzlich durch Eisenerz verdrängt. Offenbar gleichzeitig ist Bleiglanz, Fluorit, Vesuvian, grüner Glimmer und rötlicher Granat gebildet worden. Es sieht aus, als ob diese Mineralien den Aplit ersetzten (Tr., S. 198).

Auf fertig gebildeten Skarn scheint Rapakiwi im neuen Grubenfelde nach Tr. keinen nennenswerteren Einfluss ausgeübt zu haben. Wo dagegen Rapakiwiaplitgänge innerhalb des Eisenerzes angetroffen werden, sind sie stets von einem dunklen, gewöhnlich nur wenige mm breiten Salband von grünem Glimmer begrenzt, dessen Blättchen winkelrecht zur Ganggrenze stehen. Im Zusammenhang mit dem Glimmer kommen Fluorit, Apatit und Granat vor.

Im Lupikkogebiet sind die Kontaktverhältnisse der Rapakiwiaplitgänge mit dem Kalkstein einerseits und dem Eisenerz andererseits genau dieselben wie im neuen Grubenfeld.

Sahama (1945) hat die durch Rapakiwi in der Gegend des Hügels Ihovaara, am N-Rande des Massivs, verursachte Kontaktmetamorphose untersucht. Der an Rapakiwi grenzende Glimmergneis ist stark migmatitisiert und man hat in ihm Anreicherung von Fluor, einigermassen auch von Rubidium und Lithium feststellen können.

In den Rapakiwigängen der Erzzonen sind hie und da sekundäre Erzmineralien angetroffen worden. Im neuen Grubenfelde hat man in aplitischem Rapakiwi Fluorit-Kupferkiestrümer gefunden. Diese sind in Teilstücke zerdrückt, welche durch faserigen Serpentin verkittet und von solchem umgeben sind. Ebenso ist Arsenkies als winzige Kristalle zusammen mit Fluorit in mikroskopischen Hohlräumen angetroffen worden. Im Gebiete der Klara-Gruben hat man in den Spalten des Rapakiwi als

Seltenheit Magnetit zusammen mit Fluorit und Glimmer beobachtet. — Ziemlich oft hat man im Rapakiwi Glimmer- und Fluoritbildung, am ehesten auf Kosten der Feldspäte, festgestellt. Im Zusammenhang mit diesen Umwandlungen kann man zuweilen Bildung von Sulfiden, u. a. von Kupferkies, wahrnehmen.

#### DIE GROSSEN VERWERFUNGSSPALTEN. »GREISEN»

Die Erzformation von Pitkäranta ist infolge tektonischer Bewegungen den verschiedensten Störungen ausgesetzt gewesen. Allerlei Breccienbildungen sind sehr allgemein zu beobachten. In Tr. ist u. a. eine verrutschelte Gleitzzone angeführt, die am Hangenden der unteren Skarn-Kalkzone über das ganze alte Grubenfeld hinzieht. Einige Verwerfungsspalten schneiden die Erzformation und die darin liegenden Erzkörper schroff ab. Zu diesen gehören die drei grossen auf der Karte (Fig. 2) sichtbaren Verwerfungsspalten: die Franziska-, die Omeljanoff- und die Klee-Kluft. Der erstgenannten hat man auf einer Strecke von etwa 12 km folgen können. — Auch in diesen Spalten sind in gewissem Masse Vererzungserscheinungen zu beobachten (vgl. S. 219). In der Franziska-Kluft ist auch ausserhalb der eigentlichen Erzformation Erzbildung vor sich gegangen, die man eingehender im Schurfschacht Franziska hat untersuchen können. Die Kluft ist hier mit bräunlichem Quarz ausgefüllt, dessen meist undeutlich entwickelte Prismen winkelrecht zu den Salbändern angeordnet sind. Die Zwischenräume der ersteren sind mit Fluorit, hellgelbem Glimmer, Calcit und Erzmineraleien (Kupferkies, Kupferglanz, Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies) ausgefüllt (Tr., S. 145). Der Granitgneis zu beiden Seiten der Spalte ist in ein hauptsächlich aus Quarz und gelblichem Glimmer bestehendes Gestein umgewandelt. Die Breite der Umwandlungszone ist etwa 1 m. U. d. M. beobachtet man ausser den obengenannten Mineralien noch Fluorit. Die Umwandlungen sind auf Kosten der Feldspäte und des primären Glimmers geschehen. Ein derartiges Gestein ist in Tr. Greisen genannt worden, obschon der Glimmer nach ihm lithiumfrei ist und das Gestein hier weder Zinnstein noch Topas enthält. — Gleichartige Umwandlungen sind auch anderswo im Pitkärantagebiet festgestellt worden, und die »Vergreisenung« hat nach Tr. alle granitische Gesteine des Erzfeldes, vom Granitgneis bis zum Rapakiwi, betroffen. Ziemlich oft enthält das dabei entstandene Quarz-Glimmergestein als schwache Imprägnation Sulfidmineraleien, u. a. Kupferkies, und bisweilen Kassiterit. — Sonst ist Trüstedt der Meinung, dass »die Greisenmetamorphose als die jüngste von allen im Erzgebiete von Pitkäranta stattgefundenen postvulkanischen Zersetzungsprozessen angesehen werden kann«. (Tr., S. 314).

Nach Verfassers Meinung ist die Greisen-Benennung im oben geschilderten Falle nicht am Platze. Die »Greisengesteine« von Pitkäranta sind nämlich aller Wahrscheinlichkeit nach neben die sericit- und quarzreichen, oft fluorithaltigen Gesteine zu stellen, die allgemein u. a. als Nebengestein der finnischen Kieserze auftreten (vgl. Saksela, 1923, 1933, 1947). Man dürfte auch keinen Grund zu der Annahme haben, dass die Bildung der Quarz-Glimmergesteine der jüngste der in Pitkärantagebiet stattgefundenen metasomatischen Prozesse wäre. Derartige Prozesse haben zu verschiedenen Zeiten, im Zusammenhang mit ungleichaltrigen granitischen Intrusionen, stattgefunden.

#### DIE ENTSTEHUNG DER ERZE

Schon im vorigen Jahrhundert sind mancherlei Auffassungen von der Entstehung der Pitkäranta-Erze vorgelegt worden. Diese sind in Tr. ausführlich beschrieben. Es sei erwähnt, dass nach Törnebohm (1891) die Stoffe des Skarns sowie des Eisenerzes schon ursprünglich in den Kalkhorizonten enthalten gewesen sind. Später hinzugekommen ist der Kassiterit, nach dessen Ausscheidung durchgreifende Störungen der Lagerstätten stattgefunden haben dürften. Nach dem Zinnstein wurden die verschiedenen Sulfiderzminerale ausgeschieden, und zwar wahrscheinlich während verschiedener Perioden. Ferner hält Törnebohm es für möglich, »dass die erzbildenden Agentien mit pneumatolytischen Nachwirkungen der Pegmatitintrusionen oder möglicherweise der Rapakiwieruption zusammenhängen könnten«. — Die pneumatolytische Entstehungsweise (im Gegensatz zu der Ausscheidung aus heißen Quellen) wird auch von J. H. L. Vogt (1891, 1892, 1893) als wahrscheinlich angesehen. Nach ihm seien jedoch alle Erze, die Eisenerze mit eingerechnet, und sogar der Skarn auf dieselbe Weise, mit anderen Worten als Produkte einer durch gewisse Granite verursachten Kontaktmetamorphose, entstanden.

Nach Tr. schliesst sich die Bildung des Skarns in allen Grubenfeldern von Pitkäranta eng an die postladogischen Granit-Pegmatitintrusionen an. Die Entstehung der eigentlichen Erze und der sog. Gangarten wird »mit der peripherischen Kontaktmetamorphose des Rapakiwigranites« in Zusammenhang gebracht. Jedoch haben die erzbringenden Agentien ihre Tätigkeit in den Skarn- und Kalklagern erst beginnen können, nachdem das Rapakiwimagma schon erstarrt war (Tr., S. 306). Für Rapakiwi als Urquelle der Erzlösungen spräche u. a. der stetige Fluoritgehalt, der auf einen im Vergleich mit anderen Graniten ungewöhnlich grossen Gehalt an Mineralisatoren hindeuten dürfte. — Nach Tr. ist eine pneumatolytische Entstehung, was die Pitkäranta-Erze betrifft, ausgeschlossen. An ihrer Stelle wird irgendeine Thermaltheorie vorgelegt, nach der die Erz-

und Gangarten aus heissen Lösungen (Quellen) in die Skarn- und Kalklager eingeführt worden sind. — Sonst betont Trüstedt den Umstand, dass bei der Vererzung sowohl metasomatische als auch hohlraumfüllende Prozesse im Spiele waren.

Nach dem Erscheinen von Trüstedts Werk sind keine neuen Auffassungen von der Entstehung der Pitkäranta-Erze vorgelegt worden, und es sieht so aus, als ob Trüstedts Theorie allgemein angenommen worden wäre. Noch im Jahre 1935 ist z. B. Eskola (1935) der Ansicht, dass die erwähnte Theorie wenigstens der Gewissheit sehr nahe komme.

Verfasser kann seinerseits sich den Auffassungen Trüstedts von der Entstehung der Erze nicht anschliessen. Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich in Pitkäranta um hauptsächlich pneumatolytische Verdrängungslagerstätten handelt. Die geologische Erscheinungsweise, die Mineralzusammensetzung und die Struktur der Erze, sogar die ausgeprägte Altersfolge der Mineralien deuten auf diese Richtung hin (vgl. u. a. Schneiderhöhn, 1941). Auch in den Sulfidmineralien finden wir Beweise für höhere, wahrscheinlich pneumatolytische Bildungstemperaturen (die Cubanitentmischungen in Kupferkies<sup>1</sup>, die Magnetkiesentmischungen in Zinkblende usw.). An die pneumatolytischen Paragenesen schliessen sich jedoch einigermassen Mineralien an, die unter hydrothermalen Bedingungen gebildet sind. Zu diesen gehören u. a. Bleiglanz und Fahlerz sowie in der ersten Serie der Erzbildungen wahrscheinlich alle die Erzminerale, die nach Cubanit und Kupferkies gebildet sind (vgl. das folgende Schema). Die Serpentinisierungen, Chloritisierungen, Sericitisierungen, Zoisitisierungen und die Bildung von Talk sind wenigstens zu einem bedeutenden Teil unter hydrothermalen Bedingungen vor sich gegangen. Es sei in diesem Zusammenhang nochmals betont, dass neben den Verdrängungen auch die hohlraumfüllende Tätigkeit bei der Erzbildung eine gewisse Rolle gespielt hat.

Woher stammen denn die erz- und gangartbildenden Stoffe in letzter Linie? Wenn wir diese Frage beantworten wollen, ist nicht zu vergessen, dass die kontaktpneumatolytischen Paragenesen zumeist in einer erkennbaren Beziehung zur Kontaktfläche eines solchen Intrusivgesteins gegen kalkig-dolomitische Nebengesteine stehen, das sich an diejenige magmatische Evolutionsserie anschliesst, deren letzter Stufe die Erzbildung das Gepräge verleiht. Die pneumatolytischen Paragenesen können bekanntlich entweder unmittelbar vom Kontakt aus in die karbonatischen Gesteine hineinragen oder erst in einiger Entfernung (sogar bis zu ungenau 100 m) von der Kontaktfläche weg auftreten (vgl. z. B. Schneiderhöhn, 1941). — Im alten Grubenfeld von Pitkäranta ist der Rapakiwi sowohl in horizontaler als in vertikaler Richtung so weit von der Erzformation entfernt,

<sup>1</sup> Was die Entmischungstemperatur betrifft, so liegen die früheren Schätzungen auf 450° nach Ramdohr (1950) viel zu hoch. Jedenfalls zeigt das Vorhandensein von Cubanitlamellen in Kupferkies, dass die Temperatur ursprünglich über ~ 300° gelegen haben muss.

dass die Erzbildung nicht in genetischer Beziehung zu ihm stehen kann. Im neuen Grubenfelde, ebenso wie in Lupikko, ist der Einfluss des Rapakiwigranits schon festzustellen. Die Rapakiwi-Intrusion hat hier, wenn auch in verhältnismässig geringem Masse, Bildung von Erz- wie auch Gangarten verursacht (vgl. S. 222). Im Hopunvaaragebiete, dicht bei dem grossen Rapakiwimassiv, verdanken die Erze mit ihren vielen Spezialzügen (vgl. S. 210 und 215) aller Wahrscheinlichkeit nach wenigstens zum grössten Teil der Rapakiwi-Intrusion ihre Entstehung.

Im alten Grubenfelde ist die Bildung der Erze ohne Zweifel in kausalen Zusammenhang mit den Intrusionen der Granit-Pegmatite zu bringen. Das ist der Fall auch in Lupikko und im neuen Grubenfelde, was den Hauptteil der Erze betrifft. Die Pegmatitintrusionen haben ja schon nach Tr. in gewissem Masse Bildung von Erzmineralien verursacht. Auch kann es kein blosser Zufall sein, dass Erze in grossen Mengen gerade dort zu finden sind, wo die Pegmatitintrusionen am reichlichsten vorkommen, und sogar in der unmittelbaren Nähe der letzteren. Ferner ist es beachtenswert, dass man im alten Grubenfeld, von den Cementations- und Oxydationserzen abgesehen, zwei ungleichaltrige Serien von Erzbildungen, ebenso wie auch zwei ungleichaltrige Pegmatitintrusionen, hat feststellen können. Ausserdem können wir ja auf Grund der gemachten Beobachtungen schliessen, dass sowohl in Lupikko als im neuen Grubenfelde Erze vorkommen, die deutlich älter als der Rapakiwi sind (vgl. S. 222).

Es dürfte aus dem oben Gesagten hervorgehen, dass der von Trüstedt angenommene gewaltige Altersunterschied zwischen dem sog. Skarn einerseits und den Erz- und Gangarten andererseits nicht bestehen kann. In dem ausgedehnten Erzgebiet von Pitkäranta sind nach Verfassers Meinung in allem drei Serien von Erzbildungen vertreten, von denen zu einer jeden sowohl »Skarnmineralien« als Erz- und Gangarten gehören.

Auf Grund des oben Gesagten und sich gleichzeitig auf Trüstedts umfangreiches Beobachtungsmaterial stützend, wäre es denkbar, dass die Erzbildung in grossen Zügen nach folgendem Schema vor sich gegangen ist. Es ist nicht immer möglich gewesen, den genauen Platz eines Minerals in der Altersreihe zu bestimmen. Diese Mineralien sind in die vierte Kolumne des Schemas eingetragen, wo sie sich neben denjenigen Mineralgruppen der dritten Kolumne befinden, zu denen sie am wahrscheinlichsten gehören.

Die erste Serie von Erzbildungen

Die erste Intrusion von »postladogischen« Granit-Pegmatiten	Bildung des Skarns:	Diopsid, Skapolith, Titanit, Molybdänglanz, Chondroit, (Wollastonit), Plagioklas (anorthitreich), Vesuvian, Apatit, Granat, Epidot, Phlogopit, grüner Glimmer und Biotit. Aktinolith-Tremolit. Uralit (Hornblende), Zoisit.	
	Breccierung		
		Serpentinisierung. Brucit, Calcit, Chlorit, Talk.	
	Bildung von Eisenerz:	Apatit, Hämatit, Magnetit, Vesuvian, Phlogopit, Granat, Helvin, Fluorit, Mn-haltiger Karbonat, Calcit, Zinkblende	
	Breccierung		
	Bildung von Zinnerz:	Kassiterit (dunkel), Kassiterit (hell). Scheelit, Arsenkies.	Fluorit, Topas, Quarz, Calcit.
	Breccierung		
	Bildung von Sulfiderzen im pneumatolytischen Bereich:	(Scheelit), Arsenkies, Löllingit, Silber, Molybdänglanz. Zinkblende, Schwefelkies, Magnetkies, Cubanit, Kupferkies.	Gold
	Breccierung		
	Die Bildung von Sulfiderzen fährt im hydrothermalen Bereich fort:	Bornit, Covellin, Neodigenit, Kupferglanz. Zinkblende, Fahlerz, Bleiglanz, Wismutglanz, Wismut. Serpentinisierung.	Calcit, Quarz, Fluorit, Chlorit.
Breccierung			
Die Bildung von Sulfiderzen fährt im hydrothermalen Bereich fort:	Zinkblende II (siehe S. 194), Wasserkies.		

Die zweite Serie von Erzbildungen			
Die zweite Intrusion von »postladogischen» Granit-Pegmatiten	Stellenweise vorkommende Umwandlung des früher gebildeten Skarns und des granitischen Nebengesteins:	Der Skarn wird bleicher und feinkörniger. Silifizierung. Sericitisierung. Fluorit.	
	Erzbildung (Zum grossen Teil Hohlraum- und Spaltenfüllungen):	Chalcedon, Calcit. Granat, Epidot, Quarz. Magnetit, Hämatit, Zinkblende. Kassiterit Arsenkies, (Löllingit), Schwefelkies, Kupferkies, Kupferglanz, Zinkblende, Bleiglanz, Calcit, Silber?, Aragonit, Baryt, Markasit.	Tremolit.  Fluorit, Chlorit, gelbl. Glimmer.
Die dritte Serie von Erzbildungen			
Intrusion des Rapa-kiwigranites	Skarnbildung:	Diopsid, Chondrodit, Titanit, Granat, Apatit, Phlogopit. Tremolit	
	Breccierung		
		Serpentinisierung. Bildung von Chlorit. Calcit, Magnesit?, Brucit.	
	Bildung von Eisenerz:	Apatit, Hämatit, Magnetit, Vesuvian, Fluorit, Calcit, Granat, Phlogopit und grüner Glimmer. Magnesit?, Zinkblende, Arsenkies, (Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz).	
	Bildung von Zinnerz:	Kassiterit, Fluorit.	
	Breccierung.		
	Bildung von Sulfiderz:	Scheelit, Arsenkies, Löllingit, Schwefelkies. Zinkblende Kupferkies, Bornit, Kupferglanz, Bleiglanz.	Fluorit, Calcit, Quarz.
	Breccierung		Serpentinisierung.
		Quarz, Fluorit, Calcit.	
Oxydation und Cementation			
	Oxydationszone:	Malachit, Azurit, »Limonit«, Kupfer, Silber, Gips.	
	Cementationszone:	Bornit, Kupferglanz, Covellin, Kupfer, Kupferkies, Serpentin, Calcit.	
	Oxydation der Cementationserze:	Cuprit, Tenorit, Nadeleisenerz.	



## LITERATURVERZEICHNIS

- BORGSTRÖM, LEON. H. (1901) Mineralogiska notiser (Baryt från Pitkäranta). Geol. Fören. i Stockholm Förh., 23, S. 557.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1949) The system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Bull. Geol. Soc. America 60, S. 439.
- BUERGER, NEWTON W. (1941) The chalcocite problem. Econ. Geol. 36, S. 19.
- ERÄMETSÄ, OLAVI (1938) Über die Verbreitung des Indiums in finnischen Mineralen und über seine Trennung von anderen Metallen. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 51, N:o 1.
- (1940) Über das Auftreten von Gallium in finnischen nichtmetallischen Mineralen. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 54, N:o 9.
- (1945) Zinkgehalte finnischer Minerale mit nichtmetallischem Charakter. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, Chemica, N:o 14.
- ESKOLA, PENTTI (1904) Kertomus Suomen vesuvianeista. Manuskript im Archiv des Geol. Instituts der Universität Helsinki.
- (1935) Malminetsinnästä ja malmityypeistä. Summary in English: On the ore prospecting and ore types. Terra 47, S. 129.
- (1949) The problem of mantled domes. Quart. J. Geol. Soc. London 104, S. 461.
- FROSTERUS, BENJ. ja WILKMAN, W. W. (1920) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3, Joensuu. Kivilajikartan selitys.
- GABRIELSON, OLOF (1945) Studier över elementfördelningen i zinkbländen från svenska fyndorter. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, N:o 468.
- GEIJER, PER (1924) Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, N:o 321.
- GILBERT, C. (1925) The antipathy of bornite and pyrrhotite. Econ. Geol. 20, S. 364.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1937) Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atom-Arten. Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, I. Mat.-naturv. Klasse, N:o 4.
- GRATON, L. C. and HARCOURT, G. A. (1935) Origin of ores of Mississippi Valley type. Econ. Geol. 30, S. 800.
- HACKMAN, V. (1933) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 2, Savonlinna. Kivilajikartan selitys.
- LAITAKARI, AARNE (1917) Om några kontakter från Pitkäranta område. Medd. Geol. Fören. Helsingfors, år 1916.
- (1931) Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu. C. R. Soc. géol. Finlande 4; Bull. Comm. géol. Finlande 93, S. 55.
- (1947) The scapolite occurrence of Pusunsaari. C. R. Soc. géol. Finlande 20; Bull. Comm. géol. Finlande 140, S. 115.
- LOKKA, LAURI (1943) Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale. Bull. Comm. géol. Finlande 129.
- ÖDMAN, OLOF H. (1933) Erzmikroskopische Untersuchung der Sulfiderze von Kaveltorp in Mittelschweden. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 563.
- OFTEDAL, IVAR (1940) Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, I. Mat.-naturv. Klasse, N:o 8.
- OTTEMANN, JOACHIM (1940) Untersuchungen zur Verteilung von Spurenelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralien des Harzes. Z. angew. Mineral. 3, S. 142.
- PALMUNEN, M. K. (1939) Pitkäranta vv. 1934—1938 suoritetujen tutkimusten valossa. Geol. Toimikunta. Geotekn. julk. 44.

- RAMDOHR, PAUL (1924) Beobachtungen an opaken Erzen. Arch. Lagerstättenk. 34.
- (1943) Die Mineralien im System  $\text{Cu}_2\text{S}$ — $\text{CuS}$ . Z. prakt. Geol. 51, S. 1.
- (1950) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- RAMSAY, W. und ZILLIACUS, A. (1897) Monazit von Impilaks. Öfversikt Finska Vetenskaps-Soc. Förh. 39.
- RANKAMA, KALERVO (1938) On the mineralogy of some members of the humite group found in Finland. C. R. Soc. géol. Finlande 12; Bull. Comm. géol. Finlande 123, S. 81.
- RANKAMA, KALERVO and SAHAMA, TH. G. (1950) Geochemistry. Chicago.
- 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 (SAXÉN), MARTTI (1923) Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande 65.
- (1933) Die Kieserzlagstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finnland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 29.
- (1947) Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi, SW-Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 20; Bull. Comm. géol. Finlande 140, S. 199.
- SALES, RENO and MEYER, CHARLES (1949) Results from preliminary studies of vein formation at Butte, Montana. Econ. Geol. 44, S. 465.
- SCHNEIDERHÖHN, HANS (1922) Einleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten besonders im auffallenden Licht. Düsseldorf.
- (1941) Lehrbuch der Erzlagstättenkunde. Band I. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, HANS und RAMDOHR, PAUL (1931) Lehrbuch der Erzmikroskopie. Band II. Berlin.
- SCHWARTZ, G. M. (1928) Experiments bearing bornite-chalcocite intergrowths. Econ. Geol. 23, S. 381.
- (1949) Oxidation and enrichment in the San Manuel copper deposit, Arizona. Econ. Geol. 44, S. 253.
- SHORT, M. N. (1940) Microscopic determination of the ore minerals. U. S. Geol. Surv. Bull., 914.
- STOIBER, R. E. (1940) Minor elements in sphalerite. Econ. Geol. 35, S. 501.
- THOMAS, BLAKEMORE E. (1949) Ore deposits of the Wallapai district, Arizona. Econ. Geol. 44, S. 663.
- TÖRNEBOHM, A. E. (1891) Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 13, S. 313.
- TRÜSTEDT, OTTO (1907) Die Erzlagstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. Finlande 19.
- VARMA, ARNO (1945) Vesuvianitista. Manuskript im Archiv des Geol. Instituts der Universität Helsinki.
- WILKMAN, W. W. (1923) Kuopion seudun kivilajit. Suomen Geologinen komission. Geotekn. tiedonant. 36.
- VOGT, J. H. L. (1891, 1892) Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af jernmalmförekomster. Geol. Fören. i Stockholm Förh., 13, 14, Ss. 728, 734, 225.
- (1893) Ref. über A. E. Törnebohms Arbeit: »Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar». Neues Jahrb. Mineral. Geol. Jahrg. 1893, Bd. II, S. 61.
- (1894) Ueber die durch pneumatolytische Prozesse an Granit gebundenen Mineral-Neubildungen. Z. prakt. Geol. Jahrg. 1894, S. 458.
- ZEMANN, J. (1949) »Brunckit»—kryptokristalline Zinkblende. Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt., 1, S. 477.

## ERKLÄRUNG DER TAFELN

## TAFEL I

Fig. 1. Zinkblendepartie, die in reichem Masse kleine runde Cubaniteinschlüsse enthält. Grube 4. Omeljanoff, Pitkäranta. Vergr. 750  $\times$ .

Fig. 2. Runde Antigoritflecke in einer Grundmasse von feinfaserigem Serpentin. Pitkäranta. Durchlicht. + Nicols. Vergr. 40  $\times$ .

Fig. 3. Kataklastisch zerbrochene Zinkblendekörner in Cubanit (hellgrau). Die Zwillinglamellierung kommt durch die scheinbare Anisotropie der Zinkblende zum Vorschein. Grube 4. Omeljanoff, Pitkäranta. + Nicols. Vergr. 40  $\times$ .

Fig. 4. Ein Neodigenitkorn (dunkelgrau, beinahe schwarz), worin Covellin (hellgrau) als schmale Lamellen und kleine Schuppen vorkommt. Grube Schwartz, Pitkäranta. Vergr. 235  $\times$ . + Nicols. Ölimmersion.

Fig. 5. Eine Phlogopitschuppe in Serpentin. In ersterem schmale Lagen von grünem Glimmer (etwas dunkler grau)  $\parallel$  (001) eingelagert. Pitkäranta. Durchlicht. + Nicols. Vergr. 120  $\times$ .

## TAFEL II

Fig. 1. Kupferglanzlamellen, deren Zwischenräume von Bornit, voller sehr schmalen Kupferglanzstreifen, ausgefüllt sind. Rechts dunkelgraue rundliche Flecke von Zinkblende. Pitkäranta. Vergr. 1115  $\times$ . Ölimmersion.

Fig. 2. Bornit (dunkelgrau) verdrängt, von einer schmalen Spalte ausgehend, den Kupferglanz (hellgrau). In der Kupferglanzmasse in reichlicher Menge unregelmässige Anhäufungen von Cuprit (mit Relief). Pitkäranta. Vergr. 570  $\times$ .

## TAFEL III

Fig. 1. Nadelförmige und rundlich-ovale Cubaniteinschlüsse in Zinkblende. Die letzteren Einschlüsse zeigen das Streben, sich an die Grenzflächen zwischen den Zinkblendelamellen zu legen. Rechts eine Zinkblendepartie, in der nur einige ovale Cubaniteinschlüsse vorkommen. Grube 4. Omeljanoff, Pitkäranta. Vergr. 750  $\times$ .

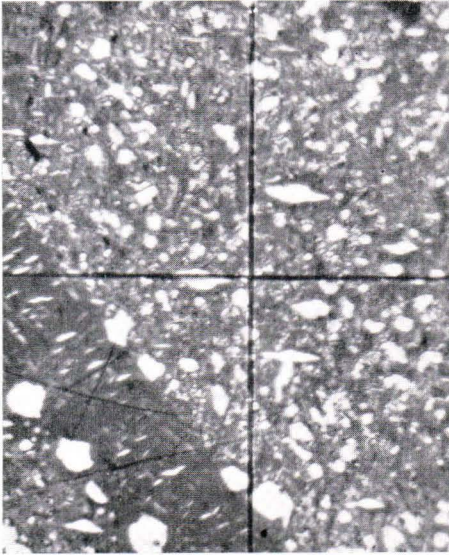
Fig. 2. Schwefelkies (mit Relief) ist von Kupferglanz verdrängt. Pitkäranta. Vergr. 152  $\times$ .

Fig. 3. Längliche Körner von Löllingit (reinweiss, gute Politur) in Arsenkies. Beide Mineralien sind kataklastisch zerbrochen. Grube Ristaus, Pitkäranta. Vergr. 40  $\times$ .

## NACHTRAG

Als diese Veröffentlichung schon in Korrektur fertig vorlag, wurde Verfasser von Prof. Pentti Eskola gütigst auf die Arbeit von R. E. Liesegang, „Geologische Diffusionen“ (Dresden und Leipzig, 1913) aufmerksam gemacht. In dieser Arbeit findet man nämlich eine Angabe (S. 150—153), dass Trüstedt (nach seinen brieflichen und persönlichen Mitteilungen) seine oben auf der Seite 216 beschriebene Vorstellung von der Entstehung der Erzscläuche später vollkommen verliess und der von A. Knopf (Geology of the Seward Peninsula tin deposits. U. S. Geol. Surv. Bull. 358, 1908) dargelegten Auffassung beitrug. Demgemäss handelt es sich bei der Erzscläuchbildung um metasomatische Verdrängungen, bei denen man mit Diffusionen zu rechnen habe. Hierbei entstände dann die gebänderte Struktur genau so wie bei dem Experiment mit Silberechromat (vgl. Liesegang, *op. cit.*, S. 81, 153).

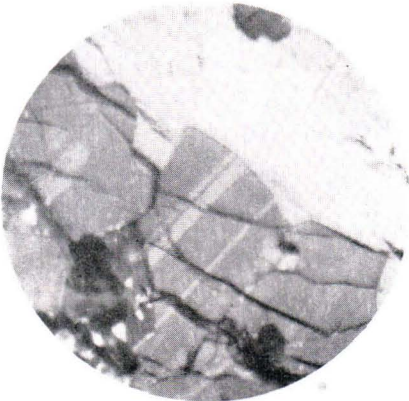




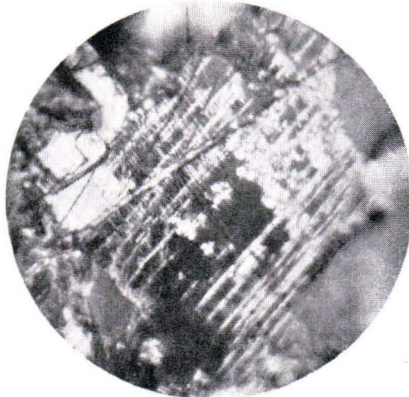
1.



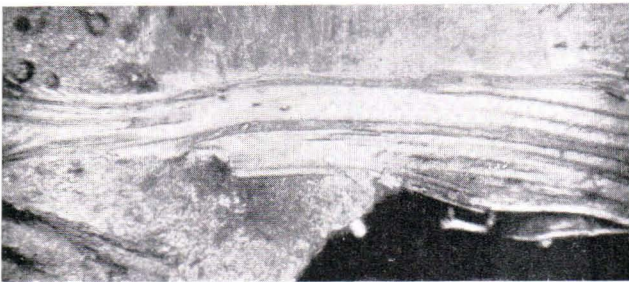
2.



3.

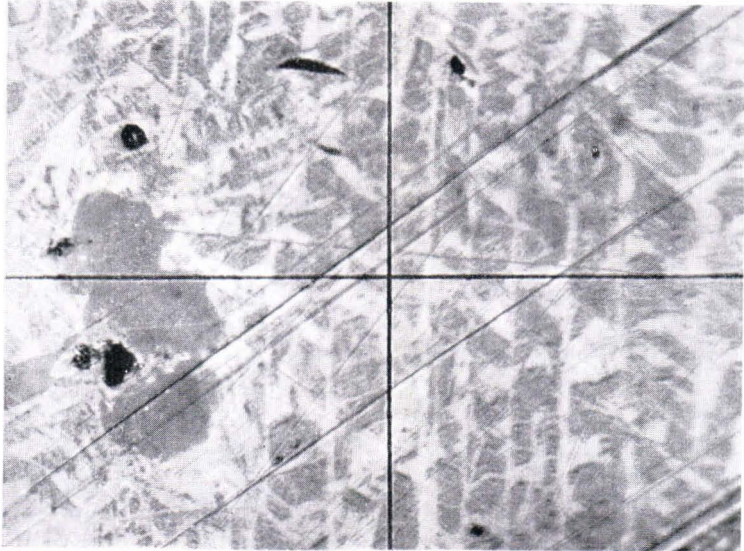


4.

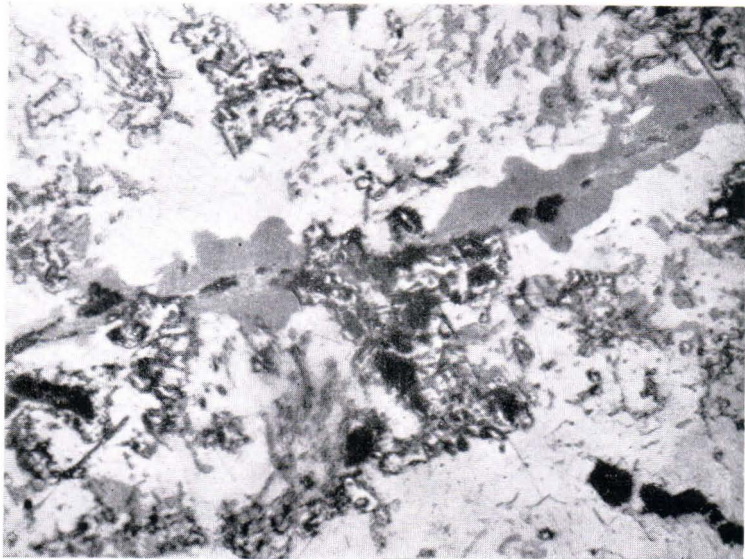


5.

*Martti Saksela: Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze*

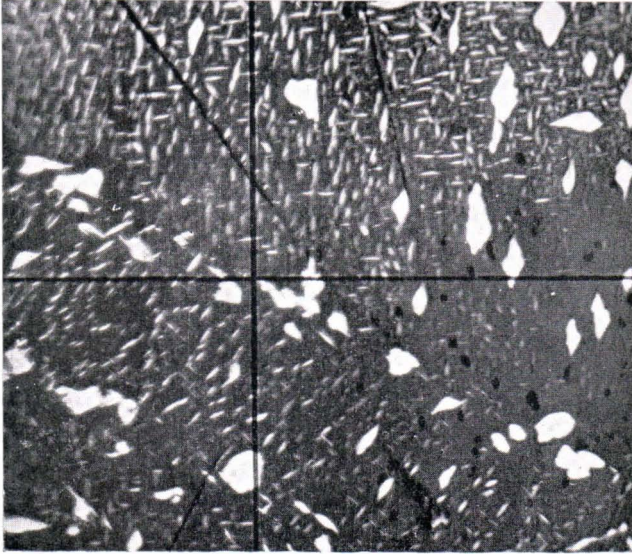


1

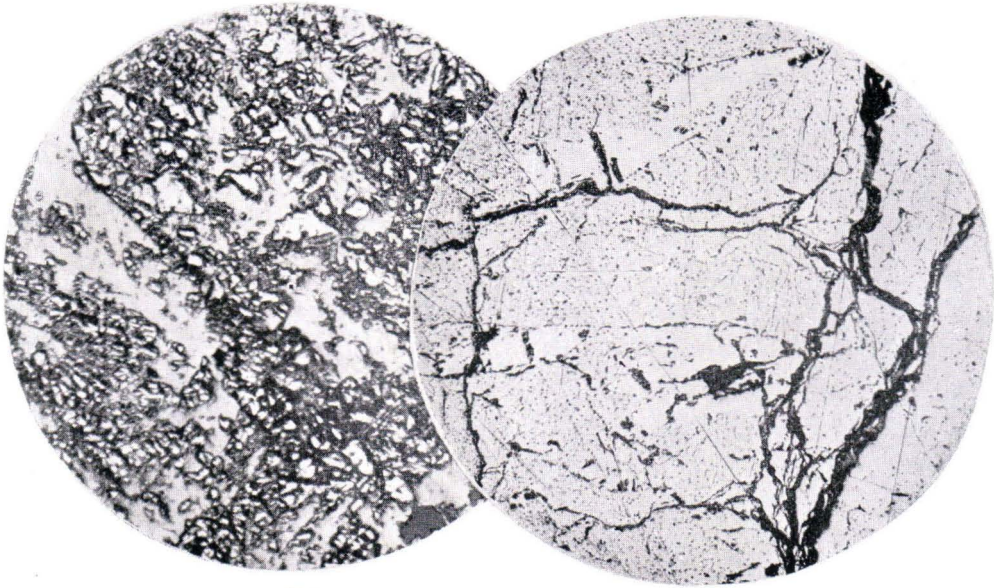


2

*Martti Saksela:* Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze



1



2

3

*Martti Saksela: Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze*





METAMORPHIC CONCENTRATION OF MAGNESIUM AND IRON  
IN THE ORIJÄRVI REGION: A REPLY.

BY

HEIKKI V. TUOMINEN

ABSTRACT

The paper discusses the origin of the cordierite- and anthophyllite-bearing rocks, skarn rocks, and associated sulphide deposits of the Orijärvi region, southwestern Finland.

In a recent paper Eskola (1950) presents a number of remarks on a contribution of Mikkola and myself (Tuominen and Mikkola, 1950) concerning the anthophyllite- and cordierite-bearing rocks of the Orijärvi region, southwestern Finland.

The geology of this and the adjoining areas will be treated in detail as soon as the investigations, still in progress, are completed. Therefore the authors of the paper are indebted to Professor Eskola for his inspiring criticism. Because the accomplishment of the work, however, will take a long time yet, a short reply to Eskola's remarks seems appropriate.

In his criticism Eskola asserts that we exaggerate in our claim that acid volcanics are relatively rare among the leptites of the region. He admits, however, that cordierite- and anthophyllite-bearing rocks are mainly associated with leptites of argillaceous origin and not with volcanics. Thus this objection is not of importance with regard to the principal problem and need not be discussed in this reply. Yet it may be mentioned that among the »volcanic agglomerates» of the area there are purely tectonic breccias (»pseudo agglomerates») as well as ordinary conglomerates, even containing granite pebbles. In most cases, also the individual crystal forms of quartz and other minerals, which have been regarded as evidence of volcanic origin, are without doubt of secondary growth.

Eskola agrees further that the occurrence of cordierite- and anthophyllite-bearing rocks as core fillings in folds is a usual case; but he thinks that the distribution of these rocks around the Orijärvi granite does not agree with Figure 5 of our paper.

We indicate in the description of our Figure 5 that it was mainly constructed from old maps with the aid of axial directions observed in the recent investigations. These investigations having now coherently advanced over the areas under consideration, I, too, am not very convinced of the existence of the recumbent fold appearing in the figure. As Eskola (1950, p. 96) points out, it seems possible that we had »not drawn the full consequence» with regard to the normal faulting or other corresponding phenomena which eliminate the effect of the regional easterly plunge of the general fold axes. We suspected that, owing to this faulting, the recumbent fold might be somewhat lower than presented in the figure. However, there is a possibility that it disappears totally.

This idea does, however, not accord with that presented by Eskola. He (1950, p. 96) writes that east of Lake Orijärvi »the granite rather underlies than overlies the leptite series, but as the granite here also cuts the sediment layers, it seems most likely that the contact of the granite here as *elsewhere* is very steep». (My italics). This steep and cutting character of the contacts he regards as evidence that the geological mode of occurrence of the granite in question is »a consequence of the diapire-like upward movement of the granite pluton during its intrusion». On the other hand, he considers that the northern bend of the granite area represents a fold with steep or vertical axis.

The contact of this granite mass is visible at several points west and south of Lake Orijärvi. At all these places the attitude of the contact substantiates the idea that the granite forms a flat body with roughly concordant flanks, folded around an axis plunging gently to the east.

East of the lake it is possible that the contact has an attitude of the kind presented by Eskola, but it strikes parallel to the adjacent strata, a fact especially proved by magnetic survey. Here the character of the contact is not open for direct observation, because the contact zone is only very slightly exposed. The surrounding structures, however, give some hints in this respect.

Recent investigations carried out by T. Mikkola show that in the vicinity of Lake Orijärvi the leptite beds are in many places folded into steep attitudes on the axes of the general folding striking E.-W. Northwards this folding grades strongly down, and, at a distance of about 2 km and further north, the thick competent beds are merely gently folded. Accordingly, the inclination of the axis of the transverse folds (Tuominen and Mikkola, 1950, p. 83) grades down even into quite horizontal attitudes. On the steep schistosity planes also, there occurs some transverse folding on steep or vertical axes, but this is very slight and subordinate.

In these circumstances the granite body would seem to continue sloping gently under the leptite and other beds lying below and north of Lake Orijärvi. That being the case, the northern bend of the granite area can be interpreted as owing to a normal fault, striking N. and S.,

and appearing here as a broad shear zone with a steep or vertical schistosity. The transverse folding may also have acted in the same direction.

Further east, there occurs a sharper fault belonging to another broad shear zone with an average strike to N.N.W. This fault intersects the granite contact about 3 km north of the east end of Lake Orijärvi. A considerable displacement along the fault is also apparent.

Upon the whole, there seems to be no clear evidence that this granite could be an accordant diapir. Whether, in some points, it spreads as small dikes within the adjacent strata or, locally, shows cutting contacts, can hardly be used as a criterion of the principal shape and attitude of the whole body.

In general, the oligoclase granites occur along planes or zones of high tension and dilatation due to folding. In this respect the bedding planes and brittle beds have been the most favourable, although the granite formation in question also occurs along cutting planes.

On the assumption that the recumbent fold does not exist, the granite forms a simpler phacolith than presented in our Figure 5, while the cordierite-anthophyllite and allied rocks are situated in the limb of the associated great fold.

On the other hand, if the recumbent fold exists, the »syncline» below would similarly have formed a limb to this fold during the earlier stages of folding. However, the simpler fold proposed above would seem to give a far better illustration of the tectonic position of the rocks under consideration: The plastic chlorite and other schists generated in the limbs have gathered and remained in the drag folds formed here during the folding. On the contrary, those elements which have migrated out of the sheared rock may have partly reached the hinges of the main fold and there caused granitization or related phenomena.

As regards the mechanics of the process, Eskola (1950, p. 100) points out that »... unless chlorite or other sheet-structured minerals have been the first to crystallize, the kinematic hypothesis presented by Tuominen and T. Mikkola is hardly probable. As the authors state, the structure clearly indicates crystallization under quiet conditions and the cordierite is a typical anti-stress mineral.»

We emphasize at several points that the enrichment of magnesium and iron, and the crystallization of cordierite have not acted simultaneously. The former has taken place under strong penetrative movements and, in principle, independently of the latter, which has occurred only after the time when these movements have essentially quieted down; i. e., the crystallization of cordierite is outside the kinematic hypothesis presented.

As a further objection to the hypothesis in question, Eskola (*op. cit.*, p. 101) refers to the skarn layer at the Orijärvi mine: »The skarn layer, however, affords an evidence for the contrary opinion: The tremolite

skarn could not originate merely by withdrawal of cations from the limestone, but Mg, Fe, and silica must have been introduced to replace the carbon dioxide and part of lime. . . . The skarn also contradicts the authors' assumption that the silicate minerals, e. g., chlorite, might have come to their present position in a crystalline state by means of gliding.»

We have not interpreted the transportation of the material rich in magnesium and iron as having taken place only by means of gliding but also by means of indirect componental movements (*op. cit.*, p. 90). These are, however, regarded mainly as forming a part of the flowage mechanics and not as any »independent» migration of remarkable distances. Yet the weak degree of mobilization of magnesium, which seems to have been the most stable constituent, may have played an important rôle in the formation of skarn.

The visible part of the skarn layer at the Orijärvi mine has for the most part been mined out. But, according to Eskola (1914), it has been a »lenticular» body stretching closely along the »great sköl» at the hanging wall of the amphibolite sill. He writes (*op. cit.*, p. 225) that this skarn body is very heterogenous. Some parts are composed almost exclusively of tremolite but, more commonly, the prisms of this mineral are embedded in a schistose mass consisting of chlorite and biotite or talc. Chlorite is often the main constituent whereas tremolite is absent. Furthermore, the skarn zone »passes westward along the strike into chlorite-biotite schist containing octahedra of magnetite, slender prisms of anthophyllite, and large lumps of brownish cordierite» (Eskola, 1950, p. 99). Some diopside and crystalline limestone also occur in association with the tremolite skarn.

The association with limestone, the mode of occurrence resembling that of limestone, and the chemical composition have been regarded as proving the tremolite skarn to have derived from limestone through Mg metasomatism (Eskola, 1914, p. 233).

It is obvious that the skarn has replaced earlier limestone, but this seems not to have been the only material replaced. Along the schistosity, the skarn body is very deeply indented with the cordierite- and anthophyllite-bearing chlorite schist, and it also contains platy portions of the latter. Thus it seems possible that limestone, or carbonate solutions, have squeezed into the iron-magnesium silicate rock along the schistosity and fissures, and that the skarn is the reaction product of these two components. Carbon dioxide and potassium (from biotite) have then been lost. The mixing would have taken place partly under the folding prior to the crystallization of cordierite, but also after this crystallization, probably in connection with those movements which have caused the »great sköl». As Eskola (1950, p. 98) points out, the tremolite-chlorite skarn »has originated at temperatures lower than those at which the

major part of the rocks of the Orijärvi region have crystallized». This also means that the skarn is a product of another, later stage of metamorphism, diaphoretic as related to that stage at which, e. g., the cordierite crystals have formed. Diopside, on the contrary, may be an earlier product.

Somewhat similar relations between skarn and other rocks will be found at Aijala as well (cf. Eskola, 1950, p. 102). There are several small copper, lead, zinc and iron sulphide deposits lying in a narrow folded zone which consists mainly of cordierite- or almandite-bearing leptytes and other leptytes, limestone, skarn rocks, and chlorite schist. This zone strikes roughly W.-E. and is bordered on the north by diopside-amphibolite and on the south by »blastoporphyritic leptyte» (Eskola, 1914, p. 243).

The Aijala copper ore deposits are situated in this zone. The two largest bodies, now being mined, are situated at the boundary of the diopside amphibolite. Except for a narrow boundary zone, this rock is here relatively undamaged and whole while the adjacent rocks are strongly deformed, sheared or brecciated, and full of sliding planes covered by chlorite.

The host rocks of the ore form a very heterogenous and intimately alternating complex consisting mainly of limestone; tremolite-chlorite skarn with various amounts of calcite, quartz and some magnetite; chlorite-biotite schist often containing almandite; and biotite-muscovite schist.

The two last-mentioned rock types commonly contain nodules of pinite or fine-flaky mica, pseudomorphous after cordierite. Small remnants of cordierite still occur in some of these aggregates. Anthophyllite and pseudomorphs of talc or chlorite after this mineral, as well as cummingtonite, will also be found. An intense schistosity, indicated by flakes of mica or chlorite and a step-like deformation of the nodules, are characteristic of these rocks.

Within the chlorite-biotite schist, parallel to the schistosity, chlorite-tremolite skarn occurs in more or less lenticular masses. With regard to the relative quantities of schist and skarn, all possible variations seem to exist.

Thus here also the skarn can be interpreted as having originated through reactions between the iron-magnesium silicate rocks and calcium carbonate intermixed.

Considering these deductions, there appears to be nothing in the skarn to contradict our interpretation of the origin of the cordierite- and anthophyllite-bearing rocks.

According to Eskola, the positions of the Orijärvi and Aijala ore deposits at the boundary of amphibolite beds is due to the fact that these amphibolites have acted as »impermeable walls» in respect to the

ore-bearing fluids which he regards as having mainly originated from the oligoclase granites. It is to be observed, however, that at Orijärvi small bodies of copper, lead, and zinc ore occur also along the opposite wall of the amphibolite sill. As compared with the adjacent beds, this sill obviously has been relatively firm against deformation. Consequently, the gliding movements have concentrated along its boundaries, thus producing excellent paths for migration of ore substances and a theatre of metamorphic differentiation.

The relations between the ore deposition and the different stages of metamorphism or movements are very complicated. The general position of the deposits seems to be closely related to the main folding. On the other hand, their local attitude, the internal distribution of ore and other materials, the texture of the rock, and the mineral facies are in a very great degree the consequence of later deformation and metamorphism. These features can therefore hardly be used as criteria for the development during the main stage of the folding or, in general, prior to the climax of the regional metamorphism. Considering the tectonic position of the cordierite-anthophyllite rocks and associated ores, their metamorphic history no doubt goes back far behind this climax. All this must be taken into consideration when the concentration, the transportation paths, and the proximate source of the ore substances are discussed. Of course »nobody can dispute that all metals once have been contained in magmas» (Eskola, 1950, p. 101) but, when we apply this idea to the genesis of ore deposits, we easily neglect too many intermediate stages.

The above considerations seem to prove that the objections made by Eskola against our hypothesis are not decisive. I am rather willing, however, to concede that there may be weak points in the interpretation we have proposed, a condition very characteristic of geologic interpretations in general.

Suomen Malmi Osakeyhtiö (Finnish Ore Company), Lohja, February 1951.

#### REFERENCES

- ESKOLA, PENTTI (1914) \ On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 40; Fennia 37, No. 3.  
— (1950) Orijärvi re-interpreted. C. R. Soc. géol. Finlande 23; Bull. Comm. géol. Finlande 150; p. 93.  
TUOMINEN, HEIKKI V. and MIKKOLA, TOIVO (1950) Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding. *Ibid.*, p. 67.

# GEOLOGISIA TIEDONANTOJA — GEOLOGICAL NOTES

1

FENYLDIJODARSIN,  
EN VÄTSKA MED MYCKET HÖG BRYTNINGSEXONENT

AV,

LEON. H. BORGSTRÖM

## ABSTRACT

The application in mineralogy of diiodophenylarsine (refractive index,  $n = 1.84$ ) is discussed.

Mineralogerna hava lärt sig att under mikroskopet bestämma minerals brytningsexponenter genom jämförelser med olika vätskor, i vilka mineralkornen inbäddas. För att denna metod skall kunna utsträckas till mineral med hög brytningsexponent fordras vätskor med stark ljusbrytning. Även vid många andra optiska anordningar behövas vätskor med mycket kraftig ljusbrytning. Hittills har metylenjodid med brytnings-exponenten 1.74 varit den starkast ljusbrytande rena vätska som kommit till användning.

En engelsk firma, Hopkin & Williams, Ltd., Chadwell Heath, Essex har i handeln infört en ny, lovande vätska med hög brytningsindex,  $n = 1.84$  för natriumljus. Denna substans' värdefulla egenskaper framhöllos redan före det andra världskriget av Andreasson och Poyné (Nature 133, s. 66, 1934), men deras inlägg synes ej ha vunnit beaktande. Framställd enligt Steinkopf och Smie's metod (Berichte 59 B, s. 1461, 1926) är denna vätska en röd olja med sammansättningen  $C_6H_5J_2As$ , sp. v. 2.56 och kokp. 205°:5 vid 14 mm. För de olika våglängderna (i Å) ange de följande brytningsexponenter: 1.822 (6708), 1.828 (6438), 1.835 (6141), 1.843 (5993), 1.856 (5535), 1.865 (5350), 1.879 (5106).

Fenyldijodarsin låter utspäda sig med organiska lösningsmedel, såsom benzol eller alfa-bromnaftalin. Den är en något brunaktig, gul vätska som i någon mån om också inte synnerligen störande, mörknar vid längre tids exponering i solljus. Den kan destilleras och genom fraktionering befrias från inblandad benzol eller andra flyktiga föreningar. Den angriper huden så att man måste akta sina fingrar vid användning av densamma.

För att öka de s. k. immersionsvätskornas brytningsexponenter brukar man i dem lösa ämnen med högre brytningsexponent, bland vilka  $\text{AsJ}_3$ ,  $\text{As}_2\text{S}_3$ , eller  $\text{AsS}$  ofta kommit till användning.

Av försök utförda av författaren framgår att fenyldijodarsin har en jämförelsevis ringa förmåga att upplösa jodider, men att arsenik-sulfiderna lösa sig lätt och giva blandningar med  $n_{\text{Na}}$  upp till 1.93. Litet med  $\text{As}_2\text{S}_3$  inblandad Se stegrar den klara lösningens brytningsexponent till 1.95.

I betraktande av att de i en vätska upplösta fasta ämnena inverka på lösningens brytningsexponent som om lösningen vore en blandning av det flytande lösningsmedlet och de lösta substanserna i smältflytande form, har författaren bestämt brytningsexponenten för särskilda ämnen i flytande form och fått följande resultat:

Se .....	2.8
$\text{As}_2\text{S}_3$ .....	2.505
$\text{AsS}$ .....	2.519
$\text{SbJ}_2$ .....	2.164
$\text{AsJ}_3$ .....	2.109
$\text{SeBr}_2$ .....	2.08
S .....	2.0
$\text{SnJ}$ .....	1.912
$\text{CHJ}_3$ .....	1.867
$\text{HgBr}_2$ .....	1.873
$\text{AsBr}_3$ .....	1.782

Det är tydligt att den här presenterade vätskan kan bli till en stor hjälp vid utförande av optiska undersökningar av olika slag, och författaren vill påpeka att andra dylika vätskor, eventuellt sådana som ha ännu högre brytningsexponent, skulle vara mycket välkomna.



## DER BELEMNITENFUND BEI KANKARI

EINE BERICHTIGUNG

VON

ERKKI VILUKSELA

Der Belemnitenfund bei Kankari, nördlich vom See Oulujärvi in Mittelfinnland, der seit dem Jahre 1935 die Geologen in Finnland und im Ausland interessiert hat, hat nun seine Erklärung gefunden. Auf der Sitzung der Finnischen Geologischen Gesellschaft am 9. III. 1950 habe ich die Gelegenheit gehabt, den Fund zu dementieren. Die Belemniten-  
spitze ist nicht im Os-Kieseinschnitt bei Kankari gefunden, sondern ich habe sie als dreizehnjähriger Schüler einem Plunderkasten in der Stadt Oulu entnommen.

Der Belemnitenfund ist bisher in folgenden Schriften erwähnt worden:

- THORD BRENNER (1937) Ett belemnitynd vid Kankari plattformväxel. C. R. Soc. géol. Finlande 10; Bull. Comm. géol. Finlande 119, S. 20.  
 — (1941) Ein ungewöhnliches Kalk-Schlammsteinsediment von Muhos in Mittelfinnland. Geol. Rundschau 32, S. 535.  
 — (1944) Die Bodenbildungen des Muhos-Sediments bei Kieksi. C. R. Soc. géol. Finlande 16; Bull. Comm. géol. Finlande 132, S. 189.  
 (K.-E.) MARS (1947) Ett meddelande om ett blockfynd av kritformation i Kalix skärgård. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 69, S. 123.



Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

Seuran julkaisut ilmestyvät sarjassa *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* ja jaetaan

1. kaikille jäsenille,
2. niille, jotka saavat mainitun sarjan,
3. laitoksille ja yhdistyksille, jotka haluavat julkaisujen vaihtoa.

**Suomen Geologisen Seuran osoite on Bulevardi 29, Helsinki.**

Medlemmar i Geologiska Sällskapet i Finland inväljas på förslag av två Sällskapets medlemmar.

Sällskapets publikationer utgivas i serien *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* och utdelas till

1. Sällskapets medlemmar,
2. personer, som fått mottaga nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda i skriftutbyte med Sällskapet.

**Geologiska Sällskapet i Finland adress är Bulevarden 29, Helsingfors.**

Pour devenir membre de la Société géologique de Finlande on doit être présenté par deux membres.

Les publications de la Société seront éditées dans la série *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* et seront distribuées

1. aux membres de la Société,
2. aux personnes ayant reçues la présente série,
3. aux institutions et aux associations désirant entrer en échange des publications.

**S'adresser à la Société géologique: Bulevardi 29. Helsinki.**

---

