

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 119

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

X

AVEC 30 FIGURES DANS LE TEXTE ET 4 PLANCHES

HELSINKI
OCTOBRE 1937

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 119

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

X

AVEC 30 FIGURES DANS LE TEXTE ET 4 PLANCHES

HELSINKI
OCTOBRE 1937
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

SISÄLLYSLUETTELO. — CONTENTS.

	Sivu
Jäsenluettelo — List of membership 1. I. 1937	5
Suomen Geologisen Seuran toiminta vuonna 1934	7
Activities of the Geological Society of Finland in 1934	8
Kokoukset — Meetings 1934	8
Suomen Geologisen Seuran toiminta vuonna 1935	11
Activities of the Geological Society of Finland in 1935	12
Kokoukset — Meetings 1935	12
Suomen Geologisen Seuran toiminta vuonna 1936	15
Activities of the Geological Society of Finland in 1936	15
Kokoukset — Meetings 1936	16
Selostuksia — Short Reviews	19
AARNE LAITAKARI, Lammastenkosken hiekkakivikairaus	19
THORD BRENNER, Ett belemnityfynd vid Kankari plattformväxel på Oulu —Kontiomäki-banan	20
OTTO MELLIS, Über Cölestin in Latvija	21
M. SAURAMO, Das höchste Ufer im Bereich des Päijänne-Sees	24
P. HAAPALA, Lohkaretutkimukset Pohjois-Karjalassa	25
P. W. THOMSON, Der mitteldevonische Old Red-Sandstein in Estland und seine Flora	25
Kirjoituksia — Papers	27
1. T. W. GEVERS, Comparative Notes an the Pre-Cambrian of Fennoscandia and South Africa	27
2. PENTTI ESKOLA, URHO VUORISTO and KALERVO RANKAMA, An Experimental Illustration of the Spilite Reaction	61
3. E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. IV	69
4. G. BRANDER, Zur Deutung der intramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad	93
5. ARNE SIRÉN, Zur synthetischen Darstellung des Analcims	115
6. V. P. HIRSIJÄRVI, Die Kristallform und optischen Konstanten des 1, 1,4- Trimethyl - Cyclohexandiol - 3, 5	119
7. ESA HYYPÄ, Artesischer Grundwasserausbruch in Terijoki und einige Gesichtspunkte über die Struktur des Karelischen Isthmus	125
8. ESA HYYPÄ, Bemerkungen über G. Branders Aufsatz »Ein Inter- glazialfund bei Rouhiala in Südost-Finmland», und zwei neue Tonfun- de auf der Karelischen Landenge	145

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO I. I. 1937. LIST OF MEMBERSHIP.

Kirjeenvaihtajajäseniä. — Foreign correspondent members.

Vendl, A., Prof. Dr.	Rezeda utca 7, Budapest, Magyarország
Öpik, Ar., Prof. Dr.	Aia t, 46, Tartu, Eesti
Wegmann, C. Eugen, Dr. sc.	Villa Bocksriet, Schaffhausen, Schweiz
Magnusson, Nils H., Fil. dr.	S. G. U., Stockholm 50, Sverige
Goldschmidt, V. M., Prof.	Geol. Museum, Trondheimsveien 23, Oslo, Norge
Wojno, Tadeusz, Prof.	Politechnica, Warszawa, Polska

Jäseniä. — Members.

Aario, Leo, Fil. toht.	Kammiokatu 9, as. 11, Helsinki
Aarnio, B., Prof.	Bulevardi 29, Helsinki
Ant-Wuorinen, Jalo, Fil. toht.	Tekn. Korkeakoulu, Helsinki
Argand, Emile, Prof.	Lab. géol. Univ., Neuchâtel, Suisse
Aschan, Joh:s, Vuori-ins.	Vironkatu 12, Helsinki
Auer, Väinö, Prof.	Fredrikinkatu 66 B, Helsinki
Aurola, Erkki, Fil. maist.	Outokumpu
*Backlund, H. G., Prof.	Univ. geol. Inst., Uppsala, Sverige
Backman, A. L., Fil. toht.	Iso-Roobertinkatu 25 A, Helsinki
*Barbour, George B., Prof.	35 Addison Road London W. 14, England
Blankett, Hugo, Vuorineuvos	Rahapajankatu 1, Helsinki
Borgström, Leon. H., Prof.	Museokatu 3, Helsinki
Brander, G., Fil. toht.	Bulevardi 29, Helsinki
Brenner, Th., Fil. toht.	Kauniainen
*Bruce, E. L., Prof.	Queen's Univ. Dept. Geol. Kingston, Ont., Canada
*Bütler, H., Dr.	Tobelweg 8, Schaffhausen, Schweiz
Collet, Leon. W., Prof.	Lab. géol. Univ., quai de l'Ecole de Medecine, Genève, Suisse
*Ebert, Heinz, Dr.	Sächs. Geol. Landesamt., Talstr. 35, Leipzig C. 1, Deutschland
Eskola, Pentti, Prof.	Tehtaankatu 7 B, Helsinki
Eskola, Salli, Fil. toht.	Töölönkatu 34 A 21, Helsinki
Erämetsä, Olavi, Ins.	Mechelininkatu 22 A 33, Helsinki
Forsman, W. R., Fil. toht.	P. Hesperiankatu 21 A, Helsinki
Friberg, Sven, Yliopp.	Tehtaankatu 12 D 59, Helsinki
Gevers, T. W., Dr. Prof.	Geol. Univ. of Witwatersrand, Johannes- burg, South Africa

- Granö, J. G., Prof. Kristiinankatu 1, Turku
 Haapala, Paavo, Fil. toht. Petsamon Nikkeli Oy. Kluuvikatu 3, Helsinki
 Hackman, V., Prof. Puistokatu 5, Helsinki
 Hall, A. Jean Cambridge, Downing Street Depart. of Min & Petr.
 Hall, W., Ins. Sortavala
 Hausen, H., Prof. Åbo Akademi, Turku
 Helkavaara, Eero K., Yliopp. Fredrikinkatu 30 B 19 b Helsinki
 Hellaakoski, Aaro, Fil. toht. Museokatu 34 A, Helsinki
 Hietanen, Anna, Fil. maist. Yliopiston geol. laitos, Helsinki
 *Homma, Fujio, Prof. Petrol. Geol. Inst. Imperial University Kyoto, Japan
 Huuskonen, Toivo S., Yliopp. Albertinkatu 44 B, Helsinki
 Hyyppä, Esa, Fil. toht. Geol. Toimikunta, Bulevardi 29, Helsinki
 Joensuu, Oiva I., Yliopp. Meritullinkatu 32 B 11, Helsinki
 Järnefelt, O., Fil. maist. Geol. Toimikunta, Bulevardi 29, Helsinki
 Kahma, Aarno, Yliopp. Kirkkokatu 2 B 20, Helsinki
 Kalajoki, Reino, Fil. maist. Töölöntorinkatu 9, Helsinki
 Kanula, Aatto Viljo K., Yliopp. Ratakatu 5 A 6, Helsinki
 Keränen, Jaakko, Prof. Ilmatieteellinen keskuslaitos, Helsinki
 Kilpi, Sampo, Fil. toht. Kruunuhaankatu 1 B 28, Helsinki
 Kivinen, Erkki, Maat. toht. Bulevardi 29, Helsinki
 Kokkonen, P., Prof. Fredrikinkatu 12, Helsinki
 Koponen, J. S. W., Leht. Kajaani
 Korvenkontio, V. A., Fil. toht. Korkeasaari, Helsinki
 Kranck, E. H., Prof. Laivurinkatu 4, Helsinki
 *Laitakari, Aarne, Prof. Geologinen Toimikunta, Bulevardi 29, Helsinki
 Lehijärvi, Mauno K. J., Yliopp. Liisankatu 5 A 9, Helsinki
 Leiviskä, I., Prof. Museokatu 9, Helsinki
 *Lokka, Lauri, Fil. toht. Turuntie 37 A, Helsinki
 Lukkala, O. J., Prof. Aurorankatu 19 A, Helsinki
 Lumiala, Onni, Yliopp. Museokatu 23 A 8, Helsinki
 Lupander, Kurt, Fil. maist. Mariankatu 21 A 7, Helsinki
 Mainari, B. E., Tekn. yliopp. Lönnrotinkatu 24 A, Helsinki
 Maijala, Paavo, Tekn. yliopp. Tekn. Korkeak. min.-geol. laitos, Helsinki
 Malkowski, St., Prof. Dr. Zakretowa 23, Wilno, Polska
 Matisto, Arvo S. I., Yliopp. Kampinkatu 4—6 A 9, Helsinki
 Mellis, Otto, Dr. Kronvalda bulv. 4, Riga, Latvija
 Metzger, A. A. Th., Fil. toht. Parainen
 *Mikkola, Erkki, Fil. toht. Geologinen Toimikunta, Bulevardi 29, Helsinki
 Mikkola, Toini, Yliopp. Kalevankatu 42 A 18, Helsinki
 *Mineralogisch-petrologisches Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel, Schweiz
 Mäkinen, Eero, Fil. toht. Vuori-neuvos Outokumpu
 *Noe-Nygaard, Arne, Dr. Østervoldgade 7, Köbenhavn K., Danmark
 Nordensvan, Einar A. O., Fil. maist. SOK:n Mylly, Viipuri

Nordin, Walter, Ins.	Petsamon Nikkeli Oy, Kluuvikatu 3, Helsinki
Nystén, Henrik, Ins.	Geologinen Toimikunta, Bulevardi 29, Helsinki
Okko, Veikko, Fil. maist.	Siltavuorenkatu 4 A 13, Helsinki
Palmunen, M. K., Ins.	Mechelininkatu 8 B, Helsinki
Pehrman, G., Fil. toht.	Åbo Akademi, Turku
*Popoff, Boris, Prof.	Kronvalda bulv. 4, Riga, Latvija
Pääkkönen, V. H., Yliopp.	Lönnrotinkatu 38 A 6, Helsinki
Raiste, Helvi, Fil. maist.	O. Y. Rauma Wood Ltd, Rauma
Rankama, K., Yliopp.	Merimiehenkatu 10 A, Helsinki
Renvall, Åge, Fil. maist.	Espoo
Sahama, Th. G., Fil. toht.	Yliopiston geol. laitos, Helsinki
Salminen, Antti, Fil. toht.	Bulevardi 29, Helsinki
Sauramo, Matti, Prof.	Tunturinkatu 4, Helsinki
Saksela, Martti, Fil. toht.	Temppelikatu 21, Helsinki
Savolainen, E., Fil. maist.	Ilola, Tikkurila
Simola, Kaarlo, Yliopp.	Edelfeltintie 10, Helsinki
Simonen, Ahti J. P., Yliopp.	Lastenkodinkatu 1 A 2, Helsinki
*Soikero, J. N., Geologi	Orimattila
Sundell, I. G., Joht.	Kauniainen
Suominen, Eero E., Fil. maist.	Mariankatu 10 A, Helsinki
Tanner, V., Prof.	Kauniainen
Toivonen, N. J., Prof.	Vironkatu 11 B, Helsinki
Tuominen, Heikki, Yliopp.	Korkeavuorenkatu 41 A 10, Helsinki
Varma, Arno Mauri, Yliopp.	Museokatu 46 B 46, Helsinki
Wahl, W., Prof.	Satamakatu 5 A, Helsinki
*Wenk, Eduard, Dr.	Min.-petr. Inst. Bernoullianum, Basel, Schweiz
Wessman, Jarl, Fil. maist.	Turun Porsliinitehtaat, Turku
*Wilkman, W. W., Fil. toht.	Pietarinkatu 2 C, Helsinki
Virkkala, Kalevi, Yliopp.	Mechelininkatu 19 B 27, Helsinki
Vähätalo, Veikko O., Yliopp.	Snellmaninkatu 29 C 32, Helsinki
*Väyrynen, Heikki, Fil. toht.	Temppelikatu 13, Helsinki
Zäns, Verners, Dr.	L. U. Geologijas institüts, Baznicas ielā 5—18, Rīgā, Latvija
Zeidler, Waldemar, Vuori-ins.	Förby, Särkisalo

Vakinaiset jäsenet on merkitty tähdellä (*)

The members for life are indicated by an asterisk (*)

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1934.

Geologisella Seuralla on v. 1934 ollut 7 kokousta, joissa pidettiin 9 esitelmää. Puheenjohtajana on toiminut prof. Matti Sauramo, sihteerinä allekirjoittanut.

Suuraan on valittu uusiksi jäseniksi seminaarinl. J. S. W. Koponen, cand. A.-J. Grüssner Marburgista, yliopp. K. Rankama, mag. scient. Arne Noe-Nygaard Kööpenhaminasta ja Dr. Ph. Eduard Wenk Baselista. Kesäk. 26 p:nä kuoli eräs Seuran toimeliaimmista jäsenistä ja samalla vanhin sen piiriin kuuluvista ja viimeinen elossa oleva sen perustajajäsenistä, prof. J. J. Sederholm.

Seuran julkaisuja on vuoden 1934 aikana ilmestynyt 8:s nide, joka sisältää 156 sivua ja 9 kirjoitusta. Seuran vakinainen valtion apu on ollut Smk. 7 000: — ja ylimääräinen Smk. 6 000: —.

ACTIVITIES OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND
IN 1934.

During 1934, 7 meetings of the Geological Society were held, and in all 9 lectures were given. Professor Matti Sauramo acted as President, and the duties of Secretary were attended to by the undersigned. The following new members were elected: Mr. J. S. W. Koponen, senior master of Kajaani training college, Mr. A.-J. Grüssner, cand. rer. nat. (Marburg), Mr. Arne Noe-Nygaard, mag. scient. (Copenhagen), and Dr. Eduard Wenk (Basel). Professor J. J. Sederholm, the oldest and one of the most active members of the Society, as well as the last remaining founder of the Society, passed away on June 26th, 1934.

The 8th volume of the Comptes Rendus of the Society was published during the year; it contains 9 papers totalling 156 pages. — The ordinary Government subsidy was Fmk. 7 000: —, the additional grant Fmk. 6 000: —.

Vuoden 1934 lopussa Seuran taloudellinen asema oli seuraava:

At the close of 1934, the financial position of the Society was the following:

Saldo 1933 — Brought forward from 1933	16 841: 40
Valtionapu — Government subsidy	13 000: —
Korkoja — Interest	730: 05
Ylipainoksista — Separate copies	1 689: 70
Jäsenmaksuja — Membership fees	3 325: —
Summa Smk. — Total Fmk.	35 586: 15
Painatuskustannukset — Publishing costs	19 146: 70
Kokouskutsut — Notification of Meetings	175: —
Kirjeenvaihto — Correspondence	552: 60
Toimisto- ja edustusmenot — Office and representation costs	266: 60
Käännöksiä — Translations	500: —
Sihteerin palkkio — Secretary's fee	1 000: —
Saldo vuodelle — Carried forward to 1935	13 945: 25
Summa Smk. — Total Fmk.	35 586: 15

Helsinki 12. I. 1935.

In fidem
E. Mikkola.

KOKOUKSET — MEETINGS

1934.

22. II.

Prof. J. J. Sederholm: Om åldern för graniterna i Lake Superior-trakten. — On the age relations of the granites in the Lake Superior region.

Prof. P. Eskola selosti lyhyesti hollantilaisen C. H. Edelmännin uutta teosta Hollannin kvartäärikerrostumien aineiden alkuperästä eri osista jääti-

köitymisaluetta. — *Professor P. Eskola* gave a short review of a new paper by the Dutch geologist C. H. Edelman, dealing with the origin of the materials in the Glacial deposits from the different parts of the North-European glaciated area.

15. III.

Toht. A. Laitakari esitti tiedonannon Lammastenkosken hiekkakivikauruksesta, katso siv. 19. *Dr. A. Laitakari* presented a communication on a drilling through the Jotnian sandstone at the rapids of Lammastenkoski, W. Finland. Cf. p. 19.

Toht. A. Laitakari: Kakolan graniitin raskaista mineraleista. — On the heavy minerals in the granite of Kakola, Turku.

Aarne Laitakari, Suomen kivien raskaista mineraaleista. III. Kakolan graniitin raskaat mineraalit. Tekn. Aikakauslehti N:o 12, 1934, (with an English Summary).

Toht. A. Laitakari: Orijärven vismuttimineraaleista. — On the bismuth minerals at Orijärvi.

Aarne Laitakari, Orijärven vismuttimineraaleista. Suomen Kemistilehti N:o 9, 1934. (Deutsches Referat).

15. V.

Toht. M. Saksela: Etelä-Pohjanmaan geologisesta rakenteesta. — On the geological structure in Southern Ostrobothnia.

Martti Saksela. Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 110, 1935.

*Maist. A. Salmi*nen piti esitelmän mustasta lumisateesta helmik. 15 ja 16 p:nä 1911 prof. Benj. Frosterus'en jälkeeniättämien muistiinpanojen perusteella. Tällöin oli Suomessa ainakin eteläisellä rannikkoseudulla ja Pohjanmaalla lumen mukana satanut pääasiassa mineraliaainesten muodostamaa hienoa tummaa pölvä, joka oli väriäynnyt lumen harmaaksi ja joka todennäköisimmin oli peräisin Pohjois-Afrikasta. — Based upon the notes of the late Professor Benj. Frosterus, *Mr. A. Salmi*nen gave a lecture about a fall of dark snow on the 15th and 16th of February, 1911. At least in the southern coastal region of Finland and in Ostrobothnia, the snow was on those dates mixed with a fine dark dust, which most probably derived from Northern Africa and gave the snow a grey colour.

19. IV.

Prof. J. J. Sederholm: Försök till en korrelation mellan de prekambriskas sedimenten i Nordamerika och Fennoskandia. — An attempt at correlation of the pre-Cambrian sedimentary rocks in North America and Fennoscandia.

Toht. M. Saksela esitti tiedonannon Lapuan Simsionvuoresta edellisenä kesänä tapaamastaan rodoniitista, joka esiintyy kapeina kerroksina lasimaisessa kvartsiitissa. — *Dr. M. Saksela* made a communication about rhodonite at the hill of Simsionvuori in Lapua, Ostrobothnia, discovered by him during the preceding summer. It occurs as lenticular layers in a glassy quartzite.

4. X.

Puheenjohtaja esitti keskusteltavaksi kysymyksen lausunnon antamisesta Geologisen toimikunnan uudelleen järjestelyä koskevasta komiteanmietinnöstä.

jota lausuntoa Kauppa- ja teollisuusministeriö oli Seuralta pyytänyt. Seura päätti ehdottaa seuraavia muutoksia komitean ehdotukseen: 1. Johtaja ei saisi yksinomaista ratkaisuvaltaa asioissa, jotka koskevat viranhakua ja nimityksiä, vuosimenoarvion tekoa ja vuosityöohjelman vahvistamista, vaan nämä käsitellään ja päätetään kollegiossa; muut asiat päättää johtaja. 2. Apulaisgeologien virat tehtäisiin vakinaisiksi. 3. Geologiseen toimikuntaan asetettaisiin kokoelmahoitajan virka siihen saakka kunnes luonnontieteellinen valtionmuseo saadaan aikaan. 4. Avustajageologien määräraha korotettaisiin kaksinkertaiseksi.

The Geological Society having been asked by the Ministry of Trade and Industry for a statement of opinion concerning a report of the Committee for planning a Reorganization of the Geological Survey of Finland, the President presented the said report for discussion. The Society resolved to recommend the following alterations: 1. The Director should not, as proposed by the Committee, have the power of solely deciding on the appointment of the officers of the staff, on the drawing up of the yearly budget, nor on the settling of the year's working plan; instead, these matters should be deliberated and agreed upon by the Council of the Survey. Questions of minor importance should be settled by the Director. 2. The posts of assistant geologists should be made permanent. 3. An official should be appointed to the staff of the Geological Survey to take charge of the collections until the State Museum of Natural History is founded. 4. The allowance for extra scientific assistants should be raised to double the amount proposed.

1. XI.

Toht. E. Mikkola: Piirteitä Skotlannin ylämaitten kallioperästä. — Some features of the geology of the Highlands of Scotland.

Esitelmässä selostettiin kansainvälisen prekambriuodostumain tutkimusyhitymän järjestämällä retkeilyllä Skotlannissa edellisenä kesänä saatuja kokemuksia. — The lecture was based upon the experience gained in Scotland during an excursion arranged in the preceding summer by the International Association for the study of Pre-Cambrian and ancient mountain chains.

Prof. P. Eskola: Skotlannin ylämaitten kivien metamorfosista. — On the rock metamorphism in the Scottish Highlands.

Esitelmöitsijä kuvasi erikoisesti metamorfosiasteitten vyöhykkeistä esiintymistä Dalradian-sarjan alueella, kontaktikehiä ja assimilatioilmiöitä emäkisten intrusiomassojen ympärillä Aberdeenshiressä ja Banffshiressä sekä injektioilmiöitä Sutherlandissa. — The lecturer especially dealt with the zonal arrangement of the areas showing different grades of metamorphism within the Dalradian, with the contact aureoles and phenomena of assimilation at the basic intrusive bodies in Aberdeen and Banff, as well as with the injection phenomena in Sutherland.

Toht. A. Laitakari esitti tiedonannon uudesta Iilijärven tyyppisestä malmin Orijärven kaivoksessa. — *Dr. A. Laitakari* presented a communication about a new type of ore in the Orijärvi mine. It is closely related to the rock types rich in andalusite at the near-lying old Iilijärvi mine.

Aarne Laitakari, Uusia tietoja Orijärven ja Iilijärven malmeista. Suomen Kemistilehti N:o 12, 1934. (Deutsches Referat).

13. XII.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1935, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi prof. E. H. Kranck, varapuheenjohtajaksi toht. A. Laitakari, sihteeriksi ja rahastonhoitajaksi toht. E. Mikkola uudelleen, tilintarkastajiksi toht. W. W. Wilkman ja prof. L. H. Borgström.

The Ballot for the Officials was taken and the following Fellows were declared elected for the ensuing year 1935: President Professor E. H. Kranck; Vice President Dr. A. Laitakari; Secretary and Treasurer Dr. E. Mikkola re-elected; Auditors Dr. W. W. Wilkman and Professor L. H. Borgström.

Toht. E. Hyypä esitti käytäntöönottamansa uuden tavan siitepölydiagrammien laatimiseksi, jonka mukaan eri puulajien prosenttimäärät asetetaan peräkkäin ja kunkin puulajin suhteellinen runsaus tulee esitettyksi kentällä. Käyränä näkyy sitä paitsi kuusi ja jalot lehtipuut sekä toiselta puolen havupuut yhteensä ja lehtipuiden yhteinen prosenttimäärä. — *Dr. E. Hyypä* described a new method, introduced by him, for drawing pollen diagrams of profiles of Quaternary series. The percentages of the different trees are plotted one after another, and the relative abundance of each species is shown as a field in the diagram. In addition the spruce and the rare broadleaf trees are shown by a sinuous line, as well as the totals of the leaf trees and the conifers.

Prof. M. Sauramo: Rannan siirtymisistä Suursaarella. — Quaternary changes of level at the Island of Suursaari, Gulf of Finland.

Esitelmöitsijän tulokset julkaistaan Itämeren altaan kvartaristä kehitystä koskevassa kokonaisuutuksessa. — The lecturer's results will be published in connection with a monograph of the Quaternary development within the Baltic basin.

Maist. A. Salminen esitti tiedonannon Vihannin sideriittiesiintymästä. Sideriitti esiintyy soitten pintaosissa aina kolmen metrin paksuuteen saakka. Löytöjä on Vihannin ja Paavolan pitäjissä Joensuusta Raaheen kulkevan suuren harju- ja hiekkamaajakson liepeillä useitten kymmenien ha laajuudelta. — *Mr. A. Salminen* made a communication about a sideritic bog ore at Vihanti, Ostrobothnia. Siderite occurs in the upper parts of the peat bogs, reaching to a depth of 3 metres. The deposits lie along the sides of a great chain of eskers and sandy deposits, and cover altogether an area of several tens of hectares.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1935.

Geologisella Seuralla on v. 1935 ollut 6 kokousta, joissa pidettiin 13 esitelmää sekä 9 tieteellisluontoista tiedonantoa. Puheenjohtajana on toiminut prof. E. H. Kranck, sihteerinä toht. E. Mikkola.

Seuran uusiksi jäseniksi on v. 1935 valittu prof. S. Malkowski Wilnosta, toht. O. Mellis Riiasta, ja Suomesta yliopp. S. Friberg ja V. Pääkkönen.

Seuran julkaisusarjaa ei kuluneena vuonna ole ilmestynyt yhtään nidettä, koska on täytynyt säästää painatusrahoja v. 1936 ilmestyvään Seuran 50-vuotisjuhla-julkaisuun. Seuran vakinainen valtionapu on ollut Smk. 7 000: — ja ylimääräinen Smk. 9 000: —.

ACTIVITIES OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND
IN 1935.

During 1935, 6 meetings of the Geological Society were held, at which 13 lectures and 9 scientific communications were presented. Professor E. H. Kranck acted as President, and the duties of Secretary were attended to by Dr. E. Mikkola.

The following new members were elected: Professor S. Malkowski (Wilno), Dr. Otto Mellis (Riga), and from Finland Messrs. S. Friberg and V. Pääkkönen, students of geology.

No further volumes of the »Comptes Rendus» of the Society were published during the year; it being necessary to reserve the funds for the memorial volume, to appear in connection with the celebration of the Fiftieth Anniversary of the Society in 1936.

Vuoden 1935 lopussa Seuran taloudellinen asema oli seuraava:

At the close of 1935, the financial position of the Society was the following:

Saldo 1934 — Brought forward from 1934	13 945: 25
Painatusmääräraha — Government subsidy	16 000: —
Korkoja — Interest	892: —
Ylipainoksia — Separate copies	940: —
Jäsenmaksuja — Membership fees	4 075: —
<u>Summa Smk. — Total Fmk.</u>	<u>35 852: 25</u>
Painatuskustannukset — Publishing costs	291: —
Kokoukset — Notification of Meetings	150: —
Kirjeenvaihto — Correspondence	452: 75
Toimistomenoja — Office costs	49: 85
Sihteerin palkkio — Secretary's fee	1 000: —
Saldo 1936 — Carried forward to 1936	33 908: 65
<u>Summa Smk. — Total Fmk.</u>	<u>35 852: 25</u>

Helsinki 14. I. 1936.

In fidem
E. Mikkola.

KOKOUKSET — MEETINGS

1935.

14. II.

Toht. Thord Brenner: Tiedonanto belemnitti-löydöstä, katso siv. 20. — Communication about a discovery of a belemnite fragment in Finland, cf. p. 20.

Prof. E. H. Kranck: Eklogitformationen på Liverpool-land i nordöstra Grönland. — The Eclogite Series in Liverpool Land, N.E. Greenland.

E. H. Kranck, On the Crystalline Complex of Liverpool Land. Meddelelser om Grönland, Bd. 95, Nr. 7, København 1935.

Maist. A. Salminen: Sokaanlinnan luolat Antreassa. — The Sokaanlinna caves in Antrea, S.E. Finland.

Luolat ovat syntyneet rannikolla vaikuttaneen kulutuksen tuotteina. — The caves in question have been formed by the action of waves during the period when water stood on their level.

Prof. P. Eskola näytti Kuhmoisista Sarkasjärven läheltä tavattua zeolittiryhmään kuuluvaa mineraalia laumontiittia. — *Professor P. Eskola* showed a specimen of laumontite, a mineral of the zeolite group, recently found near Lake Sarkasjärvi in the parish of Kuhmoinen, Central Finland.

Pentti Eskola, Kuhmoisten zeoliittiesiintymä ja sen mahdollinen suhde Päijänteen murrosllaaksoihin. Summary in English: An Occurrence of Zeolite in the Parish of Kuhmoinen, Central Finland, and its possible Relation to the Fracture lines in the Basin of Lake Päijänne. Terra 1935, pp. 171—178.

14. III.

Toht. A. Hellaakoski: Rapakivilohkareista Helsingissä. — On the rapakivi boulders in Helsinki.

Esitys perustui erikoisesti Helsingin katukivistä tehtyihin, alunperin ilmeisesti siirtolohkareista saatujen rapakivipaasien yleisyyttä koskeviin laskelmiin. Esitelmöitsijä käsitteli samalla Viipurin alueelta kotoisin olevien rapakivilohkareitten levinneisyyttä Uudellamaalla ja selvitteli tämän paikallisen luonteen syitä. — The lecture dealt with countings concerning the percentage of rapakivi flags among the pavement stones in the streets of the capital, originally obtained from erratic boulders. In this connection the lecturer described the distribution of the rapakivi boulders, deriving from the Viipuri area, within the province of Uusimaa and explained the causes for the local character of this distribution.

Maist. A. Salminen esitti tiedonannon suorittamistaan lämpötila- ja happamuusmääräyksistä eri tavoin aaltoilevassa vedessä Vuoksella. — *Mr. A. Salminen* made a communication about his determinations of temperature and acidity in surface waters at the Vuoksi River, rippled in different ways.

Toht. E. Hyypä: Tyrnävän kaasuesiintymä. — The occurrence of earth gas in Tyrnävä, N. Finland.

F. Hyypä, Tyrnävän kaasuesiintymä. Suomen Kemistilehti N:o 4, 1935. Helsinki.

Prof. P. Eskola esitti näytteen Libyan erämaan sorassa tavattavasta kvartsilasista ja kertoi samanlaisen kvartsilasin esiintymisestä Wabarin meteori-kraterin ympärillä Arabiassa. Libyan kvartsilasiesiintymät ovat todennäköisesti myöskin yhteydessä meteoriputoamien kanssa. — *Professor P. Eskola* showed a specimen of quartz glass from the Libyan Desert, sent to the Mineralogical Institute by Dr. L. J. Spencer of the British Museum for Natural History. He reviewed the investigations relating to the occurrence of similar glass around the meteorite crater of Wabar in Central Arabia. According to Dr. Spencer, also the Libyan occurrences are probably associated with the falls of meteorites.

9. V.

Prof. L. H. Borgström: Bestämning av dubbelbrytningen hos optisk enaxliga mineral i konvergent ljus. — Determination of birefringence of uniaxial minerals in convergent light.

L. H. Borgström. Bestämning av dubbelbrytningen hos optiskt enaxliga mineral i konvergent ljus. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115, pp. 161—164, 1936.

Toht. A. Laitakari: Ihalaisten kalkkikiviesiintymä. — The Ihalainen limestone occurrence, S.E. Finland.

Porausten avulla oli m. m. todettu kalkkikiven jatkuvan sen näkyvää osaa itäpuolella rajoittavan vollastoniittikerroksen toisella puolella sekä ulot-

tuvan ainakin 150 m:n syvyyteen. — By the aid of drillings a continuation of limestone was ascertained on the East side of the wollastonite rock in the E. wall of the limestone quarry, and the depth of limestone was found to be at least 150 metres.

Toht. A. Metzger: Magnetisk undersökning av Ihalainen kalkstensförekomst. — Magnetic survey of the Ihalainen limestone occurrence.

Prof. L. H. Borgström: Molerförekomsten på Morsö i Jylland. — The occurrence of »moler» at Morsö, Jylland, Denmark. »Moler» consists of diatomite and volcanic ash as interstratified layers; it is used for making bricks.

14. XI.

Prof. P. Eskola: Kummintoniitti-gedriittiparagenesi Kalvolasta. — A paragenesis of cummingtonite and gedrite of Kalvola, S. W. Finland.

Pentti Eskola, A Paragenesis of Gedrite and Cummingtonite from Isopää in Kalvola, Finland. With a contribution by Tauno Kervinen. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115, pp. 475—487, 1936.

Maist. P. Haapala: Pohjois-Karjalan serpentiinikivistä. — On the serpentine rocks in Northern Karelia.

P. Haapala, On Serpentine Rocks in Northern Karelia. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 114, 1936.

Toht. E. Kivinen esitti tiedonannon doppleriittilyödyöstä Keuruulta, läheltä Multian rajaa. — *Dr. E. Kivinen* made a communication about a discovery of dopplerite at Keuru, Central Finland.

E. Kivinen, Ein Doppleritfund aus Keuru in Mittelfinnland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115, pp. 69—73, 1936.

28. XI.

Prof. P. Eskola: Väittely magnesiometasomatosisista. — The discussion about the magnesia metasomatism.

Esitelmöitsijä selosti Orijärven alueen tutkimuksistaan alkaen metasomatosisopin silikaattikivilajeihin soveltamisen historiaa erikoisesti Pohjoismaissa. — Beginning from his investigations within the Orijärvi region, the lecturer summarized the views concerning metasomatism in silicate rocks, as they have been developed mainly in Northern countries.

12. XII.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1936, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi toht. A. Laitakari, varapuheenjohtajaksi toht. W. W. Wilkman, sihteeriksi ja rahastonhoitajaksi toht. Esa Hyyppä sekä tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja toht. M. Saksela.

The Ballot for the Officials was taken and the following Fellows were declared elected for the ensuing year 1936: President Dr. A. Laitakari; Vice President Dr. W. W. Wilkman. Secretary and Treasurer Dr. Esa Hyyppä; Auditors Professor L. H. Borgström and Dr. M. Saksela.

Toht. H. Väyrynen: Pohjanmaan graniittien ikäsuhteista. — On the age relations of granites in Ostrobothnia.

H. Väyrynen: Über die Altersverhältnisse der Granite von Süd-Finnland und Pohjanmaa. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115, pp. 251—266, 1936.

Prof. W. Wahl: Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. — On the granite groups and orogenies in the Archaean of Sweden and Finland.

W. Wahl, Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. 58, pp. 90—101, 1936.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1936.

Geologisella Seuralla on v. 1936 ollut 8 kokousta sekä lokak. 22 p:nä 50-vuotisjuhla. Puheenjohtajana on toiminut prof. A. Laitakari, sihteerinä allekirjoittanut.

Seuran uusiksi kirjeenvaihtajajäseniksi valittiin prof. Wictor Moritz Goldschmidt Oslost ja prof. Tadeusz Wojno Varsovasta. Seuran jäseniksi on valittu: prof. Boris Popoff ja toht. Verners Zāns Riiasta sekä Suomesta: ins. W. Hall, maist. Anna M. Hietanen, yliopp. Toivo S. Huuskonen, Aarno A. Kahma, prof. J. Keränen, yliopp. O. Lumiala, P. Maijala, ins. H. Nystén, yliopp. V. Okko, Ahti J. P. Simonen, vuori-ins. Waldemar Zeidler, yliopp. Arno M. Varma, maist. Jarl Wessman, yliopp. Onni K. Virkkala ja Veikko O. Vähätalo.

Seuran julkaisuja on vuoden aikana ilmestynyt 1 nide, N:o IX, joka on Seuran 50-vuotisiuhlajulkaisu ja sisältää 505 sivua. Vakinainen valtionavustus on ollut Smk. 7 000: — ja ylimääräinen Smk. 5 000: —. Lisäksi on Seura saanut Outokumpu O. Y:ltä avustusta Smk. 6 000: —.

ACTIVITIES OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND
IN 1936.

During 1936, 8 meetings of the Geological Society were held. The half-centenary celebration of the foundation of the Society took place on November 22nd. Professor A. Laitakari acted as President; the duties of secretary were attended to by the undersigned.

Professor Wictor Moritz Goldschmidt, of Oslo, and Professor Tadeusz Wojno, of Warsaw, were elected foreign correspondent members. The following were elected as members: Professor Boris Popoff and Dr. Verners Zans of Riga, and from Finland Mr. W. Hall, Civil Engineer, Miss Anna Hietanen, Professor J. Keränen, Mr. H. Nystén, Civil Engineer, Mr. Waldemar Zeidler, M. E., Mr. Jarl Wessman, M. A., and Messrs. Toivo S. Huuskonen, Aarno A. Kahma, O. Lumiala, P. Maijala, V. Okko, A. J. P. Simonen, Arno M. Varma, Onni K. Virkkala and Veikko O. Vähätalo, students of geology.

Of the «Comptes Rendus» of the Society the 9th volume, totalling 505 pages, was published as the memorial volume of the half-centenary celebration of the Society. — The ordinary Government subsidy was Fmk 7 000: —, the additional one Fmk 5 000: —. The Outokumpu Mining Company also granted Fmk 6 000: — to the Society to cover the expenses of the celebration.

Vuoden 1936 lopussa Seuran taloudellinen asema oli seuraava:

At the close of 1936, the financial position of the Society was the following:

Saldo 1935 — Brought forward from 1935	34 078: 65
Valtionavustus — Government subsidy	12 000: —
Outokumpu O. Y:ltä — Grant from the Outokumpu Company ..	6 000: —
Jäsenmaksuja — Membership fees	3 424: 20
Ylipainoksista — Separate copies	100: —
Korkoja — Interest	1 325: 35
	<hr/>
Summa Smk. — Total Fmk.	56 928: 20

Painatuskuluja — Publishing costs	44 368: —
Kokoukset — Notification of Meetings	240: —
Kirjeenvaihto — Correspondence	1 417: —
Toimisto- ja edustusmenot — Office and representation costs ..	725: 05
50-vuotisjuhla — Fiftieth Anniversary celebration	3 522: 20
Sihteerin palkkio — Secretary's fee	1 000: —
Saldo 1937 — Carried forward to 1937	5 655: 95
	Summa Smk. — Total Fmk. 56 928: 20

Helsinki 1. I. 1937.

In fidem
E. Hyypää.

KOKOUKSET — MEETINGS

1936.

30. I.

Prof. P. Eskola: Väittely magnesiometasomatosista. — Discussion on the magnesia metasomatism.

Esitelmä oli jatkoa viime marraskuun kokouksessa samasta aiheesta pidetylle esitelmälle. — The lecture was a continuation of the subject presented at the last November meeting.

Pentti Eskola, Några synpunkter i frågan om magnesiometasomatos. Pohjoism. Luonnont. Kokous Helsingissä 1936, pp. 404—407.

Maist. A. Salminen: Eteläisten ja pohjoisten kalliorinteitten vuotuinen temperatuurivaihtelu. — The annual temperature variations at the rock slopes with exposures to the south and north.

Toht. E. Kivinen: Uusia sideriittiesiintymiä. — New occurrences of a sideritic bog ore in Finland.

E. Kivinen, Zur Kenntnis der Eisenkarbonatführenden Moore in Finnland. *Agrogeologia* julkaisuja N:o 42. Helsinki 1936.

27. II.

Dr. O. Mellis (Riga): Über Cölestin in Latvija. (Katso siv. 21.) Cf. p. 21.

Prof. M. Sauramo: Korkein ranta Päijänteen vesistön piirissä. Katso siv. 24. — The highest beach within the water basin of Lake Päijänne. Cf. p. 24.

Maist. A. Salminen: Suomen rantaviivan todellisesta pituudesta ja kulumisesta rannikolla. — On the actual length of the shore line in Finland and on the wear of stone material at the coast.

A. Salminen, Suomen todellisen rantaviivan pituudesta ja kivilajiaineksen kulumisesta rannikolla. *Terra* N:o 2, 1936.

2. IV.

Toht. A. Hellaakoski: Vuoksen synty. — The time of origin of the River Vuoksi.

A. Hellaakoski, Das Alter des Vuoksi. *Bull. Comm. géol. Finl.* N:o 115, pp. 75—106, 1936.

Maist. P. Haapala: Lohkare-etsinnät Pohjois-Karjalassa kesällä 1935. Katso siv. 25. — Boulder prospectings in Northern Karelia in the summer 1935. Cf. p. 25.

25. IV.

Dr. P. W. Thomson (Tartu): Der mitteldevonische Old Red-Sandstein in Estland und seine Flora. Cf. p. 25.

8. V.

Ins. O. Erämetsä esitti tiedonannon indium-metallista, jota hän oli todennut esiintyvän Pitkärannan sinkkivälkkeessä. Tutkimus jatkuu. — *Mr. O. Erämetsä*, Civil Engineer, made a communication about indium, found by him to be of common occurrence in the sphalerites of the Pitkäranta ore field. The investigation is being continued.

Toht. E. Hyypä: Peräpohjolan myöhäiskvartäärisestä kehityksestä. — On the late-Quaternary development in Northern Ostrobothnia.

E. Hyypä, Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Vorläufige Mitteilung. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115. pp. 401—465, 1936.

Toht. A. Hellaakoski esitti tiedonannon kivien kulumisesta rannalla, näyttäen useita kysymystä valaisevia kuvia, jotka oli otettu Kalajoen ja Raahen rannikon ulkosaarilta. Havainnot osoittivat, että vaikka rantavoimat olivat voimakkaasti kuluttaneet maalaajipeitettä, eivät siitä paljastuneet kivet olleet sanottavasti kuluneet. — *Dr. A. Hellaakoski* made a communication on the rock wear at the shore, showing pictures from the outer islands off the coast of Kalajoki and Raahé. Although the shore agencies had displayed powerful effects upon the loose deposits, the individual stones were not worn in any considerable degree.

24. IX.

Prof. E. H. Kranck: Om intrusion och tektonik i Västra Skärgården. Katso siv. 69. — On the intrusion and tectonics in the archipelago W. of Helsinki. Cf. p. 69.

22. X.

Seuran 50-vuotisjuhla, jonka ohjelma oli seuraava:

Soittoa: Sibelius, Andante festivo	<i>Ylioppilaskunnan Soittajat</i>
Tervehdyspuhe ja Seuran historiikki	<i>A. Laitakari</i>
Esitelmä: Finlands urberg och den internationella geologiska forskningen	<i>E. H. Kranck</i>
Tervehdykset	
Juhlaesitelmä: Geologian merkitys elämän perustan tutkimuksena ja ihmisen maailmankuvan perustana	<i>Pentti Eskola</i>
Soittoa: Sibelius, Romanssi	<i>Ylioppilaskunnan Soittajat</i>

Juhlaa kunnioitti läsnäolollaan tasavallan presidentti ja useita hallituksen jäseniä. Lukuisat koti- ja ulkomaiset tieteelliset seurat ja laitokset olivat lähettäneet edustajansa juhlaan. Juhlakokouksen jälkeen oli ulkomaalaisten kutsuvieraiden ja Seuran jäsenten keskeiset juhlaillalliset hotelli Seurahuoneessa. 50-vuotisjuhlasta on laadittu yksityiskohtainen pöytäkirja liitteineen.

The half-centenary celebration of the Foundation of the Society. The program was the following:

Music: Sibelius, Andante festivo, by the orchestra of the *Student Corporation*

Address of Welcome and the History of the Society, by Professor *A. Laitakari*

Lecture: The Archaean of Finland and International Geological Research by Professor *E. H. Kranck*

Congratulatory Addresses

Festival Address: The Importance of Geology as the Science of the Conditions of Life and as the Basis of Man's World Picture, by Professor *Pentti Eskola*

Music: Sibelius, Romance, by the orchestra of the *Student Corporation*

The President of the Republic and several members of the Government honoured the festivities by their presence. Many scientific societies and institutions had sent their representatives to the celebration. After the Anniversary meeting the invited foreign guests and the members of the Society foregathered to a supper at Hotel Seurahuone. Complete minutes of the celebration of the Fiftieth Anniversary have been made for the Archives of the Society.

12. XI.

Maist. E. Aurola: Postglasiaalinen rannan siirtyminen Varsinais-Suomessa. — The post-Glacial changes of level in Finland Proper.

Tutkimus julkaistaan lähitulevaisuudessa. — A memoir on the subject will soon be published.

Prof. P. Eskola: Uusi pallograniittilöytö Saimaan Lintusaaresta. — A new discovery of an orbicular granite from Lintusaari Island, Lake Saimaa, S.E. Finland. Tutkimus julkaistaan lähitulevaisuudessa. — A memoir on the subject will soon be published.

3. XII.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1937, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi toht. W. W. Wilkman, varapuheenjohtajaksi toht. E. Mikkola, sihteeriksi ja rahastonhoitajaksi toht. Esa Hyypä uudelleen sekä tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja toht. M. Saksela.

The Ballot for the Officials was taken and the following Fellows were declared elected for the ensuing year 1937: President Dr. W. W. Wilkman; Vice President Dr. E. Mikkola; Secretary and Treasurer Dr. Esa Hyypä re-elected; Auditors Professor L. H. Borgström and Dr. M. Saksela.

Maist. Sampo Kilpi: Sotkamon reitin Kainuun myöhäisglasiaalisesta kehityksestä. — On the late-Glacial development in the drainage basin of Sotkamo, N.E. Finland.

Sampo Kilpi: Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. Bull. Comm. geol. Finl. N:o 117, 1937.

Toht. M. Saksela: Havainnot Pohjois-Ruotsin ja -Norjan kiisumalmialueilta. Esitelmöitsijä selosti matkaansa Bolidenin kaivoskallion Ruotsissa sekä Björkaasen ja Sulitjelman kaivosalueille Pohjois-Norjassa. — *Dr. M. Saksela*: Observations on the sulphide ore fields in N. Sweden and N. Norway. The lecturer reported upon his journey to the Boliden mine in Sweden and to the mining fields of Björkaasen and Sulitjelma in Norway.

SELOSTUKSIA. — SHORT REVIEWS.

LAMMASTENKOSKEN HIEKKAKIVIKAIRAUS.

Kirj.

AARNE LAITAKARI.

Viime syystalvella sain tietää, että Nokia Osakeyhtiö kairaa Lammastenkoskessa Satakunnan jotunilaista hiekkakiveä, uuden vesivoimalaitoksen perustusten tutkimistarkoituksessa. Paikalle saavuttuani oli poraus jo lopetettu, mutta porauspaikat oli todettavissa, ja mikä olikin tärkeintä, poransydämet voi vielä saada alkuperäiseen järjestykseen.

Lammastenkosken alapäässä oli porattu 2 pystysuoraa reikää, toinen toiselle, toinen toiselle puolen jokea. Paikalla käydessäni oli koski rannoilta jään peittämää, mutta kun vesi oli hyvin matalaa pääsi näkemään kallioa kosken pohjassa laajalla alalla. Kallio on karkeaa arkosia. Kerrosten kaade 45° W ja kulku N 40° W. — Koko koski on suorastaan hiekkakivikalliota ja vesi hyppii toiselta hiekkakivipenkereeltä toiselle.

Kairaus on suoritettu teräshauliputkikairalla, jonka läpimitta on 60 mm. Sieltä täältä on tehty kiven lujuuskokeita. Niiden arvot vaihtelevat 348—718, 700—1 000, 650—773 kg/cm² välillä. Viidestä paikasta on tehty myös vedenläpäisykokeita, jotka osoittavat, ettei kivi läpäissyt Helsingin vesijohtopaineessa vettä ollenkaan.

Kokemäenjoen N-rannalta oleva poransydän-profilin osoittaa hiekkakiven kerrosten siellä olevan pystymässä asennossa kuin noin 200 m etelämpänä olevassa joen S-puolisessa profilissa. N-puolisessa profilissa ovat kerrokset lähellä alueen siirrosrajaa nousseet 30 — 60° hiekkakivialueen laskeutuessa ympäristöään alemmalle tasolle.

Kummatkin profilit ovat ylhäältä alas asti karkeaa arkosia, jossa siellä täällä on ohuita saviliuskekerroksia. Arkosin karkeus on erilaista. Varsinkin N-puolisen profilin yläosa on 5—6 m matkalta hyvin karkeaa, samoin taas noin 9—10 m väliltä. S-puolisessa ei tällaista ole. Kummassakin profilissa on diagonalikerroksellisuutta näkyvissä.

Lammastenkosken profilit ovat syvimmät tuntemamme leikkaukset Satakunnan hiekkakivestä. Ennen näitä oli Panelian Uuden Katilan 10 m syvä kaivo syvin. Nyt tiedämme siis, että hiekkakivi on lähellä alueen N-rajaa vielä ainakin yli 25 m vahva.

Merkittäköön tässä yhteydessä myös muistiin, että ins. K. Wohlonen on lähettänyt näytteen eräästä uudesta kiintokalliohiekkakivestä. 1929 on seppä Rostedtin kaivosta tavattu 5.5 m syvästä hienorakeista vaalean punertavaa arkosia. Kaivo sijaitsee Ulvilan Vanhassakylässä, 1 600 m Ulvilan kirkosta kaakkoon, maantien ja joen välissä.

ETT BELEMNITFYND VID KANKARI PLATTFORMVÄXEL.

Av

THORD BRENNER.

Under byggnadsarbetena på Oulu—Kontiomäki-banan hade byggnadschefen ing. Martti Vilukselas son, Erkki, år 1930 funnit en silicifierad belemnitspets i en åsskärning, nordväst om Oulujärvi vid Kankari plattformväxel. Det ovanliga fyndet motiverade ett meddelande vid geologiska sällskapetets möte och en redogörelse i dess förhandlingar.

Enligt erhållna uppgifter blev belemniten påträffad i en ås bland sand, grus och stenar, som nedrasat från sluttningen i en grustäckt, bearbetad i samband med banbygget. Då utgrävningsarbetena kontinuerligt pågätt, före det fyndet blev gjort, och sålunda ständigt nya snitt i åsen blottades, måste den närmaste slutsatsen bliva, att belemnitspetsen antingen varit inbäddad i åsmaterialet eller även legat i åsens yta. Den tredje möjligheten, att någon person, just innan fyndet gjordes, skulle hava fällt den eller placerat den direkte på fyndplatsen, är ej sannolik. Om belemnitspetsen skulle hava legat i markytan på åsen, vore det ett sällsamt fall. Tidigare var trakten nämligen en ödemark, där människor relativt sällan ströko fram. Det vore förvånansvärt, om någon varit i tillfälle att förlora ett så sällsynt föremål på detta ställe. Om forna tiders människor däremot haft användning för dessa spetsar och en därigenom skulle hava förirrat sig hit från långt avlägsna trakter, är ju fallet även synnerligen intressant. Mest sannolikt synes det att belemnitspetsen verkligen legat inbäddad i åsmaterialet, att den upptagits av landisen och vid dess avsmältning stannat i åsgruset. Om man därvid måste räkna med dess transport från avlägsna trakter i nordvästra Fennoskandia eller från någon närmare belägen, i urberget nedsjunken grav

med mesozoiska bildningar, kan naturligtvis ej utan vidare avgöras. Det finnes ju möjligheter för, att sådana gravsänkor skulle förekomma i trakterna väster och nordväst om fyndorten närmare kusten. Här utbreda sig vidsträckta marker, där berggrund ej synes och där man på särskilda ställen vid borrhningar till flere 10-tal meters djup under havsnivån ännu ej påträffat berggrund. I varje fall ger fyndet av belemnitspetsen vid Kankari en påstöt till vaksamhet åt en var, som rör sig i trakten.

ÜBER DEN TUTENCÖLESTIN VON NÄVES SALA IN LETTLAND.

(Vorläufige Mitteilung nach einem Vortrag, gehalten am 27. Februar 1936 in Suomen Geologinen Seura).

von

OTTO MELLIS.

1. Unsere Kenntnisse über das Vorkommen von Cölestin in Lettland sind bis jetzt sehr mangelhaft. Nur bei Grewingk (3) habe ich einen Hinweis gefunden, dass Cölestin auf der Nāves sala (Toteninsel)¹ als »kleine, blaue, stänglig gruppierte Einlagerungen im weissen devonischen Fasergips« anzutreffen sei. In den Schriften von späteren lettländischen Gipsforschern (Rosenstein, Kraus, Bambergers und Krūminš) ist überhaupt nichts über Cölestin erwähnt, ebenso wenig über die Möglichkeit, ihn in Lettland finden zu können.

In den letzten fünf Jahren ist es mir und auch meinen Kollegen V. Zāns und N. Delle gelungen, Cölestin nicht nur auf der Nāves sala, sondern auch an vielen anderen Örtlichkeiten anzutreffen. Von den neuen Fundorten des Cölestins können folgende genannt werden: 1. Das rechte Ufer gegenüber der Nāves sala (N. Delle). 2. Die Venta-Ufer bei Kuldīga (N. Delle). 3. Die Slocene-Ufer bei Smārde (V. Zāns). 4. Kukaini in der Gemeinde Allaži (O. Mellis). 5. Die Gipsbrüche der Pavasara muiža S von Sloka (O. Mellis). 6. Die Gipsbrüche bei Kalnciems (O. Mellis). 7. Die Gipsbrüche bei Saurieši S von Riga (O. Mellis). Diese Funde weisen darauf hin, dass Cölestin beständig im lettländischen Gips zu finden ist. In dieser Mitteilung soll nur Cölestin aus den Gipslagern von Nāves sala in Frage kommen.

2. Die Gipsablagerungen liegen auf der Nāves sala, wie überall in Lettland, zwischen Dolomitmergeln und Tonen der lagunaren Fazies (c-Abteilung) des Oberdevons (Delle, 1). Diese Ablagerungen

¹) Früher hiess dieser Ort Dünhof.

bestehen aus verschiedenartigen Gipsschichten (Spatiger Gips, Bankgips, Faser-gips usw.) mit Ton und Mergel als Zwischenschichten (Rosenstein, 6). Cölestin ist bis jetzt nur im Faser-gips gefunden worden. Es ist möglich, dass Cölestin auch in anderen Gipsschichten zu finden ist, denn die quantitative Bestimmung von SrSO_4 (nach der Salpetersäuremethode) in den Gipsproben, von Herrn Priv.-Doz. J. Eiduks freundlichst ausgeführt, zeigt, dass Sr in allen Gipsschichten anwesend ist. Doch alle bisherigen Versuche Cölestin auch in anderen Gipsschichten zu finden, blieben ohne Erfolg.

Sr-Menge im Gips von Nāves sala.

Anal. J. Eiduks.

	SrO %	SrSO ₄ %
1. Faser-gips	0.40	0.71
2. Bankgips	0.17	0,31
3. Alle anderen Gipsschichten zusammen ...	0.24	0.43

In den parallel zur Faser-richtung des Faser-gipses hergestellten Schnitten und Dünnschliffen beobachtet man eine senkrecht zur Faser-richtung verlaufende feine Linie oder Naht, welche die Stelle des Kristallisations- und Wachstumsbeginnes kennzeichnet. Diese Stelle befindet sich öfters annähernd in der Mitte der Entfernung zwischen den beiden Faserenden. Die zu beiden Seiten der Naht befindlichen Fasern sind sehr fein und liegen genau senkrecht zu ihr. Die Fasern werden mit der Entfernung von der Naht gröber. Unter dem Mikroskop sieht man sehr deutlich, dass die Gipsfasern auswärts nach beiden Seiten von der Naht gewachsen sind. Mergelplättchen, die im Faser-gips stellenweise quer zur Faser-richtung liegen, decken die Kristallisationsfront zu. Hinter den genannten Mergelplättchen beobachtet man neue sekundäre Nähte mit Fasern, die ebenso fein sind, wie die Fasern zu beiden Seiten der Hauptnaht, obgleich ringsumher die Gipsfasern in ihren Dimensionen zunehmen.

3. Der Cölestin hat eine Kegel- oder Tutenform, die sich sehr gut auf der Bruchfläche parallel zur Faser-richtung des Gipses beobachten lässt. Die Struktur der Cölestintuten, die man unter dem Mikroskop und auch mit unbewaffnetem Auge unterscheiden kann, entspricht im allgemeinen den von Linck und Noll (5) gegebenen Beschreibungen des Tutenmergels und Tutencölestins. Indem ich eine genauere und vollständigere Beschreibung dieser Gebilde der

Zukunft überlasse, möchte ich hier nur auf einige charakteristische Eigenschaften des Tutencölestins von Näves sala aufmerksam machen.

Die Cölestinkegel sind schön entwickelt und liegen mit den spitzen Enden einander zugewandt. Man trifft hier »normale«, wie auch »inverse« Kegel. Der Winkel, den der Kegelmantel mit der Basis bildet, beträgt 30—40°. Die Kegelspitzen greifen niemals über die Naht des Faser-gipses.

Die einzelnen Fasern, aus welchen die Cölestinbildungen bestehen, liegen anscheinend parallel den Gipsfasern. Optisch und kristallographisch sind die Cölestinfasern jedoch nicht einander parallel. Die Untersuchung einer grösseren Anzahl von Dünnschliffen ergab, dass die Cölestinfasern eine Tendenz zur Orientierung in der a -Achse oder n_γ Richtung aufweisen. In mehreren Fällen war eine Tendenz zur Orientierung in der Richtung der optischen Achse zu spüren.

In zwei Präparaten, die aus Cölestinkegeln parallel den Fasern und der Kegelachse hergestellt waren, lag der Faserschnitt senkrecht zu n_α . Eine Untersuchung der optischen Orientierung der Cölestinfaser ergab, dass die Fasern annähernd parallel n_γ orientiert sind. Die maximale Abweichung von der idealen Lage betrug in einem Präparat 48° (nur eine Faser), in anderem — nur 18°.

Die optische Orientierung der Cölestinfasern habe ich auch nach der Fedorow-Universaldrehtischmethode zu ermitteln versucht, und es ergab sich, dass in einem Schnitt senkrecht zur Faserrichtung die Fasern annähernd parallel n_γ orientiert sind.

In Schnitten senkrecht zur Kegelachse sieht man zwischen gekreuzten Nikols, dass die größeren Cölestinfasern aus fast gleichorientierten, feineren Faserbündeln bestehen.

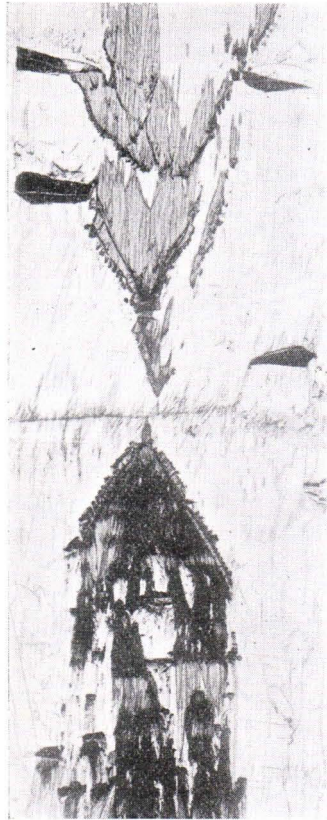


Fig. 1. Ein Schnitt durch zwei Cölestinkegel von Näves sala. Man sieht deutlich die Naht im Fasergips, bis zu welcher die Cölestinkegel eindringen.
Vergr. 4x.

4. Die Genesis des Cölestins ist eng mit der noch sehr wenig erforschten Entstehung der Gipsablagerungen von Nāves sala verknüpft. Augenblicklich könnte man nur sagen, dass zur Klärung der Faser-cölestingeneses auf Nāves sala die von Mügge ausgesprochene und von Linck präzisierete Ansicht über die pseudomorphe Natur des Faser-cölestins ohne gewisse Einwände nicht in Betracht kommen kann. Der Umstand, dass die Cölestinkegel niemals mit ihren Spitzen über die Stellen des Wachstumsbeginnes (Naht) des Gipses greifen und dass die Cölestinfasern eine Tendenz, mit der a-Achse parallel zur Faserrichtung sich zu orientieren, aufweisen, lässt die pseudomorphe Entstehung dieser Bildungen bezweifeln.

Ich möchte noch die Gelegenheit benutzen, darauf aufmerksam zu machen, dass zwei morphologisch so gleichartige Gebilde, wie Tutenmergel und Tutencölestin es sind, doch nicht von verschiedener Entstehung sein dürften.

Über die angeschnittenen Fragen gedenke ich in der nächsten Zukunft eine grössere Arbeit zu veröffentlichen. Diese Arbeit wird auch eine ausführliche Beschreibung des lettländischen Cölestins enthalten.

LITERATUR.

1. BAMBERGS, K un K. KRŪMINŠ. Ģipša iegulumi. Latvijā. Daba, 1927.
2. DELLE, N. Zemgales līdzenuma, Augšzemes un Lietuvas devona nogulumi. Acta Univers. Latviensis, mat. dabas zin. fak. ser. XI. 5, 1937.
3. GREWINGK, K. Uebersicht der Mineralien und Gesteine Liv-, Est- und Kurlands und ihrer Nutzbarkeit. Sitzb. der Nat. Ges. Dorpat. VIII. 1889, S. 50.
4. KRAUS, E. Der mitteldevonische Gips von Nāves sala usw. Acta Univers. Latviensis, mat. dabas zin. fak. ser. I. II. 1931, S. 270—290.
5. LINCK, G. und W. NOLL. Ueber Tutenmergel. Chemie der Erde, 3, 1928.
6. ROSENSTEIN, E. Charakterisierung und Gruppierung der Schichten von Gipsfundorten im Gebiet Stopini-Salaspils-Nāves sala. Acta Univers. Latviensis, kim. fak. ser. II, 6. 1932, S. 241—188.

DAS HÖCHSTE UFER IM BEREICH DES PÄIJÄNNE-SEES.

von

M. SAURAMO.

Das betreffende Beobachtungsmaterial war auf das Relationsdiagramm bezogen, als Leitniveau das Ufer des Alt-Päijänne. Daraus geht hervor, dass das höchste Ufer auf dem Gebiete hauptsächlich 6 synchronische Niveaus bilden, die letzten Phasen des baltischen Eissees BIII und BIV und die Phasen des spätglazialen Yoldia-meers YI, YII, YIII und RhoI. Bei ihrer Entstehung ist die Grenze

zwischen Wasser und Land bei einer bestimmten Zeit stehen geblieben und hat sich danach in kurzer Zeit auf das folgende Niveau verschoben. Die Grenzen zwischen den Uferflächen zeigen die Lage des Landeisrandes während der Uferverschiebung an und man kann sie mit Hilfe der Bändertone genau verfolgen. BIII endigt i. J. + — O, BV i. J. 292, YI ungefähr i. J. 370, YII etwa i. J. 400 und YIII ungefähr i. J. 520 sowie RhoI etwa i. J. 900. Andererseits bieten jene synchronischen Uferflächen eine unvergleichbar gute Kontrolle für die Bändertonchronologie und für die Bestimmung der Lage des Ausgangspunktes des Landeisrandes auch in solchen Gegenden, in denen Bändertonuntersuchungen nicht möglich sind. Beide Verfahren zeigen übereinstimmend, dass das Meer im Päijännebecken in einer tiefen Bucht gegen Norden schon während der Zeit von YI bis nach Sumiainen vorgedrungen ist. In der östlichen Hälfte des Meerbusens verliert das Landeis infolgedessen seine Bewegungsfähigkeit und schmilzt auf seinem Platze ohne imstande zu sein, normale Oser und Randmoränen zu akkumulieren.

LOHKARETUTKIMUKSET POHJOIS-KARJALASSA KESÄLLÄ 1936.

Kirj.

P. HAAPALA.

Kesän lohkaretutkimusten alue pohjois-Karjalassa käsitti seuraavat pitäjät: Kuusjärvi, Kaavi, Polvijärvi, Juuka, Kontiolahti, Liperi ja Eno. Moreenimateriaalin kulkusuuntien tutkimiseksi tehtiin kivilaskuja moreenikivilajien prosenttisen kokoomuksen määrittämiseksi sekä erikoishavaintoja, käyttämällä johtolohkareina sopivia kiviä, etupäässä serpentiinikiviä. Kivilaskut osoittivat, että lohkareisto käytännöllisesti katsoen oli paikallista. Serpentiinilohkareiden leviäminen osoitti, että lohkareiden kulkeutuminen oli tapahtunut avarassa kulmassa, ollen havaitut suunnat eri serpentiinityytypeissä suurin piirtein yhtäpitäviä, toisen äärimmäisen suunnan ollessa likipitään länsi-itäisen ja toisen pohjois-eteläisen. Lähiviuhkat sitävastoin osoittautuivat suppeimmiksi suuntautuen kaakkoon.

DER MITTELDEVONISCHE OLD RED-SANDSTEIN IN ESTLAND UND SEINE FLORA.

von

P. W. THOMSON.

Der Vortragende gab eine Übersicht über die Entstehung u. die stratigraphischen Verhältnisse des estländischen Old Red.

In der untersten Stufe derselben, den grauen Sandsteinen von Tori—Torgel, finden sich in grossen Mengen verkohlte Pflanzenüberreste, die mit dem Sammelnamen »*Aulacophycus sulcatus*» Eichwald bezeichnet werden u. in der Regel als Überreste einer Alge gedeutet wurden. Die hauptmasse des *Aulacophycus*materials besteht wie ich es habe feststellen können aus Vertretern der mitteldevonischen Gattung *Asteroxylon* k. et. L.

Der Gattung *Calamophyton* kr. et. W. die ich früher festgestellt zu haben glaubte, lässt sich auf Grund des vorhandenen Materials noch einwandfreier belegen.

Dagegen hat Prof. Kräusel hier noch die Gattung *Aneurophyton* kr. et. W. feststellen können. Gewebefragmente, wie Tracheiden u. Epidermen, Sporen vom Kugeltetradentypus mit u. ohne Flügel, Netzleisten u. Wiederhaken sind hier auch reichlich vorhanden. In den hellen Sandsteinen von Petseri sind farnartige Sprossen vorhanden, die einen fortgeschritteneren Typus zeigen. Nach Prof. Kräusel handelt es sich hier um die oberdevonische Gattung *Archaeopteris* conf. *A. fimbriata* Nathorst. Auch die Fischfauna hat hier nach H. Gross ein oberdevonisches Gepräge, während die marine Fauna der hangenden Stufen von Sorodištše u. z. T. Irboska nach Prof. Öpik einen mitteldevonischen Charakter hat. Die Flora u. Fauna des Festlandes hat auch hier gegenüber der des Meeres einen fortgeschrittenen Charakter gezeigt.

KIRJOITUKSIA. — PAPERS.

i.

COMPARATIVE NOTES ON THE PRE-CAMBRIAN OF FENNO-
SCANDIA AND SOUTH AFRICA.¹

By

T. W. GEVERS.

CONTENTS.

	Page
INTRODUCTION	29
A. EXTENT AND MODE OF OCCURRENCE OF THE PRE- CAMBRIAN IN SOUTH AFRICA	31
B. CLASSIFICATION	32
a. FINLAND	32
b. SOUTH-WEST AFRICA	34
c. UNION OF SOUTH AFRICA	40
d. SOUTHERN RHODESIA AND PORTUGUESE EAST AFRICA	43
C. COMPARATIVE STRATIGRAPHIC TABLE	44
D. TECTONICS	48
E. DEGREE OF METAMORPHISM	50
F. EVIDENCE OF GLACIATION IN THE PRE-CAMBRIAN	52
a. ARCHEAN	52
b. PROTEROZOIC	54
G. THE EO-CAMBRIAN GLACIATION	55
H. INDEX TO LITERATURE	58

¹ Published as separate copies already in 1934.

INTRODUCTION.

Together with the Canadian shield of North America, Fennoscandia has firmly established its fame as a classical country for Pre-Cambrian research. Particularly has Finland, mainly through the untiring energy and zeal of Sederholm and his collaborators, taken the lead in shaking exceptionalistic beliefs in the mode of origin of archean rocks and demonstrating the applicability of the actualistic method to the investigation of even the most ancient of these. In addition the petrological investigations of Eskola have led to some of the most notable advances in recent years in our conception of the origin and our knowledge of the history of ancient deepseated rocks. The elucidation of the problems of palingenesis, formation of migmatites and metamorphic processes in general have been stimulated thereby in the most fruitful way.

The writer therefore considers it a great good fortune on his part that, after five years' work as a field geologist in the Pre-Cambrian of SouthWest Africa, he was enabled during the summer of 1933 to carry out an extensive tour through Finland and the Scandinavian countries.

In southern and south-western Finland the writer had the great privilege of being personally conducted by Professor Eskola of the University of Helsinki. The writer wishes to take this opportunity of expressing his most sincere thanks for the patience displayed in demonstrating and explaining this interesting region. The discussions on the origin of granitic magmas, mineral facies and metamorphic processes in general have revealed to the writer many new lines of thought and angles of view. In addition the universal hospitality of the Finnish people and the romantic beauty of its lake-scenery have left an indelible impression on the writer's mind.

The author further wishes to express his great indebtedness to Dr. Hackman, Director of the Geological Commission of Finland; Prof. Sauramo for hospitality and illuminating discussions of glacial phenomena; Mr. Hendrik Nilsen of Naesseby, Varanger Fjord, for hospitality and help in the field; the Directors of the Kiruna, Gellivare and Grängesberg Mining Companies; Dr. A. Gavelin, Director of the

Geological Survey of Sweden; Dr. N. Zenzén of the Riksmuseum in Stockholm; Professor Per Geijer of the Technical High School in Stockholm; Professor P. Quensel of the Stockholm University; Professor and Mrs. G. de Geer, who very kindly conducted the writer through the classical Pleistocene glacial phenomena of the Stockholm region and demonstrated the unique collection of varves in the Geochronological Institute; Prof. O. Holtedahl of the Oslo University, who kindly enabled the writer to gain access to the world-famous mineral- and rock-collections of the Oslo Geological Museum and conducted the author in the field.

The writer unfortunately did not have the privilege of meeting Prof. Sederholm, who was away in America, but who kindly prepared the way for the writer's tour through Finland and very generously supplied geological literature.

In the following pages it is proposed to deal briefly with essential features of agreement or difference in the development of the Pre-Cambrian in the two widely separated regions.

Since a very large amount of easily accessible information has already been published on the Precambrian of Fennoscandia, the writer does not propose to add to the summaries already existing. The reader outside Fennoscandia is referred to the excellent recent accounts by Sederholm: »The Pre-Quaternary rocks of Finland», Bulletin de la Comm. géolog. de Finlande No. 91, 1930; »On the Geology of Fennoscandia with special reference to the Pre-Cambrian» *ibid.* No. 98, 1932; »Archaikum und Proterozoikum» in »Handwörterbuch der Naturwissenschaften», Vol. I, 1931; and to the concise petrological accounts by Eskola: »Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland» in Fortschritte der Miner., Kristall. u. Petrogr. Vol. 11, 1927, and »Conditions during the earliest geological times», Annales Acad. Sc. Fennicae, Series A, Vol. 36, No. 4, 1932.

Since, however, comparatively little is known of the Pre-Cambrian of South-West Africa outside South Africa and a large portion of the available information is still unpublished, it will be described at somewhat greater length.

A. EXTENT AND MODE OF OCCURRENCE OF THE PRE-CAMBRIAN IN SOUTH-WEST AFRICA.

»The ancient rocks which constitute the substructure of Finland form a peneplain that is on the whole smooth, although it shows many shallow furrows and small protuberances. In southern Finland, south of Lake Oulujärvi, only small areas lie at a level higher than 150 metres and the highest hills attain heights varying between 200 and 300 metres. In the northern and north-eastern parts of the country larger parts lie at levels above 300 and 400 metres. The highest peaks are between 500 and 800 metres in height.» »By far the greatest part of the rocks is hidden under a cover of glacial and post-glacial deposits» (Sederholm 2, p. 3 & 4). Rock-exposures are in the main limited to the shores of the Baltic Sea with its swarms of small islets and the shores of the innumerable inland-lakes. Having been scoured by the Pleistocene ice-sheet, the exposed rock-surfaces are very fresh. On the whole, however, particularly in eastern Finland, exposures are not plentiful and are even rare.

The conditions of exposure in South-West Africa are much more favourable. Coherent and uninterrupted outcrops over widths and lengths of 200 to 300 kilometers with hardly any covering of soil or vegetation provide ideal conditions for the study of the Archean in this arid country. It is true there are also comparatively large tracts covered by sand and desert-rubble, but the large areas of bare rock-surface more than compensate for this. After mapping a limited area of Central South-West Africa, a considerable portion of the remainder could be mapped by aerial photography with a surprising degree of accuracy. In addition to the great areal extent of bare rock-surface, there are also vertical exposures of considerable altitude. The coastal tract, forming the extremely arid Namib desert, everywhere rises rather rapidly and already at 120—150 kms. inland, at the base of the Great Escarpment, attains a height of 1 100 to 1 200 metres. In a single step the Great Escarpment then rises to heights from 1 700 to 2 300 metres. The interior plateau again very gradually descends towards the great interior basin of the Kalahari Desert.

About 95 % of the entire central portion of South-West Africa is immediately underlain by old Archean rocks. Although peneplaned on several occasions, very conspicuously at the end of the Cretaceous period or in early Tertiary times, subsequent uplifts have caused this peneplain to be deeply eroded by the periodically flowing rivers. Very great differences in absolute level have thereby been produced and, where these rivers cross the coastal desert, deep canyons have been cut into the Archean foundation with the production of unrivalled exposures. In addition selective erosion, during which the resisting members of the ancient formations have gradually been modelled out of the once existing peneplains, has produced highly rugged mountainous tracts, affording ideal conditions for unravelling the tectonic structure of these rocks. The highest point reached by one of these Archean mountain-ranges near Windhoek is 2 500 metres. Exposures are sufficiently extensive for the conclusive demonstration of numerous unconformities.

With such a wealth of unrivalled exposures at its disposal and the extension of geological investigations, South-West Africa bids fair, like Fennoscandia and North America, to become another classical country for pre-Cambrian research.

B. CLASSIFICATION.

a. FINLAND.

Based on the classification by cycles of sedimentation, the great subdivisions of the Pre-Cambrian in Fennoscandia, according to Sederholm (1 & 2) are the following:

I. »The Oldest Complex in which there are also supra-crustal rocks, volcanic or sedimentary: the Katarchan, comprising the Svionian sediments and effusive rocks. An upper limit is given by the intrusion of the Post-Svionian granites» (Granites of the first group) which are usually rich in plagioclase.

The Svionian Schists and Metamorphic Effusive Rocks (Leptite Formation) include the well-known Hällflints and Leptites, so widely represented in the ore-district of Middle Sweden and with which are associated important deposits of iron-ore. To a large extent they represent more or less highly altered acid effusives and associated tuffs, but they also include rocks of sedimentary origin. They are the oldest supra-crustal rocks known from Fennoscandia, into which most of the oldest gneisses appear to be intrusive.

II. »Younger Archaean schists, sedimentary or volcanic, later in age than the Plagioclase-Granites of the First Group, and penetrated by the post-Bothnian granites (granites of the Second group). To this sedimentary cycle belong the Bothnian sediments of southern and middle and the Lapponian rocks of northern Fennoscandia, possibly also the Ladogan schists of Carelia». They include massive sheared conglomerates and banded phyllites.

The granites of the Second Group are responsible for most of the migmatites, for which Finland has become the type-country. They are generally rich in microcline. In Lapland they include granulites.

III. »Later than the post-Bothnian granites are the Jatulian sediments of eastern and northern Finland and associated rocks of the Karelidic cycle, including also part of the formations which were earlier called Kalevian. These rocks, which are generally similar to formations that have been referred to the Proterozoic in other regions, are penetrated by the post-Kalevian granites (granites of the 3rd Group). The supercrustal rocks of the Karelidic cycle have in some places the same petrological character as the Archæan, but are on the whole rather different». They include mica-schists, phyllites, quartzites, conglomerates, limestones and dolomites.

The Telemark Quartzites of Norway and the Dal Formation of Southern Sweden probably also belong to this cycle.

In Finland there is a great amount of divergence of opinion as to the proper sequence of the groups belonging to this cycle and formerly referred to as: Ladogan, Kalevian and Jatulian. While it appears certain that there is a progressive increase of metamorphism of the rocks constituting the Karelidic mountain-chain from east to west and that some of the rocks representing different metamorphic characters are really contemporaneous, at the same time it would appear that there is at least one unconformity represented.

IV. »The fourth great pre-Cambrian cycle is that comprising late pre-Cambrian rocks, sedimentary or effusive. These have in general not undergone any stronger mountain-building movements. The most widely represented rock is the well-known Rapakivi Granite, characterised by the occurrence of ovoid orthoclase surrounded by a rim of oligoclase. It nowhere exhibits a gneissose structure.»

Later than this granite is the Jotnian Sandstone of Finland and the Dalarné Sandstone of Central Sweden. This sand-

stone is a typical »Old Red». It is invaded by pre-Cambrian diabases.

V. Then follows the *Early Palaeozoic cycle*, which includes rocks of late pre-Cambrian age, now referred to as *Eo-Cambrian*. There is no break in sedimentation between the lowest fossiliferous Cambrian and these rocks, which include the Raipas- and Gaisa Formations of Finmarken and the well-known eo-Cambrian tillite of the Varanger and Alta Fjords. At least a part of the well-known Sparagmite Formation of Norway appears to belong to the eo-Cambrian group of sediments. The »fjaeld schists» of the Caledonian Mountain chain in Sweden and Norway represent more or less highly metamorphosed members of this early Palaeozoic cycle.

b. SOUTH-WEST AFRICA.

While younger pre-Cambrian Systems are exceptionally well represented in the Lüderitzbucht littoral of southern South-West Africa, the central part, to a large extent mapped by the writer, shows an enormous development of still older rocks generally referred to as *archean*.

In South and South-West Africa all pre-Nama-Transvaal, that is to say pre-Cambrian rock-groups, are naturally divided into two divisions: (1) Rocks older than the »Old Granites and Gneisses» and (2) a younger group resting on the latter with sedimentary contacts. Since granites younger than the so-called »Old granite», with the exception of the Palaeozoic Bushveld Granite of the Transvaal, have only a very limited and subordinate distribution, this demarcation is a very convenient one. The Old Granites and Gneisses must have been intruded during at least one very outstanding period of upheaval. There may have been, however, several such periods preceding the last one, used as a line of demarcation, and most probably the »Old Granites and gneisses» were not all intruded during one and the same orogenic and magmatic cycle. In a downward direction this line of demarcation is therefore rather vague. By the discovery of an unconformity in the ancient sediments of Central South-West Africa it has already been proved by the writer that there are at least two major periods of granitic intrusion. According to Beetz and Kaiser, in the Lüderitzbucht littoral there would appear to be three, all *archean* in age. But everywhere the bulk of the gneisses and granites seem to belong to one stupendous differentiation-series and cycle of intrusion, accompanying a colossal tectonic upheaval never equalled either before or since. So that in fact the period of intrusion of the bulk of the old granites and gneisses appears to supply a well-

founded natural line of demarcation. Everywhere, within the limits of the South-African subcontinent, all rocks liable to alteration belonging to the Pre-Granite Group are more or less highly altered and crystalline, although to a varying degree. In addition they are everywhere folded, generally very highly so, though also in this case there are wide variations. Rocks of the Post-Granite group on the other hand do not exhibit such a widespread and intense metamorphism, though locally their metamorphism may be considerable. Also their degree of disturbance is only slight over large areas.

The writer wishes to point out that the unconformities underlying the following classification have actually been shown to exist in the field. The classification does not therefore depend mainly on the relation of the sedimentaries to different types of intrusive granites.

I. Oldest Archean Complex (Abba bis System): In Western Damaraland of Central South-West Africa, the oldest rocks known to exist so far appear to be supracrustal rocks mainly of sedimentary origin. They are invariably highly metamorphosed, with the exception of some very compact quartzites. They include massive, highly sheared conglomerates, arkoses and pebbly quartzites; great thicknesses of biotite- and amphibole-schists, in part at least of volcanic origin, effusive and intrusive amphibolites, epidiosites and lenses of highly altered limestones. All constituent rocks are intensely folded and it has been found impossible to make out the sequence in detail.

The conglomeratic arkoses represent a detritus derived apparently from purely igneous rocks of acid composition. No pebbles of sedimentary origin have been found. There is, however, no indication of the floor on which they were deposited. All existing gneisses appear to be intrusive into them.

In the Windhoek and Rehoboth districts the Duruchaus Series, Marienhof Quartzites, Hohewarte Series and Gauchab Series belong to this oldest group of sediments. Their mutual relations are not clear. The Duruchaus and Hohewarte Series appear to be identical. They include biotite-schists, graphite-schists, amphibole-schists and amphibolites, quartzites and altered limestones, which in places attain a considerable thickness. The graphitic schists in the Hohewarte Series generally exhibit a lesser degree of metamorphism than the surrounding rocks and not infrequently have crystalline limestones associated with them. Both kinds of rock are therefore apparently of normal sedimentary origin, formed under conditions very similar to those of carbonaceous sedi-

ments of later periods. Massive magnetite- and specularite-iron-ores occur in these beds. They are clearly of sedimentary origin.

These oldest rocks of Central South-West Africa differ from the oldest Archean Complex of Fennoscandia inasmuch as their bulk is quite clearly of sedimentary origin. While altered basic igneous rocks, in parts effusive, are also not rare and much more abundant than in the succeeding Damara System and while rocks resembling the fine-grained biotitic leptites of Sweden and Finland also occur, there is in these rocks nothing to parallel the extensive distribution of acid leptitic rocks in Central Sweden. Pillow-lavas, so common in Finland in this group, have not been met with.

The ancient sediments and lavas of this group have been extensively invaded by a variety of different gneisses (Pre-Damara Gneiss, 1st Group). The intrusion was in the main apparently syntectonic. It led to a widespread migmatization of the former rocks and a large proportion of the gneisses of these areas are really mixed rocks, injection gneisses etc. Grey and reddish augen-gneisses have a wide distribution. A greyish, frequently porphyritic gneiss-granite is rich in plagioclase, in contradistinction to the later granites. Also in the Lüderitzbucht littoral of southern South-West Africa such a granite according to Beetz (29 and 32) is widely represented and found intrusive into a variety of mostly basic gneisses. The fact that both in Finland and Sweden, as well as in South-West Africa the oldest known granites are generally rich in plagioclase, in contradistinction to the later granites, is a point of interest.

II. Younger Archean Complex (Damara System). Together with the intruded granites, rocks of this group make up more than 95 % of the rock floor of Central South-West Africa (Damaraland). The Damara System consists almost entirely of sedimentary rocks. Intercalated effusive rocks are rare. Their thickness is enormous and probably exceeds 30 000 metres. The beds have everywhere been folded, but fortunately on a scale that still allows the sedimentary succession within the system to be made out fairly easily.

(a) Quartzite Series: The base of the Damara System is formed by the Quartzite Series consisting of coarse conglomeratic arkoses grading upwards into well-bedded, reddish, felspathic quartzites (Chuos Quartzites). In places the actual base of this group is formed by a massive ground-conglomerate. In the coastal area dark epidotic quartzites (Khan Quartzites) are found in the upper portion of this group.

(b) Chuos Tillite: Then follows the tillite horizon. In Western Damaraland this consists of a well-developed metamorphic

boulder-clay; in some portions the matrix is finely quartzitic. It is generally packed with blocks and boulders and in the nature of a ground-moraine. Its thickness varies from 0 to 500 metres. Above the tillite there are found in a number of places banded rocks closely resembling varves and almost identical with the banded phyllites and schists of the Bothnian on the shores of Näsijärvi, in the Ladogan north of Lake Laatokka and in the surroundings of Jänisjärvi. Their thickness is in places several hundred metres.

In the Windhoek and Rehoboth districts the tillite horizon exhibits a different facies. Here occur innumerable well-faceted boulders and pebbles distributed irregularly in finely varved biotite-schists, graphite-schists, metamorphic marls and cherty crystalline limestones. They were evidently dropped from floating ice. The boulders vary from nut-size to over 2 feet in diameter. The varved rocks generally contain only isolated boulders. The Chuos Tillite has been proved over an area of approximately 55 000 Km².

(c) **Marble Series:** The tillite-horizon is conformably followed by the Marble-horizon, which comprises the greater number of the marble-bands so common in the Archean of South-West Africa. Individual bands of crystalline limestone 900 metres thick are met with. In places they thin out or even pinch out altogether. In general, however, they form a very useful marker horizon. The rock is mostly calcitic, but dolomitic varieties also occur. Graphite, distributed in flakes or occasionally in greater masses, is exceedingly common. Para-amphibolites, resulting from impure argillaceous limestones, are associated with the marbles, which build up numerous mountain-ranges of great altitude (1 800 metres). Granite-contacts have led to the development of large quantities of calc-silicate rock, different varieties of skarn and numerous contact-pneumatolytic sulphidic ore-deposits.

In the Windhoek district very large deposits of iron-ore (magnetite and specularite) occur associated with amphibole-skarn and amphibole-schists in proximity to the Main Marble Horizon. The largest extends uninterruptedly over a distance of 6 to 7 Km., the iron-ore being found in closely spaced compact beds varying in thickness from a few metres to over 50 metres, over a width of 1 to 1 ½ Km. The ore is of Bessemer type and contains practically no phosphorus. It is generally banded.

(d) **Thomas Series:** The Marble horizon is followed by the main mass of schistose rocks, among which biotite-schists by far predominate. They appear to be mainly of sedimentary origin, and frequently grade into biotitic quartzites. In the area of the Auas

Mountains several massive lenses of fine-grained felspathic quartzite (A u a s Q u a r t z i t e s) are intercalated in the schistose rocks, which, in addition to biotite-schists, also include amphibole-schists and amphibolites, muscovite-, sericite-, chlorite-, graphite- and cyanite-schists. The biotite-schists are frequently highly garnetiferous and in places also felspathised (albite). The schistose rocks of the Khomas Series build up the extensive Khomas Highlands, where they attain a tremendous thickness. In the other areas their full thickness is but rarely seen, owing to innumerable bodies of granite being intruded between the massive marble bands of the Marble Series and the soft overlying schists. Their assimilation on a large scale by the granitic magma is much in evidence.

In the Lüderitzbucht littoral isolated strips of biotite- and amphibole-schists, as well as occasional bands of marble swimming in the gneisses and granites probably belong to this group.

(e) P o s t - D a m a r a G r a n i t e s (2 n d G r o u p); The long-continued geosynclinal sedimentation indicated by the accumulation of such an enormous thickness ($\pm 15\ 000$ metres) of pelitic sediments was terminated by a colossal upheaval accompanied by magmatic intrusion on a scale never equalled before or since. This epoch may conveniently be referred to as the M a i n P e r i o d o f g r a n i t i c i n t r u s i o n. The intrusive cycle represents a very clear differentiation-series of the following sequence: hornblendites and quartz-hornblendites; diorites and quartz-diorites; anorthosites; granodiorites; hornblende-granites; occasionally red, generally grey, porphyritic biotite-granites with soda-orthoclase and microcline; red granites; light non-porphyritic acid granites and aplitic and pegmatitic granites; aplites and pegmatites. A large number of mineral occurrences are associated with the almost ubiquitous pegmatites. In the Rehoboth district large areas of sheared and unsheared quartz-porphyrines apparently also belong to this period of intrusion. Migmatization took place on a large scale, particularly in connection with the grey biotitic granites.

The gneiss-granite of Aus in Southern South-West Africa is stated by Beetz (29) to be older than the most widely represented granites of this cycle. It is, however, also post-Damara in age.

III. O l d e r P o s t - G r a n i t e S y s t e m s (\pm E a r l y - M i d d l e P r o t e r o z o i c): Sedimentary and volcanic rocks younger than the widespread granite-intrusions are best developed in the Lüderitzbucht littoral, where they have been studied by Beetz and Kaiser (27, 29, 31, 32). A very large number of unconformities are clearly discernible. Whereas the thickness of the Archean systems

is enormous, the rock groups under discussion seldom attain more than 500 metres. Their degree of metamorphism is generally very much less intense and their folding is moderate or not very pronounced. The oldest are the:

(a) N u d a b i b B e d s (Thickness \pm 300 M), which consist of massive sheared conglomerates, marbles and quartzites, and

(b) T h e C h l o r i t e - S c h i s t G r o u p, comprising abundant chlorite-schists mainly representing altered basic effusives and their tuffs, limestones, granulitic rocks and a basal conglomerate.

(c) T h e P h y l l i t e F o r m a t i o n (Thickness \pm 500 M) is next in age. It is made up of predominating phyllites and fine-grained quartzites. The unconformity between this and the former group is distinct.

(d) B a s t a r d S e r i e s. In the north-eastern corner of Bastardland, in Central South-West Africa, a group of rocks resting with a sedimentary contact on granites belonging to the Main Period of intrusion, occurs interfolded with the Archean Systems. It includes a coarse basal conglomerate, dark phyllites, fine-grained quartzites and apparently also grey, pinkish, and yellow sugary limestones of considerable thickness.

(e) G r a p h i c a n d P e g m a t i t i c G r a n i t e s (3rd G r o u p). In southern South-West Africa Beetz records the occurrence of small bodies of generally reddish aplitic, graphic and pegmatitic granites intrusive into the rock-groups here enumerated. They possess only a very limited distribution.

IV. Y o u n g e r P o s t - G r a n i t e S y s t e m s (\pm Late Proterozoic):

(a) K o n k i p S y s t e m. In southern South-West Africa rocks of this System have a considerable distribution in the coastal area and further inland. According to Beetz the System in the interior consists of three distinct groups separated by unconformities:

(1) K u n j a s S e r i e s, forming the base and comprising shallow-water sediments: conglomerates, quartzites and slates. Thickness \pm 100 M. Beetz correlates this group with the W i t w a t e r s r a n d b e d s of the Union.

(2) S i n c l a i r S e r i e s, consisting of dark basic lavas at the base (diabase), succeeded by red intermediate and acid effusives: labrador-porphyrines, porphyrites and quartz-porphyrines. Intercalated with the effusives occur conglomerates and breccias. Beetz correlates this group with the V e n t e r s d o r p S y s t e m of the Union, which comprises great masses of mostly basic effusive rocks. Thickness \pm 500 metres.

(3) *Auborus Series*, consisting of conglomerates, breccias, red sandstones and red shales. The latter are of »Old Red» facies and petrologically thus resemble the Jotnian and Dalarne Sandstone. Thickness \pm 700 M.

In the more metamorphosed coastal area the equivalent beds of the *Kunjas Series* include phyllites, quartzites and limestones and near the base rocks, which Beetz considers to be tillitic.

(b) *Kudis Series*. In the south-eastern Windhoek district of Central South-West Africa there occur isolated remnants of a group of rocks unconformably overlying the Archean, and referred to as the *Kudis Series*. It includes fluviatile conglomerates, graphitic phyllites and brownish quartzites.

V. *The Nama-System* (Late Pre-Cambrian or Cambrian).

In the interior of southern South-West Africa the rocks of the *Konkip* and all preceding formations are overlain with a very marked unconformity by the horizontal plateau-Nama Beds. Their base consists of reddish conglomerates, breccias, grits, arkoses, felspathic sandstones and shales of »Old Red» type, strongly resembling the Jotnian in petrological character. These are followed by light coloured quartzites, dark foetid limestones and a great thickness of mostly reddish slates, shales and intercalated sandstones. Traces of problematical fossils have been found in these beds. At their northern boundary against the resisting block of the archean *Khomas Ridge* identical beds are found in a highly folded state.

In the *Lüderitzbucht* littoral the *Konkip* system is followed by folded rocks, comprising a massive tillite at the base, arkose, quartzites, shales and dolomites. Beetz and Kaiser correlate these beds with the unfolded *Nama* of the interior. Haughton and Frommurze consider them to be older. No tillite has as yet been found in the horizontal *Nama Beds* of the interior.

The *Nama System* is generally correlated with the *Otavi System* of Northern South-West Africa, the *Transvaal System* and the *Nieuwerust-Malmesbury-Ibiquas Group* of Cape Province.

C. UNION OF SOUTH AFRICA.

With the exception of gneisses and granites old archean rocks have only a limited and very patchy distribution in the Union of South Africa. It is on this account very difficult to correlate their isolated occurrences. There is no area comparable to the extensive tracts of archean sediments found in South-West Africa. On the whole

metamorphic basic igneous rocks, extrusive, intrusive and fragmental, play a greater rôle than in South-West Africa. While conglomerates and quartzites are conspicuous, there is nothing to match the enormous development of crystalline limestones, which form such a conspicuous part of the oldest sedimentary systems of South-West Africa.

I. Pre-Granite Group (Archean, generally referred to collectively as Swaziland System).

(1) Cape Province: In the northern and north-western portions of this territory there are remnants of old archean supra-crustal rocks, grouped together as the Kheis System. The latter shows three subdivisions: the Marydale Beds, forming the base and consisting principally of basic lavas, tuffs and intrusive rocks in the form of hornblende-schists and dark granulites, together with quartzites, arkoses, banded ironstones and some altered limestone; the Kaaien Beds, which are mainly of sedimentary origin and include very thick quartzites, quartz-schists and mica-schists; the Wilgenhout Drift Beds, consisting of sheared green lavas, breccias, slates, red quartzites and conglomerates, limestones, magnetite-quartzites and quartz-porphyrries. The Kheis System shows considerable resemblances to the Damara System of South-West Africa.

(2) Transvaal and Natal: The most extensive and best known development of the Swaziland System proper, lies in the eastern Transvaal in the Barberton area. Three groups are here developed: (1) the Jamestown Series, forming the base and consisting of a variety of greenstones such as chlorite-, hornblende- and other basic schists, serpentine and massive talcose rocks, together with bands of slaty quartzites and quartzitic slates. Thickness \pm 2 400 M. The Nondweni and M'fongosi Schists of Zululand can be correlated with this group. (2) Onverwacht volcanic series, made up of basic amygdaloidal rocks, associated with basic schists, talc-carbonate rocks, quartz-porphyrries and banded ferruginous chert. This rock-assembly probably represents a contemporaneous volcanic phase in the following group.

(3) The Moodies Series. This consists mostly of sedimentary rocks, and is composed essentially of quartzites and slates, of a total thickness of about 7 600 M.

In the boundary region of Transvaal and Natal rocks of the Pongola Series have a considerable distribution. The Lower Pongola Series is made up of quartzites and phyllites overlain by usually andesitic amygdaloidal lava, while the upper group consists mainly of quartzites and phyllites alone. There appears to be an un-

conformity between the lower and upper group. The whole series is most likely an equivalent of the Moodies Series and Onverwacht volcanics. The Insuzi Beds of Zululand correspond with the Lower Pongola Series.

In Northern Transvaal similar ancient pre-granite rocks, including well-developed quartzites and conglomerates, occur in the Murchison Range and Mount Maré.

All these various rock-groups are penetrated by Granites and Gneisses, collectively referred to as »Old Granite».

II. Post-Granite-Group (Proterozoic).

Resting on the »Old Granite» and ancient metamorphosed rocks with sedimentary contacts, then follow a number of generally only slightly metamorphosed rock-groups, the main representatives of which are:

(1) The Kraaipan Series in Bechuanaland, consisting of banded jaspers and ironstones, various schists, impure limestones and volcanic rocks of basic and acid composition. The rocks present resemblances to parts of the Kheis System, but appear to be post-Granite in age.

(2) The well-known Witwatersrand System, famous for its auriferous conglomerates and consisting mainly of conglomerates, shales and massive quartzites. (Maximum thickness: 8 000 M).

(3) This is followed conformably or overlapped by the Ventersdorp System, which has a very wide distribution and is characterised by a great volcanic outburst. In northern Cape Province the system is differentiated into three series from below: (1) The Zoetlief Series, consisting predominantly of mainly acid volcanics and some sediments (quartzites, arkoses and flagstones). These rocks are unconformably overlapped by (2) the Kuip Series, made up of amygdaloidal andesitic lava. Then follows (3) the Pniel Series, comprising the bulk of the andesitic lavas and their tuffs and some intercalated sediments (conglomerates, grits and sandstones). Quartz-porphyrries occur locally.

In the valley of the Orange river occurs a group of quartz-porphyrries, amygdaloidal pyroxene-andesites, conglomerates and sandstones grouped together under the term Koras Series. It is generally referred to the Ventersdorp System. The volcanic Sinclair Series of the Konkip System of South-West Africa is generally considered to be more or less contemporaneous with the volcanic outbursts as documented by the Ventersdorp Lavas in late pre-Cambrian times. It is a point of interest to note also in other

parts of the world extensive mass-eruptions in late Proterozoic times, e. g. in North America in the Middle Keweenaw and in Fennoscandia just before and after the deposition of the Jotnian and Dala-Sandstone (Rapakivi Granite and associated quartz-porphyrries and tuffs; pre-Jotnian diabase and post-Jotnian olivine-diabase). The Dala Porphyries may possibly also belong to this eruptive period.

In north-western Cape Province the position of a series of beds including trachytic and andesitic lavas and a massive tillite has not yet been clearly established. While Haughton refers them to the Konkip-Ventersdorp System, Beetz assigns them to the Nama System of eo-Cambrian or Cambrian age. They comprise the basal *Stinkfontein Series* (arkoses, conglomerates, quartzites, phyllites and trachytic and andesitic lavas and tuffs); the *Kaigas Series* (shales, phyllites and limestones); the *Numees Tillite* and the *Groot Derm Series* (slates, agglomerates, tuffs and andesitic lavas).

d. SOUTHERN RHODESIA AND PORTUGUESE EAST AFRICA.

I. Pre-Granite (Archean).

The ancient archean rocks of Rhodesia greatly differ from the enormous development of sediments, particularly the conspicuous crystalline limestones in the Archean of South-West Africa, where sediments by far preponderate over volcanic rocks. It has been seen that also in the Union the latter are well-developed, but sediments are still in fair evidence. In Rhodesia greenstones representing altered basic lavas and their tuffs make up the bulk of the ancient supracrustal archean rocks. They are generally referred to as *Rhodesian Schists* (also *Bulawayo Schists*). Pillow-structures are common. The rocks are mainly andesitic in composition, but rhyolitic lavas are also found. Intrusive epidiorites also occur. With the greenstones occur subordinate talcose and carbonate schists of doubtful origin.

The fact that in Rhodesia the oldest supracrustal rocks represented are mainly of effusive volcanic origin offers a close analogy to the preponderating occurrence of effusive leptites and hälleflints in the oldest supracrustal rocks of Sweden and to a lesser extent of Finland.

These volcanic rocks are associated with and followed by a series of fine-grained sediments: phyllites, cherts and banded ironstones. While the bulk of the banded ironstones represent reconstituted fine mechanical sediments, some, for instance those around Gatooma, are connected with felsites. This analogy in origin with the famous iron-ores of Kiruna and Gellivare in Swedish Lapland (porphyries) and

some of those in the Leptite-region of Central Sweden is worthy of note.

Frontier Series. In Portuguese East Africa, near its frontier with Rhodesia, there occurs a siliceous series of white quartzites and quartz-schists underlain by Rhodesian Schists and intruded by gneisses. Associated with the »Old Granites» in Rhodesia occur widely distributed quartz-porphyrries and felsites.

II. Post-Granite (Proterozoic).

Folded in with the Rhodesian schists in a number of places are gritty and conglomeratic rocks — sometimes highly metamorphosed — containing pebbles of the »Old Granite». They are referred to as **Eldorado and Njutana Series**. At Eldorado a younger grey granite has been found intrusive into them.

C. COMPARATIVE STRATIGRAPHIC TABLE.

The writer does not consider the stratigraphic correlation of the various groups of ancient sediments to be the primary object of the study of the Archean. Even in quite limited areas this is often by the very nature of things a very uncertain matter. A correlation across continents and oceans can therefore only have a very limited value. It can of necessity only be attempted within very wide limits and can only concern cycles of sedimentation separated by periods of upheaval and magmatic intrusion according to the diastrophic principle. Any attempt at a closer approximation will probably always be futile.

If an attempt is made in this paper to present a stratigraphic table of widely separated areas, it is not with a view of actual correlation of each individual group, but mainly to give a summary in tabulate form of the sequence of events as recorded by the early geological history of each region. The juxtaposition of the individual groups in the various columns is not intended to designate anything like strict contemporaneity.

Reviewing the sequence of events disclosed by the present state of knowledge of the Pre-Cambrian in Fennoscandia, North America and South Africa, it may be asked whether there are any definite points of resemblance on which to base a correlation within very wide limits. If the principles of diastrophism are supposed to have any validity at all, fortunately there are. Beetz has already drawn attention to quite a number of points of resemblance between South-West Africa and North America (27 and 29.)

The most outstanding feature is the following. It has already been stated that the period of intrusion of the bulk of the »Old Granites» in South Africa provides a very natural line of demarcation into pre-Granite and post-Granite formations. The former are invariably highly folded and metamorphosed, the latter on a much lesser scale or not at all. The intrusion of the »Old Granites» took place on a scale in comparison with which all later intrusions are insignificant. It accompanied a tectonic upheaval representing the major orogenesis in the history of the sub-continent. In short it was a revolution of the very first order. It finally completed the consolidation of the South African landblock. Whereas the pre-Granite formations include sediments denoting long continued periods of marine sedimentation under geo-synclinal conditions, the post-Granite sediments were predominantly deposited under terrestrial and continental conditions. Such aquatic sediments as do exist, are all shallow-water deposits. A long-continued period of peneplanation followed the upheaval, of which the intrusion of the »Old Granites» was an integral part.

In North America the sequence of events appears to be very similar. The Laurentian revolution and the intrusion of the Laurentian Granite represent the major upheaval of pre-Cambrian times as geologically recorded. The scale of intrusion of the Laurentian Granite appears to dwarf that both of the Algoman and post-Huronian magmatic cycles. It appears justified therefore to correlate — within wide limits — the upheaval that took place in late pre-Granite times in South Africa (post-Damara) with the Laurentian Revolution, the Main Period of granitic intrusion (»Old Granites») of South Africa with the Laurentian granite, and the long-continued period of peneplanation, that followed the former, with the Ep-Archeozoic Interval of North America.

If the division of the pre-Cambrian into Archean or Archeozoic and Algonkian or Proterozoic is to be retained, the pre-Granite formations of South Africa may be assigned to the Archean and the post-Granite groups to the Proterozoic. The Chuos Tillite of South-West Africa on this basis of division would fall into the Younger Archean.

This correlation appears to be the most likely. The author admits, however, that the scale of a tectonic upheaval or magmatic cycle, on which the above correlation is based, is no absolute proof of contemporaneity. Judging by experience of later upheavals, however, such as the Caledonian, Variscian, and Alpine, there is a fair amount of probability for the correctness of this correlation.

TENTATIVE COMPARATIVE TABLE:

General Time-scale	North America	Scandinavia	Finland	Central South-West Africa	Southern South-West Africa
Cambrian & Eo-Cambrian	Cambrian & (Tillite)	Cambrian Sparagmite Form., Raipas and Gaisa Series (Tillite)	Cambrian, Eo-Cambrian of Fisher's Peninsula (Tillite)	Dordabis Series (Nama System)	Nama System (Tillite)
GREAT EPI-PROTEROZOIC INTERVAL					
Killarney Revolution	Keweenaw (Tillite)	Dala Sandstone	Jotnian	Kudis Series	Konkip. System { Auborus Series Singlair » Kunjas » (Tillite)
± Late Proterozoic	Animikian				
UNCON-					
± Middle Proterozoic	Post-Huronian Granites Huronian { Cobalt Series with Tillite Bruce Series	Rapakivi Granite Hoglandian	Rapakivi Granite Hoglandian	Pegmatite- & Quartz-Intrusions Bastard Series	Graphi. & Pegmatitic Granites Phyllite Formation Chlorite-Schist Group (Nudabib Series)
EPI-ALGOMAN INTERVAL					
Algoman Revolution	Algoman Granites	Flaa, Bohus & Siljan Granites	Post-Kalevian Granites (Onas, Lapland Gr. etc.); Karelidic Orogeny.		
± Early Proterozoic	Sudburian (Tillite?)	Dal Formation	Kalevian (Varves) Jatulian Ladogan? (varves)		
EPI-ARCHEOZOIC INTERVAL					
Laurentian Revolution	Laurentian Granite	Telemark, Småland Gr. & Sveco-Fennide Orogeny.	Post-Bothnian Granites (Central Granite etc.) Sveco-Fennide Orogeny.	Main Period of Granite-Intrusion Damaride Orogeny	Intrusion of Salem Granite; Aus Granite? Orogeny
Upper Archean	Grenville Series Keewatin (Dorée-Conglomerate = Tillite?)	Grythytan Series, Los Schists, Skellefte Schists etc. Iron-ore-bearing Formation of Kiruna-Gellivare?	Ladogan? Bothnian (Varves) and Laponian	Dumara System { Khomas Series Marble Series Chuos Tillite Quartzite Series	Schists with Marble Bands
UNCON					
Revolution		Gneissose Granites	Gneissose Granites (in part plagioclase-granite)	Pre-Damara Gneiss (in part Plagioclase Granite) Pre-Damara Orogeny	Plagioclase-Granite Orogeny
Lower Archean	Coutchiching	Svionian Schists & Leptite Formation	Svionian Schists & Leptite Formation	Abbas System { Marienhof Quartzite, Durichaus Series, Hohe- warte Series, Gauchab Series	Augen-gneisses and Basic Gneisses
SUBSTRATUM UNKNOWN.					

SEQUENCE OF EVENTS IN PRE-CAMBRIAN.

Cape Province	Transvaal	Vryheid	Zululand	Southern Rhodesia & Portuguese E. Africa
Nama System: Nieuwerust, Malmesbury, Ibiqwas; French Hoek, Swartmodder Series	Transvaal System (Tillite)	Transvaal System		Lomagundi System (Tillite)

GREAT UNCONFORMITY

Konkip. System	Groot Derm Series	Ventersdorp System Witwatersrand System (Tillite)		
	Numees Tillite Kaiga Series Stinkfontein Series			

FORMITY

--	--	--	--	--

UNCONFORMITY

Younger Granite in Harts River Area?				»Younger» Grey Granite
Kraaipan Series?				Eldorado-Njutana Series

GREAT UNCONFORMITY

Intrusion of »Old» Gneiss and Granite Orogeny	Intrusion of »Old» Gneiss & Granite Orogeny	Intrusion of »Old» Gneiss & Granite Orogeny	Intrusion of »Old» Gneiss & Granite Orogeny	Intrusion of »Old» Gneiss and Granite Orogeny
Kheis System { Wilgenhout Drift Series Kaaien » Marydale Series	Swaziland System { Moodies Series Onverwacht Volcanics Jamestown Series	Mount Mare Series Upper Pongola Series Lower Pongola Series Schists of Assegai River Valley	Insuzi Series Tugela, Nondweni, M'fongosi Schists, Marble Delta Series.	Frontier Series Rhodesian Schists & Greenstones

FORMITY

	Part of »Old» Gneissose Granites and Gneisses?			Composite Gneisses
Part of Schists, Granulites etc. of Namaqualand	Part of ancient schists & gneisses?	Part of Schists of Assegai River Valley?	Part of Tugela, Nondweni and M'fongosi Schists?	Part of Rhodesian Schists & Greenstones?

POSSIBLY SOME »OLD» GNEISSES.

The resemblance of the sequence of events in South Africa and that of Fennoscandia is less distinct. It has already been pointed out, that the fact of the earliest granites to be intruded (1st Group of Sederholm) both in Finland and South-West Africa being largely plagioclase-granites in contradistinction to the later granites is a point worth noting.

The intrusion of the post-Bothnian Granites (2nd Group) and the upheaval attendant upon the formation of the Sveco-Fennide Range, while certainly representing revolutions of the first order, cannot be said to attain that dominating position held by the Main Period of granitic intrusion and the Post-Damara upheaval in South-Africa and that which the Laurentian Revolution and Laurentian granites appear to hold in North America. Pre-Bothnian gneisses and granites (1st group) have a very wide distribution, and the post-Karelidic (post-Kalevian) Granites (3rd Group) are very well represented. In South West Africa, there are no granites intruded after the Main Period of Intrusion to match the scale of the post-Kalevian (Karelidic) granites. The bulk of the evidence available, however, is in favour of correlating the considerably more extensive post-Bothnian granites (2nd Group) with the Main Period of granitic intrusion of South-West Africa.

The occurrence of the Chuos Tillite in the pre-Granite sediments of South West Africa is of only limited help, because varved sediments in Finland are found in the Bothnian as well as in the Ladogan and Kalevian schists. The Ladogan, however, may be the equivalent of the Bothnian. Both Sederholm and Eskola stress the low-temperature conditions of deposition of the Bothnian in particular. According to Sederholm the climate during the deposition of the varved Bothnian phyllites in Finland must have been cold enough to allow of the freezing of the rivers during the winter. It seems most natural therefore to correlate the Chuos Tillite with the Bothnian Varves of Finland.

The author hopes that the comparative table will be of some use in enabling a rapid glance over the sequence of events in the various regions.

D. TECTONICS.

The archean rocks of the Pre-Granite Group in South-West Africa have everywhere been folded. Differences in degree, however, are clearly noticeable. Being the most widely represented rock-group, these differences can best be studied in the Damara System.

In Western Damaraland, the area first investigated by the writer and his colleagues, the folding is everywhere intense, but fortunately took place on comparatively simple lines. The style of folding may be said to be a more intensified equivalent of that characterising the Swiss Jura. Domes, anticlines, synclines and centroclines can generally be followed with comparative ease, although dips are generally high and overfolding common. Multilateral stresses are much in evidence causing great irregularity in the strike of the axis of folding and great local deviations of the latter from the general strike. The contemporaneity of the major post-Damara folding at the close of the Archean and the main period of granitic intrusion is very clear. The sediments have largely been reduced to a skeletal framework, forming the partitions between innumerable generally concordant granite bodies. A very striking feature in this region is the great lack even of smaller fractures and the extraordinary plasticity exhibited by the Damara sediments, particularly the abundant crystalline limestones. The rocks of the present-day surface were evidently folded at great depth, which rendered them as plastic as dough. Rock-flowage is therefore much in evidence.

In the Khomas Highlands the degree of folding with the exception of the marginal portion is comparatively slight, and extremely regular, in spite of the fact that the beds are composed almost entirely of soft schistose rocks. The latter strike E.N.E.—W.S.W. in a practically straight line from the western margin of the Highlands to the point where the schists are buried under the Kalahari sands 200 Km. further inland. Dips are consistent and over large areas very low (as low as 15—22° in the Windhoek area). Already in ancient archean times therefore a rigid factor is noticeable in the foundation of the Khomas Ridge, which has acted as a »resistance-block» ever since.

South of the Khomas Highlands, in the southern Windhoek and northern Rehoboth districts, fracturing and disruption of the Archean beds are very noticeable, although part at east of the latter is of much more recent date than the building of the Damarides. The rocks do not exhibit the plasticity shown by the same rocks in western Damaraland. They were evidently folded at a lesser depth. Over large areas dips are consistently vertical.

Nowhere, however, in the areas so far mapped by the author was the intensity of lateral compression sufficient for the production of overthrust-nappes of any considerable size. Nothing like the Alpine style of folding, as depicted by Wegmann and Kranck in the Sveco-Fennides and Karelides of Finland, has so far anywhere been noticed by the writer. Probably, however, such zones also exist.

The folding of the post-Granite formations is on the whole very much less intense and regional. In some areas it is altogether inconsiderable.

E. DEGREE OF METAMORPHISM.

As shown by Eskola the type of metamorphism any rock will undergo depends largely on its original composition. While some rocks are easily altered beyond recognition, others are altered only sparingly or hardly at all. Argillaceous sediments belong to the former group, pure arenaceous sediments to the latter. Apart from recrystallisation little can happen to a pure quartzite.

One of the most outstanding impressions left by a survey of the archean rocks of South-West Africa is the intimate association and conformable alternation of most highly metamorphosed biotite- and other schists with quartzites, often felspathic, that look no older than, and could in the hand-specimen easily be mistaken for, Nama quartzites (Cambrian or late pre-Cambrian). Nothing like the massive, highly recrystallised glassy Jatulian quartzites of the Koli region of Pielisjärvi has ever been noticed among the Archean sediments of South-West Africa.

In the same way fine-grained graphitic phyllites exhibiting only a slight degree of metamorphism are found alternating with highly altered, coarsely lepidoblastic, even gneissose biotite- and amphibole-schists. It is very obvious, that the carbon content, originally present in the form of colloidal, bituminous substances, and accumulated under stagnant conditions of aquatic sedimentation, exerted a highly efficient protective influence against metamorphic influences. Very similar phenomena are described by Eskola and Väyrynen in the case of archean graphite-bearing schists of Finland. In the Windhoek District of South-West Africa the youthful appearance of these graphitic phyllites and pure quartzites has led to their being erroneously separated out from the Archean as an alleged interfolded younger group. The graphitic schists and some fine-grained brownish quartzites associated with them are generally full of small cubes of limonite-pseudomorphs after pyrite.

It has already been stated that graphite is also very abundant in the archean crystalline limestones of the Marble Series of the Damara System. The same feature is reported from the limestones of the Grenville Series of North America. In this case the graphite again exerted a marked protective influence against recrystallisation. In the area south of the Omaruru River of Western Damaraland the top

part of the Marble Series is formed by a brilliantly white, fine-grained, sugary marble full of small graphite flakes. Even when in direct contact with granite intrusions the texture of this marble remains sugary, while the other originally purer limestones, although further removed from the granite contact, disintegrate into calcite-rhombohedra with edges several centimetres long.

Where varicoloured banded types of limestone occur, as for instance around Karibib, the bands of dark grey, light grey or reddish colour, that is to say those layers originally possessing a considerable admixture of bituminous, argillaceous or ferruginous colloidal substances, have generally retained their dense texture in contradistinction to the white bands and thick layers of purer unbanded marble.

As Eskola has pointed out these features present strong evidence for the assumption that the carbon is a primary constituent of the sediment, and was not added to it by metasomatic processes. The resemblances of these graphitic phyllites to more recent carbonaceous and bituminous sediments is so great, that it can safely be inferred that they were deposited under similar, i. e. stagnant aquatic conditions.

In the Windhoek district of South-West Africa the normal calcareous Marble Series can be seen to pass over in bulk into highly graphitic phyllites and fine-grained schists, studded with limonite-pseudomorphs after pyrite, and with only subordinate interbedded marble-bands. This feature presents perhaps the strongest evidence for the primary nature of the graphite content and its sedimentary mode of origin. Today the presence of benthos, necton and plancton as well as of bacteria appear to be essential for the formation of bituminous muds under anaerobic conditions.

The phenomenon of the regional increase in general metamorphism exhibited by the rocks of the Karelidic mountain chain of Finland from East to West, is paralleled in South-West Africa by the greater degree of metamorphism of all the archean rocks in the coastal area of central South-West Africa. The widely distributed gneisses, to a large extent migmatic, of the coastal tract in the west gradually pass into the normal granoblastic granites and more or less metamorphic sediments of the Abbabis and Damara Systems further east in the interior. The western area was evidently more deeply submerged and the sediments are far more intimately mixed with magmatic material in the form of migmatites and innumerable smaller bodies of granite, generally in the form of conformable phacoliths. The highly plastic nature of all the sediments concerned, particularly of the massive marbles, the lack of actual ruptures during folding and the frequent

evidence for rock-flowage further testify to the great depth at which folding and intrusion took place in the western area. Towards the east, in the interior, there are very extensive granite-areas of batholithic dimensions, while the sediments are to a large extent reduced to xenoliths of various dimensions floating in the granite. At the same time discordant contacts are far more in evidence. The general strike being N.E.—S.W., these features point to the interior being an area of axial culmination and the coastal area one of axial depression in the tectonic structure.

F. EVIDENCE FOR GLACIATION IN THE PRE-CAMBRIAN.

a. ARCHEAN.

One of the most unexpected results of the investigation of the pre-Cambrian has been the accumulating evidence that fossil glacial deposits appear to be most abundant and even crowded in the most ancient sediments forming the surface of our earth. Thus in Canada, where the largest area of pre-Cambrian rocks is exposed, according to Coleman (2) ice-action has been proved or shown to be probable in all the main subdivisions of pre-Cambrian rocks. While not very long ago it was generally held that the climate of our globe had experienced a gradual decrease in temperature culminating in the (then only known) Pleistocene ice-age, »it now appears probable that the pre-Cambrian was the coldest part of the earth's history» (20).

In Finland varved rocks are widely represented in the archean Bothnian schists, in the Ladogan Schists, which may be equivalent in age, and the Kalevian schists and phyllites of Karelia, which probably belong to the early Proterozoic. They have been well described by Sederholm and Eskola. Those of the Bothnian are beautifully exposed on the shores of Näsijärvi, where they have been visited by the author. They possess a great thickness. With the exception of the far greater irregularity in thickness displayed by the individual bands and the very great thickness of some of the varves, these banded rocks are identical with the Pleistocene varves so widely distributed throughout Finland and Sweden. In their greater irregularity and thickness, which is greater than anything ever recorded for Pleistocene or Permo-carboniferous varves, the Bothnian varves are very similar to the banded rocks overlying the probably Archean Chuos Tillite at the Langer Heinrich in South-West Africa. It must be pointed out, however, that both in Finland and South-West Africa

over considerable thicknesses the banding is also almost as regular as in the varves of Pleistocene age. On the other hand there are some individual bands over a metre thick on the shores of Lake Näsijärvi and up to 2 feet thick in South-West Africa. Generally, however, these very thick bands exhibit a further subordinate banding. They may be compared with the giant-varves of the Pleistocene ice-age, deposited after the sudden discharge of ice-bound lakes.

It may be pointed out in this connection that in Denmark, for instance, varves showing much greater total and individual thickness than those of Sweden and Finland are to be found. In the latter two areas they were deposited in front of an ice-sheet, which receded on an average 200 metres every year. If the recession were to be slower or the ice stationary over lengthy intervals, greater total and individual thicknesses would probably result. The irregularity of the Bothnian and Chuos varves and their great thickness is probably to be explained by the very much greater thickness, extent and duration of the ice-sheet and great variations in the quantity of material deposited, dependent on variable conditions not known. Apparently temperature-fluctuations were greater.

Further evidence of the glacial origin of these banded rocks is afforded by the discovery by Prof. Eskola and the writer on the shores of Näsijärvi of the brecciation at one place over a small distance (2—3 metres) of a single normally interbedded varve. This brecciation is entirely similar to that occasionally exhibited by some Pleistocene varves and, owing to the very sharp fractures and the otherwise totally undisturbed condition of the adjoining varves, can only be explained by the soft plastic clay having been broken in a frozen condition.

There are of course many other banded rocks not representing glacial varves. The essential feature of the latter is that the banding should be cyclic, as the Swedish word »varve» indicates. There is a gradual transition from the lower lighter, less clayey portion to the generally darker, finely argillaceous portion, which in turn ends abruptly with a sharply demarcated boundary against the next lighter portion, with which the cycle then begins anew. Very often the lowest layer of the lighter portion is distinctly sandy or even gritty. These features are duplicated to the smallest detail in the Bothnian varves, while the Chuos Varves, owing to their much greater degree of metamorphism, do not show such a perfect transition between the lighter and darker portions. It is obvious, however, that during metamorphism the migration of mineral substances will cause a secondary concentration of those minerals derived from more purely

argillaceous matter in the originally more clayey portion, while the free silica will tend to migrate into the siliceous portion.

In the Windhoek district the individual bands of the varved rocks, which here contain numerous isolated boulders up to two feet in diameter, are much narrower, and the banding as a whole is much more regular. The darker bands, now consisting mainly of biotite-flakes, are on the average 2—3 mm. thick, while the light siliceous ones attain 5—7 mm. These thicknesses are quite comparable to the normal Pleistocene varves of Finland and Sweden.

It may be pointed out, that such renowned authorities on Pleistocene varves as Professors de Geer and Sauramo concede the probability of the Bothnian varves to have been deposited under glacial conditions. The varved rocks of the Ladogan and Kalevian in Karelia are very similar to those of the Bothnian. From the former Eskola has described the occurrence of calcareous concretions in the lower, more sandy portion of the varves, identical with the calcareous nodules so widely distributed in the Pleistocene varves and here again in the lighter, more sandy, lower portion.

The occurrence in South-West Africa of a massive tillite (Chuos Tillite) in what appear to be late archean rocks, is a point of great interest in connection with the widespread distribution of varved sediments in the younger archean of Finland. In North America Coleman considers the Dorée Conglomerate of Keewatin age (Archean) possibly to be of glacial origin (20).

b. PROTEROZOIC.

In North America boulder-beds found in the early Proterozoic Timiskaming and Sudbury Series of Canada are possibly of glacial origin. The occurrence of varved rocks in the Kalevian schists of the Karelidic Cycle in Finland, which if not archean, probably belong to the early Proterozoic, is of interest in this connection.

A great ice-age in Middle Proterozoic times is evidenced by the Cobalt Tillite of the Middle Huronian of Canada, described by Coleman. It has been shown to have a very wide areal extent. Typically striated pebbles have been found in it and varves are also known to occur. Traces of this glaciation are also to be found in Wyoming and Utah. Deposits of glacial aspect in the Dalradian of Donegal in Ireland and in the area of Brokenhill in New South Wales, and perhaps also in the Dharwar-Formation of India and at the base of the Torridon Sandstone in Scotland may possibly belong to the same glacial period.

If the Main Period of Granitic Intrusion of South-West Africa be wrongly correlated with the Laurentian Granites and is the equivalent of the Algomian Granites of North America, then the massive Chuos Tillite of South-West Africa might be contemporaneous with the Huronian Cobalt Tillite of Canada. The available evidence, however, points to the greater, archaic age of the former.

In sediments of probable Late Proterozoic Age striated pebbles have been found in the Government Reef Series of the Witwatersrand System of South Africa, and Beetz considers boulder-beds at the base of the Kunjas Series of the Konkip System of South-West Africa to be of glacial origin. A probable tillite is also known from the Lower Keewenawan of the Lake Superior region of Canada, which is most likely of late Proterozoic age. The position of the very characteristic massive Numees Tillite of the Lower Orange River region of South Africa is still doubtful. Haughton considers it to belong to the Konkip System (late Proterozoic), while Beetz thinks it to be a representative of the tillite below the base of the Cambrian.

G. THE EO-CAMBRIAN GLACIATION.

While in Northern Lapland, the writer visited the classical locality of the well-known Tillite of the Varanger Fjord discovered by Reusch around Bigganjargga and Naesseby. The exposures are magnificent and the boulder-beds, which evidently occur in more than a single horizon, as typically tillitic as any exposure of the Dwyka Tillite seen by the author in South Africa. It is an intraformational tillite and does not form the base of a new cycle of sedimentation. Near Bigganjargga it is found resting on a beautifully striated floor of previously deposited, already consolidated quartzites. The quartzites immediately above the tillite are well-bedded, even flaggy, and exhibit a peculiar kind of banding with highly siliceous layers irregularly alternating with slightly argillaceous layers. The latter weather readily with a pitted cavernous surface. The banding is, however, not typical of pleistocene varves.

The tillite has also been shown by Høltedahl and Zenzén to exist in the Tana region and the upper reaches of the Alta and Kvaenangen Fjords of Finmarken, as well as in Southern Norway. It has also been reported from Spitzbergen and recently from Greenland. Here, as in Norway, there is a considerable thickness of beds underlying the lowest fossiliferous

Cambrian and there is no break in sedimentation between the two. The former, unfossiliferous rocks are now generally referred to as Eo-Cambrian. The tillite is found in the latter, often several hundred metres below the first fossiliferous Cambrian Beds.

Holtedahl has recently returned to his former opinion, that the Varanger Fjord Tillite also belongs to this eo-Cambrian group.

In Australia, where this Tillite was first described (Howchin), it is separated from the base of the new early palaeozoic cycle of sedimentation by phyllites, arkoses and conglomerates reaching a thickness of 750 metres and directly overlain by fossiliferous Lower Cambrian containing *Archeocyathidae* and trilobites closely related to *Olenellus*. The tillite has been found over an area 460 miles long and 250 miles wide and reaches a thickness of 500 metres in places.

In Asia an eo-Cambrian tillite has been found in the valley of the Yang-tse River near Nan Tan in China. It is separated from the base of the cycle of sedimentation by 45 metres of sandstones and conglomerates. Its thickness is 35—65 metres. In India the tillite of the Blaini Series in the southern ranges of the Himalayas near Simla most likely belongs to the same glacial period. Recently Tchurakov has found numerous boulders distributed erratically in greywackes, slates and limestones of the Kuten-Buluk and upper Yenissei Series of the Yenissei basin and Kusnetzky-Alatan range of Central Siberia. They include rocks which must have travelled great distances and blocks up to 1 metre in diameter. They were probably dropped from floating ice. Tchurakov, however, is of the opinion that the beds in question and also the traces of glaciation found by Nikolaev in similar beds of the Yenissei ridge should be relegated to the Middle Proterozoic, and not the very late Proterozoic or Eo-Cambrian. In extreme northern Siberia tillites of this period have been reported from the lower course of the Lena and the shores of the Arctic Sea.

In North America tillites approximately of this age have been reported from Copper Mine River and from Labrador. Also the Keweenawan of the Lake Superior region, which is of late Proterozoic age, contains sediments of tillitic aspect.

In Africa tillites of an approximately similar horizon appear to be widely represented. In Central Africa a very massive tillite, in places up to 600 metres thick, is found between the Mine Series and Kundelungu Series of the Katanga System

in the Katanga Region of the Belgian Congo and the adjoining portion of Northern Rhodesia and Angola. In the region of the Lower Congo a tillite is found at the base of the equivalent »Système schisto-calcaireux», which also extends into Northern Angola as part of the Bembe System.

Recently Beetz (30) has found a tillite in South-western Angola near the base of the Chella Formation, which is probably to be correlated with the Otavi System of South-West Africa. Further south, in South-West Africa, rock-specimens of tillitic aspect were brought to the Cape Town Museum by Dr. Barnard from below the Dolomite Series of the Otavi System near Gauko Otavi in the Northern Kaokoveld. No tillite has as yet been found near the base of the horizontal Nama Beds of the interior, which have generally been correlated with the Otavi System of the north. In the Lüderitzbuch littoral, however, a very massive tillite occurs in beds, which Beetz considers to be the folded equivalent of the horizontal Nama of the interior, but Haughton thinks to be somewhat older. The Numees Tillite of the Lower Orange River area is with very little doubt its equivalent further south. No tillites have been recognised still further south in the Nieuwerust-Malmesbury-Ibiquas Beds, which are generally correlated with the Nama System. In the Transvaal System, however, also correlated with the latter, striated pebbles are found in its upper portion, the Pretoria Series of the Transvaal, while in the equivalent Griquatown Series of Northern Cape Province a proper tillite is developed.

The Orati-Nama-Transvaal Systems are generally referred to the late Proterozoic or Cambrian. Their absolute contemporaneity has, however, not yet been proved.

While it would be daring therefore at the present state of our knowledge to assert the contemporaneity of all the tillites here listed from five continents, the abundance of tillites in formations without a doubt belonging to the late Proterozoic era or the beginning of the early Palaeozoic cycle of sedimentation, clearly show that periods and areas of glaciation appear to have been particularly marked and extensive just before or with the beginning of Cambrian times. It appears probable that at least one world-wide glaciation, apparently greater even than the Permo-Carboniferous Glaciation, took place at this period. For the present, until its limits are more definitely ascertained, it may be referred to as the Eo-Cambrian Glaciation.

H. INDEX TO LITERATURE.

1. SEDERHOLM, J. J., On the Geology of Fennoscandia. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 98, 1932.
2. SEDERHOLM, J. J., Prequaternary Rocks of Finland. *ibid.* No. 91, 1930.
3. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and associated Precambrian Rocks of South-western Finland, I. *ibid.* No. 58, 1923.
4. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of South-western Finland. II. *ibid.* No. 77, 1926.
5. SEDERHOLM, J. J., Über eine archaische Sedimentformation im süd-westlichen Finnland, etc. *ibid.* No. 6, 1899.
6. ESKOLA, P., Conditions during the earliest geological times etc. *Annales. Acad. Scient. Fennicae. Series A, Vol. 36, No. 4, 1932.*
7. ESKOLA, P., On the differential Anatexis of Rocks. *Comptes Rendus Soc. géol. Finlande No. 7, 1933.*
8. ESKOLA, P., On the principles of metamorphic differentiation. *ibid.* No. 5 (Bull. No. 97) 1932.
9. ESKOLA, P., On the origin of granitic magmas. *Mineral. und petr. Mitteil. Vol. 42, No. 5/6, 1932.*
10. ESKOLA, P., On the petrology of the Orijärvi Region in South-western Finland. *Bull. Comm. géol. Finl. No. 40, 1914.*
11. ESKOLA, P., Petrogr. Charakteristik der krist. Gesteine von Finnland. *Fortschr. Min. etc. Vol. 11, pp. 57—112, 1927.*
12. WEGMANN, C. E., Über die Tektonik der Jüngeren Faltung in Ost Finnland. *Fennia, Vol. 50, No. 16, 1928.*
13. WEGMANN, C. E., und KRANCK, E. H., Beiträge Zur Kenntnis der Sveco-fenniden in Finnland. *Bull. Comm. géol. Finl. No. 89, 1931.*
14. ASKLUND, B., Fennoskandias Geologi, Part II of Ramsays Textbook: *Geologiens grunder, 1931.*
15. GEIJER, P., Gällivare Malmfält. *Sver. Geol. Und. Ser. Ca, No. 22, 1930.*
16. GEIJER, P., Geologie des Kirunagebietes. No. 4. Uppsala 1915.
17. GEIJER, P., Geology of the Kiruna District No. 2. Stockholm, 1910.
18. HOLTEDAHL, O., Bidrag til Finmarkens Geologi. *Norges geol. Undersökn. Nr. 84, 1918.*
19. DE GEER, G., Geology and Geochronology. *Geogr. Annal., Stockholm 1934.*
20. COLEMAN, A. P., Ice Ages, recent and ancient. New York, 1926.
21. TCHURAKOV, A. N., Traces of Proterozoic Glaciation in the Southern part of Central Siberia. *Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 43, p. 581, 1932.*
22. KEILHACK, K., Eiszeiten. *Handwörterb. d. Naturwiss. 2nd Edition, 1932.*
23. DU TOIT, A. L., Geology of South Africa. Edinburgh, 1926.
24. ROGERS, Hall, Wagner, Haughton, Union of South Africa in *Handbuch der region. Geol. Vol. 8, 7a, No. 27, 1929.*

25. KRENKEL, E., Geologie Afrikas. Vol. II. Berlin, 1928.
 26. HALL, A. L., Geology of Barberton Gold Mining District. Geol. Surv. Memoir No. 9, Pretoria, 1918.
 27. BEETZ, W., Über Glazialschichten an der Basis der Nama und Konkip formation etc. N. Jahrb. für Min. etc. Blgbd. LVI, Abt. B, 1926.
 28. BEETZ, W., Über das wahrscheinlich alt-cambrische oder proterozoische Alter der Glazialsch. an der Basis des Kundelungu Systems in Katanga und am unteren Kongo. Ibid. Vol. LXI, Abt. B, 1928.
 29. BEETZ, W., Versuch einer stratigr. Gliederung der präkambrischen Formationen Südwest-Afrikas. ibid. Vol. LXI, Abt. B, 1929.
 30. BEETZ, W., Geology of South West Angola. Trans. Geol. Soc. S. Africa Vol. 36, 1933.
 31. BEETZ, W. L., The Konkip formation on the borders of the Namib Desert. Trans. Geol. Soc. S. Africa Vol. 25, 1922.
 32. KAISER, E., Diamantenwüste. Berlin, 1926.
 33. REUNING, E., Der Intrusionsverband der Granite des mittleren Hererolandes etc. Geol. Rundschau. Vol. 14, No. 3.
 34. WAGNER, P. A., The Geology and Mineral Industry of S. W. Africa. Geol. Survey Memoir No. 7, Pretoria, 1916.
 35. RIMANN, E., Geol. Untersuchungen des Bastardlandes in Deutsch Südwestafrika. Berlin, 1915.
 36. FROMMURZE, H. F. and GEVERS, T. W., Geology of North-Western Damaraland. Trans. Geol. Soc. S. Africa Vol. 32, 1929.
 37. GEVERS, T. W., An ancient Tillite in South-West Africa. Ibid. Vol. 34, 1931.
 38. GEVERS, T. W., Zur Gliederung des Grundgebirges im Windhuker Bezirk Südwest Afrikas. Geol. Rundschau., Vol. 24, No. 5, 1933.
 39. GEVERS, T. W., Zur Tektonik des mittleren Südwest Afrika. Ibid. Vol. 24, No. 6, 1933.
 40. GEVERS, T. W., Zur Gliederung des Grundgebirges im Westlichen Damaralande. Neues Jahrb. f. Min. etc. Blgbd. 1934 (appearing).
 41. GEVERS, T. W., Die Alten Granite des Grundgebirges im westlichen Damaralande. Ibid. 1934 (appearing).
 42. GEVERS, T. W., Tektonik des Grundgebirges und Intrusionsmechanismus der Alten Granite im westlichen Damaralande. Ibid. 1934 (appearing).
 43. DE KOCK, W. P., The geology of the Western Rehoboth district. Windhoek, 1934.
-

AN EXPERIMENTAL ILLUSTRATION OF THE SPILITE REACTION.⁵

By

PENTTI ESKOLA, URHO VUORISTO and KALERVO RANKAMA.

INTRODUCTION.

Bailey and Grabham¹ first presented the theory of metasomatic albitization of calcic plagioclases by sodium carbonate concentrated in the residual liquors at the crystallization of basaltic lavas, or by »stewing in a concentrated solution of sodium carbonate». Dewey and Flett² demonstrated the wide distribution as well as the great theoretical significance of the spilitic rocks thus formed. Sinceafter, the conception of the spilite reaction has been generally accepted in petrology. Gilluly³, in connection with a study of the spilitic rocks of Eastern Oregon, has given a valuable summary of investigation done on the spilite problem. Many petrologists have been inclined to look for an explanation of most albitic rocks in hydrothermal reactions of this kind. Thus Eskola⁴ applied this explanation to the sodic leptites of the Archaean of Sweden. In this connection he stated, however (p. 49):

» A weak point in this hypothesis is that it has not been verified by experiments. The experience from the silicate analysis shows a rather opposite effect of soda upon the silicates, but it is of course to be expected that the direction of the reaction may not be the same in magmatic solutions under high pressures as it is in the dry melt in a crucible».

¹ Albitization of basic plagioclase feldspars. *Geol. Magaz.* 1909, pp. 250—256.

² On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geol. Magaz.* 1911, pp. 202—209 and 241—248.

³ Keratophyres of Eastern Oregon and the spilite problem. *Amer. Journal of Science* 1935, pp. 225—252.

⁴ Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. *Annales Acad. Sci. Fennicae, Ser. A., Vol. XXXVI, N:o 4*, pp. 48—49.

⁵ Published as separate copies already in 1935.

An experimental reproduction of conditions sufficiently similar to those prevailing during the supposed process of albitization in natural lavas seemed quite possible. The writers (Eskola and Vuoristo) went to the work and carried out, in the winter and summer of 1933, a series of hydrothermal experiments (1—8, see below) to illustrate the reaction in question. Further experiments (9—12) were done (by Eskola and Rankama) in the autumn 1934 and winter 1935.

THE APPARATUS AND REAGENTS.

The spilitic reaction may be expressed by the following equation:



In some of the experiments the silica, in the form of quartz, or silica gel, was directly mixed with sodium carbonate and anorthite, in others it was in a supposedly more soluble form, as olivine, or calcium orthosilicate, mixed with sodium bicarbonate. From this mixture free silica would be formed according to the equation:



In this work a steel bomb of the type devised by Morey¹ was used. To effect tight closure thin silver or copper washers were placed between the shoulder of the bomb chamber and the plunger. In the three first experiments the charge was put in a copper tube which fitted tightly to the bomb chamber but, as no action of the steel could be noticed by comparative trials, the copper tube was later left away and the charge was put directly in the steel bomb. The bomb was heated up in a nichrome furnace. The temperatures were measured by a platinum-platinumrhodium thermoelement and a millivoltmeter calibrated before the use. The heating was effected by means of the 220 volt city current, and the temperatures were constant between the limits stated below.

The calcic plagioclase used in experiment 3 was natural bytownite from Lapinlahti, Finland, of the composition $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$, in experiments 10 and 11 labradorite from Kiev, Russia, of the composition $\text{Ab}_{42}\text{An}_{58}$. In all the other experiments was used artificial pure anorthite prepared from calculated amounts of aluminium hydroxide (Merck), calcium carbonate (Kahlbaum, »zur Analyse»), and quartz (Kahlbaum, »geglüht und gepulvert»). The compounds were carefully mixed together and heated up in a Fletcher furnace. The sintered mass was ground

¹ Journal of the American Chemical Society, Vol. XXXVI, 1914.

up and heated again, the procedure being repeated six times. The mass was now completely crystalline; in some of the biggest crystals beautiful twinning lamellae could be seen. Its indices of refraction measured by the immersion method were: $\alpha = 1.575$; $\gamma = 1.587$.

The olivine used was the natural mineral from Almklovdal, Norway, containing 53 % MgO and 8 % FeO.

Calcium orthosilicate was prepared by repeated heating and grinding up from calculated amounts of calcium carbonate and quartz powder. The resulting fine crystalline mass was microscopically found to be monoclinic, optically negative with the refraction indices $\alpha \simeq 1.642$, $\gamma \simeq 1.654$ thus apparently being γ -Ca₂SiO₄.

Silica gel was from E. de Haën (Marke A) with a water percentage of 6.30 %.

THE EXPERIMENTS.

In preparing the charges the amounts were calculated as $\frac{2}{3}$ milligram equivalents. Na₂CO₃ was in experiments 1—8 put in a 10-fold excess, or $10 \cdot \frac{2}{3} \cdot 106 = 707$ mg Na₂CO₃, in experiments 9—12 as stated below.

The charges were put into the bomb in a bag of platinum foil.

The available free volume of the bomb cylinder without the copper tube over the volume of the charge was 25 ccm. When carbonic acid was applied, it was put in the form of sodium bicarbonate. The amount of it used in most experiments was calculated to give a carbon dioxide pressure of about 19 atmospheres. The amount of water used in most experiments, 11 grams, was calculated roughly to give the critical pressure, 217.7 atmospheres, at the critical temperature, 374°C, the critical volume being, according to Nadejdine, 0.4.

In the following the more successful experiments will be described briefly.

1.

185.3 mg synthetic anorthite.

400.0 mg olivine.

707.0 mg Na₂CO₃.

896 mg NaHCO₃ (2-fold).

7 g water.

Duration of heating 12 hours at a temperature 300°—350°, and 3 hours at 350°—385°, rising over the critical temperature of water. The reaction product, repeatedly leached with water, as in all the following experiments, was found to contain much unaltered olivine.

Most of it consisted of extremely fine-grained crystalline aggregates whose refractive indices could only approximately be determined. They were $\alpha \simeq 1.543$; $\gamma \simeq 1.547$ (oligoclase?).

2.

185.3 mg synthetic anorthite.
 400.0 mg olivine.
 707.0 mg Na_2CO_3 .
 1792 mg NaHCO_3 (4-fold).
 11 g water.
 Heated 168 hours at $310^\circ\text{--}335^\circ$.

The reaction products were entirely crystalline containing very little unaltered olivine. Among them could be seen rather big, strongly birefracting rhombohedra whose $\gamma \simeq 1.678$ and which consequently consisted of dolomite. In the fine-grained mass many minute crystals had elongated tabular forms with even faces. Their indices of refraction could be measured with a fair degree of accuracy being $\alpha = 1.5295 \pm 0.001$; $\gamma = 1.537 \pm 0.001$. The product was thus definitely proved to be albite.

3.

231.6 mg bytownite from Lapinlahti.
 458.7 mg synthetic $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$.
 707.0 mg Na_2CO_3 .
 1792 mg NaHCO_3 .
 11.0 g water.
 Heated 264 hours at $350^\circ\text{--}360^\circ$.

The reaction products contained much well-shaped rhombohedra of calcite. The feldspar, again, had been entirely changed into extremely finely crystalline aggregates. In these α was somewhat below 1.535, but the result was not wholly conclusive.

4.

185.3 mg synthetic anorthite.
 267 mg silica gel.
 707.0 mg Na_2CO_3 .
 No sodium bicarbonate.
 11 g water.
 Heated 312 hours at $350^\circ\text{--}360^\circ$.

The reaction product was finely crystalline and contained extremely thin needles; the index of refraction could not be measured. Almost all the anorthite had disappeared.

5.

185.3 mg synthetic anorthite.
320 mg quartz, powdered.
707.0 mg Na_2CO_3 .
No sodium bicarbonate.
11 g water.

Heated 240 hours at 450° — 460° . Part of the water had escaped from the bomb during this experiment.

The reaction product contained numerous needle-shaped crystals with straight extinction and positive elongation. Its indices of refraction were $\alpha \cong 1.598$; $\gamma \cong 1.605$. These needles could not be identified with any known mineral. Much water glass had formed ($\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Na}_2\text{SiO}_3 + \text{CO}_2$).

6.

The charge was the same as in experiment 5 but with 800 mg powdered quartz.
Heated 240 hours at 450° — 460° .

Now all the water was preserved in the bomb, in which there was pressure (from the water-glass reaction!) after the bomb had cooled. Newly formed crystals of plagioclase had even-faced shapes. A polysynthetic twinning could be seen in many grains. The indices of refraction were $\alpha \cong 1.540$; $\gamma \cong 1.551$ pointing to an oligoclase of the composition about Ab_{75} .

No calcite was found. It had probably been dissolved as bicarbonate.

7.

The charge as in experiment 5, but of the quartz was put 640 mg as coarse fragments separated by panning.

Heated 360 hours at 360° . The temperature was very constant. When the bomb was opened after cooling there was a considerable gas pressure in the bomb.

The reaction product contained plagioclase besides much unaltered quartz. Many grains had straight outlines and distinct twinning lamellation, although the crystals were somewhat turbid. The plagioclase did not seem to be perfectly uniform, the highest index of refraction observed being 1.558 and the lowest a little less than 1.539. This would mean a range of variation from about Ab_{58} to Ab_{80} .

8. |

The charge was exactly like that in experiment 7. Heated 504 hours at 550° (constant temperature).

At the opening there was pressure inside the bomb.

The reaction product contained a smaller amount of recognizable crystals than that of experiment 7, but they were even-faced and many of them showed twinning lamellae. $\alpha \cong 1.539$ corresponding with the composition Ab_{80} .

9.

400.0 mg olivine.

185.3 mg synthetic anorthite.

1 344.0 mg NaHCO_3 (3-fold).

11.0 g water.

No sodium carbonate was applied in this experiment. The charge was heated 168 hours at 330° — 350° , and the bomb was then allowed to cool slowly in the furnace. The reaction was very imperfect, much unaltered olivine and anorthite being left. Exceedingly small laths could be detected with high power objectives but their indices of refraction could not be measured.

10.

600.0 mg olivine.

185.3 mg labradorite.

141.4 mg Na_2CO_3 (2-fold).

1 792.0 mg NaHCO_3 (4-fold).

11.0 g water.

Duration of heating 336 hours at 326° — 331° . The bomb was cooled rapidly, or quenched. At the opening there was gas pressure in the bomb. The volume of the reaction product had enlarged considerably, and the reaction had been fairly complete, giving raise to crystals of carbonate and smaller irregular crystal grains whose indices of refraction were $\alpha = 1.526 \pm 0.001$ and $\gamma = 1.537 \pm 0.001$. Thus they apparently consisted of albite. No zeolites could be detected.

11.

600.0 mg olivine.

319.5 mg labradorite (corresponding to $\frac{2}{3}$ equivalents of anorthite).

70.7 mg Na_2CO_3 .

1 344.0 mg NaHCO_3 (3-fold).

11.0 g water.

The labradorite was applied as a coarsely ground powder expecting to effect a paramorphic change. The charge was heated 504

hours at 264° — 287° . The bomb was allowed to cool slowly in the furnace. Some residual pressure was noticeable when it was opened; the volume of the charge had enlarged. The reaction had proceeded almost quantitatively, only a little unaltered olivine and plagioclase being left. Well formed rhombohedra of carbonate were present in abundance showing $\omega = 1.682 \pm 0.003$ and thus consisting of dolomite. The big grains of labradorite had been completely changed into aggregates of pigmented grains which did not show any twinning lamellae, and smaller individual grains showed the same characters: $\alpha = 1.525 \pm 0.003$; $\gamma = 1.535 \pm 0.003$. Thus the products were albite and dolomite.

12.

458.7 mg γ - Ca_2SiO_4 .

185.3 mg synthetic anorthite.

70.7 mg Na_2CO_3 .

1 344.0 mg NaHCO_3 (3-fold).

11.0 g water.

Duration of heating 504 hours at 233° — 253° . Cooling slow. No residual pressure; the volume of the mass had not enlarged but the mixture had become hard, as though sintered. The product was exceedingly fine-grained. Carbonate grains could be identified definitely, but other lath-shaped crystals were too small to allow of a determination of the refractive indices except that they were above 1.500.

As no zeolites had been formed in these hydrothermal experiments the authors finally repeated in their steel bomb Schultén's¹ old analcite synthesis from sodium hydroxide and aluminous silicate glass. The result of the experiment was positive, the charge after 72 hours' heating at 196° — 203° containing rounded isotropic crystals giving $n_D \simeq 1.480 \pm 0.003$, besides minute prismatic crystals and spherulites of some other zeolites. In the alkaline solution the zeolites thus seem to form easily, while albite originated, at somewhat higher temperatures, from a mixture which contained excessive silica and carbon dioxide.

¹ Aug. af Schultén, Syntes of analcim och några dermed sammanhängande undersökningar. Helsingfors 1881.

CONCLUSIONS.

Anorthite heated under water vapour pressure with soda and silica, either in the form of quartz or of an orthosilicate with excessive carbon dioxide from sodium bicarbonate, was changed into albite-rich plagioclase. The spilite reaction could thus be reproduced.

A general feature of the results is that the reaction and recrystallization was more complete when the temperature was below the critical point than when it was above the same point. Thus the experiment at 550° rendered less well developed crystals than that at 360°. Best of all was the result at temperatures between 310° and 330°.

Furthermore may be noted that only experiments 2, 10 and 11, at the lowest temperatures, varying from 264° to 331°, gave pure albite, whereas the experiments at 360° or higher temperatures, up to 550°, gave oligoclase or even andesine. This would seem to mean that only albite but no anorthite, not even as isomorphic mixtures, is stable at temperatures up to 335° or a little more. As the plagioclase formed at the higher temperatures was poorly crystallized and not quite uniform, the second important conclusion, *viz.* that mixtures containing appreciable amounts of anorthite are stable at temperatures upwards from 360°, can not yet be regarded as exactly proven concerning the temperatures at which the isomorphic plagioclase mixtures begin to be stable.

Calcite or dolomite was formed as a bye-product in those experiments in which the carbon dioxide pressure applied was not very great.

No zeolites were formed in any of our experiments where sodium bicarbonate was applied, not even in the one in which temperature was below 250°. Albite originated invariably at temperatures between 250° and 335° in the presence of free silica, or of carbon dioxide with olivine, while zeolites seem to originate in alkaline surroundings. This result may have some petrogenetic significance.

Attention may be directed, finally, to the fact that in the above experiments silicates, as anorthite and olivine, were changed into carbonates. This result may illustrate the carbonatization process of many silicate rocks noticed in regions of low temperature metamorphism.

The negative result achieved in experiment 9 where no neutral Na_2CO_3 was applied would seem to illustrate the point which Bailey and Grabham stressed in their first paper on the spilite problem, i. e. that the sodium carbonate solution must be concentrated. Apparently the spilite reaction is due to the mass action of the sodium ions in the presence of free silicic acid.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER SVECOFENNIDEN
IN FINNLAND. IV.ÜBER INTRUSION UND TEKTONIK IM KÜSTENGEBIETE
ZWISCHEN HELSINGFORS UND PORKALA.

Von

E. H. KRANCK.

EINLEITUNG.

Im Jahre 1930 nahmen C. E. Wegmann und Verf. eine Detailuntersuchung des Grundgebirges im Küstengebiete östlich von Helsingfors vor. Dabei wurde ein Versuch gemacht, die Altersfolge der Vorgänge, durch welche die Strukturen des jetzigen Felsgrundes entstanden sind, zu bestimmen.

Es zeigte sich dabei, dass die verschiedenen Bewegungsstrukturen nicht synchron sind, sondern dass man mit mehreren, zeitlich getrennten Bewegungsphasen zu tun hat, die unter teilweise verschiedenartigen äusseren Verhältnissen vor sich gegangen sind. Die Strukturen jeder Phase zeichnen sich deswegen durch bestimmte Eigenschaften aus. Mindestens zwei grössere Bewegungsphasen, welche durch einen bedeutenden Hiatus getrennt sind, können unterschieden werden.

Schon während der älteren dieser Phasen spielten sich die Vorgänge in den hier behandelten Gebieten allem Anschein nach verhältnismässig oberflächlich ab mit Tangentialbewegungen, die Ähnlichkeiten mit »alpinen Stilen« zeigen. Überschiebungen, Tauchfalten usw. sind vorkommende Grossformen. Dieselben haben sich jedoch immer nur auf gewisse Gebiete beschränkt. Die Gesteinsstrukturen zeichnen sich durch mechanischen Kornzerfall aus. Diese Bewegungen haben auch Granite der ersten Gruppe (Wegmann 11 p. 61) beeinflusst.

Die Bewegungen der späteren Hauptphase fanden in grösserer Tiefe statt und standen im Zusammenhange mit dem Eindringen der Granite der zweiten Gruppe (»Hangögranit«). Es lässt sich eine vollständige Reihe von syntektonischen Intrusionsvorgängen beobachten. Die Bewegungen zeigen anfangs Ähnlichkeiten mit dem alpinen Stile gehen aber allmählich in eine Intrusionstektonik im Sinne von F. E. Suess über, was auf ein Absinken der ganzen Komplexe deutet. Dieses

Zerfallen in unterschiedliche Phasen bedeutet indessen nicht notwendig dass man mit verschiedenen »Gebirgsfaltungen« zu tun hat, wie die Sache in Schweden gedeutet wurde (Magnusson 7), sondern die Unterbrechungen der Bewegung können entweder lokal sein oder kleinere Unterbrechungen in einem grossen orogenen Zyklus repräsentieren (siehe Wegmann l. c. p. 27).

Im geologischen Kartenbilde überdeckt selbstverständlich die Grosstektonik der späteren Phasen diejenigen der früheren, die nur noch als Relikte in gewissen Gesteinszügen beobachtet werden können.

Östlich von Helsingfors zeigt das Kartenbild einen auffallend unregelmässigen Verlauf der Streichrichtungen. Die Gesteinszüge bilden Bogen, die teilweise einen sehr grossen, teilweise wieder einen kleinen Radius besitzen. Ungeachtet der kräftigen Deformation können Gesteine mit Primärstrukturen, wie Pillowlavas, Mandelsteine, Konglomerate usw. in manchen Fällen beobachtet werden. Wie Wegmann schon hervorgehoben hat, begegnet man im Schärenhof westlich von Helsingfors einem anderen tektonischen Stile. Im Kartenbilde zeichnet er sich durch einen ausgeprägten Parallelismus der Schieferzonen aus, mit vorwiegend öst-westlichen Streichrichtungen. Bogenformen kommen verhältnismässig selten vor. Die Gesteinstypen sind in weit höherem Grade umgewandelt, die Primärstrukturen sind fast niemals vorhanden. Granitische Gesteine nehmen einen noch grösseren Raum ein als im östlichen Schärenhof.

Das Übergangsgebiet zwischen dem östlichen- und westlichen Schärenhofe kann in der Gegend von Helsingfors gut studiert werden. Es zeichnet sich durch mehrere kleine Bögen aus, deren Stirnen gegen Westen gerichtet sind. Westlich von der Stadt streichen die Gneise hauptsächlich N—S, was offenbar darauf beruht, dass die Gneise des westlichen Schärenhofes hier einen grossen Bogen beschreiben, in dessen Mitte das Granitgebiet des Karlö-fjärds sich befindet.

Im folgenden wird über einige westlich von Helsingfors in der Gegend östlich von Porkala vorgenommene strukturgeologische Studien berichtet. Die Felduntersuchungen wurden in den Sommern 1934 u. 1936 ausgeführt. Verf. wurde dabei vom Sohlbergschen Fond der Wissenschaftsakademie (Finska Vetenskaps societeten) unterstützt wofür er auch an dieser Stelle seinen besten Dank ausspricht.

I. DIE ZUSAMMENSETZUNG DES FELSGRUNDES.

Die dunklen, grösstenteils amphibolitischen Schiefer, die sich vom östlichen Schärenhofe N und S des Gneisgranitgebietes von Degerö und Sandhamn bis zur Stadt Helsingfors (siehe die Über-

sichtskarte in 11) erstrecken, können nach Westen über Degerö, Munksnäs bis nach Grankulla verfolgt werden. Eine Nebenfalte umfasst die Inseln Granö—Lövö. Das Gesteinsmaterial scheint in diesen Schieferzügen aus effussiven Grünsteinen mit eingefalteten Kalksteinen und Skarnbildungen zu bestehen, teilweise auch aus den basischen Komponenten der Gneisgranitintrusionen.

Südwestlich der Stadt, auf Drumsö und Hagalund, besteht der Gesteinsgrund aus ziemlich kaliumreichen, aziden Gneisgraniten, die wahrscheinlich von den jungen Hangögraniten äusserst intensiv durchtränkt sind. Mancherorts, wie z. B. bei Elvik und auch auf Melkö, sieht man von den Deformationsstrukturen des Gneises fast gar nichts. Das Gestein stellt einen reinen, massigen Mikroklinggranit dar, der indessen allmählich in gut erkennbare Gneisgranite übergeht.

Den Schiefen des westlichen Schärenhofes begegnet man zuerst auf den kleinen Inseln westlich von Melkö, wo man Reste von quarzreichen, fast quarzitähnlichen Gesteinen findet. Auf Fölisholmen und Tvihjelp, ganz nahe am Festlande, begegnet man Granatkordieritgneisen, die den sogenannten Sörmlandsgneisen von der Umgebung von Stockholm entsprechen. Diese Schiefergesteine, sowie übrigens auch die Gneisgranite, bilden, wie oben angedeutet wurde, grosse Bögen, deren Stirn gegen Helsingfors gerichtet sind, und deren Schenkel wir nach SSW verfolgen. Die letztgenannten bestimmen den Stil des westlichen Schärenhofes.

Die Inseln in der Gegend von Karlö fjärd W von Helsingfors etwa bis zu den Inseln Sommaröarna bestehen aus vorwiegend granitischem Materiale. Der meistens rote, nebulitische, gewöhnlich deutlich parallelstruirte Hangögranit, der die Hauptmasse bildet, enthält immer zahlreiche Schlieren oder eckige Einschlüsse von dunklerem Gneis oder Amphibolit, und kann, wie ich besonders vom östlichen Schärenhofe hervorgehoben habe, als ein metasomatisch umgewandelter (granitisierter) älterer Felsgrund (Migmatitgranit) angesehen werden (11). Man findet auch häufig grössere Gebiete von basischen (gabbroiden) Gesteinen.

Westlich von den letztgenannten Inseln (Karte 1) herrscht wieder eine grössere Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen. Im folgenden wird dieses Gebiet, d. h. die Küstenstrecke Sommaröarna—Porkala etwas näher behandelt werden.

Der Felsgrund kann in mehrere, parallelstreichende Gesteinszüge eingeteilt werden, von welchen hier die folgenden genannt werden sollen.

1. Das nördliche Mikroklinggranitgebiet der Festlandsküste.

2. Die Gebiete der gebänderten Gneise und Gneisgranite von Herrö—Ängslandet—Wärström und von Räfsö—Kyrkogårdsön—Porkala udd.

3. Die Gneisgranitgebiete von Stor Brändö und Räfsö.

4. Das Granatkordieritgneisgebiet der inneren Zone (Knapperskär—Hästö—Räfsö—Vedånäs).

5. Das Quarzitgneisgebiet von Örskär—Espskär—Röda kon.

6. Das Granatkordieritgneisgebiet der äusseren Zone (Mickelskären—Järvö—Rönnskär).

7. Das Grünsteinschiefer-Kalksteinsgebiet der äusseren Schären.

Die Verbreitung dieser Gebiete geht aus der Karte 1 hervor. Man bemerkt, dass die Gesteinszüge die Hauptrichtung der Festlandsküsten von der Halbinsel Porkala unter einem schiefen Winkel schneiden.

Das nördliche Mikroklinggranitgebiet umfasst hauptsächlich die Festlandsküste selbst und die Inseln ganz in der Nähe des Festlandes. Die Gesteinstypen sind die selben wie in den meisten hochgranitisierten Gebieten von Südfinnland. Pegmatitische Gesteine von wechselnder Korngrösse bilden den grössten Teil des Felsgrundes; daneben kommen dunklere, gneisige Gesteine als mehr oder weniger assimilierte gneisartige Zonen in der granitischen Hauptmasse vor.

Die reinen granitischen Gesteine sind gewöhnlich nicht deformiert und sind nach den letzten Bewegungen gebildet worden. Eine Ausnahme machen nur kleine, meistens unakitische Breccienzonen, wo auch die jüngsten Pegmatitgänge von späten Bewegungen beeinflusst sind.

DIE GEBIETE DER GEBÄNDERTEN GNEISE.

Das Gebiet der gebänderten Gneise erstreckt sich über Ängslandet, Hirsala und mehrere kleine Inseln westlich von Hirsala bis Herrö, wo der Südstrand und die kleinen Inseln Rönarn und Kaparn von ähnlichen Gesteinen aufgebaut sind. Ähnliche Schiefer und Gneise werden der Küste entlang W von Räfsö bis Porkalaudd angetroffen.

Die herrschenden Gesteine sind rötliche oder graue Gneise mit helleren und dunkleren Bändern. Pegmatitgranitische Gänge sind zahlreich. Eine kräftige Auswalzung kann fast immer beobachtet werden, und mylonitische Strukturen sind häufig, wodurch das ge-

bänderte Aussehen sehr ausgeprägt wird. Zufolge der Deformation ist die durchschnittliche Korngrösse gering.

Es handelt sich bei den gebänderten Schiefen teilweise um eine Deformationsbänderung vom selben Typus als der, welchen Wenk (12) in einer musterhaften Untersuchung von Ornö analysiert hat. Die dunklen Komponenten der gebänderten Gesteine sind meistens Amphibolitschiefer, in welchem auch granatführende Zonen vorkommen. Die Granatgneise sind wahrscheinlich mit den Kordieritgranatgneisen der äusseren Zonen identisch und sind durch die Umbiegung bei Helsingfors vielleicht mit ihnen verbunden (Dåvits, Kaparn etc.).

Zwischen den feinkörnigen Gneisen liegen Zonen von gewöhnlichem Gneisgranit, der ungeachtet der kräftigen Auswalzung, dem gewöhnlichen Granite der dritten Gruppe noch sehr ähnlich ist. Wahrscheinlich sind wenigstens ein Teil der »leptitähnlichen« Schiefer hier, wie in dem Schärenhofe von Ekenäs (siehe 6), durch Deformation des Gneisgranites entstanden.

Zu diesem Gebiete gehören noch eine Reihe sehr basische, hauptsächlich gabbroide Amphibolite, die verhältnismässig grosse, langgestreckte, linsenförmige Körper bilden. Das Gesteinsmaterial dieser Formationen ist überhaupt verhältnismässig grobkörnig. Die Hauptgemengteile sind Hornblende, Plagioklas (zurücktretend), Biotit und häufig auch Diallag. Neben der dunkelgrüngrauen Hauptmasse findet man häufig hellgraue Bänder und gangähnliche Bildungen, welche wahrscheinlich aus Restlösungen desselben Magmas herkommen. Dieselben sind gewöhnlich verhältnismässig feinkörnig, scheinen aber in der Zusammensetzung nicht im höchsten Grade vom Hauptgesteine abzuweichen.

Solche gabbroide Gesteine sind in den östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes besonders häufig und nehmen auf Pentala, Bergö und den umliegenden Inseln bedeutende Flächen ein. Wahrscheinlich hängen sie mit den basischen Gesteinen in der Gegend von Karlö zusammen.

Eine durch mechanische Deformation entstandene Schieferung ist in dieser Gesteinsgruppe in den meisten Fällen vorhanden, und die Gesteine gehen mancherorts in Amphibolitschiefer über. Besonders in den östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes, wo die basischen Gesteine in jüngeren Graniten eingeschlossen sind, findet man auch fast massige Typen, die gewöhnlich neben Hornblende auch einen rhombischen Pyroxen enthalten. In solchen Vorkommen findet man anstatt schiefriegen Strukturen agmatitische Brecciebildungen mit eckigen Gabbrobruchstücken, die im granitischen Materiale schwimmen (z. B. W-Ende von Bergö).

Zu diesen Reihen gehören auch einige eigentümliche, ultrabasische Gesteine, die hier kurz erwähnt werden sollen.

Auf den Inseln Stora und Lilla Rågö östlich von Ängslandet kommen zwischen kräftig ausgewalzten Lagern der oben behandelten gebänderten Gneise dunkle, ultrabasische Lager oder vielleicht richtiger Lagergänge vor. Der Einfluss des Mikroklingranites ist hier sehr stark, und die basischen Gesteine liegen hauptsächlich als abgebrochene Fragmente («boudinage» im grossen Stil) zwischen pegmatitisierten Gneislagern. Der auffallendste Gemengteil ist dunkelroter

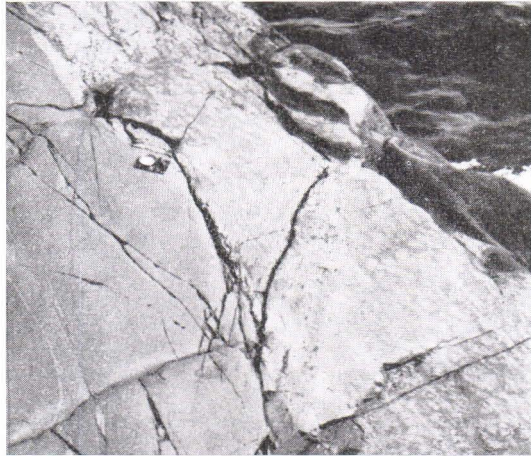


Fig. 1. Hellgraue Flecke in Grünstein, welche durch Umwandlung von Granat entstanden sind. Links ein porphyritischer Metabasit. Insel Skorven.

Photo E. H. K.

Granat in grossen Kristallen, die häufig bis 10 cm im Durchmesser erreichen. In manchen Fällen sind die Granate so zahlreich, dass das Gestein in einen Granatfels übergeht. Die übrigen Gemengteile sind Tremolit, Biotit und kleinere Menge von Plagioklas. Der Tremolit bildet langprismatische, strahlige Agregate mit 5—10 cm langen Kristallnadeln. Zwischen diesen liegt ein kräftig pleochroitischer Hypersthen in allotriomorphen Individuen.

Diese Mineralparagenese ist offenbar durch Kontakteinwirkung des Hangögranites entstanden und zwar in der Hauptsache während einer früheren Phase der Intrusion. Bei fortgesetzter Metamorphose werden zuerst die grossen Granate unbeständig und werden in bleiche unscharf begrenzte Flecke verwandelt (Fig. 1). Wo das Gestein noch weiter ausgewalzt ist, entsteht aus diesen Flecken eine Art Bänderung

mit dunkel- und hellgefärbten Bändern, welche an die durch Auswalzen von Pillowlavas entstehende Bänderung (10) erinnert. Die Sache lässt sich am S-Strande der kleinen Insel Skorven, E von Hästö, gut beobachten. Mineralogisch bedeutet die Umwandlung in der ersten Phase, dass der ursprüngliche, einheitliche Granatkristall in ein Aggregat von bleichrotem Granat und hellgrünlichem Pyroxen (Diopsid-Augit) mit kleineren Mengen von Hornblende, Plagioklas, Magnetit und Biotit übergeht. Die Grenzen zwischen den Mineralkörnern des Aggregates zeichnen sich durch lappige, resorbierte Formen aus, und die einzelnen Körner enthalten deswegen zahlreiche rundliche Einschlüsse. Die Struktur ähnelt auffallend derjenigen der eklogitischen Gesteine, wie auch die Zusammensetzung sich dieser Gesteinsgruppe nähert. Bei der fortgesetzten Umwandlung im Zusammenhange mit der Auswalzung verschwinden die Granate, und es entsteht die obenerwähnte Bänderung mit amphibolitischen Bändern und solchen die aus hauptsächlich Diopsid, Hornblende und Plagioklas bestehen. Die obengeschilderten Umwandlungen können mit denjenigen, welche Backlund beschrieben hat, verglichen werden (1).

Die Lage dieser ultrabasischen Gesteine scheint mit dem Kontakte zwischen Gneisgranit und einer Schieferformation, welche durch Granitisierung in Granatkordieritgneise umgewandelt ist, zusammenzuhängen. Diese Kontakte sind gleichzeitig tektonische Bewegungszonen mit kräftigem Kornzerfall gewissen Flächen entlang, was eine Andeutung über das geologische Auftreten der obengenannten Gesteine gibt. Es herrscht jedoch immer noch eine gewisse Unsicherheit betreffend des Ausgangsmateriales dieser eigentümlichen Bildungen.

DIE GNEISGRANITGEBIETE VON STOR BRÄNDÖ UND RÄFSÖ.

Gneisgranite, die mit den Graniten der dritten Gruppe Sederholms identisch sind, haben, wie die Untersuchungen des letztgenannten Forschers gezeigt haben (8), besonders in den westlichen Teilen des Schärenhofes von Süd-Finnland eine grosse Verbreitung. Auch in der hier beschriebenen Gegend findet man, wie u. a. im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, reichlich Einlagerungen von diesen Graniten. Die obengenannten Gebiete werden hier als Beispiele dieser Gesteinskörper geschildert, weil sie die grössten zusammenhängenden Massen von reinem Gneisgranit darstellen, und die Merkmale dieser Gesteinsgruppe besser beibehalten haben als die kleinen, meistens kräftig deformierten Einlagerungen in den Schieferformationen.

Der Gneisgranit ist hier vom gewöhnlichen grobfläsigen Typus, in einzelnen Zonen tritt die Parallelschieferung besser hervor. Por-

phyrische Varietäten wurden nicht beobachtet. Die Farbe ist rötlich oder rein grau. Die Zusammensetzung und auch die Struktur entsprechen vollständig denen der früher beschriebenen Gesteine dieser Gruppe, z. B. von der Gegend östlich von Helsingfors, und eine Detailbehandlung ist deswegen hier nicht nötig. Es muss hervorgehoben werden, dass der Kaliumgehalt wahrscheinlich verhältnismässig hoch ist, und die Gesteine können als »intermediär« klassifiziert werden.

Fremde Einschlüsse sind recht selten im Granite von Stora Brändö und Räfsö. Dagegen sieht man oft basische Gänge und Fragmente von solchen, welche den vom östlichen Schärenhof beschriebenen Metabasitgängen entsprechen (Rönnskär Central). Pegmatitische Gänge der jüngeren Granite der Gegend sind sehr häufig; mehrere haben eine beträchtliche Ausdehnung.

Im Vergleich zu den umgebenden Gneisen scheint der Gneisgranit verhältnismässig weniger deformiert zu sein; jedenfalls nicht mehr als die entsprechenden Gesteine östlich von Helsingfors. Die Struktur ist nach den Bewegungen, die den gneisigen Habitus verursachten, offenbar nicht im höheren Grade verändert worden. Der Kornzerfall ist bedeutend schwächer als bei den im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Gesteinen. In dieser Hinsicht machen indessen die Randgebiete eine Ausnahme; z. B. ist am Südstrande von Stor Brändö und Bredskär das Gestein vollständig mylonitisiert. Dasselbe ist auch teilweise an der Insel Skorven der Fall.

Auch die Metabasitgänge sind ziemlich gut beibehalten und zeigen häufig Porphyriteinsprenglinge, auch wo die Gänge zerbrochen und fragmentarisch sind. Die Pegmatite sind überhaupt gar nicht deformiert oder zeigen höchstens eine beginnende Breccierung mit Unakitisierung. Diese Breccierung führt indessen selten zu einem Kornzerfall, sondern nur zu einer Auflösung des Verbandes zwischen den verschiedenen Kristallkörnern. Demzufolge wurde in manchen Fällen ein Anwachsen von einzelnen Kristallindividuen ermöglicht, wodurch die Korngrösse anstatt abzunehmen, zugenommen hat. (Vergl. auch S. 22.)

Die obenerwähnten Umstände deuten darauf hin, dass die in Frage gewesenen Gneisgranitmassive während der späteren Bewegungen *en bloc* bewegt sind, wobei nur in den peripheren Zonen eine kräftigere kataklastische Umwandlung beobachtet werden kann.

Ziemlich reine Gneisgranite können auf den Inseln Brändholm, Låg Räfsö und Utterholm verfolgt werden.

Die übrigen Gneisgranitzonen der Gegend sind überhaupt in höherem Grade mit jüngeren Mikroklinggranit gemischt und enthalten auch in grösseren Mengen Einschlüsse oder Einlagerungen älteren

Materialen. Wo solche Komplexe tektonisch beeinflusst sind, entstehen komplizierte Migmatite, die den primären »älteren« Granite sehr unähnlich sind.

4. DIE GRANATKORDIERITGNEISGEBIETE.

Die Gesteine dieser Gruppe, die in der Gegend von Porkkala auffallend häufig sind, können zusammen behandelt werden. Sie entsprechen teilweise den von Wegmann und Verf. beschriebenen Kinzigitgneisen von den östlichen Schären, sind aber gewöhnlich mehr salisch und nähern sich gewöhnlichen Migmatitadergneisen. Sie sind



Fig. 2. Granatkordieritgneis. Mickelskären.

Photo E. H. K.

mit den s. g. Sörmlandsgneisen in Mittelschweden identisch. Der gneisige Charakter ist überhaupt mehr ausgeprägt d. h. die farbigen Gemengteile treten mehr zurück als in den typischen Kinzigiten. Genetisch können, was die Kinetik betrifft, die selben Gesichtspunkte, beim Erklären der Bildungsverhältnisse der letztgenannten angewendet werden. Doch finde ich es wahrscheinlich, dass das Ausgangsmaterial hier im grossen Umfange von sedimentärer Herkunft ist. Das Aussehen dieser Gesteine geht am besten aus Fig 2 S. 11 hervor. Eine kräftige Parallelbänderung und ziemlich verworrene Bewegungsformen sind zusammen mit der mineralogischen Zusammensetzung die auffallendsten Kennzeichen.

Die Hauptelemente der Granatkordieritgneise sind: 1. Dunkelgrauer bis bläulich grauer Schiefer, 2. Mikroklinreicher Pegmatit-

granit oder Pegmatit. Die beiden letztgenannten bilden *lit par lit* Bänder des Gesteines. Daneben gibt es noch zahlreiche überquerende Pegmatitgänge. Die dunklen Lager sind teilweise ziemlich breit, und in solchen Fällen gewöhnlich feinkörnig und machen einen sehr festen und dichten Eindruck. Unter dem Mikroskope zeigt es sich jedoch, dass sie eine ausgeprägte Mylonitstruktur besitzen, und dass also keine umfassende Umkristallisation nach den letzten Bewegungen stattgefunden hat. Daneben findet man dünne, nur einige cm mächtige Bänder, die gewöhnlich eine grobflasrige Struktur haben und als Bewegungs- oder Scheerflächen bezeichnet werden können.

In den breiten Bändern sind Quarz, Biotit und Feldspat (Mikroklin und Oligoklas) die Hauptkomponenten, daneben häufig auch kleine Granate. In den dünnen Bändern kommen ausser grobkristallinem Glimmer noch reichlich grosse oder kleine Granaten vor, die von Glimmermineralen umgeben sind, und dazu noch Kordierit. Die Granate sind oft »rotiert« und die Glimmerblätter in der Umgebung bilden spindelartige Aggregate. Diese Scheerzonen sind, wie später gezeigt werden soll, in petrologischer Hinsicht wichtig, weil sie eine mechanische Anreicherung von gewissen Gemengteilen darstellen und dadurch einen Einfluss auf die späteren Phasen der Metamorphose ausüben.

Auch in den pegmatitischen Adern sieht man immer beträchtliche Mengen von Granat, in seltenen Fällen auch Kordierit. Es müssen hier folglich mehrere Generationen von Granaten, gleich wie in den granatführenden basischen Gesteinen, die oben beschrieben wurden (S. 8), existieren. Überhaupt hat man in allen Gneisen dieser Art eine polymetamorphe Mineralparagenese, deren Entwicklungsphasen den verschiedenen tektonischen Phasen des Felsgrundes entsprechen. Die mineralogische Entwicklung soll deshalb im Zusammenhange mit den letztgenannten noch erörtert werden (S. 20).

DAS QUARZITGNEISGEBIET VON ÖRSKÄR—ESPSKÄR—RÖDA KON.

Dieses Gebiet gehört zu den interessantesten der hier beschriebenen Teile der Südküste, besonders weil es das einzige ist, wo man mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen kann, dass es sich um sedimentäre Bildungen handelt. Der quarzitische Charakter des Gesteines tritt indessen bei der ersten Bekanntschaft an den meisten Lokalitäten gar nicht deutlich zum Vorschein. Das Gestein ähnelt in den meisten Fällen mehr einem hellen Aplitgranit als einem Quarzit, und nur in begrenzten Arealen tritt der Feldspatgehalt so stark zurück, dass die Quarzkomponente die dominierende wird. Dass es sich wahrscheinlich doch nicht um ein Intrusivgestein handelt, zeigt vor allem die Verteilung des Kalifeldspats. Dieselbe ist nämlich sehr

unregelmässig, indem die feldspatreichen Partien teilweise unscharf begrenzte Flecke bilden, teilweise wieder Adern und Gänge.

Unter dem Mikroskope ähnelt das Gestein auch einem Aplit mit Quarz, Mikroklin und Plagioklas als Hauptgemengteilen. Die dunklen Gemengteile treten stark zurück. Biotit ist immer vorhanden; daneben fast immer ein wenig Epidot, in einigen Varietäten auch dunkelgrüne Hornblende.

Die Struktur ist eine sehr homogene Pflasterstruktur mit gerundeten Grenzen der Mineralkörner. Im allgemein ist das Gestein ziemlich feinkörnig und sehr gleichkörnig. Kataklastische Phänomene kommen nur ausnahmsweise vor. Der Mikroklin zeigt fast immer Formen, welche auf einen Zuwachs in erster Linie auf Kosten des Quarzes hindeutet. Man hat mit anderen Worten mit einer sehr vollständigen Umkristallisation, offenbar im Zusammenhange mit pegmatitartigen Injektionen aus der Hangögranite, zu tun.

Die Möglichkeit dass es sich um einen mylonitisierten und wieder kristallisierten Gneisgranit handeln könnte muss noch offen gehalten werden. Doch scheint mir die hier vertretene Erklärung, dass das Gestein ein metasomatisch umgewandelter Quarzit ist, wahrscheinlicher zu sein. Nachdem diese Untersuchung schon beendet war, hat Backlund ähnliche Gesichtspunkte betreffend verschiedene schwedische Granite ausgesprochen (2).

Eine auffallende Eigenschaft der Quarzitgneise ist die immer kräftig hervortretende Linearstruktur (Fig. 3, S. 13), welche häufig besser ausgebildet ist als die gewöhnliche, lamellare, Schieferung.



Fig. 3. Quarzitschiefer mit gut ausgebildeter Linearschieferung.
Örskär.

Photo E. H. K.

Basische Bruchstücke, welche Fragmente von alten Metabasitgängen sind, kommen hier wie in den Gneisgraniten vor. In einigen Fällen, wie auf den kleinen Felseninseln W von Örskär, nehmen dieselben einen beträchtlichen Platz ein.

DAS GRÜNSTEINSCHIEFER-KALKSTEINSGEBIET DER ÄUSSEREN SCHÄREN.

Die Zusammensetzung dieser Zone ist ziemlich kompliziert. Dunkle amphibolitische Gesteine und kalkreiche Schiefer spielen hier die grösste Rolle. Besonders die erstgenannten kommen in verhältnis-

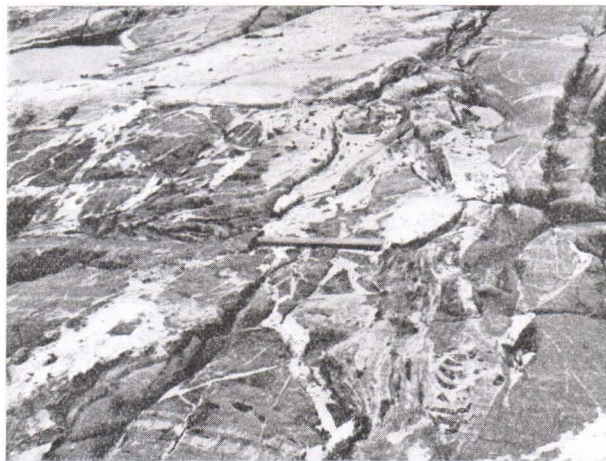


Fig. 4. Breccie von Amphibolit mit Kalkeinschlüssen und weisser Pegmatit auf Sahlgrund in den äusseren Schären.

Photo E. H. K.

mässig bedeutenden Massen vor. Daneben findet man auch glimmergneisartige Gesteine und Gneisgraniteinlagerungen.

Die basischen Gesteine sind von zahlreichen weissen Pegmatitgängen durchzogen. Die Grenze zwischen Grünstein und Pegmatit ist dabei gewöhnlich scharf, und wo der Felsgrund in verschiedenen Richtungen von Pegmatit durchwoben ist, hat man den Eindruck von einem sehr groben Netze (z. B. Juktiskubben S von Mickelskären). Wo Gneisgranit in die Amphibolite eingedrungen ist, sind agmatitische Breccien mit Amphibolitbruchstücken im deformierten granitischen Grundgewebe entstanden (Fig. 4).

Die Kalkschiefer enthalten selten grössere Lager von reinem Kalkstein. Die mächtigsten sind nur etwa 1 m dick. Dagegen findet

man häufig mächtige Zonen mit schmalen Kalkbändern zwischen Silikatgesteinen. Durch die Einwirkung von Granit sind die Kalksteine häufig in Skarngesteine mit Granat, Diopsid und Epidot umgewandelt. Es handelt sich hier offenbar um eine ursprüngliche sehr mächtige Kalkformation, welche teilweise durch mechanische Auswalzung verdünnt und teilweise in Silikatgesteine umgewandelt ist.

Die glimmerreichen Schiefer z. B. auf Stenskär und Lergrund, sind wahrscheinlich auch sedimentärer Herkunft.

In dieser Zone scheint eine postkristalline Schieferung oder Deformation nicht vorhanden zu sein. Die Gesteinsstrukturen, besonders die der basischen Gesteine, sind verhältnismässig grobkörnig und die Umkristallisation ist eine sehr vollständige gewesen. Die Bewegungen, welche die Schieferung verursachten, waren wahrscheinlich in der Hauptsache älter als die Hauptintrusionen des Hangögranites.

JUNGE DIABASGÄNGE.

Die jungen Diabasgänge der Südküste, welche im östlichen Schärenhofs sehr häufig sind (11), kommen auch in dem hier beschriebenen Gebiete vor.

Die kleine Insel Herrökubb S von Herrö wird von einem, etwa $1\frac{1}{2}$ m breiten Gang in der Richtung 297° durchzogen. Das Fallen ist 65° E. Am Südstrande findet man ihn leicht, E von einer kleinen Bucht.

Nicht weit von der obengenannten Insel kommen auf der E-Spitze einer kleinen Felseninsel zwischen Herrö und Kaparn ganz kleine, nur etwa 2 mm breite, Adern eines glasigen Diabases vor.

An der Insel Lilla Bötö, SW von Hästö findet man eine grosse Menge von Trappgängen welche die Granatkordieritschiefer überqueren. Unter ihnen finden sich sowohl breite Gänge von der Mächtigkeit von über einem Meter, als auch ganz dünne Adern vor. Die Gänge folgen einem Spaltensysteme, das etwa 300° streicht. Einige kleine Gänge verlaufen auch in einer Querrichtung und verbinden naheliegende Parallelgänge miteinander. Die Insel gibt eine ausgezeichnete Gelegenheit, die Intrusionstektonik dieser Gangformationen zu studieren.

Weiter westlich am E-Strande der Insel Brändholmen wurde auch ein ähnlicher Gang entdeckt, der etwa dieselbe Streichrichtung zeigte. Wahrscheinlich werden noch mehrere derartige Gänge angetroffen.

TEKTONIK UND KINETIK.

Aus den oben erwähnten Beobachtungen kann man die folgenden wichtigen Schlüsse ziehen:

1. Die äusserste (südlichste) Zone zeigt eine verhältnismässig wenig vorgeschrittene Migmatitisation und ist von postgranitischen Bewegungen nur wenig beeinflusst worden. Die Gneisgranite verhalten sich in einzelnen Zonen etwa in der selben Weise (z. B. Stor Brändö).

2. Die Quarzitgneiszone ist dagegen sehr kräftig von granitischem Materiale injiziert worden. Die Bewegungsstrukturen sind immer postkristallin.

3. In den Granatkordieritgneisen sind Bewegung und Granitisation synchron. Die Mikrostrukturen sind para- oder postkristallin.

4. In den nördlicheren Zonen ist die Migmatitisation immer sehr weit vorgeschritten. Hier scheinen die Migmatite wiederholt durchbewegt worden zu sein; teilweise allerdings sehr spät. Auch die Pegmatite sind bisweilen mylonitisiert. Im grossen ganzen überdauern doch auch hier die jüngsten Intrusionen die Bewegungen.

Wir wollen jetzt die verschiedenen tektonischen Formen und die Prozesse, welche sie ins Leben gerufen haben, etwas näher betrachten.

Bei der Untersuchung eines Migmatiterrains muss man zwischen Kleintektonik und Grosstektonik unterscheiden. Die erstere ist natürlich von der letzteren abhängig, zeigt aber an jeder Lokalität spezielle Eigenschaften, die auf der Widerständigkeit des Materials gegen die tektonischen Beanspruchungen beruhen. Die Art des Reagierens wieder hängt von 1. der primären Zusammensetzung des Materials und 2. von der Aktivierung durch die Granitisation ab.

Die Tektonik im Kleinbereich der verschiedenen Gesteinszonen geht in gewissem Masse aus dem vorigen Abschnitten hervor, besonders was die Bewegungsstile betrifft. Es sollen hier noch einige weitere Züge der Tektonik, besonders aus dem Mittelbereich, behandelt werden.

In der äussersten Zone sind in dieser Hinsicht die alten Faltungen in den kalkreichen Gebieten wegen ihres plastischen Charakters von Interesse. Man hat in denselben eine gute Gelegenheit,

die tektonischen Konstanten, Faltungsachsen und Bewegungsrichtungen zu beobachten. Die Faltungsachsen stehen überall steil, selten aber vertikal. Im allgemeinen ist das Achsialgefälle etwa 60° W. An verschiedenen Orten kann man auch ziemlich flache Fallwinkel messen ($20-30^{\circ}$). Das Fallen der Schieferung ist fast überall vertikal.

Während die Bewegungsspuren der prägranitischen Phase (Hangö-granit) manchmal hochplastische Formen zeigen, zeichnet sich die letzte Bewegungsphase meistens durch einen steiferen Stil aus. Die Bewegungen sind auf einzelne Scheerzonen begrenzt und gingen folglich in grösseren Einheiten vor sich.



Fig. 5. Horizontale Schieferung in Quarzitgneis am S-Strande von Espskär.

Photo E. H. K.

Von speziellem Interesse ist die Detailtektonik der Quarzitschiefer.

Was sowohl auf den Inseln des Archipels von Espskär als auch auf Örskär besonders auffällt, ist die im allgemein flache Lage der Schieferung (Fig. 5). In manchen Fällen erinnert dieselbe an eine primäre Lagerung, die durch Gebirgsfaltung gestört worden ist. Eine nähere Untersuchung zeigt indessen, dass die Gesteine sehr kräftig deformiert sind, und dass die Faltung recht kompliziert ist. Der Stil der Faltung im Mittelbereich geht aus Fig. 6 hervor, wo die Lage der Schieferungsflächen auf der Insel Espskär einwenig schematisiert dargestellt ist. Es zeigt sich, dass die Faltung auch die ältere Faltungsachse betroffen hat. Dieselbe zeigt deswegen zahlreiche kleine

Kulminationen und Depressionen, oft mit sehr steiler Lage der Achsen. Die Hauptdeformationsrichtung in diesem Abschnitte war wahrscheinlich NE gegen SW oder N gegen S (Es mag hier hervorgehoben sein, dass an den einzigen Stelle, wo Verf., liegenden Falten mit flachen Achsen beobachtet hat, in welchen man einwandfrei die Bewegungsrichtungen bestimmen konnte, nämlich auf Långskär S von Tvärminne (6), die Deformationsrichtung auch nach S hin verlief).

Wie später gezeigt werden soll, beziehen sich diese Beobachtungen nur auf Detailbewegungen, die über die Grossbewegungen und deren Bewegungsstil keine Aufschlüsse geben.

Wenn man die tektonischen Erscheinungen im Kleinbereich der Quarzitgneiszone mit den obigen Beobachtungen vergleicht, stellt es sich als sehr wahrscheinlich heraus, das man mit zwei Deformationsphasen rechnen muss. Der hier (Fig. 6) abgebildete Faltungs-

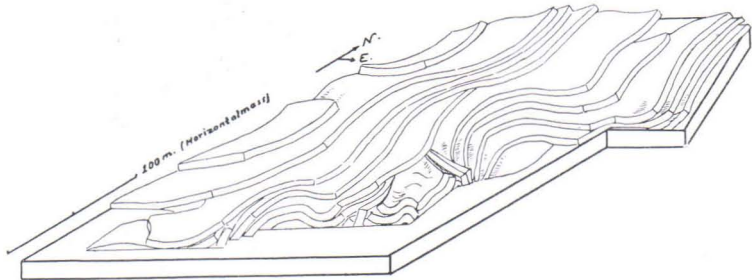


Fig. 6. Die Lage der Schieferung am Espskär im westlichen Schärenhofe. Etwas schematisiert.

stil deutet auf ziemlich oberflächliche Bewegungen mit begrenzter Plastizität des Materiales. Darauf deutet auch die ausgeprägte lineare Schieferung, welche offenbar gleichzeitig entstanden ist. In Übereinstimmung hiermit steht noch die durchgehend feinkörnige Struktur der Quarzite.

Dagegen stehen andere Strukturen wieder nicht im Einklang mit den obenerwähnten Bildungsbedingungen und müssen daher während einer späteren Bildungsphase entstanden sein. Während dieser Phase ist wahrscheinlich die charakteristische Zusammenschiebung der Achsialprofile eingetroffen, welche besonders am Örskär schön beobachtet werden kann. Dass diese Bewegung später eintraf als die Entstehung der Linearstrukturen geht daraus hervor, dass die letztgenannten kräftig gebogen sind, wie es aus Fig. 3 ersichtlich ist. Wie schon hervorgehoben wurde, steht diese spätere Umbiegung wahrscheinlich in Zusammenhänge mit der Migmatitisierung (K-Feldspat-metasomatose) des Quarzites, wobei die ganze Formation plastisch

wurde. Sie ist vielleicht gleichzeitig mit der Entstehung der Bogen um Helsingfors vor sich gegangen und die jetzige, flache Achsialstellung muss hier als ganz zufällig betrachtet werden.

Die beiden oben erwähnten Deformationsphasen stehen indessen im guten Einklang mit den bei den entsprechenden Studien in den superkrustalen Formationen in der Gegend östlich von Helsingfors gemachten Erfahrungen, obwohl eine Parallelisierung noch nicht ganz einwandfrei ist.

Dass die Granitisierung jünger ist als die obenbeschriebenen Strukturen in Mittelbereiche, geht in überzeugender Weise aus der mikroskopischen Untersuchung (der *Tektonik im molekularen Bereiche*) hervor. Wenn man die Strukturen in Fig. 3 betrachtet, sollte man eine mehr oder weniger hervortretende Mylonitisierung erwarten, und die kräftigen Linearstrukturen würden eine ausgeprägte Regelung vor allem der Quarzkörner erwarten lassen. Keine dieser Voraussetzungen trifft jedoch ein. Anstatt dessen hat man gleichkörnige, vollständig umkristallisierte Mosaikstrukturen ohne irgendwelche deutliche Quarzregelung und auch mit nur wenig hervortretenden undulösen Auslöschungen. Wir begegnen hier dem in tieferen Teilen kristalliner Komplexe häufig auftretenden Falle, dass die innere Gesteinsstruktur nicht mit der Kleintektonik im Einklang steht.

Auch der Mechanismus der Granitisierung wird durch obengenannten Tatsachen erklärt. Ess muss sich, wie Wegmann und Verf. schon früher mehrmals (10, 11) hervorgehoben haben, um eine echte Metasomatose handeln, wobei die Stoffzufuhr ohne irgendwelche durchgreifende mechanische Veränderungen im Gesteinsgrunde vor sich ging. Wenn wir von den Neubildungen von Aplit- und Pegmatitadern absehen, wurden die Makrotexturen fast gar nicht verändert. Es kann deshalb nicht von einer Intrusion eines granitischen Magmas die Rede sein, weil bei einer solchen das Quarzitmaterial wenigstens teilweise geschmolzen und z. B. die Linearstruktur dabei verloren gegangen wäre. Wahrscheinlich muss man sich eine Injektion von Gasen oder wässrigen Lösungen, in letzteren Falle bei einer verhältnismässig tiefen Temperatur, denken. Die Auffassung (4), dass die Einwanderung von Mikroklin im Zusammenhange mit einer partiellen Aufschmelzung des Gesteinsmaterials steht, lässt sich in diesem Falle kaum anwenden.

Wegen der verhältnismässig grossen Verbandsfestigkeit des Materials scheinen die quarzitischen Gesteine für eine derartige metasomatische Umwandlung besonders geeignet zu sein. Differentiale Bewegungs- und Scheerflächen, denen entlang das Granitmaterial

sich absetzen könnte, werden nicht so leicht wie in echten Schiefergesteinen gebildet. Auch mögen rein molekularchemische Umstände hierzu beitragen.

Ein anderes Bild zeigt die Kleintektonik der *Granatkordieritgneise*.

In diesen waren Granitisation und Differentialbewegung synchron. Das Material begünstigte die Entstehung von Scheerflächen, lokalen Schwachheitszonen, denen entlang die Ichors eindrangen. Das Bewegungsbild ist deshalb viel komplizierter als in den oben beschriebenen Gesteinen, und lässt sich mit Hilfe der bis jetzt ausgeführten Untersuchungen kaum in wohldefinierte Einzelphasen auflösen.

Offenbar muss man sich zuerst eine kräftige Auswalzung, und zwar in recht bedeutender Tiefe denken. Dann folgt Intrusion unter fortgesetzten Bewegungen, die Migmatitfront rückt weiter vorwärts, und die Kleinfaltung geht in sehr plastischem Stile vor sich.

Gleichzeitig macht der ganze Gesteinkomplex eine recht komplizierte mineralogische Entwicklung durch unter Bildung von regional-metamorphen Paragenesen. Dabei haben nicht nur die Bauschalzusammensetzung des Gesteines und die Lage der Isotermen die jetzige mineralogische Zusammensetzung bestimmt, sondern in hohem Grade die Differentialbewegungen selbst. Die Entstehung von Scheerflächen gleichzeitig mit der Migmatitbildung bedeutet, dass gewisse femische Bestandteile diesen Flächen entlang angehäuft wurden (Siehe auch Wenk, 12). Besonders häufig können in dieser Weise angehäuften Glimmerminerale, wie sie an jeder Verwerfungsfläche («Sköl») vorkommen, beobachtet werden. Wahrscheinlich geht auch in ähnlicher Weise eine Anreicherung an Hornblende und Epidot vor sich. Durch solche Vorgänge findet eine Anreicherung an Mg, Fe und Al (bisweilen Ca) statt. Diese Anreicherung ist besonders kräftig in einem verhältnismässig niedrigen Temperaturbereiche. Beim Fortschreiten der Isotermen werden diese Zonen wieder metamorphosiert, wobei Minerale wie Granat und Kordierit und wahrscheinlich auch Sillimanit entstehen. Die mineralchemische Seite dieser Erscheinungen soll später behandelt werden.

Wie früher hervorgeoben wurde (11), muss man in den meisten Fällen noch mit einer metasomatischen Zufuhr von Mg und Al von aussen her oder vielleicht mit einem metasomatischen Austausch dieser Komponenten in verschiedenen Teilen des Gesteinskomplexes rechnen. Auch diese Metasomatose möchte ich in Zusammenhang mit der Migmatitisierung (II-gruppe) stellen.

Die erste hier erwähnte Erklärung zeigt indessen dass AlMg-Minerale zufällig auch in verhältnismässig AlMg-armen Gesteinen

durch interne, mechanische Prozesse gebildet werden können, und sogar gebildet werden müssen. Ähnliche Anschauungen sind übrigens von Holmquist über die Sörmlandsgneise geäußert worden.

Die Untersuchungen östlich von Helsingfors haben es wahrscheinlich gemacht, dass die Kinzigitgneise ursprünglich basische Effusivgesteine waren, welche durch Auswalgung und Regionalmetamorphose ihren jetzigen Charakter enthalten haben. In den hier beschriebenen Gegenden fehlen sichere Beweise für die Herkunft der entsprechenden Gesteine, aber auch hier liegt die Möglichkeit einer Herstammung von basischen Effusivgesteinen vor, obwohl die Granitisierung überhaupt mehr vorgeschritten ist. Im grossen ganzen handelt es sich wahrscheinlich doch um metamorphisierte Al-reiche Sedimentgesteine (Grauwacken etc.) besonders in den Fällen, wo Kordierit völlig fehlt.

In der nördlichsten Migmatitgneiszone besteht das charakteristische Merkmal in den langen, geradlinigen, jungen Bewegungszonen, welche langgestreckte Gesteinskörper mit einwenig älteren Deformationsstrukturen begrenzen. Im Grenzgebiete gegen die Mikroklinggranite im N kommen weiter bogenförmige Erscheinungen vor. Man kan also hier wieder mehrere Phasen der Bewegungen mit verschiedenen Stilen unterscheiden.

Überhaupt können die herrschenden Bewegungsstrukturen in dieser Zone als jünger als in den südlicheren betrachtet werden. Das Gesteinsmaterial war im weiten Umfange von Anfang an dasselbe als das der letztgenannten d. h. es bestand hauptsächlich aus Granatkordieritgneis und Gneisgranit.

Auf der Insel Skorven sieht man in sehr überzeugender Weise, wie die Granatkordieritgneise allmählich ausgewalzt werden, und in feinkörnige, parallelschiefrige rostbraune Gneise übergehen, die eine ganz »leptitähnliches« Aussehen haben. Dasselbe gilt auch für die Umwandlung der Gneisgranite, welche ich früher vom Schärenhofe von Ekenäs beschrieben habe (6).

Gleichzeitig mit dieser Deformation sind die Granite der III. Gruppe eingedrungen.

Die Bewegungen, welche die jetzige kräftige E—W-Schieferung hervorgerufen haben stellen die letzte Phase dieser Deformationsbewegungen dar. Sie hatten während der letzten Phasen der Tektonogenese den Charakter von lokalen Schuppenbewegungen, wobei hauptsächlich nur die Bewegungsflächen mylonitisiert wurden. Die basischen Gesteine von z. B. der Gegend von Hirsala werden oft von solchen Bewegungszonen begleitet, aber die basischen Intrusionen gehören doch einer früheren Phase an.

Die Achsialrichtung ist in diesen Zonen überall steil. Die Schieferung fällt meistens 70—80° nach N.

In Zusammenhang mit der fortgesetzten Intrusion des Hangögranites scheint die Beweglichkeit wieder lokal grösser geworden sein und die früheren, ziemlich steifen Schuppenformen werden in Berührung mit der Granitfront weich und biegen sich in grosse Falten wie in der Gegend der Sommaröarne. Die letztgenannten Bewegungen setzen sich bis zu einer Unakitisierung und Mylonitisierung fort.

Diese Schlussphase der petrogenetischen Entwicklung lässt sich besonders schön am W-Ende von Ramsö, nahe der Villa von Herrn Mag. W. Sjöström, beobachten. Hier hat man einen allmählichen Übergang von rotem gleich- und feinkörnigem Hangögranit in Mylonit. Das erste Übergangsstadium ist ein porphyrtartiges Gestein mit einsprenglingsähnlichen Kristallen von Mikroclin in einer feinkörnigen, ein wenig kataklastischen Zwischenmasse. Verf. möchte diese Einsprenglinge als ein Resultat der beginnenden Mylonitisierung ansehen. Durch eine beginnende Auflockerung der Struktur wird ein Zuwachs von gewissen Kristallen ermöglicht, und zwar besonders von Feldspat, welches Material von aussen her zugeführt wird. Weiter ist Feldspat im Vergleich besonders zu Quarz unter diesen physikalisch-chemischen Verhältnissen mehr widerständig gegen mechanische Beanspruchung und kann weiter wachsen, während die übrigen Mineralkörner zerbröckelt werden und fluidal reagieren.

Die folgende Phase, die während niedrigerer Temperaturen vor sich geht, besteht in der bekannten Unakitisierung, wobei Epidot und Chlorit gebildet wird. Die Kataklyse setzt gleichzeitig fort. Schliesslich wird das ganze Gefüge aufgelöst, und das Gestein wird vollständig zerbröckelt und geht in ein fast opake, dichte Masse über.

Die Entstehung von porphyrtähnlichen Strukturen im Zusammenhange mit tektonischen Bewegungen ist wahrscheinlich sehr häufig im Grundgebirge, und ist früher vom Verf., von der S-Küste Finlands aus der Gegend von Ekenäs (6) beschrieben worden. Dort handelte es sich teilweise um grosse Mikroclineinsprenglinge im feinschichtigen Gesteine. Es braucht natürlich nicht hervorgehoben zu werden, dass die auf Seite 10 beschriebenen Erscheinungen in Pegmatitgängen einen sehr ähnlichen Prozess darstellen.

EINIGE WORTE ÜBER DIE GROSSTEKTONIK UND IHR VERHÄLTNISS ZUR TEKTONIK DES ÖSTLICHEN SCHÄRENHOFES.

Bei einer vergleichenden tektonisch-geologischen Untersuchung können die folgenden Hauptmomente bei der Parallelisierung in Betracht kommen: 1. Der Bewegungsstil, 2. Der Ver-

lauf der Bewegung und 3. Die stratigraphischen Verhältnisse.

Der Unterschied zwischen dem tektonischen Stil im östlichen und in westlichen Schärenhofs wurde schon im Vorwort hervorgehoben. Im erstgenannten Gebiete waren die Grossformen durch Bogen und Grossfalten mässiger Grösse gekennzeichnet, im letztgenannten macht sich ein stark hervortretendes, paralleles Streichen der verschiedenen Gesteinszonen geltend. Der letztere hängt wieder wahrscheinlich mit einer Bogen- oder Faltenbildung riesiger Dimensionen zusammen, welche schon im vorigen beschrieben wurde. Diese Bogenbildung lässt sich mit den bekannten Bogen der Gegend von Stockholm vergleichen, und ist entweder als eine komplizierte Deckfalte oder eine Aufwölbung der hochgranitisierten Unterlage zu deuten. Im Zusammenhange mit deren Bildung wurde das Faltungssegment im Westen verhältnismässig stärker als in den östlichen Teilen der Südküste verengert, und die Formationen im Westen wurden, wenn wir von der Stirnumbiegung absehen, in einer einzigen Hauptrichtung zusammengeschoben.

Ausserdem repräsentiert die jetzige Erdoberfläche im Westen einen tieferen Schnitt in die svecofennidische Faltungszone als im Osten. Östlich von Helsingfors liegt die Migmatitfront bedeutend über der jetzigen Oberfläche, sinkt aber wieder einigermassen weiter gegen Westen ab.

Die Gneis- und Schieferformation im westlichen Schärenhofs kann in ihrer Gesamtheit als eine Übergangszone (im Sinne Wegmanns, 10) betrachtet werden im Gegensatz zum östlichen Schärenhofs, wo der Oberbau in gewissem Masse noch beibehaltet ist.

Der Verlauf der Bewegungen spielte sich in den Schärenhöfen beiderseits von Helsingfors derartig ab, dass die Kerngebiete im Osten (Die Tauchfalten von Mölandet, Nordsjö skatan—Sibbo vik) eine ältere und gleichzeitig oberflächlichere Tektonik darstellen (Oberbau), während schon die kleinen Helsingforsfalten und auch die äusseren Bogen im Osten einer späteren Bewegungsphase angehören. Im westlichen Schärenhofs gehören die Bewegungsstrukturen wahrscheinlich fast ausschliesslich der späteren Bewegungsphase an, vielleicht mit Ausnahme der Strukturen einiger Gneisgranitgebiete, wie die von Stor Brändö, und einzelner Partien der äusseren Schieferzone und der Quarzitschieferzone.

Es besteht ein gewisser Unterschied zwischen den Achsialverhältnissen in den älteren Strukturen und in den jüngeren. Wo grössere Gebiete von jenen beibehalten sind, findet man häufig eine flache Achsialstellung (im Durchschnitt), während die jüngeren Faltungen

mit wenigen Ausnahmen mit steilen Faltungsachsen liegen. Wir erkennen hier den Einfluss der grösseren Tiefe beim Faltungsprozesse oder vielleicht richtiger die Nähe der plastischen Unterlage, im Zusammenhange mit einem Magmaaufstieg im grossen Masstabe.

Die Strukturen in der Umgebung von Helsingfors zeigen, dass das an der Grenze zwischen dem grossen Bogen im Westen und den Strukturen im Osten gewisse Komplikationen eintrafen, und dass das Gesteinsmaterial zu dieser Zeit sehr plastisch reagierte, was sich ausserordentlich deutlich in den wurmartigen Bogen von Karlö fjärd westlich von der Stadt kund gibt. Diese Plastizität steht damit im Zusammenhange, dass die Bewegungen gleichzeitig mit den letzten, kräftigen Granitintrusionen vor sich gingen.

Der Rhythmus der Orogenese ist in seinen Hauptzügen derselbe im Osten und im Westen. In beiden Gegenden kann man die zwei obenerwähnten tektonischen Phasen unterscheiden, obwohl die ältere im Westen von der späteren fast vollständig überdeckt wurde, und die meisten Gesteine sind hier deshalb mehrmals metamorphosiert worden. Die Granatkordieritgneiszone stellt z. B. einen mehrmals regionalmetamorphosierten Komplex dar, welcher beim Fortschreiten der Migmatitisierung mobilisiert wurde und dadurch in plastischen Kleinfalten zwischen widerständigere Teile der Erdkruste, wie die Gneisgranitmassive einfluss. Die basischen Gesteine sind wohl teilweise alte Ophiolite, die wegen grösserer Widerstandsfähigkeit gegen die Granitisierung besser als die umgebenden Bildungen beibehalten wurden.

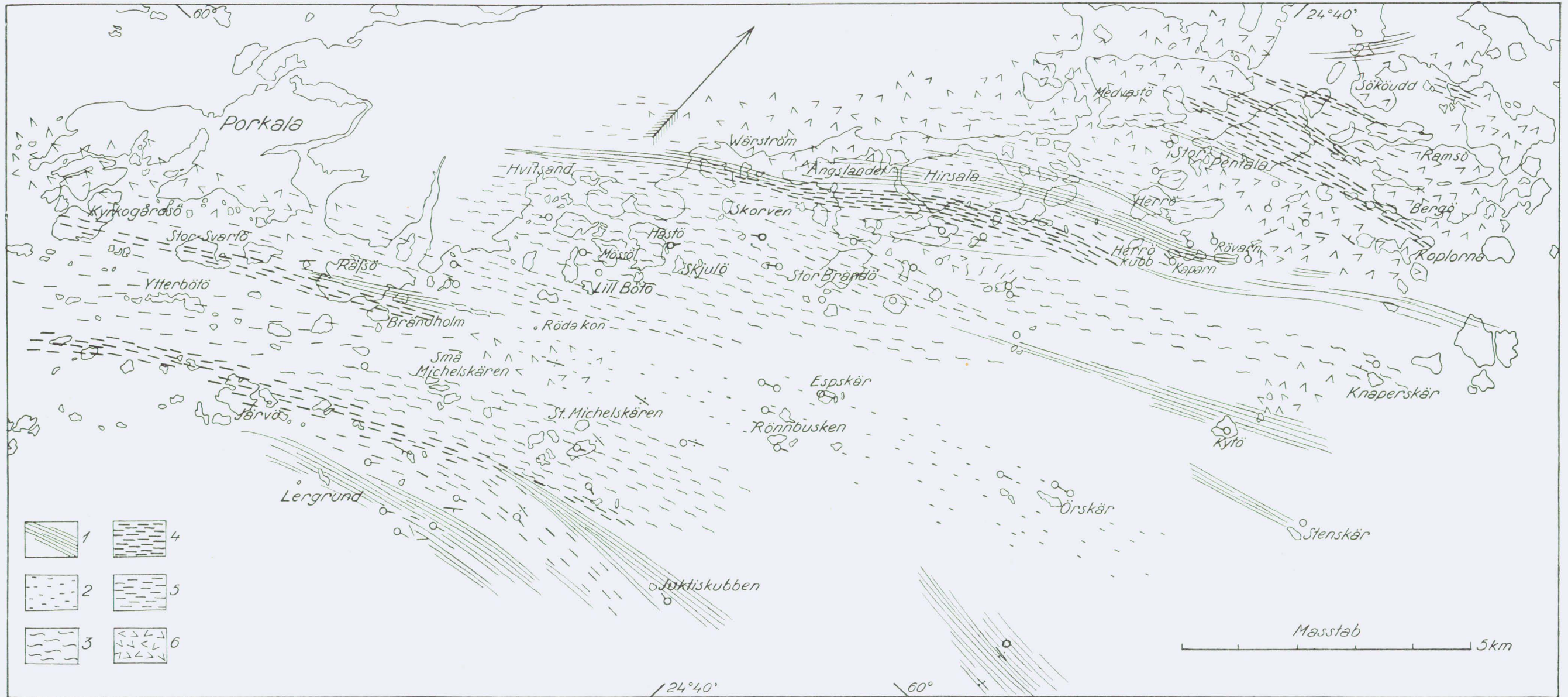
Die hier gegebene Zusammenfassung gibt nur eine Andeutung der tektonischen Hauptprobleme, welche durch fortgesetzte Untersuchungen im Schärenhofe zwischen Porkkala und Ekenäs und weiter nördlich von der Küste im Angriff genommen werden sollen. Dadurch wird hoffentlich der Zusammenhang der Schiefer- und Gneiszone der Südküste mit der Zone von Kimito—Lojo allmählich aufgeklärt werden.

Die stratigraphische Parallelisierung der Formationen der Svecofenniden soll in anderem Zusammenhange erörtert werden, so weit das bis jetzt möglich ist.

Helsingfors, Oktober 1936.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. H. G. BACKLUND, Zur genetischen Deutung der Eklogite, Geol. Rundschau. Bd. XXVII. 1936, pp. 47—61.
 2. —»— Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Com. Geol. Finl. 115, pp. 293—348.
 3. TOM. F. W. BARTH, Structural and Petrologic Studies in Dutchess County, New York II: Petrology and Metamorphism of the Paleozoic Rocks. Bull. of the Geol. Soc. of Amerika Vol. 47, pp. 775—850, 4 pls., 8 figs.
 4. ESKOLA, PENTTI. Conditions during the Earliest Geological Times as indicated by the Archaean Rocks. Annales Acad. Sc. Fennicae, Series A. Vol. XXXVI, No. 4.
 5. HOLMQUIST. P. J. Den Arkeiska Lagerföljden och Tektoniken inom Södertörns kustområde. Geol. För. Förh. Stockholm 1932.
 6. KRANCK, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhofe von Ekenäs (SW-Finland). C. R. Société Géologique de Finl. No. 6, 1933, pp. 30—53.
 7. MAGNUSON, NILS H.. A Short Comparison between the Evolution of the Svecofennides in Finland and Central Sweden. Bull. Com. Geol. Finl. No. 115, pp. 179—184.
 8. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. Bull. Comm. Geol. Finlande, No. 58, 1923, 153 p., Part II. The region around the Barösundsjärd W of Helsingfors and neighbouring Areas. Ibid. No. 77, 1926. 143 p.
 9. WAHL, W. A.. The granites of the Finnish Part of the Svecofennian Archaean Mountain Chain. Bull. Com. Geol. Finl. No. 115. 1936, pp. 489—505.
 10. WEGMANN, C. E., Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau, Bd. 26, 1935, p. 305.
 11. WEGMANN, C. E. und KRANCK, E. H.. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland I, Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 89. 1931.
 12. WENK, Ed., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Instit., Upsala, Vol. XXVI, 1936, p. 53—89.
-



Karte 1. Geologische Übersichtskarte der Küstengegend zwischen Porkkala und Sommaröarna.

Zeichenerklärung: 1. Amphibolitschiefer und Gneise und dunkle Schiefen unbestimmter Art, bisw. mit Kalksteine. 2. Quarzitzgneis 3. Granat-Kordieritzgneise (u. Kinzigitzgneise). 4. Gabbro und Amphibolitgabbro. 5. Gneisgranit. 6. Migmatitgranit (Hangögranit).

E. H. Kranck: Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. IV.

ZUR DEUTUNG DER INTRAMORÄNEN TONABLAGERUNG
AN DER MGA, UNWEIT VON LENINGRAD.

Von

G. BRANDER.

In den Sammlungen des Geologischen Instituts der Universität Helsingfors befinden sich sieben Probestücke des intramoränen Mga-Tones. Vier derselben, die Belegstücke N:ris 6389, 6390, 6391 (mit *Cardium ciliatum*) und 6393, sind von Prof. M. Sauramo während einer Exkursion im Jahre 1925 am Fundorte eingesammelt worden; von den übrigen, N:ris 6379 (mit *Tellina calcarea*), 6384 (mit *Yoldia arctica*) und 6386 (mit *Tellina calcarea*), sind die zwei erstgenannten gemäss den Angaben der Etiketten im Jahre 1922 auf dem linken Ufer des Flusses gesammelt worden, Einsammler unbekannt. Weiter geht hervor, dass die Probe 6384 der Kollektion M. Janischewskys entstammt. Drei von den Proben, N:ris 6379, 6384 und 6390, hat der Geologe V. Zäns aus Riga unlängst auf Diatomeen untersucht und dabei 25 verschiedenen Formen verzeichnet (Zäns 1936).

Angeregt durch einen hochinteressanten Fund eines Tonklumpens aus glazifluvialem Kies in Rouhiala, SO-Finnland, aus dem ich eine reiche interglaziale Diatomeenflora herauszupräparieren vermochte, beschloss ich, nachdem Prof. Sauramo das Material von der Mga mir gütigst zu Verfügung gestellt hatte, dasselbe einer gründlichen und allseitigen Mikrofossilienanalyse zu unterziehen. Eine solche Untersuchung erschien mir von Belang nicht nur deswegen, weil ich für die Bearbeitung des finnischen Fundes dringend eines Referenzmaterials aus einem naheliegenden, sicher interglazialen Sedimente in primärer Lagerung bedurfte, sondern auch daher, weil die Kenntnis der nordischen interglazialen Mikrofossilienflora überhaupt noch allzu mangelhaft ist. Und in Anbetracht der reichen Rouhiala-Flora hatte ich Grund zu vermuten, dass das Zäns'sche Verzeichnis ansehnlich zu verlängern wäre.

Da die vorliegende Untersuchung sich auf eine Zahl von Proben basierte, die von verschiedenen Personen bei verschiedener Gelegenheit gesammelt worden waren, und da keinerlei Angaben über die

gegenseitigen Lagen der Proben innerhalb der Lagerserie existierten, war es mir von vornherein klar, dass hiermit kaum etwas neues betreffs der Ermittlung der geologisch-historischen Entwicklung der Formation zu erzielen war. Der Hauptzweck war für mich somit, ein möglichst vollständiges Verzeichnis der Mikrofossilien herzustellen.

Als jedoch die Mikroskopierungsarbeit schon fast beendet war, bekam ich von Herrn Prof. Jakowleff in Leningrad die zweite Lie-

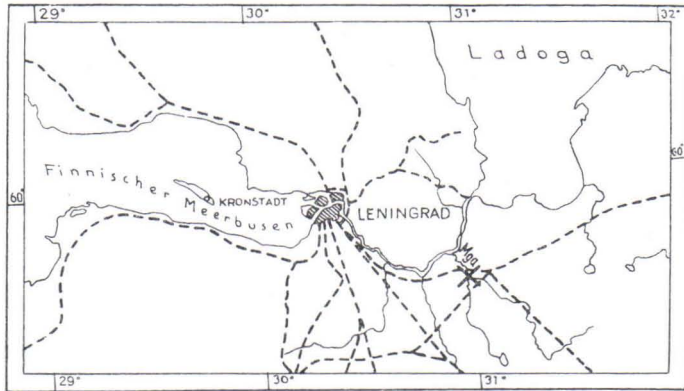


Fig. 1.

ferung der »Abhandl. d. Sowjet-Sektion d. internat. Assoz. für d. Studium d. Quartärs (INQUA)» zugesandt, welche u. a. einen Aufsatz von I. M. Pokrowskaja enthielt, wo die Mga-Ablagerung jetzt zum ersten Mal einer mikropaläobotanischen Untersuchung unterzogen wird, und zwar auf Pollen hin. Bei dieser Untersuchung ist Frau Pokrowskaja zu Ergebnissen gekommen, die von den meinigen wesentlich abweichen, nicht nur betreffs des unmittelbaren Resultats der Pollenuntersuchung, sondern auch in Bezug darauf, was ich daraus über die Datierung der Ablagerung hätte ermitteln können. Aus diesem Grunde sehe ich mich gezwungen, auch meinerseits auf die Frage des Alters der Mga-Ablagerung einzugehen. Dies kann ich auch um so eher tun, als ich nunmehr durch Pokrowskajas Aufsatz bessere Möglichkeit bekommen habe zu beurteilen, von welchen Niveaus innerhalb des Erdprofils die verschiedenen Proben herkommen. Die ursprüngliche Disposition wurde somit verändert. Demgemäss umfasst vorliegender Aufsatz ausser einer kurzen Orientierung über das Sediment als geologische Bildung nur die unmittelbaren

Ergebnisse einer mikropaläobotanischen Untersuchung einiger Proben desselben sowie eine Besprechung der an die Datierung der Ablagerung anzuknüpfenden Fragen.

ETWAS ÜBER DIE ABLAGERUNG UND IHRE ERFORSCHUNG.

Seitdem der intramoräne Ton des Mga-Flusses im Jahre 1921 von N. Potulowa entdeckt worden ist, hat er sich eines lebhaften Interesses vonseiten einer Mehrzahl Forscher erfreuen können. Dieses Interesse hat in einer Fülle von Aufsätzen resultiert, die ausschliesslich oder beiläufig dieses Thema behandeln. Infolgedessen darf ich annehmen, dass Lage, Verbreitung, Stratigraphie und sonstige geologische Verhältnisse der Formation wohl bekannt sind. Folglich kann ich mich darauf beschränken, als Hintergrund für die folgende Darstellung nur ein stark schematisiertes »Normalprofil« mitzuteilen, welches ich aus Angaben bei Potulowa (1926 a & b) und Pokrowskaja (1936) zusammengestellt habe:

	Mächtigkeit bis:
A. Alluvialsand	2 m
B. Warwenton	5.6 m
C. Grauer, sandiger Lehm mit kleinen Geröllen kristalliner Gesteine, also Geschiebelehm = obere Moräne	8.5 m
D. Sandige Zwischenlagen	1 m
E. Schwarzer Ton (z. T. unter der Wasseroberfläche)	13 m
1. An Makrofossilien steriler Horizont.	
2. Seltene <i>Yoldia</i> , <i>Mytilus</i> -Anhäufungen	10—46 cm
3. Ziemlich spärlich <i>Yoldia</i> und <i>Mytilus</i> . Fisch- und Pflanzenreste	35—85 cm
4. Reiche Fauna mit <i>Yoldia</i> , <i>Mytilus</i> , <i>Tellina</i> und <i>Cardium</i> (selten). Zahlreiche Fisch- reste	23—43 cm
5. Dünne Zwischenschicht mit zerdrücktem <i>Yoldia</i> , z. T. auch <i>Tellina</i>	1 cm
6. Zerpresste Schalen von <i>Tellina</i> und <i>Myti-</i> <i>lus</i> , vereinzelte <i>Yoldia</i>	8—48 cm
7. An Makrofossilien steriler Horizont.	
F. Stark sandiger Lehm mit kristallinen Geschiebeblöcken sowie Sandstein- und Kalksteingeröllen, also Geschiebelehm = untere Moräne.	
G. Kambrischer Ton.	

Schon Potulowa bezeichnet die intramoräne Tonschicht als eine interglaziale, und diese Ansicht ist bis in die letzte Zeit von den meisten Forschern umfasst worden. Eher ist die Fragestellung gewesen, welchem Interglazial die Bildung zuzuschreiben wäre. Nur das letzte, das Riss-Würm-Interglazial dürfte hierbei, nach einer nunmehr ziemlich einstimmigen Auffassung, in Frage kommen können. Für die nähere Datierung hat man bisjetzt nur die Mollusken als Kriterium gehabt, und durch vergleichende faunistische Studien ist die Mga-Ablagerung von einer Mehrzahl von Forschern mit ähnlichen Bildungen im Nordosten (Petrosawodsk, Dwina u. a.) und Südwesten (Elbing, Skaerumhede u. a.) parallelisiert worden, woraus man dann die Umrisse eines nordischen interglazialen »Mittelmeeres« mehr oder weniger kühn konstruiert hat. Der letzte Beitrag zur Diskussion wird nun von Pokrowskaja geliefert, die durch ihre mikropaläobotanische Untersuchungen zum Schlusse geführt wurde, der Mga-Ton sei *interstadial*, so dass er, näher bestimmt, während einer Osziallation des Eisrandes bei dessen schliesslicher Rezession abgesetzt wäre.¹

Die Verteilung der Fauna in der Zone E erlaubt keine sicheren Schlüsse betreffs derjenigen Niveaus, von denen die für diese Untersuchung vorliegenden molluskenführenden Proben herkommen. Es scheint jedoch wahrscheinlich, dass die Probe 6391 mit *Cardium* in der Schicht E 4 zu Hause ist, während N:ris 6379 und 6386 wahrscheinlich dem mittleren oder unteren Horizonte entstammen. Die Probe 6384 mit *Yoldia* kann, wie ersichtlich, einem beliebigen Niveau innerhalb der fossilienführenden Zone entnommen sein.

DIE MIKROFOSSILIENUNTERSUCHUNG

umfasst Diatomeen, Silicoflagellaten und Pollen. Im folgenden werden diese Gruppen gesondert behandelt, wobei anfangs eine Artenliste mitgeteilt und dann das Resultat diskutiert wird. Von einer jeden der Erdproben ist ein Hyraxpräparat hergestellt worden gemäss der von mir unlängst angegebenen Anreicherungs-methode (Brander 1936); in diesem wurden Diatomeen und Silicoflagellaten bestimmt. Von

¹ Gemäss Pokrowskaja spricht auch K. Markow in einer Arbeit vom Jahre 1935 bestimmt zu Gunsten der interstadialen Natur der Ablagerung. Die Ursachen hierfür werden nicht angegeben, auch ist es mir nicht gelungen, die betreffende Arbeit zu überkommen.

den Präparaten erwies sich nur N:o 6379 als ziemlich fossilienreich. Sämtliche übrigen waren ansehnlich ärmer an sowohl Formen als Individuen, und die Schalen waren ausserdem durchweg fragmentarisch.

Die Frequenzzahlen der Verzeichnisse geben an: 1 = ein oder ein Paar Schalen oder Fragmente, 2 = sehr selten, 3 = selten, 4 = allgemein, 5 = häufig, 6 = sehr häufig. Die Frequenzermittlung ist in der Weise geschehen, dass der (den) in jedem Präparat am allgemeinsten vorkommenden Form(-en) der Wert 6 zuerteilt wurde, und die übrigen Frequenzen darnach angepasst wurden. In Anbetracht des ungleichen Individuenreichtums der Präparate folgt hieraus, dass eine Ziffer in einer Kolumne nicht immer absolut, wohl aber relativ, derselben Zahl in einer anderen Kolumne entspricht.

Die Frequenzangaben der Artenlisten sind natürlich mit all' jenem Vorbehalt aufzunehmen, welchen die okuläre Einschätzungsmethode nach angereicherten Präparaten bedingt. Da indessen das vorliegende Material dermassen fossilienarm ist, dass eine exakte quantitative Analyse ein unsinniges Verlangen wäre, habe ich vorgezogen, lieber als ein blosses Verzeichnis mitzuteilen, jedoch auch okulär ein geschätzte Häufigkeitswerte beizufügen. Diese geben ja doch eine Vorstellung von den gegenseitigen Frequenzen der verschiedenen Formen, obwohl nur in sehr groben Zügen.

Was die Pollenuntersuchung betrifft, so erwiesen sich sämtliche Proben derartig pollenreich, dass eine Anreicherung mittels der Flusssäuremethode nicht in Anspruch genommen zu werden brauchte. Ein vollständiges Zählen konnte in jedem Falle durchgeführt werden und zwar in einem einzigen 24 × 24 mm Präparat, das durch Behandlung des rohen feinerriebenen Materiales mit Kalilauge und Glycerin hergestellt wurde.

DIATOMEEN.

T a b. I.

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
<i>Achnantes brevipes</i> Ag.				1			
<i>Hauckiana</i> Grun.	2	2				1	2
<i>taeniata</i> Grun.	4	6	2		3	3	3
<i>Actinocyclus Ehrenbergi</i> Ralfs	4	3	2		3	2	
v. <i>crassa</i> (W. Sm.) Hust.	3		2		3	2	1
v. <i>Ralfsi</i> (W. Sm.) Hust.	1		1	1	2		
v. <i>tenella</i> (Bréb.) Hust.	1				2	1	
<i>Actinoptychus undulatus</i> (Bail.) Ralfs	6	4	4	1	5	3	3

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
<i>Amphora ovalis</i> Kütz.				2			
v. <i>libyca</i> (E.) Cl.				1			
v. <i>pediculus</i> Kütz.				4			
<i>proteus</i> Greg.	2						
<i>Anorthoneis excentrica</i> (Donk.) Grun.			1				
<i>Biddulphia</i> sp.	1					1	
<i>Caloneis aemula</i> (A. S.) Cl.	1						
<i>brevis</i> (Greg.) Cl.	2						
<i>Campylodiscus echenis</i> E.				1	1	1	
<i>Chaetoceros affinis</i> Lauder	3		4		3	2	
<i>mitra</i> (Bail.) Cl.			3				
<i>subsecundus</i> (Grun.) Hust.			4				
<i>Cocconeis pediculus</i> E.				4			
<i>placentula</i> E. et v. <i>euglypta</i> (E.) Cl.	3			1		1	2
<i>quarnerensis</i> Grun.	1						
<i>scutellum</i> E.	4	5	3		4	4	5
v. <i>parva</i> Grun.	3	5	2		3	3	2
v. <i>stauroneiformis</i> W. Sm.	3	4			2	2	2
<i>Coscinodiscus bathyomphalus</i> Cl.	1			1			
<i>centralis</i> E.	3	1	1		1	1	1
<i>excentricus</i> E.	4	5	4	1	5	5	3
v. <i>fasciculata</i> Hust.		3				1	1
<i>lacustris</i> Grun. v. <i>septentrionalis</i> Grun.	5	4	5	3	5	3	3
<i>lineatus</i> E.	2				1	1	
<i>obscurus</i> A. S.	6	4	5	2	6	4	4
<i>sublineatus</i> Grun.	3	2	2		2	3	3
<i>Cyclotella caspia</i> Grun.	5	5	2		5	5	3
<i>Cymatopleura elliptica</i> (Bréb.) W. Sm.				1			
<i>Cymbella tumida</i> Grun.						1	
<i>Dimerogramma minor</i> (Greg.) Ralfs v. <i>nana</i> (Greg.) V. H.		1				2	
<i>Diploneis didyma</i> (E.) Cl.	4	1	3	3	2	3	3
<i>domblittensis</i> (Grun.) Cl.				1			
<i>lineata</i> (Donk.) Cl. v. <i>minuta</i> Schulz						1	
<i>Smithi</i> (Bréb.) Cl.	3	1	2	4	2	2	
<i>Strömi</i> Hust.						1	
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.				2			
<i>turgida</i> (E.) Kütz.	2	3		6	1	2	3
v. <i>Westermanni</i> Kütz.				3		1	
<i>zebra</i> (E.) Kütz.				2			
v. <i>saxonica</i> (Kütz.) Grun.				1			
<i>Eunotia praerupta</i> E.				1			
<i>Fragilaria construens</i> (E.) Grun.	4	3		6	3	1	
<i>cylindrus</i> Grun.							1
<i>pinnata</i> E.	3	4	2	4	2	2	2
<i>Grammatophora arcuata</i> E.			3				
<i>oceanica</i> E. incl. <i>marina</i> (Lyngb.) Kütz. et v. <i>macilentata</i> W. Sm.	4	3	5	5	3	3	3
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (Kütz.) Rabh.				1		1	
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Kütz.) Grun.	4	3	4	2	2	2	2
<i>Melosira italica</i> (E.) Kütz.				1			
<i>moniliformis</i> (Müll.) Ag.	3	3	2	2	2	1	2
<i>sulcata</i> (E.) Kütz.			2				
<i>Navicula abrupta</i> Greg.			1				

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
<i>(Navicula) digitoradiata</i> (Greg.) A. S.	1						
<i>finmarchia</i> Cl. & Grun.	1						
<i>humerosa</i> Bréb.	2		1		1	1	
<i>jamaliensis</i> Cl.	1						
<i>latissima</i> Greg.	2		1				
<i>lyra</i> E. <i>intermedia</i> Perag.	1		1				
<i>palpebralis</i> Bréb. v. <i>angulosa</i> Greg.	1						
<i>peregrina</i> (E.) Kütz. v. <i>meniscus</i> Schum. ..		1				1	
<i>scutelloides</i> W. Sm.							
<i>tuscula</i> (E.) Grun. fo. <i>minor</i>				1			
<i>Nitzschia marginulata</i> Grun. v. <i>subconstricta</i>							
fo. <i>minuta</i> Grun.	1						
<i>navicularis</i> (Bréb.) Grun.	2			1			
<i>punctata</i> (W. Sm.) Grun.	3			1	3	1	2
<i>sigma</i> (Kütz.) W. Sm.						2	
<i>Opephora pacifica</i> (Grun.) Petit				2		2	
<i>Pinnularia quadratarea</i> A. S.			1				
v. <i>gibbosa</i> Østrup		1					
<i>Pleurosigma</i> sp.	1						
<i>Podosira Montagnei</i> Kütz.	2	3	2		2	2	2
<i>Rhabdonema arcuatum</i> (Lyngb.) Kütz.	3	3	3	2	2	2	2
<i>minutum</i> Kütz.	2	2	2				
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun.	2			2	1	3	2
<i>Rhopalodia gibba</i> (E.) O. M.						1	
v. <i>ventricosa</i> (E.) Grun.				3		1	
<i>gibberula</i> (E.) O. M.	2						
<i>Stephanodiscus astraea</i> (E.) Grun.				2			
v. <i>minutula</i> (Kütz.) Grun.	1						
<i>Surirella striatula</i> Turpin				1			
<i>Synedra crystallina</i> (Ag.) Kütz.	1						
<i>tabulata</i> (Ag.) Kütz.	4	4	3	2	4	4	4
v. <i>fasciculata</i> (Kütz.) Grun.	5	4	1		3	3	2
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) V. H. ..	5	4	3		6	6	6
<i>Thalassiosira decipiens</i> (Grun.) Jørgensen ..	1						
<i>gravida</i> Cl.	5	6	6	2	5	5	5
<i>Nordenskiöldi</i> Cl.	1						
<i>Trachyneis aspera</i> (E.) Cl.	1						
<i>Triceratium</i> sp.	1						

Das Verzeichnis enthält insgesamt 100 verschiedenen Diatomeenformen.

Um zu einer möglichst exakten Kenntnis der interglazialen Diatomeenflora von der Mga zu verhelfen, muss ich hier folgende falsche Bestimmungen im Zäns'schen Verzeichnis (op. cit.) berichtigen:

Coscinodiscus asteromphalus, *C. oculus iridis* (var. *borealis* ?) und *C. radiatus* habe ich nicht gefunden, aber da im Materiale sehr häufig *Cosc. obscurus*, *C. septentrionalis* und (weniger) *C. centralis* vorkommen, die in der Liste von Zäns fehlen, liegt offenbar eine Verwechslung mit diesen Arten vor. — *Cosc. Kützingii* ist sicher mit Dauersporen von *Thalassiosira gravida* (= *Coscinodiscus subglobosus* Cl. & Grun.) verwechselt worden. — *Cosc. nitidus* kommt darin nicht vor. Wahrscheinlich liegt eine Verwechslung mit einer undicht punktierten *Actinocyclus*-Form vor. — *Diploneis incurvata* ist eine gewöhnliche

Verwechslung mit der neuen *D. Strömi*. — *Rhizosolenia*-Stacheln habe ich nicht beobachtet, wohl aber mit solchen täuschend ähnliche losgerissene Silicoflagellaten-Stacheln! — *Synedra tabulata* v. *obtusa* ist aller Wahrscheinlichkeit nach mit *S. tab.* v. *fasciculata* verwechselt worden. — Weiter nimmt das Verzeichnis »Radiolarien» auf. Die betreffenden Formen werden nunmehr zu Silicoflagellaten geführt.

Wie schon die Molluskfossilien vermuten liessen, bestätigt nun ein Blick auf die Diatomeentabelle, dass die Proben teilweise verschiedenen Niveaus entstammen. Wir erkennen darin zwei verschiedene Assoziationen, eine Süss-Brackwasser-Assoziation und eine fast rein salzige. Die erstgenannte ist in 6389 repräsentiert. Wir lassen diese einzeln stehende Probe anfänglich ausser Diskussion. Die sämtlichen übrigen Proben beherbergen, wie wir finden, eine hochmarine Assoziation, und zwar von einem Charakter, der niemals in nach-eiszeitlichen baltischen Ablagerungen gefunden worden ist. Diese Assoziation lässt uns erkennen, dass das Sediment in einem salzigen, kalten und verhältnismässig tiefen Meere, ziemlich entfernt von der nächsten Küste abgesetzt worden ist. Darauf deutet das reichliche Vorkommen hochmariner, z. T. hocharktischer Formen, unter denen nicht nur neritische sondern auch rein ozeanische Planktonten frequenzmässig stark hervortreten, während anderseits die Brackwasserformen eine verhältnismässig anspruchslose Rolle spielen und es an eingeschwämmten Süsswasserformen fast vollständig mangelt.

Die gegenseitigen Ungleichheiten zwischen diesen Proben sind nicht gross. Somit scheinen die Proben 6390 und 6391 einem und demselben Horizont entnommen zu sein; die übrigen zeigen etwas grössere Differenzen, die sich darin äussern, dass bald die eine, bald die andere Form fehlt oder in mehr oder weniger abweichenden Frequenzen vorkommt. Am deutlichsten weicht die Probe 6379 von den anderen ab. Schon früher ist hervorgehoben worden, dass diese Probe viel reicher an Schalen als die übrigen ist, und dass die letzteren ausserdem viel besser erhalten sind. Jetzt finden wir, dass dieses Präparat auch beträchtlich reicher an verschiedenen Formen ist.

Um ein klareres und übersichtlicheres Bild, als das Verzeichnis es gewährt, von den Assoziationsverhältnissen zu erhalten, habe ich unten die prozentualen Frequenzen der zu verschiedenen Halinitätsgruppen gehörenden Formen ermittelt. Munthe und nach ihm andere haben dies einfach in der Weise gemacht, dass sie die Zahl der in die verschiedenen Halinitätsgruppen entfallenden Formen gesondert zusammengerechnet und die erhaltenen Werte auf Prozente umge-

rechnet haben. Derartige Berechnungen können aber keine gute Vorstellung von den Assoziationen geben, da keine Rücksicht auf die Frequenzen genommen worden ist, sondern nur auf die Zahl der verschiedenen Formen. Um dies zu vermeiden habe ich nicht die einzelnen Formen, sondern ihre *F r e q u e n z e n* zusammengerechnet und die erhaltenen Werte in Prozenten ausgedrückt. Das Resultat erhellt aus untenstehender Tabelle:

T a b. I I.

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
Marine Formen	80	82	93	34	82	77	80
Brackwasserformen	12	8	5	9	11	10	9
Süßwasserformen	1	—	—	18	—	2	—
Indifferente Formen	7	10	2	39	7	11	11

Wie ersichtlich, bestätigt diese »Assoziationstabelle« vollständig, was bereits beim Durchmustern des Verzeichnisses hervorgegangen ist, nämlich, dass ein schroffer Unterschied zwischen der Probe 6389 einerseits und sämtlichen übrigen andererseits besteht, welche letztgenannten wieder eine sehr gute Übereinstimmung unter einander zeigen. Ferner konstatieren wir den interessanten Umstand, dass die Probe 6379 trotz ihrer oben erwähnten Abweichungen sehr gut unter die anderen marinen Proben sich einreihen lässt.

Sind also die oben besprochenen marinen Präparate einander sehr ähnlich, weicht N:o 6389, wie schon mehrmals hervorgehoben, um so schärfer von ihnen ab. Fort sind hier, bis auf vereinzelt Fragmente, die Planktonen, und was von salzigeren Formen überhaupt noch übrig ist, sind litorale Aufwuchs- und Seichtbodenformen. Die wenigen Brackwasserformen der Tabelle I kommen gerade hier am reichlichsten vor, ebenso die betreffs ihres Salzanspruches mehr oder weniger indifferenten Arten der Gattungen *Epithemia*, *Rhopalodia*, *Fragilaria* und *Cocconeis* (vgl. hiermit auch die Tab. II). Dass die Küste während der Ablagerung dieser Probe schon ganz unfern lag, zeigt die Fülle der eingeschwämmten »guten« Süßwasserarten. Während die Zahl der letztgenannten Formen in sämtlichen marinen Proben auf das Vorkommen einer einzigen Schale von *Gyrosigma attenuatum* und einer von *Cymbella tumida* in N:o 6391 und ebenso nur einer Schale von *Steph. minutula* in 6379 sich beschränkte (!), finden sich in der Probe 6389 mehr oder weniger allgemein Süßwasserarten der Gattungen *Amphora*, *Cymatopleura*, *Diploneis*,

Eunotia, *Gyrosigma*, *Melosira*, *Navicula* und *Stephanodiscus*. Also eine Mischung von Plankton, Aufwuchs und Grundformen, teils dem Klein-, teils dem Grosseee angehörig, die ganz deutlich auf ihre »eingeschwämmte Natur« hindeutet.

Wie bereits hervorgehoben wurde, war das Meer schon ganz seicht geworden und der Strand ganz nahe vorgerückt zur Zeit der Absetzung des Materiales dieser Probe. Sie war frei von Mollusken und entstammt sicher einem der faunaleeren Horizonte des Tones (siehe S. 3), ob dem oberen, E 1, oder unteren, E 7, d. h. ob die Probe spät- oder frühletztinterglazial ist, darüber geben die Diatomeen keine Auskunft. Für die ersterwähnte Alternative spricht jedoch folgender Umstand: Wir haben keinen Grund zu vermuten, dass nicht der wegschmelzende Riss-Saale-Gletscher, ähnlich wie es betrifft des letzten Kontinentaleises der Fall war, das Land tief — in diesen Gegenden unter der Meeresoberfläche — abgesunken hinter sich liess. Die untersten Schichten des Mga-Tones würden demnach in tiefem Wasser abgesetzt worden sein. Die Landhebung begann und setzte fort, ganz wie in postglazialer Zeit, bis das vorrückende Würm-Weichsel-Eis diese Entwicklung unterbrach. Die Mga-Gegend war damals schon hoch gestiegen, und die Probe 6389 würde demgemäss der späten Interglazialzeit angehören (vgl. S. 19).

Über die interessante Assoziation der marinen Proben würde ausser dem oben in aller Kürze erörterten sehr viel zu sagen sein. Da ich aber in meiner Rouhiala-Abhandlung mich auch eingehend mit den Salzwasserdiatomeen von Mga beschäftigte, weise ich, um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, auf dieselbe hin. Mich streng an die in der Vorrede des vorliegenden Aufsatzes gegebene Disposition haltend, möchte ich hier nur noch hervorheben, dass der Mga-Ton nach dem Zeugnis der Diatomeen im letztinterglazialen Portlandia-Meer abgesetzt worden ist.

SILICOFLAGELLATEN.

Tab. III.

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
<i>Dictyocha fibula</i> E.	2		5			1	
<i>Distephanus speculum</i> (E.) Haeckel incl. v. <i>regularis</i> Lemm.	6	5	6		5	5	5
v. <i>pentagonus</i> Lemm.	1						
v. <i>septenarius</i> (E.) Jörg.	2		2			1	
<i>Ebria tripartita</i> (Schum.) Lemm.	2						

Wie ersichtlich, besagen die Silicoflagellaten genau dasselbe wie die Diatomeen hinsichtlich des Unterschieds zwischen der Süss-Brackwasserprobe 6389 einerseits und den marinen Proben andererseits. Sie besagen auch ganz dasselbe wie die Diatomeen betreffs der Natur des Meeres, wo sie gelebt haben. Auch bezüglich der näheren Auswertung der Zeugnisse der Silicoflagellaten weise ich auf meine Rouhiala-Abhandlung hin.

POLLEN.

Die Pollenanalyse ergab folgende Frequenzen in Prozenten:

T a b. I V.

	6379	6384	6386	6389	6390	6391	6393
<i>Pinus</i> ¹	3	4	8	48	8	4	4
<i>Picea</i>	3	14	—	30	15	7	20
<i>Betula</i>	26	11	18	12	17	20	14
<i>Alnus</i>	62	64	65	10	50	54	52
<i>Carpinus</i>	3	5	2	—	6	6	6
<i>Quercus</i>	2	2	7	—	2	7	3
<i>Ulmus</i>	1	—	—	—	1	—	—
<i>Tilia</i>	—	—	—	—	—	1	—
<i>Salix</i>	—	—	—	—	1	1	1
<i>Corylus</i>	17	7	18	—	13	18	11
Anzahl der Pollen pro cm ²	26	25	19	13	29	28	21

Schon ein flüchtiger Blick auf die Tabelle lässt eine Unähnlichkeit zwischen einerseits der Probe 6389 und andererseits sämtlichen übrigen Proben erkennen, ganz analog damit, was wir früher betreffs der Diatomeen und Silicoflagellaten beobachtet haben. Wir lassen wieder bis auf weiteres diese alleinstehende Probe ausser Diskussion und können dann bei sämtlichen übrigen Proben eine gute gegenseitige Gleichheit feststellen. Wieder finden wir eine gute Übereinstimmung zwischen den Proben 6390, 6391 und 6393, aber überdies auch zwischen diesen auf der einen und den übrigen marinen Proben auf der anderen Seite. Der wichtigste Unterschied steckt in der Frequenz des Fichtenpollens, die in 6379 auf 3 % und in 6386 sogar bis auf null

¹ Beim Mikroskopieren habe ich die Pollen von *Pinus silvestris* und *P. cembra* nach der Angabe von Gerasimow (1930) auseinander zu halten versucht. Demgemäss gehört wahrscheinlich von den Pinusprozenten 1 % in 6386, 5 % in 6389 und 1 % in 6390 der *P. cembra* an.

hinabgesunken ist. Trotz diesen Ungleichheiten sind die Pollenspektren der marinen Proben doch einander derart ähnlich, dass sie bei der folgenden Erörterung als ein Ganzes zusammen behandelt werden können.

Untersuchen wir nach diesen allgemeinen Betrachtungen nun das Verhältnis zwischen den Frequenzen der verschiedenen Pollenarten — wir lassen fortgesetzt die Probe 6389 ausser Acht, — um daraus ein Bild vom Charakter des Waldes und des Klimas zur Zeit der Absetzung dieser Erdschichten zu erlangen, so konstatieren wir zunächst das Vorherrschen der Laubbäume über die Nadelbäume und bei den letztgenannten das Vorherrschen der Fichte über die Kiefer. Diese beiden Umstände können durch klimatische Ursachen, teilweise auch durch edaphische bedingt sein. Die hohe Frequenz der Laubbäume, mit der Erle entschieden über der Birke dominierend, mit Hagebuche, reichlichem Hasel nebst den Elementen des Eichennischwalds indiziert aber eine Hainvegetation in einem milden, maritimen Klima mit einer höheren Jahresmitteltemperatur als in unseren Tagen, oder sogar etwas günstigeren als das Klima des postglazialen litorinalen Wärmeoptimums.

Was die Probe 6389 betrifft, sehen wir, dass sie eine beträchtlich ärmere Pollenflora beherbergt und dass ihre Pollenzusammensetzung eine ganz andere ist. Hier herrscht der Nadelwald, in erster Linie dank des hohen Kieferngehalts über den Laubwald vor, von dem alle wärmeliebenden Formen verschwunden sind. Das Spektrum registriert ein offenbar strengeres Klima als im vorhergehenden Falle.

Nach diesen Ausführungen unterbrechen wir für eine Weile die weitere Klarlegung des Ergebnisses der Pollenanalyse, um einen Vergleich mit den Resultaten Pokrowskajas in ihrem vorerwähnten Aufsätze anzustellen. Diese sind, wie wir bald finden werden, von den meinigen wesentlich abweichend, weshalb ich mich gezwungen sehe, auf die Sache in ihren Einzelheiten einzugehen. Zu diesem Zwecke führe ich hier eine Kopie ihrer Pollendiagramme an, die auf der folgenden Seite ersichtlich ist. Das Diagramm links entstammt einem Bohrloche, das auf dem Flussufer unmittelbar am Wasserrande erbohrt worden ist, dasjenige rechts von einem Aufschluss im Strandabhang (die Lage der Wasserfläche ist ур. ВОДЫ bezeichnet). Nur das erste Diagramm wird von Frau Pokrowskaja erläutert, weil es »ein vollständigeres Bild von der Entwicklung der Vegetation und zugleich den Veränderungen des Klimas gibt«. Sie hält eine exakte Konnexion der Diagramme für unmöglich, hebt aber hervor, es sei sehr wahrschein-

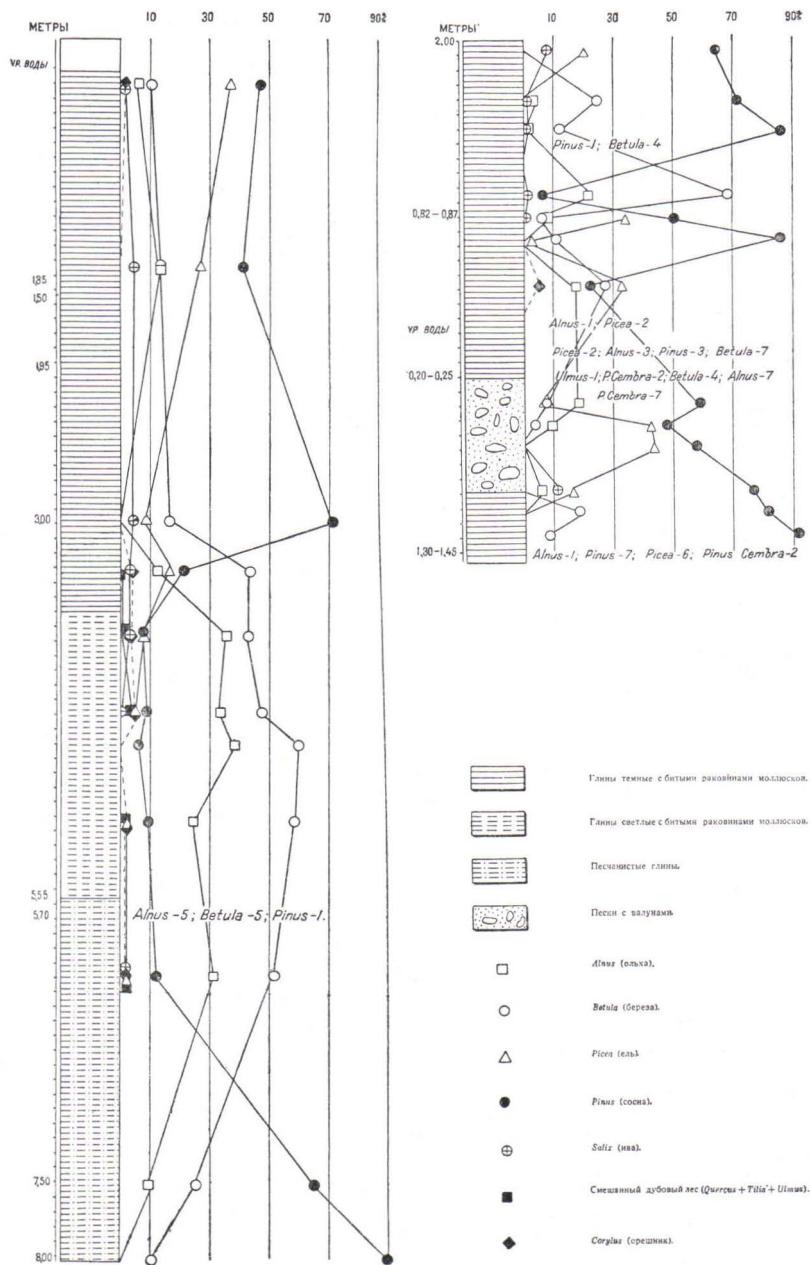


Fig. 2. Pollendiagrammen von Mga. Das Diagramm links entstammt einem Bohrprofile, dasjenige rechts einem Aufschlusse. Nach Pokrowskaja.

lich, dass das Niveau 3 m unter der Wasseroberfläche im Bohrprofile mit dem 1.30 m u. d. Wasserfläche gelegenen Horizont des Aufschlusses synchron ist.

Versuchen wir nun die Pollenspektra unserer marinen Proben in das linke Diagramm Pokrowskajas einzupassen — das rechte beachten auch wir vorläufig nicht, — so fällt zu unserem Erstaunen ein solcher Versuch rein negativ aus. Wir erkennen, dass unsere Spektra nur aus dem mittleren Teil, c. 3.2—c. 6.2 m u. d. Wasserfläche, des Profils entstammen können, wo Eichenmischwald vorkommt, und der Laubwald i. ü. vorherrscht, aber auf diese Ähnlichkeiten in groben Zügen beschränkt sich auch die Übereinstimmung; in den Einzelheiten zeigen die Pollenfrequenzen der verschiedenen Baumarten sehr grosse Differenzen. Bei Pokrowskaja erscheint die Birke als über die Erle vorherrschend, welche letztgenannte Baumart eine Maximalfrequenz von nur 38 % erreicht,¹ während in unseren Proben das Verhältnis das umgekehrte ist, indem *Alnus* mit wenigstens 50 % entschieden über die eine ziemlich anspruchslose Rolle spielende Birke dominiert. Weiter finden wir den Eichenmischwald — auch Pokrowskaja notiert *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* — im allgemeinen viel schwächer repräsentiert als bei uns. Das merkwürdigste ist aber, dass wir bei Pokrowskaja nur unbedeutende Spuren von *Corylus* bemerken, und dass *Carpinus* vollständig fehlt.

Wie sind nun diese Differenzen zu erklären? Zwar sind die Intervalle zwischen den untersuchten Tiefen bei Pokrowskaja z. T. bedenklich gross, aber dies genügt nicht als Erklärung. Es würde doch ein unsinniger Gedanke sein, dass alle meine 6 marinen Proben von gerade solchen Niveaus herkommen, die in Pokrowskajas Diagrammen Lücken bilden. Von weiteren Erklärungsversuchen sehe ich ab.² Ich

¹ Im Texte wird zwar das Maximalprozent der Erle zu 48 angegeben, ich vermute aber, dass dies ein Druckfehler ist und dass die Angabe des Diagrammes richtig ist. Dasselbe gilt für die Fichte, deren Maximifrequenz im Texte zu 57 % angegeben ist, während sie nach dem Diagramme zu urteilen nur 37 % beträgt.

² Ich möchte in diesem Zusammenhang hervorheben, dass keine Zweifel an der Richtigkeit meiner *Carpinus*- und *Corylus*-Bestimmungen bestehen können. Da das *Carpinus*-Pollen für mich etwas fremd war, übersandte ich ein Präparat an Dr. R. Sandegren in Stockholm, der die Richtigkeit meiner Diagnose gütigst bestätigte. In Bezug auf den Hasel wieder darf ich hervorheben, dass die angegebenen Prozente keinesfalls zu hoch angesetzt sein können, da ich in diesem Falle sehr kritisch war, und zu *Corylus* nur die allertypischsten Exemplare gerechnet habe; alle unsicheren wurden zu *Betula* übergeführt. Ich möchte auch mitteilen, dass Dr. Sandegren in dem betreffenden Präparate zu einem höheren *Corylus*prozent gelangte als ich.

stelle nur fest, dass es, trotz der Ergebnisse Frau Pokrowskajas, irgendwo innerhalb des Mga-Tones einen Horizont gibt, dessen Pollenzusammensetzung mit vorherrschender Erle, reichlichem Haselnebst Hagebuche, Eiche, Ulme und Linde deutlich ein warmes und feuchtes Klima für die Zeit der Absetzung des betreffenden Horizonts registriert.

Was schliesslich die Probe 6389 betrifft, finden wir jetzt, dass dieselbe wohl in die Oberflächenschicht des Tones einzureihen ist; ihr Spektrum passt, wie ersichtlich, sehr gut in den obersten Teil von Pokrowskajas Diagramm. Dem untersten Teil kann sie nicht angehören, da die Fichte dort vollständig fehlt.

Wir gehen nun zu Frau Pokrowskajas Deutung ihres Diagrammes über. Sie ist der Ansicht, dass dasselbe folgende drei Stufen der Entwicklung der Vegetation und des Klimas widerspiegelt:

- a. Das unterste Kiefernmaximum mit i. ü. spärlicher Birke besagt, dass das Klima noch kalt war und dass der zurückweichende Rand des Inlandeises noch ganz nahe lag.
- b. Die mittlere Zone zeigt eine deutliche Umwandlung des Klimas in ein wärmeres und möglicherweise feuchteres, ein Klimaoptimum der Entwicklung, das durch reichliche Erle und Auftreten der Glieder des Eichenmischwaldes indiziert ist. Diese Indikatoren für ein günstigeres Klima scheinen ihr jedoch so schwach repräsentiert zu sein, »dass es keinesfalls möglich ist, aus diesem Grunde die Ablagerung mit solchen intramoränen Bildungen zu parallellisieren, wo das Optimum des Klimas durch maximale Frequenz des Eichenmischwaldes und Vorkommen von Hagebuche und anderer wärmeliebender Baumarten charakterisiert ist«. Vorliegendes Klimaoptimum ist nach Pokrowskaja wahrscheinlich nur durch eine kleinere Erhöhung der Sommermitteltemperatur hervorgerufen worden. Der Rand des Inlandeises kann auch bei dieser Phase nicht allzu weit entfernt gelegen haben.
- c. Die oberste Zone indiziert wieder kälteres Klima; der Kontinentalgletscher ist wieder näher gerückt.

DAS ALTER DER MGA-ABLAGERUNG.

Auf Grund der oben zitierten Auswertung des Pollendiagrammes in Verbindung mit vergleichenden Literaturstudien über verschiedene dänische, norddeutsche und polnische submoräne Ablagerungen mit

ebenso schwach ausgebildetem Wärmemaximum, folgert Pokrowskaja, dass der Mga-Ton nicht interglazial, sondern *interstadial* sei, während einer Oszillation des letzten Inlandeises bei dessen Regression abgesetzt, und dass er, näher bestimmt, in stratigraphischer Hinsicht zwischen der Skaerumhedeserie und Allerödgyttja zu liegen kommen würde.¹

Diese Schlussfolgerung ist wohl verständlich mit Rücksicht auf dasjenige Diagramm, dem Frau Pokrowskaja Rechnung zu tragen gehabt hat. Sie ist zu diesem Schlusse dadurch gelangt, dass sie kein ausgeprägtes Wärmeoptimum mit deutlicher Eichenmischwaldfrequenz, »mit *Carpinus* und anderen wärmeliebenden Waldbäumen« hat konstatieren können. Dies ist aber mir gelungen und ich folgere somit, dass der intramoräne Ton an der Mga *interglazial* ist. Für die Richtigkeit dieser Behauptung ist die Pollenflora meiner Proben ein vollguter Beweis; der Eisrand muss sich während der betreffenden Zeit *sehr weit* zurückgezogen haben. Noch besteht dazu die Möglichkeit, dass meine Proben nicht von der Zeit des absoluten Wärmeoptimums herkommen; es ist sehr wohl denkbar, dass ein höherer oder niedrigerer oder ein zwischen meinen Proben belegener Horizont einen noch kräftigeren Wärmeauschlag ergeben hätte.

Wir wollen nun einen Versuch machen, die Lage der Proben etwas näher in der interglazialen Stratigraphie und Chronologie durch Suchen nach Parallelen aus anderen Gegenden festzustellen. Wir wenden uns zunächst nach Dänemark, wo das letzte Interglazial in einer so überaus mustergültigen Weise von K. Jessen und V. Milthers (1928) rekonstruiert worden ist. Eine erwünschte Parallele finden wir sogleich in der Gegend der Eem-Zonen f und g. Zwar zeigen die edlen Laubbäume, die Hagebuche und der Hasel dort viel höhere Beträge als unsere Spektra aus Mga, aber etwas anderes ist ja auch in Anbetracht der klimatisch ungünstigeren Lage des Mga-Vorkommens nicht zu erwarten. Um so besser ist die Erle gediehen, die jedoch auch in Dänemark keine unbedeutende Rolle spielte. Wir finden, dass beiderorts die Eiche der wichtigste Konstituent des Eichenmischwaldes war, und dass die Birke und Kiefer und teilweise auch die Fichte übereinstimmend niedrige Prozente aufweisen. Noch weitere Ähnlichkeiten sind nachweisbar; wir begnügen uns aber mit den angeführten. Wir stellen nur fest, dass die Übereinstimmungen unverkennbar sind.

Solche Parallelen zu den Verhältnissen in Mga lassen sich aber auch an näheren Orten feststellen. Betrachten wir z. B. Dokturow-

¹ Sie fasst also auch die Skaerumhedeserie als interstadial auf.

skys Diagramm aus dem Potylichia-Moor bei Moskau (Dokturowsky 1932, S. 254), so finden wir auch dort in einem den Zonen f und g entsprechenden Horizonte (vgl. Gams 1935, Taf. III) ausser einem kräftigen Haselmaximum vorherrschend Erle nebst reichlich Eichenmischwald (mit maximaler Eiche) samt Hagebuche.

Die angegebenen Parallelen zu den Verhältnissen in Mga nach meinen pollenanalytischen Ergebnissen sind, wie ersichtlich, so befriedigend, dass es den Anschein hat, als ob die Bildung der betreffenden Schichten des Mga-Tones eindeutig in die Zonen f und g Jessens und Milthers zu verlegen wäre, oder m. a. W., dass sie in dem warmen Eem-Meere abgelagert worden sei. Hiermit steht aber im Widerspruch die Tatsache, dass die ziemlich vielen, z. T. noch massenhaft auftretenden hocharktischen Diatomeenformen sowie die Molluskenfauna der Proben mit herrschendem *Portlandia arctica* auf ein eisiges Meer hindeuten. Letztgenannte Art sowie *Cardium ciliatum* und *Tellina calcarea* sind doch für das Eem-Meer vollständig fremd (vgl. Nordmann 1928).

Wir müssen somit eine andere Datierung für den Mga-Ton zu ermitteln versuchen. Eine solche lässt sich auch finden. Wir betrachten aufs neue das Einteilungsschema Jessens und Milthers und konstatieren das Vorkommen eines anderen Horizontes, wohin unsere Spektren auch eingepasst werden können, nämlich die Zone I. Diese zeigt eine Eichenmischwaldamplitude von 7—15 %, wieder mit herrschendem *Quercus*, 39—52 % *Alnus*, 5—7 % *Carpinus* und 20—57 % *Corylus*, während *Pinus*, *Betula* und *Picea* in untergeordneter Menge auftreten. Eine vollständige Parallele also, und zwar eine noch bessere als in vorhergehendem Falle insofern, als diese Zone kein unerhört kräftiges Haselmaximum erfordert. Nun gehört aber die Zone I chronologisch der Skaerumhedeserie an, die z. T. in einem arktischen Meere u. a. gerade mit *Portlandia arctica*, *Cardium ciliatum* und *Tellina calcarea* abgelagert worden ist. Wir erkennen somit, dass unser marines Mga-Material am besten sich in die zweite, spätere warme Periode der letzten Interglazialzeit einreihen lässt, dass es m. a. W. mit der Skaerumhede-Ablagerung synchron ist.

Mit diesem Versuch, die nähere Stellung unserer Proben innerhalb des letzten Interglazials zu präzisieren, kehren wir zu den Analysen Pokrowskajas zurück und widmen unsere Aufmerksamkeit diesmal besonders dem rechten Diagramme. Leider erhält man keine ganz befriedigende Auskunft über die stratigraphischen Beziehungen des Bohrprofiles zum Aufschlusse; wie früher bemerkt, hebt Frau Pokrowskaja die Wahrscheinlichkeit hervor, dass die unterste Schicht

des Aufschlusses mit dem 3 m u. d. Wasserfläche liegenden Horizont des Bohrprofils synchron ist. Um so eigentümlicher erscheint es somit, dass sie völlig auf eine Besprechung des Aufschluss-Diagrammes verzichtet, welches demgemäss eine direkte Fortsetzung des Bohrprofil-Diagrammes vom betreffenden 3 m-Horizont an aufwärts darstellen würde und, wie ersichtlich, einen stark schlängelnden Verlauf der verschiedenen Pollenkurven zeigt, und dass sie anstatt dessen bloss den entsprechenden Teil des Bohrprofil-Diagrammes mit seinen zwei einzigen Spektren berücksichtigt.

Hinsichtlich dessen, was ich in der Literatur über die Verhältnisse an der Mga angegeben gefunden habe, in Verbindung mit dem, was aus dem Studium der beiden Diagramme hervorgeht — vgl. besonders das Verhalten der Fichte im unteren Teile des rechten Diagrammes, — erscheint mir die Vermutung Pokrowskajas sehr wahrscheinlich, und wir setzen die Diskussion auf dieser Basis fort.

Der erste Eindruck des Diagrammes vom Aufschluss mit seinen «unruhig» verlaufenden Kurven ist unbestreitbar etwas verwirrend. Sehen wir von den Einzelheiten ab und fassen nur die Hauptzüge des Diagrammes ins Auge, finden wir jedoch, dass dasselbe einen ähnlichen Klimaentwicklungszyklus, kalt—warm—kalt, wie im vorhergehenden Falle, widerspiegelt: Im unteren Teile ein Nadelwaldmaximum mit Kiefer und Fichte, im mittleren ein Klimaoptimum mit Erle und Hasel, und im obersten Teile wieder kälteres Klima, durch abwechselnd herrschende Birke und Kiefer indiziert. Zuoberst gesellen sich noch Fichte und Weide hinzu.

Wir finden nun, dass, ebensogut wie wir unsere Spektre in den mittleren Teil des linken Diagrammes einpassen konnten, wir aus ähnlichen Gründen ein Verlegen ihrer Herstammung in den mittleren Teil des rechten Diagrammes vornehmen können, ja in der Tat sogar aus noch besseren Gründen. So tritt hier die Erle in einigen Spektren reichlicher auf als die Birke. Die Fichte zeigt bessere Übereinstimmung darin, dass sie bald in reichlicher Menge vorkommt, bald aber vollständig fehlt. Weiter erscheint hier die Arve, die auch wir in gewissen Proben beobachteten. Das *Quercetum mixtum* ist hier allerdings nur durch ein einziges Ulmenpollen repräsentiert; seine Frequenz war ja aber auch im linken Diagramme sehr anspruchslos. Ausserdem ist wahrzunehmen, dass in den Niveaus um die Wasserfläche nur sehr wenig Pollen gezählt worden sind, welcher Umstand zum Nichtvortreten eines deutlichen Wärmeoptimums beigetragen hat. Für die Zugehörigkeit unserer Spektre zu gerade diesem Horizonte der Lagerfolge des Mga-Tones spricht noch derjenige Umstand, dass die Proben **A u f s c h l ü s s e n** am **l i n k e n** Ufer des Flusses entstammen,

wo auch der Aufschluss Pokrowskajas sich befindet, während die Bohrung dicht am Wasserrande auf dem rechten Ufer ausgeführt worden ist. Ob diejenigen tieferen Schichten des Mga-Tones, von welchen der untere Teil des linken Diagrammes her stammt, überhaupt irgendwo über die Wasserfläche emportauchen, darüber erhält man keine sichere Auskunft. Wahrscheinlich ist das der Fall, da laut den Lokalbeschreibungen in der Mga-Literatur der Kontakt zwischen dem Ton und der unterlagernden Moräne stellenweise sichtbar ist. Es scheint aber, als ob man jenen unteren Tonschichten überhaupt ziemlich wenig Aufmerksamkeit gewidmet hätte; wo irgendwelche Angaben vorliegen, sind sie indessen darin übereinstimmend, dass es hier an Mollusken fehlt. Von hier können unsere Proben somit nicht stammen.

Da wir somit festgestellt haben, dass unsere Spektre im rechten Diagramme zu Hause sind, und da wir sie früher mit der Zone I Jessens und Milthers konnektiert haben, folgern wir, dass Pokrowskajas rechtes Diagramm, also der obere Teil des Mga-Tones, synchron mit der Skaerumhedeserie ist. Ist aber dies einmal der Fall, so kommen wir zu dem merklichen Schlusse, dass der untere Teil des linken Diagrammes und somit der untere Teil des Mga-Tones nichts anderes als die erste warme Stufe desselben Interglazials repräsentieren kann, und seine Mittelpartie somit die Eem-Zone repräsentiert. Meines Erachtens spiegelt also der intramoräne Tonprofil des Mga-Flusses den ganzen Entwicklungszyklus des letzten Interglazials, mit seinem von einer kalten Phase getrennten zwei warmen Perioden wider.

Auf der Seite 15 konnektierten wir die alleinstehende Probe 6389 mit dem obersten Horizont des Tones. Ihre Einreihung wird nun etwas unsicherer, da wir jetzt auch am Grunde des Aufchlusses gut übereinstimmende Spektre finden. Früh-letztinterglazialen Alters kann die Probe aber jedenfalls nicht sein (vgl. S. 10).

Bei der Betrachtung des rechten Diagrammes fällt noch ein Umstand auf, den Pokrowskaja mit Stillschweigen übergangen hat. Ich meine das interessante Zusammenfallen desjenigen Horizonts der Ablagerung, welcher der kalten »Zwischenphase« (die »Middle Bed« der Dänen) ungefähr entspricht, mit einer in das Profil eingezeichneten Schicht von Sand mit Geschieben. Dies kann natürlich ein blosser

Zufall sein. Wir wissen nicht, wie weit gen Südosten das nordische Inlandeis während seines »Zwischenvorstosses« vorrückte, und ich will auch keineswegs behaupten, dass es bis an die Gegend der Mga vordrang. Aber vielleicht ist die fragliche Kiesschicht von einem der gerade zu jenen Zeiten sicherlich sehr reichlich im Meere umher-schwimmenden Eisberge abgesetzt worden.

Die Ergebnisse meiner Analysen von Diatomeen, Silicoflagellaten und Pollen weisen also einstimmig darauf hin, dass mindestens der obere Teil des Mga-Tones ein letztinterglaziales Alter besitzt, und zwar dass es in das Portlandia-Meer abgesetzt worden ist. Für meine Ansicht, dass die unteren Schichten der Ablagerung im Eem-Meer sedimentiert worden seien, habe ich in Ermangelung an Proben dagegen keine direkten Beweise erbringen können. Ich zweifle aber nicht daran, dass eine mit Sorgfalt durchgeführte Analyse einer vollständigen Probeserie die Richtigkeit dieser Ansicht bestätigen würde. Wie dem nun auch sei, so dürfte aus dem hier erörterten die Wichtigkeit und Erwünschtheit einer erneuerten, mit Hilfe von Diatomeen, Silicoflagellaten, Pollen, Foraminiferen, Mollusken usw. durchzuführenden vollständigen Untersuchung der intramoranen Ablagerung an der Mga hervorgehen.

LITERATUR.

- BRANDER, G., 1936. Über das Einsammeln von Erdproben und ihre Präparation für die qualitative und quantitative Diatomeenanalyse. C. R. Soc. géol. Finlande, N:o IX. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 115.
- »— 1937. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 118.
- DOKTUROVSKY, W., 1932. Neue Angaben über die interglaziale Flora in der USSR. Abh. Nat. Ver. Bremen, Bd. XXVIII.
- GAMS, HELMUT, 1935. Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, Vol. 28, N:o 1.
- GERASIMOV, D. A., 1930. On the distinctive characteristics of the pollen of *Larix* and *Pinus Cembra* in peat. Geol. fören. i Stockholm förh., Bd 52.
- JESSEN, Knud & MILTHERS, V., 1928. Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danm. geol. Unders., II. Række, Nr. 48.
- NORDMANN, V., 1928. La position stratigraphique des dépôts d'Eem. Danm. geol. Unders., II. Række, Nr. 47.
- ПОКРОВСКАЯ, I. M., 1936. О межморенных отложениях р. Мги. Труды советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), Выпуск II, S. 25.
- POTULOWA, N., 1926 а. Геологическое строение долины Невы между Мгой и Тоспой. Известия геологического комитета, 1922 год., Т. 41, N:o 2—5 S. 109.
- »— 1926 б. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской губернии. *Ibid.*, 1924 год., Т. 43, N:o 9, S. 1209.
- ZÄNS, V., 1936. Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. C. R. Soc. géol. Finlande, N:o IX. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 115.

ZUR SYNTHETISCHEN DARSTELLUNG DES ANALCIMS.

VON

ARNE SIRÉN.

Schon im Jahre 1880 wurde Analcim von af Schulten ¹ auf hydrothermale Wege durch Erhitzen auf 180°—190° eines Gemisches von Na₂SiO₃-Lösung, NaOH und aluminiumhaltiges Glas in geschlossenen Gefäßen dargestellt. Später ist das Mineral bei hydrothermalen Synthesen verschiedener Silikatmineralien erhalten worden. Im Jahre 1913 wurde die gesamte auf hydrothermale Mineralbildung bezügliche Litteratur von Niggli und Morey ² zusammengestellt. Müller und Koenigsberger ³ haben gezeigt, dass die Entstehung der Zeolithe bei Abwesenheit freier CO₂ schon bei 100° einsetzt und unter Umständen bis 400° reicht, doch ist ihr Stabilitätsbereich, mit Ausnahme von Analcim, vielleicht schon bei 310° überschritten. In einer späteren Arbeit beschrieben Müller und Koenigsberger ⁴ eingehend einige synthetische Silikatmineralien. Noll ⁵ hat u. a. die Bildungsbedingungen von Kaolin-Montmorillonit-Analcim (System Al₂O₃-SiO₂-H₂O-NaOH) untersucht. Die Versuche zeigen, dass es in alkalischen Lösungen eine einfache Abhängigkeit der Montmorillonit- und der Analcim-Bildung von der Na-Ionenkonzentration derart besteht, dass bei höheren Natriumkonzentrationen Analcim an Stelle von Montmorillonit erscheint.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war, Analcim synthetisch aus alkalischen Lösungen darzustellen und diejenige Temperatur festzustellen zu versuchen, die man als die beste für die Darstellung von Analcim halten kann.

Die Arbeit wurde in einer Stahlbombe nach Morey ⁶ (früher von Eskola, Vuoristo und Rankama ⁷ bei der Ausführung von Spilit-

¹ Compt. rend. 90. 1493. 1880.

² Zeitschr. f. anorg. Chem. 83. 369. 1913.

³ » » » » 104. 1. 1918.

⁴ N. Jahrb. Beil.-Bd. 44. 402. 1920.

⁵ Min. petr. Mitt. 48. 210. 1936.

⁶ Journ. Amer. Chem. Soc. 36. 1914.

⁷ Compt. rend. de la Soc. geol. de Finlande N:o 9 1935.

reaktionen angewandt) ausgeführt. In diesem Fall wurde doch die Temperatur mit einem gewöhnlichen Quecksilberthermometer abgelesen. Die benutzten Ausgangsmaterialien wurden in einer Silberkanne abgewogen, welche in die Bombe eingestellt wurde.

V e r s u c h 1.

2 500 mg	Na ₂ SiO ₃
780 »	Al(OH) ₃
10 ccm	H ₂ O

wurden 192 Stunden auf 259°—264° erhitzt. Der Druck des Wasserdampfes ¹ bei diesen Temperaturen ist 45.6—49.4 Atm. Das Reaktionsprodukt war ein isotropischer Stoff, dessen $n = 1.489$ (Analcim). Bei mikroskopischer Untersuchung konnte man runde Körnchen (Ikositetraeder?) und ein kubisches Skelett wahrnehmen, aus welchem Nadeln mit denselben optischen Eigenschaften wie der Analcim herausprossen. Die erhaltenen Kristalle waren sehr klein.

Friedel und Sarasin ² erhielten, wenn sie SiO₂, NaOH und Al₂O₃ in den Verhältnissen des Albits auf 400° mit Wasser erhitzten, kein Albit, wohl aber Analcim in Ikositetraedern, daneben Globulite und unbestimmbare Nadeln. Wahrscheinlich sind diese Nadeln aus einem kubischen Skelett, wie im vorliegenden Versuche, entstanden.

V e r s u c h 2.

200 mg	NaOH (Kahlbaum)
390 »	Al(OH) ₃ (Merck)
600 »	Silicagel (Riedel-Haën, Marke A)
10 ccm	H ₂ O

Die Ausgangsprodukte, welche im Analcimverhältnis stehen, wurden 476 Stunden bei 200°—203° erhitzt. Der Druck des Wasserdampfes in diesem Fall war 15.3—16.3 Atm. Es wurden Analcimkristalle in Würfeln, Ikositetraedern und Kombinationen von Würfeln und Ikositetraedern erhalten. $n = 1.488$. Die Messung der Kantenlänge des Würfels bei 62 × Vergrößerung ergab 9 mm, entsprechend einer wirklichen Kantenlänge von 0.145 mm. Die Durchschnitte des Ikositetraeders waren 0.21 mm.

¹ Handbook of chemistry and physics 1936—1937.

² Compt. rend. 97. 290. 1883.

V e r s u c h 3.

200 mg	NaOH (Kahlbaum)
390 »	Al (OH) ₃ Merck
600 »	Silicagel (Riedel-Haën Marke V)
10 ccm	H ₂ O

mit Zusatz von einem Analcimkristalle, dessen Gewicht 15.9 mg war, wurden 361 Stunden auf 200°—203° erhitzt. Der Druck war 15.3—16.3 Atm. Nach rascher Abkühlung der Bombe wurden Analcimkristalle in Ikositetraedern, deren Durchschnitt 0.21 mm und $n = 1.488$ war, erhalten. Das Gewicht des zugesetzten Analcimkristalles war nach dem Versuch 16.3 mg. Die Gewichtszunahme war also nur 0.4 mg.

V e r s u c h 4.

Dieselbe Zusammensetzung wie in Versuch 3, mit Ausnahme des Analcimkristalls, wurde bei 259°—264° während 434 Stunden erhitzt. Das Druck variierte zwischen 45.6—49.4 Atm. Die Bombe wurde rasch abgekühlt und auch jetzt wurde Analcim erhalten ($n = 1.490$). Die erhaltenen Kristalle waren doch sehr klein. Der Durchmesser war kleiner als 0.03 mm.

V e r s u c h 5.

Auch in diesem Versuch wurde dieselbe Zusammensetzung wie in vorigem Versuch benutzt. Das Erhitzen dauerte etwa 370 Stunden und die Temperatur variierte zwischen 342°—360°. Das Druck war 148.1—184.1 Atm. Auch in diesem Falle entstanden sehr kleine Analcimkristalle ($n = 1.489$). Der Durchmesser war = 0.02 mm.

Aus den Versuchen 2 und 3 geht hervor, dass die günstigste Temperatur für die Entstehung des Analcims bei etwa 200° liegt. Bei höheren Temperaturen (bis 360° in diesen Versuchen) entsteht zwar Analcim (Versuch 4 und 5), aber die Kristalle sind sehr klein. Dass genannte Temperatur die günstigste ist, geht auch aus früher ausgeführten Synthesen hervor. So erhielt, wie oben angeführt ist, af Schultén Analcim bei 180°—190°. Ausserdem erhielt af Schultén¹ Analcim beim Erhitzen auf 180° eines Gemisches von Na₂SiO₃ und NaAlO₂ in solchem Verhältnis, wie es dem Analcim entspricht, mit Kalkwasser in einer Kupferbombe. Doelter² hat gezeigt, dass Anal-

¹ Compt. rend. 94. 96. 1882.

² Neues Jahrbuch Min. I. 118. 1890

cim immer erhalten wird, wenn Lösungen von SiO_2 , Al(OH)_3 und NaOH bei 100° — 200° in verschlossenen Röhren aufeinander einwirken. Doelter¹ erhielt aus konzentrierten Lösungen von Na_2CO_3 , Al_2O_3 und SiO_2 in Natrolithverhältnis bei 90° Natrolith, bei 190° Analcim. Aus Analcimmischungen entstand bei 90° beim Impfen mit Natrolith letzterer, bei 190° aber Analcim. Bei 200° ergab eine Mischung der Analcimzusammensetzung ebenfalls neukristallisiertes Analcim. Eskola, Vuoristo und Rankama² führten aufs Neue die Analcimsynthese af Schultens aus. Sie erhitzen NaOH mit Aluminiumglas während 72 Stunden auf 196° — 203° in ihrer Stahlbombe und erhielten Analcim und andere Zeolithe.

ZUSAMMENFASSUNG.

1. Einige Versuche bei verschiedenen Temperaturen mit NaOH , Al(OH)_3 und Silicagel in Analcimverhältnis in alkalischer Lösung wurden ausgeführt. In allen Versuchen entstand Analcim.

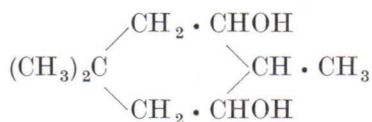
2. Die günstigste Temperatur für die Entstehung des Analcims liegt wahrscheinlich bei etwa 200° .

Es ist mir eine angenehme Pflicht, meinem Lehrer, Herrn Professor P. Eskola für die Überlassung dieser Arbeit meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen.

¹ Tsch. min. petr. Mittlg. 25. 79. 1906.

² loc. cit.

DIE KRISTALLFORM UND OPTISCHEN KONSTANTEN DES
1, 1, 4-TRIMETHYL-CYCLOHEXANDIOL-3, 5



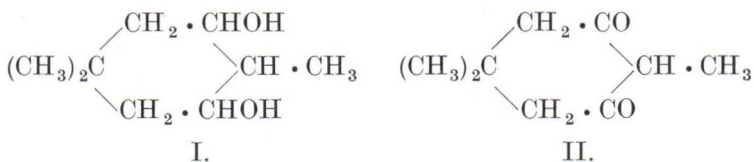
VON

V. P. HIRSJÄRVI.

(Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Helsinki).

(Mit 3 Textfiguren).

Die hier zu beschreibende Verbindung, 1, 1, 4-Trimethyl-Cyclohexandiol-3, 5, (I) wurde auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. N. J. Toivonen¹ in dem hiesigen Chemischen Universitäts-Laboratorium dargestellt. Als Ausgangsmaterial diente das 1,1,4-Trimethyl-Cyclohexandion-3,5 (II), das mit Natrium in absolut-alkoholischer Lösung reduziert wurde.



Zur Reinigung wurde das Rohprodukt aus Benzol umkristallisiert, Schmelzpunkt nach mehreren Umkristallisationen 116—117°. Nach der Verbrennungsanalyse rein. Ob die Hydroxylgruppen sich in cis- oder trans-Stellung zueinander befinden, ist noch nicht untersucht worden.

Die kristallographische Untersuchung führte, unter Anwendung von Kristallen, erhalten durch Kristallisation aus verschiedenen Lösungsmitteln, zu folgenden Ergebnissen:

¹ Suomen Kemistilehti, VI 72, (1933).

Symmetrieklasse: Wahrscheinlich trigonal-hemimorph.
(Ditrigonal-pyramidale Klasse nach Groth.)

Morphologische Konstanten: $a : c = 1 : 0.5127$ $p_0 = 0.3418$.

Folgende Flächen wurden gefunden:

Nr.	Buchstabe	Goldschmidt	Bravais	Berechnet:		Gemessen:	
				φ	s	φ	s
1.	C.	0	000 $\bar{1}$	—	0°	—	0°
2.	a.	$\infty 0$	10 $\bar{1}0$	0°	90°	0°	90°
3.	b.	∞	11 $\bar{2}0$	30°	90°	30°	90°
4.	q.	$-\frac{1}{2}0$	10 $\bar{1}2$	0°	9°42'	0°	9°41'
5.	p · z	± 10	10 $\bar{1}1$	0°	18°52'	0°	18°52' ¹
6.	P	-10	10 $\bar{1}\bar{1}$	0°	18°52'	0°	18°52'
7.	R	-20	20 $\bar{2}\bar{1}$	0°	34°21'	0°	34°24'
8.	S.	-30	30 $\bar{3}\bar{1}$	0°	45°43'	0°	45°36'
9.	T · X	± 40	40 $\bar{4}\bar{1}$	0°	53°49'	0°	53°51'

Flächenkombinationen und Habitus: Bei der Kristallisation kamen Etanol, Aceton, Äther, Kohlentetrachlorid, Wasser, Wasser + 10 % NaCl, Wasser + 10 % Na₂SO₄, Chloroform und Benzol zur Anwendung. Die Löslichkeit in Etanol, Aceton und Äther war sehr gross (50 mg in 0.10, 0.22 und 1.45 ccm) und ausserdem wies die Verbindung eine dermassen starke Neigung auf, die Wände des Gefässes zu kriechen, dass eine gesättigte Lösung, in der man den Kristall an ein Haar aufgehängt sich hätte bilden lassen können, sich überhaupt nicht herstellen liess. Besonders im Äther trat diese Erscheinung stark hervor. An den die Wand des Kristallisationsgefässes gekrochenen Kristallen konnte nur beobachtet werden, dass sie gerade Auslöschung und den gleichen Schmelzpunkt hatten wie die anderen Kristalle. In Kohlentetrachlorid war die Löslichkeit sehr gering (50 mg in 50.52 ccm), so dass an dem in der Lösung hängenden Kristall nach Verlauf von 25 Tagen fast gar kein Zuwachs zu beobachten war, sondern der Kristall bildete sich nur stengelig aus. Ausserdem wies die Verbindung auch in diesem Lösungsmittel eine grosse Neigung auf, sich an den Wänden des Kristallisationsgefässes zu kristallisieren. Auch an diesen Kristallen liess sich also nur die gerade Auslöschung und der Schmelzpunkt feststellen. In Wasser,

¹ Das Achsenverhältnis wurde als Durchschnittswert von 13 (10 $\bar{1}1$) Flächenbeobachtungen berechnet.

Wasser + 10 % NaCl, Wasser + 10 % Na₂SO₄, Chloroform und Benzol war die Kristallisation ebenfalls schwer Auszuführen. In Wasser + 10 % Na₂SO₄ bildete sich das eine Ende des Kristalls sehr schwach aus, so dass eine Messung der Flächen nicht möglich wurde. 50 mg der Verbindung lösen sich in 0.85 ccm Wasser, doch setzt sich die Umkristallisation erst ein, nachdem das Wasser bis 0.48 ccm eingedunstet ist. Deshalb kristallisierte sich die Lösung schon nach zwei Tagen durchweg und musste erneut werden, denn die Bildung eines genügend grossen Kristalls erforderte 6—8 Tage Zeit. Das Auswechseln der Lösungen wirkte störend auf die regelmässige Ausbildung der Flächen. Das stumpfere Ende des Kristalls erhielt oft schlechte Flächen, liess sich aber gleichwohl gut messen. An den Enden der spitzeren Rhomboeder waren die Flächen zwar grösser, aber matter. Gleiches liess sich bei Kristallisation aus Wasser + 10 % NaCl feststellen, wobei die Lösung nicht erneut zu werden brauchte. Da das spezifische Gewicht des Kristalls geringer ist als das des Chloroforms, musste der Kristall mit Hilfe eines Gewichts an das Haar verankert werden. Die Querschnittsfigur der Kristalle bildete gewöhnlich ein Sechseck, ausser bei der Kristallisation aus Benzol, wo diese Figur auch ein Dreieck darstellen konnte. In der Entwicklung der Enden liess sich auch hier dieselbe Erscheinung beobachten wie bei der Kristallisation aus Wasser. Gut messbare Kristalle waren in kürzester Zeit (6—8 Tage) aus Wasser zu erhalten; die längste Zeit (30—40 Tage) erforderte die Kristallisation aus Benzol. Von den Rhomboedern wies gewöhnlich eines kleinere Flächen auf, wahrscheinlich infolge der liegenden Stellung des Kristalls. Bei der Kristallisation aus Wasser, Wasser + 10 % Na₂SO₄, Wasser + 10 % NaCl sowie Chloroform bildeten sich an den Wänden des Kristallisationsgefässes viele Kristalle, deren eines Ende in die Lösung hineinragte und sich dort frei ausbildete. Der grösste von mir beobachtete Kristall, erzeugt am hängenden Haar, mass 19 × 4 mm.

4. (Wasser + 10 %
NaCl) — b C — p — P R — — —
5. (Chloroform) a b — — p — P — S — — Fig. 2.
6. (Chloroform) a b — — p — — — S — X
7. (Chloroform) a b — — p z — — — — — (Nur ein Ende des
Kristalls frei).
8. (Benzol) — b — q p — — — — — X Fig. 3.

Physikalische Eigenschaften: Spröde, Härte 2—3. Spaltbarkeit nach den Flächen b (1120) und X (4041) deutlich. Eine pyroelektrische Erscheinung lässt sich nachweisen, wobei das Ende des stumpferen Rhomboeders gleichnamig elektrisch ist mit dem Ende des stumpferen Rhomboeders beim Turmalin.

Optische Eigenschaften: Farblos, durchscheinend. Optisch einachsig, negativ. Gerade Auslöschung. Wegen der Sprödigkeit des Kristalls musste der Brechungskoeffizient mittels der Immersionsmethode bestimmt werden. Die Bestimmungen wurden in Na-Licht ausgeführt.

$$\begin{aligned} \omega &= 1.5034 \\ \varepsilon &= 1.4843 \\ \omega - \varepsilon &= 0.0191 \end{aligned}$$

Die vorliegende kristallographische Untersuchung wurde unter der Leitung von Herrn Professor Dr. L. H. Borgström ausgeführt, wofür ich ihm meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

ARTESISCHER GRUNDWASSERAUSBRUCH IN TERIJOKI UND EINIGE GESICHTSPUNKTE ÜBER DIE STRUKTUR DES KARELISCHEN ISTHMUS.

von

ESA HYYPPÄ.

Am 23. Dezember 1936, also gerade am Vorabend des Weihnachtsfestes, ereignete sich in Terijoki (s. Karte, Abb. 1) ein heftiger Grundwasserausbruch in Form eines artesischen Brunnens. Der Ausbruch dauerte mit ungehemmter Kraft ungefähr zwei Wochen an und drohte bereits grössere materielle Schäden zu verursachen. Es begannen von dem Ereignis in den Zeitungen alarmierende Nachrichten zu kursieren, und so erhielt auch die Geologische Kommission in Finnland Kenntnis davon. Auf Anordnung der Kommission begab ich mich dorthin, um an Ort und Stelle auf geologischer Grundlage die Ursache dieser für unsere Verhältnisse seltenen Naturerscheinung zu untersuchen.

Am 17. Jan. kam ich nach Terijoki und begab mich zu den ersten Untersuchungen an den Unglücksplatz, wo das Ausbrechen des Wassers aus den unterirdischen Quellen damals schon merkbar schwächer geworden war. Die oberflächliche Betrachtung der Ausbruchsstelle verriet mir nicht mehr als das, was ich schon bei meiner Abreise von dem Geschehnis angenommen hatte, nämlich, dass es sich um einen artesischen Wasserausbruch handelte. Diese Auffassung konnte man vor allem schon deshalb für vollständig sicher halten, weil es in der Ortschaft über 30 solcher Brunnen gibt und weil der Ausbruch den Wasserdruck gerade in diesen Brunnen verringert hatte, während statt dessen die gewöhnlichen flachen Grundwasserbrunnen in bezug auf das Ereignis ganz ohne Reaktion geblieben waren.

Meine Untersuchungsarbeit in Terijoki hätte sich in der Hauptsache auch in diesem ziemlich dürftigen Resultat erschöpft, wenn ich nicht dank eines glücklichen Umstandes an den in der Ortschaft wohnenden Rohrbrunnenbauer, den Brunnenmeister A. Golnick, geraten wäre, auf dessen Arbeitsplatz das Unglück geschehen war.

Dieser Brunnenmeister hat während seiner mehr als 40-jährigen Brunnenbauarbeit auf dem Karelischen Isthmus ungefähr 800 artesische Rohrbrunnen gebaut wobei er sich ein äusserst wertvolles erfahrungsmässiges Wissen von der Struktur und den Eigentümlichkeiten der

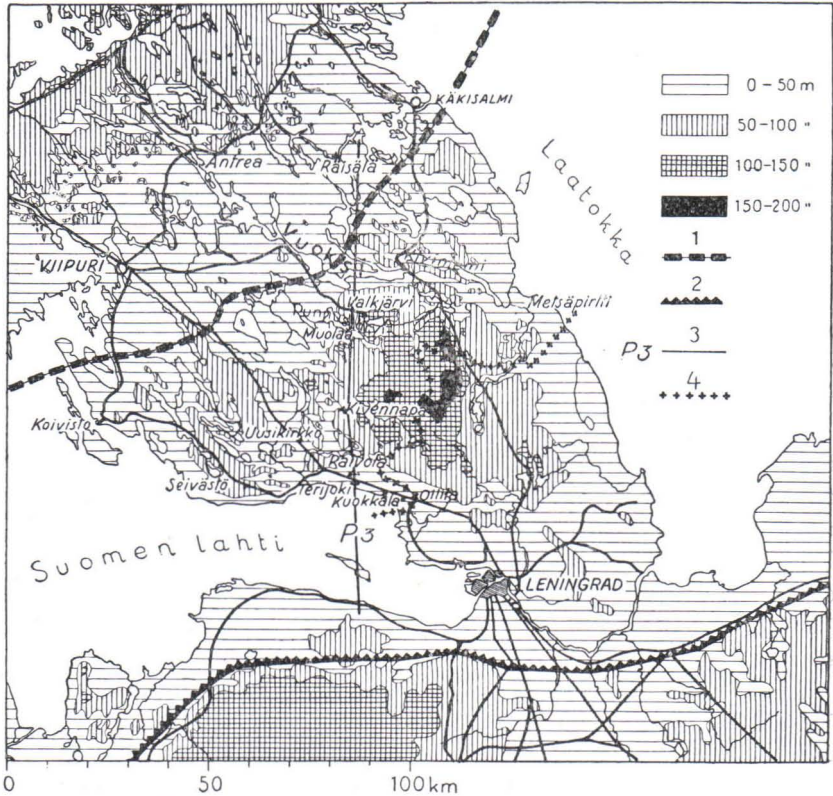


Abb. 1. Die Höhenverhältnisse des Karelischen Isthmus und einige damit zusammenhängende geologische Umstände. 1 = Grenze des Grundgebirges im Südosten, 2 = Glint im Süden des Finnischen Meerbusens, 3 = Profilinie, 4 = Landesgrenze. Südöstlich vom Grundgebirgsgebiete erhebt sich die Höhe des Karelischen Isthmus, deren Kern die kambrische Schichtenserie bildet und deren nordwestliche Grenzzone die gleiche Abtragsstufe darstellt wie der im Süden des Finnischen Meerbusens vorhandene heutige Glint.

verschiedenartigen Bodendecken erworben hatte, auf die er während seiner Bohrungsarbeiten gestossen war. Nach seinen Aussagen hatte er bis zum Jahre 1918 die genauen Profilzeichnungen von allen Bohrungen bis zur damaligen Zeit besessen, aber dieses wertvolle Material ist während des Freiheitskrieges verlorengegangen.

Jetzt konnte man die Beobachtungen nur aus der Erinnerung des Brunnenmeisters sammeln, die auch in diesen seinen brufsmässigen Fragen äusserst gut zu sein schienen. Als gewisse Kontrolle für die Zuverlässigkeit der Mitteilungen aus seiner Erinnerung kann ich erwähnen, dass, als ich am folgenden Tage die von ihm Tags zuvor erhaltenen Auskünfte wiederholen liess, sie auch in ihren Details inzwischen nicht voneinander abgewichen waren. Es ist verständlich, dass man ein auf diese Weise gesammeltes Beobachtungsmaterial zwar nicht bis in die Einzelheiten detailliert hinnehmen kann, aber in seinem Lichte kann man, unter Befolgung der nötigen Vorsicht, selbst gewisse wesentliche Züge bei dem Auftreten des Wasserausbruchs und in der geologischen Struktur des Gebietes untersuchen.

Der Verlauf des Ausbruches war nach der Schilderung von Golnick folgender. Der Bau des Rohrbrunnens wurde am 17. Dez. v. Jhrs. begonnen. Die Bohrstelle befindet sich in Terijoki 7 m ü. M. auf einem Villengrundstück, dessen Eigentümer ein tatarischer Kaufmann namens Ahsan ist. Anfangs in einer Tiefe von 0—4 m befanden sich Sand und Moräne, die in drei m Tiefe äusserst steinig wurde. Bei der Bohrung wurde das für diesen Zweck am besten geeignete Wasserspülverfahren angewandt, wobei das Druckwasser die in dem Bohrloch gelöste Erde durch eine besondere Mantelröhre, in deren Inneren die Bohrröhre selbst arbeitet, nach oben schafft. In einer Tiefe von 4—7 m bestand der Boden aus steiniger, tonreicher Moräne. Das Wort Moräne war dem Golnick nicht bekannt, aber auf Grund seiner Beschreibung von der Bodenbeschaffenheit schliesse ich, dass es sich dabei um Moränenboden handelte. Bei 7—15 m trat steiniger »Uferton« auf. »Uferton« ist ein Terminus von Golnick, der in diesem Zusammenhange am besten anzuwenden ist. Danach folgte eine 50 cm starke Sandschicht, in der etwas Wasser vorhanden war, jedoch noch nicht eigentliches Druckwasser. Auf die Sandschicht folgte weiter harter, dunkelgrauer »Ton«, in dem sich dünne Sandstreifen befanden. Der Ton reichte bis in eine Tiefe von 40 m, und seine Unterlage bestand aus steinigem Kies, der reichlich Druckwasser enthielt. Hier wurde die Bohrung beendet, weil der Brunnen fertig zu sein schien.

Die Arbeit schloss am Vorabend des Weihnachtsfestes um 14 Uhr, wobei die Brunnenröhre natürlich im Boden gelassen wurde. Durch sie quoll nur langsam Wasser hervor, das unregelmässig stieg und fiel. Am Abend um 18 Uhr hatte das Wasser ein kleines Spritzloch in den Boden gebrochen, ungefähr 1.5 m neben der Röhre zur Villa hin. Dabei kam auch aus dem Rohre ein stärkerer Wasserfluss. Das in der Erde entstandene Loch wurde sorgfältig verstopft, und der Brun-

nen so gelassen, wie er war, denn derartige kleine Bodendurchbrüche waren früher oft aufgetreten, ohne dass aus ihnen irgendwelche schlimmeren Folgen entstanden wären. Um 23 Uhr wurde jedoch Herr Golnick auf den Platz gerufen, wo um die Röhre herum ein grösserer Bruch entstanden war, aus dem ein etwa 50 cm dicker und ein Meter hoher Wasserstrahl hervorkam. Der Strahl führte eine Menge feinen Sand mit sich.

Der Brunnenmeister wollte jetzt eine geräumigere Röhre in den Boden schlagen — die ursprüngliche war nur zwei Zoll stark — um die Möglichkeit zu haben, den Wassergang zu regeln und seinen Lauf



Aufn. A. Pullinen.

Abb. 2. Grundwasserausbruch am 25. XII. 1936. Mit den aus der Abbildung ersichtlichen Sandsäcken hat man das Ausbruchslotz zu verstopfen versucht.

durch die Röhre zu zwingen, wobei das unter grossem Druck hervorschiessende Wasser nicht dazu gekommen wäre, selbst die in den Bodenschichten entstandene Öffnung anzugreifen. Der Auftraggeber des Brunnens willigte jedoch nicht in diese Massnahme ein, sondern liess auch die frühere Röhre fortnehmen, wobei sich die Lage nur verschlechterte. Am folgenden Tage befand sich der Ausbruch in vollem Lauf. Nach der von dem Maschinenmeister T. J. Muhonen angestellten Berechnung betrug die Wassermenge dabei 9 m^3 in der Minute, und das Ausströmen des Wassers hielt nahezu unverändert bis zum 14. Januar an, wobei sich an der Ausbruchsstelle eine ungefähr 9 m breite und lange Bodensenkung bildete. Die in Form eines Kraters



Aufn. A. Pullinen.

Abb. 3. Die Stelle des Ausbruchslochs am 14. I. 1937, d. h. sofort nach der Entstehung der Bodeneinsenkung an der Ausbruchsstelle.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 4. Die Bruchstelle am 18. I. 1937, wobei sich das Ausbruchsloch infolge der Bodeneinsenkung verstopft und der Wasserstrom verringert hat.

entstandene Grube war stellenweise 7 m tief, und dort versanken eine an dem Orte wachsende Birke sowie die Sandsäcke, mit denen man anfänglich den Wasserausbruch vergeblich hatte zu hemmen versucht. Vor der Senkung kam reichlich dunkler Ton mit, der aus den in der Tiefe befindlichen Tonschichten herzustammen schien.

Nach der Senkung verringerte sich das Ausströmen des Wassers rasch, und in den anderen Rohrbrunnen der Gegend begann sich der

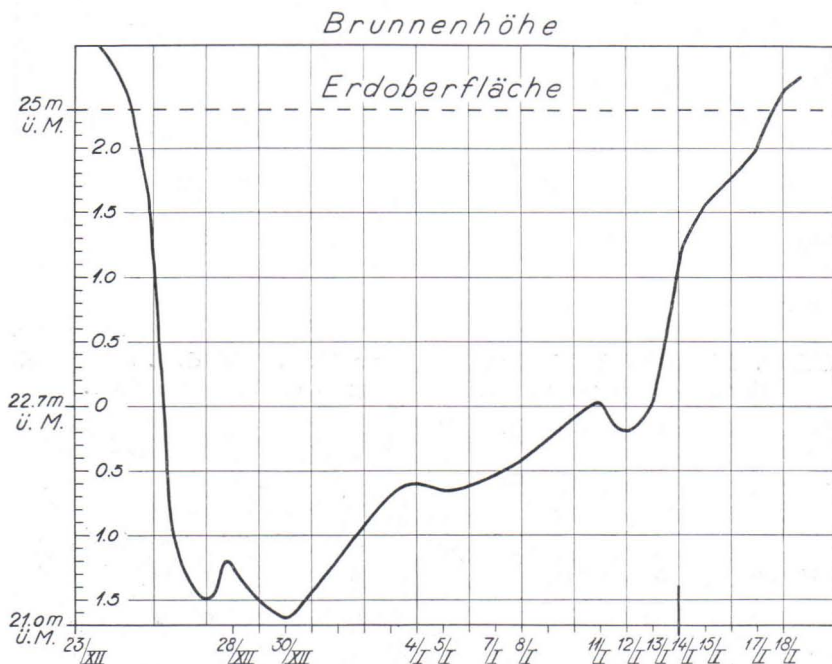


Abb. 5. Diagramm, das die Wasserhöhe und zugleich den Druckwechsel des Grundwassers in dem Brunnen des Gymnasiums von Terijoki während der Dauer des Ausbruchs zeigt.

Wasserdruck schnell zu heben, nachdem er zwei Wochen lang so klein gewesen war, dass man dort nur mit Hilfe von Pumpen Wasser bekam. So fand ich die Lage dort bei meiner Ankunft am 17. Januar, wobei das Wasser wie bei einer ziemlich grossen Quelle sprudelte und schätzungsweise etwa 1 000 m³ feiner Sand und Ton hervorgekommen waren. Die Einsenkung war auch hauptsächlich eine Folge der Entfernung einer so grossen Materialmenge aus den tieferen Schichten, besonders als sich der Wasserdruck bei anhaltendem Ausbruch stufenweise verringerte, so dass diese ihrerseits den auf ihnen lastenden Druck der Bodenschichten nicht mehr zu tragen vermochten.

Die Senkung verstopfte natürlich teilweise das Ausbruchsloch. Die Folge davon war der oben erwähnte rasche Druckanstieg in den Rohrbrunnen der Gegend, d. h. in dem ganzen unterirdischen artesischen System.

Die wesentliche Ursache für den Wasserausbruch ist natürlich die, dass das unter Überdruck stehende Wasser dazu kam, sich im Zusammenhang mit der Bohrung durch die es bedeckende undurchlässige Schicht gewaltsam selbst einen Weg zu bahnen. Wie im Einzelnen ein solcher Durchbruch zustande gekommen ist, kann jetzt nachträglich jedoch nicht ganz leicht erklärt werden. Es ist möglich, dass die Brunnenröhre durch die Bohrung zum Teil verstopft war, wobei sich das unter starkem Druck stehende Wasser zwischen der Bodendecke und der Röhre einen Ausgang zu suchen begann, was um so leichter geschehen konnte, als der die Decke bildende Ton sehr schluffreich zu sein schien und also für die Erosion des Wassers eine gute Gelegenheit bot. Es ist ferner möglich, dass die Grundwasseransammlung an dieser Stelle reichlicher war als gewöhnlich und unter stärkerem Druck stand, weshalb die zwei Zoll starke Brunnenröhre ihrerseits zu klein war, um die aufwärts strebende Grundwasserströmung dann zu beherrschen, als sie einmal wie eine Flut in Bewegung geraten war.

Die Abbildungen 2, 3 und 4 stellen den Schauplatz in den verschiedenen Phasen des Ausbruchs dar. Das Diagramm, Abb. 5, gibt die Veränderungen des Wasserdrucks während des Ausbruchs wieder nach den Messungen, die der Hausmeister des Gymnasiums in Terijoki an dem Brunnen der Schule vorgenommen hat. Dieser Brunnen ist auf der Karte Abb. 6 und im Profil P 2, Beilage II, mit der Nummer 8 bezeichnet. Zu dem Profil selbst kehren wir später zurück. Aus dem Diagramm, das die Wasserstandshöhe und also indirekt auch den Druckwechsel in dem betreffenden Brunnen anzeigt, ersehen wir, wie sich die Wasserhöhe bei Beginn des Ausbruchs rasch verringert, schon am 30. XII. 1936 das Minimum erreicht und danach schnell ansteigt. An dem Tage, 14. I. 1937, als an der Ausbruchsstelle die Bodeneinsenkung stattfand, deren Folge die teilweise Verstopfung des Ausbruchsloches war, stieg der Wasserspiegel in dem Rohrbrunnen jedoch sehr schnell wie die Kurve in dem Diagramm anzeigt. Der gleiche Entwicklungsgang wurde auch in den anderen Rohrbrunnen der Gegend beobachtet, wo der Ausbruch seinen Einfluss ausübte. Das bedeutet natürlich das Ansteigen des Wasserdruckes in dem ganzen artesischen System wie schon oben erwähnt ist.

STRATIGRAPHIE DES GEBIETES AUF GRUND DER BRUNNENBOHRUNGEN.

Um die Funktion eines solchen Grundwassersystems hinsichtlich des ganzen in Frage kommenden Gebietes zu verstehen, betrachten wir es im Lichte der Stratigraphie der Gegend, soweit sie aus den dort vorgenommenen zahlreichen Brunnenbohrungen deutlich wird. Es gibt bei der Ortschaft insgesamt vierzig Rohrbrunnen, die beinahe alle das Werk von A. Golnick sind, wodurch die Möglichkeit

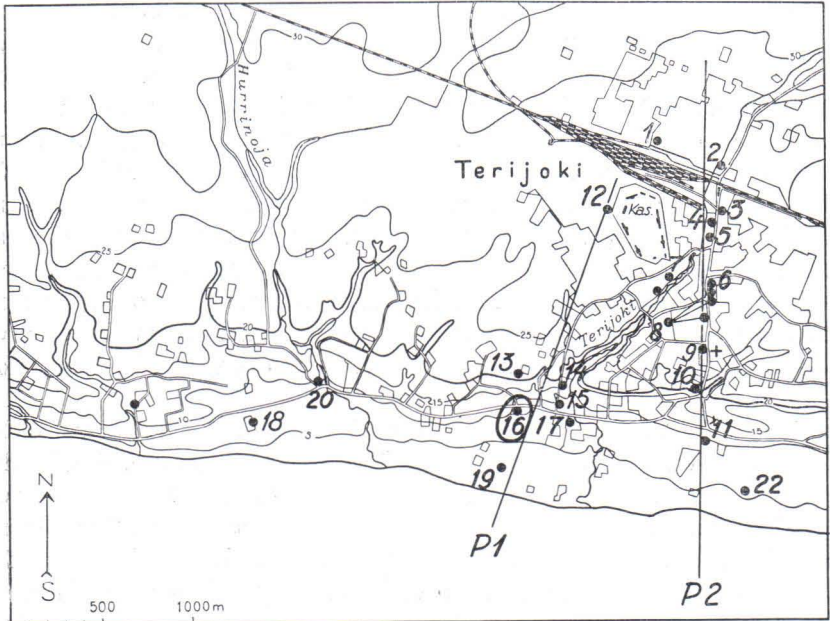


Abb. 6. Die Lage der artesischen Brunnen in Terijoki. Nr. 16 bezeichnet die Ausbruchsstelle, die andern Nummern bei den schwarzen Punkten Brunnen oder Brunnengruppen, deren Profile in die Vertikalebene P1 und P2 projiziert sind.

Die Höhenkurven auf der Karte sind mit 5 m Vertikaldistanz gezeichnet.

gegeben war, von ihm wertvolle Mitteilungen über die Struktur der Bodendecke zu erhalten.

Auf der Karte, Abb. 6, sehen wir die Lage der Bohrlöcher, auf deren Lagerfolge die Konstruktion der Profile P1 und P2, Beilage I und II, beruht. Aus der Karte (Abb. 6) ist zugleich die Richtung der Vertikalebene der erwähnten Linienprofile ersichtlich. Auf diese Ebene habe ich die Profile der einzelnen Brunnen projiziert, wie aus den Nummern der schwarzen Punkte, die auf der Karte die Lage der Brunnen bezeichnen, zu ersehen ist.

Die Feststellung der Bodenarten selbst brachte bei meiner Aufstellung der Profile die grössten Schwierigkeiten mit sich. Beruht doch das Bohren der Brunnen auf dem Spülverfahren, wobei man die Proben nicht in ihrer ursprünglichen Form, sondern höchstens als kleine Stückchen bekommt. Der Brunnenmeister Golnick wendet für die Bodenarten seine eigenen Termini an, weshalb eine genaue geologische Erklärung nicht möglich ist. Auf Grund dieser Ausdrücke und der detaillierten Beschreibungen, die ich von Golnick erhielt, kann man jedoch auch Schlüsse auf die Struktur der Bodendecke in wissenschaftlichem Sinne ziehen, soweit man eben nur bei den grossen Hauptpunkten der Frage bleibt.

Profil 1, Beilage I, stellt ein Linienprofil dar, das durch die Ausbruchsstelle selbst verläuft. Das Profil ist in vierfach erhöhtem Massstab gezeichnet, und die Bohrlöcher der Brunnen mussten dort der besseren Deutlichkeit wegen einige zehnmal grösser als in Wirklichkeit dargestellt werden. Das Ausbruchsloch (Nr. 16) ist ganz schwarz gezeichnet. Bei den anderen Bohrlöchern deutet eine kurze waagerechte Linie an, bis zu welcher Tiefe sich das Brunnenrohr selbst erstreckt. Das Bohrloch setzt sich in den meisten Fällen noch unter dem Rohr fort, bisweilen sogar noch mehr als hundert Meter. Bei den Nummern für die Brunnenlöcher habe ich noch ein + oder — Zeichen gemacht. Mit + sind diejenigen Brunnen, auf die der Ausbruch keinen Einfluss ausübte, mit — dagegen die Brunnen, in denen sich der Wasserdruck deutlich verringert hat, bezeichnet.

Zuunterst in der Schichtenreihe befindet sich »weisser harter Boden«, die ungefähr 40 m unter dem Meeresspiegel eine ziemlich waagerechte Unterlage für die darüber befindlichen Bodenschichten bildet. Diese Formation ist auf Grund der Beschreibung von Golnick schichtweise gelagert, wobei die dicken harten Schichten der Reihe nach mit lockeren Sandablagerungen oder mit leer erscheinenden Schichten abwechseln. In den lockeren Schichten, die bisweilen nur einige cm dick sein können, ist reichlich Druckwasser vorhanden ebenso wie in dem direkt auf dem »harten weissen Boden« liegenden steinigen Kies, als dessen Decke in der Reihenfolge »roter Ton« auftritt. »Der rote Ton« ist rostrot, eine Farbe, die offenbar auf einer Eisenverbindung beruht. Aus der Schilderung von Golnick zu schliessen handelt es sich dabei um einen wenigstens grösstenteils plastischen Ton, der sich u. a. beim Bohren zäh in der Bohrröhre festsetzt und besondere Reinigungsmassregeln erfordert. Die Schicht scheint jedoch sehr wenig homogen zu sein, denn es sind dort reichlich Steine und auch Sandstreifen enthalten. Der »rote Ton« kann auch sandreiche Moräne sein oder kann vielleicht aus mehreren Bodenartkomponenten bestehen, denn im Zusammen-

hang mit dem Spülbohrverfahren braucht die Farbgrenze nicht ganz genau die wirkliche Stärke der roten Schicht zu bezeichnen. Jedenfalls ist es sicher, dass der »rote Ton« eine tonreiche, wasserundurchlässige Schicht ist, die eine dichte Decke über dem artesischen Wasser in der Kiesschicht und in dem »weissen harten Boden« bildet.

Der »rote Ton« bildet jedoch nicht eine so gleichförmig dicke Schicht, wie es der darunter befindliche »harte weisse Boden« zu tun scheint, sondern seine Stärke wechselt bedeutend. Das ist besonders aus Profil P2, Beilage II, ersichtlich, das ganz in der gleichen Weise wie P1 konstruiert ist und auf verhältnismässig zahlreichen Punktprofilen beruht (s. die Karte Abb. 6). Stellenweise ist der rote Ton über 20 m dick, stellenweise dagegen verschwindet die Schicht fast vollständig. Dieses Verhältnis dürfte nicht auf fehlerhafte Beobachtungen zurückzuführen sein, sondern offenbar hat die fragliche Schicht stellenweise die Neigung, beinahe abzubrechen, wobei sich die auf und unter dem »roten Ton« befindlichen Kiesschichten fast vereinigen. Diese Beobachtung ist insofern wichtig, als sie ihrerseits die gegenseitige Verbindung des in diesen beiden Kiesschichten vorhandenen Druckwassers verständlich macht. Zu dieser Frage werden wir noch später zurückkehren.

Auf dem »roten Ton« liegt auch, wie schon erwähnt, eine steinige Kiessandschicht, in der sich Druckwasser befindet. Sogar das Ausbruchsluch selbst (Nr. 16) erstreckte sich nur bis zu dieser obersten Druckwasserschicht, als deren undurchlässige Decke in der Reihenfolge »grauer Ton« auftritt. Der »graue Ton« ist nach der Beschreibung von Golnick von der gleichen Art wie der »rote Ton«, aber von grauer Farbe und sowohl steiniger wie auch bedeutend härter. Alle diese Umstände rechtfertigen die Auffassung, dass es sich bei dem »grauen Ton« um tonreiche Moräne handelt. Der »graue Ton« bildet eine auch hinsichtlich seiner Stärke sehr wechselnde Schicht, was wohl zu verstehen ist, wenn es sich in Wirklichkeit um eine Moränenakkumulation handelt.

In dem »grauen Ton« befinden sich zahlreiche Sandstreifen, in denen, wenn auch nur kärglich und unter geringem Druck, Druckwasser vorhanden ist. Die Decke des »grauen Tons« besteht anfangs aus einer dünneren Kies-Sandschicht, die sehr einheitlich zu sein scheint, und darauf folgt stellenweise »weicher Ton«, stellenweise wiederum »Uferton«, und als Deckschicht für alles kommt endlich meistens Sand. Der »weiche Ton« ist am ehesten dem Schluff gleichzusetzen, der »Uferton« dagegen ist aller Wahrscheinlichkeit nach spätglazialer Ton. Der auf der Erdoberfläche befindliche Sand

stellt hauptsächlich eine postglaziale Uferformation sowie Flug-sand dar.

Schematisch genommen haben wir also in Terijoki zuunterst Felsgrund, der in einer Tiefe von 120 m u. d. M. noch nicht anzutreffen ist und der, wie wir später sehen werden, hier in einer Tiefe von 130 m u. d. M. auftreten dürfte. Über dem Felsgrund befindet sich der »harte weisse Boden« in einer ungefähr 100 m starken Schicht. Darauf folgt eine verhältnismässig dünne Kies-Sandschicht, deren Decke der seiner Stärke nach wechselnde »rote Ton« bildet. Auf dem letzterwähnten liegt wiederum eine dünne Kies-Sandschicht, auf die der »graue Ton« und sodann wiederum Kies Sand folgen, deren Decke teils aus dem »weichen Ton«, teils aus »Uferton« und zuoberst aus Sand besteht. Das Druckwasser lagert am reichlichsten in dem »harten weissen Boden« und in der zwischen ihm und dem »roten Ton« befindlichen Sand-Kiesschicht. Auch in der zwischen dem »roten Ton« und dem »grauen Ton« vorhandenen Kies-Sandschicht ist reichlich Druckwasser vorhanden, aber hiernach aufwärts endet praktisch gesehen das Druckwasser, wobei der »graue Ton« in letzter Linie die wasserundurchlässige Decke für das ganze artesische System bildet.

Das artesische Wasser liegt also in den wasserdurchlässigen Schichten, deren Decke aus wasserundurchlässigem Ton oder aus tonreichen Bodenarten besteht. Aus der Struktur der örtlichen Profile geht jedoch nicht deutlich hervor, worauf der beträchtlich grosse Druck des Wassers selbst zurückzuführen ist und wo die Quellen dieses Grundwassers liegen. Praktisch gesehen befinden sich ja die Schichten in Terijoki in waagerechter Lage, wobei die Quellen des Druckwassers offenbar weiter aufwärts in den höheren Lagen im Innern des Karelischen Isthmus zu suchen sind.

Dieser Umstand führt uns zu einer regionalen Betrachtung der Struktur des Karelischen Isthmus.

STRUKTUR DES KARELISCHEN ISTHMUS.

Der »harte weisse Boden« von Terijoki unterscheidet sich sehr scharf von den darüber befindlichen Ton-, Sand- und Kiesschichten. Es hat den Anschein, wie wenn er zum Kambrium gehörte, von dem man schon auf Grund der heutigen Forschungen angenommen hat, dass es auf dem Karelischen Isthmus die auf dem Felsgrund liegende zusammenhängende Schichtenserie bilde, die an den Ufern des unteren Vuoksi-Flusses an manchen Stellen bis nahe an die Erdoberfläche reicht und die am Fusse des Glintes an dem südlichen Teil des Fin-nischen Meerbusens vorhanden und von Estland bis zum Südostufer

des Ladogasees festzustellen ist. Ich verweise in diesem Zusammenhang auf folgende Untersuchungen, die sich mit dieser Frage beschäftigen: B. Frosterus 1925, A. Jentzsch 1914, A. Mickwitz 1907, W. Ramsay 1902, 1910, F. Schmidt 1897, H. Scupin 1927, A. Öpik 1929.

Nach den von A. Golnick ausgeführten Bohrungen erscheint der »harte weisse Boden« am Südostufer des Karelischen Isthmus von Seivästö bis Leningrad etwa in gleiche Tiefe, d. h. 40—50 m u. d. M. Hinsichtlich seiner Eigenschaften hat er sich bei allen Brunnenbohrungen als gleichartig herausgestellt. Von diesen Eigenschaften ist die Härte von Wichtigkeit, die in einigen Fällen so gross war, dass das Durchbohren einer 15 cm starken Schicht eine Arbeitszeit von zwei Wochen in Anspruch nahm und dass dabei besondere Spitzen für den Bohrer konstruiert werden mussten. Zwischen diesen harten Schichten liegen, wie schon im Zusammenhang mit Terijoki deutlich hervorging, lockerere Druckwasser enthaltende Schichten, die aus Sand oder aus sehr lockerem Sandstein zu bestehen scheinen. Die harten Schichten sind offenbar hauptsächlich Sandstein, wie es auch die entsprechende Serie südlich vom Finnischen Meerbusen ist. Das Unterkambrium (»Estonium«) scheidet sich in eine untere Sandsteinserie und eine obere Serie »blauen Tons«, von denen die ersterwähnte, nach Fr. Schmidt Ala, z. B. bei Leningrad eine 80 m starke und die letztere oder Alb eine 89 m dicke Schichtenserie bildet. Auf der letzteren liegen noch Sandstein- und Tonschichten, Alc und Ald.

Schon auf Grund dessen, dass der Felsgrund vom Karelischen Isthmus langsam abflachend bis zur Südhälfte des Finnischen Meerbusens verläuft, entspräche »der harte weisse Boden« von Terijoki der Ala-Serie von Leningrad, denn es ist schwer sich vorzustellen, dass die Alb-Serie, die in Leningrad schon 25 m u. d. M. beginnt, in Terijoki viel tiefer läge oder also gerade umgekehrt, wie es das allgemeine Gefälle des Grundgebirges nach Süden voraussetzte. Ich spreche auch in diesem Zusammenhang schon jetzt die Ansicht aus, dass der »harte weisse Boden« von Terijoki der unterkambrischen Sandsteinserie entspricht, d. h. der Ala-Schicht von Schmidt.

Diese Auffassung erhält auch eine Stütze durch die Untersuchungen von B. Frosterus über den kambrischen Ton des Karelischen Isthmus (B. Frosterus 1925). Frosterus kommt in seiner Untersuchung zu der Auffassung, dass der kambrische Ton von Kiviniemi der unteren kambrischen Schichtenserie von Leningrad entspricht. Frosterus verfügt ausser den Arbeiten der verschiedenen Forscher in Kiviniemi auch über näher an der Küste des Finnischen Meerbusens gemachte Beobachtungen. Die letzteren beruhen auf den gleichen Brunnen-

bohrungen wie auch die Arbeiten von Golnick. Frosterus hat jedoch die bei der Anwendung des Wasserspülverfahrens genommenen Proben bekommen, die also keineswegs einen richtigen Begriff von der primären Beschaffenheit der Schichtenserie geben, aus der die Proben herkommen. Dieser Umstand ist natürlich auch Frosterus bekannt gewesen, und so hat er ja auch die Grenze zwischen Kambrium und Quartär zunächst auf Grund der chemischen Zusammensetzung der Proben gezogen.

Auf Grund von Brunnenbohrungen, die in Rajajoki, Kuokkala, Ollila, Raivola, Uusikirkko (s. Karte Abb. 1) vorgenommen worden sind, kommt Frosterus zu dem Resultat, dass die Anordnung der Schichten an allen Beobachtungsstellen die gleiche sei. Zuoberst befindet sich Quartär, welches eine 37—74 m starke Schichtenserie bildet. Unterhalb des Quartärs folgt eine mächtige Serie von »Sandschichten» (hauptsächlich Sandstein in seinem ursprünglichen Zustand vor der Bohrung) und ganz zuunterst kambrischer Ton. In Rajajoki 119 m, in Ollila 126 m und in Raivola 80 m u. d. M. Der Felsgrund wurde bei diesen Bohrungen, von denen die tiefste, d. h. die Bohrung von Ollila, bis auf 126 m u. M. ging, ebensowenig erreicht wie in der Gegend des Unterlaufs des Vuoksi-Flusses. In dem letzterwähnten Bereich stiess man jedoch in Tikanlahti unter dem kambrischen Ton, 3 m ü. d. M., auf ein Kieskonglomerat, in dem sich von dem Grundfels losgelöste Steine befanden, so dass dieser dort offensichtlich nicht sehr tief liegt.

Die unterhalb des Quartärs, stellenweise in einer Stärke von nahezu 100 m, vorhandene »Sandformation», die also in ihrem ursprünglichen Zustand ohne Zweifel Sandstein ist, hält Frosterus als zu der kambrischen Serie gehörig, wenn sie sich auch von dem darüber befindlichen quartären Sand nur dadurch unterscheidet, dass sie ein wenig CaCO_3 enthält. Der unter der »Sandserie» liegende Ton, der Frosterus in einer zur Analyse hinreichenden Menge in ganz ursprünglichen Zustand zur Verfügung stand, entsprach wiederum hinsichtlich seiner chemischen Zusammensetzung vollständig dem kambrischen Ton in der Gegend des Vuoksi. Auf diese und auf die Beobachtungen von Golnick gestützt scheint es sicher zu sein, dass der »harte weisse Boden» von Terijoki dem von Frosterus angeführten kambrischen »Sand» entspricht, der also in der Tat eine nahezu 100 m starke Sandsteinschicht darstellt, wo die lockereren Druckwasser enthaltenden und die härteren Schichten miteinander abwechseln. In ihrem unteren Teil enthält diese Schichtenreihe mehr Ton, der z. B. in Kiviniemi und im allgemeinen an den Ufern des Vuoksi-Flusses die ganze übriggebliebene kambrische Sedimentserie darstellt.

Diese Auffassung wird noch besonders gut durch einige Beobachtungen gestützt. Besonders wichtig ist die von Golnick in Kivennapa ausgeführte Bohrung (s. Karte Abb. 1), weil diese Gegend etwa auf halber Strecke zwischen Terijoki und dem Gebiet des Vuoksi-Flusses liegt, wodurch diese in der gleichen N—S Richtung liegenden Beobachtungsstellen miteinander verbunden werden. Nach den Beobachtungen von Golnick liegt der »harte weisse Boden« bei einer an der Kirche von Kivennapa für den Richter Paavolainen gemachten Brunnenbohrung in einer Tiefe von ungefähr 20 m ü. d. M. Diese Höhenzahl ist jedoch nicht ganz genau, weil sie auf der von mir aus der topographischen Karte abgelesenen Höhe beruht, wobei ausserdem die Stelle des Brunnens selbst nicht ganz genau bestimmt werden kann. Der mögliche Fehler ist dennoch auch jetzt kaum grösser als 10 m. Wenn wir noch erwähnen, dass nach M. Sauramo und W. W. Wilkmann (mündliche Mitteilung) die obere Grenze des kambrischen Sediments im Tal des Punnusjärvi-Sees (s. Karte Abb. 1) ungefähr 50 m ü. d. M. liegt, so haben wir in gleichmässigen Zwischenräumen mehrere Beobachtungen von Leningrad bis zum Vuoksi.

Profil 3, Beilage III, ist von Leningrad über Terijoki, Raivola, Kivennapa, Punnusjärvi und Vuoksi bis nach Räisälä gezeichnet, wo der Felsgrund etwa 20 m ü. d. M. zu Tage tritt. Die Grenze zwischen Quartär und Kambrium ist in das Profil auf Grund der vorher erläuterten Beobachtungen eingetragen. Die Richtung des Profils liegt, wie aus der Karte, Abb. 1, ersichtlich ist, hauptsächlich von N nach S. Raivola und Leningrad sind nicht ganz auf diese Linie gefallen, weshalb sie auf die Vertikalebene des Profils projiziert sind.

Bei der Einzeichnung der Grenze für den Felsgrund sind nur zwei sichere Beobachtungen verwendet worden, die eine in Leningrad 187 m u. M. und die andere in Räisälä, wo der Felsgrund 20 m ü. d. M. erscheint. Innerhalb dieser ganzen 120 km langen Strecke existiert andererseits gar keine Bohrung, die bis auf den Felsgrund reichte, wenn auch, wie erwähnt, in Tikanlahti am Ufer des Vuoksi schon in einer Tiefe von 3 m ü. d. M. ein Sedimentkonglomerat auftrat, in dem Steine von dem Felsgrund vorhanden waren. Offensichtlich liegt also dort der Felsgrund auch nicht ganz tief. Nach dem von Räisälä nach Leningrad eingezeichneten Gefälle befände sich der Felsgrund am Ufer des Vuoksi ungefähr 30 m u. M., was mit der oben erwähnten Auffassung gut übereinstimmte. Gemäss der Konstruktion des Profils würde das Gefälle des präkambrischen Penneplans knapp 2 m je Kilometer betragen, d. h. 1 : 500 sein. Das

entspräche nahezu dem von Ramsay (1910) erhaltenen Wert für die Strecke von der südfinnischen Küste nach Estland, wo das Verhältnis 1 : 400 beträgt.

Wie aus dem Profil hervorgeht, würde sich die unterste Serie des Kambriums (Ala) von dem Leningrad-Gebiet bis zum Punnusjärvi fortsetzen. Im Tale des Vuoksi wäre sie dagegen schon ziemlich tief abgetragen, so dass dort nur der unterste tonreichere Teil übriggeblieben ist. Der eigentliche der Serie des »blauen Tons« entsprechende Teil ist vom Karelischen Isthmus grösstenteils durch Abtragung verschwunden. Auf Grund der bis jetzt angestellten Beobachtungen kann man auf dem Karelischen Isthmus keine wirklich sichere Grenze zwischen diesen beiden Schichtenserien ziehen, aber es scheint gewiss zu sein, dass hauptsächlich nur Ala, d. h. die Sandsteinserie, übriggeblieben ist. Die fragliche Grenze ist auch in dem Profil grösstenteils in einer durchbrochenen Linierung gezogen; sie beruht zuvörderst auf den Beobachtungen von Terijoki und auf dem wahrscheinlichen Gefälle der ganzen Schichtenreihe. Man kann sie in der Folge im Tale des Punnusjärvi kontrollieren, wo man auch ohne Bohrung zu einer genaueren Bestimmung der Schichtenserie, ebenso wie der Grenze zwischen Kambrium und Quartär, kommt. Letztere ist auch in dem aufgezeichneten Profil nur auf spärliche Bohrprofile gestützt, auf Grund deren die genaue Bestimmung dieser wichtigen Grenze schwierig ist, besonders da es sich um eine diskordant abtragungsfäche handelt, wo die Vermischung der ungleichaltrigen Formationen die Grenzen unklar macht. Nach Frosterus liegt im Tale des Vuoksi zwischen Quartär und Kambrium in der Regel eine im Zusammenhang mit der Abtragung entstandene Schicht, in der sich das kambrische und quartäre Material miteinander vermischt haben. Es ist wohl möglich, dass in dieser Grenzzone auch Überreste vom Devon vorhanden wären, das sich hier nach der postsilurischen Abtragung transgressiv und diskordant auf das Kambrium ausgebreitet hätte. (Vgl. W. Ramsay 1910, S. 8).

Bevor ich die Betrachtung dieser Gesichtspunkte fortsetze, zu denen das vorhandene Profil schon in dieser Phase der Untersuchung Veranlassung gibt, kehre ich für einen Augenblick zu dem Grundwasserausbruch von Terijoki zurück. Wir schritten also zur Analyse der Struktur des Karelischen Isthmus, um eine Antwort darauf zu bekommen, wo das in Terijoki und auf dem ganzen südöstlichen Ufergebiet des Isthmus anzutreffende Druckwasser seinen Ursprung habe und wie die Entstehung dieses ganzen artesischen Systems zu verstehen sei. Das oben dargestellte Profil gibt eine einfache Erklärung zu diesen Fragen. Diejenigen Schichten, in denen

sich das Druckwasser befindet, setzen sich nordwestwärts von Terijoki langsam ansteigend fort. In dem Gebiet Punnusjärvi—Vuoksi liegt die obere Grenze der kambrischen Schichtenreihe schon ca 60 m höher als in Terijoki und stellenweise wahrscheinlich auch noch darüber. Vom Vuoksi-Gebiet fliesst ein langsamer Grundwasserstrom nach Süden und Südosten, und dieses Grundwasser steht in Terijoki schon unter grossem Druck. Das Wasser scheint in der Hauptsache in der kambrischen Schichtenreihe selbst, in ihren lockereren Schichten, und teilweise in der Grenzzone von Quartär und Kambrium zu verlaufen. Dieser Grundwasserstrom steht in unmittelbarer Berührung mit dem Wasser des Vuoksi und den Seebecken von Valkajärvi und der Gegend von Muola und erhält sein Wasser teilweise aus diesen Quellen. Der andere Teil resultiert natürlich von dem Niederschlagswasser, das in den Boden zieht und bis in dieses Grundwassersystem gelangt.

Schliesslich will ich noch ganz kurz zu einigen strukturellen Umständen zurückkehren. Aus dem oben Gesagten dürfte schon hervorgegangen sein, dass über dem Felsgrund auf dem Karelischen Isthmus eine zum Kambrium gehörende im Durchschnitt 100 m starke Schichtendecke liegt, die hinsichtlich ihres Alters hauptsächlich einer baltischen Ala-Schicht entspricht. Der Felsgrund scheint sich in Terijoki in einer Tiefe von 130 m u. d. M. zu befinden und steigt, wie schon dargelegt, allmählich in der Richtung nach Nordwesten. Die kambrische Schichtenreihe auf dem Karelischen Isthmus stellt nach meiner Auffassung eine Ala-Schicht dar, während dagegen die Serie Alb oder der eigentliche »blaue Ton« auf der Landenge grösstenteils abgetragen ist. In diesem Zusammenhang will ich mich nicht mit den verschiedenen Ansichten befassen, ob diese Schichtenreihen überhaupt das Kambrium vertreten oder ob sie möglicherweise noch zum Präkambrium gehören, wie man auch hat behaupten wollen, vgl. z. B. H. Scupin 1927. Ich stütze mich in dieser Hinsicht einstweilen auf die Auffassung von Öpik, die hinreichend motiviert zu sein scheint und nach der die behandelten Schichtenserien zum Unterkambrium oder dem sog. »Estonium« gehören. Es ist möglich, dass in den kambrischen Formationen des Karelischen Isthmus auch noch Fossilien gefunden werden, auf Grund deren diese Frage wohl mit Sicherheit entschieden werden könnte.

Nach W. Ramsay (1910) ist der Finnische Meerbusen in der Hauptsache so entstanden, dass innerhalb der Grenzzone zwischen dem aufsteigenden Fennoskandien und dem so tiefer gebliebenen Baltikum im Laufe der Zeiten ein grosses Randtal abgetragen wurde, das sodann durch die quartäre Vergletscherung und die Abrasion des

Meeres seine heutige Gestalt bekommen hat. Ramsay hält es für möglich, dass in diesem Zusammenhange zugleich zum mindesten kleinere Verwerfungen stattgefunden hätten, während wiederum Öpik nicht daran glaubt, dass ein Anteil der postkambrischen Verwerfungen hiermit in Verbindung gebracht werden könnte. Sonst stimmt Öpik in seiner Ansicht vollständig mit Ramsay überein und unterbreitet als Begründung dafür ein überzeugendes stratigraphisches Beweismaterial (A. Öpik 1929).

Hinsichtlich des östlichen Teils des Finnischen Meerbusens ist es natürlich sogar noch schwieriger, an irgendwelche Verwerfungen zu denken, besonders da das Meer z. B. an der Stelle, die das von mir konstruierte Profil (P3) darstellt, im Höchsthalle nur 20 m tief ist. Die Beobachtungen, auf denen mein dargestelltes Profil und seine Neignungsverhältnisse beruhen, führen auch zu der Auffassung, dass zwischen dem Felsgrundgebiet des Karelischen Isthmus und Leningrad keine bemerkenswerten Verwerfungen stattgefunden haben.

Schon oben ist erwähnt worden, dass sich die verhältnismässig grosse absolute Höhe des Karelischen Isthmus und die scheinbare Stärke des Quartärs auf Grund des mächtigen kambrischen Kerns erklären lassen, woran auch schon früher gedacht worden ist. Dieses gibt ferner auch zu einigen anderen Schlussfolgerungen Anlass, die sich auf die heutige Struktur des Karelischen Isthmus beziehen. Die Abtragungsstufe, die dem südlich vom Finnischen Meerbusen vorhandenen Glint entspricht, teilt sich auf dem Karelischen Isthmus in zwei Äste. Der eigentliche heutige Glint verläuft südlich von Leningrad, aber die Grenze von Felsgrund und Kambrium geht eine Strecke nordwestlich davon auf der Linie Koivisto—Räisälä. Die grossen Seen des Karelischen Isthmus und das Tal des Vuoksi liegen hauptsächlich in dieser Grenzzone des Felsgrundes und des Kambriums. Südöstlich von dieser Grenzzone erhebt sich das hohe Gebiet der Landenge mit ihrer kambrischen und quartären Formation. Hier handelt es sich also offenbar primär um ein ehemaliges Randtal, das ganz auf die gleiche Weise wie auch der Finnische Meerbusen in der Grenzzone zweier verschiedenen Formationen entstanden ist. Wahrscheinlich befand sich in dieser Abtragungszone seinerzeit auch Glint, der sich jedoch später durch die Abtragung in hohem Masse ausgeglichen und bis nach Ingermanland verschoben hat. Weiter nach Südwesten kann man diese zwei Abtragungsstufen nicht beobachten. Dort hat sich die Abtragung in der gleichen Stufe die ganze Zeit fortgesetzt. Eine anschaulichere Vorstellung von dieser zweistufigen Abtragung erhalten wir, wenn

wir die Höhenverhältnisse vom Karelischen Isthmus betrachten. (Abb. 1).

Diese Relation scheint ein wenig merkwürdig, zu sein besonders wenn wir beachten, dass der Ladogasee in der nordöstlichen Hälfte des Karelischen Isthmus ein Becken bildet, das man für eine direkte Fortsetzung des Finnischen Meerbusens halten könnte. Warum ist jetzt gerade der Karelische Isthmus dazwischen eine anfragende Erhöhung geblieben, obwohl dort das grosslinige Gefälle des Felsgrundes nahezu die gleiche ist wie z. B. im Bereich des Finnischen Meerbusens, so dass keine Unterbrechung des Abtragungstales entstanden sein sollte. Eine Erklärung dieser Frage kann man auf zweierlei Weise führen. Zunächst ist es möglich, dass die kambrischen Sedimente des Karelischen Isthmus einer Abtragung haben besser widerstehen können als in der Zone des Finnischen Meerbusens. Andererseits besteht die Möglichkeit, dass die tektonischen Bewegungen bei der Entstehung dieses Randtalsystems immerhin eine grössere Rolle gespielt hätten, als man sich hat vorstellen wollen. Es liegt jedoch keine Veranlassung vor, die Frage in diesem Zusammenhange weiter zu verfolgen, weil die notwendigen Beobachtungen fast vollständig fehlen. Dies sei nur für künftige Untersuchungen gesagt.

In diesem Zusammenhange verdient noch das auf dem Kambrium vorhandene Quartär erwähnt zu werden. Es scheint in dem Gebiet, durch das das Profil P3 gezeichnet ist, eine durchschnittlich 50 m starke Schichtenserie auf dem Kambrium zu bilden. Die Zusammensetzung dieser Schichtenreihe haben wir schon in Verbindung mit den Bohrprofilen in Terijoki behandelt, wobei festgestellt wurde, dass sie ihrer Struktur nach sehr bunt war und hauptsächlich Ton und tonreiche Moräne enthielt. Sand war in dem Gebiet von Terijoki nur spärlich vorhanden, aber in den inneren Teilen des Isthmus wird sein Anteil an der Bildung der Oberfläche des Quartärs immer wichtiger. Wenn auch die absolute Stärke dieser zum Quartär gehörenden Schichtenserie nicht besonders gross ist, so übersteigt sie jedoch die sonst in Finnland festgestellte Stärke der quartären Formationen. Der Karelische Isthmus gehört auch in dieser Hinsicht eher zu den Gebieten südlich vom Finnischen Meerbusen als zu dem übrigen Finnland.

Wir wissen von früher her, dass es in der Umgebung von Lenin-grad und in Ingermanland ebenso wie südlich vom Finnischen Meerbusen und von der Ostsee interglaziale und interstadiale Formationen gibt. In Finnland hat man sie vorläufig nicht mit Sicherheit vorgefunden, obwohl man es als sicher ansehen sollte, dass es irgendwann innerhalb der genannten Perioden auch bei uns eis-

freies Land gegeben hat. Am allerehesten dürften diese Anzeichen für eine interglaziale oder interstadiale Periode auf dem Karelischen Isthmus zu erwarten sein. Darauf deutet schon die dortige verhältnismässig grosse Stärke des Quartärs. Die Bohrprofile von Terijoki bieten freilich in dieser Beziehung kein entscheidendes Beweismaterial, weil die davon genommenen Proben nicht näher untersucht worden sind. Es ist jedoch nicht unmöglich, dass die untersten Tonformationen wohl auch interglaziales oder interstadiales Material enthielten.

Als Anzeichen einer solchen Periode könnte man vielleicht zwei andere Beobachtungen halten, die auf dem Karelischen Isthmus gemacht worden sind. Brunnenmeister Golnick teilte mir mit, dass bei einer Brunnenbohrung, die in Kuokkala ungefähr 300 m vom Meeresufer vorgenommen wurde, im Ton aus 30 m Tiefe ein 5 cm dickes Holz zum Vorschein kam, das sich als Eiche herausstellte. Einen halben Meter tiefer kam wiederum ein ähnliches Holz zu Tage und nach der Versicherung von Golnick aus den Stücken zu schliessen, die das Spülwasser an die Oberfläche förderte, ebenfalls Eiche.

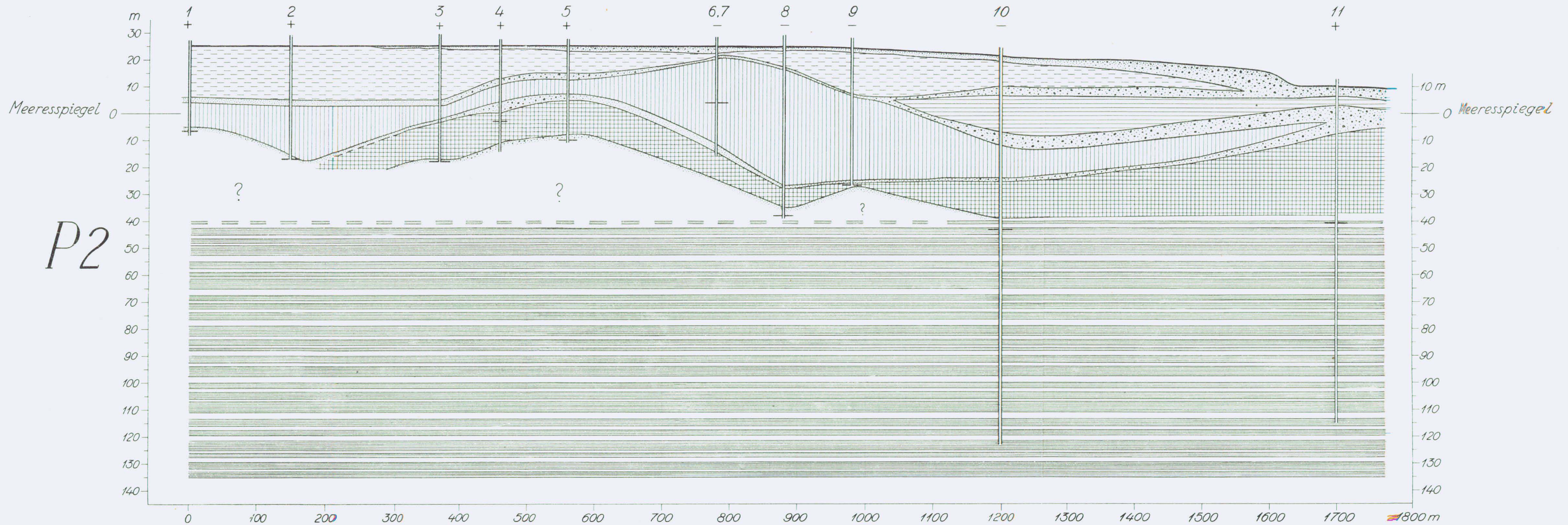
Noch wichtiger ist ein Profil, das bei einer Brunnenbohrung in der Gegend der Station Ino gemacht worden ist. Nach den Tagebuchaufzeichnungen von J. N. Soikero v. J. 1915 hat ihm der Ingenieur A. Andersen brieflich berichtet, dass er bei einer Brunnenbohrung in einer Tiefe von 22.5 m unter Sand- und Tonschichten Torf gefunden habe. Ich habe auch selbst in Ino Untersuchungen ausgeführt (E. Hyypä 1932), auf Grund deren es völlig sicher ist, dass es sich bei diesem Torf nicht um eine unter die Litorinatransgression geratene Formation aus der Zeit der Ancyclusregression, sondern unbedingt um eine viel ältere Formation handelt. Da sich nach dem heutigen Stande des Wissens dort während der spätglazialen Periode der Meeresspiegel auch nicht in dem für diesen Torf vorausgesetzten Niveau oder unterhalb desselben befand, so hat die fragliche Torfschicht in noch älterer Zeit entstehen müssen, wobei es sich sehr wahrscheinlich um eine interglaziale oder interstadiale Periode handelt. Leider ist der Fund seinerzeit nicht genauer untersucht worden, und es gibt nicht einmal eine Mitteilung von den dort möglicherweise genommenen Proben, wodurch die Wiederuntersuchung dieses wichtigen Profils der Zukunft vorbehalten bleibt. Auch bezüglich dieses Profils ist zu beachten, dass die Bodenartenbeschreibung des Ingenieurs Andersen auf den mit Hilfe der Spülbohrung erhaltenen Proben beruht, wodurch die von ihm gegebene Beschreibung der Bodenarten geologisch gesehen nicht ganz richtig sein kann, wenn man es auch als sicher ansehen muss, dass

in der erwähnten Tiefe zwischen den Mineralbodenarten eine Schicht vorhanden ist, die reichlich organisches Material enthält.

Die in dieser Abhandlung dargestellten grossen Gesichtspunkte bezüglich der Struktur des Karelischen Isthmus habe ich in der Absicht geschrieben, damit sie für kommende Untersuchungen, die sich mit dieser Frage eingehender befassen, eine Anzahl von Umständen aufzeigten, die berücksichtigt werden müssen.

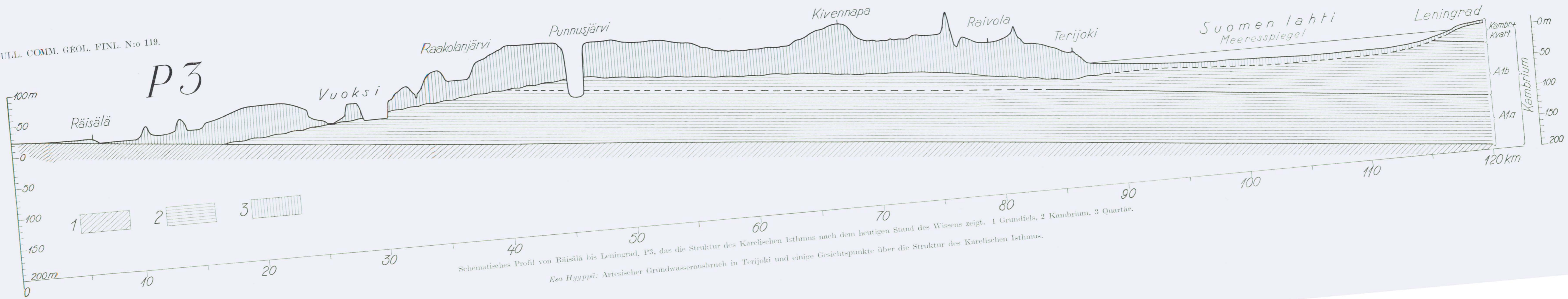
LITERATUR.

- VON BUBNOFF, S. (1926), Geologie von Europa, erster Band. Borntraeger, Berlin.
- FROSTERUS, B. (1925), Über die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. Bull. de la Comm. geol. de Finlande, N:o 75.
- HYYPÄ, E. (1932), Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der karelischen Landenge. Ann. Academiae Scient. Fennicae. Serie A. Tom. XXXVII, N:o 1.
- JENTZSCH, A. (1914), Über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. Z. d. d. g. Ges., Bd. 66, B 1914, S. 371.
- MICKWITZ, A. (1907), Die Stratigraphie und Topographie des Bodens des finnischen Meerbusens. Bull. de l'ac. imp. des sc. de St. Pétersburg, Serie VI.
- RAMSAY, W. (1902), Om ett sannolikt fynd af kambrisk lera i Viborgs län. Fennia 19.
- »— (1910), Djupkarta öfver Finska viken och Ladoga sjö. Suomen kartaston 1910 selitys n:o I. Fennia 1910.
- RÜGER, L. (1934), Die baltischen Länder. Handbuch der regionalen Geologie, IV. Band, 4 Abt. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.
- SCHMIDT, FR. (1897), Kurze Übersicht der Geologie der Umgebung von St. Petersburg. Führer 34 zum internationalen Geologenkongress in Russland.
- SCUPIN, H. (1927), Beiträge zur Geologie der ostbaltischen Länder. C. f. Min. usw., Abt. B, S. 297. Stuttgart.
- ÕPIK, A. (1929), Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium). Acta Dorpat, A XV, 2.



Schematisches Profil (P2) von Terijoki auf Grund der Brunnenbohrungen. Zeichenerklärung vgl. Profil I (P1).

Esa Hyypä: Artesischer Grundwasserausbruch in Terijoki und einige Gesichtspunkte über die Struktur des Karelischen Isthmus.



Schematisches Profil von Räisälä bis Leningrad, P3, das die Struktur des Karelischen Isthmus nach dem heutigen Stand des Wissens zeigt. 1 Grundfels, 2 Kambrium, 3 Quartär.
 Esa Hyypää: Artesischer Grundwasserausbruch in Terijoki und einige Gesichtspunkte über die Struktur des Karelischen Isthmus.

BEMERKUNGEN ÜBER G. BRANDERS AUFSATZ »EIN INTERGLAZIALFUND BEI ROUHIALA IN SÜDOSTFINNLAND«, UND ZWEI NEUE TONFUNDE AUF DER KARELISCHEN LANDENGE.

von

ESA HYYPPÄ.

Im letzten Mai erschien die von Gunnar Brander veröffentlichte Dissertation »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland«. Als ich als offizieller Korreferent diese interessante Untersuchung behandelte, kam ich dazu, in ihr Ergebnisse vorzufinden, die einen Meinungsaustausch veranlassen.

Aus dem Vorwort zur Untersuchung ist ersichtlich, dass der Verfasser das Untersuchungsmaterial, das 2 Tonklumpen von ca. 20 cm Durchmesser umfasst, von Dr. Thord Brenner erhalten hat, an den sie wiederum aus Rouhiala, s. Abb. 1, geschickt worden waren. Die genannten Tonklumpen sind von kiesfahrenden Arbeitern in einer Kiesgrube des südlich vom See Jääskjärvi gelegenen Oses aufgefunden worden. Die geologische Bedeutung des Fundes wurde erst dann klar, als das Mikroskop im Ton eine reichliche Pollen- und Diatomeenflora enthüllte. Der Verfasser zieht denn auch sogleich den Schluss: »Ich stand vor dem ersten unzweideutig sicheren Interglazialfunde aus Finnland.«

Nachdem der Verfasser eine eingehende Beschreibung über die als Gegenstand der Untersuchung dienenden Tonklumpen und ihre Fundstätte gegeben, die der Verfasser am 14. Januar 1937 aufgesucht hat, geht die Behandlung auf die Untersuchung der Mikrofossilien des Fundes über. Die Artbestimmungen hat der bekannte deutsche Diatomeenforscher F. Hustedt geprüft. Der Diatomeengehalt des Fundes ist nach der von Brander aufgestellten Statistik maritim. Das Meer sei an der Ablagerungsstelle der Diatomeen offen, tief und salzig gewesen. Das damalige Ufer habe in weiter

Entfernung gelegen. Der Verfasser lässt jedoch unerwähnt, dass unter den Diatomeen verschiedene arktische Arten vertreten sind, die erweisen, dass das Meer damals kalt gewesen ist. Zu letzterem Ergebnis kommt er dann bei der Beurteilung der klimatischen Bedeutung der im Funde enthaltenen Silicoflagellaten. Das durch die Diatomeen und Silicoflagellaten vermittelte endgültige Analysener-

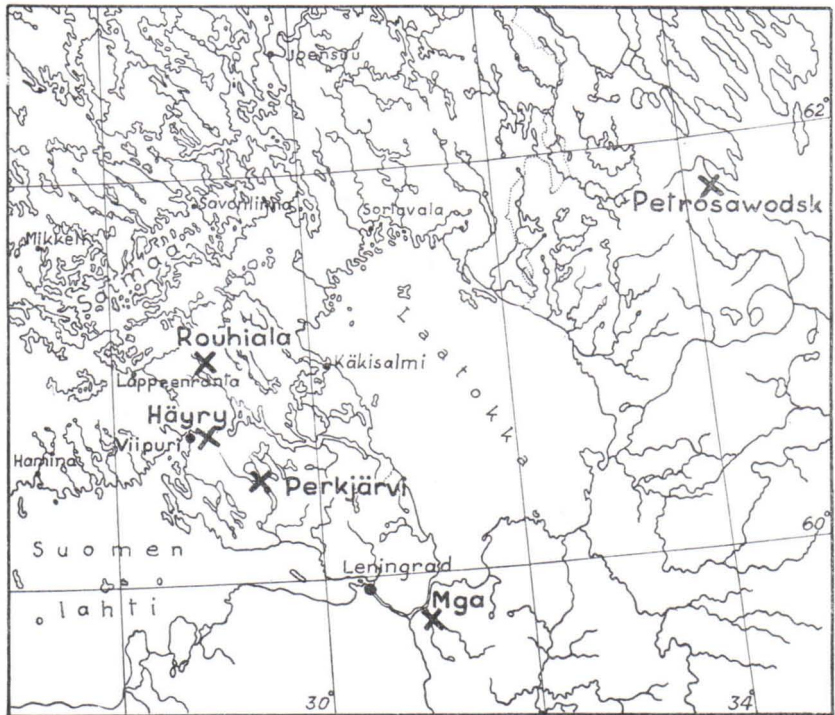


Abb. 1. Geographische Lage der Funde.

gebnis besagt denn auch, dass das damalige Meer salzig, kalt, tief und offen gewesen sei.

Danach stellt der Verfasser die Ergebnisse der über den Fund angestellten Pollenanalysen dar. Die auf Grund dreier Pollenanalysen erhaltene prozentuale Durchschnittszusammensetzung des Pollengehaltes enthält 90 % Laubbäume, von denen die Erle 70 % und die Birke 15 % ausmacht. Der Haselbusch ist an der Menge der übrigen Holzarten mit 37 % beteiligt, aber die eigentlichen edlen Laubbäume sind nur mit 1—2 % vertreten, und die Linde fehlt

ganz. Eine derartige Pollenzusammensetzung ist nach Brander von unseren nacheiszeitlichen Sedimenten her nicht bekannt. Nach seiner Meinung zeugt ein derartiger Pollenbestand für ein warmes maritimes Klima, das wahrscheinlich günstiger als das postglaziale Wärmeoptimum sei. Dieser letztere Schluss erscheint meines Erachtens nicht ganz überzeugend, wenn in Betracht gezogen wird, dass die eigentlichen edlen Laubbäume fast ganz fehlen und dass das umgebende Meer nach dem Zeugnis der Diatomeen und der Silicoflagellaten um dieselbe Zeit stark arktischen Charakters war.

Der Verfasser geht dann in seiner Untersuchung dazu über, sich nach dem primären Sedimentationsgebiet des Fundmaterials umzusehen, und kommt auf Grund des geographischen und geologischen Charakters des Gebietes in das Saimaa-Seebecken, wenngleich er diese Auffassung nur durch Wahrscheinlichkeitsgründe zu stützen vermag.

Bis dahin ist für den Fund die Bezeichnung interglazial benutzt worden, aber von S. 35 ab beginnt die Richtigstellung dieses Begriffes. Diese Beweisführung geschieht in der Weise, dass Brander den Fund von Rouhiala auf Grund eines gegenseitigen Vergleichs der Mikroflora mit dem maritimen Ton zwischen der Moräne an dem östlich von Leningrad fließenden Mga als synchron und in demselben Meere abgesetzt erachtet, einem Ton, der nach seiner Auffassung mit voller Sicherheit interglazial sei. Die maritime Lagerfolge am Flusse Mga ist jedoch nach den neuesten russischen Forschungen interstadial und überhaupt nicht interglazial. Brander glaubt jedoch nicht an die neueste Auffassung der Russen und gibt in seiner Dissertation einen Hinweis auf die von ihm abgefasste Untersuchung »Zur Deutung der intramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad« (G. Brander, 1937).

Ein derartiges unbedingtes Verneinen der Ergebnisse anderer Forscher gibt jedoch in diesem Fall keine ganz vorteilhafte Auffassung von der Objektivität des Forschers, denn Brander hat nur einige aus der Lagerfolge am Flusse Mga entnommene Tonproben untersucht, die in den Sammlungen des Mineralogisch-Geologischen Instituts der Universität Helsinki aufbewahrt werden, während die russischen Forscher die Verhältnisse an Ort und Stelle kennengelernt und ihre die Mikroflora betreffenden Analysen an einem viel umfangreicheren Material unternommen haben. Ausserdem kennt Brander ausser der Arbeit von Pokrowskaja (1936) nichts von der neuesten über diesen Gegenstand geschriebenen Literatur sonstiger Forscher. Hinweisen möchte ich in diesem Zusammenhang nur auf

einige führende russische Quartärgeologen wie Jakowlew, Markow und Zemljakow, nach deren Auffassung die intramoräne Lagerfolge am Mga interstadial ist (W. N. Sukatschew 1936). Insbesondere sei noch Zemljakows 1936 erschienene Untersuchung über das karelische Quartär erwähnt, eine Arbeit, aus der hervorgeht, dass an dem zwischen dem Onegasee und dem Weissen Meer verlaufenden Kanal in grosser Anzahl mit der Ablagerung am Flusse Mga analoge Bildungen vorkommen, die der genannte Forscher für interstadial hält.

Danach geht der Verfasser dazu über, auf Grund der Literatur einige an anderer Stelle im Ostseebereich angetroffene Bildungen der letzten Interglazialzeit zu behandeln. Er erwähnt nur einen Teil der auf die Frage eingehenden Untersuchungen und teilt mit, dass die russischen Forscher z. B. hinsichtlich der intramoränen Ablagerungen am Flusse Mga und in Petrosawodsk zu ganz derselben Auffassung gekommen seien, wie sie mit Rücksicht auf ähnliche Lagerfolgen an der südlichen Ostsee bestehe, dass nämlich die betreffenden Ablagerungen einen interglazialen Ursprung hätten. Dieses ist eben nicht die von den russischen Geologen dargelegte letzte Auffassung über den Sachverhalt, wie sich bereits oben herausgestellt hat.

Der Verfasser stellt an Hand einer Literaturübersicht fest, dass das interglaziale Meer bisher auf Grund der Molluskenfauna rekonstruiert worden sei. In bezug auf den Südteil der Ostsee ist es früher darauf angekommen, auch mittels Diatomeen die Absätze des warmen Eem-Meeres der letzten Interglazialzeit von denen des kalten Portlandia-Meeres zu unterscheiden. Das Ergebnis ist jedoch negativ gewesen. Die Diatomeenassoziationen sind in den Ablagerungen beider Meere im grossen und ganzen gleich. Trotzdem entschliesst sich der Verfasser, einen neuen Versuch zu unternehmen, mit um so besserem Grunde, da ihm jetzt ausser den früheren Diatomeenverzeichnissen das für Rouhiala und den Fluss Mga zur Verfügung steht und da er der Meinung ist, dass diese mit voller Sicherheit dem Portlandia-Meer der letzten Interglazialzeit angehörten.

Jedoch gibt der Verfasser zu — wie es auch erforderlich ist — dass, bevor der Diatomeengehalt vom Mga-Fluss und aus Rouhiala nebst dem Portlandia-Diatomeenbestand der Ostsee mit dem des Eem-Meeres verglichen werden können, festzustellen ist, dass Rouhiala + Mga denselben Diatomeengehalt umfassen wie das Portlandia der Ostsee, was natürlich erst auf der Basis der Diatomeen erweist, dass Rouhiala und Mga sowie Portlandia der Ostsee einer und derselben interglazialen Meeresphase angehörten.

Der Verfasser wählt an Hand von Literatur als Vergleichsobjekt nur diejenigen Diatomeenverzeichnisse, die nach seiner Meinung über sichere Ablagerungen des Portlandia oder des Eem-Meereres aufgestellt worden sind. Auf S. 46 beginnt dann eine ziemlich lange Diatomeentabelle, zu der Diatomeenmaterial zusammengetragen worden ist. Der Verfasser zieht aus der Tabelle den Schluss, dass Rouhiala + Mga und auf der anderen Seite Portlandia der Ostsee (Tolkemit, Reimansfelde, Lenzen, Adlerhorst, Hohenhaff, Cadinen) hinsichtlich des Diatomeeninhaltes einander entsprechen und also das ihnen gemeinsame Portlandia-Meer vertreten. Auf dieses Ergebnis baut sich dann leicht ein anderes auf. Da nun dank Rouhiala und Mga dem Portlandia-Meer in reichlichen Mengen arktische Arten zufallen, die dem Eem-Meer fehlen, meint Brander zum ersten Mal erwiesen zu haben, dass das kalte Portlandia-Meer nun auch mit Hilfe der Diatomeen von dem warmen Eem-Meer klimatisch zu unterscheiden ist.

Diesem Ergebnis gegenüber möchte ich einen ablehnenden Standpunkt einnehmen, und ich glaube ihn durchaus bindend begründen zu können, indem ich statistisch zeige, wie Brander ein Ergebnis ermittelt hat, das demjenigen gerade entgegengesetzt ist, für das sein Diatomeenmaterial bei richtiger Anwendung spricht. Was zunächst Rouhiala und Mga angeht, so kann man gewiss durch Diatomeen nachweisen, dass sie einem und demselben Meer angehören, da sie an Arten, die beiden gemeinsam sind, 49 % der gesamten Menge der Arten umfassen, wie aus der untenstehenden Tabelle I ersichtlich. Einen sehr wichtigen gemeinsamen Zug machen ausserdem die für beide Fundstätten ermittelten arktischen Arten aus, deren insgesamt 14 angetroffen worden sind und von denen die Hälfte gemeinsam ist.

Wird dagegen der Diatomeengehalt von Rouhiala mit den in Branders Tabelle angeführten Portlandia-Reihen der Ostsee verglichen, so ergeben sich bestenfalls nur 24 % gemeinsame Arten (s. Tabelle I). Der Vergleich steht jedoch in diesem Fall teilweise auf schwachen Füßen, denn das Ergebnis ist auch dadurch beeinflusst, dass Rouhiala viel artenreicher ist als die meisten zum Portlandia der Ostsee gehörigen Reihen. Das endgültige Ergebnis ist jedoch dasselbe, wenn die ganze Artenmenge von Rouhiala + Mga mit dem ganzen Artenbetrag der in Branders Diatomeentabelle angeführten ostseesichen Portlandia-Folgen verglichen wird. Aus der Tabelle II ersehen wir, dass auch jetzt an gemeinsamen Arten nur 25 % vorhanden sind. Die Nebeneinanderstellung ist zugleich statistisch objektiv, da die Anzahl der Arten bei den jetzt miteinander

Tabelle I.

Ort und Arten getrennt	Rouhiala = 116 Mga = 72	Rouhiala = 116 Tolkemit = 17	Rouhiala = 116 Reimannsfelde = 88	Rouhiala = 116 Lenzen = 56	Rouhiala = 116 Adlershorst = 42	Rouhiala = 116 Hohenhaff = 63	Rouhiala = 116 Cadinen = 32
Arten insgesamt	126	122	164	144	135	150	131
Gemeinsame Arten	62; 49 %	11; 9 %	40; 24 %	28; 19 %	23; 17 %	29; 19 %	17; 13 %

Tabelle II.

Ort und Arten getrennt	Rouhiala + Mga = 126 Tolkemit + Reimannsfelde + Lenzen + Adlershorst + Hohenhaff + Cadinen = 121	Rouhiala + Mga = 126 Eem-Meer = 114
Arten insgesamt	198	188
Gemeinsame Arten	49; 25 %	52; 28 %

vergleichenen Gruppen fast gleich ist bzw. 126 und 121 Arten ausmacht. Die Anzahl der gemeinsamen Arten ist in diesem Fall so gering, dass von einer und derselben Diatomeenassoziation nicht mehr die Rede sein kann. Diese gemeinsamen Arten sind ausserdem klimatisch indifferent, so dass sie nicht als Leitfossilien benutzt werden können, wie Brander es versucht hat.

Die Formen wiederum, die in diesem Falle brauchbar sind, gleiche oder ungleiche klimatische Verhältnisse zu belegen, sind arktische Arten. Von diesen arktischen Arten sind 14 in der Rouhiala-Mga-Reihe und nur 4 im Portlandia der Ostsee vertreten, und wenn wir nur die ganz sicheren arktischen Arten in Betracht ziehen, erhalten wir in der Mga-Rouhiala-Reihe 7 Arten¹ und für Portlandia nur eine (*Grammatophora arcuata*), die obendrein nur in einer (Reimannsfelde) der sechs zum Portlandia gehörigen Probeserien auftritt.

¹ *Campylodiscus angularis*, *Coscinodiscus batyomphalus*, *C. sublineatus*, *Diploneis bomboides v. media*, *Grammatophora arcuata*, *Synedra camtschatica* und *Thalassiosira gravida*.

Branders Diatomeenstatistik beweist also, dass das Mga- und das Rouhiala-Vorkommen nicht mit dem Portlandia der Ostsee identifiziert werden können, wie es seiner Meinung nach möglich wäre. Die Diatomeenstatistik Branders führt gerade zu einem entgegengesetzten Ergebnis, nämlich zu der Erkenntnis, dass Mga + Rouhiala andere maritime Verhältnisse als das Portlandia der Ostsee vertritt. Die Willkürlichkeit einer derartigen Nebeneinanderstellung ist auch daraus zu ersehen, dass eine solche auch ebensogut mit dem Eem-Meer unternommen werden könnte, mit dem Mga + Rouhiala 28 % gemeinsame Arten haben (s. Tabelle II). Die Nebeneinanderstellung müsste also in diesem Fall sogar noch etwas besser als im vorhergehenden gelingen, trotzdem die miteinander zu vergleichenden Artenbeträge ungleichmässiger sind bzw. 126 und 114 ausmachen.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch bemerken, dass ich eine etwaige Zusammengehörigkeit von Mga-Rouhiala mit dem interglazialen Portlandia-Meer der Ostsee keineswegs schroff ablehne. Diese Zusammengehörigkeit hat Brander jedoch nicht durch die Diatomeen nachzuweisen vermocht. Überhaupt ist es sehr bedenklich, an Hand eines spärlichen Diatomeenmaterials Konnektionen so weiter Erstreckung zu unternehmen.

Aus den obigen Ausführungen mag hervorgegangen sein, dass Brander das Diatomeenverzeichnis von Rouhiala und Mga willkürlich mit dem des ostseeischen Portlandia verbunden hat. Den so zusammengestellten Portlandia-Diatomeenbestand mit dem Diatomeengehalt des Eem-Meeres zu vergleichen, ist dann natürlich ganz unbegründet, nicht zu reden von einem auf derartiger Grundlage aufgebautem Ergebnis.

Die auf diesen unhaltbaren Boden gestützten Ergebnisse führen Brander noch zu einer dritten hinfälligen Beweisführung. Die oben genannten wichtigen arktischen Diatomeen sowie Silicoflagellaten, von denen der Verfasser nichts erwähnt, sobald sie die auf Grund der Diatomeen unternommene Verknüpfung von Mga und Rouhiala mit dem ostseeischen Portlandia in entscheidender Weise verhindern, dienen nunmehr, wenn der Verfasser sein Portlandia-Meer willkürlich von Dänemark his nach Leningrad fertigbekommen hat, als Beweisstücke dafür, dass die Meeresverbindung sich bis an das Weisse Meer fortgesetzt hätte, da es sonst schwer zu verstehen wäre, dass ein und dasselbe Portlandia-Meer in seinem Ostteil arktisch und im Westen klimatisch viel günstiger sein könnte.

Brander behandelt in seiner Untersuchung auch die damalige Verteilung von Land und Meer. Er zieht die Grenzen des intergla-

zialen Portlandia-Meeres hauptsächlich in derselben Weise, wie Zäns es ein Jahr früher getan hat (V. Zäns 1936). Von der Verteilung von Land und Meer kommt man ungezwungen auf Klima und Flora. Das Klima sei maritim und warm gewesen und die Wälder hätten überwiegend Laubhölzer umfasst. In diesem Zusammenhang bin ich gezwungen, abermals Mangel an Objektivität in der Darlegung des Verfassers festzustellen. Brander äussert nämlich die Auffassung, dass *Carpinus* niemals nach der Eiszeit, wohl aber während der Interglazialzeit auf dem finnischen Festlande gewachsen wäre. Damit beweist der Verfasser, dass ihm die neueste in Finnland erschienene quartärgeologische Literatur nicht genügend bekannt ist. Prof. Sauramo und der Unterzeichnete (E. Hyypä 1935 und M. Sauramo 1936) haben nämlich eine Pollenstatistik veröffentlicht, aus der klar hervorgeht, dass in unseren nacheiszeitlichen Ablagerungen *Carpinus*-Pollen auftritt, wenngleich spärlich, wie auch in Branders Analysen. Ausserdem verfügen wir noch über einige unveröffentlichte *Carpinus*-Vorkommnisse, die bei einer so wichtigen Frage als mündliche Mitteilungen recht gut hätten in Betracht gezogen werden können. Des weiteren sei erwähnt, dass Prof. Auer schon 1928 *Carpinus* für Ahvenanmaa bestimmt hat (mündliche Mitteilung). Bei der öffentlichen Verteidigung der Dissertation zeigte es sich, dass Brander der Meinung ist, diese geringen Vorkommnisse bewiesen nicht, dass *Carpinus* nach der Eiszeit in Finnland gewachsen wäre; dagegen aber ist er in seiner Untersuchung auf Grund der ebenso geringen Vorkommnisse von *Carpinus*-Pollen in Rouhiala überzeugt davon, dass *Carpinus* während des Interglazials in Finnland gewachsen sei.

Schliesslich rekonstruiert der Verfasser die interglaziale Entwicklungsfolge in Finnland. Er kommt zu der hypothetischen Auffassung, dass das Interglazial auch in Finnland ebenso wie beim Südteil der Ostsee in zwei durch eine kalte Zwischenzeit voneinander getrennte Entwicklungsperioden zerfalle, die dem Eem- und dem Portlandia-Stadium entsprächen. Für diese Auffassung hat Brander wohl eine Stütze erhalten durch seine die intramoräne Ablagerung am Mga-Fluss betreffende Untersuchung (G. Brander 1937), in der er auf Grund seiner Pollenkonnektion zu dem Ergebnis kommt, dass auch in der Mga-Reihe die Ablagerungen von Eem- und Portlandia-Meer des letzten Interglazials sowie eine zwischen ihnen gelegene kältere Periode, wie nach Jessen und Milthers (1928) in Dänemark, unterschieden werden können. Die von Brander unternommene Konnektion, bei der die aus der Mga-Reihe erhaltenen einzelnen Proben ohne weiteres bis nach Dänemark verglichen werden, lässt

den Sachkenner dem Ergebnis gegenüber allerdings einen zurückhaltenden Standpunkt einnehmen. Dasselbe gilt für die chronologische Einteilung, die Brander den Mga-Diagrammen gibt.

In diesem Zusammenhang besteht meines Erachtens jedoch kein Anlass, auf diese Frage ausführlicher einzugehen, da es vom Standpunkt der Forschung aus fruchtlos wäre, solange noch Uneinigkeit darüber besteht, ob die Mga-Reihe interglazial oder interstadial sei.

Theoretische Folgerungen und Arbeitshypothesen zu erarbeiten, ist jedoch, insbesondere im Zusammenhang mit neuen Problemen, von belebendem Einfluss auf die Forschungsarbeit. So ist auch Branders Untersuchung in diesem Sinne mit grosser Freude zu begrüßen, ebenso wie sie an sich ein wertvoller Beitrag zu der geologischen Forschung Finnlands ist. Das Problem der Interglazialzeit ist nun plötzlich aktuell geworden, und vermutlich können wir erwarten, dass unsere Kenntnis in dieser Beziehung in den nächsten Jahren in Finnland erheblich zunehmen wird. Meinerseits habe ich in meiner vorhergehenden Untersuchung, die in einem ihrer Teile die Struktur der Karelischen Landenge behandelt (E. Hyypä 1937 b), nebenbei jener Frage Aufmerksamkeit zugewandt. In der genannten Arbeit lege ich unter Berufung auf den Bau der Karelischen Landenge und zwei Funde interstadialer oder interglazialer Natur die Auffassung dar, dass es auf der Karelischen Landenge interstadiale oder interglaziale Schichten gebe. Diese Ansicht ist schon viel früher von seiten verschiedener Forscher ausgesprochen worden. In diesem Zusammenhang stelle ich von der Karelischen Landenge zwei Tonablagerungen dar, die hinsichtlich der vorliegenden Frage interessant sind.

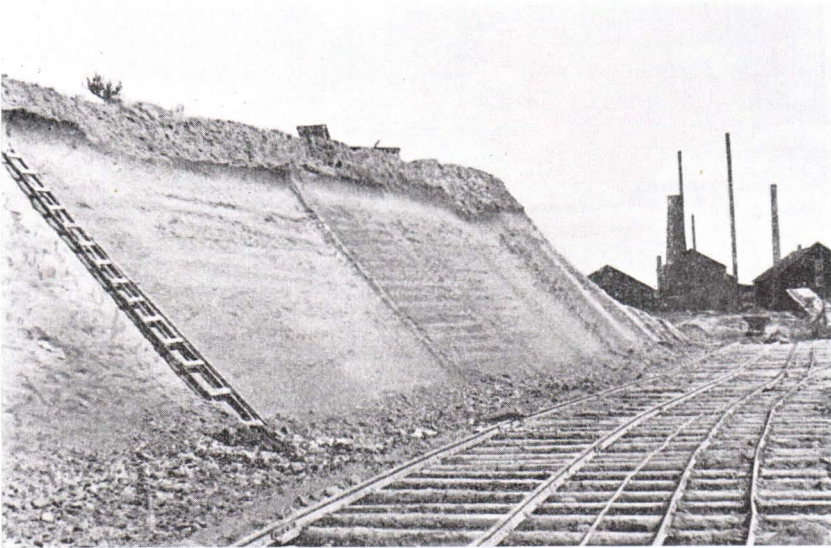
DIE FUNDE VON SAVIKKO UND HÄYRY.

In Sommer 1937 hatte ich Gelegenheit, mit Prof. M. Sauramo zusammen das in der Nähe der Ziegelei Savikko gelegene ausgedehnte Tonvorkommen aufzusuchen, das ca. 6 km in Luftlinie von der Station Perkjärvi nach Ostnordost gelegen ist. Das Tonvorkommen ist auf der Karte Abb. 1 vermerkt (Perkjärvi ×). M. Sauramo ist sich auch früher schon über das Vorhandensein dieses Tonvorkommens klar gewesen, aber bisher hatte kein Geologe diese Stelle aufgesucht. Das Tonvorkommen ist nach der topographischen Karte ca. 40—43 m ü. M. gelegen. Der auf Abb. 2 sichtbare durch

Ton geführte Schnitt ist ca. 5 m hoch, aber der Ton setzt sich noch bis in eine beträchtliche Tiefe fort, wie aus dem am Grunde des Schnitts befindlichen, grossen, mit Wasser angefüllten Gruben geschlossen werden kann. Der Ton wird zur Ziegelfabrikation verwandt. Er ist recht feinsand- und schluffreich und enthält hier und da auch grössere Steine. Irgendeine deutliche Warvigkeit ist nicht festzustellen, und das Material ist durchweg sehr homogen. An der Beobachtungsstelle liegt zuoberst in der Lagerfolge als Bedeckung Moräne in einer durchschnittlich 1—2 m starken Schicht. Das Areal dieser als Deckschicht dienenden Moräne im ganzen Verbreitungsgebiet des Tones ist nicht untersucht worden. Abb. 3 zeigt einen durch diese Moräne geführten Schnitt, aus dem zu ersehen ist, dass diese typisches von der letzten Eiszeit aufgeschüttetes Material ist. Es ist anzunehmen, dass die Unterlage der Tonschicht ebenfalls durch Moräne zustande kommt, obgleich das Lager noch nicht bis auf den Grund untersucht worden ist.

In Savikko handelte es sich also hinsichtlich seiner Lagerfolge um ein ähnliches Vorkommen wie der intramoräne Ton am Flusse Mga. Es erhebt sich natürlich die Frage, ob die Ablagerung von Savikko interstadial oder interglazial oder etwa zur Zeit einer noch kürzeren Oszillation des Eisrandes entstanden sei. Die Lagermächtigkeit an sich weist auf eine in längerer Zeit vor sich gegangene Sedimentation hin.

Nach Angaben, die ich von Sauramo erhalten habe, enthält die in Frage stehende Tonablagerung Pollen, die in vielen untersuchten Proben in so reichlichen Mengen vorkamen, dass bei Anwendung von Fluorwasserstoffanreicherung die für eine prozentuale Berechnung notwendige Menge gewonnen wurde. Ein Teil der Proben erwies sich dagegen als sehr pollenarm oder fast pollenfrei. Die Florenzusammensetzung ist von unten nach oben eine sehr homogene *Betula-Alnus* Flora, mit der regelmässig ganz spärlich *Pinus*-, *Picea*- und *Corylus* — Vorkommnisse verbunden sind. Durchschnittlich sind 70—75 % *Betula* und 15—20 % *Alnus* vertreten. Die Mengen des Nichtbaumpollens sind belanglos. Über einige Proben der Ablagerung habe ich auch eine Diatomeenanalyse ausgeführt, die erwies, dass der Ton in sehr geringen Mengen Diatomeen und diese meist auch nur in Fragmenten enthält. Als wichtigste Art erwähnt sei *Grammatophora oceanica*, die hier und da, wenn auch spärlich, in den Proben auftritt. Das Vorhandensein dieser maritimen Art, soweit es primär ist, deutet darauf hin, dass der Ton von Savikko sich im Meere abgesetzt hat. Die Pollenflora weist ihrerseits ebenfalls auf ein unverkennbar maritimes Klima hin, das jedoch nicht so günstig gewesen



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 2. Von Moräne überlagerter Ton in Savikko. Die Proben sind neben der auf der Abbildung sichtbaren Leiter entnommen.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 3. Die in Savikko den Ton überlagernde Moräne in der Nähe der Probenahmestelle.

wäre, wie die von Brander nach den Proben von Rouhiala und vom Flusse Mga ermittelte Flora voraussetzt. Beiden gemeinsam ist eine deutliche Laubholzvorherrschaft, die jedoch in Rouhiala und am Mga-Fluss *Alnus*-, in Savikko dagegen *Betula*-Dominanz aufweist. Von den edlen Laubbäumen tritt in Savikko ausserdem nur *Corylus* in spärlichen Mengen auf. Bevor ich es unternehme, den Charakter dieses Fundes näher zu beurteilen, gehe ich auf die Tonablagerung ein, die ich in der Nähe von Viipuri, in dem als Häyrymäki bezeichneten Os, aufgefunden habe.

Der Fund von Viipuri, Häyry. Als ich das ca. 6 km von Viipuri nach Nordosten gelegene Osgelände untersuchte, fand ich in einer grossen Kiesgrube am Südrande des nach Heinjoki führenden Weges im Osmaterial eine durchschnittlich 60 cm starke Tonschicht. Die Fundstelle ist auf der Karte Abb. 1 vermerkt. Die Tonschicht ist in der Nordostwandt der Kiesgrube hervorgetreten. Beim Kiesfahren ist sie teilweise herauspräpariert und als für den praktischen Zweck untauglich zurückgelassen worden, wie aus den Abb. 4 und 5 ersichtlich. Die Oberkante der Tonschicht liegt rund 17 m ü. M., und überlagert ist sie von einer 11—12 m mächtigen Schicht von typischem Oskies, wie auch die photographischen Aufnahmen zeigen. Die Tonschicht ist ebenso wie die örtlichen Osschichten in einem Winkel von etwa 15—20° nach Nordosten geneigt. Der Ton ist schwach warvig. Die Schichten, die vielleicht eine schwache Jahreswarvigkeit bedeuten, sind einige mm dick. Die Schichtigkeit des Tons neigt sich ganz wie die des hangenden und liegenden Oskieses flach nach Nordosten. Dieses weist darauf hin, dass die Tonschicht an ihrer primären Sedimentationsstelle liegt. Der Ton ist im übrigen dem von Savikko petrographisch stark ähnlich. Er ist sowohl in seinem oberen als auch unteren Teil graubraun verwittert, während der mittlere Teil seine graublau Farbe bewahrt hat.

Abb. 6 gibt die Tonschicht von einer solchen Stelle wieder, an der sie grossenteils ganz unversehrt und sehr gut sichtbar ist. Sie ist nämlich an vielen Stellen deformiert. Nach ihren Ablagerungen scheint der Gletscherrand wieder an die Stelle vorgerückt zu sein und dabei die betreffende Tonschicht teils ganz zerstört, teils wiederum stark deformiert zu haben. An vielen Stellen sind derartige vom Eis und Schmelzwasser deformierten Partien zu erkennen, an denen die ursprüngliche Tonschicht nur in Fragmenten übrig ist. Zwischen diesen Fragmenten liegt später hinzugekommenes Osmaterial. Dieses Verhältnis ist sehr deutlich auf Abb. 7 zu sehen, die vom Nordwestrand des Tonvorkommens aus gezeichnet ist, von derselben Stelle her, die durch die photographische Aufnahme, Abb. 8, wiedergegeben ist.



Aufn. E. Hyypä.

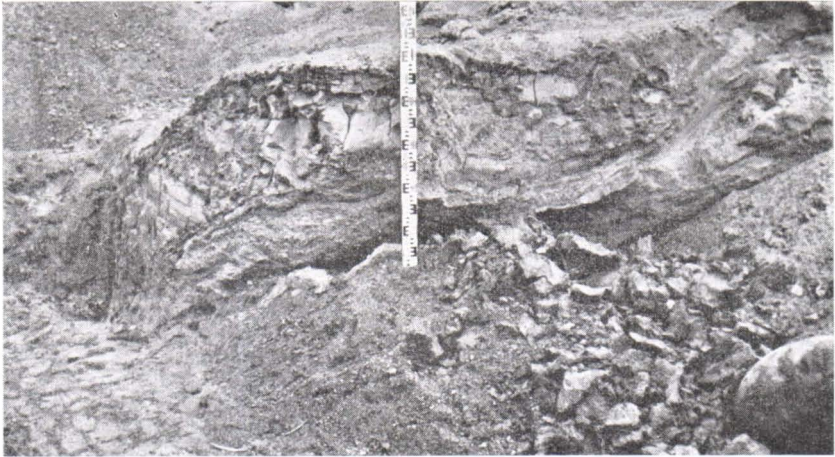
Abb. 4. Die in den Oskies eingelagerte Tonschicht (a) von Häyry. Auf der Abbildung ist von der Kiesgrube die Nordostwand zu sehen, die ungefähr von Nordwesten nach Südosten verläuft.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 5. Die auf obiger Abbildung sichtbare Tonschicht (a) aus geringerer Entfernung photographiert. Die Schicht ist beim Kiesfahren durchschnitten.

Diese Deformation zeigt auch Abb. 9, die über die von der vorhergehenden Stelle ca. 30 m nach Südosten gelegene Wand gezeichnet ist. An dieser Stelle ist die betreffende Tonschicht ganz verschwunden. Statt ihrer ist eine fast meterdicke Moränenlinse vorhanden, die sich an die Stelle des Tones in den Os geschoben zu haben scheint. Auch hier ist noch Ton übriggeblieben, doch ist er warvig und näher am Eisrand als der vorhergehende blaue Ton entstanden. Aus der Figur ist zu ersehen, wie auch dieser warvige Ton zum mindesten



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 6. Der rechte Teil der auf der vorhergehenden Abbildung sichtbaren Tonschicht. Die links von der Latte sichtbare Schnittwand ist reiner undeformierter Ton, über den eine Pollen- und Diatomeenanalyse ausgeführt ist (Abb. 14 und Tabelle 3). In derselben Schnittwand sehen wir auch die geneigte Lage der Tonschicht. Die rechts von der Latte sichtbare Schnittwand verläuft in der Ebene des Bildes, und an ihr ist die nach der Entstehung der Tonschicht eingetretene Deformation zu erkennen.

in seinem unteren Teil deformiert ist. Er schliesst sich mit unterbrochenen Warven schroff diskordant an seine Unterlage an, die zunächst durch eine geringmächtige Sandschicht zustande kommt, unter der Moräne liegt. Die Moräne ist sehr sandreich, und ihr unterer Teil enthält wieder geringmächtigen Sand, der von Oskies unterlagert ist. Die Abb. 10 und 11 stellen Einzelheiten der genannten Schichtenverhältnisse dar.

Kehren wir wieder zu den Abbildungen 7 und 8 zurück, sehen wir auch auf ihnen warvigen Ton, der den deformierten blauen Ton über-

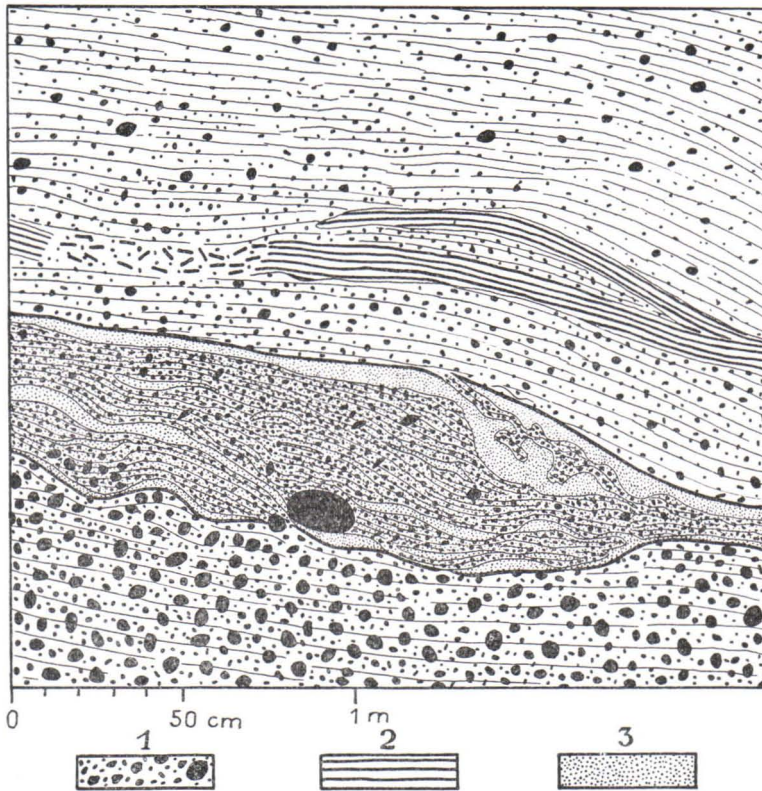
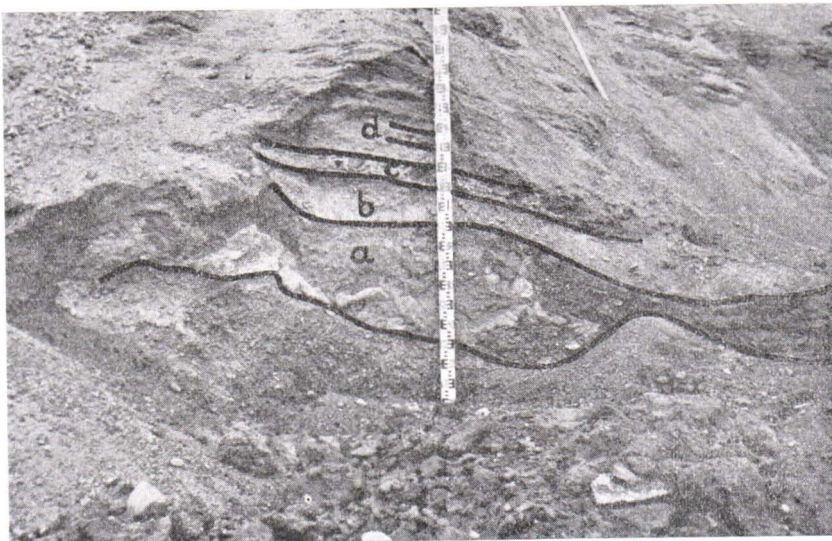


Abb. 7. Einzelheit vom Nordwestende des Tonvorkommens (auf Abb. 4 von der Latte nach links). 1 Oskies, 2 grauer warziger Ton, der zum Teil abgetragen sowie deformiert ist, 3 blauer Ton, der ebenfalls abgetragen und stark deformiert ist. Der Ton ist nur in Fragmenten im tonhaltigen Oskies übriggeblieben.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 8. Photo von der auf der vorhergehenden Abbildung wiedergegebenen Stelle: a = deformierte blaue Tonschicht. b = Oskies, c und d = grauer warziger Ton.

lagert. Typischer Oskies trennt jedoch diese Schichten voneinander. Die photographische Aufnahme, Abb. 12, lässt diesen warvigen Ton genauer erkennen.

Ausserdem wurde in der Kiesgrube noch in deren Südwestwand, die ca. 100 m von der vorhergehenden direkt nach Südwesten gelegen ist, Ton angetroffen. Abb. 13 gibt letztere Fundstelle wieder. An Ton fand sich dort eine durchschnittlich ein Meter starke Schicht, die sich in ca. 10 m Breite horizontal verfolgen lässt. Die Tonschicht

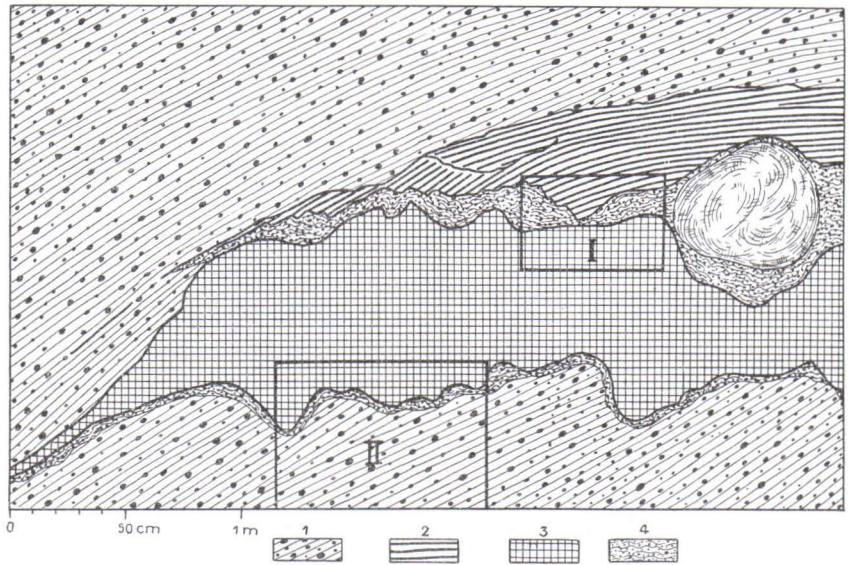


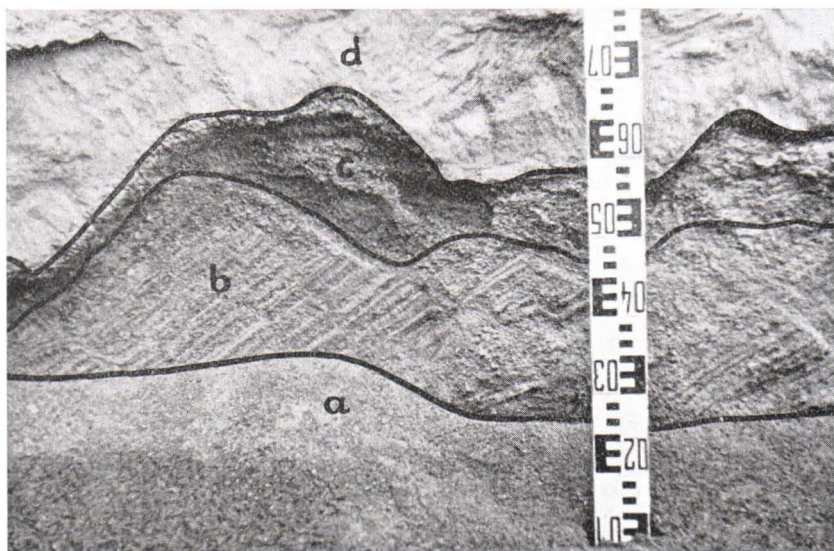
Abb. 9. Skizze von der Kiesgrubenwand 30 m von der auf Abbildung 4 wiedergegebenen Stelle nach Südosten: 1 = Oskies, 2 = warviger grauer Ton, 3 = Moräne, 4 = grober Sand, im dem wir am rechten Rand des Bildes einen grossen Stein sehen.

scheint auch an dieser Stelle ihre primäre Lage einzunehmen, und sie ist 3 m höher als der blaue Ton in der Nordostwand der Grube gelegen. Der Ton der Südwestwand scheint nicht deformiert zu sein. Auch er ist nicht deutlich warvig, doch können in ihm deutlicher als in dem eigentlichen blauen Ton Schichten von einigen mm Dicke unterschieden werden. Es ist anzunehmen, dass von den oben be-



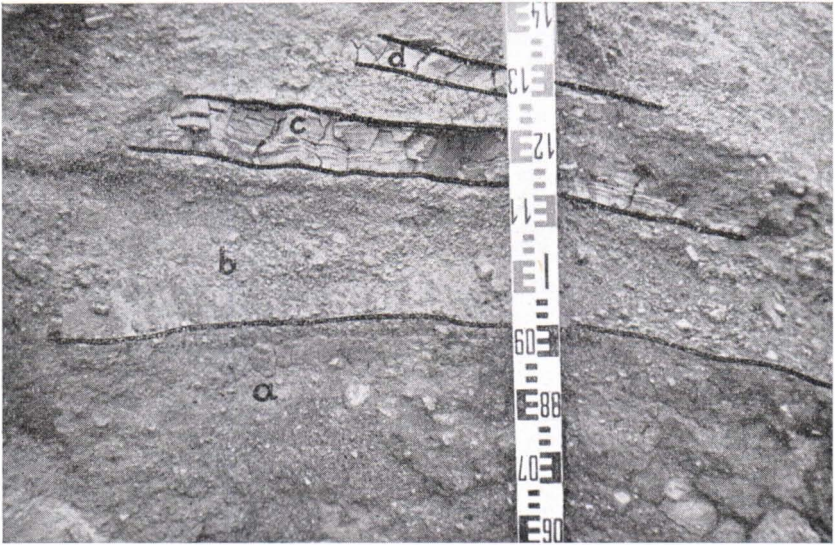
Aufn. E. Hyypä.

Abb. 10. Einzelheit aus der Figur Abb. 9, die durch Viereck I bezeichnete Stelle: a = Moräne, b = grober Sand, c = warviger Ton.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 11. Einzelheit aus der Figur Abb. 9, Viereck II; a = abgerutschter Oskies, b = Oskies in primärer Lage, c = grober Sand, d = Moräne.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 12. Einzelheit aus der Kiesgrubenwand auf Abb. 8; a = deformierter blauer Ton, b = Oskies, c und d = warviger Ton.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 13. Vorkommen des in den Oskies eingelagerten Tones am Südwestende der Kiesgrube, Schicht a.

schriebenen in den Oskies eingelagerten Tonschichten die eine oder andere auch anderswo im Os Häyry auftritt, aber meine bisherigen Beobachtungen beschränken sich auf die oben angeführten.

Unten folgt das zum blauen Ton des Häyry aufgestellte Pollendiagramm, Abb. 14. Das analysierte Profil ist über die auf der Abbildung 6 sichtbare einheitliche Tonschicht aufgenommen worden. Die Analysen sind unter Benutzung des HF-Verfahrens und bei Abständen von 5—10 cm zur Ausführung gelangt. Das Diagramm erweist, dass der Pollengehalt von durchaus gleichem Typus wie der des Tones von Savikko ist. Auch die entsprechenden Prozentverhältnisse sind ungefähr dieselben. Ausserdem sehen wir, dass in der Entwicklung der Flora keine bemerkenswerte Wandlung von unten nach oben zu eintritt, wodurch bezeugt ist, dass die Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung dieser Tonschicht unverändert geblieben sind. Das Klima ist, wie auch schon mit Rücksicht auf Savikko festgestellt, ausgesprochen maritim gewesen. Auch scheint sich der Ton im Meere abgesetzt zu haben, denn er enthält spärlich Salzwasserdiatomeen neben Süßwasserarten, wie aus der nebenstehenden Diatomeentabelle (Tabelle III) ersichtlich. Sehr bemerkenswert ist das Nebeneinanderbestehen von Klein- und Grosswasserformen. Typische Arten sind *Grammatophora oceanica* und *Coscinodiscus* sp. Neben ihnen erscheinen jedoch auch Fragmente von *Campylodiscus clypeus*, *C. echeneis*, *Nitzschia scalaris* sowie eine Menge Formen süßes Kleinwassers. Es hat den Anschein, wie wenn die Zusammensetzung des Diatomeengehaltes nicht ganz autochthon wäre, obgleich in die-

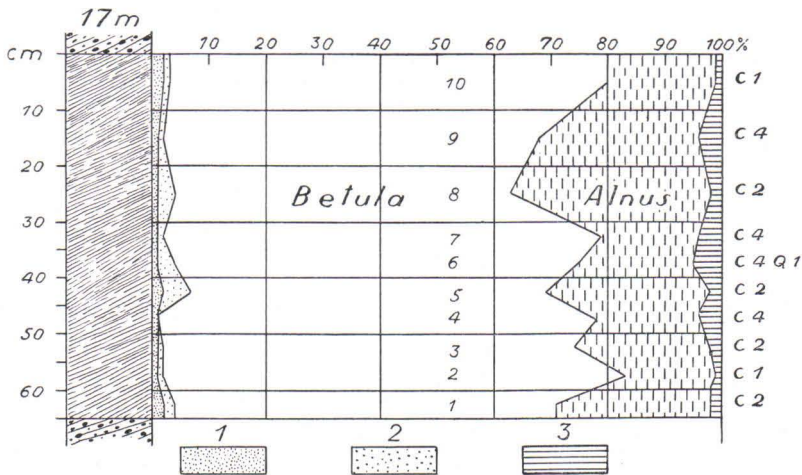


Abb. 14. Pollendiagramm zu dem blauen Ton von Häyry. Die Proben stammen aus der durch Abb. 6. wiedergegebenen Tonschicht. 1 = Picea, 2 = Pinus, 3 = edle Laubbäume. C 1 = Corylus 1 %, Q 1 = Quercus 1 %. 1—10 = Probennummern. Anal. K. Salminen,

ser Beziehung an Hand des vorliegenden Materials keine eingehenderen Schlüsse gezogen werden können. Als sicher hat jedenfalls zu gelten, dass der Ton sich in einem grossen zum Bereich der heutigen Ostsee gehörigen Gewässer abgesetzt hat. Wahrscheinlich ist das Ostseebecken damals Meer gewesen. Beispielsweise haben die gewaltigen Tonablagerungen von Savikko nicht in einem örtlichen kleinen Seebecken entstehen können. Die Pollen- und die Diatomeen-

Tabelle III.

Anal. K. Salminen.

	H ä y r y										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Amphora ovalis</i> var. <i>libyca</i>	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—
<i>Campylodiscus clypeus</i>	—	—	—	—	—	fr.	fr.	—	—	—	—
» <i>echeneis</i> ..	—	fr.	fr.	fr.	—	—	fr.	—	—	—	—
<i>Coscinodiscus</i> sp.	—	fr.	fr.	fr.	fr.	—	fr.	fr.	fr.	fr.	—
<i>Cyclotella bodanica</i>	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—
» <i>Kützingiana</i> var. <i>radiosa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
<i>Cymbella</i> sp.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Diploneis duplopunctata</i> ..	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia zebra</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—
<i>Eunotia</i> spp.	1	—	1	1	—	1	1	1	1	—	—
<i>Grammatophora oceanica</i> ..	—	1	1	—	—	1	1	—	1	—	—
<i>Melosira arenaria</i>	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	1
» <i>distans</i>	—	—	—	—	1	1	1	1	1	1	1
» <i>granulata</i>	—	1	1	1	—	1	1	—	—	1	1
» <i>islandica</i> subspec. <i>helvetica</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—
» <i>italica</i> var. <i>valida</i> ..	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
» <i>Juergensi</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
» sp.	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Navicula pusilla</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Neidium</i> sp.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Nitzschia scalaris</i>	—	—	—	—	—	fr.	—	fr.	—	—	—
<i>Opephora Martyi</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Pinnularia</i> spp.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
<i>Rhabdonema minutum</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
» sp.	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> ..	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Synedra</i> sp.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tetracyclus lacustris</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—

statistik bezeugen ihrerseits, dass die Tone von Savikko und Häyry sich unter ganz gleichen Verhältnissen abgelagert haben, wodurch gewiss in erster Linie ein und dasselbe Sedimentationsbecken, das zum damaligen Ostseegebiet gehört hätte, in Frage kommt.

Der den blauen Ton überlagernde warvige Ton ist fast diatomeen- und pollenfrei. Dieser Sachverhalt in Verbindung mit der Warvigkeit weist auf ein kaltes Klima und auf ein Wasser hin, dessen Salzgehalt gegenüber dem Meere, das zur Sedimentationszeit des blauen

Tones vorhanden gewesen ist, abgenommen hat. Der Ton in der Südwestwand der Kiesgrube erwies sich ebenfalls mit Rücksicht auf Fossilien als steril, so dass er zusammen mit dem warvigen Ton einem gleichartigen Entwicklungsstadium anzugehören scheint. Darauf weist auch die Tatsache hin, dass der Ton der Südwestwand deutlicher warvig als der pollen- und diatomeenführende blaue Ton ist.

Die Schichten des Oses sind im ganzen genommen nach den Rändern hin geneigt (die Längsrichtung des Oses ist SE-NW). In den kleinen Zügen ist jedoch auch noch andere durch die im Os entstandenen Täler und Senken verursachte Orientierungen zu erkennen. Die betreffenden Tonablagerungen finden sich z. B. in einer Senke, die in der Richtung SW-NE den Os schräg überquert.

Der durch die oben behandelten stratigraphischen Einzelheiten vorausgesetzte Entwicklungsverlauf lässt sich bei diesem Stand der Untersuchung unmöglich ganz befriedigend erklären. Ausserdem ist vom Standpunkt der vorliegenden Untersuchung wichtiger die Feststellung, dass der Gletscherrand einst in der Eiszeit von dieser Stelle zurückgetreten ist. An seine Stelle sind maritime Verhältnisse getreten, die ziemlich lange gedauert haben, bis die glazialen Bedingungen wiederhergestellt und mächtige glazifluviale Kiesschichten auf dem zuvor abgesetzten maritimen Ton aufgeschüttet worden sind.

In diesem Zusammenhang erhebt sich die Frage: aus welchem Grunde ist beim letzten Vorstoss des Gletscherrandes auf den Tönen von Häyry nicht zur Hauptsache Moräne (Moräne gibt es nur spärlich), sondern Oskies abgelagert worden, dessen Entstehung nach der herrschenden Auffassung einen zurückweichenden Gletscherrand voraussetzt. Fast hat es den Anschein, wie wenn bei der Entstehung des Oses Häyry der Gletscherrand kaum nennenswert ozilliert, dagegen aber die Stärke der damaligen Wasserbedeckung merklich geschwankt hätte. Auf der anderen Seite hat man sich wiederum daran zu erinnern, dass der blaue Ton von Savikko von Moräne, wenn auch nur dünn, überlagert ist.

Bevor ich die Erklärung dieser vielen wichtigen Einzelheiten zukünftigen Untersuchungen überlasse, möchte ich noch kurz auf die Frage zurückkehren, in welchem Verhältnis die Funde von Savikko und Häyry zu dem von Rouhiala und der von diesem vorausgesetzten interglazialen oder interstadialen Zeit in Finnland stehen. Ebenso interessant ist es, die Funde von Savikko und Häyry mit den ähnlichen am Flusse Mga und in Petrosawodsk angetroffenen Bil-

dungen zu vergleichen, welche von den russischen Forschern gegenwärtig als interstadial betrachtet werden.

Bevor ich jedoch diesen Vergleich unternehme, halte ich es für notwendig, die Bestimmung der Pollen einer Kontrolle zu unterziehen. G. Brander erhält nämlich (G. Brander 1937 b) für einige Proben aus der intramoränen Ablagerung am Mga-Fluss einen Pollengehalt, der in hohem Masse von demjenigen unterschieden ist, den das von I. M. Pokrowskaja (1936) über dieselbe Lagerfolge veröffentlichte Pollendiagramm darstellt. Die von Brander ausgeführten Analysen erweisen nämlich bedeutend mehr *Corylus* als die von Pokrowskaja, ebenso auch *Alnus*. Diese Verschiedenheit beruht zu einem kleinen Teil darauf, dass Brander *Corylus* gesondert berechnet hat, was im übrigen in diesem Fall durchaus unbegründet (*Corylus* unter 20 %) und geeignet ist, die einfache statistische Darstellung verwickelter zu gestalten. Insbesondere bin ich darüber verwundert, dass Brander bei seiner Berechnungsweise *Salix* den Holzarten angliedert, aber *Corylus* ausschliesst. Pokrowskaja hat, soweit ich verstehe, seine spärlichen *Corylus*-Vorkommnisse (durchschnittlich weniger als 5 %) zu den Holzarten gerechnet. Jedenfalls besteht, auch abgesehen von einer etwaigen verschiedenen Berechnungsweise, in den Beträgen von *Corylus* und *Alnus* bei den beiden genannten Forschern ein so grosser Unterschied, dass es sich entweder nicht um Proben von gleichen vertikalen Stellen handelt oder eine der beiden Probenreihen unrichtig analysiert ist.

Da mir dieselben Proben zur Verfügung standen, über die Brander seine den Mga-Fluss betreffenden Analysen ausgeführt hat, nahm ich mir einige von ihnen zur Kontrolle vor. Dazu bestand um so besserer Anlass, als aus Branders Untersuchung hervorgeht, dass er selbst die Pollenanalyse nicht völlig beherrscht, sondern sich in bezug auf seine *Corylus*- und *Carpinus*-Bestimmungen auf die von Dr. R. Sandgren (Schweden) ausgeführte Kontrolle beruft.

Die Proben sind unter meiner genauen Kontrolle von meiner Assistentin Mag. phil. K. Salminen analysiert worden. Die nebenstehende Tabelle zeigt das erhaltene Ergebnis, das im grossen und ganzen dasselbe wie das von Brander ermittelte ist. Die Proben Nr. 6379 und 6390 sind unberücksichtigt geblieben, da ich der Meinung war, dass die bereits betrachteten Proben für die angestellte Kontrolle ausreichten. Ausserdem sei bemerkt, dass ich *Corylus* unter die Holzarten aufgenommen habe, Brander sie dagegen gesondert angeführt hat. Dadurch wird gewiss das Ergebnis in gewissem Masse arithmetisch ein anderes, trotzdem aber sind beide Analyseergebnisse ziemlich gleich. Insofern besteht Verschiedenheit, als bei

Brander diese Proben überhaupt keine *Ulmus* enthalten, während dagegen *Corylus* und *Quercus*, welche letztere bei mir überhaupt nicht vertreten ist, bei Brander reichlicher vorkommen. Ich habe bei der Prozentberechnung nur den ganz sicheren *Corylus*-Pollen berücksichtigt.

Tabelle IV.

	6384		6386		6389		6391		6393	
	Br.	S:n	Br.	S:n	Br.	S:n	Br.	S:n	Br.	S:n
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<i>Pinus</i>	4	10	8	9	48	38	4	4	4	10
<i>Picea</i>	14	27	—	—	30	39	7	5	20	23
<i>Betula</i>	11	6	18	14	12	11	20	12	14	6
<i>Alnus</i>	64	45	65	60	10	8	54	52	52	47
<i>Carpinus</i>	5	5	2	—	—	—	6	6	6	5
<i>Quercus</i>	2	—	7	1	—	—	7	1	3	—
<i>Ulmus</i>	—	2	—	3	—	1	—	1	—	—
<i>Tilia</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
<i>Corylus</i>	7	5	18	13	—	3	18	13	11	9
<i>Betula-Corylus</i> -Typ.	—	2 St.	—	17 St.	—	2 St.	—	10 St.	—	7 St.
<i>Quercus</i> -Typ.	—	1 »	—	—	—	—	—	3 »	—	—
<i>Salix</i>	—	—	—	1 »	—	3 »	1 %	1 »	1 %	1 »

sichtigt, denn dieses Material enthält eine Menge Pollenkörner vom *Betula-Corylus*-Typus, die niemand genauer zu bestimmen vermag. Wenn die Exine von *Betula* genügend abgenutzt ist und bei der Fluorwasserstoffbehandlung vielleicht noch mehr abgenutzt wird, erinnert *Betula* häufig etwas an *Corylus* oder nimmt zum mindesten ein solches Aussehen an, dass eine ganz genaue Bestimmung morphographisch unmöglich ist. Derartige abgenutzte Pollenkörner vom *Betula-Corylus*-Typus sind auch in den spätglazialen Sedimenten anzutreffen. In bezug auf *Quercus* ist ebenfalls zu bemerken, dass Pollenkörner ihres Typus auch bei anderen Pflanzenarten vorkommen, so dass eine sichere Bestimmung des genannten Pollens in einigen Fällen sehr fraglich ist. Jeder, der sich längere Zeit mit Pollenbestimmung befasst hat, weiss aus Erfahrung über diese Dinge Bescheid. In der vorliegenden Vergleichstabelle habe ich gesondert vermerkt, wie viele Pollenkörner vom *Corylus-Betula*-Typus und wie viele vom *Quercus*-Typus in den Proben enthalten sind.

Die Ergebnisse von Brander und Pokrowskaja sind also einander deutlich widersprechend. Da jedoch die vertikale Lage der von Brander analysierten Proben in der Mga-Reihe vorläufig nicht bekannt ist, besteht für mich kein Anlass, aus diesem Vergleich endgültige Schlüsse zu ziehen. Es ist jedoch zuzugeben, dass Brander berech-

tigt ist zu der Interpretation, die Ablagerung am Mga-Fluss enthalte einen solchen Teil, der durch seinen Pollengehalt auf günstigere klimatische Verhältnisse hinweise, als Pokrowskaja für die Entstehungszeit der Ablagerung voraussetzt.

Pollen- und Diatomeeninhalte von Rouhiala sind nach Brander gleichen Typus wie die entsprechende Flora der Mga-Ablagerung. Es erscheint also ziemlich sicher, dass diese Sedimente in demselben Meere entstanden sind. Vor kurzem ist von Pokrowskaja eine Pollenanalyse über eine nahe Petrosawodsk am Fluss Neglinka anzutreffende submoräne Ablagerung erschienen, eine Analyse, die völlig gleichen Typus wie das Diagramm für die Mga-Ablagerung ist. Pokrowskaja führt denn auch ebenso wie B. Zemljakow die Ablagerung von Petrosawodsk und die vom Mga-Fluss auf dieselbe interstadiale Phase zurück. Die Verhältnisse sind nach Pokrowskaja in Petrosawodsk nicht so maritim gewesen wie bei der Entstehung des Mga-Tones. In der Ablagerung von Petrosawodsk sind Süß-, Brack- und Salzwasserdiatomeen nur als Fragmente angetroffen worden.

In letzterer Hinsicht ist die Lagerfolge von Petrosawodsk denjenigen von Savikko und Häyry ähnlich, denn auch sie enthalten in geringen Mengen Diatomeen der obengenannten Gruppen, und die Diatomeen sind häufig nur als Fragmente festzustellen. In der Pollenzusammensetzung ist der zwischen 5.5—8 m gelegene Teil der Ablagerung von Petrosawodsk in hohem Masse gleichen Typus wie Savikko und Häyry.¹ Dasselbe gilt für den durch Laubholzdominanz ausgezeichneten mittleren Teil von Pokrowskajas Diagramm (Bohrungsprofil) für den Mga-Fluss, wenngleich diese Nebeneinanderstellung noch nicht endgültig sein kann, da die Pollenanalyse der Mga-Reihe in der von Pokrowskaja angeführten Zusammenstellung vorläufig nicht unanfechtbar ist.

Ein Vergleich von Savikko und Häyry mit Rouhiala führt wiederum zu dem Ergebnis, dass Rouhiala wärmere klimatische Verhältnisse als die ersteren vertritt. Ihnen allen gemeinsam ist eine unverkennbare Laubholzdominanz wie auch die Tatsache, dass unter den edlen Laubbäumen *Corylus* an erster Stelle steht. Es ist daher möglich, dass Savikko, Häyry und Rouhiala derselben geologischen Entwicklungsfolge angehörten, Rouhiala aber darin eine wärmere Teilphase als die ersteren vertrete. Ganz synchron erscheinen sie jedenfalls nicht.

¹ Dies setzt natürlich voraus, dass das Diagramm für Petrosawodsk auf eine fehlerfreie Pollenanalyse gegründet ist.

In der Mga- und der Petrosawodsk-Folge dürften sowohl Rouhiala als auch Savikko-Häyry entsprechende Teile sowie vielleicht auch solche Ablagerungen vertreten sein, die auf der finnischen Seite bisher noch nicht angetroffen worden sind. Es hat also den Anschein, wie wenn die homogene *Betula-Alnus*-Flora von Savikko und Häyry nur einen bestimmten Teil der Entwicklung verträte. Vielleicht könnten bei vollständiger Untersuchung die mächtigen Schichten von Savikko entscheidenden Aufschluss über diese Frage bringen.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass ich im Sommer 1936 am Fluss Maaninkajoki in Kuusamo und am See Saarijärvi in Tavalkoski (östliches Nordfinland) verwitterten Ton fand, der zum Teil unter Moräne lag. Der Ton, ca. 250 m ü. M. gelegen, enthielt keine Fossilien. Seine etwaige Zusammengehörigkeit mit den hier erwähnten Funden ist weiterhin zu untersuchen.

Die obige Betrachtung führt zu der Auffassung, dass Savikko, Häyry, Rouhiala, Mga und Petrosawodsk möglicherweise alle zu derselben Entwicklungsfolge gehören, wemgleich diese nicht in ihrer Gesamtheit in ihnen allen vertreten ist. Ob diese Entwicklungsfolge dieselbe wie die letzte Interglazialzeit (Riss-Würm) ist, lässt sich noch nicht mit Sicherheit ausmachen, ebensowenig wie die Frage, ob es sich überhaupt um eine Interglazialzeit oder nur um ein Interstadial handelt, wemgleich letzteres die russischen Forscher in letzter Zeit in Betracht zu ziehen geneigt sind. Doch erscheint es sicher, dass es sich hier um eine längere Zwischenzeit handelt und nicht nur um eine ganz kurzfristige Oszillation des Gletscherrandes. Auch ist daran zu erinnern, dass regional keine so scharfe Grenze zwischen den Begriffen Interglazial und Interstadial gezogen werden kann.

Es besteht jedoch kein Anlass, bei diesem Stand der Forschung näher auf die Frage einzugehen. Die Funde von Savikko und Häyry habe ich hier in erster Linie als neue Funde angeführt. Auch ist es in diesem Zusammenhang nicht begründet, Vergleiche mit anderen inner- oder ausserhalb Fennoskandias gemachten interglazialen und interstadialen Funden anzustellen. Jetzt, da die Behandlung dieser wichtigen Frage auch bei uns lebhaft in Gang gekommen ist, sind in genügendem Masse Beobachtungen zu sammeln, die zu ihrer Zeit eine neue und auf zuverlässigeren Boden gegründete Synthese gestatten. Dann wird ihre Beantwortung auch die Frage finden, ob die hier behandelten Funde einer interglazialen oder interstadialen Zeit angehören und ob sie alle überhaupt derselben geologischen Entwicklungsphase zuzuschreiben sind.

Helsinki, im August 1937.

LITERATUR.

- BRANDER, G., 1937 a. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 118.
- 1937 b. Zur Deutung der intramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 119.
- HYYPÄ, E., 1935. Kivikautinen asutus ja rannan siirtyminen Helsingin seudulla. Terra 47: 1.
- 1937 b. Artesischer Grundwasserausbruch in Terijoki und einige Gesichtspunkte über die Struktur des karelischen Isthmus. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 119.
- JESSEN, KNUD & MILTHERS, V., 1928. Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danmarks geologiske Undersögelse, II. Raekke, Nr. 48.
- Покровская, И. М., 1936. О Межморенных отложениях р. Мги. Abhandlungen der Sowjet-Sektion der INQUA, Lieferung II. Leningrad — 1936 — Moskau.
- 1937. Результаты анализа пылицы древесных пород подморенных отложений на р. Неглинке (Г. Петрозаводск.) Abhandlungen der Sowjet-Sektion der INQUA, Lieferung III. Leningrad — 1937 — Moskau.
- SAURAMO, M., 1936. Suomen synty, Suomen maantieteen käsikirja. Suomen Maantieteellinen Seura.
- SUKATSCHEW, W. N., 1936. Grundzüge der Entwicklung der Vegetation in der UdSSR im Pleistozän. Beiträge zur Kenntnis des Quartärs der UdSSR. Sowjet-Sektion der INQUA. Leningrad — 1936 — Moskau.
- ZÄNS, V., 1936. Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 115.
- ZEMLJAKOW, B. F., 1936. The Quaternary Geology of Karelia. The Karelian Institute for Scientific Research. Scientific Works of Natural Productive Forces, volume I, Fasc. 1.
-

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 Helsinki, Bulevardi 29.

Medlemmar i Geologiska Sällskapet i Finland inväljas på förslag av två av Sällskapetets medlemmar.

Sällskapetets publikationer utgivas i serien *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* och utdelas till

1. Sällskapetets medlemmar,
2. personer, som fått mottaga nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda i skriftutbyte med Sällskapet.

Geologiska Sällskapetets i Finland adress är Helsingfors, Boulevarden 29.

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: Boulevard 29, Helsinki.
