

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 115

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

IX

AVEC 83 FIGURES DANS LE TEXTE ET 20 PLANCHES

HELSINKI
OCTOBRE 1936

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:º 115

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

1886—1936

50-VUOTISJUHLAJULKAISU
50-ÅRS FESTSKRIFT
MÉMOIRES DU 50^e ANNIVERSAIRE

IX

AVEC 83 FIGURES DANS LE TEXTE ET 20 PLANCHES

HELSINKI
OCTOBRE 1936
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —
SOMMAIRE.

AARNE LAITAKARI, Suomen Geologisen Seuran historiikki 1886—1936.
6 liitettä.

With an English Summary: The History of the Geological Society of Finland
1886—1936. With 6 appendices.

Kirjoituksia — Uppsatser — Articles

	Siv.
1. KALERVO RANKAMA, Purifying Methods for the Clerici Solution and for Acetylene Tetrabromide	65
2. ERKKI KIVINEN, Ein Doppleritfund aus Keuru in Mittelfinnland	69
3. AARO HELLAAKOSKI, Das Alter des Vuoksi	75
4. V. TANNER, Det senglaciala havets utbredning i Lutto och Suomu älvars dalgångar ovanför sammanflödet samt några ord om morfologin i denna trakt. Résumé en français: L'extension de la mer senglaciaire dans les vallées des rivières Lutto et Suomu en Laponie en amont de leur confluent	107
5. W. W. WILKMAN, Über Archaische vulkanische Gesteine in Saarijärvi im mittleren Finnland	121
6. G. BRANDER, Über das Einsammeln von Erdproben und ihre Präparation für die qualitative und quantitative Diatomeenanalyse	131
7. LEO AARIO, Onko Kyrösjärvellä ollut nykyistä vanhempia laskuomia? Deutsches Referat: Hat der Kyrösjärvi-See früher andere Abflüsse gehabt?	145
8. I. G. SUNDELL, Fineness and Composition of Alluvial Gold from the Ivalojoiki, Finnish Lapland	155
9. L. H. BORGSTRÖM, Bestämning av dubbelbrytningen hos optiskt enaxliga mineral i konvergent ljus	161
10. E. L. BRUCE, Geological Relations of the Major Gold Deposits of the Canadian Shield	165
11. NILS H. MAGNUSSON, A Short Comparison between the Evolution of the Svecofennides in Finland and Central Sweden	179
12. STANISLAW MALKOWSKI, On the Analogy between some Polish and Fennoscandian Rocks	185
13. ADOLF A. TH. METZGER, Der Kalksteinbruch von Montola, Geologie und Tektonik	195
14. JALO ANT-WUORINEN, Der Wiikit und seine chemische Zusammensetzung. Zweite Mitteilung	213
15. V. ZÄNS, Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums	231

	Siv.
16. HEIKKI VÄYRYNEN, Über die Altersverhältnisse der Granite von Süd-Finnland und Pohjanmaa	251
17. TH. G. SAHAMA, Akzessorische Elemente in den Granuliten von Finnisch-Lappland	267
18. MARTTI SAKSELA, Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge	275
19. H. G. BACKLUND, Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen	293
20. L. H. BORGSTRÖM, Die Fluoreszenz finnischer Mineralien in ultraviolettem Licht	349
21. ERKKI MIKKOLA and TH. G. SAHAMA, The Region to the South-West of the »Granulite Series« in Lapland and its Ultrabasics	357
22. E. H. KRANCK, Zur Tektonik der Lappländischen Granulite	373
23. ANNA HIETANEN, Über den Rhodonit und andere Manganminerale von Simsiö, Pohjanmaa.....	387
24. ESA HYYPPÄ, Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Vorläufige Mitteilung	401
25. TOINI MIKKOLA, Über die Brauchbarkeit der Projektionsmethoden bei der Untersuchung des sogenannten »Nadelquarzes«.	467
26. PENTTI ESKOLA, A Paragenesis of Gedrite and Cummingtonite from Isopää in Kalvola, Finland (with a contribution by Tauno Kervinen)	475
27. W. A. WAHL, The Granites of the Finnish Part of the Svecofennian Archaean Mountain Chain.....	489



Fredrik Johan Wiik

* 1839 † 1909

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN HISTORIIKKI 1886—1936.

Kirjoittanut

AARNE LAITAKARI.

6 liitettä.

With an English Summary:

THE HISTORY OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND 1886—1936.

With 6 appendices.

JOHDANTO.

Suomen Geologinen Seura on ollut ja on edelleen alansa ainoa seura Suomessa. Sen historia käsittää siten tavallaan koko Suomen geologisen tutkimuksen ja toiminnan historian viimeisten 50 v. ajalta.

Geologiaa on kuitenkin Suomessa harrastettu jo paljon aikaisemmin. On tosin vaikeaa sanoa mistä ajasta alkaen malminetsinnän, vuorityön y. m. yhteydessä tehtyjä tutkimuksia ja havaintoja voi sanoa varsinaisesti geologiaan kuuluviksi. Tieteellisen geologian alkuna meillä sopinee pitää Sigfrid Aronus Forsiuksen teosta »Minerographia», joka ilmestyi painosta 1644, 20 vuotta tekijänsä kuoleman jälkeen. Tämä omaankin aikaansa katsoen melko heikko teos olikin sitten ainoa mainittava koko 16-sataluvulta. On huomautettava, että Suomen ollessa osana Ruotsin valtakuntaa 1800-luvun alkuun asti kehitys meillä ei kulkenut itsenäisesti, vaan seurasi vastaavien olojen kulkua Pohjanlahden toisella puolella. Ruotsissa oli vuorityö ja vastaavasti geologian harrastus laajempaa ja maalle tärkeämpää kuin meillä, jossa vuorityö kitui heikkojen malmien varassa.

1700-luvulla vaikutti Suomen geologiseen tutkimukseen suuresti ruotsalainen Daniel Tilas. Hän teki laajoja matkoja Suomessakin ja kirjoitti selostuksia, joista useita on painettukin. Saman vuosisadan geologian alalla työskennelleistä miehistä on mainittava myös suomalainen Erik Laxmann, vaikka hänen työmaanaan olikin Venäjä ja Siperia. Vuosisadan loppupuolella oli Turun yliopiston kemian professoreina peräkkäin kaksi geologiaan innostunutta tiedemiestä, P. A. Gadd ja Johan Gadolin. He ja heidän lukuisat oppilaansa tekivät paljon Suomen mineralogian ja geologian selvittämiseksi. Malmin-

etsinnän ja tutkimuksen yhteydessä kertyi myöskin hajallisia tietoja maan geologiasta.

Suomen jouduttua autonomisena valtiona Venäjän vallanalaisuuteen alkoi itsenäinen kehitys geologiankin alalla. Suomen silloinen kenraalikuvernööri kreivi F. Steinheil harrasti innokkaasti vuorityön kehittämistä ja myöskin Suomen mineralogian ja geologian selvittämistä. Hän käytti asemaansa ja vaikutusvaltaansa varsinkin vuorityön kehittämiseksi. 1800-luvulla ennen Geologisen toimikunnan perustamista (1885) ja ennen Geologisen seuran perustamista (1886) vaikutti 1823 perustettu Suomen Vuorihallitus eniten maan geologian selvittämiseksi. Vuorihallitus teki johtaessaan malmien etsintää myöskin paljon suorastaan geologista työtä, jopa geologista kartoitustakin. Merkityksellisin tämän ajan miehistä oli vuorihallituksen yli-intendentti Nils Nordenskiöld (1823—1855), joka käytännöllisen toimensa ohessa suoritti myös tieteellistä mineralogis-geologista tutkimustyötä, öllen ehkä ensimmäinen Suomen varsinaisista geologian alan tiedemiehistä. Osaksi hänen aikanaan, osaksi sen jälkeen toimineita geologeja ovat vielä vuorimestari A. F. Thoreld, vuorihallituksen virkamies H. J. Holmberg sekä A. E. Nordenskiöld. Vielä on mainittava kaksi n. s. privatgelehrteriä, nimittäin kenraali ja kristallografi Axel Gadolin ja paleontologi Alexander von Nordman.

Kun Helsingin yliopistoon oli perustettu mineralogian ja geologian professuuri 1852 (ennen kuului mineralogia kemian professuuriin), alkoi geologia elää ja kehittyä omalta pohjalta. Tosin olivat esim. kemian professori Arppe ja fysikan professori A. Moberg olleet kiinnostuneita myöskin geologiasta, ja heidän oppilaastaan F. J. Wiikistä tuli maamme ensimmäinen geologian professori. Hän hoiti professuuria v. t:nä vuosina 1867—77 ja sitten vakinaisena vuoteen 1897. Suurisuuntaisemmin kuin kukaan ennen häntä tutki Wiik Suomen geologiaa ja pyrki saamaan kokonaiskäsitystä maamme kallioperästä.

Vuorihallitus (A. F. Thoreld ja E. H. Furuhjelm) alkoi 1860-luvulla tehdä geologista kartoitusta osista maastamme. Tämä työ päättyi jo 1867 alkaakseen uudelleen 10 vuotta myöhemmin. Silloin oli ohjelmana jo koko maan geologinen kartoittaminen. V. 1885 lakkautettiin vuorihallitus, mutta sen geologista työtä jatkamaan perustettiin uusi virasto, Geologinen toimisto, johon kuului johtajana K. Ad. Moberg sekä 3 muuta tutkijaa. Kun olot olivat kehittyneet tälle asteelle, yliopistollinen opetus järjestynyt ja Geologinen toimisto alkanut työnsä vakituksena laitoksena, oli luonnollista, että maassamme geologian alalla työskentelevät henkilöt yhtyivät perustamaan geologista seuraa.

SEURAN PERUSTAMINEN.

Kun Suomen geologinen tutkimuslaitos oli 1885 tullut vakinaiseksi ja sen töihin oli kiinnitetty eräitä tiedemiehiä, on ymmärrettävää, että tällöin syntyi maamme geologien kesken tarve kokoontua silloin tällöin yhteen kuulemaan toistensa töistä ja neuvottelemaan yhteisistä asioista. Kuka teki aloitteen seuran perustamiseksi, ei ole tiedossa, eikä myöskään varmaan tiedetä, keitä oli perustamistilaisuudessa 22. 10. 1886 läsnä. Seuraavat henkilöt mainitaan ensi kokouksen pöytäkirjassa: Prof. F. J. Wiik, Geologisen tutkimuslaitoksen johtaja K. Ad. Moberg, maisteri K. Hj. Gylling, kandidaatti A. F. Tigerstedt, vuori-insinööri C. P. Solitander ja maisteri J. J. Sederholm. Hyvin todennäköistä on, että myöskin kuukautta myöhemmin pidetyn toisen kokouksen pöytäkirjassa mainituista henkilöistä jotkut olivat perustamiskokouksessa läsnä, nimittäin: maisteri N. Arppe, insinööri G. Abrahamsson (Aartovaara) ja ylioppilaat A. J. Warén, B. Frosterus, G. V. Levander ja H. Stjernvall. Noin kymmenkunta henkeä lienee siis ollut koolla seuran ensimmäisessä kokouksessa. Johtavana henkilönä oli prof. F. J. Wiik. Hän oli perustavassa kokouksessa ja monta vuotta sen jälkeenkin seuran puheenjohtajana.

Ensimmäisessä kokouksessa valittiin komitea (Wiik, Moberg, Gylling, Tigerstedt ja Solitander; varamiehenä Sederholm) tekemään sääntöehdotusta. Evästyksenä tälle komitealle hyväksyttiin Gyllingin ehdotuksesta m. m., että seuran erikoistarkoituksena on oleva Suomen geologinen tutkiminen ja niin hyvin käytännöllisen kuin teoreettisen geologian ja mineralogian edistäminen omassa maassa. Muu evästyksessä koski pääasiassa muodollisia asioita, jotka sitten tulivat näkyviin seuran ensimmäisissä säännöissä. Seuran nimenä oli aluksi Geologinen yhdistys (Geologiska föreningen). Ne henkilöt, jotka olivat seuraa perustamassa, olivat myös ensiaikoina sen toimivina jäseninä. Seura oli aluksi epävirallinen akateminen yhdistys ja jäikin siihen muotoon pitkäksi ajaksi varsinkin prof. Wiikin vaikutuksesta.

Seuran tarkoitus käy selville sääntöjen 1. pykälästä: Seuran tarkoituksena on edistää erikoisesti Suomen mineralogisten ja geologisten olosuhteiden tutkimista (Föreningens ändamål är att främja studiet af mineralogin och geologin och särskilt kändedomen om Finlands mineralogiska och geologiska förhållanden). Toiminta tämän päämäärän hyväksi rajoittui aluksi, kuten sääntöjen 2:sta pykälästä selviää, kokousten pitoon. 2 §: Seura pyrkii vaikuttamaan tarkoituksensa puolesta pitämällä kokouksia, joissa pidetään esitelmiä ja keskustellaan sekä näytetään ja selostetaan kivilajeja (Föreningen

skall söka att verka för detta ändamål genom sammankomster, hvarvid föredrag hållas och discussioner anställas, bergarter förevisas och demonstreras).

Seuran jäseneksi pääsi jokainen asiasta kiinnostunut. 3 §: Jokainen joka on kiinnostunut mineralogian ja geologian tutkimisesta voi kirjoittautua seuran jäseneksi (En hvar som intresserar sig för mineralogins och geologins studium kan inskrifva sig som medlem af föreningen).

Kokouksia oli tarkoitus pitää pari kertaa lukukaudessa, ja niiden ajatkin oli määritelty. 4 §: Vuodessa pidetään 4 vakituista kokousta, nimittäin loka-, marras-, helmi- ja huhtikuun viimeisenä pyhättömänä perjantaina. Ylimääräisiä kokouksia voidaan tarpeen tullen pitää (Fyra ordinarie möten äga rum om året, den sista helgfria fredagen i månaderna Oktober, November, Februari och April, hvarförutom äfven extra möten i fall af behof kunna hållas).

Toimihenkilöt: puheenjohtaja, varapuheenjohtaja, sihteeri ja varasihteeri, valitaan lokakuun kokouksessa (5 §) vuodeksi eteenpäin. Vaali tapahtuu suljetuin lipuin ja yksinkertaisella ääntenenemmistöllä (På Oktobermötet anställas val af ordförande, viceordförande, secreterare och biträdande secreterare för ett år framåt. Valet sker med slutna sedlar och enkel röstpluralitet).

Tältä pohjalta alkoi sitten seuran toiminta kulkea rauhallisia latujaan. Pääasiallinen toimintamuoto oli alussa ja myöhemminkin esitelmät ja tiedonannot ja keskustelut näiden johdosta. Voimme luonnehtia seuran toimintaa pääpiirteissään 10-vuotisjaksoittain.

1886—1895.

Koko kymmenvuotiskauden näyttävät seuran toisessa kokouksessa 26. 11. 1886 vahvistetut säännöt vastanneen tarkoitustaan, koska niihin ei tehty eikä esitettykään muutoksia. Säännöt ovat kokonaisuudessaan julkaistuina liitteessä 1.

Puheenjohtajana oli vuoden 1893 loppuun F. J. Wiik ja sen jälkeen W. Ramsay. Varapuheenjohtajana oli vuoden 1894 loppuun K. A. Moberg ja sitten J. J. Sederholm. Sihteerit vaihtuivat yhtenäen, kuten selviää liitteestä 2, jossa on toimihenkilöt lueteltu koko seuran toiminta-ajalta. Seuran jäsenistö käy selville liitteestä 3.

Paitsi varsinaista esitelmätoimintaa, josta myöhemmin, on mainittava ensimmäiseltä 10-vuotisajalta pari komiteaa. Jo toisessa kokouksessa 26. 11. 1886 asetettiin Hj. Gyllingin ehdotuksesta komitea (Arppe, Gylling, Warén, Frosterus, Stolpe, Levander ja Abrahamsson, myöhemmin lisäksi Lisitzin ja Helo) laatimaan suomalaista geologista

terminologiaa. Tämä komitea toimi Gyllingin johdolla niin nopeasti, että sen tekemä sanasto, ruotsalais-suomalainen luettelo geologisista ja mineralogisista tiedesanoista, on painettu jo v. 1888 (Suom. teoll. hallituksen tiedonant. N:o 8, 1888.) Useat näistä sanoista joutuivat heti käytäntöön Levanderin y. m. tekemissä käännöksissä, ja monet sanat ovat jääneet käytäntöön sellaisina kuin tuo komitea ne esitti.



Geologeja ja ylioppilaita retkeilyllä Kaivopuistossa n. v. 1890. Vasemmalta: ?, G. Lisitzin, B. Frosterus, G. Komppa, K. A. Moberg (kivellä istumassa), Th. Stolpe, J. J. Sederholm, ?, H. Berghell, alap. A. J. Varén, T. Laitinen, V. L. Åkerblom.

Geologists and undergraduates on an excursion at Kaivopuisto, Helsinki, about in the year 1890. Sitting on the stone K. A. Moberg, the first Director of the Geologinen Toimikunta, the second one to the right from him (standing) Professor J. J. Sederholm as a young Master of Arts.

Toisen komitean (Wiik, Moberg, Ramsay, Frosterus) asetti seura 1891 Mobergin esityksestä tekemään Suomen maanjäristystilastoa. Tämä asia näyttää jääneen yksin Mobergin huoleksi. Hän piti maanjäristyksistä joitain esitelmiä ja julkaisi tuloksiaan 1894 Fenniassa

(Uppgifter om jordskalfven i Finland före 1882. Fennia 9, N:o 5, s. 1—24).

Keväisin teki seura melko säännöllisesti Helsingin lähiympäristöön retkeilyjä, joilla varsinkin Wiik selosti tutkimustensa tuloksia. Retkillä samoin kuin kokouksissakin näyttää olleen vähän toistakymmentä osanottajaa, olosuhteisiin katsoen jotenkin runsaasti. Kerran näkyy pöytäkirjassa maininta, että »mötena varit skäligen väl besökta och föredrag aldrig fattats». Vuonna 1892 päätettiin tehdä luettelo jäsenistöstä. Tuliko tämä päätös toteutetuksi, ei ole tiedossa, mutta siitä ilmenee, että jäseniä oli jo melkoisesti.

Seuran pääasiallinen toiminta kohdistui tietenkin alusta pitäen geologisiin esitelmiin, tiedonantoihin, keskusteluihin, referaatteihin ja demonstrointeihin. Ne käsittelivät laajaa alaa kristallografiasta alkaen aina maalajeihin ja paleontologiaan asti. Eivät myöskään käytännöllisgeologiset asiat jääneet huomiotta. Ensimmäisessä kokouksessa esitelmöi Gylling maaporauksista Laitilassa ja Wiik Italian ja Auvergnen vulkanisista tuotteista. Myöhemminkin pidettiin usein esitelmiä, paitsi kotimaisista, ulkomaisista sekä yleisgeologisista aiheista.

Mainittakoon tässä vielä joitain esitelmän pitäjiä ensi vuosikymmeneltä: Tigerstedt, Stjernwall, Ramsay, Moberg, Frosterus, Sederholm, Lisitzin, Berghell, Rosberg, af Schultén, Hackman, Ailio. Ailion esitelmä 29. 11. 1895 Salmin rantamuodostumista oli ensimmäinen suomeksi pidetty. Paitsi omia jäseniä oli jo alkuaikoina silloin tällöin ulkomaalaisia vierailijoita. Tältä ajalta mainittakoon näistä prof. A. E. Törnebohm (1889, Fjällproblemet i Skandinavien) ja prof. G. De Geer (1893, Kvartärgeologiska iakttagelser längs finska vikens kuster).

Seurassa pidettiin myös muistopuheita omista ja merkityksellisistä ulkolaisista vainajista (Furuhjelmista 1887, Kjerulfista 1889, Gyllingistä 1889, Lossenista 1893).

Aivan ensi kymmenvuotiskauden lopussa päätettiin edelleen pysyä epävirallisena akatemisena yhdistyksenä (1895), ja samana vuonna pantiin alulle kysymys seuran pöytäkirjojen painatuksesta, mikä kysymys sitten pysyi käsittelyasteella vuoteen 1916.

1896—1905.

Tällä 10-vuotiskaudella keskittyi toiminta entistä enemmän esitelmiin ja tiedonantoihin. Huomattavimpia ja ahkerimpia esitelmän pitäjiä olivat Ramsay, Frosterus, Sederholm, Berghell, Ailio, Hackman, Borgström, Nyholm, Sarlin, Wiik, O. Aschan, Wahl, Trü-

stedt, Rindell. Aihepiiri laajeni kun myös meteoriitit tulivat käsittelyn esineiksi. Aktualismi- ja antiaktualismi-käsityksistä keskusteltiin monessa kokouksessa Wiikin jäädessä yksin puolustamaan jälkimäistä kantaa. Ramsay esitelmöi Kauko-Karjalan geologiasta y. m., Sederholm Tampereen alueesta y. m., Frosterus Karjalaisesta liuskekaksosta, Trüstedt malmeista, Aschan järvimalmeista, Borgström meteoriiteista, mainitaksemme eräitä keskeisiä aiheita (Liite 4 sisältää esitelmien luettelon).

Vv. 1896 ja 1904 päätettiin julkaista pöytäkirjat alusta alkaen ja velvoitettiin esitelmöitsijät jättämään referaatit esityksistään. Referaatteja onkin tästä puoleen entistä enemmän, mutta pöytäkirjojen julkaiseminen jäi edelleen. Seura jäi vieläkin epäviralliseksi akatemiseksi yhdistykseksi, vaikka esityksiä tehtiin sen laillisuttamiseksi. Jäsenmaksuksi määrättiin 1897 3 mk vuodessa. Paljonko aikaisemmin oli kannettu, ei ole tiedossa.

V. 1897 päätettiin pitää erikoisia kokouksia, joissa referoitaisiin ulkolaisia alan teoksia. Päätöstä ei toteutettu sellaisenaan, mutta tavallisissa kokouksissa oli melko usein referaatteja.

V. 1905 muutettiin seuran toimintavuosi lukuvuodeksi ja virkailijat valittiin kevään viime kokouksessa seuraavaksi talvikaudeksi.

Geologisia retkiä tehtiin edelleen keväisin. V. 1896 järjestettiin yhdessä Maantieteellisen seuran kanssa retki Suursaaren prof. Ramsayn johdolla.

Seuran puheenjohtajana oli edelleen vuoden 1904 loppuun Ramsay, sitten Sederholm ja Hackman, varapuheenjohtajana oli 1904 vuoden loppuun Sederholm, sitten Hackman ja Frosterus, sihteerinä oli 1899 vuoden loppuun Frosterus, sitten Hackman 1900—1902, Borgström 1903, Sundell ja Wahl 1904 ja Wahl 1905 (Liite 2).

1906—1915.

Tämä 10-vuotiskausi ei eroa edellisestä suurestikaan. Esitelmöitsijöistä tärkeimmät olivat: Ailio, Tanner, Trüstedt, Sederholm, Ramsay, Eskola, Wahl, Lindberg, Borgström, Frosterus, Hackman, Hausen, Mäkinen, Wilkman, v. Fieandt, Berghell, Aarnio, Leiviskä, Laitakari, Tolvanen ja Sauramo. Kuten tästä luettelosta näkyy, on seuraan tullut useita uusia toimivia jäseniä. Esitelmien aiheet ovat edelleen käsitelleet koko laajaa geologian alaa (Liite 4). Outokummun löytö ja sen tutkimuksen vaiheet antoivat aihetta useihin esityksiin.

Pöytäkirjojen painatusasiaa käsiteltiin monessa kokouksessa ja komiteojakin asetettiin, mutta asia jäi vielä toteuttamatta.

1907 hyväksyttiin seuralle uudet säännöt (Liite 5) ja 1910 seura rekisteröitiin. Näiden sääntöjen mukaan koettaa seura toimia myös

julkaisemalla kirjoituksia. Jäsenet valitaan kahden entisen jäsenen ehdotuksesta. Seuraan voidaan myös valita kunniajäseniä. Niitä ei kuitenkaan toistaiseksi ole. Jäsenmaksu määrätään 3 markaksi. Muuta uutta ei niissä juuri ollutkaan.



Fotok. W. W. Wilkman.

Geologeja retkeilyllä Brödtorpin—Orijärven alueella 16—17. V. 1908, rataleikkauksella Kuovilan luona.

Geologists visiting a railway cutting near Kuovila, on an excursion to the Orijärvi region 16—17. V. 1908.

V. 1906 valittiin Tannerin ehdotuksesta komitea (Ramsay, Hackman, Sederholm, Frosterus, Rindell ja Tanner) tekemään ehdotusta savivuosisikertoihin perustuvan kronologisen tutkimuksen toimeenpanosta Suomessa.

Vielä mainittakoon, että Trüstedt teki 1906 esityksen Lohjan seudun malmigeologisesta tutkimisesta. Ehdotus jäi toteuttamatta 30 vuodeksi, sillä vasta kesällä 1936 alettiin tämä työ Geologisen toimikunnan puolesta.

Ekskursioista tärkein oli 23—24. 5. 1915 Eskolan johdolla tehty retkeily Orijärven alueelle.

Seuran puheenjohtajat ja varapuheenjohtajat vaihtuivat tällä 10-vuotiskaudella joka vuosi, siten että edellisen vuoden varapuheen-

johtaja valittiin seuraavan vuoden puheenjohtajaksi (Liite 2). Sihteerinä toimivat: Wahl, Tanner, Borgström, Hausen ja Brenner (Liite 2).

Muistosanat esitettiin seuraavista vainajista: V. L. Åkerblom 17. 4. 1907, E. T. Nyholm 20. 11. 1908, F. J. Wiik 31. 3. 1910, A. E. Törnebohm 3. 5. 1911, N. V. Ussing 30. 10. 1911. Wiik oli ollut ensi 10-vuotiskauden seuran johtavana henkilönä ja toisenkin aikana hän otti aktiivisesti osaa toimintaan, mutta kolmannen 10-vuotiskauden aikana hän jättäytyi syrjään.

Vuodelta 1911 ei seuran pöytäkirjoja ole tallella eikä siis ole tietoja seuran toiminnasta, mutta muuta tietä käy selville, ettei seura silloinkaan nukkunut.

1916—1925.

Paitsi esitelmätoimintaa on tältä 10-vuotiskaudelta mainittava kaksi tärkeää hanketta, jotka nyt lopulta toteutettiin. Yhdistyksen pöytäkirjoja alettiin painattaa v. 1916 erikoisina vihkosina nimellä Helsingin Geologisen yhdistyksen tiedonantoja (Meddelanden från Geologiska föreningen i Helsingfors). Näitä ilmestyi vuosilta 1916—23. Ne olivat vuosina 1916—1920 eripainoksia aikakauslehti Teknikernissä olleista kokousselostuksista. Väliin oli niissä laajat ja melko täydelliset referaatit esitelmistä, välistä vain luettelot esitelmien nimistä. Vuosilta 1921—1923 painatettiin pöytäkirjat erikoisena vihkona. Seuran vaatimaton julkaisutoiminta keskeytyi v. 1923 alkaakseen muutaman vuoden kuluttua uudelleen nykyisenä julkaisusarjana. Toinen edellämainituista tapauksista oli seuran rekisteröiminen, mikä lopulta tapahtui v. 1923. Silloin uusittiin säännötkin yhdistyslain säädöksiä vastaaviksi (Liite 1).

Tämän aikajakson tärkeimmät esitelmäitsijät olivat: Eskola, Mäkinen, Ramsay, Sederholm, Hackman, Frosterus, Ailio, Borgström, Sauramo, Laitakari, Väyrynen, Brenner, Metzger, Trüstedt, Aarnio, Hausen ja Saxén. Esitelmien ja keskustelujen aiheina oli tällä aikajaksolla useat alueet ulkomailla, missä suomalaisia geologeja oli käynyt. Niinpä Eskola esitelmöi Transbaikaliasta, Sederholm, Granö ja Hausen Altaista, Eskola ja Sederholm Kanadasta, Eskola Aunuksesta ja Norjasta ja Hausen Argentinasta. Näiden esitysten kautta saivat muutkin seuran jäsenet läheisesti tutustua geologisiin olosuhteisiin laajalti oman maan rajojen ulkopuolella. Malmigeologisia aiheita sekä Suomesta että ulkomailta käsiteltiin monissa esityksissä. Outokumpua (Mäkinen), Otravaaraa (Saksela), Petsamoa (Hausen) y. m. malmipaikkoja tutkineet geologit esittivät niistä tutkimustensa tuloksia, ja ulkolaisistakin malmialueista esitelmöitiin.

Malmigeologiset tutkimusmenetelmät tulivat samoin käsittelyn alaisiksi. Tässä mainittakoon vielä Aarnion esitykset järvimalmeista. Etelä-Suomen migmatiiteista piti Sederholm monta pitkää ja yksityiskohtaista esitelmää. Karjalaisen liuskevyyöhykkeen geologia oli tälläkin aikajaksolla eri otteissa esillä (Väyrynen, Wilkman, Hausen). Satakunnan jotunialueesta esittivät tuloksia Eskola, Sederholm ja Laitakari. Karjalan kannaksen kambrikauden savesta ja Puolangan kaolinista esitelmoivat Frosterus ja Väyrynen. Mineralogisia aiheita käsittelivät m. m. Eskola ja Borgström; kvartärigeologisista kysymyksistä yleensä ja geokronologiasta erittäin esittivät tutkimustuloksiaan varsinkin Ramsay ja Sauramo. Uusina aiheina toi Brenner seuraan geoteknilliset kysymykset.

Muistosanoja esitettiin seuraavista vainajista: A. v. Julin, C. P. Solitander ja Hugo Berghell.

Seuran puheenjohtajat vaihtuivat joka vuosi, kuten ennenkin. Sihteereinä toimivat Laitakari, Brenner, Sauramo ja Saxén (Saksela) (Liite 2).

Tällä 10-vuotiskaudella, samoin kuin edellisinäkin, tuli seura suurin piirtein vielä toimeen jäsenmaksuillaan. Menoja olikin oikeastaan vain kokousten ilmoittamisesta sekä yhtä ja toista pientä. Niinkauan kuin seuran tiedonannot julkaistiin vv. 1916—1920 ylipainoksina, tultiinkin hyvin toimeen jäsenmaksuilla, mutta tiedonantojen julkaiseminen vuosilta 1921—1923 tuotti jo kassaan vajauksen. Silloin ruvettiin anomaan avustusta valtiolta. V. 1924 saatiinkin ensimmäisen kerran valtiolta 1 000 mk ja lisäksi Yliopistolta 500 mk. Tällöin päästiin taas tasapainoon raha-asioissa. 1925 saatiin valtiolta vielä 2 000 mk, mutta kun se ei vielä riittänyt tiedonantojen painatukseen, jäivät ne toistaiseksi julkaisematta, ja vuosien 1924—1928 selostukset ilmestyivät lyhyessä muodossa seuran uusissa julkaisuissa vasta v. 1929. V. 1925 oli seura anonut valtioneuvostolta julkaisu-toimintaansa varten 25 000 markan avustusta, mutta se hylättiin. Tällöin kuitenkin seura sai luvan liittää omilla varoilla painattamansa julkaisut Geologisen toimikunnan Bulletin-sarjaan.

Vuodesta 1920 alkaen valittiin seuran jäsenet kokouksissa kahden entisen jäsenen ehdotuksesta.

Seuran jäsenluku oli tällä 10-vuotiskaudella noin 60.

1926—1936.

Tällä 10-vuotiskaudella kehittyi ja laajeni seuran toiminta suuresti, kun ruvettiin painattamaan omaa tieteellistä sarjaa nimellä Suomen Geologisen Seuran Julkaisuja (Meddelanden från Geolo-

giska Sällskapet i Finland, *Compte Rendus de la Société Géologique de Finlande*). Oman julkaisusarjan tarve oli tullut hyvin tuntuvaaksi, varsinkin sen jälkeen, kun Geologinen toimikunta ei enää saanut ottaa sarjoihinsa muiden kuin omien virkamiestensä kirjoituksia. Oltiin pakoitettuja julkaisemaan geologisia tutkimuksia sellaisissa tieteellisissä sarjoissa, joissa geologiaa ei yleensä ollut, tai oltiin pakoitettuja käyttämään ulkolaisia sarjoja. Paljon julkaistiin m. m. Tukholman geologisen seuran aikakauskirjassa. Tällainen olotila tahdottiin pikimmiten lopettaa, ja siksi tehtiin kaikki mitä voitiin oman julkaisusarjan aikaansaamiseksi. 6. 10. 1926 pidetyssä kokouksessa valittiin julkaisutoimikunta, johon kuuluivat seuran kulloinenkin puheenjohtaja ja sihteeri ja lisäksi Ramsay, Sederholm ja Eskola. Ensi työksi ryhdyttiin hankkimaan varoja. Anottiin heti Valtioneuvostolta taas 25 000 markan vuotuista avustusta, ja nyt onnistuttiin saamaan seuraavaksi vuodeksi 10 000 markkaa. Tällöin ryhdyttiin toimiin oman julkaisusarjan perustamiseksi. 1927 hyväksyttiin julkaisutoimikunnan ehdotus asiasta. Se sisälsi seuraavat kohdat:

1. Tiedonannot painetaan Suomen Geologisen Toimikunnan julkaisusarjassa »Bulletin de la Commission géologique de Finlande» nimellä Suomen Geologisen Seuran Julkaisuja etc.
2. Tiedonannot tulevat sisältämään:
 - a) Lyhyen kertomuksen seuran toiminnasta kuluneena toimikautena. Kertomus painetaan suomeksi, ruotsiksi ja ranskaksi.
 - b) Selostuksia kokouksissa pidetyistä esitelmistä ja keskusteluista, jotka julkaistaan erikseen.
 - c) Alkuperäisiä tutkimuksia ja tiedonantoja.
3. Selostukset ja kirjoitukset painetaan englannin, saksan tai ranskan kielisinä, tai on niihin liitettävä selostus jollakin näistä kielistä.
4. Painattamisen hoitaa julkaisukomitea, johon kuuluu kolme seuran jäsentä sekä puheenjohtaja ja sihteeri. Komitea hyväksyy tai hylkää painattamista varten jätetyt käsikirjoitukset. Jos tässä asiassa syntyy erimielisyyttä, on se jätettävä Seuran ratkaistavaksi.

Samassa kokouksessa oli myöskin päätetty muuttaa seuran nimi nykyoloja vastaavasti. Siksi tuli Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland. Tämä nimi otettiin yhdistysrekisteriin helmikuussa 1928. Seuran julkaisujen ensimmäinen numero ilmestyi helmikuussa 1929; se sisälsi myös selostukset seuran kokouksista ajalta 1924—1927. Vuodesta 1927 alkaen on seuran toiminnasta vuosittain julkaistu lyhyt selonteko. Julkaisusarjaa on tähän mennessä ilmestynyt 8 numeroa, yhdeksänneksi tulee 50-vuotisjulkaisu.

Liitteestä 4 käy selville seuran tulot ja menot vuosilta 1924—1936. Menot ovat kohdistuneet melkein yksinomaan julkaisujen painatuksiin.

Poikkeuksena on vuosi 1928, jolloin saatiin 50 000 markan ylimääräinen avustus yhden geologin lähettämiseksi prof. Auerin retkikunnan keralla Tulimaahan. Seuran jäsen tri E. H. Kranck oli tuon avustuksen turvin sitten Tulimaan geologiaa tutkimassa. Vuoden 1936 alussa oli seuralla säästöissä juhlaulkaisua varten 33 908 mk.

Paitsi selostuksen seuran toiminnasta ja seurassa pidettyjen esitysten selostuksia sisältää julkaisusarja myös itsenäisiä kirjoituksia. Luettelo niistä on liitteessä 6.

Seuran julkaisut ovat erikoisina numeroina Geologisen toimikunnan sarjassa »Bulletin de la Commission géologique de Finlande» ja jaetaan kaikille joille tuo sarja menee. Täten on niiden melko laaja leviäminen taattu, ilman että seuralla on siitä kustannuksia. Oma sarja on poistanut vaikean esteen geologisten tutkimusten julkaisemisen tieltä.

V. 1931 tehtiin seuran sääntöihin lisäys, jonka mukaan seuraan voidaan valita kirjeenvaihtajajäseniksi ulkomaalaisia henkilöitä, jotka ovat Suomea ja sen geologiaa kohtaan osoittaneet erikoista harrastusta. Jo samana vuonna valittiin kirjeenvaihtajajäseneksi prof. Aladár Vendl Budapestistä, prof. Armin Öpik Tartosta ja tohtori Eugène Wegmann Schaffhausenista, 1933 tohtori Nils Magnusson Tukholmasta sekä 1936 prof. Tadeusz Wojno Warsovasta ja prof. V. M. Goldschmidt Oslost.

V. 1934 Geologisen toimikunnan ollessa uudestijärjestelyn alaisena pyysi Valtioneuvosto seuralta lausuntoa asiaa koskevasta komiteamietinnöstä. Tämä lausunto hyväksyttiin kokouksessa 4. 10. 1934. Siinä tehtiin komitean esitykseen eräitä muutosehdotuksia ja lisäyksiä. Asiaa edelleen Valtioneuvostossa käsiteltäessä otettiin tärkeimmät seuran tekemät ehdotukset huomioon. Seura oli siis vaikuttanut perusteellisella lausunnollaan suuresti tämän asian kehitykseen nykyiselle kannalleen.

Seuralle hyväksyttiin uudistetut säännöt 7. 4. 1932 (liite 1).

Jäsenensä tri A. Laitakarimiehen tekemää Suomen geologista bibliografian, joka monien vaiheitten jälkeen ilmestyi Geologisen toimikunnan Bulletin-sarjan n:o 108 v. 1935, on seura puolestaan avustanut.

Tälläkin 10-vuotiskaudella teki seura retkeilyjä, joista tärkeimmät olivat retki Lounais-Suomeen 12—14. 5. 1930 ja retki Helsingin itäiseen saaristoon 14. 5. 1933.

Puheenjohtajat vaihtuivat vuosittain entiseen tapaan. Sihteerinä toimivat Saxén (Saksela), Kranck, Mikkola ja Hyyppä. Mikkola oli sihteerinä 7 vuotta ja järjesti seuran nykyisen toiminnan hyvälle tolalle. Sihteerin tehtäviin on kuulunut myöskin julkaisujen toimittaminen. Seuran hallituksen ovat muodostaneet puheenjohtaja, varapuheenjohtaja ja sihteeri, mutta se on kokoontunut vain hyvin harvoin. Julkaisutoimikunta on myös ollut vain nimellisesti olemassa, sillä seuran asioita ovat hoitaneet tavallisesti sihteeri ja puheenjohtaja.

Ulkolaisista seurassa vierailleista esitelmöitsijöistä on tältä ajalta mainittava prof. V. M. Goldschmidt, joka 24—25. 9. 1929 piti kaksi esitelmää: *Über die Kristallechemie* ja *Über die Geochemie der seltenen Erden*, sekä tri Harry von Eckerman, joka 23. 11. 1933 piti esitelmän aiheesta »*Loosfältets geologiska byggnad*».

Tällä ajanjaksolla kuolivat seurassa alusta alkaen hyvin ansiokkaasti toimineet prof. W. Ramsay 1928 ja prof. J. J. Sederholm 1934 sekä maisteri A. H. Petra ja tohtori Otto Trüstedt. Heistä pidettiin seurassa muistopuheet.

Suomen Geologisen Seuran pääasiallisen toiminnan ovat tälläkin 10-vuotiskaudella muodostaneet kokoukset ja esitelmät. Tärkeimmät esitelmöitsijät olivat: Eskola, Sederholm, Borgström, Laitakari, Väyrynen, Sauramo, Wahl, Mikkola, Wegmann, Saksela ja Kranck. Esitelmät ja tiedonannot käsittelivät hyvin monia eri aloja, kuten parhaiten ilmenee esitelmien luettelosta (liite 5).

Seuralla ei ole omaa kirjastoa, eikä sellaisen perustamista ole koskaan katsottu tarpeelliseksi. Kaikki seuralle tulleet julkaisut on annettu joko Yliopiston mineralogis-geologisen laitoksen tai Geologisen toimikunnan kirjastoon. Seuran arkisto on ollut sijoitettuna sille laitokselle, jossa seuran sihteeri on ollut toimessa.

Kokouksensa seura on pitänyt melkein koko toimikautenaan Yliopiston mineralogis-geologisen laitoksen luentosalissa, myöhemmin aikoina joskus myös Teknillisen Korkeakoulun vastaavassa laitoksessa.

Kokousten jälkeen on tavallisesti siirrytty johonkin ravintolaan jatkamaan keskustelua vapaammassa äänilajissa. Kokouksissa on tavallisesti ollut läsnä 15—25 jäsentä ynnä joitain opiskelevia.

Jokaiselle geologille maassamme on ilman muuta selvää, että heidän ammattiseuransa merkitys heidän kehitykselleen ja samalla koko geologisen tieteen tasolle Suomessa on mitä suurimerkityksellisin. Samoin on luonnollisesti ollut laita senkin laajan ja perustavan työn tehneen polven aikana, joka suurimmalta osalta ei enää ole mukana

seuran 50-vuotisjuhlaa vietettäessä. — Sitä, että maamme geologinen tutkimus on tullut muuallakin huomatuksi ja että sen tasosta on usein annettu kiittäviä lausuntoja, on siis pidettävä osalta seuran ansiona. Tällainen vaikutus on tietenkin välillistä laatua kuten suurelta osalta kaikkien tieteellisten seurojen merkitys, eikähän geologinen seura ole suoranaiseen vaikutukseen pyrkinytkään ennenkuin viime vuosina oman julkaisusarjansa kautta. — Geologia on luonnontieteistä kaikkein laaja-alaisimpia ja monipuolisimpia, ja kunkin alan edustaja voi siinä hallita hyvin vain yhtä tai muutamaa harvaa haaraa. Tällöin on hyvin huomattavaksi katsottava se erikoislaatuinen, samalla sekä kehittävä että virkistävä merkitys, minkä kullekin geologille tarjoaa tilaisuus ammattiseuran piirissä saada miellyttävällä ja tehokkaalla tavalla seurata edistystä ja toimintaa geologian eri työsarjoilla, sillä tutkimusaiheitten erilaisuudesta huolimatta on esimerkiksi tutkimusmenetelmissä paljon sellaista, mikä eri haaroja yhdistää ja antaa pohjan kaikkien eri alain geologien hedelmälliselle yhteistyölle.

THE HISTORY OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND 1886—1936.

SUMMARY.

The Geological Society of Finland has always been and still is the only society in the field of geology in Finland. The history of the Society thus in certain respects comprises the whole history of geological research work in Finland during the past 50 years.

Geology has been studied in Finland long ere the foundation of the Society. The work «*Minerographia*» by S. A. Forsius, which was published in 1644, 20 years after the death of the author can be considered as the beginning of geological research in Finland. Among the geologists of the 18th and 19th centuries prior to the foundation of the Society mention may be made of P. A. Gadd, Johan Gadolin, Nils Nordenskiöld, A. F. Thoreld, H. J. Holmberg, Axel Gadolin, Alexander v. Nordmann and P. A. v. Bonsdorff. Many of these persons were interested in the branch of geology as private persons outside their own professions, but the most important among the above-mentioned persons, Nils Nordenskiöld, occupied the post of director of the «*Vuorihallitus*» (Department of Mines), while Thoreld and also Holmberg were officials of the same bureau. In addition to searching for ores the Department of Mines carried out also geological surveys. After the middle of the 19th century also geological mapping was undertaken in some parts of our country. The Department of Mines was abolished in 1885 and its duties were transferred to the «*Geologinen Toimikunta*» (Geological Survey) which was established in the same year and whose staff consisted of a director and 3 other geologists.

At the University of Helsinki the professorship of mineralogy and geology was founded in the middle of the 19th century. The first holder of the chair was F. J. Wiik (1867—1897) who, wishing to obtain a general view of the ancient rocks of Finland, gave a start to scientific geological investigation in our country.

When geological work in Finland thus had once passed its initial stage and stood on a higher level, it was comprehensible that the men

of this field of science gathered together to lay the foundation of the Geological Society in our country. The person who took the initiative is not known. At the constituent meeting of the Society the following persons were present: Prof. F. J. Wiik, K. A. Moberg (the Director of Geologinen toimikunta), K. Hj. Gylling, M. A., A. F. Tigerstedt, M. A., C. P. Solitander, mining engineer, and J. J. Sederholm, M. A. None of these persons is alive at the present day.

At the above-mentioned meeting on October 22nd, 1886, it was resolved that the specific aim of the Society was to study the geology and mineralogy of our country and to further the development of practical and theoretical geological work in Finland. Prof. Wiik presided at the meeting in question, and thenceforth was chairman of the Society for many years.

For a long time the Society remained an unofficial academic association, which was not legally registered. At the second meeting the Statutes of the Society were approved (See appendix No. 1). According to these Statutes the Society was an association of persons interested in furthering the development of geology and mineralogy in Finland. Every person interested in geology was accepted for membership without any restrictions.

On this basis the activity of the Society began to follow its peaceful path. In the beginning and also later on the main form of activity of the Society was the giving of lectures and communications and discussions aroused by the former.

In appendix No. 5 there is a list of 635 lectures and communications presented at the meetings of the Society. The lectures comprised the whole field of geology in the widest sense of the word. Scientific questions of topical interest and importance were discussed in the lectures and the different points of view were thereafter considered, first formally, and later free discussions after meetings took place.

Between 1916—1923 the records of the Society, with reviews of lectures, were published in 4 booklets which contained 135 pages. Since 1924 the records of the Society have been published in its own series »Suomen Geologisen Seuran Julkaisuja» (incorporated with the »Bulletin de la Commission géologique de Finlande») which has been issued since 1929 in 8 volumes totalling 640 pages. The present publication forms the ninth volume. The list of papers contained in the publications is given in appendix No. 6. The records of the Society covering the period 1886—1915 have never been published, but appendix No. 5 includes a list of the headings of the subjects presented. Ever since 1924 the publications of the Society contain, besides papers, also records and a short annual report regarding the activities of the Society.

The Statutes of the Society were revised in 1908, 1923 and 1932. In 1923 the Society was formally registered. In appendix No. 1 are assembled all the Statutes of the Society.

A list of the officials is contained in appendix No. 2 and a list covering the membership in appendix No. 3, as far as it has been possible to ascertain same from the incomplete records and papers.

Up to 1924 the Society's only revenue consisted of the subscription fees of members, but after that date the Society has enjoyed an annual Government subsidy. Appendix No. 4 presents the financial position of the Society. The funds have been used almost exclusively in defraying publishing costs. In 1928, 50 000 mks were granted to us in order to enable the Society to pay the costs of a representative of its own in the expedition which, during the years 1928 and 1929, carried out geological explorations in Tierra del Fuego under the leadership of Professor V. Auer. The Society was represented by Dr. E. H. Kranck.

In 1927 the style of the Society was changed to Suomen Geologinen Seura, after in the beginning having been Geologinen Yhdistys and then Helsingin Geologinen Yhdistys. Since 1931 the Society has had foreign correspondents. In 1931 the following foreign members were elected as correspondents: Prof. Aladár Vend, of Budapest; Prof. Armin Öpik, of Tartu; and Dr. Eugène Wegmann, of Schaffhausen, while in 1933 Dr. Nils Magnusson, of Stockholm, was elected and in 1936 Prof. Tadeusz Wojno, of Warszawa, and Prof. V. M. Goldschmidt, of Oslo. In the spring the Society has occasionally made excursions to places of interest.

The current matters of the Society have usually been attended to by the chairman and the secretary. The secretary of the Society has acted as the editor of the publications.

The Society is not in possession of a library of its own. Its publications are distributed in connection with the series of Geologinen Toimikunta, among all who regularly receive the Bulletins. During the whole period of the Society's existence the meetings have taken place at the geological institutes of the High Schools in the Capital.

It can safely be stated that without the Society the geology of Finland could not have reached its present standard and that, therefore, the Society has had its own important mission to fulfil, although it is little known to the general public.

Litte 1.
Appendix No. 1.

GEOLOGISEN SEURAN SÄÄNTÖJÄ.
STATUTES OF THE GEOLOGICAL SOCIETY.

1886.

Stadgar för Geologiska Föreningen.

§ 1.

Föreningens ändamål är att främja studiet af mineralogin och geologin och särskildt kännedomen om Finlands mineralogiska och geologiska förhållanden.

§ 2.

Föreningen skall söka att verka för detta ändamål genom sammankomster, hvarvid föredrag hållas och discussioner anställas, bergarter förevisas och demonstreras.

§ 3.

En hvar som intresserar sig för mineralogins och geologins studium kan inskrifva sig som medlem af föreningen.

§ 4.

Fyra ordinarie möten äga rum om året, den sista helgfria fredagen i månaderna Oktober, November, Februari, April, hvarförutom äfven extra möten i fall af behof kunna hållas.

§ 5.

På Oktobermötet anställas val af ordförande, viceordförande, secreterare och biträdande secreterare för ett år framåt. Valet sker med slutna sedlar och enkel röstpluralitet.

§ 6.

Ändringar eller tillägg till dessa stadgar föreslås på ett ordinarie möte samt antages på det följande, ifall $\frac{2}{3}$ af närvarande medlemmar derom äro ense.

i. f.

A. F. Tigerstedt.

1907.

Helsingin Geoloogisen Yhdistyksen

S ä ä n n ö t.

§ 1.

Helsingin geologinen yhdistys on niiden henkilöiden seura, jotka haluavat yhteisin harrastuksin edistää geologian ja mineralogian tutkimista maassa.

§ 2.

Yhdistys koettaa vaikuttaa tämän päämäärän hyväksi kokouksilla, joihin hankitaan esitelmiä ja keskusteluja, yhteisillä retkeilyillä ja kirjoituksilla, sekä muuten kaikin tavoin koettamalla elähyttää ja levittää geologian harrastusta.

§ 3.

Yhdistykseen kuuluu vuosijäseniä, vakinaisia jäseniä ja kunniajäseniä.

Uudet jäsenet valitaan kahden yhdistyksen jäsenen ehdotuksesta. Ehdotus kunniajäsenen valitsemisesta tehdään yhdistyksessä samalla tavalla ja lykätään yhdistyksen johtokuntaan, joka siinä tapauksessa että se ehdotusta puoltaa, esittää sen vuosikokouksessa. Kunniajäsenten luku on rajoitettu kymmeneen.

§ 4.

Jäsenmaksu vuosijäseneltä on kolme markkaa, mikä summa on maksettava viimeistään huhtikuun kuluessa. Jäsen, joka kerran kaikkiaan on maksanut 50 markkaa, on sen kautta oikeutettu yhdistyksen vakinaiseksi jäseneksi ilman enempiä vuosimaksuja.

Vakinaisten jäsenten maksuista muodostetaan erityinen rahasto, jonka pääomaa alköön käytettävä, ellei siitä kahdella kolmasosalla annetuista äänistä tehdä päätöstä heti sen jälkeisessä kokouksessa, missä ehdotus on tehty.

§ 5.

Yhdistyksen kokouksia pidetään syyskuusta toukokuuhun johtokunnan määrääminä päivinä. Johtokunnan tehtävänä on myös järjestää retkeilyt.

§ 6.

Kokouksissa on jokaisella jäsenellä vapaus pitää esitelmiä, ilmoittaa uutisia, sekä ehdottaa keskustelua aineita seuraavaan kokoukseen. Esitelmistä on kuitenkin aina ennakolta ilmoitettava sihteerille.

§ 7.

Kokouksien tieteelliseen osaan saavat johtokunnan tai jonkun sen valtuuttaman yhdistyksenjäsenen suostumuksella yhdistykseen kuulumattomakin henkilöt ottaa osaa, kun joku jäsenistä kullakin kerralla erittäin heidät ilmoittaa sihteerille.

§ 8.

Yhdistyksen vuosikokouksessa maaliskuulla valitaan seuraavaksi vuodeksi: puheenjohtaja, varapuheenjohtaja ja sihteeri, joka samalla on rahastonhoitaja. Nämä muodostavat yhdistyksen johtokunnan, jonka valtuudet alkavat heti vuosikokouksen loputtua.

Samassa kokouksessa valitaan myös kaksi kuluvan vuoden tilien tarkastajaa.

§ 9.

Yhdistyksen tilit kuluneelta kalenterivuodelta ynnä niihin kuuluvat verifikaatit ja johtokunnan pöytäkirjat ovat tammikuun kuluessa jätettävät tilintarkastajille, joiden on vuosikokouksessa annettava kertomus tekemästään tarkastuksesta. Sen jälkeen yhdistys päättää vastuuvapauden myöntämisestä edellisen vuoden hallinnosta.

§ 10.

Muutoksia näihin sääntöihin ei voida päättää samassa kokouksessa, jossa niitä on ehdoteltu, ja muutoksen tekoon vaaditaan lisäksi vähintään kaksi kolmasosaa äänistä.

1907.

Stadgar

för

Geologiska Föreningen i Helsingfors.

§ 1.

Geologiska föreningen i Helsingfors utgör en sammanslutning av personer, vilka önska gemensamt främja geologins och mineralogins studium inom landet.

2 §.

Föreningen skall söka verka för denna uppgift genom möten med föredrag och diskussioner, genom gemensamma exkursioner och genom utgivande af skrifter, samt för övrigt på allt sätt sträva att liva och sprida intresset för geologin.

§ 3.

Föreningen består av årsmedlemmar, ständiga medlemmar och hedersmedlemmar.

Nya medlemmar inväljas på förslag av tvenne föreningsmedlemmar. Förslag om inväljande av hedersmedlem väckes i föreningen på samma sätt och hänskjutes till dess styrelse, som i händelse den biträder förslaget framställer detta vid årsmötet. Antalet hedersmedlemmar är begränsat till 10.

§ 4.

Årsmedlem erlägger en avgift av tre mark, hvilken bör inbetalas senast inom april månad. Medlem, som en gång för alla inbetalat 50 mark, har däri-

genom erhållit rättighet att som ständig medlem kvarstå i föreningen, utan erläggande af vidare årsavgifter.

Av ständiga medlemmars avgifter bildas en särskild fond, vars kapital ej må användas, om ej på möte näst efter det varpå förslag blivit väckt, beslut därom fattats med minst två tredjedelar av de avgivna rösterna.

§ 5.

Föreningens möten hållas under månaderna september till maj på dagar, som bestämmas af dess styrelse. Denna eger även att anordna exkursionerna.

§ 6.

På möten står det varje medlem fritt att hålla föredrag, meddela noter, samt föreslå ämnen att diskuteras på ett följande möte. Föredrag böra dock alltid förut anmälas hos sekreteraren.

§ 7.

I mötenas vetenskapliga del kunna med tillstånd av styrelsen eller någon af denna delegerad medlem utom föreningen stående personer deltaga, efter att för varje gång hava blivit av någon föreningsmedlem för sekreteraren anmälda.

§ 8.

På föreningens årsmöte i mars utses för det följande året ordförande, viceordförande och sekreterare, som tillika är skattmästare. Dessa utgöra föreningens styrelse, vars mandat vidtager omedelbart efter årsmötets avslutande.

Vid samma möte utses även tvenne revisorer för att granska det löpande årets räkenskaper.

§ 9.

Föreningens räkenskaper för det förflutna kalenderåret skola tillika med nödiga verifikat samt styrelsens protokoll inom januari månad överlemnas till revisorerna, vilka till årsmötet i mars äga avgiva berättelse om den granskning de utfört, varefter föreningen besluter angående ansvarsfrihet för det föregående årets förvaltning.

§ 10.

Ändring av dessa stadgar kan icke beslutas på samma möte, på vilket den föreslagits, och för dess antagande erfordras minst två tredjedelar av de avgivna rösterna.

1923.

Helsingin Geologisen yhdistyksen »r. y.»

S ä ä n n ö t.

§ 1.

Helsingin Geologinen yhdistys »r. y.» on niiden henkilöiden seura, jotka haluavat yhteisesti edistää geologian ja mineralogian harrastusta maassamme. Yhdistyksen kotipaikka on Helsingin kaupunki.

§ 2.

Yhdistys koettaa toimia tämän päämäärän hyväksi kokouksilla, joissa pidetään esitelmiä ja keskustellaan, retkeilyillä ja kirjoituksilla, sekä koettaa muutenkin kaikin tavoin elähyttää ja levittää geologian harrastusta.

§ 3.

Yhdistykseen kuuluu vuosijäseniä, vakinaisia jäseniä ja kunniajäseniä.

Uudet jäsenet valitaan kahden yhdistyksen jäsenen ehdotuksesta. Ehdotus kunniajäsenen valitsemisesta tehdään yhdistyksessä samalla tavalla ja lykätään yhdistyksen hallitukseen, joka siinä tapauksessa että se ehdotusta puoltaa, esittää sen vuosikokouksessa. Kunniajäsenien luku on rajoitettu kymmeneen.

Vuosijäsen katsotaan eronneeksi yhdistyksestä, jos hän ei ole kolmena vuonna jällekkäin maksanut vuosimaksua. Jäsen voidaan eroittaa yhdistyksestä muista syistä hallituksen esityksestä, kun asiaa on käsitelty kahdessa kokouksessa ja vähintään $\frac{3}{4}$ läsnäolevista jäsenistä kannattaa ehdotusta.

§ 4.

Vuosijäsen maksaa 15 markkaa vuodelta, mikä summa on maksettava viimeistään huhtikuun kuluessa. Jäsen, joka kerta kaikkiaan on maksanut 200 markkaa, on täten oikeutettu yhdistyksen vakinaiseksi jäseneksi ilman enempiä vuosimaksuja.

Jäsenmaksut voidaan muuttaa vuosikokouksessa.

Vakinaisten jäsenien maksuista muodostetaan erityinen rahasto, jonka korot käytetään yhdistyksen tarkoituksiin.

§ 5.

Yhdistyksen kokouksia pidetään syyskuusta toukokuuhun, hallituksen määrääminä aikoina. Hallituksen tehtävänä on myös järjestää retkeilyt.

§ 6.

Yhdistys kutsutaan kokoon ja muut tiedonannot toimitetaan yhdistyksen jäsenille ilmoituksilla Helsingin kummankielisissä sanomalehdissä tai jäsenille lähetetyillä kutsukorteilla.

§ 7.

Kokouksissa on jokaisella jäsenellä vapaus pitää esitelmiä, ilmoittaa uutisia sekä ehdottaa keskustelunaiheita. Esitelmistä on kuitenkin aina ennakolta ilmoitettava sihteerille.

§ 8.

Kokouksiin voivat yhdistykseen kuulumattomatkin henkilöt ottaa osaa, sittenkun ovat ilmoittautuneet sihteerille. Ylioppilaat ja Teknillisen korkeakoulun oppilaat saavat ilmoittautumattakin ottaa osaa kokouksiin.

§ 9.

Vuoden viimeisessä kokouksessa valitaan seuraavaksi kalenterivuodeksi puheenjohtaja, varapuheenjohtaja ja sihteeri, joka samalla on rahastonhoitaja. Nämä muodostavat yhdistyksen hallituksen, jonka valtuudet alkavat 1 p. tammikuuta. Samassa kokouksessa valitaan myös kaksi kuluvan kalenterivuoden tilien tarkastajaa.

Yhdistyksen toiminimen kirjoittavat puheenjohtaja ja sihteeri, jotka myös vastaavat yhdistyksen toiminnasta.

Yhdistyksen vuosikokous pidetään helmikuulla.

§ 10.

Yhdistyksen tilit kuluneelta kalenterivuodelta ynnä niihin kuuluvat verifikaatit ja hallituksen pöytäkirjat ovat tammikuun kuluessa jätettävät tilintarkastajille, joiden on vuosikokouksessa annettava kertomus tekemästään tarkastuksesta. Sen jälkeen yhdistys päättää vastuuvapauden myöntämisestä edellisen vuoden hallinnosta.

§ 11.

Jos yhdistys purkautuu, annetaan sen omaisuus jollekin yhdistykselle tai laitokselle, jolla on samanlaiset pyrintöt.

§ 12.

Muutoksia näihin sääntöihin ei voida päättää samassa kokouksessa, jossa niitä on ehdotettu, ja muutoksen tekoon vaaditaan lisäksi vähintään kaksi kolmasosaa äänistä.

1923.

Stadgar

för

Geologiska föreningen i Helsingfors »r. f.»

§ 1.

Geologiska föreningen i Helsingfors »r. f.» utgör en sammanslutning av personer, vilka önska gemensamt främja intresset för geologin och mineralogin inom landet.

Föreningens hemort är Helsingfors stad.

§ 2.

Föreningen skall söka verka för denna uppgift genom möten med föredrag och diskussioner, genom gemensamma exkursioner och genom utgivande av skrifter, samt strävar för övrigt på allt sätt att sprida intresset för geologin.

§ 3.

Föreningen består av årsmedlemmar, ständiga medlemmar och hedersmedlemmar.

Nya medlemmar inväljas på förslag av tvänne föreningsmedlemmar. Förslag om inväljande av hedersmedlem väckes i föreningen på samma sätt och hänskjutes till dess styrelse, som i händelse den understöder förslaget framställer detta vid årsmötet. Antalet hedersmedlemmar är begränsat till 10.

Årsmedlem anses hava skilt sig från föreningen, i fall han under tre år i rad icke inbetalat årsavgiften. Medlem kan skiljas från föreningen på grund av andra orsaker på framställning av styrelsen, då frågan behandlats på tvänne möten, varvid minst $\frac{3}{4}$ av de närvarande medlemmarna understöda förslaget.

§ 4.

Årsmedlem erlägger en avgift av 15 mark, vilken bör inbetalas senast inom april månad. Medlem, som en gång för alla inbetalat 200 mark, har därigenom erhållit rättighet att som ständig medlem kvarstå i föreningen, utan erläggande av vidare årsavgifter.

Medlemsavgifterna kunna förändras efter av årsmötet fattat beslut.

Av ständiga medlemmars avgifter bildas en särskild fond, vars räntor användas för föreningens syften.

§ 5.

Föreningens möten hållas under månaderna september till maj, på dagar, som bestämmas av dess styrelse. Denna äger även att anordna exkursionerna.

§ 6.

Tillkännagivande om föreningens möten och andra meddelanden sker genom annons på de båda inhemska språken i dagliga tidningar eller genom tillställande av kallelsekort till föreningens medlemmar.

§ 7.

På möten står det varje medlem fritt att hålla föredrag, meddela noter samt föreslå diskussionsämnen. Föredrag böra dock alltid förut anmälas hos sekreteraren.

§ 8.

I mötena kunna även utomstående personer deltaga efter anmälan hos sekreteraren. Studenter och Tekniska högskolans elever kunna även utan föregående anmälan deltaga i mötena.

§ 9.

På årets sista möte utses för det följande kalenderåret ordförande, viceordförande och sekreterare, som tillika är skattmästare. Dessa utgöra föreningens styrelse, vars mandat vidtager den 1 januari. Vid samma möte utses även tvänne revisorer för att granska det löpande årets räkenskaper.

Föreningens namnunderskrift tecknas av ordföranden och sekreteraren, vilka även ansvara för föreningens verksamhet.

Föreningens årsmöte hålles inom februari månad.

§ 10.

Föreningens räkenskaper för det förflutna kalenderåret skola tillika med nödiga verifikat samt styrelsens protokoll inom januari månad överlämnas till revisorerna, vilka till årsmötet äga avgiva berättelse om den granskning de utfört, varefter föreningen besluter angående ansvarsfrihet för det föregående årets förvaltning.

§ 11.

Om föreningen upplöses, gives dess egendom åt någon förening eller inrättning, som strävar för liknande ändamål.

§ 12.

Ändring av dessa stadgar kan icke beslutas på samma möte, på vilket den föreslagits och för dess antagande erfordras minst två tredjedelar av de avgivna rösterna.

1932.

Suomen Geologisen Seuran r. y. säännöt.

§ 1.

Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland on niiden henkilöiden yhteenliittymä, jotka haluavat yhteisesti edistää geologian ja mineralogian harrastusta maassamme.

Seuran kotipaikka on Helsingin kaupunki.

§ 2.

Seura toimii päämääränsä hyväksi kokouksilla, joissa pidetään esitelmiä ja keskustellaan, retkeilyillä ja julkaisuilla sekä muilla sopivilla tavoilla.

§ 3.

Seuraan kuuluu vuosijäseniä, vakinaisia jäseniä, kirjeenvaihtajajäseniä ja kunniajäseniä.

Uudet jäsenet valitaan kahden Seuran jäsenen ehdotuksesta. Kirjeenvaihtajajäsenen valitsemisesta tehdään ehdotus kirjallisesti Seuran kokoukselle. Valitsemispäätös on voimaan tullakseen tehtävä kahdessa peräkkäisessä kokouksessa. Ehdotus kunniajäsenen valitsemisesta tehdään Seurassa samalla tavalla ja lykätään Seuran hallitukseen, joka siinä tapauksessa, että se ehdotusta puoltaa, esittää sen vuosikokoukselle. Kunniajäsenten luku on rajoitettu kymmeneen, samoin kirjeenvaihtajajäsenten määrä.

Vuosijäsen katsotaan eronneeksi Seurasta, jos hän on ilman hyväksyttävää syytä jättänyt vuosimaksunsa suorittamatta, vaikka on saanut asiasta huomautuksen.

Myöskin tieteellisiä yhtymiä voidaan valita Seuran vuosijäseniksi.

§ 4.

Vuosijäsen maksaa 50 markkaa vuodelta, ja vakinainen jäsen 600 markkaa kerta kaikkiaan. Jäsenmaksut voidaan muuttaa vuosikokouksessa.

§ 5.

Seuran kokoukset ilmoitetaan kirjeellisesti.

§ 6.

Seuran kokouksia pidetään syyskuusta toukokuuhun, hallituksen määrääminä aikoina. Hallituksen tehtävänä on myös järjestää retkeilyt.

§ 7.

Kokouksissa on jokaisella jäsenellä oikeus pitää esitelmiä, ilmoittaa tiedonantoja sekä ehdottaa keskusteluaiheita. Esitelmistä on kuitenkin aina ennakolta ilmoitettava sihteerille.

§ 8.

Joulukuussa pidettävässä kokouksessa valitaan seuraavaksi kalenterivuodeksi puheenjohtaja, varapuheenjohtaja ja sihteeri, joka samalla on rahastonhoitaja. Nämä muodostavat Seuran hallituksen. Samassa kokouksessa valitaan myös kaksi kuluvan vuoden tilien tarkastajaa.

Seuran nimen kirjoittavat puheenjohtaja ja sihteeri.

Seuran vuosikokous pidetään helmikuulla.

§ 9.

Seuran tilit kuluneelta kalenterivuodelta ynnä niihin kuuluvat tositteet on tammikuun kuluessa jätettävä tilintarkastajille, joiden on vuosikokouksessa annettava kertomus tekemästään tarkastuksesta. Sen jälkeen Seura päättää vastuuvapauden myöntämisestä edellisen vuoden hallinnosta.

§ 10.

Jos Seura purkautuu annetaan sen omaisuus jollekin yhdistykselle tai laitokselle, jolla on samanlaiset pyrinnot.

§ 11.

Muutoksia näihin sääntöihin ei voida päättää samassa kokouksessa, jossa niitä on ehdotettu, ja muutoksen tekoon vaaditaan lisäksi kaksi kolmasosaa annetuista äänistä.

1932.

Stadgar för Geologiska Sällskapet i Finland r. f.

§ 1.

Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland utgör en sammanslutning av personer, vilka önska gemensamt verka för geologins och mineralogins främjande inom landet.

Sällskapetets hemort är Helsingfors stad.

§ 2.

Sällskapet verkar för sin uppgift genom möten, vid vilka hållas föredrag och diskussioner äga rum, genom exkursioner och genom utgivande av skrifter, samt på andra lämpliga sätt.

§ 3.

Sällskapet består av årsmedlemmar, ständiga medlemmar, korresponderande medlemmar och hedersmedlemmar.

Nya medlemmar inväljas på förslag av tvänne av Sällskapets medlemmar. Förslag om inval av korresponderande medlem framställs skriftligt vid möte av Sällskapet. Beslut om inval skall för att vara giltigt fattas på två på varandra följande möten. Förslag om inval av hedersmedlem väckes i Sällskapet på samma sätt och hänskjutes till dess styrelse, som i händelse den understöder förslaget framlägger detta vid årsmötet. Antalet hedersmedlemmar är begränsat till tio. Detsamma gäller antalet korresponderande medlemmar.

Årsmedlem anses hava skilt sig från Sällskapet, i fall han utan giltigt skäl underlåtit att erlägga årsavgiften, ehuru därom påmint.

Även vetenskapliga sammanslutningar kunna väljas till årsmedlemmar i Sällskapet.

§ 4.

Årsmedlem erlägger en avgift av 50 mark årligen, och ständig medlem 600 mark en gång för alla. Medlemsavgifterna kunna förändras genom å årsmöte fattat beslut.

§ 5.

Tillkännagivande om Sällskapets möten sker skriftligen.

§ 6.

Sällskapets möten hållas under månaderna september till maj, på dagar som bestämmas av dess styrelse. Denna äger även att anordna exkursionerna.

§ 7.

På möten äger varje medlem rätt att hålla föredrag, göra meddelanden samt föreslå diskussionsämnen. Föredrag böra dock alltid förut anmälas hos sekreteraren.

§ 8.

På ett möte inom december månad utses för det följande kalenderåret ordförande, viceordförande och sekreterare, som tillika är skattmästare. Dessa utgöra Sällskapets styrelse. Vid samma möte utses även tvänne revisorer för att granska det löpande årets räkenskaper.

Sällskapets namn tecknas av ordföranden och sekreteraren.

Sällskapets årsmöte hålles inom februari månad.

§ 9.

Sällskapets räkenskaper för det förflutna kalenderåret skola tillika med nödiga verifikat inom januari månad överlämnas till revisorerna, vilka till

årsmötet äga avgiva berättelse om den granskning de utfört, varefter Sällskapet besluter angående beviljandet av ansvarsfrihet för det föregående årets förvaltning.

§ 10.

Om Sällskapet upplöses, överlåtes dess egendom åt någon förening eller inrättning, som arbetar för liknande syfte.

§ 11.

Ändring av dessa stadgar kan icke beslutas på samma möte, på vilket den föreslagits, och för dess antagande erfordras två tredjedelar av de avgivna rösterna.

1932.

Statuts de la Société Géologique de Finlande.

§ 1.

La Société Géologique de Finlande est une association des personnes qui désirent agir en commun pour développer en Finlande l'intérêt pour la géologie et pour la minéralogie.

Le siège de la Société est la ville de Helsinki — Helsingfors.

§ 2.

La Société cherche à atteindre son but par des réunions avec des conférences et des discussions, par des excursions et des publications, ainsi que de toute autre manière efficace.

§ 3.

La Société comprend des membres annuels, des membres à vie, des membres correspondants et des membres d'honneur.

Les nouveaux membres sont élus sur la proposition de deux membres de la Société. Pour l'élection d'un membre correspondant, il faut remettre une proposition écrite à une réunion de la Société. Pour être valable, l'élection doit avoir lieu dans deux réunions successives. Toute proposition concernant la nomination d'un membre d'honneur doit être de la même manière et sera transmise au Conseil de la Société qui, au cas où il l'approuve, la soumet à l'assemblée générale annuelle. Le nombre des membres d'honneur est limité à dix, ainsi que celui des membres correspondants.

Un membre annuel sera considéré comme démissionnaire au cas où, malgré un rappel, il aura négligé de payer sa cotisation.

Des corps savants peuvent aussi être élus membres annuels de la Société.

§ 4.

La cotisation d'un membre annuel est de 50 marcs par an; les membres à vie versent 600 marcs une fois pour toutes. La cotisation annuelle peut être modifiée par l'assemblée générale.

§ 5.

Les réunions de la Société sont convoquées par écrit.

§ 6.

Les réunions de la Société auront lieu de septembre à mai, à des dates fixées par le Conseil. Celui-ci a également le devoir d'organiser des excursions.

§ 7.

Dans les réunions, chaque membre a le droit de faire des conférences, de présenter des communiqués et de proposer des sujets de discussion. Les conférences doivent cependant toujours être annoncées à l'avance au secrétaire.

§ 8.

Dans une réunion tenue en décembre, on élira pour l'année suivante un président, un vice-président et un secrétaire, ce dernier assumant aussi les fonctions de trésorier. Ces personnes forment le Conseil de la Société. Dans la même réunion, on choisira aussi deux vérificateurs des comptes pour l'exercice en cours.

Le président et le secrétaire signent conjointement au nom de la Société. L'assemblée générale annuelle aura lieu en février.

§ 9.

Les comptes de la Société, avec leurs pièces justificatives, pour l'exercice écoulé, doivent être remis dans le courant de janvier aux vérificateurs qui doivent donner à l'assemblée générale un rapport sur leur vérification, après quoi la Société décidera de la décharge à donner au Conseil pour son administration au cours de l'année précédente.

§ 10.

En cas de dissolution, les biens de la Société seront remis à quelque association ou institution similaire.

§ 11.

Les modifications à apporter à ces Statuts ne peuvent être approuvées dans la réunion où elles ont été proposées, et pour leur approbation il faut en outre la majorité des deux tiers des votes émis.

Liite 2.
Appendix No. 2.

GEOLOGISEN SEURAN PUHEENJOHTAJAT JA SIHTEERIT 1886—1936.
 ROLL OF THE CHAIRMEN AND SECRETARIES OF THE GEOLOGICAL
 SOCIETY 1886—1836.

	Puheenjohtajat: Chairmen:	Varapuheenjohtajat: Vice Chairmen:	Sihteerit: Secretaries:
1886	F. J. Wiik	K. A. Moberg	A. F. Tigerstedt, varasihteeri Hj. Gylling
1887	»	»	W. Ramsay, vara- sihteeri Hj. Gylling
1888	»	»	W. Ramsay, H. J. Stjernwall
1889	»	»	J. J. Sederholm
1890	»	»	B. Frosterus
1891	»	»	B. Frosterus, H. J. Stjernwall
1892	»	»	H. J. Stjernwall, B. Frosterus
1893	»	»	B. Frosterus
1894	W. Ramsay	»	»
1895	»	J. J. Sederholm	»
1896	»	»	»
1897	»	»	»
1898	»	»	»
1899	»	»	»
1900	» ?	» ?	V. Hackman
1901	» ?	» ?	» ?
1902	»	»	»
1903	»	»	L. H. Borgström
1904	»	»	I. G. Sundell, W. Wahl
1905	J. J. Sederholm	V. Hackman	W. Wahl
1905—1906	V. Hackman	B. Frosterus	»
1906—1907	B. Frosterus	L. H. Borgström	V. Tanner
1907—1908	L. H. Borgström	O. Trüstedt	»
1908—1909	O. Trüstedt	W. Wahl, V. Hackman	»
1909—1910	»	W. Ramsay?	V. Tanner, L. H. Borgström
1910—1911	W. Ramsay	B. Frosterus	L. H. Borgström
1911—1912	» ?	» ?	»
1912—1913	B. Frosterus	H. Berghell	H. Hausen
1913—1914	V. Tanner	E. Mäkinen	»

	Puheenjohtajat: Chairmen:	Varapuheenjohtajat: Vice Chairmen:	Sihteerit: Secretaries:
1914—1915	E. Mäkinen	P. Eskola	Th. Brenner
1915—1916	P. Eskola	I. G. Sundell	Th. Brenner, A. Laitakari
1916—1917	J. J. Sederholm	W. Wahl	A. Laitakari
1917—1918	»	»	Th. Brenner
1918—1919	B. Aarnio	W. Ramsay	»
1919—1920	W. Ramsay	J. G. Granö	M. Sauramo
1920—1921	L. H. Borgström	O. Trüstedt	»
1921—1922	O. Trüstedt	J. J. Sederholm	M. Saxén
1923	W. W. Wilkman	M. Sauramo	»
1924	M. Sauramo	V. Tanner	»
1925	V. Tanner	A. Laitakari	»
1926	A. Laitakari	Th. Brenner	»
1927	Th. Brenner	H. Väyrynen	E. H. Kranck
1928	H. Väyrynen	J. J. Sederholm	E. H. Kranck, E. Mikkola
1929	J. J. Sederholm	M. Saxén (Saksela)	E. Mikkola
1930	M. Saksela	L. Lokka	»
1931	L. Lokka	P. Eskola	»
1932	P. Eskola	L. H. Borgström	»
1933	L. H. Borgström	M. Sauramo	»
1934	M. Sauramo	E. H. Kranck	»
1935	E. H. Kranck	A. Laitakari	»
1936	A. Laitakari	W. W. Wilkman	E. Hyypä

Liite 3.
Appendix No. 3.

GEOLOGISEN SEURAN JÄSENLUETTELO 1886—1936.

LIST OF MEMBERSHIP OF THE GEOLOGICAL SOCIETY 1886—1936.

Seuran jäsenluetteloita alkua ajoilta ei ole säilynyt ollenkaan. Ensimmäinen sangen epätäydellinen on vuodelta 1897, ja sitä seuraava vuodelta 1906. Täydellistä ja täysin luotettavaa jäsenluetteloa ei siis ole voitu tehdä. Tähän luetteloon on alkua ajoilta otettu ne pöytäkirjoissa mainitut henkilöt, jotka otaksuttavasti ovat olleet jäseninä. Liittymisvuodet ovat usein epävarmoja; tietojen puutteessa on täytynyt ottaa se vuosi jolloin henkilö on ensi kerran pöytäkirjoissa mainittu. Vuodesta 1914 lähtien ovat tiedot luotettavampia; tarkat jäsenluettelot on vasta vasta 1928 lähtien.

Kirjeenvaihtajajäseniä:
Foreign Correspondent Members:

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Valittu: Elected:
Vendl, A.	Prof.	1931
Öpik, A.	»	1931
Wegmann, C. E.	Dr. sc.	1931
Magnusson, Nils H.	Fil. dr.	1933
Goldschmidt, V. M.	Prof.	1936
Wojno, Tadeusz	»	1936

Jäseniä: — Members:

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member:
Wiik, F. J.	Fil. tri. miner. ja geologian professori	1886—1909
Moberg, K. Ad.	Fil. maisteri, geologisen toimikunnan johtaja	1886—1901
Tigerstedt, A. F.	Vuori-insinööri, todellinen valtioneuvos, teollisuushallituksen yli-intendentti	1886—1918
Gylling, Hj.	Fil. maisteri, valtiongeologi	1886—1888
Solitander, C. P.	Vuori-insinööri, teoll. hallituksen johtaja	1886—1918
Sederholm, J. J.	Fil. tri, professori, geologisen toimikunnan johtaja	1886—1934
Arppe, N.	Fil. maisteri	1886?
Warén, A. J.	Lääkäri	1886?
Frosterus, Benj.	Fil. tri, professori, valtiongeologi, maatumkimuslaitoksen johtaja	1886—1931

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member:
Stolpe, Th.	Ylimäär. geologi	1886?
Levander, K. M.	Fil. tri, eläintieteen professori	1886?
Aartovaara (Abrahamsson), G.	Vuori-insinööri, lehtori	1886—1923
Stjernwall, H. J.	Fil. maisteri	1886—1896
Furuhjelm, E. Hj.	Vuori-insinööri, vuorihallituksen intendentti	1886?
Ramsay, Wilhelm	Fil. tri, miner. ja geologian pro- fessori	1887—1928
Lisitzin, G.	Vuori-insinööri	1887—1914
Helaakoski, A. R.	Fil. tri, vanh. lehtori	1887?
Plathan, A.	Fil. tri, vanh. lehtori	1891—1906
Berghell, Hugo	Fil. tri, valtiongeologi	1891—1922
af Schultén, Aug.	Fil. tri, dosentti	1893—1899
Hackman, V.	Fil. tri, professori, valtiongeo- logi	1894—
Ailio (Ax), J. E.	Fil. tri, dosentti, kansallismuseon osastonjohtaja	1895—1933
Katila, E.	Ylioppilas, toimittaja	1896—1897
Lindberg, H.	Fil. tri, yliopiston kustos	1896—1923
Åkerblom, V. L.	Insinööri, geol. toimikunnan geo- deetti	1897—1906
Wilkman, W. W.	Fil. tri, valtiongeologi	1897—
Ponsi (Pönnelin), Arvid	Ylioppilas, liikemies	? —1897
Kivilinna (Borg), V.	Fil. maist., vanh. lehtori	
Herlin, Rafael	Fil. tri	? —1897
Tappura, Aku	Ylioppilas, ylimäär. geologi	? —1897
Skogström, A. M.	Lääkäri	? —1897
Otto, C. M.	Pääkonsuli	1897—1906
Borgström, L. H.	Fil. tri, mineralogian ylim. pro- fessori	1897—
Segercrantz, W.	Fil. maisteri, pankinjohtaja	1897
Nyholm, E. T.	Metsänhoitaja	1897—1908
Sarlin, Emil	Vuori-insinööri, vuorineuvos, Pa- raisten Kalkkivuori O. Y:n johtaja	1897—1914
Nordenskiöld, Erik	Fil. tri, dosentti	1897—1906
Sandelin, S.	Fil. tri	? —1897
Rosberg, J. E.	Fil. tri, maantieteen professori	1897—1932
Mattsson, Gust.	Fil. tri, kirjailija	1897
Luther, A. F.	Fil. tri, eläintieteen professori	?1897—1906
Poppius, B. B.		?1897—1914
Wahl, W.	Fil. tri, kemian professori	?1897—
Hartwall, G.	Fil. tri, dosentti	?1897— ?
Rindell, A.	Fil. tri, maanviljelyskemian pro- fessori, kansleri	?1897—1919
Florin, E.	Insinööri	?1897—1919
Aschan, O.	Fil. tri, kemian professori	1897—1914
Jantunen, P.	Ylioppilas, liikemies	1897—

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member:
Tegengren, F. R.	Fil. tri	1897—
Lagerblad, S.		1897—
Sundell, I. G.	Vuori-insinööri, rahapajan johtaja	1897—
Sergelius (Sergejeff), M.	Fil. maisteri, teollisuuskoulun johtaja	1897—1906
Trüstedt, O.	Vuori-insinööri, fil. tri, v. t. valtiongeologi	1904—1929
Aminoff, G.	Vapaaherra, vuori-insinööri	1904
Granö, J. G.	Fil. tri, maantieteen professori	1904—
Graeffe, F.	Ylioppilas, ylim. geologi	
Holm, J. R. G.		
Kopperi, E.	Fil. maisteri	1904
Saarinen, J. H.	Insinööri	1905
Tanner, V.	Fil. tri, valtiongeologi, maantieteen professori	1906—
Boldt, R.	Fil. tri	1906
Buss, H.	Lääkäri	
von Christiersson, A.	Fil. maisteri, koulunjohtaja	
von Julin, A.	Vuori-insinööri, tilanomistaja	1906—1918
Franck, R.	Insinööri, tilanomistaja	1906—1919
Leiviskä, I.	Fil. tri, maantieteen ylim. professori	1906—
Krøhn, L.	Insinööri	
Blankett, H.	Vuori-insinööri, teollisuusneuvos, Suomen Kiviteollisuus O. Y:n johtaja	
Kyrklund, H.	Insinööri	1906—
Streng, A. E.		1906
Eskola, Pentti	Fil. tri, miner. ja geologian professori	1906—
Petra, A. H.	Fil. maisteri, kemiall. laboratorion johtaja	1906—1928
Hausen, Hans	Fil. tri, geologian professori	1906—
Mäkinen, Eero	Fil. tri, vuorineuvos, Outokumpu O. Y:n johtaja	1906—
von Fieandt, A.	Fil. kand., vuori-insinööri	1906—1912
Quist, W.	Insinööri	1913—1917
Ehrnrooth, H.	Fil. maisteri	1913—1928
Soikero, J. N.	Geologi	1913—
Laitakari, Aarne	Fil. tri, professori, geologisen toimikunnan johtaja	1913—
Brenner, Th.	Fil. tri, rautatiehallituksen geoteknillisen toimiston johtaja	1914—
Sauramo, Matti	Fil. tri, miner. ja geologian professori	1914—
Korvenkontio, V.	Fil. tri	1914—
Kyrklund, G.	Fil. maisteri	1914—1915
Koskimies, M. R.	Fil. maisteri	1914—1917

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member
Krohn, V. J. S.	Fil. tri	1914
Levander, G. V.	Lääkäri	1914
Aschan, M.	Ylioppilas	1914—1917
Wolff (Wolff-Nessler), Nelly	Fil. tri, kemisti	1914—?
Aschan, J.	Fil. kand., vuori-insinööri, rahanpajan alijohtaja	1914—
Väyrynen, Heikki	Fil. tri, dosentti, valtiongeologi	1915—
Aarnio, B.	Fil. tri, professori, maatumuslaitoksen johtaja	1915—
Forsman, W.	Fil. tri	1915—
Lindberg, Birger	Insinööri	1915—1919
Toivonen, N. J.	Fil. tri, kemian professori	1915—
Lydén, R.	Fil. tri, yliop. kemian apulainen	1915—1919
Brofelt, M.	Fil. maisteri	1916—1919
Järnefelt, H.	Fil. tri, dosentti	1916—1931
Tomula, E. S.	Fil. tri, dosentti, laboratorion johtaja	1916—1919
Auer, V.	Fil. tri, maantieteen professori	1916—
Kranck, E. H.	Fil. tri, dosentti, kauppaamatieteen professori	1916—
Sjerfbeck, M.	Fil. maisteri	1916—1929
Vuorinen, E.	Fil. maisteri	1916—1923
Backman, A. L.	Fil. tri, dosentti	1916—
Metzger, Carl	Professori	1916—1930
Stening, I.	Insinööri	1916—1923
Törnqvist, K. H.	Insinööri	1916—1936
Sandelin, E.	Fil. tri	
Stenberg, O. R.	Fil. maisteri	1917—1919
Staudinger, R.	Tullinhoitaja	
Söderlund, P.		
Tallgren, H.		
Talvia, A.	Fil. maisteri, vanh. lehtori	
Hasselström, T.	Tekn. tri	1917—1919
Pehrman, G.	Fil. tri, yliop. mineralogian lehtori	1917—
Simberg, G.	Fil. maisteri	1917—1919
Tennberg, I.	Insinööri	1917—1924
Backlund, Helge (Uppsala)	Fil. dr, professor	1917—
Lokka, Lauri	Fil. tri, geol. toimikunnan kemisti	1917—
Metzger, A. A. Th.	Fil. tri, dosentti	1917—
Brenner, M. W.	Fil. tri, dosentti	1919—1932
Saksela (Saxén), Martti	Fil. tri, dosentti, valtiongeologi	1919—
Hellaakoski, Aaro	Fil. tri, yliopettaja, maantieteen dosentti	1919—
Ojala, O. O.	Fil. maisteri	1919—1923
Wuorinen, F.		1919
Grönlund, R.	Fil. maisteri	1919—1923

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member:
Lönnroth, E.	Fil. tri, metsänarvioimisen pro- fessori	1919—1927
Lyytikäinen, V. T.	Fil. maisteri	1921
Olsoni, O. B. A.	Fil. maisteri	1919—1923
Palmunen, M. K.	Vuori-insinööri	1919—
Suomalainen, A. J.	Fil. maisteri	1919—1931
Näätänen, Alb.	Fil. maisteri	1919
Talvitie, A.	Tekn. tri, insinööri	1919—1929
Tolvanen, V.	Fil. tri, vanh. lehtori	1923—1929
Salminen, Antti	Fil. tri, agrogeologi	1923—
Grönros, Yrjö	Insinööri, Suomen Mineraali O. Y:n johtaja	1923—
Clopatt, A.	Fil. maisteri	1923—1928
Nordenswan, E. A. O.	Fil. maisteri, laboratorion johtaja	1923—
Bengelsdorff, G.	Fil. maisteri, johtaja	1927—1929
Brander, G.	Fil. maisteri, apulaisgeologi	1927—
Forstén, R.	Tohtori-insinööri	1927—1929
Lindberg, L.	Ylioppilas, liikemies	1927—1929
Linkola, Kaarlo	Fil. tri, kasvitieteen professori	1927—1929
Lupander, K.	Fil. maisteri	1927—
Mikkola, Erkki	Fil. tri, apulaisgeologi	1927—
Ryselin, W.	Insinööri	1927—1933
Sahama (Sahlstein), Th. G.	Fil. maist.	1927—
Sihvonen, V.	Fil. tri, kemian professori	1927—1929
Wegmann, C. E. (Schaffhausen)	Dr. sc.	1927—1931
Frauenfelder, H.	Tohtori-insinööri	1924
Barbour, G. E. (New York)	Professor	1928—
Erämetsä (Enwald), O.	Insinööri	1928—
Geol.-pal. Inst. d. Univ. Basel		1928—1931
Kokkonen, Pekka	Fil. tri, maanjakotekniikan pro- fessori	1928—
Min.-petr. Inst. d. Univ. Basel		1928—
Aario, L.	Fil. tri, lehtori, dosentti	1929—
Collet, L. W. (Genève)	Professor	1929—
Haapala, Paavo	Fil. maist., Suomen Malmi O. Y:n johtaja	1929—
Hyypä, K. K. E.	Fil. tri, dosentti, apulaisgeologi	1929—
Renwall, A.	Fil. kand.	1929—
Savolainen, E.	Fil. maisteri	1929—
Suominen, E.	Fil. maisteri	1929—
Argand, E. (Neuchâtel)	Professor	1931—
Bruce, E. L. (Kingston, Ont.)	Professor	1931—
Bütler, H. (Schaffhausen, Schweiz)	Fil. tri, geologi	1931—
Dellwik, B. (Stockholm)	Gruvingeniör	1931—1934
Fisch, E. W. (Neuhausen, Schweiz)	Dr.	1931—1934
Raiste (Hellström), Helvi	Fil. maisteri	1931—

Nimi: Name:	Arvo: Title:	Jäsenenä: Member:
Kalajoki, R.	Fil. maisteri	1931—
Lehmann, Wl.	Professori	1931—
Lukkala, O.	Maat. tohtori, professori	1931—
Staub, R. (Zürich)	Professor, Dr.	1931—1932
Wasastjerna, L.	Ylioppilas	1931—1932
Ant-Wuorinen, Jalo	Fil. tri, tekn. korkeak. kemian lehtori	1933—
Aurola, Erkki	Fil. maisteri, Outokumpu Oy:n geologi	1933—
Ebert, H. (Leipzig)	Dr.	1933—
Gevers, T. W. (Pretoria)	Dr.	1933—
Homma, F. (Kyoto, Japan)	Professori	1933—
Järnefelt, O.	Fil. maisteri	1933—
Kahlson, T.	Ylioppilas	1933—1935
Kilpi, Sampo	Fil. maisteri, apulaisgeologi	1933—
Kivekäs, E.	Fil. maisteri	1933—1935
Kivinen, Erkki	Maat. tohtori, agrogeologi	1933—
Nordin, W.	Insinööri	1933—
Mainari (Swahn), B.	Tekn. ylioppilas	1933—
Mikkola (Teittinen), Toini	Ylioppilas	1933—
Koponen, J. S. W.	Fil. maisteri, seminaarin lehtori	1934—
Grüssner, A. J.	Cand. rer. nat.	1934—1935
Rankama, K.	Ylioppilas	1934—
Noe-Nygaard, Arne (Köbenhavn)	Mag. Scient.	1934—
Wenk, Eduard (Basel)	Dr. Ph.	1934—
Malkowski, St. (Wilno)	Professor	1935—
Mellis, Otto (Riga)	Dr.	1935—
Friberg, S.	Ylioppilas	1935—
Pääkkönen, V.	Ylioppilas	1935—
Wessman, J.	Fil. maisteri	1935—
Virkkala, O. R.	Ylioppilas	1936—
Zeidler, W.	Vuori-insinööri	1936—
Zāns, Verners (Riga)	Dr.	1936—
Hietanen, Anna	Fil. maisteri	1936—

Lüite 4.

Appendix No. 4.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN RAHA-ASIAT 1924—1936.

SUMMARY OF FINANCES OF THE GEOLOGICAL SOCIETY 1924—1936.

Vuosi Year	Säästö edell. vuodelta Surplus from prec. year	Jäsenmak- suja Membership fees	Vakit. valtioapu Ordinary government subsidy	Ylim. valtioapu Additional government subsidy	Korkoja Interests	Ylipainok- sista y. m. Separate copies etc.	Menoja Expen- diture
1924	120:—	135:—	1 000:—	—	—	500:—	1 385:—
1925	370:—	1 230:—	2 000:—	—	—	—	415:—
1926	3 185:—	405:—	—	—	—	—	485:—
1927	3 105:—	840:—	10 000:—	—	—	—	530:—
1928	13 415:—	1 460:—	10 000:—	53 000:—	117:—	—	50 752:—
1929	27 241:—	2 665:—	10 000:—	3 000:—	785:—	689:—	21 540:—
1930	22 840:—	1 050:—	13 000:—	2 000:—	1 495:—	228:—	24 921:—
1931	15 693:—	4 355:—	13 000:—	7 000:—	177:—	2 605:—	33 418:—
1932	9 413:—	3 300:—	9 300:—	3 700:—	887:—	260:—	8 604:—
1933	18 256:—	3 125:—	7 000:—	10 000:—	1 041:—	613:—	23 195:—
1934	16 841:—	3 325:—	7 000:—	6 000:—	730:—	1 689:—	21 641:—
1935	13 945:—	4 075:—	7 000:—	9 000:—	892:—	940:—	1 944:—
1936	33 908:—	—	—	—	—	—	—

Liite 5.

Appendix No. 5.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSISSA PIDETYT
ESITELMÄT JA TIEDONANNOT.

LECTURES AND COMMUNICATIONS PRESENTED IN THE MEETINGS OF
THE GEOLOGICAL SOCIETY.

1886.

- Hj. Gylling: Om några jordborningsresultater rörande lerorna i Letala socken och omnejd.
F. J. Wiik: Om de vulkaniska produkter från Italien och Auvergne.
» Om kristaller.
H. Stjernwall: Af åskan åverkad granit.

1887.

- K. A. Moberg: Dödsruna öfver E. Hj. Furuhjelm.
H. J. Stjernwall: Quarziten i Hollola.
F. J. Wiik: Om sandstenar och eruptiva kvarzgångar.
Hj. Gylling: Ortoklasgranit från Raumo.
F. J. Wiik: Résumé af undersökningar i Helsingforstrakten.
Hj. Gylling: Cambriska sandstensbildningen i Vestra Finland.
F. J. Wiik: Skapolith från närheten af Helsingfors.
W. Ramsay: Turmalin såsom ett tetartoedriskt mineral.
F. J. Wiik: S. k. skioptikon och dess betydelse vid föreläsningar i geologi.
K. A. Moberg: Om geologiska kommissionens verksamhet under det förflutna året.
J. J. Sederholm: Om de lösa bildningarna i Savolax.

1888.

- K. A. Moberg: Om sandstengångar i Saltvik.
C. P. Solitander: Om ett stort flyttblock af porfyr i Loppis.
F. J. Wiik: Demonstration med skioptikon.
W. Ramsay: Om deformation af labradorkristaller i bärgarter från Sogn i Norge.
Hj. Gylling: Om sandstens- och diabasgebitet i Harjavalta och Kumo.
K. A. Moberg: Geologiska undersökningsarbeten i Förenta staterna.
W. Ramsay: Om geologiska iakttagelser i Kola sommaren 1887.
F. J. Wiik: Om brottstycken i granit.
A. F. Tigerstedt: Konstruktionen och teorin för användandet af den så kallade magnetometern.
F. J. Wiik: Förevisning af mineral och bergarter.
H. J. Stjernwall: Om de geologiska förhållandena i norra Finland och Lappland.

1889.

- K. A. Moberg: Om fortgången af de geologiska undersökningarna i flere europeiska länder.
 J. J. Sederholm: Om diabasen från Walamo.
 F. J. Wiik: Om professor Th. Kjerulf.
 J. J. Sederholm: Om Sattula-kvartsiten.
 B. Frosterus: Om Äimälä-kalkstenen i Pälkäne.
 K. A. Moberg: En höjdkarta öfver Aland och en geologisk karta öfver Harz i Tyskland och Campagnan i Italien.
 F. J. Wiik: De kristalliniska bärgarterna i svenska högfjällen.
 W. Ramsay: Om Kaiserstuhl.
 J. J. Sederholm: Om förhållandena vid Ålandsrapakivins vestra gräns.
 A. E. Törnebohm: Om fjällproblemet i Skandinavien.
 F. J. Wiik: Referat af Cohen och Deecke utgifven skrift öfver lagringsförhållandena hos kritan vid Rügens ostkust.
 K. A. Moberg: Minnesruna öfver Hj. Gylling.
 A. F. Tigerstedt: En magnetometrisk och flere grufkartor öfver Orijärvi.
 J. J. Sederholm: Om den röda graniten på kartbladet Tammela.

1890.

- W. Ramsay: Om Hoglands geologiska byggnad.
 F. J. Wiik: Gabbro med heulandit.
 H. J. Stjernwall: Chrysoberyll från Tammela.
 F. J. Wiik: Albitpegmatit från Tammela.
 » Referat öfver Glinkas albitmonografi.
 » Förevisning af nya mineral.
 K. A. Moberg: Idealprofiler från Kumlinge-bladet.
 J. J. Sederholm: Om den gråa graniten på kartbladet Tammela.
 G. Lisitzin: Om Ladogatraktens geologi.
 F. J. Wiik: Om erratiska block från Limburg i Holland.
 » Iakttagelser under en resa till Kemi och Torneå.
 A. F. Tigerstedt: Om Orijärvitraktens geologi. (Koko esitelmä on pöytäkirjan liitteenä.)
 B. Frosterus: Om bärgarterna inom det åländska rapakivimassivet.

1891.

- W. Ramsay: Om Ijolit från Kuusamo.
 H. Berghell: Glacialgeologiska iakttagelser längs Karelska järnvägslinjen.
 F. J. Wiik: Om konkretionära bildningar från yngre sedimentära bärgarter.
 J. E. Rosberg: En resa till nordöstra Sodankylä.
 C. P. Solitander: Referat öfver Nansens bok »På skidor öfver Grönland».
 K. A. Moberg: Om jordskalfven i Finland 1882.
 A. F. Tigerstedt: Om geologiska förhållanden vid kopparmalmsfyndigheterna i Kontiolaks och Eno.
 A. Plathan: Om strandbildningarna inom Björkö och Kuolemajärvi.
 K. A. Moberg: Om jordskalfobservationer.

1892.

- H. Berghell: Om bärgarterna vid karelska järnvägsbanan.
 J. J. Sederholm: Om de äländska rapakivibergarterna.
 K. A. Moberg: Om jordarts- och bergartskartor.
 W. Ramsay: Om Eudialyt från Umptek.
 A. F. Tigerstedt: Om djupborrningar vid Ruskeala kalkstensförekomst.
 B. Frosterus: Om klotgranit från Wirvik.
 J. J. Sederholm: Om kontaktförhållandena mellan de yngre skiffrarna och den äldre bergrunden i Tammerforstrakten.

1893.

- J. J. Sederholm: Om K. A. Lossen och hans lifsgärning.
 B. Frosterus: Om Föglödiabasen.
 J. J. Sederholm: Iakttagelser från sandstensformationen i Björneborgs-trakten.
 Aug. af Schultén: Om metoder vid mineralsynteser.
 F. J. Wiik: Referat över Widnovskis undersökningar beträffande cyanit eller disten.
 G. De Geer: Om kvartärgeologiska iakttagelser under en resa längs Finska vikens kuster.
 K. A. Moberg: Om jordskalfven i Finland före 1882.
 J. J. Sederholm: Sandstensförekomsterna i Isojoki.

1894.

- W. Ramsay: Om malmgångarna i Freiberg.
 » Om bildens uppkomst i mikroskop.
 V. Hackman: Om nefelinsyenitmassivet Foya och Picota i Portugal.
 J. J. Sederholm: Geologiska tidens absoluta längd.
 W. Ramsay: Om nefelinsyeniten från Kuolajärvi.
 J. J. Sederholm: Om parallelisering af bärgarterna inom det svensk-finska urbärget.
 Vinberg: Förevisning af en geysirapparat.
 W. Ramsay: Om vulkaniska gebiten i den Franska Centralplatån.
 K. A. Moberg: Om jordskalfven i Finland.
 H. Berghell: Om en af postglacialt grus betäckt torfmosse vid Vernitza i Pyhäjärvi.
 J. J. Sederholm: De marina märkena i norra delen af Åbo län och södra Österbotten.
 » En skärning genom Hyvinge-åsen.
 W. Ramsay: Om indelningsgrunden af de eruptiva bärgarterna.

1895.

- E. Nordenskiöld: Om trilobiterna.
 J. J. Sederholm: En egendomlig skifferbärgart från Lavia.
 W. Ramsay: Referat över ett arbete av Brögger.
 J. J. Sederholm: En af herr Fonselius i Karvia anträffad kvartsporfyrr.
 B. Frosterus: Om bärgarterna i norra delen af Jaala och angränsande delar af Mäntyharju och Heinola.
 J. J. Sederholm: En chiasolitartad andalusitvarietet från skiffrarna vid Ladoga.

- W. Ramsay: Mineral från Impilaks-pegmatitgångar.
 J. J. Sederholm: Om nomenklaturen för de prekambriiska formatio-
 nerna i Sverige och Finland.
 » Yoldiahafvets gräns i södra och mellersta Finland.
 W. Ramsay: Om det senglaciala hafvets utbredning i södra Fin-
 land.
 J. J. Sederholm: Om Imatra vattenfall med speciell hänsyn till dess
 förändrade lopp.
 J. E. Ax (Ailio): Rantamuodostumista Salmin pitäjässä.

1896.

- J. J. Sederholm: Om mikropegmatitstrukturer i eruptiva bärgarter.
 W. Ramsay: Om Urtit från Kola.
 B. Frosterus: Om klotgraniten från Kangasniemi.
 J. J. Sederholm: En geologisk öfversiktsskarta öfver Finland.
 H. Berghell: Om kvartära bildningar omkring Östersjön.
 W. Ramsay: Om snäckgrus i Finland.
 H. Berghell: Om nivåförändringar vid Karelska näset.
 J. J. Sederholm: Om bärggrunden i Ladogatrakten.
 » Iakttagelser från eruptivområdet i Angermanlands
 kusttrakt.

1897.

- J. E. Ax (Ailio): Rantamuodostumista Mantsinsaarella.
 V. Hackman: Yoldiahafvets utbredning i östra och norra Finland.
 J. J. Sederholm: Gränsen för Yoldiahafvets utbredning O. om Finlands
 östra gräns.
 » Exkursionerna i Finland under den VII internatio-
 nella geologkongressen i Petersburg hösten 1897.
 H. Berghell: Om Saimavattens forna utlopp.
 B. Frosterus: Om gabbro- och diabasbärgarter i mellersta Finland.
 V. Hackman: Iakttagelser angående den högsta marina transgressio-
 nen i norra Finland.
 J. J. Sederholm: Om Strangways beskrifning af Imatra år 1820.

1898.

- H. Berghell: Iakttagelser om ändmoränen på Ösel.
 L. H. Borgström: Referat öfver J. T. Chamberlains arbete »A Group of
 Hypothesis bearing on Climatic Changes».
 V. Hackman: Referat öfver M. Levys och P. Iddings arbeten om
 bärgartsindelningen.
 W. Segercrantz: Om Archaeopteryx.

1899.

Pöytäkirjat hävinneet.

1900.

- J. J. Sederholm: Om kontaktförhållandena mellan Tammerforsskiff-
 rarna och den söder om dem anstående porfyrganiten.

- S. Sandelin: Om petroleumbildningen i naturen.
 B. Frosterus: Nordligaste delen af Salpausselkä.
 Aug. af Schultén: Om de olika metoderna för konstgjord framställning af korund.
 J. J. Sederholm: De Geers uppsats om algonkisk veckning i Fennoskandias randzoner.
 B. Frosterus: Om grafit, dess tekniska användning och olika geologiska förekomstsätt.
 W. Ramsay: Om Bjurböle-meteoriten.

1901.

- B. Frosterus: Om de viktigaste talkförekomsterna i utlandet.
 L. H. Borgström: C. R. van Hise's afhandling »Some principles controlling the deposition of ores».
 V. Borg: Emile Haug's arbete »Les géosynclinaux et les aires continentales».
 W. Ramsay: Holst's arbete »Bidrag till kännedom om Östersjöns och Bottniska vikens postglaciala geologi».
 » J. H. L. Vogt's arbete »Strandlinjer på södra Helgeland».
 E. Nyholm: Om finska jordmåner.
 E. Sarlin: Om magnetisk malmundersökning.
 V. Hackman: J. Walther's arbete »Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit».
 W. Ramsay: Om Onega-traktens geologi. I.
 V. Hackman: Om de kvartärgeologiska förhållandena i Pudasjärvi och Kuusamo.
 W. Ramsay: Om Onega-traktens geologi. II.

1902.

- W. Ramsay: Om Onega-traktens geologi. III
 J. E. Rosberg: A. Penck's arbete »Die Alpen im Eiszeitalter».
 B. Frosterus: Om skifferformationerna i östra Finland.
 V. Hackman: Om bärggrunden i Kuusamo och Pudasjärvi.
 H. Berghell: W. C. Brögger's arbete »Om de senglaciale og postglaciale nivåförändringar i Kristianiafeltet».
 F. J. Wiik: Om de primitiva formationernas geologi jämförd med de yngre formationernas.
 O. Aschan: Om kolhalten i sjö- och myrholm.
 W. Ramsay: Om geologiska förhållanden vid sjön Seesjärvi.
 A. Plathan: Bärarter från Seesjärvi-trakten.

1903.

- O. Aschan: Om manganisk sjömalm från sjön Karvaselkä nära Salahmi bruk.
 E. Sarlin: Om gulddletningens i Lappland nuvarande ståndpunkt.
 V. Hackman: Amerikanska petrografernas systematik för eruptivbärarterna.
 J. J. Sederholm: Om guldmalmer med särskild hänsyn till de lappska förekomsterna.

- J. Ailio: Laatokan ulottuvaisuus etelään Litorina-ajalla.
 L. Krohn: Om torfmossarnas beskaffenhet och industriella användbarhet.
 F. J. Wiik: Mineralogiens betydelse för geologin.
 W. Wahl: Om »Brefvengången».
 F. J. Wiik: Mineralogiens förhållande till geologien.
 J. J. Sederholm: Om de nyaste amerikanska arbetena på grufgeologins område.

1904.

- B. Frosterus: Om den geologiska byggnaden i Kiruna malmfält.
 W. Wahl: Stübel's nyare arbeten öfver vulkanismen.
 V. Hackman: Om det amerikanska bergartssystemet.
 O. Trüstedt: Om malmrörbildningar uti dolomitkalkstenen vid Hopunvaara NO om Pitkäranta.
 A. Rindell: Om Leteensuo torfmosse i Hattula.
 F. J. Wiik: Om en ny antiaktualistisk teori för de kristalliniska bergformationerna.
 W. Ramsay: Nansen's arbete om djupförhållandena i norra Ishafvet.
 O. Trüstedt: Om malmfyndigheten vid Brödtorp.

1905.

- J. J. Sederholm: Om människan såsom geologiskt agens.
 W. Wahl: Heinola-traktens hypersten.
 A. Plathan: Om bärgarterna i trakterna kring Seesjärvi.
 W. Ramsay: Om klimatzoner förr och nu.
 J. J. Sederholm: Om bärggrunden i Kuolajärvi och Kuusamo.
 A. Rindell: Om merkaptanartad lukt vid sönderslagning af pegmatitgranit från Torro.
 W. Wahl: Om några sällsynta bärgartstyper från Kuolajärvi.
 W. Ramsay: Om bärgskedjeveckning.
 W. Wahl: Om fjällbildningarna kring Torneträsk och Kilpisjärvi.
 W. Ramsay: Om geologin vid Simplontunneln.
 L. H. Borgström: Om Shelburne-meteoriten.
 V. Hackman: Pirsson's arbete »Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, U. S. A.»

1906.

- J. Ailio: Rannikon asemasta kivikaudella ja kivikauden jaosta.
 V. Tanner: Om den hvarfviga ishafsleran.
 » Om den kvartärgeologiska utvecklingen i Fennoskandias nordliga delar.
 O. Trüstedt: Om Hopunvaara malmrör.
 » Om kalkstensförekomsterna i Lojo.
 J. J. Sederholm: Om granit och gneis.
 W. Ramsay: »Fossilförande» dolomit från Lahdenkylä i Olonetz.
 L. H. Borgström: Weinschenck's arbete »Grundzüge der Gesteinskunde II».

- P. Eskola: Uudenkaupungin pohjoinen rapakivialue.
 O. Trüstedt: Om malmletning medels elektricität.
 J. J. Sederholm: E. v. Ahnert's fossil i gneis från Ural.

1907.

- W. Wahl: Om jordbäfnngen i San Fransisco.
 H. Lindberg: Om fynd i en torfmosses botten i Kuhmoniemi.
 L. H. Borgström: Om granitporfyri i Östersundom.
 V. Tanner: Finmarkens utvecklingshistoria.
 M. Sergelius: Om sachorit från Frankenhausen i Eulengebirge.
 B. Frosterus: Skifferzonen kring och söder om Uleåträsk.
 J. J. Sederholm: Om granit och gneis.
 W. Wahl: Geologisk karta öfver Nord-Amerika.
 O. Trüstedt: Om Hopunvaara malmrör.
 L. H. Borgström: Hildebrands arbete om bärgartsanalysen.
 V. Tanner: Öfverkarboniska korallen Chatetes radians.
 W. Wahl: Geologiska förhållandena vid Eerolampi-hyperstensfynd.

1908.

- V. Hackman: Om vulkanen Jorullo i Mexico.
 W. Ramsay: Pressad klotgranit från Kragerö.
 V. Tanner: Under rullstensgrus liggande lerlager i Tammerfors.
 J. J. Sederholm: Geologin i de Skottiska Högländerna.
 » Om hälleflintfrågan.
 W. Wahl: Geologiska skioptikonbilder från Mexico.
 J. J. Sederholm: Ny sandstensförekomst på Skarvkyrkan vid Tvärminne.
 B. Frosterus: Geologin i Brödtorp-Skogböle-trakten i Pojo.
 W. Ramsay: Minnesruna öfver forstmästaren E. T. Nyholm.
 J. J. Sederholm: Schweizeralpernas geologi I.
 L. H. Borgström: Nya grufdistriktet Cobalt i Ontario.

1909.

- W. Wahl: Några nya meteoriter.
 O. Trüstedt: Malmrör från Hopunvaara.
 J. J. Sederholm: Schweizeralpernas geologi II.
 O. Trüstedt: Fyndet af kismalmblock från Kivisalmi-kanal i Rääkylä. (Litteenä koko esitelmä.)

1910.

- O. Trüstedt: Minnesruna öfver prof. F. J. Wiik.
 W. Ramsay: Relief och klimat.
 O. Trüstedt: Historik öfver uppsökandet af Kuusjärvi kopparmalm.
 L. H. Borgström: Metoden att medels statisk elektricität separera mineral.
 » Revision af wiikitmaterialiet i universitåtets samlingar.
 J. J. Sederholm: Om de moderna riktningarna inom urbergsforskningarna.
 H. Lindberg: Om ett fynd af Ancyclusfossil i Satakunta.

1911.

- W. Ramsay: Halfvön Kanins geologi.
 B. Frosterus: Stofffall den 15 februari 1911 i W-Finland.
 J. J. Sederholm: Om öfverensstämelsen mellan finska och svenska bärgarter.
 H. Hausen: Iakttagelser beträffande Östersjöprovinsernas kvartärgeologi.
 W. Ramsay: Tal till minne af prof. A. E. Törnebohm.
 L. H. Borgström: Om St. Michels meteorit.
 E. Mäkinen: Tammelan gigantolittista, joka on turmalinipseudomorfoosi.
 W. Ramsay: Tal till minne af prof. N. V. Ussing.
 J. J. Sederholm: Den förhistoriska människan.
 W. Ramsay: Nefelitsyenit-ledblock från Kola i norra Ryssland.
 O. Trüstedt: Malmletningarna å Outokumpu-malmfält 1910—1911.
 B. Frosterus: Några jordmänsbildningar i Outokumpu-malmfält.
 H. Hausen: De viktigaste sydfinska ledtyperna vid blockstudier i östra Europa.
 W. Ramsay: Talvias undersökning beträffande frekvensen af rapakiviblock i morän och rullstensgrus på sträckan Talikka-Viborg.

1912.

- W. W. Wilkman: Marina gränsen och lägre strandlinier i trakterna omkring Pielisjärvi.
 J. J. Sederholm: Den geologiska tidräkningen I.
 P. Eskola: Kambrisesta hiekkakivistä Illon kalkkilouhoksessa Kemiössä.
 W. Ramsay: Om ett mammutfynd i Helsingfors.
 J. J. Sederholm: Den geologiska tidräkningen II.
 L. H. Borgström: V. M. Goldschmidt's arbete »Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet».
 H. Lindberg: Om en profil från Kyrkslätt, i hvilken anträffats rester från stenåldern.
 A. v. Fieandt: Fiskarhalvöns och ön Kildins geologiska byggnad.
 W. Ramsay: Om isostasi och diastrofism.
 L. H. Borgström: Bruns arbete »Les exhalations volcaniques».
 H. Berghell: Om de prejatuliska skiffrarna N om Ladoga.
 J. J. Sederholm: Det kalevisk-ladogiska åldersproblemet.
 B. Frosterus: Grundvattensborrning vid Ollila.
 L. H. Borgström: Excursionen i Kristianafältet förlidne sommar.
 P. Eskola: Kemiön mineraleista.

1913.

- J. J. Sederholm: Om Laviakontakten vid Naarajärvi.
 E. Mäkinen: Kvartärigeologisia tutkimuksia Helylänjoella.
 L. H. Borgström: Stenregnet vid Holbrook i Arizona.
 B. Frosterus: Om jordmänsbildningen i leror inom den humida terrängen.
 B. Aarnio: Raudan saostumisesta podsolimaissa.

- P. Eskola: Referaatti P. Suschtschinskijn teoksesta Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalksteinen im südwestlichen Finnland.
- H. Lindberg: Om torfmossarnas utvecklingshistoria.
- J. J. Sederholm: Om granitintrusionen i skärgården.
- O. Trüstedt: Om geologiska diffusioner.
- V. Hackman: Eruptivgångar vid Tuutijärvi.
- I. Leiviskä: Fossilisesta jäästä Kaarinan harjussa.
- A. Laitakari: Ahvensaaren Kirmonniemen kalkkikiviesiintymä Korpossa ja sen mineraalit.
- H. Hausen: Om laurentiska peneplanfacetter.
- P. Eskola: Etelä-Suomen graniiteista.

1914.

- E. Mäkinen: Naarajärven kontaktista.
- J. J. Sederholm: Excursioner inom Kanadas urberg.
- L. H. Borgström: Skapolitgruppens kemiska sammansättning.
- J. J. Sederholm: Om berggrunden i delar av Canada.
- L. H. Borgström: Asbest- och kromitförekomster i Canada.
- A. Laitakari: Töölön prehniitti-esiintymä.
- L. H. Borgström: Den Kanadiska Cordilleran.
- E. Mäkinen: Lavian konglomeraattiesiintymä.
- J. J. Sederholm: Den bottniska diskordansen.
- » Om den subbottniska diskordansen.
- E. Mäkinen: Havaintoja maajään recessionivaiheiden selvittelyyn Merenkurkun pohjoispuolella.
- I. Leiviskä: Yksityiskohtaisia havaintoja Salpausselän pohjoisreunalta.
- W. W. Wilkman: Om kaleviska bottenbildningar vid Mölö-trakten i SE-Juuka.
- W. Ramsay: Melilithbergart »Turjit» från Kola-halvön.
- » Om reffelriktningarna i Österbotten.

1915.

- H. Lindberg: Kan man av växternas nutida utbredning draga några slutsatser om vårt lands utvecklingshistoria?
- P. Eskola: Metamorfisten vuorilajien reliktirakenteista.
- J. Ailio: Laatokanjärven kehityksestä, etenkin viimeisen maankohoamisen aikana.
- J. J. Sederholm: Om koronabildningar I.
- L. H. Borgström: Smältpunktbestämning för sulfidmineral.
- V. Tolvanen: Harjuista ja harjuteorioista.
- M. Sauramo: Karstulan hiekkakivestä.
- J. J. Sederholm: Om koronabildningar II.
- » » III.
- E. Mäkinen: Alkalimaasälvästä.
- O. Trüstedt: Gruvfotografier.
- J. J. Sederholm: Ännu en gång det kalevisk-ladogiska åldersproblemet.
- E. Mäkinen: Iddingsin vuorilajisystematiikka.
- H. Väyrynen: Erästä molybdeniittilöydöstä Temmeksessä.

- J. J. Sederholm: Om det kalevisk-ladogiska åldersproblemet.
 W. Ramsay: Arbeten för bestämmandet av den tid den sista landisen behöft för att i södra Finland rycka tillbaka till Salpausselkä-läget.
- B. Aarnio: Tammelan Pyhäjärven järvimalmista.
 H. Berghell: Om de postkaleviska graniternas strukturdrag.
 H. Hausen: Om de interglaciala aflagringarna vid Toronto.
 H. Lindberg: Om Diatomaceae-floran i våra kvartära avlagringar.
 W. Ramsay: Växtförande lager i sandtäckt vid Kvarnbacken i Andersby i Liljendals socken.
- L. H. Borgström: Om sulfidmineralens elektriska ledningsförmåga.
 E. Mäkinen: Prekambriumista Pohjanmaalla.
 L. H. Borgström: Gulddistriktet Porecupine i Ontario.

1916.

- P. Eskola: Kuvia Transbaikaliasta.
 Th. Brenner: Bergarter hörande till teralitgruppen.
 P. Eskola: Svjatoi Noss'in andradiittisyeniitti Transbaikaliassa.
 E. Mäkinen: Daly'n teos »Igneous Rocks and their Origin».
 P. Eskola: Magmadifferentiatiosta.
 W. Ramsay: Om magmadifferentiation.
 J. J. Sederholm: »
 » Om de synantetiska mineralen.
- P. Eskola: Jääkauden muodostuksista Transbaikaliassa.
 V. Hackman: Om termerna struktur och textur.
 B. Frosterus: Om tillämpning av Atterbergs konsistenslära.
 H. Berghell: Om sydöstra Finlands kvartära nivåförändringar.
 E. Mäkinen: Prekalevaisesta vuoriperästä ja subkalevaisesta diskordansista.
- P. Eskola: Quensel'in teos »The Alkaline Rocks of Almunge».
 W. W. Wilkman: Om en prekalevisk kvartsitformation i Kuopio socken.
 A. Laitakari: Eräitä kontakteja Pitkärannan alueelta.
 M. Sauramo: Etelä-Suomen geokronologiasta.
 J. J. Sederholm: Från Altai's sydslutning.

1917.

- J. G. Granö: Geomorfologisia tutkimuksia Venäjän Altailla.
 B. Aarnio: Järvimalmit eräissä Etelä-Suomen järvissä.
 L. H. Borgström: Om radioaktivitetsmätningar.
 W. Ramsay: Om lervarvsräkningar.
 » Molengraaffs arbete »The coral reef problem and isostacy».
- J. Ailio: Laatokan kysymyksestä.
 A. Laitakari: Paraisten klintoniitista.
 L. H. Borgström: Ett försök att beräkna det djup under jordytan, vid vilket mineral med låg kokpunkt kunna existera.
 W. Ramsay: Om marina gränserna i Finland.
 » Om några retraktionsfenomen.
 P. Eskola: Uusi pallodioriitti Pöytyällä.
 Th. Brenner: En synnerligen kalkhaltig morän från Pälkjärvi.

- J. J. Sederholm: Expeditionen till Urjan-Hai sommaren 1917.
 H. Väyrynen: Hämeenlinnan ympäristön vuorilajeista.
 A. Laitakari: Albiitti-epidoottikivistä Etelä-Suomessa.

1918.

- L. H. Borgström: Till minnet av A. v. Julin.
 W. Wahl: Till minnet av C. P. Solitander.
 » Om Brunnsarkens diorit och hornblendegneis.
 P. Eskola: Aunuksen Karjalan geologian pääpiirteet.

1919.

- M. Sauramo: Jäätikön peräytyminen Keski-Suomessa ja Pohjanmaalla.
 J. J. Sederholm: Mellersta Fennoskandias geologi.
 P. Eskola: Malmien systematiikasta.
 Th. Brenner: Kvartärgeologiska studier på Kola-halvön.
 L. H. Borgström: Om kvartssand i Finland.
 J. J. Sederholm: Om migmatitproblemet.
 W. Wahl: Bårgartsombildning genom inverkan av olikformigt tryck.

1920.

- A. Hellaakoski: Halikon maanvieremä v. 1919.
 A. Metzger: Om krigsgeologin.
 W. Ramsay: Om litorinagränsen i Finland.
 E. Mäkinen: Outokummun malmialueen geologia.
 P. Eskola: Eklogiittivuorilajit ja niiden merkitys maankuoren rakenteessa.
 V. Hackman: Kritik av Iddings klassifikation.
 M. Saxén (Saksela): Otravaaran malmialueen geologiasta.
 A. Metzger: Om den bionomiska paleontologien och de fossila sedimenten, I, Faciesförhållandena och deras systematik.
 W. Ramsay: Om den s. k. Kärnäiten från Lappajärvi.
 » Om metakrona och synkrona isobaser.
 V. Auer: Merirajasta Tampereen eteläpuolelta.
 P. Eskola: Olomuotojen määrittelmistä ja nimistä.
 M. Sauramo: Mihin perustuu esittämäni Salpausselän kronologia.
 W. Ramsay: Om språnget mellan två serier av de högsta strandgränserna i södra Finland.

1921.

- M. Sauramo: Kannusjärven keltamullasta.
 H. Järnefelt: Lieju- ja mutamuodostumista.
 A. Laitakari: Suomen geologisen kartan kehityksestä.
 B. Aarnio: Pohjanmaan litorinasaven tumman värin syistä.
 A. Laitakari: Paraisten kalkkikiviesiintymän mineralit ja vuorilajit.
 V. Hackman: Om Hommels petrografiska system.
 A. Metzger: Om fossila fiskdjur.
 J. J. Sederholm: Om den jotniska sandstenens åldersförhållanden.

- A. Laitakari: Aallonmerkkikvartsiitti jonka pinnalla dolomiittia kuivumisrakoineen.
 O. Trüstedt: Om magnetiska anomalier vid Kursk i Ryssland.
 A. Metzger: Fynd av en mammuttand i Esbo.
 L. H. Borgström: Om mineralens hårdhet.
 F. T. Mesdag: Die Vulkane niederländischen Indiens.
 H. Väyrynen: Puolangan kaoliniesiintymästä.

1922.

- O. Trüstedt: Rammelsberg-malmfyndighetens genesis.
 W. Brenner: Jordarters och jordmåners surhetsgrad.
 O. Trüstedt: Om några kvartsit-pegmatit-kontaktstuffer från Outokumpu.
 H. Backlund: Om sambandet mellan vulkanism och tektonik.
 H. Hausen: Jenisej-källområdets geologi.
 G. Pehrman: Om ett nickeljärn från Tschinga.
 H. Väyrynen: Vuorilajien fakiesluokittelusta.
 H. Hausen: Om Petsamos geologi och malmer.
 W. W. Wilkman: Kuopion seudun kivilajeista.
 E. H. Kranck: Om tvänne gabbro-områden i Kangasniemi.

1923.

- W. W. Wilkman: Till minne av Hugo Berghell.
 M. Sauramo: Lohkareen emäkallion etsimisestä.
 P. Eskola: Korkean paineen mineraleista.
 W. Ramsay: Nyare arbeten om nivåförändringar.
 » Den baltiska issjöns tappning.
 P. Eskola: Miten Kanadassa tehdään geologista kartoitusta.
 A. Laitakari: Kongsbergin alueen geologiasta.
 P. Eskola: Ontarion prekambriumodostuksista.
 J. J. Sederholm: Nyare rön angående rapakivigraniterna i Ålands skärgård och med dem genetiskt förbundna bergarter.
 A. Laitakari: Kalkografiasta.
 W. Ramsay: Ramsayit från Lujaur-Urt.
 » Från naturforskarmötet i Göteborg.
 J. J. Sederholm: Nya rön angående anatexen inom Åbo-Ålands skärgård.
 W. Ramsay: Om orsakerna till de geologiska klimatväxlingarna.
 J. J. Sederholm: Kanadas prekambrium.
 B. Aarnio: Maanlaatuojen synty ja luokitus.
 W. Ramsay: Clypeus- och litorinagränsen.

1924.

- A. Laitakari: Satakunnan diabasi- ja hiekkakivialueen geologiasta.
 P. Eskola: Satakunnan olivinidiabasin petrologiasta.
 Th. Brenner: Geotekniska undersökningar vid F. S. J.
 W. Ramsay: Flygbilder av vulkaner på Java.
 J. J. Sederholm: Lärör om metamorfismen och anatexen.
 H. Väyrynen: Havaintoja Itä-Suomen liuskealueen stratigrafiasta.
 A. Laitakari: Suomen grafiittiesiintymät.

- H. Frauenfelder: Der Graphit und seine Verwendung.
 A. Metzger: Facies och kronologi.
 P. Eskola: Itä-Suomen emäksisistä juonista.
 J. Temberg: Resultaten av de senaste malmletningarna i Sverige.
 A. Postelmann: Über Geschiebeforschung in Nord-Deutschland.
 Th. Brenner: Om skred.
 W. Ramsay: De forna inlandsisarnas mäktighet.
 A. Laitakari: Satakunnan Pyhäjärven laskemisesta.

1925.

- H. Hausen: De geologiska huvuddragen av norra delen av Petsamo-området.
 B. Frosterus: Kambrium på Karelska näset.
 J. J. Sederholm: Den kemiska sammansättningen av Finlands berggrund.
 P. Eskola: Kullanetsinnöistä Lapissa v. 1925.
 B. Aarnio: Koagulation ja sedimentation.
 L. H. Borgström: Skelleftefältet.
 M. Saxén (Saksela): Malmitutkimuksista Ylivieskan ja Teerijärven-Kokkolan liuskevyöhykkeillä.
 E. H. Kranck: »Atikokania Lawsoni» från Kanadas äldsta urberg.
 P. Eskola: Pohjanlahden pohjan rapakivialueen kivistä.
 V. Hackman: Metasomatisk omvandling av dolomit i strålstensfels.
 H. Hausen: Undersökningar i det sydkarelska skifferområdet sommaren 1925.
 P. Eskola: W. H. Collins'in teos »North Shore of Lake Huron».
 J. J. Sederholm: N. Zenzens föredrag om den första användningen av namnet fältspat.
 » Om en nyupptäckt diskordans inom urberget i åländska skärgården.

1926.

- Th. Brenner: Ett ovanligt fynd av varvig lera i den s. k. Hantula-skärningen invid Leppävesi.
 A. Laitakari: S. A. Forsiuksen ajatuksia malminetsinnästä.
 » Suotautumisilmiöistä rautamalmeissa.
 H. Väyrynen: Kainuun liuskealueen muodostumista.
 P. Eskola: Karjalaisten liuskeiden mineralikokoomuksesta.
 V. Hackman: Om berggrunden i Kittilä-Lappmark.
 B. Aarnio: Eräiden Etelä-Pohjanmaan leikkausten diatomee-analyseistä.
 P. Eskola: Mikroklinista ja ortoklasista.
 L. H. Borgström: Om telluridernas och sulfosaltens smältpunkter.
 J. J. Sederholm: Yngre graniterna och Almesåkra-formationen.
 P. Eskola: Suomen magmakivilajien kemismistä.
 H. Väyrynen: Eräissä Puolangan hiililiuskeissa esiintyvän hiilen luonne.
 L. H. Borgström: Geologkongressen i Madrid och excursionerna till Huelva-området.
 A. Salminen: Liukenevien elektrolyyttien määrittämisestä maa-lajeissa.

- J. Aschan: Eräitä rapautumismuodostumia Tampereen alueelta.
 A. Laitakari: Diabasin ja rapakiven kontakteista Eurajoella.
 E. H. Kranck: Några drag av W. Ontarios prekambrium.
 J. J. Sederholm: Om Ålandsrapakivis västra gräns.
 L. H. Borgström: Om Bilbaos järnmalm, deras bildning och betydelse för järnindustrin.

1927.

- M. Sauramo: Pohjois-Karjalan myöhäisglasialisesta hydrografiasta.
 H. Väyrynen: Outokummun-Polvijärven kiisualueiden minerali-paragenesista.
 A. Laitakari: Outokummun rikkikiisusta.
 H. Hausen: Om Soanlahtifältet.
 J. J. Sederholm: Om de jotniska och s. k. subjotniska bergarterna.
 W. Wahl: Alumosilikaternas konstitution, deras bildningsbetin-gelser samt deras omvandling till jordarter.
 J. Wasastjerna: Om ionradier och blandkristaller.
 P. Eskola: Lapin granuliiteista.
 A. Laitakari: Granuliittialueen kivilajien malmimineraaleista.
 G. Brander: Om Degerö och Sandhams petrografi.
 J. J. Sederholm: Om klotgraniter.
 C. E. Wegmann: Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge.
 E. H. Kranck: De hogländska porfyrenas kontakter och eruptions-förhållanden.
 A. Laitakari: Petsamontunturien aksiniitti.
 P. Eskola: Havaintoja Schlesiaista.
 J. J. Sederholm: Om granitindelingen i Sverige och Finland.
 W. Ramsay: Strandlinjer och israndlägen i Ost-Balticum.
 E. Mikkola: Nattastunturien graniitista.

1928.

- H. Väyrynen: Muistosanat prof. W. Ramsaysta.
 J. J. Sederholm: Om de yngre prekambrisk formationerna i Fennoskandia.
 A. Laitakari: Eräitä puolalaisia tieteellisen opiskelun käsikirjoja.
 C. E. Wegmann: Tektonik der jüngerer Faltungen in Ostfinnland.
 L. H. Borgström: Om Cornwalls kaolin.
 H. Väyrynen: Eräistä konglomeraattiesiintymästä Juuan Polvijär-vellä.
 J. J. Sederholm: En knölgranit i Brändö.
 H. Väyrynen: Magneetikiiisun magneettisista ominaisuuksista.
 W. Wahl: Referat av verket »Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull, Loch Aline and Oban» av E. B. Bailey och andra.
 E. H. Kranck: Om en beryll-pegmatit från Uuku.
 W. Wahl: Kemiska jämnvikter i magmat.
 C. E. Wegmann: Über die Geologie von Val d'Hérens.
 O. Enwald (Erämetssä): Hyaliittilohkare läheltä Kuopiota.

- A. Laitakari: Teknillisen korkeakoulun mineralogis-geologinen laitos ennen ja nyt ja geologian opetuksen kehitys teknillisessä korkeakoulussa.
- H. Väyrynen: Petsamontunturien geologisesta rakenteesta.
- P. Eskola: Mineralifaciesperiaatteesta.
- H. Väyrynen: Suomen kaoliniesiintymien kemismistä.
- A. Laitakari: Suursaaren vulkaniseen muodostumaan kuuluva hohkakivi.
- E. Mikkola: Glasifluvialisista muodostumista Inarin Lapissa, etenkin Iivalon alueella.

1929.

- H. Väyrynen: Outokummun alueen tektoniikasta.
- A. Laitakari: Viron palavasta kivistä.
- » Unohduksiin joutuneesta M. Hisingerin lahjoitusrahastosta malmigeologisia tutkimuksia varten.
- M. Saxén: Muistosanat A. H. Petrasta.
- H. Hausen: Resultaten av en geologisk expedition till NW-Argentina år 1923. I.
- W. Wahl: De lättflyktiga beståndsdelarna i magmat.
- H. Hausen: Resultaten av en geologisk expedition till NW-Argentina år 1923. II.
- L. H. Borgström: Bergartsbildande hartsartade material.
- C. E. Wegmann: Konglomerat på Taipalsaari.
- W. W. Wilkman: Kajaanin karttalehtialueen kivilajit.
- C. E. Wegmann: Om diapirismen.
- V. Tanner: Den epeirogenetiska rörelsens natur.
- W. Wahl: Nya bergartstyper från Iivaara.
- J. J. Sederholm: Minnesord över Otto Trüstedt.
- V. M. Goldschmidt: Über die Kristallchemie.
- P. Eskola: Kiihtelysvaaran nefelinisyeniittilohkare.
- A. Laitakari: Suomen Kalkkikivi-teoksen ruotsalaisesta käänöksestä.
- » Suomen geologisen kirjallisuusluettelon painatuksen keskeyttämisestä.
- M. Sauramo: Laukaan uusi pallograniitti.
- P. Eskola: Orijärven vismuttihilohde.
- W. W. Wilkman: Väriavokuvia Helsingistä.
- L. H. Borgström: Noseanens och kankrinitens formel.
- E. H. Kranck: Den nordiska geologexkursjonen i Alperna år 1929.

1930.

- E. Laine: Jussaaren rautakaivoksen käyttämisestä.
- E. Mikkola: Tektonisia havaintoja Tampereen liuskealueen länsipäästä.
- A. Laitakari: Pyterlahden apofylliitti.
- Th. Brenner: Heinola-banans skärning genom yttre Salpausselkä.
- V. Tanner: Vächerharju i Inari.
- M. Saksela: Kalkkimaan pyriittijuonista.
- F. T. Mesdag: Geologische Erscheinungen im ostindischen Archipel.

- C. E. Wegmann: Noen deformasjonstyper av kristallinske skifre.
 A. Laitakari: Kiisujen muuttumisesta Pitkärannassa ja Outokummulla.
 J. J. Sederholm: En geologisk föredragsfärd i Amerika.
 L. H. Borgström: Skapoliternas saltbeståndsdelar.
 J. J. Sederholm: Berggrunden i Sydvaranger och närliggande delar i Finland.
 C. E. Wegmann: Om rörelser i metasomatiserade bergarter.
 A. Laitakari: Lypertön rapakivigraniitti ja sen käyttökelpoisuus.
 V. Tanner: En skalgrusförekomst på Kaupinkangas i Härmä.

1931.

- P. Eskola: Selostus Percy Wagnerin Etelä-Afrikan platinaesiintymiä käsittelevästä teoksesta.
 M. Saksela: Keski-Pohjanmaan stratigrafiasta ja tektoniikasta.
 A. Laitakari: Nuolainniemen yttrotitaniitti.
 J. J. Sederholm: Om den subbottniska diskordansen och bergarter bildade genom sekulär förvittring.
 H. Hausen: Söndervittrad bergart i Nädendal, överlagrad av morän.
 A. Laitakari: Nunnanlahden vuolukivistä tavattu apatiitti.
 M. Sauramo: Vierumäen Salpausselkä-leikkaus.
 V. Hackman: Om bergarten bildande den s. k. Makamo-gången NW om Pitkäranta.
 V. Tanner: Om glacifluviala avlagringar och flytjordsföreteelser på Petsamo-fjällen.
 A. Laitakari: Eräjärven Uihelan krysoberyllistä ja muista mineraaleista.
 J. J. Sederholm: Om Enklinge-traktens geologi.
 W. Wahl: En av Skottlands Geologiska Undersökning publicerad ny avhandling.
 A. Laitakari: Vielä Uihelan pegmatiitista ja sen mineraaleista.
 H. Väyrynen: Karjalaisten liuskealueiden stratigrafiasta ja tektoniikasta.
 P. Eskola: Hiipinän apatiittiesiintymistä uusimpien venäläisten tietojen mukaan.
 » Havaintoja Pitkärannan radalla ja Hyrsylän alueella kesällä 1930.
 A. Salminen: Maalajien kemiallisesta kokoomuksesta Kalajokilaakossossa.
 » Havaintoja auringon säteilystä johtuvista vuorokautisista lämpövaihteluista kallioissa.
 J. J. Sederholm: Om en knölgranit i Petsamo.
 W. Wahl: En leucitförande djupbergart.
 O. Enwald (Erämetsä): Impilahden Hunttilan manganoferrigranaatista.
 V. Hackman: Om Wolffska systemet.
 E. H. Kranck: Om de eldsländska kordilleraskiffrarna.

1932.

- L. H. Borgström: NaF-apatit.
 E. H. Kranck: Om And-dioriterna.

- H. Väyrynen: Petsamon eruptivikivilajien kemismistä.
 O. Enwald (Erämetsä): Timantin kiteytymisen edellytyksistä.
 A. Laitakari: Eräiden kivien raskaista mineraleista.
 O. Enwald (Erämetsä): Inarin hiekkojen raskaista mineraleista.
 Th. G. Sahlstein (Sahama): Piirteitä kivien mekanisesta deformatiosta.
 E. Mikkola: Pohjois-Lapin pinnanmuodostuksesta.
 M. Sauramo: Eräät harjuplatoot ja korkein ranta Länsi-Suomessa.
 M. Saksela: Karhunsaaressa malmiesiintymä.
 P. Eskola: Outokummun kromimineraleista.
 Th. G. Sahlstein (Sahama): Kivideformationen fysikaliset perusteet.
 W. Wahl: Stammagna och differentiationstyper.

1933.

- E. H. Kranek: Syd-Antillerbågen.
 H. Väyrynen: Petsamontunturien geologisesta rakenteesta.
 A. Salminen: Rantakivien kulumisnopeuden määräämiskokeita.
 J. J. Sederholm: Berggrunden i Aländska skärgården.
 P. Eskola: Kondrodiitteja koskevia tutkimuksia.
 G. Brander: Doppleritfynd i Haapamäki.
 L. H. Borgström: Meteoritfallens frekvens.
 A. Laitakari: Synteettisistä jalokivistä.
 P. Eskola: Pommikokeita, joissa auortiitti oli onnistuttu muuttamaan albiitiksi.
 » Kiderakenneteorian peruskäsitteistä.
 L. H. Borgström: Silikaternas kristallstruktur.
 D. I. Muschketov: Geomorphologische und seismotektonische Übersicht Zentral-Asiens.
 M. Saksela: Jussaaren seudun rautamalmeista.
 E. Hyyppä: Karjalan kannaksen seudun myöhäisglasialisesta ilmastosta.
 E. Mikkola: Luonos Sodankylän ja Muonion kallioperäkarttalehtiä varten.
 M. Sauramo: Myöhäisglasialisia muodostumia Lounais-Hämeessä.
 P. Eskola: Tuhat Latvian irtokiveä.
 H. v. Eckermann: Loosfältets geologiska byggnad.
 M. Sauramo: Finiglasialiset rannansiirtymiset Lounais-Suomessa.
 H. Väyrynen: Kiisumalmien mineraliparagenesiksestä.
 P. Eskola: Pohjanlahden porfyreistä.
 Toini Teittinen (Mikkola): Mukailtu gnomoninen projektio skelettimäisesti kiteytyneen kvartsin kidepintasuumtien määräämistä varten.

1934.

- J. J. Sederholm: Om åldern för graniterna i Lake Superior-trakten.
 A. Laitakari: Lammastenkosken hiekkakivisyväkairauksesta.
 » Kakolan graniitin raskaista mineraleista.
 » Orijärven vismuttimineralista.
 » Teknillisen korkeakoulun mineralogis-geologisen laitoksen uudet kokoelmat.
 M. Saksela: Etelä-Pohjanmaan geologisesta rakenteesta.

- A. Salminen: Mustasta lumisateesta helmikuun 15 ja 16 p:nä 1911.
 J. J. Sederholm: Försök till en korrelation mellan de prekambrika sedimenten i Nord-Amerika och Fennoskandia.
 M. Saksela: Lapuan Simsiönvuoren rodoniitti.
 M. Sauramo: Muistosanat J. J. Sederholmista.
 E. Mikkola: Piirteitä Skotlannin ylämaitten kallioperästä.
 P. Eskola: Skotlannin ylämaitten kivilajien metamorfosista.
 A. Laitakari: Uudesta Iilijärven tyyppin malmista Orijärven kaivok-
 sessa.
 E. H. Kranck: Den Prekambriska Associationen.
 E. Mikkola: Uudesta pohjoismaitten geologisesta seinäkartasta.
 E. Hyypä: Uusi tapa siitepölydiagrammien laatimiseksi.
 M. Sauramo: Rannansiirtymisistä Suursaarella.
 A. Salminen: Vihannin sideriitistä.

1935.

- Th. Brenner: Belemnitspets från åsskärning nordväst om Oulujärvi
 vid Kankari plattformväxel.
 E. H. Kranck: Om eklogitformationen på Liverpool-land i NE-Grön-
 land.
 A. Salminen: Sokanlinnan luolista Antreassa.
 P. Eskola: Kuhmalahden laumontiitista.
 A. Hellaakoski: Rapakivilohkareista Helsingissä.
 A. Salminen: Lämpötila- ja happamuusmääräyksiä eri tavoin aaltoi-
 levassa vedessä Vuoksella.
 E. Hyypä: Tyrnävän kaasuesiintymästä.
 P. Eskola: Libyan erämaan kvartsilasista.
 L. H. Borgström: Om bestämning av dubbelbrytningen hos optiskt
 enaxliga mineral i konvergent ljus.
 A. Laitakari: Ihalaisten kalkkikiviesiintymästä.
 A. Metzger: Magnetisk undersökning av Ihalainen kalkstensföre-
 komst.
 L. H. Borgström: Om molerförekomster på Morsö i Jylland.
 » Fluorescensförmågan hos olika mineral.
 P. Eskola: Kummingtoniitti-gedriittiparagenesi Kalvolasta.
 P. Haapala: Pohjois-Karjalan serpentinikivistä.
 A. Laitakari: Suomalaisia mineraleja korukivinä.
 E. Kivinen: Keurun doppleriittilöytö.
 P. Eskola: Väittely magnesiometasomatosista. I.
 A. Hellaakoski: Keväisten ajolehtivien jäitten toiminnasta aavan sisä-
 järven rantamuodostumien synnyttäjänä.
 H. Väyrynen: Pohjanmaan graniittien ikäsuhteista.
 W. Wahl: Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i
 Sverige och Finland.

1936.

- P. Eskola: Väittely magnesiometasomatosista. II.
 A. Salminen: Eteläisten ja pohjoisten kalliorinteitten vuotuinen
 temperaturivaihtelu.
 E. Kivinen: Uusia sideriittiesiintymiä.

- O. Mellis: Über Cölestin in Latvija.
M. Sauramo: Korkein ranta Päijänteen vesistön piirissä.
A. Laitakari: Kuvia Outokumpu O. Y:n uudelta kuparitehtaalta Imatralla.
A. Salminen: Suomen rantaviivan todellisesta pituudesta ja kulumisesta rannikolla.
A. Hellaakoski: Vuoksen synnystä.
P. Haapala: Lohkare-etsinnöistä Pohjois-Karjalassa 1935.
P. W. Thomson: Der mitteldevonische Old Red-Sandstein in Estland und seine Flora.
E. Hyyppä: Peräpohjolan myöhäiskvartärisestä kehityksestä.
O. Erämetsä: Indiumista Pitkärannan malmissa.
A. Hellaakoski: Kivien kulumisesta rannikolla.
-

Lüite 6.

Appendix No. 6.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJEN KIRJOITUKSIA.
ARTICLES AND PAPERS PUBLISHED IN THE »COMPTES RENDUS DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE».

N:o 1.

- P. ESKOLA, On the Occurrence of Orthoclase and Microcline in the Finnish Granites and Pegmatites. P. 54—58.
C. E. WEGMANN, Stereogramm des Gebietes von Soanlahti—Suistamo. 1 Taf. S. 58—66.
H. VÄYRYNEN, Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehöft Olli Partanen, Soanlahti. S. 67—69.
E. H. KRANCK, A Beryl-bearing Pegmatite from Uuku in Carelia (E. Finland). S. 70—77.
P. ESKOLA, On the Rôle of Pressure in Rock Crystallization. S. 77—88.

N:o 2.

- MATTI SAURAMO, Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nuckö, Estland. 3 Fig., 2 Taf. S. 17—36.
PENTTI ESKOLA, Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide zwischen dem Bargusin und der oberen Angara in Transbaikalien. 12 Fig. S. 37—57.
L. H. BORGSTRÖM, Ein Beitrag zur Entwicklung der Immersionsmethode. 3 Fig. S. 58—63.
AARNE LAITAKARI, Über Mineralbildung längs schmalen Spalten. 2 Fig., 2 Taf. S. 64—70.
C. E. WEGMANN, Note sur la dépression axiale d'Åland. 1 Fig. P. 71—77.
WALTER WAHL, Contributions to the Chemistry of Igneous Rocks II. Eutectics and the Crystallization of Igneous Rocks. 8 Fig. P. 78—95.
— — Note on the Bearing of Eutectic Surfaces on Crystallization-Differentiation. P. 96—97.
C. E. WEGMANN, Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. 9 Fig., 2 Taf. S. 98—127.
HEIKKI VÄYRYNEN, Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen verglichen mit Verwitterungssedimenten. 10 Fig. S. 128—158.
BENJ. FROSTERUS, Anmerkungen zu einem Vortrage und einem Aufsätze von Dr. H. Väyrynen »Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen». S. 159—164.
V. TANNER, Zur Frage der Genesis der Osar. Einige Bemerkungen. 2 Taf. S. 165—175.

N:o 3.

- HEIKKI VÄYRYNEN, Über die geologische Struktur des Erzfeldes Kammitunturi in Petsamo. 3 Fig., 1 Taf. S. 19—32.
V. TANNER, The Problems of the Eskers. II. The Vačer Esker, Inari, Lapland. 5 Fig. P. 33—39.

W. W. WILKMAN, Übersicht der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes Kajaani. 1 Fig. S. 40—50.

L. H. BORGSTRÖM, The Chemical Formulas of Häüyne and Cancrinite. 2 diagr. P. 51—57.

C. E. WEGMANN, Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge). 4 Fig. S. 58—76.

PENTTI ESKOLA and TH. G. SAHLSTEIN, On Astrophyllite-bearing Nephelite Syenite Gneiss found as a boulder in Kiihtelysvaara, Eastern Finland. 3 Fig. P. 77—88.

—→ Ueber die unvollkommene Auslöschung einiger Amphibole. S. 89—95.

PENTTI ESKOLA, On the Disintegration of Rapakivi. 6 Fig. S. 96—105.

—→ On the Rocks of the Upper Bargousin and Namama Regions in Transbaikalia. 5 Fig., 2 Pl. P. 106—140.

N:o 4.

H. HAUSEN, Intryck från en exkursion inom Dalformationen (mit deutschem Referat). 3 Fig. S. 23—39.

C. E. WEGMANN, Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer. 1 Fig., 4 Taf. S. 40—54.

AARNE LAITAKARI, Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu. 6 Fig., 2 Taf. S. 55—63.

I. LEIVISKÄ, Bemerkungen über Dr. V. Tanner's Aufsatz »Zur Frage der Genesis der Osar«. 1 Fig. S. 64—68.

N:o 5.

MARTTI SAKSELA, Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten. 8 Fig. S. 16—39.

V. TANNER, Zur Deutung der Genesis des ausgebneten Reliefs der Hochflächen und »Widdens« in Fennoskandia. 4 Fig. S. 40—51.

ANTTI SALMINEN, The Influence of Exposure upon Temperature Differences in Rocks. 2 Fig. P. 52—62.

J. J. SEDERHOLM, Sur une nouvelle espèce de granite nodulaire. 1 Fig. P. 63—67.

PENTTI ESKOLA, On the Principles of Metamorphic Differentiation. P. 68—77.

N:o 6.

WLAD. LEHMANN, Ursus spelaeus rossicus Borissjak und Ursus spelaeus minor v. Nordmann. 2 Fig. S. 14—22.

TH. G. SAHLSTEIN, Optische Eigenschaften eines Alkalamphibols aus Feuerland, mit besonderer Berücksichtigung der »Vierachsigkeit«. S. 23—27.

L. H. BORGSTRÖM, Beitrag zur Entwicklung der Immersionsmethode. II. Verwendung von Antimonbromid. Versuche mit Selen. S. 28—29.

E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW-Finnland). 3 Fig., 2 Taf. S. 30—53.

HEIKKI VÄYRYNEN, Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen. 4 Fig., 1 Taf. S. 54—78.

ANTTI SALMINEN, On the Chemical Composition of Clays in a Vertical Profile through Layers of Different Ages. P. 79—81.

TH. G. SAHLSTEIN, Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des Finnischen Lapplands. 4 Fig. S. 82—90.

W. W. WILKMAN, Über zwei Syenitvorkommen in Nilsjä, nördl. von Kuopio. 3 Fig. S. 91—97.

G. BRANDER, Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland. 1 Fig., 2 Taf. S. 98—118.

N:o 7.

TH. G. SAHLSTEIN, Ein Wort zur Mikrotektonik besonders im archaischen Grundgebirge. 1 Fig. S. 5—11.

P. ESKOLA, On the Differential Anatexis of Rocks. P. 12—25.

— On the Chrome Minerals of Outokumpu. 1 Fig. P. 26—44.

— The term »metamorphic differentiation» first proposed by F. L. Stillwell. P. 45—46.

— Eine Bemerkung zur Mineralfazies des Archäicums. S. 47—48.

N:o 8.

W. J. MCCALLIEN, Metamorphic Diffusion. 2 Fig. P. 11—27.

MATTI SAURAMO, Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mittheilung. 18 Fig., 6 Taf. S. 28—87.

KURT LUPANDER, Sedimentformationen på Fiskarhalvön (with an English Summary). 1 Fig., 1 Tav. S. 89—98.

E. H. KRANCK, The South Antillean ridge. P. 99—103.

TH. G. SAHLSTEIN, Zur Metamorphose in dem reziproken Salzpaar (Na, K)—(Cl, JO_3'). 2 Fig. S. 104—110.

PENTTI ESKOLA, Über die Bottenmeerporphyre. 3 Fig. S. 111—127.

V. TANNER, Tre visten i Petsamo från den epipaleolitiska stenåldern på Varangerfjordens södra strand samt några supplerande iakttagelser beträffande de postglaciala nivåförändringarna (Résumé en français). S. 128—131.

PENTTI ESKOLA, Prehnite Amygdaloid from the Bottom of the Baltic. 7 Fig. P. 132—143.

— A Note on Diffusion and Reactions in Solids. S. 144—156.



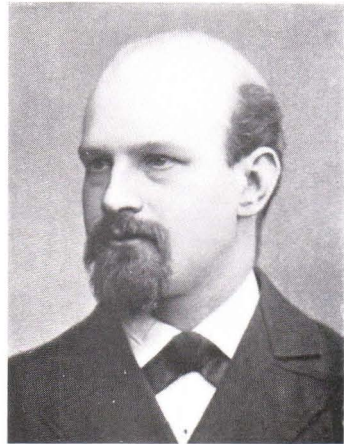
Nils Nordenskiöld
* 1792 † 1866



K. Ad. Moberg
* 1840 † 1901



A. F. Tigerstedt
* 1860 † 1926



K. H. N. Gylling
* 1858 † 1886



J. J. Sederholm
* 1863 † 1934



Otto Trüstedt
* 1866 † 1929



Hugo Berghell
* 1864 † 1922



Wilhelm Ramsay

* 1865 † 1928



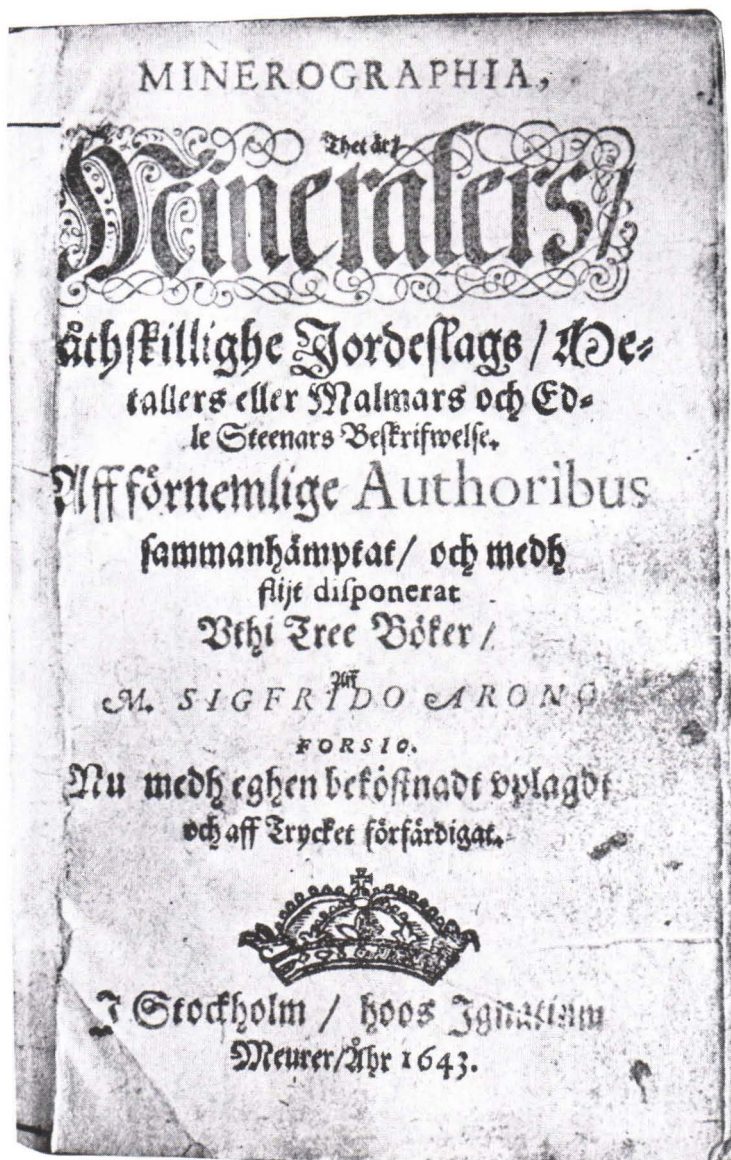
Benj. Frosterus

* 1866 † 1931



Julius Ailio

* 1872 † 1933



Sigfrid Aronus Forsiuksen »Minerographia» v:ta 1643. Suomen ensimmäinen geologinen teos (luonn. koko).

The work »Minerographia, the first geological paper written by a Finn, Sigfrid Aronus Forsius, from the year 1643 (Nat. size).

1.

PURIFYING METHODS FOR THE CLERICI SOLUTION AND
FOR ACETYLENE TETRABROMIDE.

By

KALERVO RANKAMA.

It is a well-known fact to every one who has used the Clerici solution for separating minerals that this solution, at first being only pale yellowish, after repeated use will turn yellow, finally brown, and at last can no more be used for separation.

The colour of the solution probably arises from the alteration products of the malonic acid formed during the concentration of the solution on a steam-bath, especially under the catalytic effect of very fine-grained mineral particles. The colour also seems to deepen during continued heating of the concentrated solution on a steam-bath.

In the handbooks no methods are given for the purification of the Clerici solution. At the Mineralogical Institute of the University of Helsinki the method of fractional crystallisation of the malonate-formate mixture was once used in order to obtain the salts in a purer form, but the result was not satisfactory.

To regain the thallium, Clerici¹ suggests precipitation of metallic thallium on a zinc plate after the addition of sulphuric acid. This method, tested by the author, did not give very satisfactory results owing to the large amount of slowly reacting and slightly soluble thallos sulphate precipitated by sulphuric acid in all but very diluted solutions.

The dark coloured Clerici solution can, however, be made colourless simply through adsorption by means of bone charcoal. The procedure is as follows.

¹ CLERICI, E.: Preparazione di liquidi per la separazione dei minerali. *Rend. R. Accad. Lincei*, Roma, 1907 (5 a), XVI, 1. sem., pp. 187—195. Abstract in: *Zeitschr. f. Krist.* Bd. 46, 1909, pp. 392—393.

The concentrated Clerici solution is diluted with three or four times its volume of boiling distilled water. About half a gram of powdered bone charcoal to every 100 grms. of the concentrated solution is added, and the solution is stirred with a glass rod for some minutes. The liquid is then filtered, and the remaining bone charcoal is washed with hot distilled water, until a few drops of the washings cease to give any white precipitate of $TlCl$ with diluted hydrochloric acid. The washings are then added to the colourless filtrate. This solution is concentrated on a steam-bath until a piece of corundum floats.

During this procedure, the properties of the Clerici solution have not altered in any way. Its reaction towards litmus remains neutral.

Sometimes the Clerici solution after a long use contains dissolved impurities in larger quantities, and its purification must be carried out in a more radical way, i. e. by chemical means. For this purpose two convenient methods can be recommended.

The First Method. In this method, diluted hydrochloric acid ($1 : 1H_2O$) is added to the Clerici solution until no more thallose chloride is precipitated. The precipitate is filtered and washed carefully with hot distilled water in order to remove the organic compounds. The filtrate, containing small amounts of dissolved $TlCl$, is laid aside. The precipitate is then transferred to a porcelain evaporating dish, strong sulphuric acid is added, and the porcelain dish heated on a sand-bath for converting the thallose chloride to thallose sulphate, Tl_2SO_4 . The excess of sulphuric acid is driven off. The thallose sulphate is then dissolved in hot distilled water, the solution poured into a beaker, and heated to boiling. A boiling saturated solution of barium hydroxide is added gradually, stirring the solution at the same time, so long as barium sulphate continues to precipitate. This precipitate is stirred for a few minutes. Then the beaker is left undisturbed. When the precipitate has settled, the supernatant liquid is decanted, hot water is added to the beaker and the precipitate is stirred up thoroughly. After a few minutes, the supernatant liquid is decanted again. This washing process must be repeated until no more thallium can be detected in the washings.

The filtrate and the washings now contain most of the thallium in the form of thallose hydroxide, while a smaller part of it is contained in the filtrate of the $TlCl$ -precipitate and can be regained, if so wished, in the following way: Saturated potassium iodide solution is added, and the yellow precipitate of thallose iodide, TlI , is washed, at first with a hot 0.5 per cent. solution of potassium iodide, finally once with distilled water. The precipitate is transferred to

an evaporating dish, and aqua regia is added. This mixture is now allowed to stand till the reaction has ended, evaporated nearly to dryness on a steam-bath, dissolved in distilled water, and heated to boiling. The thallium, now at the trivalent stage, is precipitated with sodium hydroxide in the form of chocolate brown thallic hydroxide, $TlO(OH)$. The precipitate is washed carefully with hot water, transferred to a beaker, and a sufficient amount of a mixture of sulphurous acid and diluted sulphuric acid (1 : 1 H_2O) is added. Hot water is added in order to dissolve the thallos sulphate precipitated, and the solution is heated to boiling. From this solution, thallos hydroxide is obtained with barium hydroxide, as described before.

The thallos hydroxide solution is concentrated if necessary and converted to thallos carbonate, Tl_2CO_3 , by passing carbon dioxide through the solution until it is saturated. The solution is evaporated to dryness on a steam-bath, and from the dry thallos carbonate thallos malonate and thallos formate are prepared by the well known methods.¹

The Second Method. In this method, the thallos chloride, precipitated from the Clerici solution, is transferred to a porcelain dish, and, instead of heating with sulphuric acid, it is treated with aqua regia, allowed to stand until the reaction is complete, and evaporated nearly to dryness on a steam-bath. Hot distilled water is added and thallic hydroxide precipitated with sodium hydroxide. Henceforth the procedure is the same as described above.

The method of purifying the Clerici solution with bone charcoal can be used for purifying acetylene tetrabromide as well. The acetylene tetrabromide is diluted with benzene, and heated on a steam-bath. Bone charcoal is added, the liquid stirred with a glass rod for some minutes, and filtered. The bone charcoal is then washed with benzene.

The Mineralogical and Geological Institute of the University, Helsinki, February 1936.

¹ See e. g.: ROSENBUSCH-WÜLFING: Mikroskopische Physiographie, Band I, 5. Auflage. Stuttgart 1921, pp. 692—693.

ESKOLA, PENTTI: On the Eclogites of Norway. Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse, 1921, No. 8, p. 7.

VASSAR, HELEN E.: Clerici Solution for Mineral Separation by Gravity. Amer. Min. 1925, Vol. 10, pp. 123—125.

EIN DOPPLERITFUND AUS KEURU IN MITTELFINNLAND.

Von

ERKKI KIVINEN.

Bodenkundliche Abteilung der Landwirtschaftlichen
Versuchsanstalt, Helsinki.

Im Vorfrühling 1935 richtete Fräulein Lihjamo aus Keuru an die Bodenkundliche Abteilung der Landwirtschaftlichen Versuchsanstalt eine Erkundigung über einen eingesandten Stoff, der, wie die Mitteilung lautete, beim Abfahren von Torf am Grunde eines Moores aufgefunden worden war. Der übersandte Stoff war Dopplerit. Da vorläufig aus Finnland nur der Doppleritfund von Haapamäki (Brander 1933) bekannt ist, wurde es als notwendig erachtet, bei passender Gelegenheit diesen neuen Fund im Felde zu betrachten. Als ich Anfang August i. J. 1935 in jener Gegend zu tun hatte, suchte ich die Fundstätte des Dopplerits auf. Seine Lagerstätte findet sich 11 km von der Kirche von Keuru an der nach Multia führenden Landstrasse in der Nähe der Mühle Lihjamo, unweit der Grenze zwischen den Gemeinden Keuru und Multia. Die geographische Lage des Fundes ist $62^{\circ}28'42''$ nördl. Br. und $0^{\circ}13'8.5''$ westl. von Helsinki.

Das Moor, an dessen Grund der Dopplerit angetroffen worden ist, füllt eine an allen Seiten von Mineralboden umgebene ziemlich runde Senkung aus, deren Durchmesser etwa 50 m beträgt. Dort ist zur Melioration von Äckern des Mineralbodens Torf abgefahren worden, so dass gegenwärtig von ihm nur noch eine kleine Insel übrig ist. Die anderen Teile der Grube sind mit Wasser angefüllt. Es gelang mir, auf das Moor den Arbeiter mitzubekommen, der im vorhergehenden Winter den Dopplerit gefunden hatte und der sich an den Fundort gut erinnerte. Da es unmöglich war, den gesuchten Stoff unter dem Wasser hervor zutage zu schaffen, wurde auf der dortigen Torfinsel an einer Stelle, an der sich das Vorkommen einer Doppleritader vermuten liess, eine Grube ausgehoben. Schon der erste Versuch glückte. Am Grunde der ausgehobenen Grube wurde,

nachdem in einer Tiefe von 2.70 m Lehm erreicht worden war, in einer Spalte des Mineralbodens eine an der schwarzen Farbe leicht erkenntliche Doppleritader sichtbar, die sich gegen den unter dem Torf lagernden ausgebleichten Lehm um so deutlicher abhob.

Infolge der Schwierigkeit der Grabarbeit konnte nur eine ca. 30×30 cm grosse Fläche des Mineralbodens blossgelegt werden. In ihm verlief ein etwa 6 cm breiter Doppleritgang, der sich ausserdem gerade an dieser Stelle verzweigte. Der Seitengang war etwas schmaler, ca. 4 cm breit, und lag ungefähr senkrecht gegen den Hauptzweig. Der Doppleritgang erstreckte sich ca. 28 cm abwärts. Seine unteren Teile sind sehr schmal. Der Hauptgang war in diesem Fall nur auf einer Strecke von ca. 30 cm sichtbar. Dagegen war er beim Abfahren des Torfes im Winter in einer Längserstreckung von etwa 2 m angetroffen worden und in seiner Oberflächenbreite sowie Tiefe dem oben beschriebenen Gang ähnlich. Da diese beiden Vorkommnisse einem und demselben ununterbrochenen Doppleritgang wahrscheinlich angehören, und da sie durch einen Abstand von nur ca. 1 m voneinander getrennt sind, kann man wohl sagen, dass an dieser Stelle eine zusammenhängende wenigstens etwas über 3 m lange mit Dopplerit angefüllte Spalte vorhanden ist. Dass solche Gänge in diesem Moor nicht früher bemerkt worden sind, liegt wahrscheinlich daran, dass die Moorgruben sich meist mit Wasser angefüllt haben, bevor die Torfschicht ganz abgetragen werden konnte. Aus diesem Grunde ist zu vermuten, dass der Dopplerit dort etwas reichlicher vorkommt, als oben dargestellt worden ist.

Das Auftreten des Dopplerits an dieser Stelle ist ganz ähnlich wie das des Fundes von Haapamäki, den Brander beschrieben hat. Betrachtet man die Struktur der Doppleritgänge genauer, so ist zu bemerken, dass an ihren Rändern eine ca. 0.5 cm dicke Dopplerit-schicht von hellbrauner Farbe und geschichtetem Bau liegt. In der Mitte der Spalten dagegen ist der Stoff in frischem Zustande pech-schwarz und homogen.

Ausser in den Spalten des Mineralbodens ist auch stellenweise zwischen Torf und Lehm eingebettet sowie in den untersten Torfschichten Dopplerit anzutreffen. Besonders in letzteren findet er sich hier und da in kleinen Nestern. Die unterste Torfschicht ist zur Hauptsache aus *Equisetum*-Resten zusammengesetzt, neben den in spärlichen Mengen auch Rückstände von Seggen und Braunmoosen anzutreffen sind. In den zuoberst gelegenen Schichten fand sich auch in diesem Fall kein Dopplerit.

In seinem Aussehen gleicht der Dopplerit von Keuru dem in Haapamäki und dem im Auslande gefundenen. Im Naturzustande bildet er eine pechschwarze und weiche, amorphe Masse, die schwach elastisch ist und bei der Behandlung ziemlich leicht zerbricht. Eine solche Bruchfläche ist glänzend, wird aber später matt. Bei dem Eintrocknen, das sehr langsam vor sich geht, schrumpft der Dopplerit stark und zerbricht dabei meist in kleine scharfkantige und harte, häufig glänzende, würfelförmige Stücke.

Frisch enthält der Dopplerit besonders viel Feuchtigkeit. So verlor der von Keuru beim Erhitzen auf 105° C 86.16 % seines Gewichts.

Die chemische Zusammensetzung der Dopplerite schwankt bekanntlich je nach den Verhältnissen im allgemeinen innerhalb recht weiter Grenzen.

Die Trockensubstanz des Dopplerits von Keuru enthält 12.79 % Asche. Diese schliesst folgende Stoffe ein, die in Königswasser löslich sind:

In der Asche	
CaO	3.97 %
MgO	1.60 »
Al ₂ O ₃	48.36 »
Fe ₂ O ₃	5.42 »
P ₂ O ₅	2.23 »
SiO ₂	0.53 »
	Unlöslich 36.15 %

Anal. J. Raippalinna.

Bei einem Vergleich mit dem Dopplerit von Haapamäki zeigt sich, dass beide besonders viel Aluminium enthalten. Dagegen sind Kalk und Phosphorsäure in etwas geringeren Mengen vorhanden. Bei der Entstehung des Dopplerits scheint also besonders Aluminium ein wichtiger Faktor zu sein.

Die organische Substanz enthält:	
C	45.56 %
H	6.10 »
N	1.78 »
O	46.47 »
	100.00 %

Anal. J. Raippalinna.

In diesem Zusammenhang sei hingewiesen auf die von Waksman und Stevens (1928) ausgeführten Untersuchungen über die organische

Zusammensetzung des Dopplerits. Der von ihnen analysierte, aus Holland stammende Dopplerit enthält folgendes:

Ätherlösliche Bestandteile	1.47 %
Wasserlösliche Bestandteile	1.30 »
Alkohollösliche Bestandteile	4.10 »
Hemizellulosen	14.65 »
Zellulosen	0.00 »
Lignine	42.59 »
Proteine	18.81 »
Asche	2.30 »

Die Zersetzung des organischen Bestandteils ist im Dopplerit also schon sehr weit vorgeschritten, und es sind zur Hauptsache schwer zersetzbare Stoffe übrig geblieben. Die in den Torfen so reichlich anzutreffende Zellulose ist schon ganz verschwunden, wogegen sich Lignin und Protein im Dopplerit besonders stark angereichert haben. In ihren Löslichkeitsverhältnissen sind die Stickstoffverbindungen des Dopplerits ungefähr die gleichen wie die der Torfe. Bei der oben erwähnten Probe aus Holland sind vom Totalstickstoff in heissem und in kaltem Wasser 2.89 %, in schwachen Säuren 51.64 % und in starken Säuren 35.47 % löslich gewesen.

Bei der Untersuchung der natürlichen Verhältnisse, unter denen der Dopplerit von Keuru entstanden ist, lässt sich feststellen, dass das Moor sich zur Hauptsache aus verhältnismässig schwach humifiziertem *Sphagnum*-Torf gebildet hat. Erst in einer Tiefe von 240 cm setzt der *Sphagnum*-Torf aus, indem er bis an die Basis des Moores von *Equisetum*-reichem Torf unterlagert ist, der ebenfalls Reste von Seggen und *Amblystegium* enthält. Am Grunde des Moores liegt keine Gytjtjaschicht. Die Stelle des gegenwärtigen Moores ist also einst ein Wassersammelbecken gewesen, in dem eine üppige *Equisetum*-Assoziation gedieh. Bald ist allerdings die Torfschicht so mächtig geworden, dass Seggen, Moose und Schachtelhalme kein Fortkommen mehr fanden, vielmehr die *Sphagnum*-Arten die Oberhand gewannen, und so hat sich im Laufe der Zeit im Moor eine mächtige Torfschicht abgelagert. Von der Umgebung ist jedoch auf das Moor in so reichlichen Mengen Wasser geflossen, dass das Grundwasser allem Anschein nach immer ziemlich hoch gestanden und die Humifizierung des Torfes verhindert hat.

Um das Alter des Moores zu bestimmen, ist über die oberhalb des Dopplerits gelegenen Torfschichten ein Pollendiagramm aufgestellt worden (Fig. 1). Beim Vergleich dieses Diagramms mit dem von Brander aus Haapamäki untersuchten lässt sich feststellen, dass

sie einander sehr ähnlich sind, und dass die untersten Torfschichten in der ersten Hälfte der Ancycluszeit wie auch lange vor der Fichteninvasion in jener Gegend abgelagert worden sind. Im Dopplerit selbst sind keine Pollenkörner angetroffen worden, so dass sein Alter auf

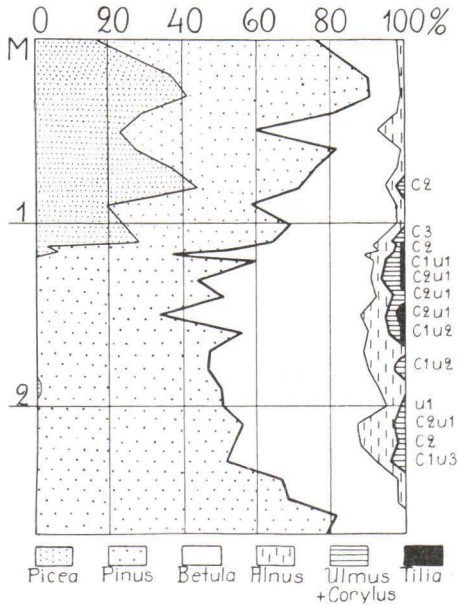


Fig. 1. Das Pollendiagramm von dem doppleritführenden Moor in Keuru.

diesem Wege nicht ermittelt werden kann. Das Fehlen von Pollenkörnern im Dopplerit ist auch ein Kriterium dafür, dass die Bestandteile dieses Minerals als Lösung durch die Torfschicht geronnen sind und die Entstehung des eigentlichen Dopplerits am Grunde des Moores vor sich gegangen ist.

LITERATUR.

BRANDER, G., Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland. C. R. Soc. géol. Finl. N:o 6, Bull. Comm. géol. Finl. N:o 101, 1933.
 WAKSMAN, SELMAN A. and STEVENS, KENNETH R., Chemical composition of various peat profiles. Soil Sci 26, 1928, pp. 239—251.

3.

DAS ALTER DES VUOKSI.

Von

AARO HELLAAKOSKI.

Mit 12 Abbildungen.

INHALT.

	Seite
I. DER VOR-SATANEN UND SEINE LETZTEN ABFLUSSRINNEN	
1. DIE TRANSGRESSION DES VOR-SATANEN	76
2. BELEGE	76
3. SPÄTER HINZUGEKOMMENE DATEN	77
II. DIE FRÜHEREN AUFFASSUNGEN ÜBER DAS ALTER DES VUOKSI	
1. DIE »SUURSAIMAA«-UNTERSUCHUNG	81
2. GEOLOGISCHE DATIERUNG	81
3. ARCHÄOLOGISCHE DATIERUNG	83
III. ERGEBNISSE DER MOORBOHRUNGEN	
1. ARBEITSPLAN	86
2. IMATRA, LINNANSUO	88
3. DIE RINNE DER MATKUSLAMPI-WEIHER	94
4. DIE RINNE DES KÄRENLAMPI	97
IV. ZUSAMMENFASSUNG	
1. POLLENKONNEKTION	100
2. VERGLEICH MIT DEN FRÜHEREN ERGEBNISSEN	103
3. DAS ALTER DES VUOKSI	104
<hr/>	
NACHTRAG: DURCHBRUCHSDELTA	105

I. DER VOR-SATANEN UND SEINE LETZTEN ABFLUSSRINNEN.

1. DIE TRANSGRESSION DES VOR-SATANEN.

Für den Saimaa-See, der noch nicht durch seine heutige Abfuhrinne, den Vuoksi, abgeflossen ist, hat Verfasser sich früher (in seiner Arbeit »Suursaimaa«, 1922) der Bezeichnung Suursaimaa bzw. Gross-Saimaa bedient. Als neue bessere Benennung für dieses Stadium möchte Verfasser den Namen Alt-Satanen (vgl. 1934 S. 6) oder Vor-Satanen vorschlagen.

Nach der vorgenannten Untersuchung (1922) war dieser über den gegenwärtigen Saimaa weit hinausgreifende See das Ergebnis einer langandauernden Transgression in den S- und SE-Teilen des Gewässers. Schliesslich überschritt die Transgression den äusseren Salpausselkä am Vuoksenniska und trat eine Abzapfung ein, wodurch der Wasserspiegel des gesamten ausgedehnten Vorsees sich plötzlich um 2—2.5 m senkte. Der Vuoksi war entstanden. Der vorherige Ablauf versiegte fast völlig. Nach einer so beschlossenen transgressiven Phase setzte eine vorwiegend regressive Entwicklung des Gewässers ein, ein Vorgang, der sich noch heute fortsetzt.

Verursacht war dieser Gang der Entwicklung durch die Landhebung, die im Bereich des Saimaagewässers im Nordwesten am grössten, im Südosten am geringsten ist.

Verfasser nahm an, dass der Abfluss vor der Entstehung des Vuoksi über die westliche Wasserscheide verlaufen sei, zuerst auf einem nördlicheren Wege durch den Suontenselkä, dann weiter südlich durch den Kallavesi von Mäntyharju und schliesslich bei maximaler Transgression in der Nähe der Stadt Lappeenranta durch den Myllylampi, Kärenlampi und den zum gegenwärtigen Seenzug von Valkeala gehörigen Jänkyjärvi und Kivijärvi.

2. BELEGE.

Als Zeugnis für diese Entwicklung stellte Verfasser (1922) in erster Linie ein besonders scharf umrissenes und in den Südteilen des Gewässers unverkennbar transgressives Vorzeitufer dar, das

offenbar beim Durchbruch des Vuoksenniska dem Bereich der Wasserdecke entrückt worden und infolge der Landhebung aufgestiegen ist. Den Betrag des Abfalls vermerkten, 2—2.5 m tiefer als die Palle-Höhe¹ dieses Strandes, die Eisschub- und Abrasionsanzeichen des neuen tiefer gelegenen Wasserspiegels. Dieses unscharf ausgeprägte untere Ufer war zweifellos jünger, und das Wasser hatte, Anzeichen einer trägen Regression hinterlassend, sich von ihm zurückgezogen.

Diesen oberen, nach der plötzlichen Senkung des Wasserstandes trockengelegten Strand des Doppelufers hat Verfasser als S—S. oder Vor-S.-Ufer bezeichnet. Dessen Strandhöhe wurde an mehr als 200 Stellen um das Saimaa-Gewässer gemessen, das Isobasensystem der Strandfläche dargestellt und der Neigungsgradient im Südosten mit 1.04—1.25 m je 10 km, im Nordwesten etwas mehr, bestimmt.

Als Beweis für den Abfluss in den Jänkyjärvi (im Folgenden = Bett des Kärenlampi) galt teils die Kenntnis, dass an der Stelle die Wasserscheide sich um 3 m unter die Vor-S.-Strandfläche senkt, teils das ausgewaschene Aussehen jenes Passbodens. Auf das Vorhandensein früherer nördlicherer Abflussrinnen wurde vorzugsweise auf deduktivem Wege geschlossen.

3. SPÄTER HINZUGEKOMMENE DATEN.

Bei seinen letztjährigen Untersuchungen der frühesten, spätglazialen Stadien des Saimaa-Gewässers hat Verfasser gleichzeitig Gelegenheit gefunden, sein Material zum Vor-Satanen zu vervollständigen und zu erneuern.

In der Veröffentlichung »Die Eisstauseen des Saimaa-Gebietes« (1934) enthalten die Tabellen neben anderen Uferbestimmungen auch neue Vor-S.-Angaben aus dem Bereich des Unter-Satanen². In das Profildiagramm Anhang 10 ist ausser einigen spätglazialen Strandflächen auch die des Vor-S., ausschliesslich auf diese neuen Bestimmungen gegründet, als gerade Linie eingetragen worden. Die Bestimmungen stehen mit den früheren in Einklang, und der Neigungsgradient beträgt 1.1 je 10 km.

¹ Der Palle oder »Ufersaum« ist etwas über der durchschnittlichen Wasserhöhe gelegen (vgl. Hellaakoski 1922 S. 24, 113; 1928 S. 5, 58; 1932).

² Die Bezeichnung Satanen hat Verfasser benutzt für den grossen, bisher namenlosen, zu dem Gewässer des Saimaa gehörigen mittleren See, der sich vom Vuoksenniska und Lappeenranta bis nach Varkaus und Joensuu erstreckt. Wegen der bei Savonlinna vorhandenen fliessenden Sunde kann der Satanen in den nördlich von Savonlinna gelegenen Ober-Satanen und den südlich davon sich erstreckenden Unter-Satanen eingeteilt werden (vgl. Hellaakoski 1933; 1934 S. 10).

Damit möchte Verfasser nichts Endgültiges über das Vor-S.-Ufer und den Gradienten im Nordteil des Gewässers aussagen, umso weniger, als er nunmehr beobachtet hat, wie dort ein anderes Ufer das Vor-S.-Ufer schneidet. Doch, wie auch das Ergebnis einer späteren Berichtigung ausfallen mag, so wird es allem Anschein nach weder die Einheitlichkeit des Vor-S.-Ufers noch den Betrag des Gradienten im Südosten und Süden, bzw. im Bereich des Unter-Satanen, zu erschüttern vermögen.

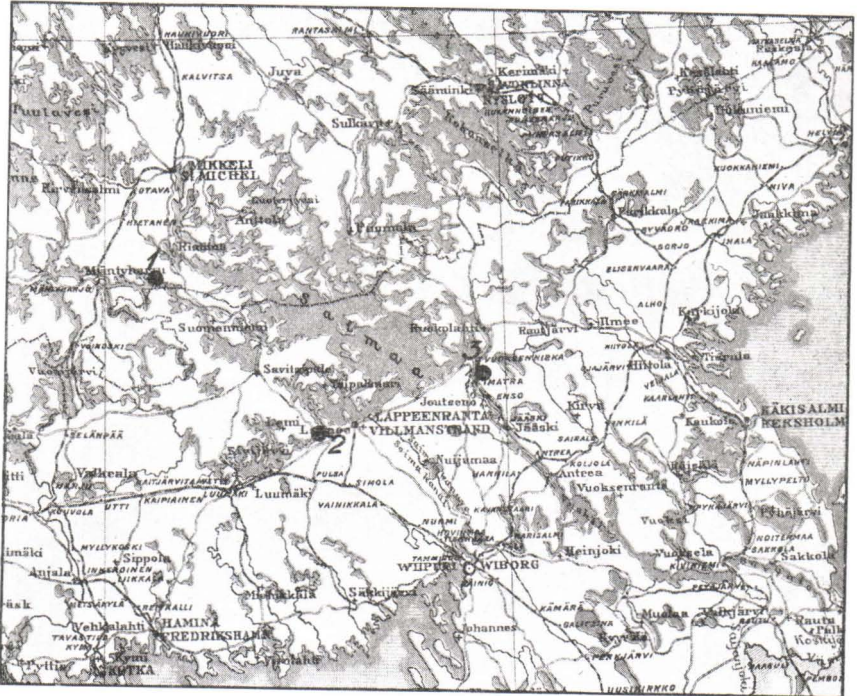


Abb. 1. Der Unter-Satanen und die ehemaligen Abflussrinnen des Vor-Satanen: 1 Rinne der Matkuslampi-Weiher, 2 Rinne des Kärenlampi, 3 jetzige Rinne.

Das genannte Diagramm (1934) gibt also, in bisher genauester Ausführung, aller Wahrscheinlichkeit nach auch ein zuverlässiges Bild von der Vor-S.-Strandfläche. Da ferner in das Diagramm die Bestimmungen eingetragen sind, nach denen die Vor-S.-Uferfläche als Gerade gezogen ist, lassen sich alle bisher bekannten bei den Strandhöhen hervortretenden Abweichungen von der betreffenden Strandfläche ersehen. Sie machen im allgemeinen nicht mehr als ± 10 oder ± 20 cm aus, also einen Betrag, wie er bei der Bestimmung der Strand-

höhen des Vor-S. vermutlich der bestehenden Fehlermöglichkeit gleichkommt. In einigen Fällen aber beläuft sich die Abweichung von der geradlinigen Strandfläche im Diagramm auf 50—60 cm. Dies muss eine Schollenbewegung in der Landhebung bedeuten: der Betrag der Hebung ist bei den verschiedenen Schollen verschieden gross gewesen. ~t|

Hieraus lässt sich umgekehrt der wichtige Schluss ziehen, dass in dem Gebiet, aus dem die Vor-S.-Bestimmungen des Diagrammes



Abb. 2. Die Schwelle der Vorzeitrinne der Matkuslampi-Weiher von E nach W gesehen.

stammen, nach der Abzapfung des Vor-S. wahrscheinlich keine grössere Schollenbewegung als ± 50 oder 60 cm eingetreten ist. Dies besagt, dass, wenn in das Diagramm die Schwellenhöhen der früheren Abflussfurchen eingetragen werden, aus ihm das Verhältnis der in einer Austrittrinne vorhandenen Schwelle zu der Strandfläche des Vor-S. mit ca. $\frac{1}{2}$ m Genauigkeit abgelesen werden kann.

In das in Rede stehende Diagramm sind die Schwellenhöhen der die westliche Wasserscheide durchschneidenden Pässe, die Verfasser bis dahin kannte, eingepasst worden. Aus der im Anhang der Untersuchung (1934) beigefügten Karte sind die Passstellen, versehen mit denselben Nummern wie im Diagramm, ersichtlich.

Aus dem Diagramm ist zu ersehen, dass zwei der die westliche Wasserscheide durchbrechenden Pässe, Nr. 2 und 9, entscheidend

unterhalb der Vor-S.-Strandfläche liegen. Über beide ist also eine Wasserrinne verlaufen, und der Vor-S. besass in seiner letzten Zeit nach Westen zu eine Bifurkation: Abbildung 1.

Mit Rücksicht auf Pass 2 ist dies keine Neuigkeit. Handelt es sich doch gerade um das aus dem SW-Winkel des Saimaa in den Jänkyjärvi des Kivijärvi führende Bett des Kärenlampi, das schon früher als Abflussrinne des Alt-S. vor der Abzapfung am Vuoksenniska und der Entstehung des Vuoksi bestimmt worden ist. Eine Schilderung dieser Rinne ist in der »Suursaimaa«-Untersuchung (S. 95, 96, 120) enthalten.

Die über Pass 9 tätig gewesene Furche hat Verfasser erst später gemessen, nachdem er von Sauramo von dem Vorhandensein eines derartigen kritischen Passes erfahren hatte. Die Stelle liegt in der Gemeinde Ristiina, von der Holzflossbahn am Honkataipale ca. 2 km nach Norden, in einer W-E-gerichteten Talreihe, in der mehrere hintereinander gelegene schmale Weiher vorhanden sind. Wenigstens vier dieser Weiher heissen Matkuslampi (= Reiseweiher), was wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass man in alten Zeiten auf diesem Wege, die Boote von einem Teich in den anderen ziehend, die Strecke zwischen dem Kallavesi von Mäntyharju und dem Yövesi des Saimaa zurückgelegt hat. Die Wasserscheide liegt zwischen dem Ylä-Matkuslampi und dem Weiher Varpanen, in einer Moorniederung, wo der geröllige Boden der Passschwelle 84.8 m hoch, unter einer 1.2 m mächtigen Torfschicht liegt: Abbildung 2. Die auf dieser Strecke verlaufene Vor-S.-Rinne mag am besten als Abflussrinne der Matkuslampi-Weiher bezeichnet werden. Sie war während des letzten Bestehens des Vor-S. offenbar etwas flacher als das Bett des Kärenlampi, an ihrer Schwellenstelle nur 2.2 m unter der Strandfläche des Vor-S. An derselben Stelle beträgt ihre Breite ca. 70 m.

Ausser den eben angeführten beiden Austrittsfurchen hat der Vor-S. noch zwei andere sehr seichte Hilfsabflüsse besessen, die ebenfalls aus dem Diagramm, ca. $\frac{1}{2}$ m unter der Strandfläche des Vor-S., zu ersehen sind.

Das untenstehende neue Profildiagramm, Abbildung 3, zeigt die oben erwähnte als gerade Linie projizierte Strandfläche des Vor-S. sowie die damaligen Abflussrinnen. Ausserdem ist in das Diagramm, 2.0—2.5 m unter der Strandfläche des Vor-S., der nach der Abzapfung des Vuoksenniska gefallene Wasserspiegel eingezeichnet. Es ist zu sehen, wie bei der Schlusskatastrophe des Vor-S. zunächst die beiden oben erwähnten Hilfsrinnen völlig austrockneten. Ebenso musste es auch der Abflussrinne der Matkuslampi-Weiher ergangen sein.

Sind doch sowohl die Strandfläche des Vor-S. sowie der danach gefallene Wasserspiegel im Diagramm als Palle-Höhen vermerkt, was die Eisschubgrenze ca. 20—30 cm oberhalb des Mittelwassers (vgl. z. B. Hellaakoski 1928 S. 5) bedeutet. Dagegen hat das Bett des Kärenlampi, dessen Schwelle 3 m unter der Palle-Höhe des Vor-S. gelegen ist, wahrscheinlich auch noch eine Zeitlang nach der Senkung Wasser abgeleitet, bis auch diese Furche infolge der Regression und der Austiefung des Vuoksenniska austrocknete.

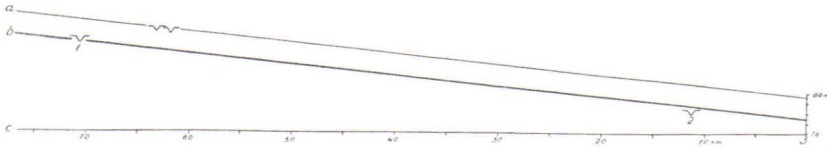


Abb. 3. Profildiagramm der Strandflächen, Richtung ca. NW—SE. Die älteren Strandflächen a und b geneigt.

- a) Die Vor-S.-Strandfläche vor der Abzäpfung, Grad. 1.1 m/10 km.
- b) Die Strandfläche nach dem Durchbruch des Vuoksenniska, Grad. 1.1 m/10 km.
- c) Stand des gegenwärtigen Saimaa, 76 m ü. M.
- 1) Abflussrinne der Matkuslampi-Weiher.
- 2) Abflussrinne des Kärenlampi.
- 3) Abflussrinne des Vuoksi beim Vuoksenniska.

Ausser den Hauptabflussrinnen des Vor-Satanen sind zwei Hilfsrinnen gekenn. zeichnet.

II. DIE FRÜHEREN AUFFASSUNGEN ÜBER DAS ALTER DES VUOKSI.

1. DIE »SUURSAIMAA«-UNTERSUCHUNG.

»Suursaimaa« liess die Frage nach dem Zeitpunkt der Abzäpfung beim Vuoksenniska offen. Es wurde nur festgestellt, dass zum mindesten unterhalb des Imatra die durchbrechenden Fluten über trockenes Land hingegangen seien und dass ein zur Zeit des Durchbruchs entstandenes Meeresuferdelta irgendwo weiter unten, vielleicht sogar in recht weiter Entfernung, zu suchen sei.

2. GEOLOGISCHE DATIERUNG.

Es gab jedoch andere Forscher, die bei dem Problem des Vor-S. vor allem das Alter interessierte. Zunächst nahm Ramsay die Behandlung der Frage in Angriff. Im Namen eines seiner Schüler erschien

1925 über seine Auffassung eine vorläufige Mitteilung (Schjerfbeck 1925), nach welcher der Vuoksi in später Litorinazeit, ca. 2 500 v. Chr., entstanden wäre. Als Stütze der Datierung dienten u. a. eine Menge verschiedenartiger Berechnungen und die Annahme, dass der Gradient der Vor-S.-Strandfläche 0.6 m je 10 km ausmache. Am meisten mag jedoch ein steinzeitlicher Wohnplatzfund unterhalb des Vor-S.-Ufers in Joroinen auf das Ergebnis eingewirkt haben. Sein Alter reichte nämlich nach archäologischer Beurteilung in die Zeit um 2 500 v. Chr. zurück (Schjerfbeck S. 8 und Europaeus-Äyräpää 1925).

Ein Jahr später hatte Ramsay jedoch seine Ansicht revidiert. Er teilt (Ramsay 1926 S. 43, 47, 64) einen grösseren Gradienten —0.75 m je 10 km — und ein geringeres Alter mit: etwa 1 650 v. Chr. Diese Zahl bleibt für ihn als endgültig bestehen; in seiner letzten Arbeit (Ramsay 1927 S. 21 und 23) wiederholt er sie und fügt hinzu: »So entstanden Imatra und Vuoksi um die Wende der Stein- und der Bronzezeit in Finnland«. Die Ansicht des geschätzten Forschers ist weiterhin auch von anderen übernommen worden. Nach seinem Vorgang stellt auch Sauramo (1928 S. 169, 173; 1929 S. 86, 90) die Entwicklung des Saimaa und die Entstehungszeit des Vuoksi dar. In der letztgenannten Veröffentlichung heisst es ausdrücklich, dass diese Zeit »at the beginning of the Bronze Age, about 1 650 B. C.« läge.

Verfasser hat sich allerdings dieser Auffassung nicht anschliessen können. Er hat bemerken müssen (1928 S. 55 u. 56), dass er Ramsays Begründungen nicht verstehen könne und dass der Gradient im S-Teil des Gewässers 1.0—1.2 m je 10 km betrage und dass, wenn dieser auf Ramsays (1926) Zeitkurve bezogen werde, sich als Alter der Entstehung des Vuoksi ca. 3 100—2 500 v. Chr. ergebe. — Wie oben zu ersehen, haben Verfassers neuere Messungen als Ergebnis erwiesen, dass der Gradient der Vor-S.-Strandfläche am Saimaa 1.1 m je 10 km beträgt. Somit stehen die Ergebnisse Ramsays und Verfassers fortgesetzt miteinander in Widerspruch. Gradient und Alter in ihren Untersuchungen sind allzu verschieden. Das Jahrhundert der absoluten Chronologie vermochte naturgemäss weder Ramsay noch Verfasser mit den hier verwandten Methoden genau zu bestimmen. Grundet sich doch Ramsays Zeitkurve auf die Annahme, dass das Maximum der 1. Litorinatransgression etwa 4 000 v. Chr. eingetreten wäre, und diese Annahme ist nur eine von vielen Altersbestimmungen, die zu beiden Seiten jener Zeitgrenze bis sogar um mehr als ein Jahrtausend schwanken (z. B. Montelius ca. 4 500, die finnischen Archäologen vorwiegend ca. 3 000 v. Chr.).

3. ARCHÄOLOGISCHE DATIERUNG.

Ramsays angesehene Meinung hat die Schätzungen der Archäologen über die Entstehung des Vuoksi für sehr vorsichtig gehalten, obgleich sie unter sich seit mehreren Jahren der Überzeugung gewesen waren, dass der Vuoksi schon lange vor dem Ende der finnischen Steinzeit entstanden sei. Zu dieser Auffassung sind sie an Hand steinzeitlicher Wohnplatzfunde gekommen, die in der Nähe der Vor-S.-Strandfläche angetroffen worden sind. Sie sind nämlich, Ramsay und Sauramo gegenüber, geneigt gewesen, Verfassers Vor-S.-Strandfläche für zuverlässig und synchron zu halten, wenngleich sie nicht immer zu wagen geglaubt haben, dass die Abtrocknung dieses Niveaus mit dem Durchbruch des Vuoksi in Verbindung gestanden habe.

Allerdings ist das Gebiet des Unter-Satanen für die archäologische Datierung insofern undankbar, als dort in sehr geringem Masse steinzeitliche Funde gemacht worden sind. Nach dem Erscheinen der Untersuchung »Suursaimaa» ist man dort jedoch auf 6—7 steinzeitliche Wohnplätze gestossen. Bei vier von diesen ist die Höhe genau gemessen worden, namentlich um ihre Lage zu der Vor-S.-Strandfläche bestimmen zu können. Diese Stätten liegen im Kirchdorf Sulkava (Europaeus-Äyräpää 1927, 1928), Pääskynlahti in Sääminki (Europaeus-Äyräpää 1928, 1929), am Vaateranta in Taipalsaari (Ailio 1930 a, b) und auf Mikonsaari in Lappee (Ailio 1931). Alle Funde sind auf Sandfeldern gemacht worden und vertreten nach den oben genannten Forschern die gemeine Ufersandbesiedlung ihrer Kulturperiode.

Alle vier Wohnplätze sind nur eine kurze Zeit bewohnt gewesen, und sie lassen sich sehr genau in die von Europaeus-Äyräpää aufgestellte steinzeitliche Kammkeramik-Chronologie einpassen. Diese Keramik (s. Europaeus-Äyräpää 1930) zerfällt in drei Hauptstile: Stil I Frühkammkeramik, Stil II typische Kammkeramik und Stil III degenerierte Kammkeramik. Jeder dieser Stile kann weiter in einen älteren und einen jüngeren Unterstil eingeteilt werden. Z. B. umfasst der mittlere die Stilstufe II 1, die ältere typische Kammkeramik, und die Stilstufe II 2, die jüngste typische Kammkeramik. Zwischen diesen beiden lässt sich noch die »Hochstufe der typischen Kammkeramik» unterscheiden. Die angeführten Fundstellen des Unter-Satanen gehören alle dem Hauptstile der typischen Kammkeramik an, sind aber nicht alle untereinander gleichaltrig.

Zweifellos am ältesten ist nach Europaeus-Äyräpää (1927, 1928, 1929) der Wohnplatz von Pääskynlahti in Sääminki, dessen »Tongefässcherben grösstenteils frühere typische Kammkeramik sind»,

an der aber auch die Hochstufe spärlich vertreten ist. Der Wohnplatz liegt nach demselben Forscher ca. 1—3 m oberhalb der Vor-S.-Strandfläche und ist wahrscheinlich darum aufgegeben worden, weil sie, auf flachem Ufergelände und an einem Sund von geringer Ausdehnung gelegen, bei der plötzlichen Senkung des Wasserspiegels in allzu weite Entfernung von der neuen Strandlinie geriet.

Die drei übrigen Wohnplätze vertreten gegenüber dem vorhergehenden eine etwas jüngere Zeit der typischen Kammkeramik. Die Funde sind denn auch 1—3 m unterhalb der Vor-S.-Strandfläche gemacht worden, und die Wohnplätze haben sowohl nach Europaeus-Äyräpää als auch Ailios Auffassung auf nach einer plötzlichen Spiegel-senkung freigewordenen Sandfeldern, an der neuen Wassergrenze, gelegen. Ailios spärliche Mitteilungen über die Stilstufe der von ihm untersuchten Wohnplätze sind nicht ganz eindeutig, scheinen sich aber jedenfalls auf die Zeit der typischen Kammkeramik zu beziehen. Europaeus-Äyräpää, Sachkundiger für die steinzeitliche Keramik, stellt fest, dass sowohl die Kammkeramik von Sulkava (1927, 1928) als auch die von Taipalsaari (1929) etwas jünger als die von Sääminki sei. Diese jüngeren stellt er chronologisch nebeneinander, indem er ausführt (1929): »Die in Sulkava und auf Taipalsaari angetroffenen Wohnplätze haben wiederum eine Keramik geboten, die der Hochstufe der typischen Kammkeramik und insbesondere der ihr unmittelbar folgenden Zeit des beginnenden Verfalls zuzurechnen ist. Die Stufe der jüngsten typischen Kammkeramik hat sie allerdings noch nicht erreicht«. Bei einer vor kurzem gepflogenen Rücksprache teilte der betreffende Archäologe ausdrücklich mit, dass nach seiner Auffassung ausser den Wohnplätzen in Sulkava und in Taipalsaari auch der auf Mikonsaari bei Lappee, gegenüber der Fundstätte von Pääskynlahti in Sääminki, der gleichen, zweifellos jüngeren Stilphase angehöre, die sowohl Hochstufe als auch beginnende Stilstufe II 2 umfasse. Letztere spiele am reichlichsten auf Mikonsaari mit.

Ein den letzteren jüngeren Wohnplätzen vergleichbarer Fund war schon früher weiter entfernt, im nördlichen Gebiet des Ober-Satanen, gemacht worden, in Joroinen, wo durch Messung seine Lage, 2—3 m unterhalb der Vor-S.-Strandfläche, ermittelt worden war. Diesen Fund hat auch Ramsay (vgl. oben S. 82) bei seinem ersten Versuch, das Alter des Vuoksi zu bestimmen, verwertet. Auf Grund desselben Fundes wagte auch Europaeus-Äyräpää (1926) anzunehmen, dass die Abzapfung des Vuoksi »in der besten Ausbreitungszeit der steinzeitlichen Besiedlung eingetreten sein mag«. Später, als die Funde am Unter-Satanen gemacht wurden, wies Europaeus-Äyräpää (1928, 1929) insbesondere darauf hin, dass es gerade durch

diese ermöglicht sei, zu bestimmen, wann jene Katastrophe eintrat, wann das Vor-S.-Ufer trockenes Land wurde. Ist doch der plötzliche Abfall des Vor-Satanen offenbar zu einer Zeit eingetreten, die einerseits von der Stilstufe der oberhalb der Vor-S.-Strandfläche in Sääminki angetroffenen Kammkeramik und andererseits von der unterhalb derselben Strandfläche (Sulkava, Taipalsaari, Lappee) angetroffenen Stilstufe begrenzt ist. Der vorsichtige Forscher führt mit nicht misszuverstehenden Worten aus (1928): »Indes sich jene kleine Verfeinerung in der Verzierung der Tongefässe vollzog, hatte sich also der Spiegel des Gross-Saimaa infolge einer grossen Naturumwälzung, offenbar des Durchbruchs des Imatrabettes, um etwa drei Meter gesenkt. Nach archäologischen Zeitbestimmungen ist dieses um 2 500 v. Chr. eingetreten.» Später (1929) umgeht er aus irgendeinem Grunde im Zusammenhang mit der Senkung des Wasserspiegels die Namen Vuoksi und Imatra, ebenso lässt er die Jahreszahl unerwähnt, sagt aber im übrigen in Übereinstimmung mit dem Vorhergehenden: »Das Ufer des Gross-Saimaa scheint damit in die Zeit der ersten Hälfte und Hochstufe des Zeitraums der typischen Kammkeramik zu fallen, als die plötzliche Senkung des Wasserspiegels infolge des Durchbruchs eines neuen Abflusslaufes eingetreten ist.»

Ailio verband unerschütterlich das Sinken des Wasserspiegels mit der Abzapfung des Vuoksi. Gleichzeitig nahm er eine polemische Einstellung Ramsay gegenüber ein, indem er in drei verschiedenen Zusammenhängen (1930 a und b; 1931) beinahe dieselben Worte wiederholte. In seinem letzten Ausgrabungsbericht (von Mikonsaari bei Lappee, 1931) lauteten sie folgendermassen: »Das geologische Ergebnis ist das gleiche wie das hinsichtlich des Wohnplatzes von Vaateranta auf Taipalsaari, d. h. der Wohnplatz ist zurückzuführen auf eine Zeit, nach dem bereits der Gross-Saimaa den Vuoksenniska durchbrochen hatte, was um 2 500 v. Chr. und nicht etwa um 1 650 v. Chr., wie W. Ramsay angenommen hat, eingetreten sein muss.»

Die Auffassung beider Archäologen erscheint also noch vor einigen Jahren übereinstimmend und eindeutig. Danach ist allerdings zu dieser Frage nichts veröffentlicht worden, vielmehr sind die oben wiedergegebenen Auffassungen im Archiv des Nationalmuseums in Helsinki im Versteck geblieben. Veröffentlicht sind von diesen Dingen eben nur Ailios lakonisches Zeitungsinterview (1930) und Europaeus-Äyräpääs (1928) kleiner Artikel in einem Magazin. Ailio hat allerdings, wie man weiss, eine Arbeit über das Verhältnis der archäologischen Funde zu den ehemaligen Strandlinien der Seen geplant, doch liess sich bedauerlicherweise durch sein Hinscheiden die Untersuchung nicht durchführen.

III. ERGEBNISSE DER MOORBOHRUNGEN.

I. ARBEITSPLAN.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich ohne weiteres, dass es nunmehr unbedingt darauf ankommt, vermittels anderer Methoden weiteren Aufschluss über das Alter des Vuoksi zu erhalten. Ein Verfahren, das in erster Linie seine Hilfe anbietet, ist die Untersuchung postglazialer Ablagerungen mit Hilfe der Pollenstatistik und einer auf sie gegründeten, die Geschichte der Wälder widerspiegelnden Chronologie. Bei der Altersbestimmung des Vuoksi ist das Pollenverfahren überhaupt nicht zur Anwendung gelangt. Soweit sich geeignete Ablagerungen finden, besteht für eine Konnektion heutzutage immerhin die volle Möglichkeit des Gelingens, da Hyypä (1932, 1933, 1935), Aario (1932, 1935) und Sauramo (1934, 1936) als Vergleichsmaterial von der Meeresküste her Pollendiagramme zu bieten vermögen, mit denen ebenfalls zuverlässige Diatomeenbestimmungen verbunden sind. Diese Vergleichsdiagramme verhelfen also zu einer Verbindung der durch die Pollenkonnektierung gewährten Ergebnisse mit der Chronologie der Geschichte der Ostsee. Damit ist auch eine Möglichkeit zur Kontrolle geboten. Durch die archäologische Konnektierung lässt sich nämlich auch die Abzapfung des Vuoksi mit der Chronologie der Ostseeentwicklung verknüpfen. Weiss man doch, dass die typische Kammkeramik, bei deren Hochstufe der Vuoksi nach Massgabe des archäologischen Beweismaterials offenbar durchbrach, in Wohnplätzen an der Meeresküste in Höhen vertreten ist, die in einem ganz bestimmten Verhältnis zum Litorinamaximum stehen. Nach Europaeus-Äyräpää (1930 S. 179, 1934 S. 5) macht die Stilstufe der typischen Kammkeramik 75—68 % von der Höhe des Maximums der ersten Litorinatransgression in Südfinnland aus. Einen dritten Vergleichsgrund bietet der der Vor-S.-Strandfläche eigene Neigungsgradient, der im Gebiet des eigentlichen Saimaa 1.1 m auf 10 km ausmacht.

Für die Pollenkonnektion liesse sich füglich Material aus vier verschiedenartigen Sedimenttypen erwarten:

1. In der Gegend des Unter-Satanen kann man sich unterhalb der Vor-S.-Grenze auf die Suche nach bei der Transgression abgesetzten oder von der Transgression überfluteten Ufermooren begeben und aus deren Bau die relative Zeit des nach der Transgression eingetretenen Sinkens des Wasserspiegels erschliessen.

2. Es kann der Versuch gemacht werden, ein zur Zeit der Abzapfung durch den Vuoksi am Meeresufer entstandenes Delta auf-

zuspüren. Aus seiner Höhe und etwaigen in dasselbe eingebetteten pollenführenden Sedimenten liesse sich schliessen, welche Zeit die Uhr der geologischen Chronologie damals zeigte.

3. Am Oberlauf des Vuoksi kann man nach Torfschichten, vielleicht von durch die Abzapfungsfluten verfrachteten Sedimenten bedeckt, suchen. Die Oberkante der Torfablagerung müsste dann die Zeit bezeichnen, in welcher die Abzapfung erfolgte.

4. In den früheren, vor der Abzapfung tätig gewesen und nach ihr abgetrockneten Rinnen des Vor-S. lassen sich mit ziemlicher Sicherheit in den Vertiefungen Vermoorungen antreffen. In diesen muss das Höhenwachstum erst nach der Austrocknung der Furche, also unmittelbar nach dem Eintritt der Abzapfung oder kurze Zeit danach, eingetreten sein. Ein Punktprofil von der tiefsten Stelle des Moores gibt zu erkennen, wann die Rinne ihre Tätigkeit eingestellt hat.

Von diesen Möglichkeiten hat man sich selbstverständlich in erster Linie letztere zunutze zu machen. Die Furchen sind eben schon von vornherein bekannt, desgleichen ihre entweder vollständige (die Hilfsrinnen und die der Matkuslampi-Weiher) oder fast vollständige (Bett des Kärenlämpi) Austrocknung nach der eingetretenen Senkung. Verfasser hat denn auch in jeder der beiden Hauptrinnen der Vor-S.-Bifurkation zwei Bohrungen ausgeführt. Doch ist schon von vornherein zu erwarten, dass derartige in Rinnen unternommene Bohrungen lediglich für den Nachweis des minimalen Alters des Vuoksi ausreichen. Ausserdem ist nach Möglichkeit mindestens noch einer der oben angeführten Bedingungen zu entsprechen. Von der Suche nach einem Abzapfungsdelta hat Verfasser vorläufig abgesehen. Eine Untersuchung der Ufermoore des Vor-S. ist schon eingeleitet, doch ist das geringe Material, das zusammengekommen ist, noch nicht von ausreichender Beweiskraft. Dagegen hat Verfasser Gelegenheit gefunden, am Oberlauf des Vuoksi den Bohrer in ein Moor niederzulassen, das sich mit einer mächtigen Schwemmsand-Ablagerung überzogen hat. Es handelt sich um das oberhalb des Imatra gelegene Linnansuo. Und der das Moor verhüllende Schwemmsand rührt, wie sich weiter unter ergeben wird, mit Sicherheit aus der Zeit des Durchbruchs des Vuoksenniska her.

Es ist im Voraus zu erwarten, dass diese beiden Bohrungsserien — einerseits aus dem von der Abzapfungsflut überspülten Linnansuo, andererseits von den nach der Vor-S.-Senkung ausgetrockneten Rinnen — sowohl in stratigraphischer als auch chronologischer Hinsicht einander ergänzen, einander unmittelbar fortsetzen. Zwar erscheint es nicht ausgeschlossen, dass zwischen ihnen eine kleine chronolo-

gische Lücke klaffte, doch ist es jedenfalls möglich, die Abzapfungszeit des Vuoksi zwischen beiden in recht enge Grenzen einzufügen.

Diese Erwartungen haben sich in den Bohrungsergebnissen besser erfüllt, als Verfasser anzunehmen wagte. Aus diesem Grunde mag es notwendig sein, das neue Material, das so entscheidend an der Altersbestimmung des Vuoksi teilzuhaben scheint, im Folgenden etwas eingehender darzustellen.

2. IMATRA, LINNANSUO.

Unmittelbar nördlich von der Imatra-Schnelle und dem Bahnhof verläuft die Eisenbahn nahe dem linken Ufer des Vuoksi durch ein in seinen westlichen Teilen sandbedecktes Moor, das Linnansuo. Es hat einen Flächeninhalt von ca. 1 km² und erstreckt sich bis an

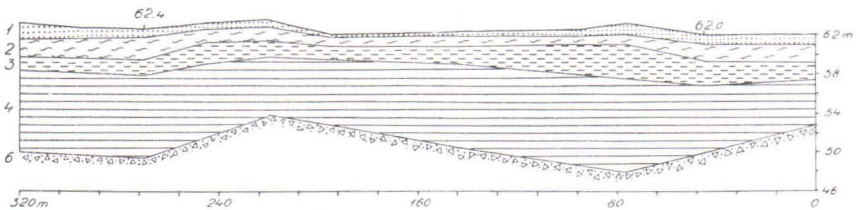


Abb. 4. Ein Teil des Profils des Linnansuo in Imatra, nach dem Profil vom Geotechnischen Büro, jedoch mit grösserem Höhenmassstab. 1 Sand, 2 Torf, 3 sandiger Ton ohne Warwigheit, 4 warwiger Glazialton, 5 Moräne.

das Ufer des Vuoksi. Gegenwärtig, im Zusammenhang mit den Stauungsarbeiten zum Elektrizitätswerk von Imatra, ist zwischen der Eisenbahn und dem Vuoksi ein Deich erbaut und der Wasserspiegel des Flusses über die Mooroberfläche gehoben worden.

Vor der Erbauung des Deiches sind von seiten des Geotechnischen Büros der Staatseisenbahnen im Jahre 1922 Bodenbohrungen angestellt und von der Stelle des projektierten Staudeiches, durch das ganze Moor, ein Profil gezeichnet worden. Dieses wurde auf Veranlassung des Leiters des Geotechnischen Büros, Dr. Th. Brenner, Verfasser zur Verfügung gestellt, mit dem Fingerzeig, dass es sich wahrscheinlich um ein bei der Abzapfung durch den Vuoksenniska in Schwemmsedimente eingebettetes Moor handle. Im Profil (Abb. 4) tritt nämlich in einer Erstreckung von ca. $\frac{1}{2}$ km unter einer Sandschicht ein ununterbrochenes, in seiner Höhe sowie Mächtigkeit leicht schwankendes Torflager mit einer Maximalstärke von mehr als 2 m hervor. Dieses überlagert seinerseits eine mehrere Meter

mächtige Tonschicht. Der Ton ist in seinen mittleren und unteren Teilen warwiger Glazialton. Unter ihm liegt Moräne.

Im Spätsommer 1935 suchte Verfasser die Stelle auf, um für zwei Punktprofile Bohrungsproben zu entnehmen. Diese Profile und die mit ihnen verbundenen Pollendiagramme sind mit den Abbildungen 6 und 7 wiedergegeben ¹. Keine der beiden Bohrungsstellen ist bisher nivelliert worden, vielmehr ist die Höhe der Bodenfläche nach dem Eisenbahnprofil und der Höhenkarte des Geotechnischen Büros

Sediment	Pollen
 Laubholztorf	 1 Picea
 Nadelholztorf	 2 Pinus
 Eriophorumtorf	 3 Betula
 Sphagnumtorf	 4 Alnus
 Equisetumtorf	 5 Ulmus, Quercus, Corylus
 Carextorf	 6 Tilia
 Grobdetritus	1—2 = Nadelhölzer
 Feindetritus	3—6 = Laubhölzer
 Ton	5—6 = edle Laubbäume
 Sand	

Abb. 5. Zeichenerklärung der Diagramme.

(Isohypsenabstand 1 m) eingeschätzt worden. Die Fehlermöglichkeit dürfte nicht mehr als ± 30 cm betragen, soweit nicht etwa die Mooroberfläche infolge der Stauung eingesackt wäre. Die eine Bohrung hat ihre Lage zwischen der Eisenbahn und dem Deich, die andere östlich der Eisenbahn. Bei beiden ist der Oberflächenteil, für den keine Pollen bestimmt worden sind, ein feinkörniges mineralisches

¹ Bei den Diagrammen ist sowohl für die Signaturen der Bodenarten als auch die Pollenkurven Hyypäs neue Darstellungsweise angewandt worden, die vorzugsweise mit Rücksicht auf die Pollenverhältnisse für Finnland sehr gut geeignet ist und den Überblick erleichtert. Dieselbe Darstellungsweise hat auch Sauramo übernommen.

Sediment, das Warwigkeit erkennen lässt. Die Grössenklasse schwankt zwischen feinem Sand und staubartigem Schluff. Die Farbe ist im allgemeinen bläulich, abgesehen von einigen Stellen, an denen etwas organischer Detritus vorkommt.

Der unter diesem unverkennbaren Schwemmsediment lagernde Torf ist eine unter zweifellos andersartigen friedlichen Verhältnissen sedentär abgesetzte Moorablagerung. Oberkante sowie Oberteil sind Bruchtorf mit zahlreichen Stubben, die immer noch fest verwurzelt sind. Nach unten zu geht der Torf zunächst in telmatische Carex-haltige Torfe und dann in limnischen Detritus über. An der Stelle von Abb. 6 war der Torf verhältnismässig locker, dagegen war er bei der Bohrungsstelle von Abb. 7 unter dem Gewicht eines 1.6 m mächtigen Schwemmsediments so fest zusammengepresst, dass der Bohrer ihn mit genauer Not zu durchsinken vermochte.

An beiden Bohrstellen ist aus dem obersten Teil der Tonschicht nur eine Probe entnommen worden. Tiefer brauchte für diesen Zweck nicht notwendigerweise eingedrungen zu werden. Ausserdem stand Verfasser nur ein 6 m langer Bohrer zur Verfügung. Aber nach dem Profil des Geotechnischen Büros belief sich die Mächtigkeit der Tonablagerung bei der Stelle von Abb. 6 auf >6 m, bei Abb. 7 auf ca. 10 m.

Der Werdegang der Schichtenfolge muss in den Hauptzügen folgender gewesen sein.

Auf dem Glazialton, einem Sediment tiefen Wassers, ist bei sich hebendem Boden zunächst Tongyttja und Feindetritus (gyttja) eines verseichtenden ufernahen Wassers, dann Grobdetritus eines seichten Wassers abgesetzt worden. Die Umgebung des Linnansuo war damals trockener Boden und das Moorbecken anfangs eine Meeresbucht. Als der Meeresgrund sich bis an die Wassergrenze zu heben begann, hat er sich wahrscheinlich zu einem See abgeschnürt und danach mit einer Uferpflanzendecke überzogen, deren Rückstände verschiedenartige Carex-haltige Verlandungstorfe gebildet haben. Nachdem der See zugewachsen war, überzog sich die Moorfläche mit Bruchwald, der die Mächtigkeit des Torflagers weiter vermehrte. Dieser ganze Entwicklungsgang spiegelt einen für die finnischen regressiven Küsten durchaus gewöhnlichen Verlandungsprozess wider. Was die in Abb. 7 eingetragene geringmächtige Carex-Equisetum-Schicht auf dem telmatischen Sphagnum etwa bedeuten könnte, braucht in diesem Zusammenhang nicht geprüft zu werden. — Das Wachstum des Bruchwaldtorfes nahm schliesslich ein Ende, als die Abzapfungsflut des Vuoksi sich über das Moor ergoss. Dort schwoh wahrscheinlich ein seichter See an, der sich jedoch bald mit einer Deltaablagerung anfüllte. Sodann hat sich der Vuoksi bei langsamer Erosion an der

Felschwelle des Imatra sein Bett durch dieses sein früheres Sedi-
ment in den Torf und weiter bis in den Ton gegraben.

Eine eingehendere Erforschung des Linnansuo könnte allem An-
schein nach einen tieferen Einblick in diese Geschehnisse gewähren.
Damit liesse sich u. a. herausstellen, worauf es beruht, dass die
absolute Höhe der Basis sowie der synchronen Horizonte des Torflagers
schwankt. Die letztere Eigen-
tümlichkeit mag, wie man an-
nehmen kann, auf einer sekun-
dären Deformation beruhen:
die Torfschicht hat an einigen
Stellen stärker als an ande-
ren einsacken können. Die
Sackung hat wahrscheinlich
sowohl durch den Druck
der hangenden Schwemmse-
dimente als auch durch
die Bewegung des liegen-
den Tones nach dem Fluss-
bett zu bewirkt werden
können.

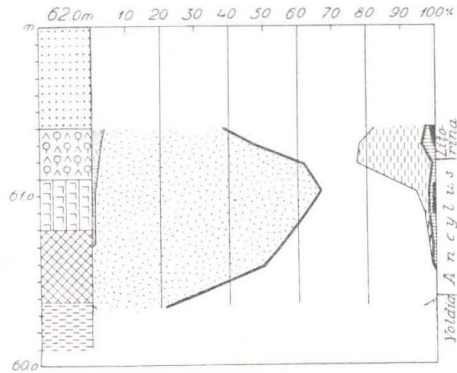


Abb. 6. Imatra, Linnansuo. Vom Bahnhof
ca. 1/2 km nach N, beim Eisenbahnkilo-
meter Nr. 386, zwischen der Eisenbahn
und dem Stauteich.

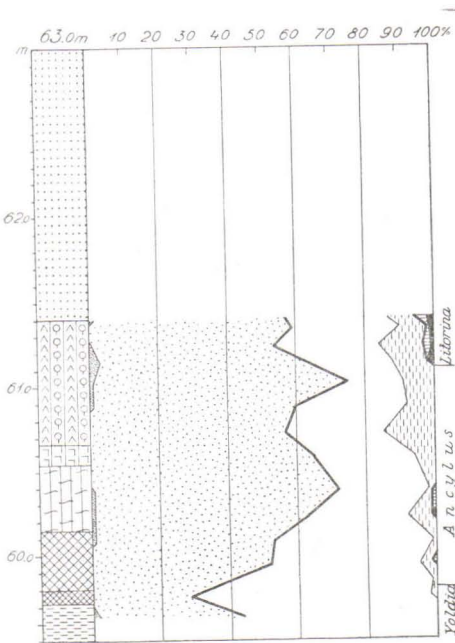


Abb. 7. Imatra, Linnansuo. Von der
vorhergehenden Bohrungsstelle ca. 300
m nach N, von der Eisenbahn ca. 25 m
nach E.

Unter dem Gesichtspunkt
des hier zu behandelnden Pro-
blems ist eine derartige eingehen-
de Erforschung der Stratigraphie
des Linnansuo nicht erforderlich.
Es genügt, dass die beiden
Punktp Profile die Entwick-
lungsgeschichte des westlichen
Moores in deren Hauptzügen so umrei-
sen, wie sie oben wiedergegeben
ist. Insbesondere ist die Tatsache
hervorzuheben, dass der obere
Teil der Torfschicht autochthoner
Bruchtorf ist und dass Verfasser
an ihrer Oberfläche keinerlei
sichere Erosionsanzeichen
zu entdecken vermochte.

Die Pollenbilder des Lin-
nansuo sind in beiden Diagram-
men ziemlich übereinstimmend
und zeigen recht deutlich das
typische Aussehen von aus an-
deren Gegenden Südfinlands

bekannten Pollenverhältnissen, wie sie den Ausgang der Yoldiazeit, das Ancyclus und das beginnende Litorina kennzeichnen.

1. Der *Picea*-Pollen ist sehr spärlich und sein Bild ist nicht durchaus einheitlich. Zwar hat es den Anschein, wie wenn in den oberen Teilen der Diagramme schon ziemlich einheitlich *Picea*-Pollen aufträte und *Picea* am Orte ziemlich häufig würde. Doch eine Massenausbreitung und eine Pollenmenge von 10—20 %, wie sie in Südfinnland in der Mitte und am Ende der Litorinazeit allgemein anzutreffen ist und sich seitdem als »*Picea*-Zeit» bis in die Gegenwart fortsetzt, ist noch nicht zu erkennen. Die ganze Ablagerung stammt aus der Zeit vor dem Häufigwerden der Fichte und also hauptsächlich aus der Zeit vor dem Litorina.

2. Für den ganzen mittleren Teil der Diagramme kennzeichnend ist das Maximum von *Pinus*. Dieses Merkmal gilt als eine charakteristische Besonderheit sowohl der Ancyclus- als auch der Nachlitorinazeit. Da jedoch das spärliche Auftreten von *Picea* erweist, dass es sich nicht um das Nachlitorina handeln kann, müssen wir es hier mit dem *Pinus*-Maximum der Ancycluszeit zu tun haben. Somit gehört der untere Teil des Diagramms mit seinem *Betula*-Maximum in die Yoldiazeit, und der obere Teil, in dem *Pinus* (am deutlichsten Abb. 6) zurückzuweichen scheint, entfällt auf die Litorinazeit.

3. Die edlen Laubbäume sind in den unteren und mittleren Teilen der Diagramme recht schwach und unzusammenhängend vertreten. Dies ist auch eine ganz bezeichnende Eigentümlichkeit der Ancycluszeit wie auch der letzten Zeit des Yoldia. Doch im oberen Teil der Diagramme beginnt das Bild der edlen Laubbäume einen einheitlichen Anteil von 3—5 % aufzuweisen. Insbesondere ist zu bemerken, dass bei gleichzeitiger plötzlicher Zunahme der übrigen edlen Laubbäume (*Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*) auch *Tilia* ein einheitliches, auf 1—2 % zu veranschlagendes Auftreten zu beginnen scheint. Diese so hervortretende Häufung der edlen Laubbäume und namentlich das einheitliche Auftreten von *Tilia*-Pollen gilt in Finnland gegenwärtig als ein so untrügliches Anzeichen für das Klimaoptimum der Litorinazeit, dass man auf Grund dieser Erscheinungen bei der Ausführung von Pollenkonnektierungen den Beginn der Litorinazeit — und nach dem Ausbleiben derselben Kennzeichen das Ende derselben Periode — festzulegen pflegt.

Über die charakteristischen Züge dieser Pollenkurven ist in der finnischen Literatur schon soviel ausgeführt worden (z. B. Auer, Hyypä, Aario, Sauramo), dass in diesem Zusammenhang nicht auf alle Beweisstücke eingegangen zu werden braucht. Insbesondere ist jedoch auf einige Diagramme hinzuweisen, die im allgemeinen

als am beweiskräftigsten gelten, weil sie typisch sind und auch auf Grund der Diatomeenbestimmungen in die relative Chronologie der Ostsee eingefügt werden können. Hierher gehören vorzugsweise Hyypäs Diagramme aus Ino (Hyypä 1932 D 22, 24; deutlicher datiert 1933 Abb. 2) und Gallträsk (Hyypä 1935 S. 37), desgleichen Sauramos aus Pusula (Sauramo 1936; reproduziert auch auf Abb. 12 S. 101).

Im allgemeinen Bild der oben erwähnten Pollenverhältnisse findet sich nur eine Einzelheit, die dem regelmässigen Typus nicht entspricht, nämlich die verhältnismässig hohe Frequenz von *Alnus* in der *Ancylus*zeit, in der das *Alnus*-Prozent recht allgemein geringer wird als im *Yoldia* und *Litorina*. Doch bekanntlich schwankt auch das *Alnus*-Prozent sehr empfindlich, unbekümmert um allgemeine zeitliche Regeln (vgl. z. B. Hyypä 1932 S. 57). Aus den Diagrammen ist auch zu ersehen, dass die betreffende *Alnus*-Frequenz an Bruchtorf gebunden ist. Es handelt sich also allem Anschein nach um eine durch die örtliche Pflanzenformation verursachte Anreicherung von *Alnus*-Pollen. Auf einer ähnlichen Ursache mag auch das aus den *Imatra*-Diagrammen zu ersehende mehrmals erneuerte, wenn auch geringe *Picea*-Prozent in der *Ancylus*zeit beruhen.

Es kann also gefolgert werden, dass die unteren und mittleren Teile der Tonablagerung aus der Zeit des Baltischen Eissees stammen. Der obere Teil des Tons rührt aus der *Yoldia*zeit her. Die Grenze zwischen *Yoldia* und *Ancylus* lässt sich nicht mit Sicherheit festlegen — auch die Diatomeen zeigen nur Süsswasserformen —, doch dürfte sie etwa in der Weise verlaufen, wie es in die Diagramme eingetragen ist. Der Grund der Vorzeitbucht des Linnansuo erhielt also seinen Detritusüberzug, hob sich an die Wassergrenze und schnürte sich zu einem See ab in der *Ancylus*zeit, in deren Verlauf er sich weiterhin mit *Carex*-haltigen telmatischen Torfen und danach noch mit Bruchtorf überzog. Während das Moor fortgesetzt von Bruchwald eingenommen war, brach die *Litorina*zeit an, deren Beginn in den Pollenkurven, Abb. 6, ziemlich deutlich, auf Abb. 7 durchaus scharf zu erkennen ist. In der *Litorina*zeit, vor dem entscheidenden Häufigwerden von *Picea*, ergiessen sich die Abzapfungsfluten des Vuoksi über den Bruchwald. Da damals das Höhenwachstum des Torflagers aussetzte, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen, wie weit die *Litorina*zeit bei dem Eintritt der Katastrophe vorgeschritten war. Ausserdem ist, obgleich die Häufung der edlen Laubbäume als ein so ausserordentlich gut kennzeichnender Indikator gilt, die *Litorina*frage selbst unter den Sachverständigen noch nicht völlig geklärt. Es hat z. B. den Anschein, wie wenn die allgemeine Aus-

breitung von *Picea* in den verschiedenen Teilen Südfinnlands keine allgemein gültige Regel befolgte. Jedoch hat es, wenn unter dem Häufigwerden von *Picea* der verhältnismässig steile Anstieg des von dieser Holzart hinterlassenen Pollens auf sein erstes Maximum zu verstehen ist, den Anschein, wie wenn dieser Vorgang in den mittleren Teilen Südfinnlands im allgemeinen um die Mitte der Litorinazeit begänne (Auer 1924, 1928, Hellaakoski 1928 Anhang 3, Aario 1935 S. 131, Hyypä 1935 S. 37, Sauramo 1936 Diagr.). Im Westen und Norden verzögert sich das Häufigwerden der Fichte (Auer 1928, Aario 1932 S. 163). Doch im Südosten ist diese Erscheinung ein Ereignis älteren Datums. So hat Hyypä auf der Karelischen Landenge Küstenmoore angetroffen — in Kuokkala und vor allem in Ino (s. 1932; 1933 Abb. 2) — nach denen *Picea* schon gleich nach dem Beginn der Litorinazeit mit einem steilen Prozentanstieg häufig geworden ist.

Obgleich Verfasser kein durch das ganze Litorina sich fortsetzendes Kontrolldiagramm zur Imatragegend zur Verfügung steht, kann jedoch nach allem, was über das Häufigwerden der Fichte bekannt ist, als sicher gelten, dass dort die sich aufsteilende Zunahme des *Picea*-Pollens spätestens um die Mitte der Litorinazeit, aller Wahrscheinlichkeit nach schon davor, eingetreten sein muss.

Daraus folgt, dass die Überlagerung des Linnansuo mit Schwemmsedimenten, die vor dem Häufigwerden der Fichte eingetreten ist, spätestens um die Mitte der Litorinazeit, jedoch noch nicht in deren Anfangsphasen, zu verlegen ist.

3. DIE RINNE DER MATKUSLAMPI-WEIHER.

Da die Schwelle in der Furche der Matkuslampi-Weiher bei der Endkatastrophe des Vor-S. trockengelegt wurde, ist oben angenommen worden, dass sich in den Vertiefungen der Furche Vermoorungen finden müssten, die als chronologische Fortsetzung des Linnansuo dienen könnten.

Die Punktprofile und die zu ihnen gehörigen Pollendiagramme, Abb. 8 und 9, beziehen sich auf Mulden in der Vorzeitfurche der Matkuslampi-Weiher. In beiden Becken liegt gerölliger Untergrund und unmittelbar darauf Detritus, in dem einen zuunterst sogar Grobdetritus. In anderen ausserhalb des Bettes gelegenen vermoorten Vertiefungen ist Verfasser dagegen auf eine kiesige Basis und darauf lagernden Ton oder Tongyttja gestossen. Das Fehlen dieser Schichten in Abb. 8 und 9 gibt schon an sich zu erkennen, dass das Bett einer kräftigen Strömung ausgesetzt gewesen ist und dass erst mit deren Aufhören an dem überspülten Grund eine friedliche Verlandungs-Sedimentation eingesetzt hat.

Die Bohrung Abb. 8 ist am Ufer des in der Furche höchstgelegenen Teiches Varpanen, an seiner Westseite, 180 m von der höchsten Stelle der Schwelle nach E, niedergebracht worden. Auf dem steinigen Untergrund findet sich dort 1.6 m Detritustorf und darauf schwappend ein Sphagnum-Carex-Schwingrasen. Die ganze Ablagerung stammt, wie zu ersehen, aus der Zeit nach dem Häufigwerden der Fichte: Pollen ca. 10 %. Doch gehört der untere Teil zweifellos in die Litorinazeit: der von der Kurve der edlen Laubbäume begrenzte Abschnitt rechts ist einheitlich und verhältnismässig hochprozentig, Alnus ziemlich reichlich, der Laubholzpollen insgesamt ca. 50 %. Mittel- und Oberteil des Nachlitorina: Fehlen der

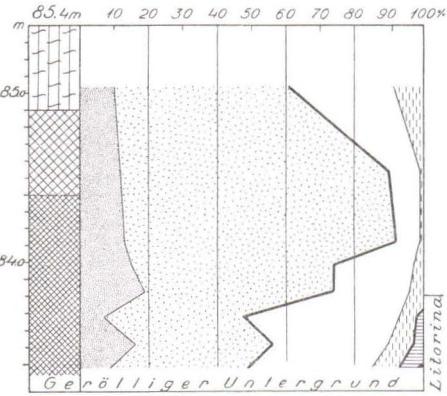


Abb. 8. Ristiina, Yövesi. Vorzeitrinne der Matkuslampi-Weiher, östlich der Rinnenschwelle, vom W-Ende des Weihers Varpanen.

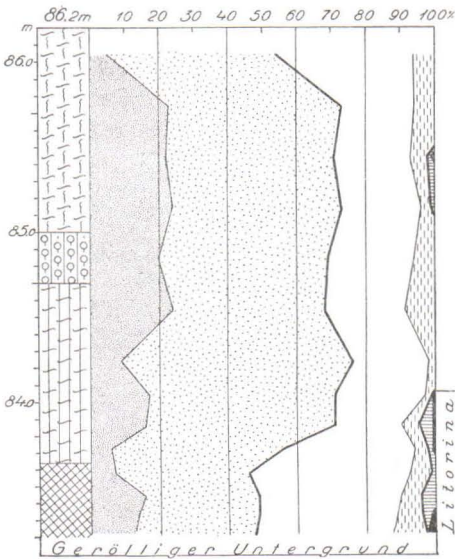


Abb. 9. Ristiina, Yövesi. Vorzeitrinne der Matkuslampi-Weiher, tiefste Stelle der an der Rinnenschwelle gelegenen Senke.

edlen Laubbäume, >60 % Nadelhölzer. Wann in der Litorinazeit die Ablagerung des Fein detritus im Weiher begonnen hat, lässt sich an Hand des Diagramms nicht genauer festlegen; die Bohrung ist eben am Ufer und nicht an der tiefsten Stelle des Weihers niedergelassen worden.

Bohrung Abb. 9 dagegen ist an der tiefsten Stelle der an der Rinnenschwelle gelegenen Grube niedergebracht. Die Schwelle ist 180 m von Varpanen, auf Abb. 2 unterhalb des Ackers, am höchsten (84.8 m). Die zweithöchste Stelle (84.2 m) ist 200 m von hier nach Westen gelegen. Zwischen diesen beiden Erhöhungen findet sich das be-

treffende vermoorte Becken, an der tiefsten Stelle 83.2 m. Da die Palle-Höhe des Vor-S. hier 87.0 m beträgt, mag während der Tätigkeit der Furche auf der Grube 3—3.5 m Wasser gestanden haben. Nachdem die Rinne ausgetrocknet war, ist vermutlich in der Grube ein Weiher von knapp einem Meter Tiefe zurückgeblieben. Das Torflager spiegelt denn auch einen ganz typischen Verlandungsfall wider: auf steinigem Untergrund zunächst in seichem Wasser abgesetzter Grobdetritus (der im übrigen in aussergewöhnlich reichlichen Mengen mikroskopisch kleine Chitinrückstände von Insekten enthält, wie Extremitäten, Kiefer, Flügel u. a.), dann Verlandungstorf *Carex-Sphagnum*, darauf Bruchtorf, schliesslich eine *Sphagnum*-Schicht. Insgesamt ist die Vermoorung 3 m mächtig und breitet sich mit ihrem oberen Teil über den Boden der ganzen Schwelle aus.

Die für den unteren Teil des Diagramms bezeichnende Pollenmenge der Laubbäume von $>50\%$ und die einheitliche Kurve der edlen Laubbäume erweisen, dass der Basalteil des Torfes, ca. 80—90 cm, eine Hinterlassenschaft der Litorinazeit ist. Im Verlauf dieser Zeit ist der an der Schwelle gelegene Weiher zugewachsen und mit einer *Carex-Sphagnum*-Hülle überzogen worden.

Der verhältnismässig hohe *Picea*-Prozentsatz im unteren Teil des Diagramms gibt zu erkennen, dass der litorinazeitliche Torf hauptsächlich in der zweiten Hälfte des Litorina entstanden ist. Einige wenige andere Diagramme, die Verfasser für Stellen in unmittelbarer Nähe der durch die Matkuslampi-Weiher bezeichneten Rinne aufgestellt hat, erweisen sich zwar als recht ungünstig für eine scharfe Konnektierung, doch mag nach ihnen *Picea* um die Mitte oder kurz vor der Mitte des Litorina die Gegend erobert haben. Die Zeit des beginnenden Häufigwerdens von *Picea* an den Matkuslampi-Weihern dürfte sich also von der am Imatra nicht allzusehr unterscheiden.

Als die mit Abb. 9 wiedergegebene Torfablagerung ihren Anfang nahm, war *Picea* bereits häufig geworden (Pollen $>10\%$), so dass also der Anfang des Litorina schon weit zurücklag. Doch war sein Ende zum mindesten ebenso fern, da weiterhin langfristige Höchstfrequenzen der Laubbäume zu verzeichnen sind und auch die Zeit der edlen Laubbäume immer noch lange andauert. Für die Länge dieser Zeit spricht auch die Mächtigkeit der Ablagerung.

Die Vermoorungen in der Rinne der Matkuslampi-Weiher sind, wie auch zu erwarten war, die chronologische Fortsetzung des Linnansuo. Am deutlichsten wird diese Tatsache, wenn man sich auf eines der beiden Linnansuo-Diagramme eines der beiden Matkuslampi-Diagramme gestellt denkt. In offensichtlichster Weise ist dies zu sehen, wenn man sich der zu beiden Stellen ausgearbeiteten

Hauptdiagramme bedient, Abb. 7 und 9, bei denen die Torfablagerungen am stärksten und die Pollenbestimmungen am zahlreichsten waren. Zwischen beiden Diagrammen klafft allerdings eine kleine chronologische Lücke als Entsprechung jener offenbar verhältnismässig kurzen Zeit, als *Picea* häufig wurde. Wie klein dieser Hiatus ist, wird sich später S. 101 ergeben, wenn die Kombination von Abb. 7 und 9 mit Sauramos Pusula-Diagramm verglichen wird.

4. DIE RINNE DES KÄRENLAMPI.

Das Profildiagramm der Strandfläche des Vor-Satanen erwies, dass nach der Senkung des Wasserspiegels um 2—2.5 m die Rinne des Kärenlampi wahrscheinlich noch nicht ganz aufgehört hatte, als Wasserdurchlass zu dienen. Dieses trat erst dann ein, als das Wasser von der Höhe des Vor-Satanen um 3 m gesunken war, d. h. von dem durch Abzapfung gefallenem Wasserstand weiter um 0.5 m. Es ist also zu erwarten, dass zwischen den Vermoorungen des Linnansuo und der Rinne des Kärenlampi eine deutlichere chronologische Lücke bleibt als zwischen denen des Linnansuo und des Matkuslampi.

Abb. 10 zeigt das Bohrungsergebnis über die Vertiefung an der Schwelle der über den Kärenlampi hinwegführenden Rinne. Die Stelle liegt zwischen der durch die Vorzeitrinne verlaufenden Dorfstrasse und dem Kärenlampi. Die höchste Stelle der Schwelle (77.8 m), über welche die heutige Wasserscheide verläuft, liegt östlich der Vertiefung. Deren Vermoorung war bei der Bohrung 20—30 cm hoch mit Wasser bedeckt, weil der Kärenlampi für die Flösserei so hoch gestaut war, dass sein Wasser westwärts über die Wasserscheiden-schwelle rieselte. — Wie aus dem Diagramm hervorgeht, ist die Niederung flach und die Vermoorung nur etwas über 1 m stark. Der Untergrund ist Geröll, das von typischen Verlandungstorfen bedeckt ist. Nachdem die Rinne nicht mehr tätig war, hat sich also hier ein ganz kleiner Teich abgeschnürt, der dann verlandet ist. Die ganze Torfablagerung gehört in die Zeit nach dem Häufigwerden von *Picea*; der untere Teil ist verhältnismässig rasch in der Litorinazeit entstanden; der langsam abgesetzte obere Teil vertritt die gesamte Zeit nach dem Litorina. In diesem letztgenannten Zeitraum weicht im übrigen die *Alnus*-Kurve von dem regelmässigen Typus ab. Doch lässt sich das Ende der Litorinazeit nach den Pollenverhältnissen mit ziemlicher Genauigkeit an die Grenze zwischen den Detritus- und den *Carex*-Torfen verlegen. Die Vermoorung hat also in der Litorinazeit begonnen, wenn auch erst nach der allgemeinen Ausbreitung der Fichte.

Auch in dieser Rinne ist der Sicherheit wegen eine andere Bohrung niedergebracht worden, Abb. 11. Sie liegt noch weiter von der Westseite der Schwelle entfernt als die vorhergehende. Die Zweiteiligkeit des Diagramms beruht darauf, dass es nach zwei nebeneinander ausgeführten Bohrungen zusammengesetzt ist, aus einer, die den tiefsten Grund der Niederung (Sand und Steine) in einer absoluten Höhe von 74.6 m erreichte, und einer anderen, bei welcher der Bohrer 35 cm tiefer in einen engen Spalt zwischen Steinen versank. Die aus dieser

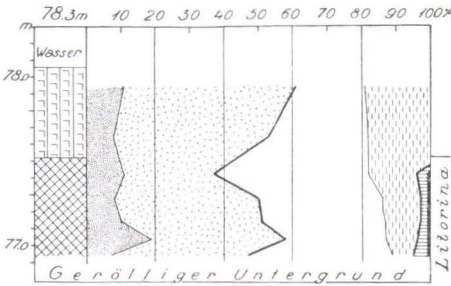


Abb. 10. Lappee, Kärki. Vorzeitrinne des Kärenlampi, nördlich des Flossweges, tiefste Stelle der an der Rinnenschwelle gelegenen Senke

Tiefe entnommenen Proben sind dem Diagramm unten angefügt worden. Der Verlauf der Kurven zeigt jedoch nicht mit Sicherheit, dass der Detritus dieses Diagramm-Annexes älter als der Basalteil des Hauptdiagramms wäre.

Wie bei der vorhergehenden Niederung handelt es sich auch hier um Verlandungstorf eines ehemaligen Weihers. Ebenso ist auch die aussergewöhnliche Reichlichkeit des Alnus-Pollens

nach dem Litorina gemeinsam. Es handelt sich also um die durch einen örtlichen Alnus-Bestand verursachte langandauernde Pollenanreicherung (wie am Imatra in der Ancyluszeit), die in beiden Diagrammen für die Vorzeitrinne des Kärenlampi übereinstimmend hervortritt. Abb. 11 zeigt ausserdem andere vom allgemeinen Typus abweichende Züge: hierher gehört insbesondere das Auftreten der edlen Laubbäume (Ulmus, Quercus) noch weit über die Litorinazeit hinaus; ferner ist es aussergewöhnlich, dass das für die Ancyluszeit sonst typische Pinus-Maximum zum Teil in die Zeit von Picea und Tilia, also in die Litorinazeit, übergreifen zu haben scheint. Da auch die Tilia-Fläche sehr schwach und unzusammenhängend ist, kann weder eine allgemeine Konnektierung noch eine Datierung des ältesten Torfes so genau vorgenommen werden, wie es wünschenswert wäre. Klar ist nur, dass die Vermoorung, wie auch in dem vorhergehenden Fall, in der Litorinazeit nach dem Häufigwerden von Picea eingetreten ist.

Wie weit damals die Litorinazeit vorgeschritten war, lässt sich nicht ersehen. Offenbar ist jedoch die Mitte noch nicht erreicht. Im grossen und ganzen gesehen, passen auch die Diagramme des Kärenlampi als chronologische Fortsetzungen der Diagramme vom Imatra. Im Vergleich zu den Diagrammen für die Rinne der Matkus-

IV. ZUSAMMENFASSUNG.

1. POLLENKONNEKTION.

Mit den obigen Ausführungen dürfte bindend erwiesen sein, dass die Abtrocknung der Abflussrinnen des Vor-S. und die Entstehung des Vuoksi gleichzeitige Ereignisse waren. Mit anderen Worten, die plötzliche 2—2.5 m ausmachende Senkung des Wasserspiegels des Vor-S. war eine Folge des Durchbruchs durch den äusseren Salpausselkä am Vuoksenniska.

Am entscheidendsten ist dieses zu ersehen, wenn die Diagramme Abb. 7 (Imatra) und Abb. 9 (Abflussrinne des Matkuslampi) einander als Fortsetzungen angefügt werden. Rechts auf Abb. 12 ist diese Vereinigung ausgeführt und somit ein Diagramm gewonnen worden, das aus der Yoldiazeit bis auf die Gegenwart reicht. Es ist selbstverständlich nicht ausgeschlossen, dass an der Fuge der Diagramme eine kleine chronologische Lücke bliebe. Ist es doch möglich, dass das Linnansuo in Imatra bei der Durchbruchsüberschwemmung an seiner Oberfläche etwas erodiert worden wäre, und ebenso ist es nicht ausgeschlossen, dass in den trockengelegten Rinnen (Matkuslampi, Kärenlampi) der Beginn der Sedimentation aus irgendeinem Grunde sich verspätet hätte. So ist auch zu ersehen, dass in den Diagrammen zum Linnansuo *Picea* noch nicht entscheidend häufig geworden ist, während dagegen in den Diagrammen zu den Rinnen der Matkuslampi-Weiher und des Kärenlampi bereits >10 % *Picea*-Pollen vermerkt sind. Gerade an der Stelle des Häufigwerdens von *Picea*, d. h. beim steilen Anstieg des *Picea*-Prozents auf sein erstes Maximum, findet sich also in der Diagrammkombination eine unverkennbare Lücke.

Wie klein jedoch diese Lücke ist, lässt sich ersehen, wenn die betreffende Diagrammkombination mit einem typischen Musterdiagramm konnektiert wird. Als solches dient auf derselben Abbildung links Sauramos (1936) schon früher erwähntes Diagramm aus Pusula in Uusimaa.

Die Übereinstimmung zwischen der rechten und der linken Hälfte von Abb. 12 ist durchaus überzeugend. Sowohl das allgemeine Aussehen der Pollenfelder als auch ihre Einzelheiten sind ziemlich gleichsinnig. Als nennenswerte Unterschiede sind nur der bereits oben erwähnte reichliche *Alnus*-Pollen des Linnansuo in der *Ancylus*zeit und die ebenfalls schon früher angeführte Ungleichaltrigkeit des Häufigwerdens von *Picea* hervorzuheben. In Pusula ist dieses Ereignis eben erst um die Mitte der *Litorina*zeit festzustellen; aber in der

rechts wiedergegebenen Diagrammkombination hat *Picea* schon etwas früher häufig werden müssen. Und gerade, als *Picea* am Saimaa häufig wurde, ist der Vuoksi durchgebrochen.

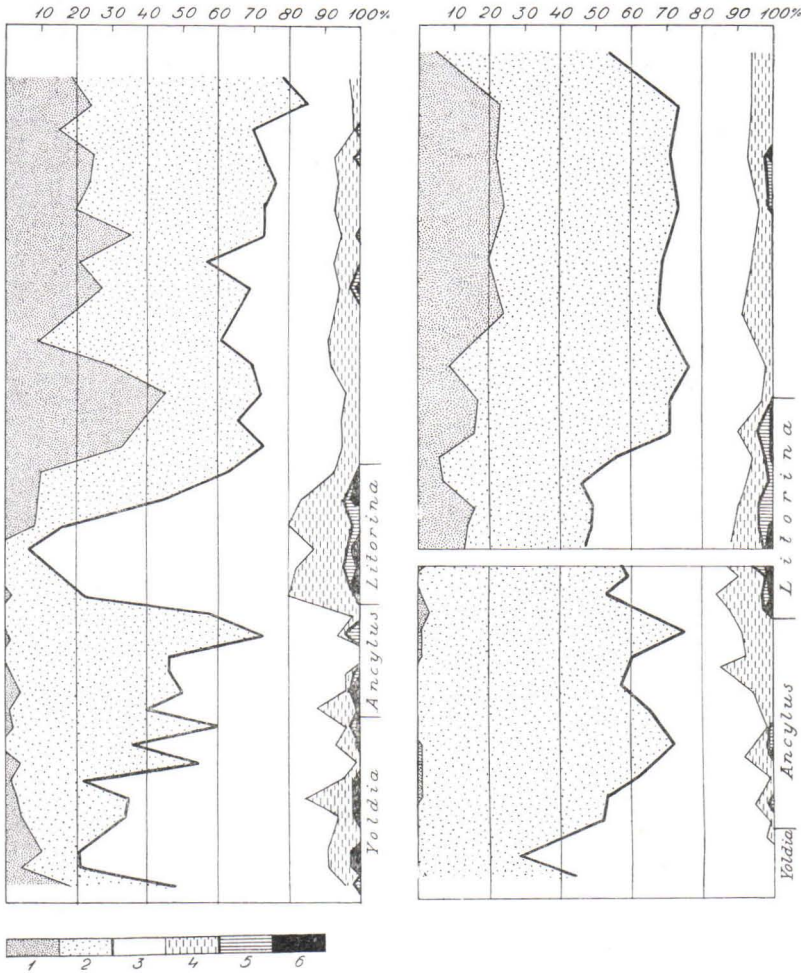


Abb. 12. Diagrammkonnektion, welche die Entstehungszeit des Vuoksi zeigt. Links Sauramos Diagramm aus Pusula. Rechts unten das Diagramm des Linnansuo in Imatra, darüber das der Abflussrinne der Matkuslampi-Weiher. Die Torfartenkolumnen sind fortgelassen. Die Pollenfelder: 1 *Picea*, 2 *Pinus*, 3 *Betula*, 4 *Alnus*, 5 *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, 6 *Tilia*.

Es ist zu versuchen, den Zeitpunkt dieses Ereignisses etwas genauer festzulegen. Oben ist, bei der Betrachtung eines jeden Bohrungsergebnisses, eben nur festgestellt worden, dass es sich um die Litorinzeit, etwa um ihre Mitte oder spätestens um die Mitte, handelt.

Auf Abb. 12 ist versucht worden, die in der Fuge des rechtsseitigen Diagramms vorhandene Lücke mit dem links wiedergegebenen Musterdiagramm zu konnektieren. Als Leitmotiv hat natürlich der allgemeine Verlauf der Pollenfelder in der Litorinazeit gedient. Ausserdem sind einige Einzelheiten der Felder im Auge behalten worden. Eine eigentümliche, bis in alle Einzelheiten zu verfolgende Übereinstimmung glaubt Verfasser besonders bei den Feldern der edlen Laubbäume annehmen zu können. In ihrem Verlauf sowohl links als auch rechts scheint sich nämlich ein gleichartiger chronologischer Rhythmus widerzuspiegeln, der durch einen klimatischen Rhythmus verursacht sein mag. In der Litorinazeit weisen nämlich die Kurven entweder drei zahnartige Erhebungen (vgl. auch Hyypä 1935 Diagr. S. 37) auf, oder die beiden unteren Zähne sind miteinander verschmolzen, während der obere deutlicher getrennt bleibt. Die den Vuoksidurchbruch bezeichnende Lücke entfällt auf diese Verschmelzung der unteren Zähne, vielleicht auf deren jüngere Hälfte oder also den mittleren Zahn. — Die zukünftige Forschung mag erweisen, ob der Litorinarhythmus der edlen Laubbäume Wirklichkeit ist und ob also die Berechtigung besteht, den Durchbruch des Vuoksi an die Stelle des zweiten Zahnes zu verlegen.

Die der Fuge des rechtsseitigen Diagramms entsprechende Konnektionslinie müsste also im linksseitigen Diagramm durch den hypothetischen mittleren Zahn der edlen Laubbäume verlaufen. Weiterhin geht sie durch die Mitte des litorinazeitlichen *Alnus maximum* und schneidet das *Betula*-Feld bei seinem Maximum. Es scheint, wie wenn die Konnektionslinie durch das Laubholzmaximum schon vor seinen Höchstpunkt zu verlegen wäre. Diese Deutung wird auch durch die anderen Diagramme der Vorzeitrinnen gestützt, am meisten gewiss durch Abb. 10 und 11, die jedoch nicht von entscheidender Beweiskraft sein können, weil die Pollenprozentage auf ihnen ziemlich stark vom Typischen abweichen, wie S. 98 dargestellt worden ist.

Nach der Konnektion von Abb. 12 erscheint es sicher, dass der Vuoksi um dieselbe Zeit, als *Picea* in dem Gebiet Imatra—Kärenlampi—Matkuslampi mit einem steilen Prozentanstieg allgemein wurde, entstanden ist. Diese Zeit muss spätestens um die Mitte des Litorina, sehr wahrscheinlich schon kurz vorher, eingetreten sein. Wie sich diese etwas summarisch gefasste Datierung den Litorinatransgressionen des Ostseebeckens gegenüber verhält, lässt sich auf Grund einer ausschliesslichen Pollenkonnektion vorläufig unmöglich aussagen. Wären jedoch das erste relative Maximum von *Picea* am Saimaa und in der Gegend von Helsinki ungefähr gleichzeitig, hätte man es vielleicht mit der Zeit um die zweite Litorinatransgression herum zu

tun (vgl. Aario 1935 S. 131). Bei einem Vergleich mit Hyypäs Material (1935) dagegen sieht es eher so aus, wie wenn es sich um die Zeit der dritten Transgression handelte.

2. VERGLEICH MIT DEN FRÜHEREN ERGEBNISSEN.

Das Ergebnis dieser Pollenkonnektion passt zunächst gut zu dem der Vor-S.-Strandfläche am Saimaa eigenen Neigungsgradienten, der 1.1 m je 10 km ausmacht. Zwar ist der Gradient an sich nicht von grosser Beweiskraft, da, wie festgestellt, die Hebung der Erdrinde in Finnland schollenweise vor sich geht (Hyypä 1932, Sauramo 1934, Hellaakoski 1934). Aber am Saimaa ist die Schollenbildung gering gewesen (vgl. S. 79 und Hellaakoski 1934 S. 94—98), und der Gradient ist verhältnismässig gleichmässig. Und gemäss allem, was über den allgemeinen Verlauf der Krustenhebung bekannt ist, weist eine Neigung von 1.1 m je 10 km auf die Mitte der Litorinazeit und die Steinzeit hin. Z. B. in die Zeitkurve Ramsays übertragen, ergibt der Gradient als Alter ca. 2 800 v. Chr.

Gut stimmt auch das Ergebnis der Pollenkonnektion mit dem Zeugnis des archäologischen Beweismaterials aus jener Zeit überein, als der Wasserspiegel des Vor-Satanen sich plötzlich um 2—3 m senkte. Dieses geschah sicher in der Steinzeit, zur Zeit der Hochstufe der typischen Kammkeramik oder um die Wende der von Europaeus-Äyräpää umrissenen Stilstufen II 1 und II 2. Die typische Kammkeramik bedeutet nach Europaeus-Äyräpää (s. oben S. 86) 75—68 % von der Höhe der Litorinagrenze in Südfinnland und die Hochstufe der typischen Kammkeramik genau genommen ca. 72—71 %. Das Ende der Litorinazeit wiederum, das in Finnland allgemein nur summarisch in die Zeit vor dem Ende der finnischen Steinzeit verlegt wird, macht nach den neuesten Schätzungen (Hyypä 1935 S. 46) in der Umgegend von Helsinki hinsichtlich der Höhe 58—45 % der Litorinagrenze aus, allem Anschein nach eher den ersteren Betrag, der »Litorina IV« bedeutet. Wenn die Krustenhebung seit der Steinzeit bis in die Gegenwart mit gleichmässiger Geschwindigkeit erfolgt wäre, bedeutete die Hochstufe der typischen Kammkeramik gewiss die Zeit nach der Mitte des Litorina. Doch ist eben die allgemeine Auffassung der Geologen, dass die Landhebung ehemals rascher gewesen sei. Beispielsweise nimmt Ramsay (1926 S. 47) an, dass die Landhebung zur Zeit des Litorinamaximums einen nahezu 3mal grösseren Betrag als gegenwärtig ausgemacht habe. Somit bedeuten 72—71 % der Litorinagrenze mit Sicherheit zeitlich etwa die Mitte des Litorina, vielleicht auch schon eine kurze Weile vor dieser Zeit.

Soweit die Archäologen die absolute Datierung geprüft haben, sind sie hinsichtlich des Alters der Vor-S.-Senkung auf ca. 2 500 v. Chr. gekommen. Nach der Chronologie von Europaeus-Äyräpää könnte die Zeit auch etwas später liegen, da er (nach einer mündlichen Mitteilung) die typische Kammkeramik mit ca. 2 500—2 250 ansetzt. Dieses mag jedenfalls soviel wie die Mitte des Litorina bedeuten, da ja die Archäologen als Zeit des Maximums der Litorinatransgression ca. 3 000 v. Chr. annehmen.

Ogleich das Resultat der Pollenkonnektion mit den durch den Gradienten und das archäologische Beweismaterial gelieferten Ergebnissen in Einklang steht, stimmt es überhaupt nicht mit der Vuoksi-Datierung Ramsays überein. Dieses spricht jedoch lediglich dafür, dass Ramsays Auffassung von der Vor-S.-Strandfläche und deren Gradienten verfehlt gewesen ist. Mit der von Ramsay selbst entworfenen geologischen Chronologie steht das jetzt gewonnene Ergebnis keineswegs in Widerspruch. Wenn nämlich, wie oben bemerkt, der richtige Gradient in Ramsays Zeitkurve eingefügt wird, ergibt sich ca. 2 800 v. Chr., und damit haben wir etwa die Mitte der Litorinazeit. Die genannte Zeitkurve gründet sich nämlich auf die Auffassung, dass die Zeit der 1. Litorinatransgression ca. 4 000 v. Chr. gewesen sei.

3. DAS ALTER DES VUOKSI.

Die Pollenkonnektion, die Funde steinzeitlicher Wohnplätze und der Gradient führen also zusammen zu folgendem Ergebnis:

Als der Vuoksenniska durchbrach und der Wasserspiegel des Vor-Satanen um 2—2.5 m fiel, war die Zeit des Häufigwerdens von *Picea* am Saimaa, war die Hochstufe der steinzeitlichen typischen Kammkeramik, war die Zeit kurz vor der Mitte des Litorina, nach der gegenwärtigen archäologischen Datierung ca. 2 500—2 400 v. Chr., nach der Zeitkurve Ramsays ca. 2 800 v. Chr.

Die Hauptsache bei dieser Datierung ist nicht die Angabe des absoluten Alters. Die oben angegebenen Jahreszahlen sind natürlich nur tastende Versuche einer ungefähren Schätzung, an welchen Zeitpunkt in der absoluten Zeitrechnung man etwa gelangen mag. Ein sicheres Alter lässt sich vorläufig nicht festlegen, weil die Geschwindigkeit der Landhebung in der Litorinazeit nicht bekannt ist. — Die Hauptsache ist, dass man sagen kann, wie alle bekannten Tatsachen auf dieselbe Auffassung von dem Charakter der Schlusskatastrophe des Vor-S. und ihrem relativen Alter hinweisen. Das absolute Alter wird sich ergeben in einer Zeit, wenn die geologische und die archäolo-

gische Chronologie z. B. über die erste Litorinatransgression zu übereinstimmenden Ergebnissen gelangt sein werden.

Ausserdem lässt sich vielleicht zu guter Letzt auch ein Durchbruchdelta des Vuoksi auffinden. Ist es doch zu suchen in einer Höhe, die 72—71 % von der 1. Litorinatransgression ausmacht. Diese Höhe, die Höhe des Ufers der typischen Kammkeramik, beträgt in der Gegend von Viipuri ca. 15—17 m ü. M. (Europaeus-Äyräpää 1934 S. 7).

Ferner kann, da die Zuverlässigkeit des archäologischen Verfahrens bei der Vor-S.-Datierung bestätigt worden ist, dieses Verfahren umgekehrt auch für die Bestimmung der synchronen Fortsetzung der Vor-S.-Strandfläche im Gebiet des nördlichen Saimaa-Gewässers verwandt werden. Ein anderes Verfahren für denselben Zweck bietet natürlich die Erforschung der Sedimente und die Pollenkonnektion.

NACHTRAG. DURCHBRUCHSDELTA.

In diesem Sommer, während der Drucklegung des obigen Textes, hat Verfasser das Vorhandensein eines aus der Entstehungszeit des Vuoksi herrührenden Deltas in Jääski festgestellt, wo es als Talterrasse am gegenwärtigen Vuoksi auftritt. An seinem Proximalende, bei der Kirche von Jääski, ist das Delta am höchsten, 21—22 m ü. M. Dieses ist 5—6 m mehr, als oben auf Grund der archäologischen Konnektion geschlossen wurde.

Worauf die unerwartet grosse Höhe des Deltas beruht, kann vorläufig nicht mit Sicherheit gesagt werden. In diesem Zusammenhang ist jedoch auf die Möglichkeit hinzuweisen, dass, infolge besonderer Bedingungen des unteren Vuoksi-Tales, das Delta einige Meter über dem Meeresspiegel sich anhäufen konnte.

Eine eingehendere Darlegung des Deltas mag einer Spezialuntersuchung überlassen bleiben.

LITERATUR.

- AARIO, LEO (1932), Pflanzentopographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta. Fennia 55: 1.
— (1935), Die postglazialen Niveauverschiebungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen. Ann. Acad. Scient. Fennicae. Ser. A. XLIV: 1.

- ALLIO, J. (1930 a), Vaaterannan kivikautinen asuinpaikka Taipalsaarella Jauhialan kylässä. Ausgrabungsbericht, Topogr. Archiv, Nationalmuseum, Helsinki.
- (1930 b) Tiedonanto Kansallismuseon muinaistieteellisistä kesätöistä. Uusi Suomi & Helsingin Sanomat No 250.
- (1931), Kivikautinen asuinpaikka Lappeen pitäjässä, Mikonsaarella. Ausgrabungsbericht, Topogr. Archiv, Nationalmuseum, Helsinki.
- AUER, VÄINÖ (1924), Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. Comm. ex Institute Quaestionum Forestalium Finlandiae 8.
- (1928), Über die Einwanderung der Fichte in Finnland. Comm. ex Inst. Quaest. Forest Finl. 13.
- EUROPAEUS-ÄYRÄPÄÄ, AARNE (1925), Kansallismuseon kivikauden kokoelman kasvu vuosina 1920—23. Suomen museo 1925.
- (1926), Savon esihistoriaa. Matkailijayhdistyksen vuosik. 1926.
- (1927), Kapakkamäen kivikautinen asuinpaikka Sulkavan Kirkonkylässä. Ausgrabungsbericht, Topogr. Archiv, Nationalmuseum, Helsinki.
- (1928), Kivikautisia saviastianpaloja kaivamassa. Suomen Kuvalehti N:o 34.
- (1929), Sääminki. Pääskynlahti. Kaivaus Tahvananahon kivikautisella asuinpaikalla vuonna 1929. Ausgrabungsbericht, Topogr. Archiv, Nationalmuseum, Helsinki.
- (1930), Die relative Chronologie der steinzeitlichen Keramik in Finnland. Acta Archaeologica I: 2 & 3. København.
- (1934), Katsaus Suomen geologis-ärkeologisiin ajanmääräyksiin ja esihistorialliseen antropologiseen aineistoon. Terra 46. Deutsches Referat.
- HELLAAKOSKI, AARO (1922), Suursaimaa. Fennia 43: 4. Deutsches Referat.
- (1928), Puulan järviryhmän kehityshistoria. Fennia 51: 2. Deutsches Referat.
- (1932), Jäänpuristuksesta Saimaan Lietvedellä. Fennia 57: 3. English summary.
- (1933), Hydro-morfografisia tyyppisiä ja nimistöä Saimaan vesipinnan ulottuvilta. Terra 45. Deutsches Referat.
- (1934), Die Eisstauseen des Saimaa-Gebietes. Fennia 59: 4.
- HYYPÄ, ESA (1932), Die postglazialen Niveaushiftungen auf der Karelichen Landenge. Ann. Acad. Scient. Fennicae. Ser. A. XXXVII: 1 & Fennia 56.
- (1933), Antrean Korpilahden kivikautisen verkkolöydön geologinen iänmääräys. Suomen Museo 1933.
- (1935), Kivikautinen asutus ja rannan siirtyminen Helsingin seudulla. Terra 47. Deutsches Referat.
- RAMSAY, WILHELM (1926), Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia 47: 4. Deutsches Referat.
- (1927), Silmäys Suomen syntyyn. Kutsu Maisterin- ja Tohtorinpromotioihin 31. V. 1927. Helsinki.
- SAURAMO, MATTI (1928), Jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo.
- (1929), The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. géologique de Finlande 86.
- (1934), Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull. Comm. géologique de Finlande 104.
- (1936), Suomen synty. Suomen maantieteen käsikirja. Helsinki.
- SCHJERFBECK, M. (1925), När uppstod Vuoksen? Fennia 45: 16. Summary in English.

DET SENGLACIALA HAVETS UTBREDNING I LUTTO OCH
SUOMU ÄLVARS DALGÅNGAR OVANFÖR SAMMANFLÖDET
SAMT NÅGRA ORD OM MORFOLOGIEN INOM
DENNA TRAKT.

Med 1 textfigur.

Av

V. TANNER.

Vid Finlands östra gräns, mellan Patsjoki och Vuorijärvi, på en sträcka om nästan två breddgrader, erbjuder sig möjlighet att klarlägga den postglaciala tidens marina transgressionsförhållanden blott i tre älvdalar, nämligen: i trakten kring Luttos och Suomus dalförgrening, i Jaurujokis dal och i Tuntsajokis dal. Dessa ligga avlägset från nivellerade baspunkter och av denna orsak har man varit nödsakad t. v. lämna dem åt sitt öde för andra undersökningars skull, oaktat man varit på det klara med, att bestämningarna av högsta marina gränsen i dessa dalar är av grundläggande betydelse för fixeringen av isobaserna. Sommaren 1908 besökte förf. övre delen av Lutto-dalen och fastställde då låget av marina gränsen vid Liittoskoski. För beräkningen av höjden över havet hade jag emellertid blott en veckas observationsserie med aneroidbarometer att tillgå. Hösten 1909 gjorde jag längre nedåt Lutto, i ryska Lappmarken, några motsvarande iakttagelser, men även där kunde blott aneroid komma till användning vid höjdbestämningen. Det säger sig självt, att de sålunda erhållna siffrorna ha ringa värde när i betraktande tages den noggranna teknik, med vilken kvartärgeologen är nödsakad arbeta om han vill få till stånd hållbara kombinationer av spridda iakttagelser.

Först sommaren 1936 återkom jag till Lutto—Suomu-trakten. Denna gång påkallades av omständigheterna att jag skulle föra fram till trakten jämväl ett på Hydrografiska Byråns pegelhöjd vid Inari sjö baserat nivellement, dels över Akujärvi, dels över den

ostliga sjöstråten. I båda fallen gick avvägningen till Kattajärvi (Fix), varifrån i en sluten krets uppför Lutto älv till sjöarna Luttajärvet samt längs Kulasjoki och över Puilakka-passet till Karanasuvanto i Suomu älv (Fix), härifrån nedför Suomu-dalen till Suomuköngäs (Fix) och vidare över Rupisuolijärvi och uppför Lutto älv tillbaka till Kattajärvi (Fix). Största felet torde icke kunna överstiga ± 0.5 m. En möjlighet att behandla de marina transgressionsförhållandena på grundval av tillförlitliga höjdsiffror förelåg således numera också i denna trakt. Den detaljerade utredningen av transgressionsförhållandena nödgas jag visserligen lämna till ett yngre släkte. Detta gäller även detaljutredningen av den synnerligen intressanta geomorfologien. De iakttagelser jag s. a. s. i förbigående gjort i trakten med avseende å dessa förhållanden förtjäna det oaktat att omtalas med några ord.

De morfologiska grunddragen. Det brutna landskap, som går under benämningen Saariselkä—Raututunturit fjällen, liksom trakten norr om dem, får antagas vid tertiärtidens början ha tillhört ett vidsträckt peneplan, som under mesozoisk tid hade utformats inom Fennoskandias nordliga del. Under neogen tid och därtill förmodligen först under ett ganska sent skede därav brast peneplanet här sönder i stora block, vilka något förrycktes ur sitt ursprungsläge och i särskilda repriser lyftes upp litet (jfr. Mikkola i Fennia 57, n:o 1). Det block, eller kanske rättare den komplex av partialblock, som gav det första upphovet åt fjällsträckningen Saariselkä—Raututunturit, höjdes upp c:a 400 à 500 m över den söderut angränsande peneplanytan, men norrut var höjningen allt mindre, varför ytan kom att intaga ett mot N svagt sluttande läge. Omständigheter kunna anses tyda därpå, att vattendelaren legat någonstades i det inre av Sodankylä och Kittilä socknar, förrän katastrofen inträffade, samt att Tuloma och Patsjoki älvars källarmar vid den tiden avvattnade norrut de vidsträckta, nu försumpade flackmarkerna inom dessa socknars nordliga delar. När vattendelaren genom de nya brottbergens uppkomst förflyttades mot N, förkortades loppet och ökades fallet särskilt för Tuloma älvs tillflöden, vilka begynte raskt gräva ned sina källarmar i Saariselkä-blocket, i främsta rummet följande riktningen för de lokala svaghetszonerna i den uppkrossade berggrunden. I Muoravaarakka älvdals raka förlopp anar man det bestämmande inflytandet av dislokationsstyr, eller måhända utgör dalen t. o. m. en brottgrav. Allt längre söderut frätte sig dräneringssystemet in samtidigt som utflackningen av dalprofilen fortskred från älvsystemets lägre till dess mellersta delar. Med tiden ombildade

sålunda erosionen brottbergskomplexet till ett rikt skulpterat, av allt mera förgrenade dalar sönderskuret landskap: Lutto, Kulasjoki, Suomu, Anterijoki och andra mindre älvars dalar uppkommo. Nedåt loppet vidgade sig alla dessa dalar raskt, dalsidorna flackades ut, ryggarna mellan dem smalnade av och blevo allt lägre, för att ställvis brista och slutligen upplösa sig i grupper av kullar och enstaka, spridda kullar. När man nu från en lämplig utsiktspunkt skådar ut över det i första ögonblicket tillsynes förvirrade landskapet är det icke svårt att med litet fantasi rekonstruera den utgångsyta, genom vars sönderskärning både dalar och bergformer uppkommit.

Det detaljerade klarläggandet av dessa förhållanden fordrar ett kvantitativt studium, och redan på förhand kan man säga, att detta komme att lönas med goda resultat i denna trakt. Emedan jag icke företagit någon systematisk utredning av dessa frågor nödgas jag här inskränka mig till att i korthet konstatera, att det uppvippade Saariselkä-blocket vid istidens början hade hunnit ombildas till ett kuperat landskap, vars dalar och höjder i allmänhet antagit den långt framskridna mogenhetens prägel. Dalarna hade sålunda också uppnått jämviktsprofil. I norr upplöste sig brottbergskomplexet i ett kulligt landskap med en för förhållandena i Finland påfallande livlig kuperingsgrad. Alla hålformer voro givetvis insvepta i massor av förvittringsgrus.

L a n d i s e n skred fram över området i medelriktningen S30°W (block av den karakteristiska graniten från Nattanen-fjällen förekomma nämligen rikligast på Puilakkapää, och i anförda riktning ligga flertalet räfflor orienterade). Den framglidande landisen assimilerade och avrymde förvittringsgruset och uppfriskade något litet formerna. Dess avnötande verkan förefaller emellertid ej ha varit betydande. Det landskap vi nu se framför oss förefaller nämligen i allt väsentligt uppvisa föga förvandlade preglaciala ytformer. Efter utrymningen av dalarnas förvittringsgrusmassor har isen däremot ställvis brutit upp berggrunden på de förvittrade dalbottnarna, och därigenom ha några nya men svaga brytningar i dalkurvorna uppstått, men överfördjupning kan man ej tala om. Dessa, nya få m höga trösklar giva upphov till forsar (Puilakaportti, Karanasköngäs, Suomuköngäs och Lutonköngäs); de andra forsar jag sett i trakten härröra av morändämning.

För ett systematiskt studium av de frågor som förbinda sig vid landiserosionen är trakten särskilt skickad. Man har såsom antytts skäl förmoda, att här stöta på rätt primära drag i morfologien; S om

Saariselkä och vid Luttos källor har nämligen glacialerosionen varit så ringa, att på flere ställen bäddar av tertiärt förvittringsgrus ännu ligger kvar *in situ* till tiotal m djup. I förhoppning om att traktens ytformer om icke länge skola bli föremål för specialstudium kan jag här förbigå mina egna iakttagelser för att dröja något vid landisens avsmältningförlopp. Detta lämnar nämligen här ett skol-exempel av teoretisk betydelse.

När mot slutet av istiden landisens recederande rand började närma sig dessa trakter hade det postglaciala klimatgenombrottet redan inträffat och firnackumulationen i det väsentliga upphört (jfr Enquist i S. G. U. Årsbok 1918, n:o 2). Under dessa förhållanden är det klart, att landisens avsmältning måste försiggå på sådant sätt, att samtidigt som isranden långsamt drog sig tillbaka mot den sista radiationsorten sänkte sig isytan i grova drag parallellt med sig själv. Men slutligen kom en tid, då med en gradient hos isytan av storleksordningen $36/1000 - 5/1000$ (jfr Tanner i Fennia 58, n:o 1) de högsta hjässorna i trakten, som ligga vid Saariselkä fjällens södra rand, begynte blottas och bilda små nunatakker i isfältet, som ännu täckte stora delar av landskapet norrut. Sedan allt större delar av de högre fjällens övre delar avisats och slutligen även dalpassen befriats från is avskildes från landisen långsträckta dödispartier, som länge lågo kvar i de mot nordliga väderstreck strykande dalarna. Under avisningens gång skrumpnade dessa och drogo sig allt mera samman till dalbottnarnas djupaste delar. Med avseende å de glacifluviala dräneringssystemens utveckling måste i följd härav ha uppkommit ett s. a. s. anomalt och rätt komplicerat utvecklingsförlopp; märken efter isdämda kantsjöar och randströmmar samt andra isälvar och dessas åsbildningar kunna därför uppträda på ganska oväntade ställen. Havet kunde självklart sätta märken i backarna endast på sådana ställen, som redan hade befriats från dödismassorna.

Mellan översta Ruohojärvi och Houvinkotajärvi, en halv mils väg N om Lutto vid Kattajärvi-bäckens utflöde, förekommer en god strandlinje vid 157 m. Denna påtvingar antagandet, att en dämmande dödismassa funnits kvar i Lutto-dalen i Kattajärvi-trakten medan flacklandet norrut redan blivit isfritt. Dödisblockets rand har SE om Kattajärvi legat lägre än 158 m (nuvärde), ty den isdämda sjön har icke avbördats till Inari sjö över vattendelaren vid 158.11 m mellan de båda Pihtijärvi-sjöarna, såsom man skulle väntat sig, utan den har avtappats mot SE.

Torrदारar och översilningsmark på Kolmaskangas, ett par tre km nedanför Kattajärvi, uppvisa jämväl att en mycket kraftig erosion inträffat där, och dalformerna bära vittne om en fordom vida

större avtömning av vatten, än vad Lutto nu skulle förmå föra ned ens under största vårflöde. Översilningsmarken sträcker sig fram till älvbräddarna och ända till gränsen för finsedimentens uppträdande, men erosionsspåren kunna gott ha sträckt sig ännu längre ned i dalen, förrän havet trängde in i densamma. Vi återkomma till dessa förhållanden i Lutto-dalen.

Låt oss först följa Suomus dalföre uppifrån nedåt. I översta delen av Suomu-dalen finns överallt mycket kraftiga erosionsspår, vilka t. ex. ännu så långt nedåt dalen som vid Karanassuvanto sträcka sig över en bredd av mera än 0.7 km åt båda sidor om det nuvarande älvloppet och till ett 40-tal m över detsamma. På älvens högra sida har avspolningen varit så fullständig, att bergytan är kalspolad och de nakna klipptaggarna sträcka sig till 100 à 200 m från älvloppet. På älvens vänstra sida ligga däremot terrasser av kameterrasstyp, den ena över den andra upp till 210 à 220 m. Högre uppe i dalen finner man visserligen spridda ackumulationer, plataåsliknande avlagringar, vilka troligen uteroderats ur rullstensgrusbankar, men erosionen har där överallt övervägt ackumulationen. Enahanda är förhållandet också ett stycke nedåt älven, såsom vid Puilakkaportti fors. I denna trakt förekomma nämligen åsliknande rullstensryggar, vilka påtagligen bildats genom subaeril erosion. Längre nedåt dalen följa bågformigt omböjda erosionsdalar åtskilda av grusåsar av den subaerila uppkomsttypen, den ena erosionsbågen innanför den andra. Mot lägre nivå uträtas bågarna alltmera tills de slutligen samman-smälta med det nuvarande älvloppet. Vad är orsaken till dessa bågars uppträdande? Tydligt ett hinder, som tvungit vattnet att taga en omväg; i och med hindrets successiva försvinnande har vattendraget sedan alltmera närmat sig dalbotten. Detta hinder har utgjorts av den omtalade, i avsmältning stadda döda landisresten som låg kvar över dalens lägre delar ännu en tid efter det de övre delarna fullständigt befriats från is.

I Aittajärvi-trakten har rullstensgruset samlat sig till en sammanhängande, 30° mot sidorna stupande plataås (fig. 1), vilken tudelar sjön på längden, och som på sidorna kantas av buckliga fält av finare grus och sand. Man kunde fråga sig, huruvida Aittajärvi-åsen möjligen finge uppfattas såsom en erosionsrest av en gammal dalfyllning. Denna tydning är dock oförenlig med förekomsten av den djupa sjön på södra sidan om åsen, ty denna utgör en slutna depression. För denna åstyp bildningssätt torde man därför svårigen kunna utfinna någon annan förklaring, än den jag lämnat med avseende å de lika beskaffade och i detalj undersökta Rassemuetke-åsarna i Petsamo (se Fennia 58, n:o 1). Också här översneddas åsens

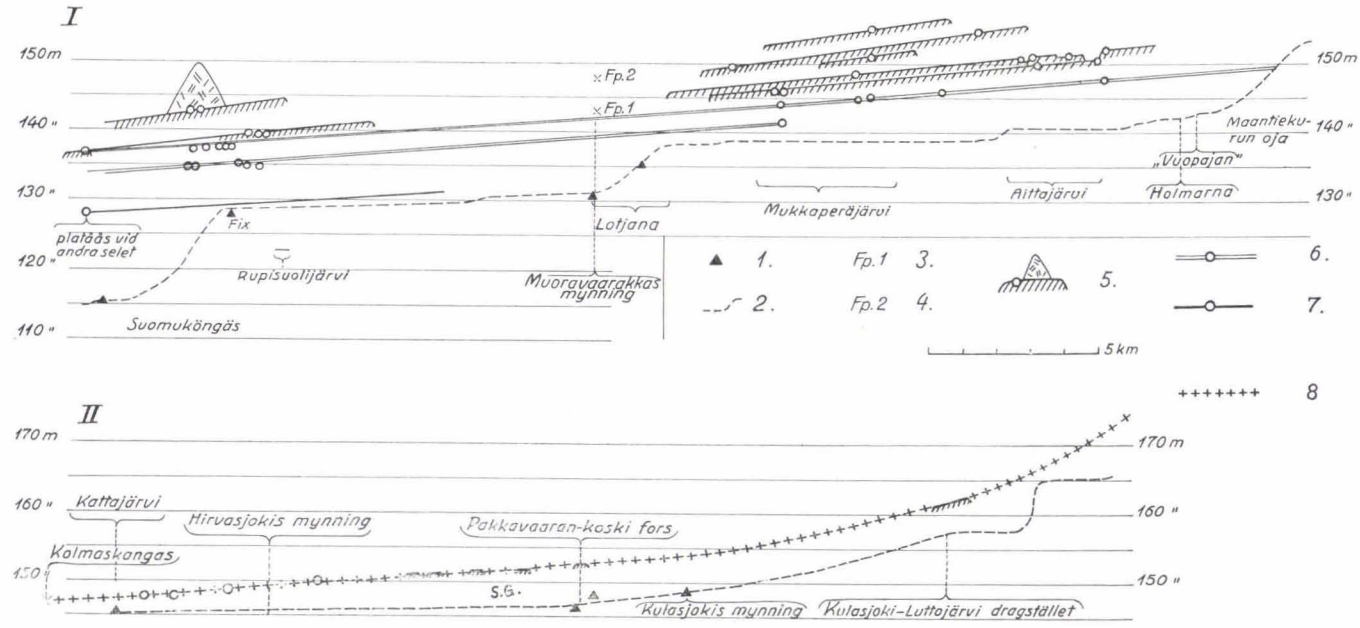


Fig. 1. I. Platåasarna och transgressionsförhållandena i Suomu älvs dal. II. Dalfyllningen i Lutto älvs dal. Den upplyfta dalsjöns sedimentplan mellan Kattajärvi-bäckens mynning och forsén Pakkavaarankoski samt Luttos och Kulasjokis senglaciala och nutida profiler ovanför sistnämnda ställe.

1. = fixpunkt bestämd av författaren. 2. = den nuvarande älvprofilen. 3. = fixpunkten 143.09 vid nacken av Muoravaarakka älvens mynningsfors. 4. = fixpunkten 147.89 vid selet nedanför Saukko-oja bäckens utflöde i Muoravaarakka. 5. = platåas med uppstickande kalspolade klippor och nivellerad punkt. 6. = marina strandlinjer. 7. = platåasars kronötor (de glaci-fluviala vattendragens bottenar) och erosionsterrasser på deras sidor. 8. = Lutto älvs, resp. Kulasjokis rekonstruerade profiler vid tiden för avisningen. S. G. angiver det ställe, från vilket dalfyllningen blir sandig nedåt älven, men uppåt älven allt mera grusblandad. Siffrorna uttrycka absoluta höjden refererad till Hydrografiska Byråns nollpunkt.

platåyta av flatbottnade erosionsdalar, och terrassavsatser på åssidorna vittna om att erosionen fortgått, med en isytan successivt sänkte sig. Under omlagringsprocessen har det fina materialet delvis bortförts och brett ut åt sidorna över isrestens yta, och vid den nedbäddade isens avsmältning har sandytan antagit en småbucklig topografi. De mot NE lutande kameterrasserna norr om avloppsforsen (den högsta vid c:a 70 m över Aittajärvi) erinra oss om de äldre stadierna under den successiva sänkningen av isrestens yta.

Platååsen sträcker sig fram på dalförets botten till Lotjanankoskis forsna. Men andra åssträckningar stryka vidare nära Suomus vänstra strand förbi Muoravaarakka älvens mynning framåt Suomuhaara. Härifrån fortsätta de nedåt älven åtminstone ett par tre km från Suomuköngäs, nära Luttos högra strand, genomskurna av Suomuköngäs fors (fig. 1).

Såsom jag uppfattat platååsens bildningssätt (se ovan) förutsätter detta förekomsten av en dödisrest i dalen vid tiden för ackumuleringen, och det var i en kanjondal i denna is som åsen har avlagrats av det grus, som smältvattensälvarna forslade fram, dels supraglacialt och dels subaerilt på redan avisade ställen vid isrestens ränder. Dödisrestens övre rand torde vid tiden för utbildningen av åsplåtarna i Aittajärvi-trakten ha legat någonstades i trakten av Karanassuvanto—Puilakkaportti, medan den nedre randen då ännu låg nedanför Suomuköngäs.

Finsediment. De skildrade åsavlagringarna bestå alla av så grovt material, att detta måste ha avsatts i starkt framströmmande vatten. I Lutto- och Suomudalarnas nedre delar förekomma emellertid även avlagringar av parallelskiktade finsediment, som tydligen avsatts i stående vatten.

Grå, horisontalt siktad mjälsand ligger i brinkarnas nedersta del vid Muoravaarakka älv, under vattenytan, vid selet 0.3 km nedanför den kilometerlånga fors, i vilken ån Saukko-oja faller ut. Mjälsandskiktets höjd över havet är 147.5 m. Härifrån nedåt utflödet i Suomu uppvisar landskapet kring Muoravaarakka karaktär av gammal sjöbotten, utjämnad som den är av sedimentpåfyllning. Det är tydligt, att Muoravaarakka dalen här fungerat såsom ett klarbäcken en gång under postglacial tid.

I Suomu observeras vid holmarna i trakten av den stora »vuopajan» (= en på sidan om en älv liggande smal flodsjö) några skikt av finsand. Höjden över havet är 142—143 m.

Ett par km ovanför Suomuköngäs ligger på högra älvstranden vid någon m djup under vattenytan ett lager av horisontalt skiktad, kvasivarvig grå mjälsand vid 129 m. ö. h. En analys av ytskikten av denna mjälsand gav såsom resultat:

< 0.002	9.0 %	
0.002—0.006	13.8 »	
0.006—0.020	17.1 »	
0.020—0.060	43.0 »	
0.060—0.100	6.3 »	
0.100—0.250	6.4 »	
0.250—0.500	2.7 »	
0.500—1.000	0.9 »	
1.000—2.000	0.4 »	
> 2.000	0.4 »	Ss 100.00 %

Analysen är utförd av L. Nyberg.

En redogörelse för fossilinnehållet är att emotse av fil. mag. Gunnar Brander.

I Lutto dalen räcker horisontalt skiktad finsand upp till Liittoskoski fors, vid vilken jag genomgrävde skiktet till 1 m djup vid 127—128 m. ö. h.

Finsedimenten bilda i resp. dalar en till synes lätt urskiljbar geologisk nivå. Det råder ej tvivel om, att varje fin- och mjälsandsförekomst indicerar förekomsten av en lugnvattensyta vid tiden för sin bildning. Men huruvida lugnvattensytan tillhört havet eller isdämnda vattensamlingar eller möjligen flodsjöar, som övergående bildats under regressionen, återstår att utreda.

H ö g s t å m a r i n a g r ä n s e n. Ovanför forsén Liittoskoski flyter Lutto fram i ett omkr. 7.5 km långt sel, vilket är mycket överraskande i dessa kuperade trakter. Medan selet i de övre delarna intager en dalsänka, så vidgar sig denna ett par km ovan den nämnda forsén och älven genomflyter därefter vidsträckta fält av finsediment som övertäckts med älvsand och myrland. Dessa fält utgöra tillika den högsta nivån, c:a 133 m, till vilken finsediment nå i Luttos dal. Högre uppe i dalen räcka de glacifluviala erosionsfenomenen ända ned till älvens brinkar, och de omgivande sluttningarna upplinjerar på snedden av asymmetriska, marginala torrdalar och israndrännor, vilka linda sig ned mot ostliga väderstreck. Dessa bräckliga ytformer skulle ej ha kunnat motstå bränningen och den av tidvattnet pressade isfotens förstörande arbete vid en havsstrand, varför man här med trygghet kan påstå, att det sen-glaciala havet aldrig översvallat en sådan terräng, där detta slags svaga erosionsformer förekomma.

Torrdalssystemet avskäres av finsedimentplanet vid en bestämd nivå och upphör abrupt, men gränsen bortsuddas här N om älven på några ställen av den kedja med smärre, från SW ackumulerande dyner, som på ett par km sträcka åtföljer skärningslinjen bort mot Vuoskojoki. Föihållandena har jag återgivit på den karta i skalan 1 : 10 000 jag upprättade över trakten år 1908 (tavl. XI i del III av mina kvartärstudier, Fennia 36). För gränslinjens höjd har jag erhållit värden, som växla mellan 138 och 139 m; det till synes förmånligaste stället för en sådan bestämning ligger vid den största israndsrännans mynning innanför dynräckan (se citerade kartan); här erhöles: W om mynningen 138.95 m, mitt för mynningen 139.47 m och E om mynningen vid 138.4 m. På detta ställe ligger en linje S om dynräckan vid 137.89 m. Ett par tre km uppåt älven sluta de torrdalar, som över-snedda bergsluttningen S om älven vid 137.96—138.18 m. Det ungefärliga medelvärdet för högsta marina gränsens höjd vid Liittoskoski blir sålunda 138.5 m. Detta värde är omkr. 10 m högre än det, jag erhöles ur min aneroidserie 1908, och är ägnat visa, att man trots all omsorg icke kan få pålitliga värden genom anlåtande av barometer vid höjdbestämning i trakter, som ligga avlägset från meteorologiska stationer.

Den högsta marina gränsen återfinnes i trakten mellan Rupisuolijärvi och Suomu i form av utbredda sandiga platåtytor vid 137.5 m (detaljer framgå av fig. 1) och terrasshak vid i medeltal 138.5 m. ö. h.

Av detta diagramm framgår jämväl, att högsta marina gränsen återfinnes i form av erosionsterrasser vid 147.5 m på platååsens sidor i trakten Mukkaperäjärvi—Aittajärvi (och detta skulle hava visat sig vara fallet även i trakten mellan den förstnämnda sjön och Rupisuolijärvi-trakten, ifall mätningar hade gjorts även där). Den havsvik, som trängt in i Suomu-dalen, hade redan vid Aittajärvi avsmalnat till en vik, som snarast liknade en flodmynning, och det kan vara en smaksak, var man under sådana förhållanden vill förlägga gränsen mellan havsvikens och älvens mynningssel; vi kunde lägga den något nedanför det ställe, där högsta marina strandytan vid 149 m ö. h. skär älvprofilen, vilket innebär, att havsviken upphört vid den stora »vuopajan» vid 147.8 m. Det är där det ovanomtalade finsedimentet anträffats. I överensstämmelse härmed står det förhållandet, att ett starkt förvildat parti i älven följer strax ovanför detta ställe. Havsviken har sålunda icke räckt fram till Maantiekurunojas mynning (vid 153 m), därom vittnar också de asymmetriska torrdalarnas orientering.

Iakttagelserna ordna sig sålunda till en ganska harmonisk bild. Emellertid finnes det tvenne omständigheter, vilka kunde anses strida

häremot och ej böra förbigås med tysthet: mjälsandavlagringen i Muoravaarakka-dalen och sandackumulationerna i Lutto-dalen ovan för Kattajokis mynning.

Selsträckningarna mellan Muoravaarakkas mynningsfors och den kilometerlånga forsen, där Saukko-oja faller ut, ha såsom anförts tillhört ett klarbäcken, i vilket bl. a. mjälsanden utfällts. Detta klarbäckens botten ligger nu mellan 143 m (Fixp. vid mynningsforsens nacke 143.09 m) och 147.9 m (= selet nedanför den nämnda låga forsen). Av fig. 1 framgår, att bäckenets botten i sin helhet ligger ovanför högsta marina gränsen. Förklaringen blir tydligen den, att klarbäckenet avdämts av den sista dödisresten i Suomu-dalen. Motsägelsen försvinner därmed.

Den andra till synes motstridande omständigheten utgöres av sandavlagringarna och strandbildningarna i Lutto-dalen ovanom Kattajoki. Efter att på väg uppåt älvloppet ha passerat den med runda kullerstenar uppfyllda erosionsmarken vid Kolmaskoski är man i första ögonblicket icke så litet förvånad, när högre uppe åter stora fält av fin älvsand utfylla botten i Lutto-dalen. De begränsas mot dalsidorna, dels av horisontala erosionsstrandlinjer, vid vilka de israndrännor mynna, som linda sig ned för dalsidorna med lutning mot E, dels begränsas sandmassorna på dalbotten uppåt av jämna, horisontala platåytor, en del med något bucklig yta, som tyder på, att sanden utfällts på (vinter-)is; på fig. 1, II ha några mätningar utmärkts. Sammantagna indicera dessa iakttagelser en ursprungligen överraskande horisontal, senare upplyftad dalfyllningsyta, uppkommen så, att fin älvsand till övervägande del här utfyllt en flodsjö. Lutningsgradienten hos den upplyftade flodsjöytan sammanfaller exakt med gradienten för högsta marina gränsen i Suomudalen, men fornsjöytan ligger c:a 10 m ovanför det beräknade värdet för M. G. på detta ställe. Fornsjöytan skär dalprofilen något litet ovanför Kolmaskoskis nacke och erosion har därför trätt i stället för ackumulation, och vattnet har här arbetat särskilt kraftigt emedan det efter att ha passerat det småningom utfyllda klarbäckenet ej mera behövde förslösa levande kraft på transport av sedimentmassor. Allt detta vittnar om, att den tidigare omtalade isrest, som uppdämt den issjö, vars strandlinje nu befinner sig mellan Ruchojärvi och Houvinkotajärvi vid 157 m, sammar hängt med istungan i Lutto-dalen, och först sedan denna dragit sig tillbaka till den övre delen av dalen började flodsjöns utfyllning. Även denna skenbara anomali erhåller sålunda i naturförhållandena en förklaring, som ej står i någon motsättning till ovanangivna tydning av de marina transgressionsförhållandena.

Ovanför den utfyllda flodsjön blir sanden i dalen grövre och därmed dalfyllningens jämviktsprofil brantare. Alla de observationer jag gjort vid Kulasjoki ansluta sig emellertid osökt till en och samma jämviktsprofil. I följd av den skärpning av reliefenergin, som landhöjningen framkallade, grävde sig den nuvarande älvfåran ned i dalfyllningen, som till större delen åter avlägsnades, och brytningar uppkommo åter i dalprofilen.

Ovanför Kulasjokis mynning tillväxa erosionsfenomenen alltmera i styrka uppåt Lutto-dalen, isynnerhet uppåt dess sidor; lateralterrasser nå på sydsidan av höjden N om övre Luttojärvi till ett 60-tals m höjd, och några km S om samma sjö finns ett kraftigt dött vattenfall. Luttojärvi-sjöarna själva intaga tydligen hålor, som uppkommit efter avskilda, under sediment nedbäddade dödisresters avsmältning. Glacifluviala ackumulationsformer förekomma däremot överraskande sparsamt i dalen, egentligen är det blott vid Vellinsärpimäjoki-bäckens mynning som verkliga åsryggar förekomma. De stryka där fram i Lutto-dalens riktning vid foten av högra dalsidan.

De i första ögonblicket till synes komplicerade postglaciala företeelserna i de båda dalarna ha sålunda otvunget erhållit en genetisk tydning. Åsarna hade bildats och dödistungorna i dalen försvunnit förän havet fick tillträde till dalarna. Medan plataåsarna bildades stod havsytan relativt lågt i förhållande till landet. En ganska lång tid bör ha förgått mellan plataåsbildningen och transgressionen under vilken M. G. utbildades, vilket gradienterna (fig. 1) synes mig giva till känna, ehuru härvid bör tagas i betraktande, att det för åsplataernas vidkommande rör sig om jämviktsprofilens gradient. Snarast väntar man sig därför, att det är *portlandia*-transgressionen, vars stränder här inregistrerats av högsta marina gränsen. Det erhållna värdet går icke illa ihop med det provisoriska höjdvärde jag erhållit för den supponerade högsta marina gränsen vid Törmänen by vid Ivalo älv, nämligen 141 à 142 m. På grund av mina mätningar i Patsjoki-dalen (se härom i del IV av mina kvartärstudier, Fennia 53) hade jag dock väntat, att *portlandia*-transgressionens strandlinje skulle ha befunnit sig några m högre i de båda här behandlade dalarna, än vad som fastställts. Det är framtiden förbehållet att på paleontologisk väg utröna, huru härmed förhåller sig.

Några grunddrag i traktens geologiska utveckling ha här ovan skisserats. Det bör ha framgått, att Lutto—Suomutrakten utgör ett ovanligt fördelaktigt område för noggranna geomorfologiska och

kvartärgeologiska detaljstudier. I förhoppning om att någon forskare av den yngre generationen med erforderlig förskolning skall taga ihop med detaljstudiet, finner jag det vara skäl att här publicera några höjdsiffror i m över havet, vilka jag uppmätt i trakten, emedan tillgång på tillförlitliga baspunkter icke så litet inbesparar tid för forskningsarbetet.

I. Inari—Kattajärvi.

Inari sjö (18. 9. 1935, kl. 17) 118.41, sel 128.07, Könkäanjärvis yta 128.93, selsjö 131.45, Pöykkäjärvi 132.50, sel 132.87, sel 135.38, Aitalompolo 135.94, sjö 136.07, Aulamajärvi 136.98, sel 137.80, Kotalampi 143.02, lompolo 144.68, lompolo 144.95, Nangunjärvi 147.13, Valkiajärvi 160.34, Iso Pihtijärvi 155.52, vattendelaren 158.11, Yl. Pihtijärvi 157.91, lompolo 157.76, Houvinkotajärvi 155.21, Yl. Ruohojärvi 148.98, Kesk. Ruohojärvi 148.96, Al. Ruohojärvi 148.91, Kattajärvi (16. 9. 1935, kl. 8) 145.19, Fix vid Kattajärvi torpets båthamn, kors inlugget i stort klippblock, 146.07.

II. Kattajärvi—Övre Luttojärvi.

Lutto vid Hirvasjokis mynning 145.80, Pakkavaara fors: Fix på vänstra stranden nedanför fors 146.88, (vattenytan 146.65), Fix på samma strand ovanför fors 148.55, (vattenytan 147.15), Kulasjokis mynning: Fix på Luttos vänstra strand 149.16, vattenytan invid 148.70, Nedre Luttojärvi 160.08, Övre Luttojärvi 160.54, Fix i stor sten i älven vid dess utlopp i Övre Luttojärvi 160.81.

III. Ö. Luttojärvi—Kulasjokis nordkrök.

Kulasjoki vid dragstället 157.38, Fix där på vänstra stranden 158.61, selet nedanför första långa fors 157.56, selet ovanför denna fors 164.62, selet nedanför andra långa fors 165.11, selfläck i denna fors 173.27, selet ovan denna fors vilket kommunicerar med stora sjön 182.13, sel 182.90, sel 183.35, sel 183.73, selet vid ön i Kulasjoki älvens stora nordkrök 184.45.

IV. Kulasjoki—Puulakka-passet—Karanassuvanto (Suomu).

1. sjön 20/7 212.40, 2. sjön 20/7 238.33, 3. sjön 20/7 242.40, 4. sjön 20/7 257.80, passpunkt i Puulakkakuru 268.92, intermittent sjö 20/7 259.51, 6. sjö 20/7 223.64, 7. sjö 20/7 219.59, Karanassuvanto i Suomu: Fix i sten på älvens vänstra strand, där forsens grenar ut sig 167.73, (älvytan 167.60).

V. Kattajärvi—Suomuköngäs.

Kattajärvi Fix 146.07, sjöytan 145.42, sel 145.33, sel 145.12, Saunasuvanto selet ovan Kolmaskoski 144.45, Kolmaskjokis mynning 141.08, selfläck 140.64, selet nedanför Kolmaskoski 135.59, sel 132.76, sel (7.5 km långt) 132.48, Liittoskoski: x i stor sten vid nacken på älvens vänstra strand 132.71, selfläck i forskröken 128.18, sel nedanför fors 126.82, sel 125.60, Utjanakoski, sel ovanför fors 124.43, Fix i stor sten på vänstra stranden vid forsens nedre ända 122.73, sel nedanför fors 122.28, Lutoukköngäs: selet ovanför 122.27, selet nedanför 115.32, Fix i kröken på vänstra stranden 115.98, sel 114.80, Rupuolijärvi 122.68, Suomu älv, Fix på vänstra stranden nedanför »kämpän» 14/8 128.65, sel vid Suomuköngäs forsnaeke 14/8 128.65.

VI. Suomuköngäs—Karanassuvanto.

Sel 129.40, Tossuusuvanto 131.06, Lotjana fors: sel nedanför 131.31, Fix i sten nedanför fors 131.31, högra stranden 131.38, Fix i stor sten vid dragstället på högra stranden ungefär vid forsens mitt 135.60, selet Joutsenjärämä 137.98, sjö 138.27, sjö (med Hurus kätä) 138.72, Mukkaperajärvi 138.84, sel 138.86, sel 138.98, Aittajärvi 140.57, selfläck 141.87, selet vid holmarna 142.06, sel med stora »vuorajan» 142.94,

sel ovan Maantienkurunoja 153.11, selfläck vid bäck fr. vänster 153.95, sel 156.23, Fix nedanföör Pui-
lakkaportti fors i sten på högra stranden = vattenytan 27/7 157.87, Fix i forsklippa vid Pui-
lakkaporttis övre ända, höger strand, 166.07, sel 166.06, sel 166.66, sel 167.24, Karanassuvanto, älven 167.60, Fix p.
167.73,

Vii. Muoravaarakka dälen.

Fix nedanföör Lotjana fors 131.38, Fix i sten i älven vid övre ändan av Muoravaarakkas mynnings-
fors 143.09, (vattenytan) 143.05, 1. sel 144.30, 2. sel 144.70, 3. sel 145.57, 4. sel 146.73, 5. sel 147.69,
selet nedanföör den kilometerlånga fors, där Saukko-oja faller ut 147.89.

Grankulla, 27 mars 1936.

RÉSUMÉ.

V. TANNER. L'EXTENSION DE LA MER SENGLACIAIRE DANS LES
VALLÉES DES RIVIÈRES LUTTO ET SUOMU EN LAPONIE EN
AMONT DE LEUR CONFLUENT.

Le district est d'un intérêt tout particulier au point de vue géomorpho-
logique. Pourtant, dans le présent abrégé, l'auteur s'est restreint à faire un
exposé sommaire seulement de la manière anormale de fusion du dernier in-
landis et de l'extension de la mer dans les susdites vallées; voir Fig. 1. En
vue de faciliter les recherches futures, l'auteur a trouvé utile d'y annexer
une série de points de repère dont la hauteur au-dessus du niveau de la mer
a été mesurée par lui. — V. T.

ÜBER ARCHÄISCHE VULKANISCHE GESTEINE IN SAARI- JÄRVI IM MITTLEREN FINNLAND.

Von

W. W. WILKMAN.

Während ich im Jahre 1928 mit der geologischen Kartierung (Skala 1 : 100 000) des Kirchspiels Saarijärvi beschäftigt war, traf ich im westlichen Teile dieses Kirchspiels an der Grenze gegen Pylkönmäki archäische vulkanische Gesteine an, welche eine etwa 24 km lange und 3—5 km breite Zone bildeten. In den Jahren 1932 und 1933 besuchte ich wieder die selben Gegenden und nahm nun eine genauere Karte des Gebietes im Masstabe 1 : 20 000 auf, von welcher hier eine verkleinerte Reproduktion beigefügt ist.

Die Zone der genannten Effusivgesteine beginnt im Dorf Mahlu und erstreckt sich in NNE-licher Richtung längs der Ostseite des Sees Kalmarinjärvi zur Grenze des Kirchspiels Kivijärvi und von da weiter in die Nähe des Hofes Saprä-aho in Kivijärvi. Die Gesteine dieser Zone sind zum grössten Teil Quarzporphyre. In geringerem Umfang trifft man natronreiche Quarzporphyre und basischere, oligoklas- und biotitreiche Gesteine an: Granodioritporphyrite und Quarzporphyrite, welche ihrer Zusammensetzung nach den granodioritischen und dioritischen Tiefengesteinen der Kalkkallireihe entsprechen. Mit Hinsicht auf das hohe Alter und die Metamorphose der Gesteine habe ich die selbe Nomenklatur angewandt wie F. v. Wolff in seinem Werke »Der Vulkanismus« (1). Die entsprechenden jungvulkanischen Gesteine würden sein: Liparit, Dazit und Andesit.

Ihrer Struktur nach sind diese vulkanischen Gesteine einwenig verschiefert und meistens deutlich fluidal striuert. Sie sind leptitartig, jedoch nicht streifig gebändert, sondern ihre Struktur erinnert an die einer verhältnismässig homogenen, langsam fließenden Lava. Die Einsprenglinge sind im allgemeinen klein, durchschnittlich 1—3 mm lang, die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Die Gesteine

Die Mineralzusammensetzung wurde aus den Zahlen der Analyse berechnet. Dabei wurden die kleinen Mengen von TiO_2 , Fe_2O_3 und Na_2O , welche im Biotit und Muskovit enthalten sind, nicht mit in Betracht gezogen, sondern die Fe_2O_3 -Menge wurde vollständig zum Magnetit geschlagen und ebenso die Na_2O -Menge zum Albitmolekül des Plagioklases. Die CaO -Menge verteilte sich zwischen den Apatit, Titanit, Plagioklas und Zoisit, und die K_2O -Menge zwischen den Mikroklin, Biotit und Muskovit.



Fig. 1. Quarzporphyr von Santunmäki, Saarijärvi.
Gekreuzte Nikole. 20 mal vergrößert.

Von diesem Haupttypus unterscheidet sich nur sehr wenig der gröber körnige und massigere *granitporphyrische Quarzporphyr*, den man z. B. im Iso- und Pienimäki, nördlich von Pitkäaho (Tab. II) und nordwestlich von Horonalainen an der Grenze zum Porphyrit, am Heinämäki, in Saunaniemi, am Südwest-
abhäng des Keromäki sowie im Norden SW und W von Saprä-aho antrifft. Die Grundmasse des Gesteines ist etwas heller, gelblich oder rötlich grau. Als porphyrische Einsprenglinge treten ausser Plagioklas, der entweder einfach oder nach dem Albitgesetz zwillingslamelliert ist, Quarz und mikroperthitischen Mikroklin auch Mikroklin auf, der mit Plagioklas antiperthitisch verwachsen ist. Ferner kommen Mikroklinsprenglinge vor, in denen Plagioklas (An_{10} — An_{20}) in der Mitte des Kristalles idiomorphe Körner bildet und auch an den

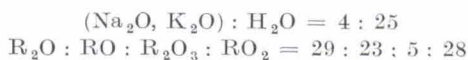
Rändern des Mikroklinkristalles mit diesem mikroperthitisch verwachsen ist (Pitkäaho). Der Plagioklas ist gewöhnlich serizitisiert und zoisitisiert, und diese letzteren beiden Mineralien trifft man auch in der Grundmasse an, wo sie neben Titanit mit Biotitaggregaten verwachsen sind. Der Quarz erscheint stellenweise in fast 3—4 mm grossen Individuen, welche Fetzen der Grundmasse als Einschlüsse enthalten (Keromäki). Der Biotit ist stark pleochroitisch, gelblich—grünlich dunkelbraun. In der Grundmasse sieht man hier und da, oft an den Rändern der Mikroklineinsprenglinge, Flecken von granophyrisch mit einander verwachsenem Quarz und Kalifeldspat (Pitkäaho, Tab. II).

Tab. II.

Quarzporphyr, granitporphyrisch. 1 km N von Pitkäaho, Mahtu, Saarijärvi. Anal. L. Lokka (2).

	%	Mol.	Niggli's Werte		Modus	%
SiO ₂	73.38	1.2169	al	44	Plagioklas An ₂₂ { Ab 28.14 An 8.45 }	36.59
TiO ₂	0.19	0.0024	fm	11	Quarz	31.75
Al ₂ O ₃	13.79	0.1349	e	11	Mikroclin	26.01
Fe ₂ O ₃	0.65	0.0041	alk	34	Biotit	4.54
FeO	1.32	0.0184	si	397	Magnetit	0.81
MnO	0.02	0.0003	ti	0.78	Titanit	0.28
MgO	0.32	0.0079	p	0.29	Apatit	0.28
CaO	1.93	0.0344	k	0.48	H ₂ O —	0.09
Na ₂ O	3.34	0.0539	mg	0.23		100.35
K ₂ O	4.73	0.0502	c/fm	1.00		
P ₂ O ₅	0.13	0.0009	Schnitt	5		
H ₂ O +	0.45	0.0250	qz +	161		
H ₂ O —	0.09	0.0050	Magmentyp:			
	100.34		engadinitisch			

Bei der Berechnung der Mineralzusammensetzung aus den Analysenwerten wurde angenommen, dass die Zusammensetzung des Biotites der mittleren Zusammensetzung (4) des Biotites der Granitpegmatite entspricht, wobei kleine Mengen von TiO₂, Fe₂O₃ und Na₂O zum Biotit gehen. Nach dieser Berechnung hat der Biotit folgende Molekularverhältnisse:



Am Nordende der Zone trifft man stärker metamorphosierten Quarz-Feldspatporphyr an. Die Einsprenglinge sind 1—4 mm gross. Kalifeldspat und Quarz sind zusammengenommen in ebenso grosser oder etwas grösserer Menge vorhanden als Oligoklas, der zu den

An-reicheren gehört (bis zu An_{30}). Der Quarz bildet zerbrochene Individuen oder Kornaggregate. Die Grundmasse enthält reichlich Umwandlungsprodukte: Serizit, Chlorit, Epidot und auch Kalzit. Der Kalifeldspat ist oft voll von Albitausscheidungen. Das Gestein geht weiter nördlich in einen rötlichgrauen Oligoklas-Mikroklin-Granitporphyr über.

Dichter, schiefriger Quarzporphyr. Der Quarzporphyr geht stellenweise in dichte schiefrige Varietäten über. Diese sind auf der Karte mit kurzen parallelen Strichen bezeichnet. Das Gestein ist deutlich druckschiefrig, kristalloblastisch; die Korngrösse beträgt 0.005—0.02 mm. Porphyrische Einsprenglinge (Quarz, Mikroklin, Plagioklas An_{10} — An_{15}) sind weniger zahlreich und im allgemeinen klein. Die Quarzkörner sind zu schmalen, in der Schieferungsrichtung ausgezogenen Linsen abgeplattet. Die Grundmasse enthält reichlich Serizit und etwas Chlorit. Ausserdem trifft man stellenweise, z. B. etwa 1 km N von Muittari, im Gesteine zahlreiche Granate in 0.1—1 mm grossen Körnern an, welche mit den Quarzkörnern verwachsen sind. Sie werden von Biotit- und Serizitaggregaten umgeben, welche in der Schieferungsrichtung des Gesteins ausgezogen sind. Wo die Fluidalstreifung durch die Anordnung der im Gestein eingeschlossenen Fragmente sichtbar wird, erkennt man oft, dass diese Streifung von der Schieferung überquert wird (z. B. zwischen dem Nordende des Sees Löytänjärvi und dem See Alajärvi).

Der natronreiche Quarzporphyr kommt in einer schmalen Zone NW von Lehtola an der Grenze gegen den Granodioritporphyr, auf einem kleinen Gebiet zwischen der Landstrasse und Rauskamäki sowie am Westabhang des Taivasmäki vor. Das Gestein ist feinkörnig, porphyrisch und von Farbe gelblich oder rötlich grau. Die Einsprenglinge bestehn hauptsächlich aus saussuritisiertem und albitisiertem Plagioklas (An_5 — An_{12}), der reichlich Klinozoisit, Serizit sowie etwas Biotit und Chlorit enthält. Er bildet fast 5 mm grosse tafelförmige Kristalle. Die Zwischenmasse besteht aus Quarz, Albit, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit und ziemlich eisenreichen Epidot in kristallinen Anhäufungen, in welchen einzelne Kristalle fast 0.5 mm Länge erreichen. Als accessorische Gemengteile finden sich Apatit, Titanit und Erzkörner (u. a. Pyrit) vor. Der Quarz ist fast überall, besonders aber in der Umgebung der Feldspateinsprenglinge, granophyrisch sowohl mit dem Kalifeldspat wie auch mit dem Albit zusammengewachsen. In diesem einigermassen gepressten und metamorphosierten Gestein sind die Druckspältchen von kristallinem Klinozoisit erfüllt.

Dem vorigen Gestein in seiner Struktur und Zusammensetzung ganz ähnlich ist ein sehr feinkörniger rötlicher Felsit, der westlich vom Hofe Kynnäs, südlich von Kalmukoski und südwestlich von Hietaniemi an der Grenze gegen das Granodioritgebiet vorkommt. Die Einsprenglinge sind nur viel kleiner, und das Gesteine ist stark gepresst und zertrümmert.

Der Granodioritporphyrit. Dieses Gestein unterscheidet sich dadurch vom Quarzporphyr, dass der Plagioklas Anreicher ($An_{25}-An_{35}$) ist und die Grundmasse reichlich Biotit in zeretzten Aggregaten enthält, in denen dies Mineral mit anderen Bestandteilen verwachsen ist. Die Einsprenglinge bestehn hauptsächlich aus Plagioklas, zu geringerem Teile aus Mikroklin und Quarz. Die Plagioklaskörner sind tafelförmig, zonar struiert und einigermaßen stark umgewandelt. Die Zwischenmasse ist fein- bis feinkörnig; ihre Bestandteile sind Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Chlorit, Titanit, Ilmenit (mit Leukoxen) und Apatit. Das Gestein enthält weniger Kalifeldspat als die Quarzporphyre und es repräsentiert seiner Zusammensetzung nach ein Zwischenglied zwischen diesen und den Porphyriten.

Von diesem Gestein kommen auch dichte Abarten vor. Ein solcher dunkelgrauer »Leptit« findet sich einige km SE von Kantainen vor, wo er eine schmale, nach Saarinen sich erstreckende Zone bildet. In der Grundmasse lassen sich mikroskopisch kleine, grünlich braune Biotitschuppen, Erzkörnchen und unregelmässig geformte, ovale Serizitanhäufungen sowie stellenweise linsenförmige Flecke von gröberem Korn, welche reichlicher dunkle Bestandteile samt etwas Epidot und Kalzit enthalten.

Am SE-Strand des Sees Saarinen findet sich ein inhomogener, tuffartiger Granodioritporphyrit vor. Das Gestein enthält hier und da recht fein- und gleichkörnige dunkle Einschlüsse. Die Plagioklaskörner sind gerundet und stark umgewandelt.

Der Quarzporphyrit. Das Hauptverbreitungsgebiet dieses Gesteines befindet sich am Kalmukoski und westlich vom See Mahlunjärvi. Das Gestein ist dunkelgrau und im allgemeinen kräftig metamorphosiert; seine Korngrösse ist 0.01—0.04 mm. Die Gemengteile der Grundmasse sind: Plagioklas, Biotit und Hornblende in wechselnden Mengen sowie Quarz und Kalifeldspat; Umwandlungsprodukte sind Chlorit, Klinozoisit oder Epidot und Accessorien Titanit, Ilmenit (Leukoxen) und Apatit. Die Einsprenglinge bestehn hauptsächlich aus Plagioklas $An_{35}-An_{50}$, der 0.5—3 mm grosse, gerundete, dicht angeordnete Körner bildet. Diese sind gewöhnlich

zerbrochen und mehr oder weniger umgewandelt. In geringerer Menge trifft man 0.2—0.4 mm grosse idiomorphe Quarzkörner an.

Vom Muittarinkoski nach Südwesten hin herrscht ein Biotit-Quarzporphyrit vor. Dieser kalireiche Typus nähert sich in seiner Zusammensetzung den Granodioriten. Die Grundmasse enthält viel mehr Biotit als Hornblende und stellenweise fehlt diese letztere ganz, wie z. B. im Porphyrit nordwestlich der Landstrasse etwa 1.5 km NE von Pitkäaho (Tab. III). Die Plagioklaseinsprenglinge sind daselbst oft mehrfach zonar struiert.

Tab. III.

Biotit-Quarzporphyrit. Ung. 1 km NE von Pitkäaho, Mahlu, Saarijärvi. Anal. L. Lokka (2).

	%	Mol.	Niggli's Werte	Modus	%
SiO ₂	62.14	1.0305	al 36	Plagioklas An ₄₄ { Ab 25.25 } { An 20.64 }	45.89
TiO ₂	0.74	0.0092	fm 28	Biotit	21.01
Al ₂ O ₃	17.09	0.1672	c 18	Quarz	20.71
Fe ₂ O ₃	1.83	0.0115	alk 18	Kalifeldspat	10.94
FeO	4.04	0.0562	si 222	Titanit	1.02
MnO	0.07	0.0010	ti 2	Apatit	0.40
MgO	2.05	0.0508	p 0.28	H ₂ O —	0.12
CaO	4.66	0.0831	k 0.42		<u>100.09</u>
Na ₂ O	3.03	0.0489	mg 0.39		
K ₂ O	3.35	0.0356	c/fm 0.64		
P ₂ O ₅	0.19	0.0013	Schnitt 4		
H ₂ O +	0.79	0.0438	qz + 50		
H ₂ O —	0.12	0.0067	Magmentyp:		
	<u>100.10</u>		quarzmonzonitisch		

Bei der Berechnung der Mineralzusammensetzung aus den Analysenwerten werden Fe₂O₃ gänzlich und kleine Mengen von TiO₂ und Na₂O für den Biotit berechnet. Der Rest vom TiO₂ sowie ein Teil von CaO geht zum Titanit, der reichlich in kleinen Körnern im Biotit vorkommt. Die Berechnung, bei welcher von der mittleren Zusammensetzung des Biotites (4) der Diorite und Tonalite ausgegangen wurde, ergab für den Biotit die Molekularverhältnisse:

$$(Na_2O, K_2O) : H_2O = 2 : 5$$

$$R_2O : RO : R_2O_3 : RO_2 = 5 : 9 : 3 : 11$$

und Zusammensetzung: SiO₂ 36.8, TiO₂ 1.5, Al₂O₃ 12.5, Fe₂O₃ 8.7, FeO 19.2, MnO 0.3, MgO 9.8, Na₂O 0.3, K₂O 7.2, H₂O 3.7 = 100 %.

Ein anderer gewöhnlicher Typ ist ein hornblenderreicher Quarzporphyrit, dessen Grundmasse neben grünbraunen Biotitschuppen auch reichlich mit diesen verwachsene grüne Hornblende-

nädelchen und vereinzelte Uralitkörner enthält, welche jedoch meist in Hornblende- und Biotitarhäufungen zerfallen sind. (Fig. 2 und Tab. IV). Die Plagioklaseinsprenglinge sind oft stark saussurisiert, indem sie Zoisit, Epidot, Hornblendenädelchen und Chlorit enthalten. Epidot trifft man sowohl in den Plagioklaskörnern als auch in der Zwischenmasse in deutlichen Kristallaggregaten an. Quarz und Kalifeldspat sind stellenweise an den Rändern der Plagioklase mit einander granophyrisch verwachsen.

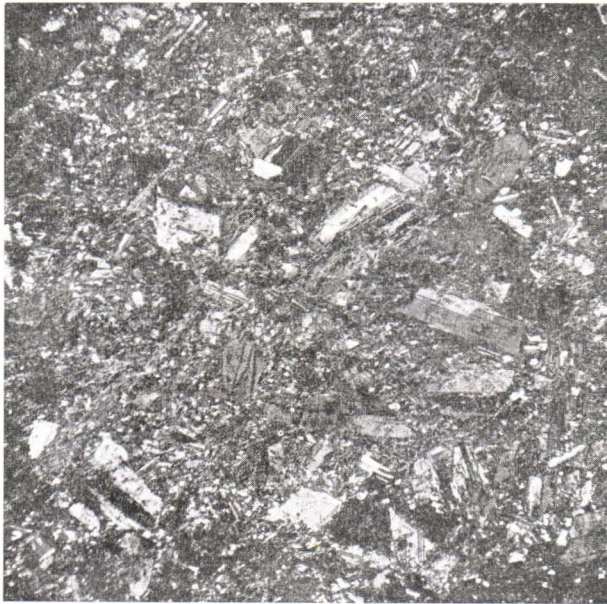


Fig. 2. Hornblendeporphyr. Insel im Mahlunjärvi See, Saarijärvi.
Gekreuzte Nikole, 20 mal vergrößert.

Die Grenzen zwischen den Porphyriten und den Quarzporphyren sind im allgemeinen nicht ganz scharf, sondern an den Kontakten trifft man oft »nebulitische« Migmatite an, in welchen der Porphyrit als dunklere, undeutlich begrenzte, in der Richtung der Fluidalstruktur angeordnete Fragmente im dichten Quarzporphyr auftritt, so z. B. N von Pitkäaho und E von Kalalampi. Allerdings durchsetzt an diesen Stellen der Quarzporphyr auch in deutlichen Gängen den Porphyrit. Diese Gänge sind ihrer Beschaffenheit nach felsitisch oder aplitisch.

Tab. IV.

Hornblendeporphyr. Insel im Mahlunjärvi-See, Saarijärvi.

Anal. L. Lokka (2).

	%	Mol.	Niggelis	Werte		%
SiO ₂	54.16	0.8982	al	30.5	Plagioklas An ₅₀ { Ab 18.99 An 20.13 }	39.12
TiO ₂	1.11	0.0139	fm	37.5	Hornblende	26.98
Al ₂ O ₃	18.49	0.1809	c	22	Biotit	23.56
Fe ₂ O ₃	0.83	0.0052	alk	10	Quarz	7.56
FeO	7.34	0.1022	si	151	Titanit	1.67
MnO	0.09	0.0013	ti	2.34	Apatit	0.68
MgO	4.32	0.1071	p	0.37	H ₂ O —	0.21
CaO	7.30	0.1301	k	0.31		99.78
Na ₂ O	2.50	0.0403	mg	0.48		
K ₂ O	1.73	0.0184	c/fm	0.59		
P ₂ O ₅	0.31	0.0022	Schnitt	4		
H ₂ O +	1.41	0.0783	qz	+ 11		
H ₂ O —	0.21	0.0117	Magmentyp:			
	99.80		normaldioritisch			

Die Mineralzusammensetzung wurde aus den Analysenwerten berechnet. Die K₂O-Menge wurde als völlig zum Biotit gehörig angenommen. Kleine Mengen von TiO₂, Fe₂O₃ und Na₂O gehen neben Al₂O₃ zum Biotit und zur Hornblende. CaO verteilt sich auf Plagioklas, Hornblende und Titanit. Als Ausgangspunkt nahm man die mittlere Zusammensetzung (4) des Biotites und der Hornblende der Diorite an. Die Berechnung ergab folgende Molekularverhältnisse:

im Biotit	(Na ₂ O, K ₂ O) : H ₂ O = 5 : 11
	R ₂ O : RO : R ₂ O ₃ : RO ₂ = 6 : 5 : 6 : 15
in Hornblende	Na ₂ O : H ₂ O = 2 : 57
	R ₂ O : RO : R ₂ O ₃ : RO ₂ = 7 : 42 : 2 : 51

Ein eigentümlicher kiesreicher Quarzporphyr mit *quarzonitischer* Zusammensetzung wurde an der Grenze gegen den Porphyrit, etwa 1 km NW von Vuorimäki angetroffen. Die Grundmasse des Gesteins ist autallotriomorf, die Korngrösse 0.05—0.3 mm. Die Gemengteile sind Quarz, einfacher Mikroklin, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Pyrit, Magnetit und Apatit. Der Plagioklas ist teils stark umgewandelt und Ab-reich, teils An-reich (65 %) und dann frisch. In den Biotitschuppen befinden sich Rutilnadelchen und in den Hohlräumen zwischen den Quarzkörnern feine farblose Nadelchen, die an Sillimanit erinnern. Die Einsprenglinge bestehn ausschliesslich aus Quarz und sind fast 2.5 mm gross. An ihren Rändern ist teils Mikroklin und teils Plagioklas granophyrisch mit dem Quarz verwachsen. Apatit

findet sich stellenweise reichlich vor und bildet bis zu 1—2 mm lange Körner.

Was die Beziehungen zwischen den Porphyren und den Tiefengesteinen betrifft, so scheint der Quarzporphyr sehr nahe mit Mikroklingranitaplit verwandt zu sein. Er geht nämlich in der SE von Kelkkamäki befindlichen Talschlucht an der Grenze gegen das letztere Gestein in einen rötlichen, kleine porphyrische Feldspatkörner enthaltenden Aplit über. An der Grenze gegen den Granodiorit, NW von Lauttalampi, beobachtet man, dass der graue Quarzporphyr zahlreiche Bruchstücke von klein- bis mittelkörnigem Granodiorit enthält. Diese Tatsachen bestätigen die Auffassung, dass die Porphyre die Effusivfazies der Tiefengesteine darstellen, und dass die Eruption und die Erstarrung der sauren Quarzporphyre später als die der basischen Porphyrite stattgefunden hat.

Die Metamorphose scheint in höherem Grade die basischen Porphyrite und keratophyrartigen Porphyre betroffen zu haben als die sauren Quarzporphyre. Dieselbe scheint ihrer Beschaffenheit nach zum grossen Teil endogen gewesen und in der Schlussphase der Erstarrung vorsichgegangen zu sein, als die wasserhaltigen Minerale stabil waren. Dadurch erklärt sich am besten die Bildung von Serizit und Zoisit in den Plagioklaseinsprenglingen sowie der Umstand, dass bei Albitisierung in ihnen auch Epidot, Chlorit, Biotit und Hornblende auskristallisiert sind.

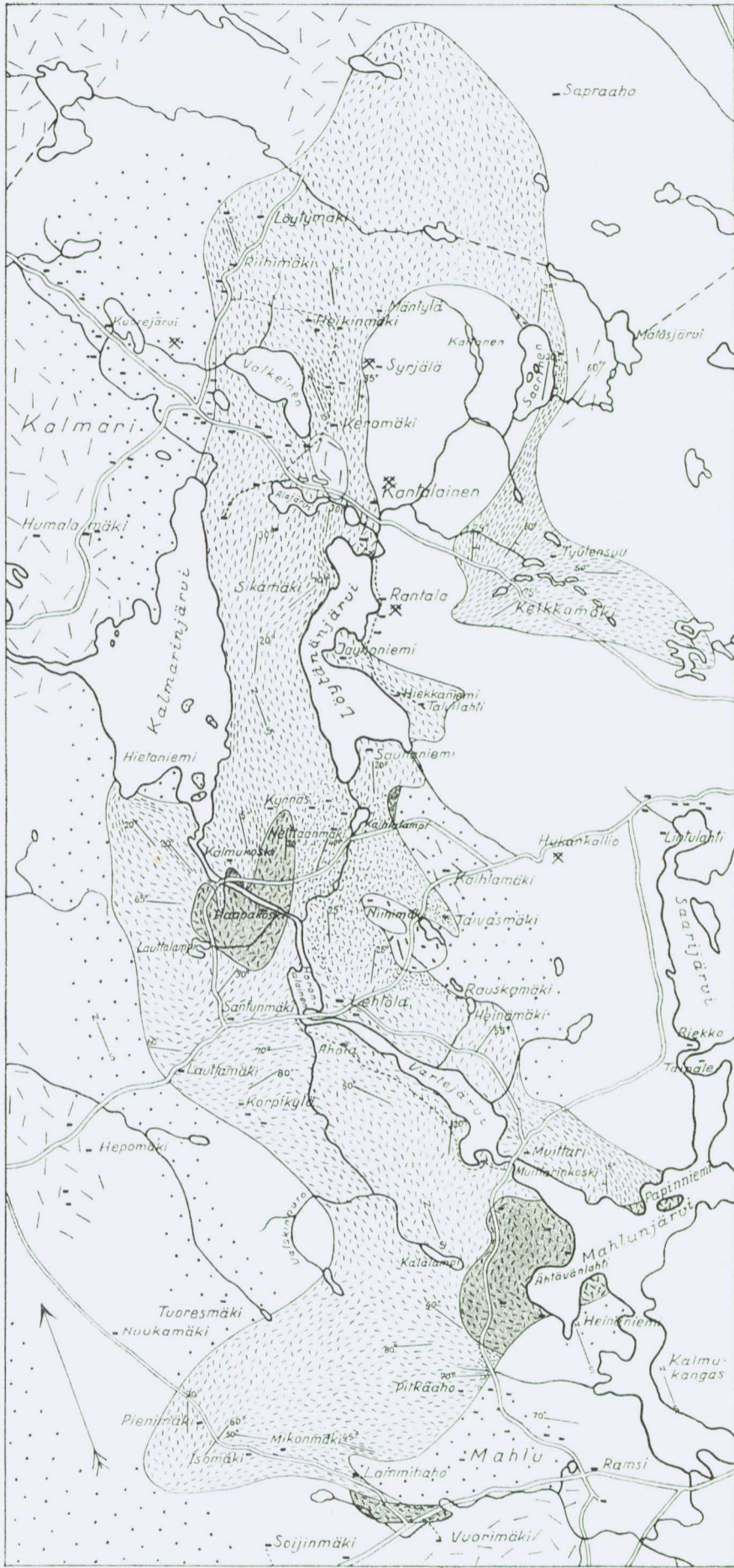
LITERATUR.

1. WOLFF, F. v., Der Vulkanismus, Bd. 1. S. 136. Stuttgart 1914.
 2. LOKKA, L., Neuere chemische Analysen von Finnischen Gesteinen. Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 105. S. 49. Helsinki 1934.
 3. ECKERMANN, HARRY v., Molecular proportions. Upsala 1925.
 4. TSCHIRWINSKY, P., Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der wichtigen Mineralien der Eruptivgesteine und der Meteorite (Mem. Inst. Polytechnique du Don Novotscherkassk 11, 141, 1929). Ref. K. SCHLOSSMACHER, Fortschritte der Min., Krist. u. Petrographie, Bd. 19, S. 268, 275.
-

KARTE ÜBER DAS GEBIET DER VULKANISCHEN GE-
STEINE IN SAARIJÄRVI MIT UMGEBENDEN
TIEFENGESTEINEN.

Massstab 1 : 100,000

Von W. W. Wilkman.



	Quarzäiorit		Quarzporphyrit
	Quarzäioritporphyr		Granodioritporphyrit
	Granodiorit		Natronreicher Quarzporphyr
	Granodioritporphyr		Quarzporphyr
	Porphygranit		Dichter Quarzporphyr
	Mikroklingranit		Steinbruch

W. W. Wilkman: Über Archaische vulkanische Gesteine in Saarijärvi im mittleren Finnland.

ÜBER DAS EINSAMMELN VON ERDPROBEN UND IHRE
PRÄPARATION FÜR DIE QUALITATIVE UND
QUANTITATIVE DIATOMEENANALYSE.

Von

G. BRANDER.

Beschreibungen über die Präparationstechnik der Kieselalgen fehlen keineswegs in der Literatur; solche sind vielmehr fast in jedem grösseren floristischen Werke über Diatomeen zu finden. Und zwar sind sie gewiss meist ganz gut, wenn es auf das Studium der einzelnen Formen — in erster Linie das der rezenten — als Selbstzweck ankommt. Dem Quartärgeologen¹ dagegen, der sich der Diatomeen als Mittel, nicht als Ziel für seine Untersuchungen bedient, der sich nicht so viel für die einzelnen Formen als vielmehr für die fossilen Artassoziationen interessiert, und der einfach und schnell anzufertigende Präparate, oft in grosser Menge, verlangt, sind diese Beschreibungen doch nicht geeignet. Vor sieben Jahren wurde die Präparation fossiler Diatomeen für auch quartärgeologische Zwecke von A. Hj. Olsson in einem »Om anrikning av diatomacéer ur jordarter« betitelten Aufsätze in *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, Bd. 51, behandelt. Die nachstehend beschriebene Anreicherungs- methode des Verfassers baut auf derjenigen Olssons auf; in Wesentlichem stellt sie nur eine Vereinfachung derselben dar. Da aber diese Vereinfachung viel Ersparnis in Apparatur, Zeit und Arbeit bedeutet, betrachtet der Verf. die Beschreibung seiner schon während einiger Jahre mit gutem Erfolg angewandten Methode als gut motiviert. Um auch dem Anfänger zu dienen ist die Darstellung eine ausführliche; aus demselben Grunde beginnt sie daher mit der Probenentnahme im Felde.

¹ Für die Verwendung in der Quartärgeologie ist diese Darstellung nämlich in erster Linie beabsichtigt. Doch möchte ich betonen, dass die nachstehend beschriebene Methode auch den Floristen vollwertige Präparate liefert.

DIE ARBEIT IM FELDE.

Die Probenentnahme geschieht am zweckmässigsten mittels eines sog. Hiller'schen Torfbohrers. Er wird in einer Anzahl Ausführungen geliefert, die hinsichtlich der Beschaffenheit des Materials, der Länge der Bohrkanne usw. variieren. Als die nach meiner Erfahrung zweckmässigste Kombination empfehle ich diejenige, bei der der Bohrer aus 1 $\frac{1}{2}$ m langen Gliedern besteht, eine Gesamtlänge von 12 m hat, und bei der die Länge der Kanne 50 cm beträgt. Der letztgenannte Umstand ist von Belang, da eine lange Kanne eine beträchtlich grössere Arbeitsgeschwindigkeit als eine kurze erlaubt. Dazu kommt noch, dass das bequemere Mass von 50 cm das Berechnen der jeweiligen Bohrtiefe erleichtert und die Gefahr eines Rechenfehlers daher ebenfalls herabsetzt. Bezüglich der Konstruktion des Handgriffes bevorzuge ich diejenige, bei der es über die ganze Länge der Zwischenglieder läuft. Hierdurch wird das Emporheben des Bohrers aus grösseren Tiefen wesentlich erleichtert.

Der grösste Übelstand des jetzt beschriebenen Bohrers ist sein verhältnismässig grosses Gewicht. Doch empfiehlt es sich nicht aus diesem Grund beim Einkauf des Bohrers irgendeinen leichteren Typus zu wählen, denn, wenn man auch ausschliesslich in Torfmooren mit nur geringer Sedimentmächtigkeit arbeitet, sind doch das Gewicht des Bohrers und seine massive Konstruktion wichtige Eigenschaften, wenn es auf das Durchbrechen fester Stubbenschichten und kompakter Sandlager, bisweilen auch des Bodeneises, ankommt.

Die Bohrung

selbst ist eine einfache Prozedur. Der Bohrer wird bis zur gewünschten Tiefe herabgedrückt, dort mehrmals im Gegensinn des Uhrzeigers herumgedreht, wobei die Kanne sich öffnet und sich mit Erde anfüllt. Um sie wieder zu schliessen wird der Bohrer in der entgegengesetzten Richtung kräftig gedreht und dann herausgezogen. Wo nur die Beschaffenheit des Sediments es gestattet, meide man so weit möglich den Bohrer hinabz u h r e n; am liebsten d r ü c k t man ihn nur hinab um das Durchmischen des Erdmaterials der Lochwandung möglichst zu verhindern. Doch empfiehlt es sich beim Hinabdrücken bzw. Heraufziehen, wenn die Kanne schon aufgebohrte Schichten passiert, den Bohrer ganz langsam umzudrehen, um ein sich Öffnen der Kanne zu verhindern.

Wenn vollständige Probeserien entnommen werden sollen, bediene man sich immer zweier Bohrlöcher, in die der Bohrer abwech-

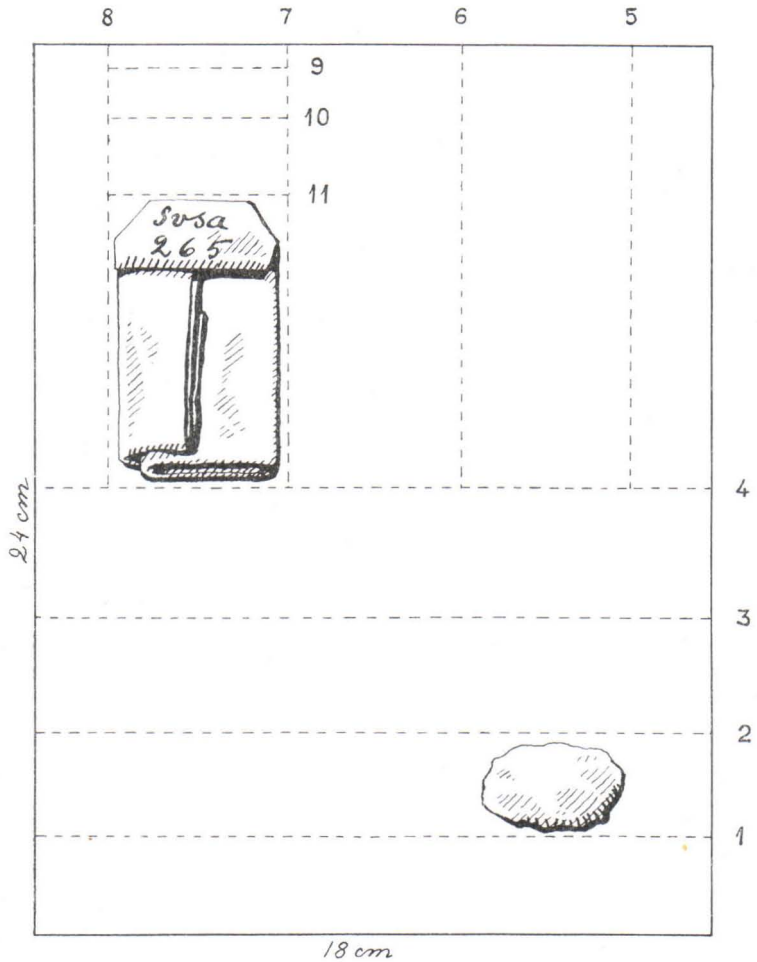
selnd hineingesteckt wird. Wird dies beachtet, so ist das Material im oberen Ende der Kanne von der herausragenden Bohrerspitze bei der vorhergehenden Bohrung nicht gemischt worden und somit voll verwendbar. Nach dem Heraufziehen wird die Kanne von aussen gut gereinigt und dann geöffnet, wonach

die Probenentnahme

selbst anfängt. Hierbei wird der Bohrer zuerst wagerecht gelegt und dann die Oberfläche des Kanneninhalts mittels eines Spatels längst dem Kannenrand abgeschabt. Somit erhält man eine ebene Oberfläche, wo sich nun der Charakter des Sediments und die Lagerfolge des Erdprofils gut studieren lassen. Mit dem Spatel — ein 10—12 mm breiter Nickelspatel empfiehlt sich hierzu am besten — entnimmt man dann Proben aus den gewünschten Niveaus, wobei zu beachten ist, dass die Proben vollkommen rein sein müssen. Eine peinliche Sauberkeit ist bei dieser wie bei allen anderen Operationen mit Diatomeen überhaupt zu beobachten. Falls somit die mit dem Spatel entnommene Probe von fremder Erde oder Schmutzwasser oberflächlich verunreinigt ist, kratzt man sie allseitig mit einem scharfen Messer ab. Eine wichtige Voraussetzung für das Erzielen zuverlässiger Resultate ist die, dass man aus dem Felde ausschliesslich nur absolut reine Proben nach Hause bringt. Im naturfeuchten Zustande der Proben sind Verunreinigungen leicht zu entdecken und zu beseitigen, was dagegen nach ihrem Trocknen meistens nicht mehr der Fall ist. Das Einsammeln grösserer ungereinigter Proben, die später im Laboratorium gereinigt werden müssen, ist daher durchaus verwerflich. Was die Grössen der Proben betrifft, genügen in den allermeisten Fällen 1 $\frac{1}{2}$ —2 cc sowohl für die Diatomeen- als für die Pollenanalyse. Eine der Hauptsachen ist es, dass die entnommene Erde ganz sauber ist; daher ergibt es sich, dass man sich lieber mit einer minimalen aber sauberen Probe begnüge, als mit einer grösseren, von deren Sauberkeit man nicht vollkommen überzeugt ist. Ist eine reine Probe aus irgendeiner Tiefe nicht zu erhalten, so nehme man besser gar keine. Einleuchtend ist es ohne weiters, dass die Hände sowie der Spatel die ganze Zeit hindurch vollkommen sauber gehalten werden sollen; somit muss man den Spatel jedesmal, wenn er mit fremder Erde oder Schmutzwasser in Berührung gewesen ist, allseitig gut reinigen.

Die Frage nach den Abständen der zu entnehmenden Proben berührt das Ziel des vorliegenden Aufsatzes nicht direkt. Doch möchte ich dem Anfänger hier den Rat geben, die Proben lieber zu dicht als

in zu grossen Abständen zu entnehmen. Zwar wird die Arbeit dadurch in die Länge gezogen, man sichert sich aber damit gegen eine sonst vielleicht erforderliche arbeits- und zeitraubende erneute Probenentnahme und Präparation. Den ganzen Kanneninhalte entnehme man aus den vorerwähnten Gründen nicht.



Zum Einschlagen der Proben benutzt man am besten fertig geschnittene Bogen besten Pergamentpapiers. Ich bediene mich ungefähr des Formats 18×24 cm. Vom Spatel wird die Erdprobe auf die Kurzseite des Papiers, unweit dessen unterer rechter Ecke übergeführt, worauf das Papier um das Erdstück mehrmals gefaltet

wird, etwa in der Weise, wie es die nebenstehende Figur veranschaulicht. Die Faltung geschieht immer nach innen zu und in der von den Ziffern angegebenen Reihenfolge, jedoch so, dass die Zahl der Faltungen sich nach der Grösse der Proben richtet. In der Weise bekommt man einen Papierbeutel, dessen oberen Ecken, um ein Aufrollen zu vermeiden, noch zurückgefaltet werden. Schliesslich erfolgt die Bezeichnung der Probe mit einem Bleistift. Nach der Rückkehr von der Tagesexkursion werden die Proben zum gründlichen Austrocknen ausgebreitet, wodurch sie unbegrenzt haltbar werden.

DIE ARBEIT IM LABORATORIUM.

Zum Herauspräparieren der Diatomeen aus den vom Felde heimgebrachten Proben ist folgendes erforderlich:

$\frac{1}{2}$ Dutzend 100 cc und $\frac{1}{2}$ Dutzend 50 cc Bechergläser vom niedrigeren Modelle. Ohne Schnauze, denn an derselben wird beim Kochen schwer zu entfernender Schmutz leicht anhaften.

3 Pipetten. Am billigsten und geeignetsten sind solche aus geradem Glasrohr (von etwa 4 mm innerem Durchmesser), das in 10 cm langen Stücke zerschnitten worden ist. Jene sind mittels eines Pfeifenreinigers leicht sauber zu halten.

Objektträger, 26 × 76 mm.

Deckgläser, 18 × 18 mm oder besser runde, 20 mm in Durchmesser.

Wasserstoffsuperoxyd, 30 Gew. Proz.

Styrax. Käufliches Styraxharz wird im Wasserbade in etwas Xylol gelöst. Man erhält dann eine gelbbraune, ziemlich leichtbewegliche Flüssigkeit. Zuletzt fügt man dem Balsam einige Tropfen Terpentin hinzu, um die Luft aus den Diatomeenzellen auszutreiben. — Brechungsexponent 1.58.

Hyrax. Der käufliche Balsam¹ wird zweckmässig durch Zusatz eines gleichen Xylolvolumens verdünnt. — Brechungsexponent 1.82.

Wasserbad.

Elektrische Kochplatte, regulierbar, mit einer Asbest- oder Metallplatte für die Herstellung von Dauerpräparaten. Das Eindampfen kann natürlich auch mit anderen Hilfsmitteln bewerkstelligt werden; doch empfehle ich eine elektrische

¹ Zu beziehen von Flatters & Garnett Ltd., 309, Oxford Road, Manchester, England.

Platte, die schnell eine gut regulierbare, gleichmässige Wärme liefert. Ausserdem kann man die Platte neben sich auf den Schreibtisch stellen und somit die Verdunstung bequem überwachen, während man mit anderer Arbeit beschäftigt ist.

HERSTELLUNG VON PRÄPARATEN FÜR DIE QUALITATIVE ANALYSE.

Im Laboratorium werden folgende Operationen ausgeführt: Das Reinkochen, das Dekantieren und die Rotation der Proben sowie die Anfertigung der Dauerpräparate.

D a s R e i n k o c h e n

bezweckt den Humus der Erdprobe zu beseitigen, wobei ausserdem die Auflösung harter Stücke, m. a. W. die Dispergierung der Mineralpartikeln erzielt wird.

Mit einem Messer werden kleine Stücke aus verschiedenen Teilen des im Papierbeutel aufbewahrten Erdklumpens entnommen, insgesamt etwa $\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{4}$ cc, und in einen 100 cc Becher übergeführt. Wasser wird bis etwa zur Höhe von $\frac{1}{2}$ cm hinzugegossen und dann Wasserstoffperoxyd hinzugefügt, je humusreicher die Probe ist, um so mehr; bei reinen Tönen bis 10 Tropfen, bei organogenen Erdarten bis zu einigen cc. Hiernach stellt man für eine halbe Stunde den Becher in ein lebhaft kochendes Wasserbad; nach dieser Zeit ist die Humusfarbe in der Regel verschwunden und das Material dispergiert worden. Wenn letzteres nicht der Fall sein sollte, was bisweilen bei eingetrockneten harten Gytta- und Dyproben eintreffen kann,¹ so fügt man noch etwas H_2O_2 hinzu und fährt mit dem Kochen fort. Nach vollendetem Kochen füllt man den Becher mit Wasser,² lässt ihn eine Stunde ruhig stehen und ist so für die zweite Operation fertig.

D i e D e k a n t i e r u n g

bezweckt das Entfernen derjenigen Mineralpartikeln, die kleiner als die Diatomeenschalen sind.³ Sie wird in der Weise bewerkstelligt, dass man die oberste Flüssigkeitsschicht nebst den darin schweben-

¹ Es empfiehlt sich in diesem Fall das Material vor dem Kochen in kleinere Stücke zu zerschneiden.

² Hier, sowie bei allen anderen Operationen kann Wasserleitungswasser verwandt werden.

³ Nebst eventuell unaufgeschlossenen Pflanzenresten, die dann auf der Oberfläche schwimmen.

den Tonteilchen einfach abdekantiert, das Glas wieder durch einen kräftigen, den Bodensatz aufwirbelnden Wasserstrahl anfüllt, den Becher eine halbe Stunde stehen lässt und dann aufs neue dekantiert. Auf diese Weise setzt man mit den sich jede halbe Stunde wiederholenden Dekantierungen fort, bis dass das Material tonfrei ist. Am Anfang, wenn die Schlammmenge noch eine sehr grosse ist, wird nur eine Flüssigkeitsschicht von $\frac{1}{2}$ oder 1 cm Tiefe abgegossen, später um so mehr, je mehr die Flüssigkeit sich aufgeklärt hat. Die Zahl der Abzapfungen ist dem Schlammgehalt direkt proportional; während reine Sandproben des Dekantierens kaum bedürftig sind, können sehr fette Tone bis über 30 Abzapfungen verlangen.

Die Rotation

bezweckt das Entfernen derjenigen Mineralpartikeln, die grösser oder, richtiger ausgedrückt, weniger leichtschwebend als die Diatomeen sind.

Zu diesem Zwecke wird das Material am zweckmässigsten in einen 50 cc messenden Becher übergeführt. Dies geschieht in der Weise, dass man zuerst etwa $\frac{2}{3}$ der klaren Flüssigkeit im Dekantierbecher abgiesst, den Rest in eine kräftige Rotation versetzt, den Becher $\frac{3}{4}$ —1 Min. stehen lässt und dann seinen Inhalt bis auf das grösste Material in der Mitte des Becherbodens in das kleinere Glas überführt. Diese Operation wird durch Zusatz von Wasser in den Dekantierbecher, durch Rotation, Stehenlassen und Abgiessen noch einmal wiederholt. Der Rotationsbecher ist nun angefüllt und muss jetzt stehen, bis die Flüssigkeit klar ist. Hiernach wird etwa $\frac{2}{3}$ des klaren Wassers abgegossen und der Becher in eine kräftige, den ganzen Bodensatz aufwirbelnde Rotation versetzt; dann wird er wieder bis zur Abklärung stehen gelassen. Jetzt kann man mit der eigentlichen Rotierung anfangen. Diese wird in folgender Weise ausgeführt: Durch äusserst schwache Bewegungen mit der Hand und dem Unterarm wird der Inhalt des Bechers während 5—10 Sekunden vorsichtig zentrifugiert, wodurch das feste Material sich gegen das Zentrum des Becherbodens zieht, dann lässt man die Hand einige Momente ruhig und giesst darnach den Inhalt des Bechers bis auf den grössten Bodensatz in einen gleich grossen Becher, den man in der linken Hand in Bereitschaft hält. Dieser Becher wird in eine kräftige Rotation versetzt, dann bis zur Abklärung der Flüssigkeit stehen gelassen und wieder aufs neue vorsichtig rotiert. In dieser Weise fährt man fort, bis nichts von dem gröberen Material mehr bei der Rotation sich gegen die Mitte des Becherbodens zieht. Dann ist die Rotation be-

endet, und die Probe enthält nunmehr nur Diatomeen nebst etwas Mineralpartikeln, die die gleiche Schwebefähigkeit wie die Diatomeen besitzen, und die somit nicht entfernt werden können. Sie beeinträchtigen aber die Güte des Präparates gar nicht.

Die Anzahl nötiger Rotationen hängt von der Beschaffenheit des Materiales ab. Je mehr die Hauptmasse der Mineralkörner sich in Bezug auf ihr Schwebevermögen demjenigen der Diatomeen nähern, um so mehr Rotationen sind erforderlich. Die Anzahl der notwendigen Rotationen hängt auch wesentlich von der Durchführung derselben ab. Sehr wichtig ist es, die Rotationsgeschwindigkeit sowie die Flüssigkeitsmenge der Beschaffenheit und Menge des Materials richtig anzupassen; dabei kann die Zahl der Rotationen beträchtlich herabgesetzt werden.

Die Anfertigung von Dauerpräparaten.

Auf die Asbestplatte des elektrischen Kochers legt man einen gut gereinigten Objektträger und auf diesen ein Deckgläschen. Der Inhalt eines Rotationsbechers wird kräftig durchgeschüttelt. Darauf wird von der Flüssigkeit soviel wie möglich mittels einer Pipette aufs Deckglas übergeführt. Der elektrische Strom wird eingeschaltet und das Wasser zum Verdampfen gebracht. Die Prozedur wird so lange wiederholt, bis das Präparat genügend reich an Diatomeenschalen ist. Ein erfahrener Präparator kann dieses meist schon mit blossem Auge feststellen, dem Anfänger wird es empfohlen, sich darüber unter dem Mikroskop eine Auskunft zu verschaffen. Das Präparat darf aber auch nicht allzu dick sein, so dass die Schalen auf einander liegen.

Man muss weiter darauf acht geben, dass die Hitze während des Verdunstens nicht bis zum Siedepunkt steigt, da sonst ein überspritzen der Flüssigkeit auf die benachbarten Präparate möglich ist. Am besten reduziert man den Strom nach dem erstmaligen Eindunsten bis auf die Hälfte.

Nach vollendetem Eindampfen werden auf das Deckglas etwa 2—3 Tröpfchen Styaxlösung getropft; deren Xylolüberschuss wird durch Erwärmung entfernt. Durch leise Bewegung des Objektträgers mit einer Präpariernadel erreicht man eine gleichmässige Ausbreitung des Balsams. Nach etwa fünf Minuten, wenn der Balsam zähflüssiger und etwas dunkler geworden ist, lässt man das Deckgläschen vom Objektträger auf eine feste Unterlage gleiten und drückt den Objektträger mit der Mitte darauf. Der ausgepresste, überflüssige Balsam wird nach der Abkühlung mittels eines erhitzten Messers entfernt.

Darauf erfolgt das Nachputzen mit Benzin und das Etikettieren. Nun ist das Präparat für die mikroskopische Untersuchung fertig.

Das Einschliessen in Hyrax erfolgt ganz in derselben Weise. Nur muss man, da das Eindampfen dieses Einbettungsmittels schneller sich vollzieht, das Präparat vor dem Beschicken durch Abheben etwas abkühlen. Durch weiteres Erwärmen und Betupfen des Deckglases mit einer Nadel lassen sich Luftblasen leicht beseitigen.

Styrax oder *Hyrax*? — Beide dieser Einbettungsmittel haben ihre Vorzüge. *Styrax* erhärtet sich fast nie vollständig, *Hyrax* sofort, lässt aber wegen seiner Sprödigkeit das Deckglas bei unbehutsamer Handhabung ziemlich leicht abspringen. Ausserdem ist er viel teurer. In Bezug auf ihre resp. Lichtbrechungseigenschaften kommt man bei angereicherten Präparaten mit *Styrax* meistens gut aus. Wo es aber auf das Sichtbarmachen sehr feiner Strukturen ankommt, ist *Hyrax* wegen seines höheren Brechungsexponentens den *Styrax* weit überlegen.

Auf diese Weise ausgeführt, ist das Präparieren fossiler Diatomeen aus Erdarten eine sehr einfache und billige und ebenso schnelle Prozedur. Die Methode ist so ausgearbeitet, dass sie den Präparator für andere gleichzeitige Arbeiten am meisten Zeit lässt. Zu dem Zwecke werden alle Operationen beim Reinkochen und Dekantieren immer nur nach dem Verlauf einer halben Stunde vorgenommen. Meist wird man mit dem Reinkochen und dem grössten Teil der Dekantierungsarbeit an einem Tage, mit der eventuell nötigen Fortsetzung dieser Arbeit, der Rotation sowie der Herstellung der Präparate am zweiten Tage fertig. Ich arbeite immer gleichzeitig mit drei Proben, einem im Stadium des Reinkochens, einem in demjenigen des Dekantierens und einem in demjenigen der Rotation. Je nach der Anzahl der nötigen Dekantierungen und Rotationen beläuft sich die für jedes Präparat nötige Anfertigungszeit insgesamt auf nur 10—15 Minuten.

ÜBER DIE BRAUCHBARKEIT DER ANGEREICHERTEN PRÄPARATE FÜR DIE QUANTITATIVE ANALYSE.

Es fragt sich, ob die durch Anreicherung hergestellten Präparate auch für die quantitative Analyse verwendbar sind, oder ob bei der Anreicherungsprozedur derartig grosse Verschiebungen der gegenseitigen Frequenzverhältnisse der verschiedenen Formen eintreten, dass die Brauchbarkeit der Präparate in diesem Sinne herabgesetzt oder vielleicht sogar unmöglich gemacht wird.

Diese Frage ist schon einmal, zwischen den Jahren 1922 und 1929, in verschiedenen Aufsätzen von Lundqvist, Thomasson und Halden in den »Geol. fören. i Stockholm förhandlingar» besprochen worden. Das Resultat dieser Diskussion war ein ziemlich einstimmiges Urtheilen jeglicher Anreicherung. Wirklich beweisende Gründe dafür sind aber, so viel ich weiss, bisjetzt nicht in der Literatur angeführt worden. In der Absicht solche Beweise zu schaffen, habe ich eine Reihe von Parallelanalysen von angereicherten Präparaten und unangereicherten, die nach einer später zu beschreibender Methode hergestellt worden sind, gemacht. Einige von den Analysresultaten werden unten mitgeteilt. Die Frequenzziffer gibt die Anzahl Schalen in Prozenten von der Summe aller gezählten Schalen wieder. Alle überhaupt bestimmbar Schalen, auch die Fragmente, sind mit in Betracht gezogen worden. Das Pluszeichen bedeutet eine Frequenz von unter $\frac{1}{2}$ %; drei solche sind als 1 % berechnet. Das Rechnen ist in üblicher Weise mit Kreuztisch und Ölimmersion ausgeführt worden.

Analyse 1, Anzyluston.

	Unangereicher- tes Präparat	Angereichertes Präparat	Relat. Verlust bei der 1 Dekant.
<i>Cyclotella comta</i>	6	3	6
<i>Kützingiana</i>	4	8	6
v. <i>planetophora</i>	1	—	—
v. <i>radiosa</i>	1	1	12
<i>Cymatopleura elliptica</i>	—	+	—
<i>solea</i>	—	+	—
<i>Diploneis domblittensis</i>	—	+	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	1	1	+
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i> ..	42	42	18
<i>italica</i>	23	5	46
<i>Stephanodiscus astraea</i>	19	39	12
v. <i>minutula</i>	2	—	—
<i>Tabellaria fenestrata</i>	1	+	—
	100 %	100 %	100 %

Das auffälligste Ergebnis der Anreicherung ist, wie ersichtlich, eine sehr kräftige Steigerung der Frequenz von *Steph. astraea*, während die Anzahl der *Melosira italica*-Schalen entsprechend gesunken ist. Ebenso hat *Cyclotella Kützingiana* ihre Frequenz auf das doppelte vergrößert. Eine kräftige Anreicherung also der grossen Formen auf Kosten der Kleineren!

Analyse 2, Litorinat on.

	Unangereicher- tes Präparat	Angereichertes Präparat	Relat. Verlust bei der 1 Dekant.
<i>Cocconeis scutellum</i>	1	1	—
<i>Coscinodiscus septentrionalis</i>	23	43	3
<i>Cyclotella caspia</i>	44	3	89
<i>Kützingiana</i>	—	1	—
<i>Diploneis didyma</i>	—	1	—
<i>Epithemia turgida</i>	7	12	1
<i>Grammatophora oceanica</i>	6	17	—
<i>Hyalodiscus scoticus</i>	+	6	—
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i> ..	6	6	1
<i>Rhoicosphenia curvata</i>	—	2	—
<i>Stephanodiscus astraea</i>	4	5	+
<i>Synedra tabulata</i>	9	3	6
	100 %	100 %	100 %

Auch diese Parallelanalyse zeigt eine durchgehende Anreicherung von grösseren Formen durch die Präparation. So bemerkt man ein geradezu katastrophales Sinken der Frequenz der winzigen *Cyclotella caspia*, während die Zahl der Grösseren, *Coscinodiscus*, *Grammatophora*, *Epithemia* und *Hyalodiscus*, gewachsen ist. Was *Syn. tabulata* betrifft, gehört sie zwar den Grösseren an, da ihre Schalen aber durchwegs in kleinen Fragmenten zerbrochen sind und die Spitzen der Nadeln, die gerechnet werden müssen, in Wasser besonders leichtbeweglich sind, zeigt auch diese Form eine Frequenzerniedrigung; die Fragmente dieser Art werden wie die kleinen Formen in hohem Ausmasse weggeschlämmt.

Durchgehend gleichartige Resultate ergaben sämtliche übrigen von mir ausgeführten Parallelanalysen verschiedener Erden, nämlich, dass je leichter schwebend und leichter zerbrechlich die Schalen sind, um so grösser der Verlust beim Schlämmen ist. So notierte ich beim Anreichern einer Litorinat onprobe einen relativen Verlust von 21 % *Chaetoceros*-Sporen und 19 Schalenprocente der winzigen *Achnantes taeniata*, während die Zahl der grossen Formen entsprechend stieg. Eine angereicherte Litorina-Clypeusgyttja zeigte eine üppige *clypeus-sculpta*—*Braunii*—*scalaris*-Assoziation mit über 80 % dieser und anderer grosser Formen, während die Probe in der Tat über 80 % von kleinen Fragilarien enthielt.

Das Resultat bestätigt also, dass man durch angereicherte Präparate eine ganz falsche Auffassung über die wahre quantitative Zusammensetzung der Diatomeenflora erhält, und dass jene folglich

für die exakte quantitative Analyse wertlos sind. Für die qualitative Analyse eignen sie sich dagegen vorzüglich, denn, wenn auch die kleinen Formen in hohem Ausmasse weggeschlämmt werden, so dürften sie beim Anreichern doch in keinem Falle restlos verschwinden.

Die Untersuchung liess auch erkennen, dass der Verlust der kleinen Formen gerade beim Dekantieren eintritt. So konnte ich konstatieren, dass nach einstündiger Sedimentation es noch reichliche Mengen an — in erster Linie kleinen — Diatomeen in der obersten 1 cm dicken Flüssigkeitsschicht des Dekantierbechers gab. Die Angabe von Olsson,¹ dass die Diatomeenschalen in reinem Wasser mit einer Geschwindigkeit von 30 cm, in trübem mit 20 cm und in stark schlammvermengtem Wasser mit 10 cm Geschwindigkeit pro Stunde sinken, ist somit hinfällig. Um die wahre Sachlage auch hinsichtlich des reinen Wassers festzustellen, liess ich eine Probe reinen und weissen Kieselgurmehls in reinem Wasser, geschützt vor Konvektionsströmungen, sedimentieren. Nach einer Stunde liess eine mit einer Pipette entnommene Probe noch sehr reichliche Mengen von Diatomeen in der allerobersten Flüssigkeitsschicht erkennen. Nach sechs Stunden wurde der Versuch mit demselben Resultat wiederholt. Ja, selbst nach 24-stündiger Sedimentation waren noch Diatomeen in der obersten 1 cm dicken Schicht vorhanden, und zwar nicht nur winzige Fragmente und kleine Melosiren und Fragilarien, sondern sogar noch einzelne grössere Eunotien und Neidien. Einleuchtend ist somit, dass der feinste Tonschlamm vermittle des Dekantierens sich nicht ohne gleichzeitigen erheblichen Verlust an kleinen Diatomeenformen beseitigen lässt.

Die dritte Kolumne der Tabellen zeigt die gegenseitigen Frequenzen der bei der erstmaligen Dekantierung weggeschlämmten Formen.²

Nun könnte man erwarten, dass auf der anderen Seite die grössten Formen bei der Rotation in höherem Masse fortgeschlämmt werden. Und zwar trifft das, wie ich mich überzeugen konnte, bisweilen ein, bisweilen aber nicht. Jedenfalls trägt aber die Willkürlichkeit auch der Rotationsergebnisse dazu bei, dass man etwa durch angereicherte Präparate nicht einmal einigermaßen exakte Rückschlüsse auf dem wahren Diatomeenbestand einer Erdprobe ziehen kann. Die Resultate

¹ Op. cit.

² Die Frequenzzahlen der dritten Kolumne der ersten Tabelle sind nur approximativ, und zwar deswegen, weil sämtliche Schalen von *Steph. astraea* und den Cyclotellen in winzige Fragmente zerbrochen waren, und dadurch sich dem exakten Rechnen entzogen. Aus demselben Grunde fallen die Prozente dieser Formen hier so unerwartet hoch aus.

verschiedener Präparationen desselben Materials können ziemlich ungleich ausfallen. Dazu kommt, dass die Erhaltungszustände der Diatomeen in verschiedenen Erdproben ganz ungleich sein können: bald sind die Zellen noch zu Kolonien verbunden, bald sind sie frei, dazwischen sind ihre Schalen von einander getrennt und zwar in einigen Fällen heil, in anderen zerbrochen. Alles Umstände, die verschiedene Schwebefähigkeit verursachen.

Ein besseres Resultat wurde auch nicht durch das Zentrifugieren erzielt. Einige während fünf Minuten zentrifugierte Proben wiesen noch massenhaft Kleinformen und Fragmente in der Flüssigkeit des Zentrifugierrohres auf.

HERSTELLUNG VON PRÄPARATEN FÜR DIE QUANTITATIVE ANALYSE.

Die quantitative Diatomeenanalyse muss somit mit dem ursprünglichen unangereicherten Erdmaterial vorgenommen werden. LUNDQVIST und THOMASSON bedienen sich hierbei meistens etwa des folgenden einfachen Verfahrens: Ein kleines Quantum des Materials wird in einem Wassertropfen auf einem Objektträger mittels einer Nadel umgerührt; das Wasser wird verdampft und das Auszählen der Formen mittels der Ölimmersion direkt ohne Deckglas bewerkstelligt. Wegen des niedrigen Brechungsvermögens des Öles sind aber manche Formen sehr schwer zu bestimmen; kleinere Fragmente entziehen sich hierbei in diesen ungereinigten Präparaten besonders leicht der Aufmerksamkeit. Ich empfehle daher das Einbetten in ein stark lichtbrechendes Medium, und zwar in Hyrax. Dadurch habe ich zugleich auch den Vorteil des Besitzes eines Dauerpräparats. Dieses stelle ich in folgender Weise her:

Dem Erdklumpen im Papierbeutel wird Material in der Weise entnommen, dass eine scharfe Messerspitze leicht in dasselbe eingedrückt wird, und zwar, um ein möglichst gutes Mittelresultat zu erzielen, auf mehreren Stellen von demselben, jedoch so, dass insgesamt doch höchstens etwa 1 mm^3 Erde entnommen wird. Jedesmal werden die auf der Messerspitze aufgefangenen minimalen Erdquantitäten auf ein Deckgläschen, das auf einem blanken Metallblech bereit gehalten wird, durch leises Klopfen übertragen. Wasserstoffperoxyd wird hiernach aufgeträufelt und das Blech über eine Flamme erhitzt. Durch das Kochen wird der Humus beseitigt und die Mineralerde dispergiert. Durch leichtes Umrühren mit der Messerspitze erreicht man leicht eine gleichmässige Verteilung des Materials über die ganze Oberfläche des Gläschens, was von Belang ist. Nach dem Eindampfen sind etwa vorkommende gröbere Sandkörner leicht mit dem Messer

zu entfernen. Jetzt beschickt man das Deckgläschen mit einigen Tropfen Hyraxlösung, deren Xylol durch mässiges Erwärmen zum Verdampfen gebracht wird. Das Gläschen wird dann auf einem warmen Objektträger in der Weise aufgefangen, dass man seine Mitte einfach gegen den Hyraxbelag leicht aufdrückt. Durch gelindes Erwärmen und vorsichtiges Betupfen mit einer Nadel entfernt man leicht die Luftblasen im Balsam. Das Präparat ist nun für die Analyse fertig; die ganze Prozedur nimmt nur etwa ein paar Minuten in Anspruch. Die Analyse erfolgt mit Anwendung der Ölimmersion.

Falls man Armut an Diatomeenschalen erwarten kann, benutze man zweckmässig grössere Deckgläser. Oft genügt auch dieses nicht, sondern man muss zwei oder mehrere Präparate herstellen, um eine Zählung durchführen zu können.

ONKO KYRÖSJÄRVELLÄ OLLUT NYKYISTÄ VANHEMPIA LASKU-UOMIA?

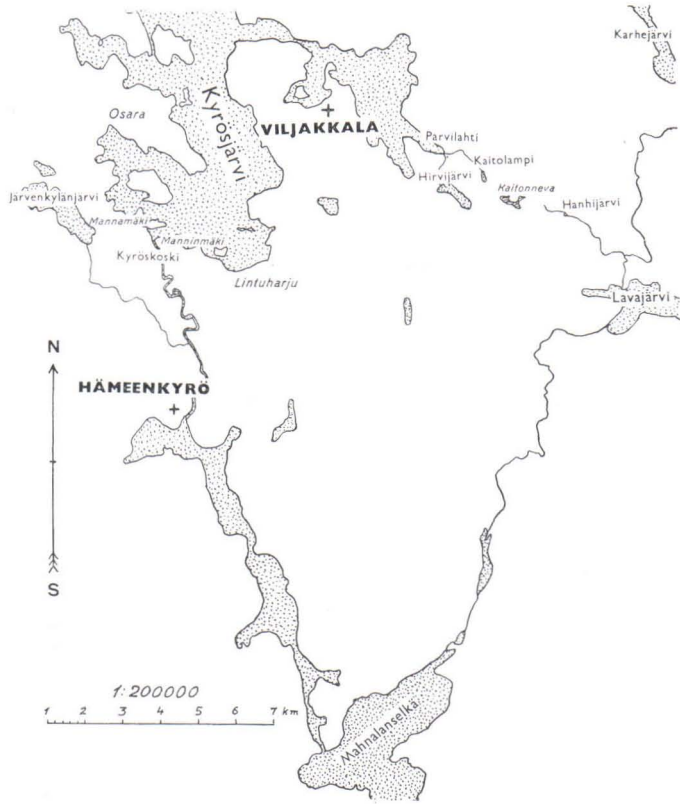
Kirjoittanut

LEO AARIO.

Kysymyksen Kyrösjärven nykyistä vanhemmista lasku-uomista on herättänyt Yrjö-Koskinen (1873) esittäessään, että Kyrösjärvi on aikaisemmin laskenut Hanhijärven ja Lavajärven kautta Mahnalanselkään (kuva 1). Hän perustelee tätä käsitystään sillä, että uutisasutus on Suomessa pääasiallisesti seurannut suurehkoja vesireittejä niiden tarjoamien kulkuyhteyksien ja kalastusmahdollisuuksien takia. Kyrösjärven seuduille näyttää uutisasutus levinneen 1200-luvulla edellä esitettyä nykyisin aivan vähäpätöistä vesireittejä myöten eikä siis nykyistä Kyrösjoen uomaa seuraten. Uusi uoma on Yrjö-Koskinen mukaan syntynyt todennäköisimmin 1400—1500-luvulla.

Myöskin Herlin (1896 a ja b) katsoo Kyrösjärven laskeneen aikaisemmin edellä mainittua tietä. Hänen tekemiensä barometrihavaintojen mukaan (1896 a) riittäisi hiukan yli 9 m:n vedenpinnan kohoaminen Kyrösjärvässä uudistamaan vedenjuoksun tässä väylässä. Kasvillisuuden kehityksen nojalla Parvilahti—Lavajärvi-uoman kohdalla pitää Herlin kuitenkin epäiltävänä, että uomanmuutos olisi tapahtunut niin myöhään kuin Yrjö-Koskinen on edellyttänyt. Todennäköisimpänä puhkeamisaikana hän pitää »jalava- ja kuusiperiodien» raja-kohtaa, joka vastaa suunnilleen Litorina-kauden päättymistä.

Vännin (1914) mukaan on Kyrösjärvellä aikaisemmin ollut kautta-kulkuväylänä reitti Parvilahdesta Mahnalanselkään. Todennäköisenä hän pitää myöskin sitä, että nykyinen uoma on hyvin myöhäsyntyinen, vaikkakin hän, osittain Herliniin yhtyen, on taipuvainen oletamaan uoman muutoksen vanhemmaksi kuin Yrjö-Koskinen on arvellut. Mielipiteittensä tueksi hän esittää seuraavat seikat: 1) Parvilahti—Kaitonlampi välillä muistuttavat eräät kohdat selvästi jokiuomaa, 2) eräillä paikoilla on 9.5—10 m Kyrösjärveä korkeammalla rantamerkkejä, 3) vanhan tarinan mukaan on kannas Kallinlahden ja Kurinlahden välillä (korkeus 10.7 m yläp. Kyrösjärven) ollut muinoin kevättulvien aikana salmena, 4) Viljakkalassa on vanhan uoman



Kuva 1. Kyrösjärven laskureitti ja oletettu aikaisempi uoma.

molemmin puolin tavattu kiviöykkiöitä, joita hän pitää uoman toimimisen aikaisina kalastusmajojen tulisijoina, 5) kalat ovat Kyrösjärven ja Lavajärven eräitä poikkeuksia lukuunottamatta samat. Seikkana, joka tekee jossain määrin kyseenalaiseksi käsityksen nykyisen uoman myöhäisestä synnystä, Vänni mainitsee Kyröskosken pohjalta (1865 suoritetussa järvenlaskussa) löydetty parikymmentä kiviä, jotka viittaavat siihen, että kosken rannalla olisi ollut kokonainen kivikautinen asutus. Vänni asettuu kuitenkin sille kannalle, että koski olisi puhjetessaan temmannut mukaansa harjusta sinne hautautuneet kivikauden esineet, joten ne olisivat koskea vanhemmat.

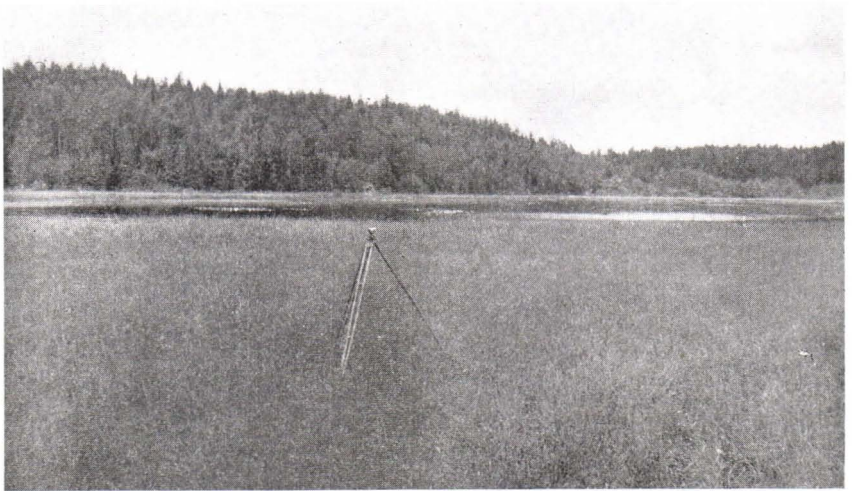
Kuten edellä olevasta ilmenee, ei ole voitu esittää yhtään seikkaa, joka sitovasti osoittaisi Kyrösjärven kehityksen sellaiseksi, kuin on oletettu. Yrjö-Koskisen päätelmä tuntuu asutushistoriallisesti

hyvin perustellulta, mutta menettää todistusvoimansa, jos Herlinin mukaan pidämme uoman muutosta huomattavasti vanhempana kuin 1200-luku. Vännin mainitsemat penkereet, jos ne todella olisivatkin rantapenkereitä, ovat Parvilahti—Hanhijärvi-laakson kynnystä alempana ¹⁾ eikä niitä vastaava vedenkorkeus siis riitä vedenuoksuun tätä uomaa myöten. Vanhoihin kansantarinoihin ei liioin ole tällaisissa tapauksissa luottamista, koska helposti voidaan muualta kuullut kertomukset sovittaa kotiseudun paikkoihin, kuten Vännikin huomauttaa. Viljakkalassa tavattujen kiviröykkiöiden ikää ei ole voitu määrätä; myöskään ei liene todistettu, että ne tosiaankin olisivat kalastusmajojen tulisihoja. Kyrösjärven ja Lavajärven kalakannan samankaltaisuudella, varsinkaan kun yhtäläisyys ei ole täydellinen, ei liioin ole suurta todistusvoimaa, sillä molemmissa järvissä ovat yhteisinä koko Etelä-Suomessa yleiset lajit. Myös Vänni itse on kirjoituksessaan huomauttanut, että kysymystä ei vielä näiden tutkimusten nojalla voida pitää lopullisesti ratkaistuna. Varsinkin geologit ovat asettuneet epäilevälle kannalle Parvilahti—Kaitolampi—Lavajärvi-uoman suhteen, koska kyseisen uoman kynnys sijaitsee kaakompana ja siis kaiken todennäköisyyden mukaan alemmalla isobaasilla kuin nykyisen uoman alku Kyröskoskessa. Maankohoamisen pitäisi siis siellä olla hitaampaa kuin nykyisen uoman kohdalla, joten maankallistumissuhteet eivät ole normaalioloissa voineet uuden uoman syntyä aiheuttaa. Päinvastoin ne ovat tehneet uuden uoman synnyn sitä vaikeammaksi, mitä likemmäksi nykyaikaa tullaan. Kyseinen lasku-uoman muutos on ajateltavissa vain 3 edellytyksellä: 1) vanhan lasku-uoman kohdalla on maankohoaminen sittenkin ollut poikkeuksellisesti nopeampi kuin nykyisen, 2) nykyisen lasku-uoman ovat ihmiset puhkaisseet (vrt. esim. Suvannon syntyä) tai 3) veden ollessa harjun toisella puolella useita metrejä korkeammalla kuin toisella olisi syntynyt runsaasti suuria lähteitä, joiden aiheuttama eroosio kenties olisi lopulta johtanut harjun puhkeamiseen.

Oli mikä tahansa edellä mainituista vaihtoehdoista aiheuttanut purkautumisen, joka tapauksessa sen on täytynyt tapahtua romahdusmaisesti vedenpinnan laskeutuessa järvessä n. 10 metrillä. Kyrösjärven eteläpäässä olevan harjun rinteissä täytyisi siis olla erikoisen hyvä purkautumisvaiheen ranta. Jos Kyrösjärvi on aikaisemmin laskenut alussa mainittua tietä, täytyy soiden olla tuon uoman kohdalla ja koko Kyrösjärven vesialueella entisen ja nykyisen vedenpinnan välisellä vyöhykkeellä nuorempia kuin muualla vastaavilla ni-

¹⁾ Vännin oman punnitusprofiilin mukaan on kynnyn korkeus vähintään 11.3 m Kyrösjärven nykyistä pintaa ylempänä.

voilla. Vielä on odotettavissa, että itse vanhan lasku-uoman kohdalla näkyisi merkkejä jokierosiosta. Kyrösjärven lasku-uomakysymystä ratkaistaessa on siis kiinnitettävä huomiota maankohoamisen selvittämiseen, oletetun vanhan uoman laatuun samoin kuin myös muihin mahdollisesti kysymykseen tuleviin uomiin, oletetun Muinais-Kyrösjärven rantoihin ja soiden ikään.



Kuva 2. Kaitolampi umpeenkasvureunuksineen Parvilahden ja Lavajärven välisessä laaksouomassa.

Maan yleistä kallistumista Kyrösjärven ympäristöllä valaisee seudun synkroninen korkein ranta, Rho. Sen korkeus on Sauramon (1934) mukaan Lintuharjulla (6—8 km kynnyksen kohdalta länsilounaaseen) 168 m ja Vatulanharjulla n. 182 m. Rho nousee siis voimakkaasti luodetta kohti. Ansylusrannan avulla voimme todeta, että sama kallistumissuunta ainakin suurin piirtein pätee myös oletetun lasku-uoman seuduilla. Hirvijärven länsipuolelta, vain n. 1.5 km oletetun uoman kynnyksestä, on morfologisesti määrätty Ansylus-rajan korkeudeksi 123 m (sen alla toinen heikompi ranta 122.2 m:n korkeudessa). Lintuharjun kohdalla saadaan Sauramon suhdediagrammin mukaan Ansyluksen korkeudeksi n. 124 m, ja 3—4 km nykyisestä lasku-uomasta länteen Vaiviannevan pohjoispuolella on Ansylusrantoina punnittu penkereitä 124.9 ja 127.6 m:n korkeudessa. Kumpi hyvänsä näistä vastanneekin Hirvijärven ja Lintuharjun Ansylusta, joka tapauksessa maa on kohonnut nykyisen lasku-uoman seuduilla nopeammin kuin oletetun uoman ympäristössä. Maankallistuminen ei siis ole voinut aiheuttaa uoman muutosta.

Kuten edellä on mainittu, on oletettu vanha lasku-uoma alkanut Parvilahdesta kulkién Kaitolammin, Hanhijärven ja Lavajärven kautta Mahnalanselkään, jossa se yhtyy nykyiseen Kyrösjärven reittiin. Parvilahdesta lähdettäessä kohoaa laakson pohja alussa nopeasti, joten se on jo noin puolen kilometrin päässä 10 m järveä ylempänä. Tämän jälkeen nousu heikkenee, laakso käy kapeahkoksi ja jyrkkä-



Kuva 3. Kaitonnevan pintaa.

rinteiseksi pysyen tällaisena Kaitolammille asti. Viimeksimainitussa laakson osassa on vähemmän viljelyksiä kuin lähempänä Parvilahtea; pääosa on suota tai metsää kasvavaa kivikkomaata. Suonkin pohjalla on kairauksissa tavattu usein kivikkoa ja kalliota. Tämä osa laaksoa näyttää siis, kuten myös Vännin selostuksesta ilmenee, hyvinkin täytävän ne ominaisuudet, joita jokilaaksolta odotamme. Kaitolammista eteenpäin laakson luonne kuitenkin muuttuu. Lampea ympäröi, kuten kuvasta 2 ilmenee, leveä umpeenkasvureunus, jonka laatu tukee voimakkaasti Herlinin epäilyksiä siitä, että tätä tietä olisi Kyrösjärven vesi virrannut vielä historiallisena aikana. Lammen eteläpuolella kohoaa laaksonpohja hitaasti, laakso käy leveämmäksi ja epämääräisemmäksi menettäen täydellisesti jokiuoman muodon. Täl-

lainen se on m. m. Kaitolammista n. $\frac{1}{2}$ km etelään olevan kynnyksen kohdalla n. 12 m Kyrösjärven keskiveden pintaa korkeammalla. Turvepeitteen vuoksi on kynnyksen korkeutta vaikea tarkasti määrittää. Vertauksen vuoksi mainittakoon, että Parvilahden ja Kaitolammin välillä on »uoman» korkein kohta 11.3 m Kyrösjärven yläpuolella.

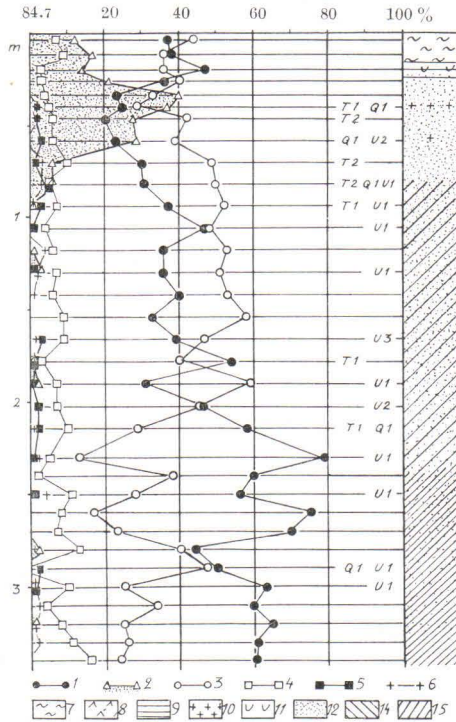
Maapeite on oletetun uoman kynnyksen lähistöllä vaihteleva. Kaitolammista etelään on laaksossa suo, joka on suurimmaksi osaksi viljelty. Sen pohjalla on monin paikoin kivikkoa tai kalliota, mikä näyttää viittaavan juoksevan veden eroosioon, mutta toisin paikoin on taas liejun alla savea, joten on vaikeata ajatella paikan olleen joskus joen, vieläpä koskiuoman pohjana. Turpeen ohella on laakson pohjalla m. m. kynnyksen kohdalla hiekan ja saven sekaista hiesumaata. Kaitolammista n. 1 km etelään on Kaitonneva niminen rahkasuo (kuvat 3 ja 5), jonka syvyyden jo Herlin ilmoittaa yli 6 metriksi. Suurimmassa osassa kuvassa 3 näkyvää aluetta ei 7 metrin kään kaira tavannut pohjaa. On itsestään selvää, että tämän suon täytyy olla vanha. Tosin suon ikä ei tietystikään ole suoraan verrannollinen turpeen paksuuteen, mutta mahdotonta on, että ainakaan meillä Suomessa syntyisi muutamassa sadassa vuodessa 7 m turvetta, joka lisäksi on suureksi osaksi hyvin lahoa. Näin ollen voimme jo pelkästään maapeitteen perusteella päättää, että ainakaan historiallisena aikana ei tämä uoma ole ollut käytännössä. Aikaisemmin mainitut savi- ja hiesukerrokset huomioon ottaen tuntuu epäiltävältä, tokko tästä on koskaan Kyrösjärven vesi virrannut.

Jos Kyrösjärvi kuitenkin olisi laskenut tätä tietä, täytyisi varsinkin Kyrösjärven eteläpäässä olevien harjujen rinteillä olla selvät rantamerkit hiukan vanhan lasku-uoman kynnyksen yläpuolella, siis n. 95 m:n korkeudessa. Näitä rantamerkkejä etsittiin Osaran seudulta, Mannanmäen ja Manninmäen rinteiltä sekä Hirvilahden ja Parvilahden rannoilta. Kaikissa paikoissa osoittautui 95 m:n nivoo samoin kuin myös lähikorkeudet harvinaisen vapaiksi rantamerkeistä.

Jo yllä esitetyt seikat puhuvat voimakkaasti sitä käsitystä vastaan, että Kyrösjärvi olisi joskus laskenut Kaitolammin luona olevien kynnyksien yli. Varmemmaksi vakuudeksi on vielä tutkittu kynnyksen ja nykyisen vedenpinnan välisiltä nivoilta eräitä soita, joista kahdesta on suoritettu siitepölymääräykset. Näistä toinen »Lamminperänsuo» (kuva 4) sijaitsee Osaran maalla, maamiesopiston pohjoispuolella olevassa viljellyssä laaksossa. Laakson pohjalla on pieni rahkapintainen osa jätetty viljelemättä ja tältä osalta on otettu profiili. Suon pinnan korkeus on 84.7 m. Se on siis ollut järven rannassa ennen v. 1865, jolloin Kyrösjärveä laskettiin n. 2 m.

Paikalla on ylinnä n. 20 sm raakaa rahkaturvetta ja sen alla hiukan saraturvetta. N. 25 sm:n syvyydessä alkaa karkea detrituslieju, jonka seassa on *Amblystegium*-palasia. N. 80—90 sm:n syvyydessä se vaihtuu savespitoiseksi hienodetritusliejuksi. Alaspäin mentäessä hienodetrituksen määrä vähenee hyvin hitaasti saveksen vastaavasti lisääntyessä, niin että saven ja savi-liejun rajaa on mahdotonta tarkkaan määrätä. Rajakohtana pidän n. 3.5 m:n syvyyttä. Karkeadetrituslieju on syntynyt matalaan veteen, todennäköisesti suunnilleen siinä vedenkorkeudessa, joka järvellä oli ennen laskua v. 1865. Sensijaan on hienodetritus-saviliejukerroksen mukaan vaikea päätellä vastaavaa vedenkorkeutta. Lamminperän tapaisessa suojaisessa notkossa sitä on voinut syntyä yhtä hyvin matalahkoon kuin syväänkin veteen.

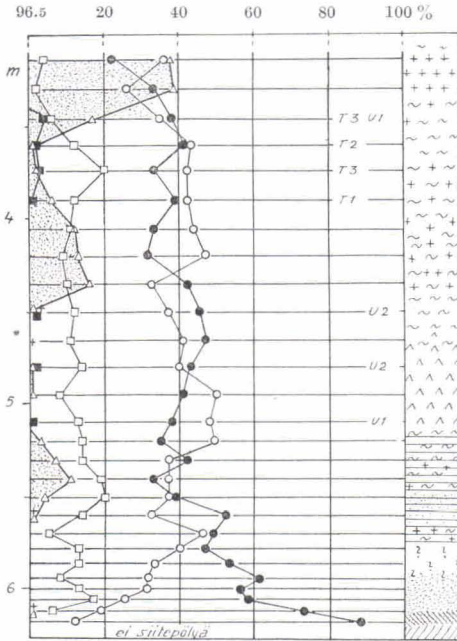
Diagrammista ilmenee, että Litorina-ajan alku sijaitsee saviliejukerroksessa todennäköisimmin n. 220 sm:n syvyydessä, mutta mahdollisesti vieläkin alempana. Tämä profiili ei siis tee mahdottomaksi otaksunaa, että veden korkeus tuona aikana olisi vielä ollut Kaitolammin



Kuva 4. Osaran Lamminperäsuon siitepölydiagrammi.

kynnyksen määräämässä nivoossa. Sensijaan niiden kerrosten syn-tyessä, jossa kuusen yhtenäinen käyrä alkaa, on paikka varmasti ollut enää vain matalahkon veden peitossa. Tämä vastaa aikaa, jolloin meri oli Pohjois-Satakunnassa n. 50 m:n korkeudessa, siis kampakeraamista kulttuurikautta (Aario 1932 ja 1935, Hyyppä 1932). Lasku-uoman muutoksen on siis viimeistään täytynyt tapah-tua tällä kulttuurikaudella. Tämä riittää lopullisesti todistusvoiman asutushistoriallisilta seikoilta ja tietysti myös niiltä kansan suusta saaduilta vanhoilta kertomuksilta, jotka koskevat Kyrösjärven entistä uomaa. Samalla tämä osoittaa, että Vännin mainitsemat Kyrös-kosken pohjalta tavatut kivikauden aseet saattavat hyvin olla alku-peräisen kivikautisen asutuksen kohdalla, mitä seikkaa kyllä muuten-kin voitaisiin pitää aivan ilmeisenä.

Toinen siitepölykronologisesti tutkittu sarja on otettu Kaitonnevasta (kuvat 3 ja 5), joka sijaitsee oletetussa entisessä lasku-uomassa lähellä kynnystä. Paikalla on alinna ohut kerros savea, sen päällä n. 10 sm mudan ja liejunsekaista hiesua, 20 sm liejunsekaista mutaa ja 20 sm hyvin lahoa turvetta, jonka kokoomusta ei voitu lähemmin selvittää. Sen päällä on etupäässä hyvin lahoa *Sphagnum*-turvetta, jonka ohella esiintyy linsseinä tai kerroksina



Kuva 5. Kaitonnevan siitepölydiagrammi.

rajan korkeutta ei toistaiseksi Satakunnasta kerätyn materiaalin nojalla voida tarkalleen määrätä. Karjalohjalla, Udellamaalla suorittamiini tutkimusten mukaan näyttää tämä raja olevan siellä n. 76—77 % Ansylyksesta. 76 % 123:sta (Ansylyksen korkeus Hirvijärven rannalla) on 93.5 m. Suunnilleen tässä korkeudessa on Kaitonnevan kynnyks. Kaitonneva on siis syntynyt paikan vapautuessa Ansylysjärvestä, mikä on tapahtunut suunnilleen *Alnus*-rikkaan periodin alkaessa. Kyrösjärvi ei siis ole saattanut laskea tätä tietä.

Kaitolammin luona oleva kynnyks on matalin vedenjakaja Kyrösjärven ja sen naapurivesistöjen välillä. Lähinnä on Järvenkylänjärveen johtava kynnyks, joka sek in on 2 m korkeammalla kuin ensin mainittu. Tämäkään laakso ei siis saata tulla kysymykseen entisenä lasku-uomana. Pohjoisempänä on maasto kaikkialla niin korkeata,

sarjaa, *Amblystegiumia* ja korpi-turvetta. Syvemmissä suon osissa on mutakerros paksumpi, mutta niistä ei saatu ikämääräyksiin soveltuvaa sarjaa, koska käytettävissä oleva 7 m:n kaira ei ulottunut pohjaan. Diagrammin konnektioimista vaikeuttaa se, että jaloja lehtipuita on niukasti, mikä taas johtuu seudun karuudesta. Siten ei *Tilian* käyrästä ole konnektioimisessa suurta apua. Kuitenkaan ei voi olla mitään epäilyksiä siitä, etteikö ainakin mutakerros jo olisi *Ansylyus*-aikaista. Diagrammin mukaan on liejumutakerroksessa lepän siitepölyraja. Kaitonneva on siis syntynyt aikana, joka jakaa *Ansylyus*-periodin *Alnus*-köyhään alku- ja *Alnus*-rikkaaseen loppupuoliskoon. Tämän

ettei Kyrösjärvellä ole sielläkään voinut olla lasku-uomia. Järven on siis täytynyt alunperin kuroutua Kyröskosken kohdalla, jolloin se on heti saanut nykyisen uomansa.

Herlin ja Vänni mainitsevat Kyröskoskella olevan aivan nykyisen laskuojan vieressä toisen vanhan uoman, joka yhtyy nykyiseen uomaan heti putouksen yläpuolella. Tämän nykyisin paksun turpeen peittämän uoman pohjan korkeudeksi on arvioitu 8 m yli Kyrösjärven pinnan. Tietenkin on mahdollista, että vesi olisi lyhyehkön ajan virrannut sen kautta. Tätäkin mahdollisuutta puoltaa ainoastaan se, että kyseinen laakso jossain määrin muistuttaa jokiuomaa. Missään tapauksessa ei uoma ole voinut toimia pitkää aikaa, sillä en ole harjun rinteissä tavannut sitä vastaavia rantoja. Kun »uoma» lisäksi on aivan nykyisen uoman vieressä ja on siitä erillään tuskin kilometrin matkan, ei se ole voinut oleellisesti vaikuttaa Kyrösjärven kehitykseen, vaikka se olisi lyhyen ajan toiminutkin.

KIRJALLISUUTTA.

- AARIO, LEO (1932), Pflanzengeographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta, Fennia 55; Communicationes instituti forestalia Fenniae 17.
- (1935), Die postglazialen Niveauverschiebungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen, Annales Academie Scientiarum Fennicae, Ser. A. Tom. XLIV.
- HERLIN, RAFAEL (1896 a), Tavastmons erosionsterrasser och strandlinjer, Fennia 12.
- (1896 b), Paläontologisk-växtgeografiska studier i norra Satakunta, Vetensk. Medd. af Geogr. Förening i Finland III.
- HYYPÄ, ESA (1932), Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Kareli-schen Landenge, Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A. Tom. XXXVII.
- KOSKINEN, YRJÖ (= YRJÖ-KOSKINEN) (1873), Kyröskosken syntymääjasta, Öfversigt af Finska Vetenskaps-societetens Förhandlingar XV.
- SAURAMO, MATTI (1934), Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mitteilung, Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande N:o 8, Bull. Comm. géol. Finlande N:o 104.
- VÄNNI, OTTO (1914), Kyrösjärven nykyinen ja entinen otaksuttu vesiväylä, Satakunta, kotiseutututkimuksia III.

LEO AARIO. HAT DER KYRÖSJÄRVI-SEE FRÜHER ANDERE
ABFLÜSSE GEHABT?

(DEUTSCHES REFERAT).

Gestützt auf besiedlungshistorische Tatsachen hat Yrjö-Koskinen die Auffassung dargestellt, dass der See Kyrösjärvi früher durch die Bucht Viljakkala und den See Lavajärvi in den Mahnalanselkä abgeflossen sei. Nach seinen Schlussfolgerungen ist die gegenwärtige Abflussrinne erst im 15.—16. Jahrhundert n. Chr. entstanden. Der Auffassung Yrjö-Koskinens haben sich in den Hauptzügen auch die späteren Forscher Herlin (1896) und Vänni (1914) angeschlossen. Ersterer hält es jedoch für sehr unwahrscheinlich, dass die Rinnenverlegung erst im 15.—16. Jahrhundert eingetreten sei.

Nach den von Verfasser ausgeführten Untersuchungen hat sich die Auffassung von der früheren Abflussrinne jedoch als irrtümlich erwiesen. Dies geht aus folgenden Tatsachen hervor: 1) Die Örtlichkeit der mutmasslichen Rinne erinnert gewiss an vielen Stellen an ein Flussbett, aber in der Nähe der Schwelle, wo sie der Erwartung entsprechend deutlich hervortreten müsste, verschwindet die Flusstalform. 2) Wenn der Kyrösjärvi früher durch den See Lavajärvi abgeflossen wäre, hätte bei der Entstehung eines neuen Austritts der Wasserspiegel katastrophenartig um ca. 10 m sinken müssen, so dass die früheren Ufer an der Flanke des Oses gut erhalten wären. Derartige Ufer sind jedoch nicht einmal an den Gängen des am Südende des Kyrösjärvi gelegenen Oses zu erkennen, wo die besten Voraussetzungen für die Bildung starker Uferterrassen bestanden hätten. 3) Die Landhebung ist an der mutmasslichen Rinne langsamer vonstatten gegangen als bei dem Kyröskoski, so dass die Landhebungsverhältnisse eine Verlegung der Abflussrinne nicht haben verursachen können. 4) Das an der als Abflussrinne betrachteten Stelle gelegene Moor (Abb. 2 u. 4) ist um dieselbe Zeit entstanden, als der Boden sich dort aus dem Anzylussee erhob. Wenn das Wasser danach über das Weg geflossen wäre, hätten sich die Moorschichten nicht erhalten können.

Da die mutmassliche Rinne, abgesehen vom Kyröskoski, das niedrigste der in den Kyröskoski führenden Täler ist, hat der See vor dem Entstehen der gegenwärtigen Abflussrinne keine anderen früheren Austrittsfurchen haben können.

FINENESS AND COMPOSITION OF ALLUVIAL GOLD FROM
THE IVALOJOKI, FINNISH LAPLAND.

By

I. G. SUNDELL.

The alluvial gold of Lapland was discovered by the Norwegian surveyor of mines Thellef Dahll who, in 1867, found traces of gold in the alluvions of certain northern rivers of Norway and at the Tana river, which in that region marks the boundary between Finland and Norway. Upon his suggestion a gold prospecting expedition was sent out next year by the Finnish Government under the leadership of J. C. Lihl¹. He investigated the Tana river district thoroughly, but without success, gold showing everywhere, only not in amounts worth working. When returning late in the autumn the expedition passed the river Ivalojoeki and the first pan washed there by Lihl himself gave at once very promising results.

This was the discovery of the Ivalojoeki river gold district, which for a period of about 30 years played an important part in the development of the surrounding country, although the total yield was not very significant amounting only to some 460 Kilos, officially recorded, but the actual all-time output, according to experts' opinion, may be reckoned at close to 1 000 Kilos.

Unfortunately there is no statement left as to the quantity of gold washed by Lihl — certainly it did not amount to more than a fraction of a gram — or as to its fineness and chemical composition.

An authentic chemical knowledge of the Ivalo gold was acquired in 1870 and subsequent years. Beginning from the year mentioned a Government station was maintained at the Ivalojoeki for the purpose of organizing and surveying the gold washing industry of the district. According to the regulations the claimholders were obliged to sell

¹ J. C. LIHL, at this time mining engineer of the Mining Dep't and deputy director of the Mint, from 1884 director of the Mint, † 1913.

to the state the whole of their production, which every year, after the close of the season, was melted and analysed at the Mint separately from every claim, and there are, from the years 1870—1873, in all 84 such lots analysed, showing a fineness from 938 to 943 per 1 000, results very uniform especially when taking into consideration that the weight of the lots thus analysed differed widely, or from 4.3 to 10 214.3 grams. Of considerable importance in this connection is, of course, the fact that the Ivalo gold is generally quite fine-grained. The gold percentage of a melted lot, therefore, always represents a mean figure, since also the smallest ingot is a product of a great number of grains.

The total weight of the lots was 158 762 grams, and according to their fineness these distribute as follows:

Fineness per 1 000.	Number of lots.	Weight, grams.
938	4	15 584
939	18	69 312
940	37	58 046
941	21	12 152
942	3	3 564
943	1	104
	Total	84
		158 762

In a majority of cases the millesimal fineness is from 939 to 940, covering also the greater part of the weight. Silver contents of from 42/1 000 to 56/1 000 were assayed and a deficit varying from 4 to 15 per 1 000 must be assumed as representing a content of base metals in the alloys.

Beginning with the year 1878, after the adoption of the gold standard in Finland, the washed gold could be deposited at the Mint, where it was melted and analysed and subsequently remunerated to its owner by an assignment on the Bank of Finland. In this way numerous lots of Ivalo gold have been assayed at the Mint during a period of 38 years, the last deposits being from 1915, when the collapse of the gold currency as a consequence of the Great War finally stopped the gold deposits altogether. The total of the deposits is 424 and the bulk of them dates from 1880—1900, after which their number is rapidly decreasing.

An investigation of these deposits contributes further to the knowledge of the character of the alluvial gold from the Ivalojoiki district. In the below table the deposits are summarily referred to

with a view to their number and their total weight for each fineness in question.

Fineness per 1000.	Number of deposits.	Weight, grams.
930.5	1	75.4
—	—	—
934	1	728
935	4	1 586
936	2	1 561
937	2	3 161
938	8	3 614
939	8	4 092
940	70	34 506
941	82	50 489
942	74	36 247
943	71	41 113
944	52	23 375
945	31	11 251
946	15	5 960
947	1	195
948.5	1	576
—	—	—
961	1	26.5
	Total	424 218 555.9

It appears, that while in the vast majority of cases the fineness of the deposits keeps within the limits of 940—944 per 1 000, representing also the chief part of the weight total, there is a series of deposits showing a fineness which gradually drops off to 934, and a single lot of 75.4 grams is not more than 930.5 fine. On the other hand there is a number of cases with a millesimal fineness of 945—946 and two single deposits of 947 and 948.5 per 1 000 respectively. Quite exceptional is a small lot weighing 26.5 grams, which is 961/1 000 fine. It is evident that the variation in fineness is somewhat in excess of what was the case with the gold washed out during the period of 1870—1873. At the same time the fineness seems to have increased somewhat as compared to the analyses from the years mentioned, balancing now from about 941 to 943 per 1 000 at a medium. All this may be a consequence of a possible opening of new working places in later years or of a working on deeper levels of old claims, but it cannot be ascertained, since any knowledge of the origin of the deposits is beyond reach.

In 1910 a nugget weighing 384.572 grams, was brought from the Ivalojoiki district and came into the possession of the Bank of Finland. I had an opportunity of assaying it and the fineness was settled at 915/1 000. This and a couple of other assays of single pieces of Ivalo gold which I at that time happened to execute, suggested that, as a rule, there might be a considerable want of uniformity in fineness when separate nuggets or grains of Ivalo gold are analysed. I, therefore, started an investigation in this direction and in the course of time completed numerous analyses of such sample pieces, picked out from different lots of Ivalo gold or obtained from elsewhere. The results, which will be touched upon further on, were much in the affirmative of the surmise.

The material was in every case chosen to be as free as possible from enclosures of minerals and showed usually perfectly compact and clean in cuts and bores. The assays were performed by cupellation and checked by counter assays made up of fixed amounts of gold and silver, cupelled at the same time as the assays. The silver contents of the assays were determined as differences between the quantities of silver of the assay and counter assay, equal weights of silver having been added to both for the quartation. The amounts registered as base metals were found as differences between the gross losses at the cupellation of the assays and the corresponding losses of the counter assays.

The results of the analyses are given in the annexed tabular statement.

No.	Weight of sample piece, milligrams.	Gold per 1 000	Silver per 1 000.	Base metals per 1 000.
1	625	957.2	33.3	9.5
2	1 000	976.0	21.4	2.6
3	935	904.0	88.2	7.8
4	640	925.0	71.4	3.6
— ¹	—	944.2	51.4	4.4
5	460	954.0	42.6	3.4
6	2 600	886.0	99.0	15.0
7	850	894.4	99.5	6.1
8	630	771.0	219.0	10.0
9	540	946.4	52.3	1.3
10	517	980.0	17.9	2.1

¹ Ingot representing deposit from which samples No. 3 & 4 were picked out.

No.	Weight of sample piece, milligrams	Gold per 1 000	Silver per 1 000	Base metals per 1 000
11	782	908.7	91.1	0.2
12	1 300	904.0	86.0	10.0
13	88 700	927.4	63.7	8.9
14	92 500	895.0	96.1	8.9
15	¹ 55 200	899.6	100.3	0.1
16	44 000	902.0	90.0	8.0
17	31 600	925.0	72.0	3.0
18	181	883.3	106.8	9.9
19	² 340	879.7	116.0	4.3
20	465	996.5	0.0	3.5

At an inspection of the analyses it appears, that the departure from the medium fineness of the Ivalo gold is generally considerable, in a few cases quite extraordinary. Out of twenty analyses there is only one, No. 9, showing a fineness not far from the normal one in a wider sense (938—946), as proved by the deposits at the Mint. Fourteen samples are less than 930 fine and seven out of these below 900, while in five cases the fineness exceeds 950. The lowest value, 771.0/1 000, is quite out of the rule, and so is the highest one, 996.5/1 000.

The percentage of the base metals, while mostly insignificant, is sometimes not far from 10/1 000, in sample No. 6 even 15/1 000. It is, of course, likely, that part of what in the analyses is registered as base metals may occasionally in addition represent minute quantities of minerals, which with a material of this character cannot be wholly avoided. Anyhow, the presence of base metals is beyond doubt in cases where the net loss at cupellation was substantial. Unfortunately, there has not been sufficient material available in any single case to make a complete investigation of the nature of the base metals, but from No. 14 a portion of gold was dissolved in aqua regia, and in the solution, after precipitating the gold, copper and iron were identified, forming evidently the chief constituents of the base metals.

The silver contents of the analyses are, with due allowance for the varying amounts of base metals, the complements of the gold percentage. The highest value is 219/1 000, and silver amounts round about 100/1 000 are numerous. It is interesting to note that, while

¹ From the collection of the Mint.

² From a collection belonging to Professor Borgström.

pure gold has been ascertained in one of the analyses, No. 20, the reverse is also within the bounds of possibility. In 1912 I examined thoroughly a deposit of 187 grams of Ivalo gold and detected a grain weighing 33 milligrams, which was perfectly white in colour¹. When treated with nitric acid it dissolved completely and from the solution silver was thrown down by hydrochloric acid. For a further test the precipitated silver chloride was dissolved in ammonia. The small grain was pure silver and together with the sample piece of pure gold referred to in the above, illustrates in a singular way, that in the making up within the motherloads of the segregations of gold and silver in varying proportions, which after the erosion were concentrated in the placers of the Ivalojoiki and its tributaries as alluvial gold, special conditions seem to have been favourable for promoting a genesis of pure gold and pure silver.

² In this connection it is, perhaps, worth mentioning that platinum metals, which often accompany the Ivalo gold, were picked out from the lot in question to the amount of 322 milligrams.

BESTÄMNING AV DUBBELBRYTNINGEN HOS OPTISKT EN-
AXLIGA MINERAL I KONVERGENT LJUS.

Av

L. H. BORGSTRÖM.

Dubbelbrytningen är den optiska egenskap som näst ljusbrytningen har den största betydelsen för ett genomskinligt minerals exakta karakterisering. Vid undersökning av mineralbeståndsdelarna i lösa material såsom i sand, i krossad bergart eller i produkter erhållna vid malmers sortering och anrikning blir det icke sällan fråga om bestämning av mineral, som äga utpräglad klyvbarhet efter *en* riktning. Till följd av det naturliga sambandet mellan klyvbarheten, kristallformen och kristallens optiska orientering är denna klyvbarhet, i händelse mineralet är optiskt enaxligt, alltid vinkelrät mot den optiska axeln. De talrika och vanliga glimmermineralen och glimmerlika pseudohexagonala substanserna äga en utmärkt klyvbarhet och en däremot vinkelrät eller nära vinkelrät bisectrix och ofta en mycket liten axelvinkel, så att korn eller blad av dylika mineral under mikroskopet förhålla sig nästan som enaxliga mineral.

Alla dylika mineralkorn giva vid brytningsexponentbestämning enligt immersionsmetoden endast ett enda värde, vilket hos de optiskt enaxliga motsvarar brytningsexponenten för den ordinära strålen. Under mikroskopet mellan korsade nikoler äro sådana korn mörka i parallellt ljus. Vid användning av konvergent ljus skilja de sig från isotropa mineral genom att visa en axelbild. Denna framträder som ett mörkt kors på en ljusare bakgrund, vilken visar en serie koncentrisk ringar.

Redan länge har man haft klart för sig att man av ringsystemets utseende kan draga slutsatser beträffande mineralets dubbelbrytning.¹ Vid lika tjocka preparat tyda tätare liggande ringar på större dubbelbrytning.

¹ BAUER. N. JB. Min., Beilageb. 3, 49, 1881.

Försök gjordes nu att utreda i vad mån det är möjligt att basera en praktisk metod för mätning av dubbelbrytningens storlek på iakttagelser i mikroskop vid användande av konvergent ljus.

Det visade sig vara en lätt sak att mäta ringarnas skenbara diameter med mikroskopets mikrometerokular eller att med axelvinkelapparat göra noggranna bestämningar av den lutningsvinkel (v) mot optiska axeln, som i monokromatiskt ljus svarar mot en gångskillnad av en våglängd (den innersta av de mörka ringarna) eller en multipel av en våglängd (de övriga ringarna). På dessa sätt utförda mätningar äro mycket säkra och bestämningen av dubbelbrytningen begränsas vid användandet av denna metod liksom vid användandet av kompensatormetoderna eller andra likartade metoder till sin exakthet av möjligheten att få tillräckligt noggranna och bekväma metoder för bestämning av preparatets tjocklek, som måste vara bekant, för att dubbelbrytningen skall kunna uträknas. Vid undersökning av sand och annat material av den art, som ovan skildrats, faller det sig emellertid lägligt att nyttja betydligt tjockare plattor än de vanliga bergartspreparaten. Detta är en gynnsam omständighet för den nya metoden, emedan dess fordringar på precision i tjockleksmätningarna i sådana fall icke behöva vara så stränga, som vid studiet av tunnare preparat.

Relationen mellan lutningsvinkelns storlek (v) och storleken av dubbelbrytningen framgår redan av formeln i polarkoordinater för den ellips, som synes i tvärsnitt av indexytan:

$$\frac{\varepsilon_1^2 \cdot \sin^2 v}{\varepsilon^2} + \frac{\varepsilon_1^2 \cdot \cos^2 v}{\omega^2} = 1$$

varav: $\omega^2 \varepsilon_1^2 \sin^2 v + \varepsilon^2 \cdot \varepsilon_1^2 \cdot \cos^2 v = \omega^2 \cdot \varepsilon^2$

och då $\cos^2 v = 1 - \sin^2 v$:

$$\omega^2 \varepsilon_1^2 \sin^2 v + \varepsilon^2 \varepsilon_1^2 - \varepsilon^2 \varepsilon_1^2 \sin^2 v = \omega^2 \cdot \varepsilon^2$$

och: $\sin^2 v (\omega^2 \varepsilon_1^2 - \varepsilon^2 \varepsilon_1^2) = \omega^2 \varepsilon^2 - \varepsilon^2 \varepsilon_1^2$

varav: $\sin^2 v = \frac{\omega^2 \varepsilon^2 - \varepsilon^2 \varepsilon_1^2}{\omega^2 \varepsilon_1^2 - \varepsilon^2 \varepsilon_1^2} = \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon_1^2} \cdot \frac{\omega^2 - \varepsilon_1^2}{\omega^2 - \varepsilon^2} = \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon_1^2} \cdot \frac{\omega + \varepsilon_1}{\omega + \varepsilon} \cdot \frac{\omega - \varepsilon_1}{\omega - \varepsilon}$

och

$$\omega - \varepsilon = \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon_1^2} \cdot \frac{\omega + \varepsilon_1}{\omega + \varepsilon} \cdot \frac{\omega - \varepsilon_1}{\sin^2 v}$$

I denna formel kan införas värdet på $\omega - \varepsilon_1$, som erhålles ur den kända gångskillnaden med tillhjälp av formeln

$$\omega - \varepsilon_1 = \frac{G \cdot \cos v}{d}$$

Dubbelbrytningens samband med gångskillnaden i en enaxlig axelbild kan således uttryckas genom formeln

$$\omega - \varepsilon = \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon_1^2} \cdot \frac{\omega + \varepsilon_1}{\omega + \varepsilon} \cdot \frac{G}{d \cdot \sin v \cdot \operatorname{tg} v} \quad (1)$$

där ω = brytningsexponenten för den ordinära strålen.

ε = brytningsexponenten för den extraordinära strålen.

$\varepsilon_1 = d : o$ i den riktning, som bildar vinkeln v med optiska axeln.

v = se föregående rad.

d = preparatets tjocklek i mm.

G = gångskillnaden i mm.

För den innersta av de koncentriska mörka ringarna är gångskillnaden lika med våglängdens hos det använda, monokromatiska ljuset; för natriumljus är alltså $G = 0.000589$.

ε_1 erhålles, då ω är bekant, ur formeln:

$$\varepsilon_1 = \omega - \frac{G \cdot \cos v}{d} \quad (2)$$

De båda angivna formlerna tillåta beräkning av dubbelbrytningen, $\omega - \varepsilon$, när preparatets tjocklek, d , brytningsexponenten, ω , lutningsvinkeln v och gångskillnaden, G ($= n\lambda$, där n är ett helt tal) äro kända. Vinkeln v kan ej direkte uppmätas, utan endast dess motsvarighet i luft, e . Förhållandet mellan vinklarna v och e är detsamma som mellan optiska axelvinkeln V och axelvinkeln i luft E och kan skrivas

$$\sin v = \frac{\sin e}{\omega}$$

Bekvämare än att för varje gång beräkna dubbelbrytningen med tillhjälp av formlerna är att en gång för alla räkna ut en tabell för $\omega - \varepsilon$ i beroende av e för en viss preparattjocklek, t. ex. för 1 mm.

Några exempel förklara tabellens användning:

Ett apatitpreparat med tjockleken $d = 1.13$ mm gav vid mätning i Na-ljus med axelvinkelapparat $e = 35^\circ 51'$. Enligt tabellen motsvarar denna vinkel, då $\omega = 1.637$, en dubbelbrytning av 0.0043 för $d = 1.0$ mm. För 1.13 mm:s tjocklek motsvarar detta 0.0043 : 1.13 = 0.0038, vilket värde överensstämmer med det värde, som erhållits för samma apatit genom mätning med prisma, nämligen $\omega = 1.6370$, $\varepsilon = 1.6332$ och $\omega - \varepsilon = 0.0038$.

Ett kvartspreparat gav $d = 0.75$ mm, $e = 26^{\circ}27'$, ur tabellen 0.0068, som dividerat med d gav $\omega - \varepsilon = 0.0091$, vilket värde stämmer med kvartsens kända dubbelbrytning.

Ett kalcitpreparat gav $d = 0.94$ mm, $e = 5^{\circ}17'$, $\omega - \varepsilon = 0.172$.

Ett annat kalcitpreparat $d = 0.42$, $e = 7^{\circ}53'$ och $\omega - \varepsilon = 0.174$ mot kalkspatens kända värde 0.172.

Fenacit gav $d = 0.25$ och $\varepsilon = 42^{\circ}30'$ efter mätning med mikroskop ($\omega = 1.654$), härav för 1 mm 0.0033 och $\varepsilon - \omega = 0.013$ mot litteraturens 0.016.

Beryll gav $d = 2.2$ mm, ε bestämdes med mikroskop till 25° , varav ur tabellen ($\omega = 1.590$) 0.0082 och $\omega - \varepsilon = 0.0038$ mot litteraturens 0.004—0.006.

Genom de anförda exemplen, som dels äro baserade på mätningar av författaren dels på mätningar av fil. kand. K. Lupander, är metodens användbarhet och tillfredsställande noggrannhet konstaterad.

T a b e l l I.

Dubbelbrytning svarande mot första ringens vinkelavstånd i luft, e. Preparatets tjocklek 1 mm. Gångskillnad 0.000589. (Na-ljus).

e	$\omega = 1.60$	$\omega = 1.70$	e	$\omega = 1.60$	$\omega = 1.70$	e	$\omega = 1.60$	$\omega = 1.70$
4°	0.270	0.300	14°	0.0250	0.0275	32°	0.0051	0.0057
5°	0.158	0.187	16°	0.0197	0.0221	34°	0.0045	0.0051
6°	0.119	0.133	18°	0.0154	0.0173	36°	0.0040	0.0046
7°	0.087	0.099	20°	0.0124	0.0140	38°	0.0037	0.0042
8°	0.068	0.077	22°	0.0104	0.0117	40°	0.0033	0.0038
9°	0.053	0.060	24°	0.0088	0.0099	42°	0.0031	0.0036
10°	0.043	0.049	26°	0.0076	0.0086	44°	0.0028	0.0033
11°	0.038	0.041	28°	0.0065	0.0074	46°	0.0026	0.0030
12°	0.033	0.036	30°	0.0057	0.0065	48°	0.0024	0.0028

Även i preparat så tunna som vanliga bergartspreparat kan metoden begagnas för igenkännande och närmare studium av flera viktiga mineral och mineralgrupper såsom rutil med dubbelbrytningen, $\Delta = 0.29$, kalkspat och övriga romboedriska karbonat med $\Delta =$ ca 0.2, kassiterit med $\Delta = 0.10$, anatas $\Delta = 0.07$, zirkon med $\Delta = 0.06$, skapolit $\Delta =$ ca 0.04, cancrinit $\Delta = 0.03$, turmalingruppen $\Delta = 0.03$, katapleit $\Delta = 0.03$ och glimmergruppens mineral $\Delta =$ ca 0.03.

GEOLOGICAL RELATIONS OF THE MAJOR GOLD DEPOSITS
OF THE CANADIAN SHIELD.

By

E. L. BRUCE.

With 6 Figures.

INTRODUCTION.

Gold deposits are widely distributed in the rocks of the Canadian Shield. The greater part of the gold production of Canada comes from such deposits in which gold is the only metal of value. A considerable quantity is obtained as a by product from ores of base metals, chiefly from those of nickel and copper. None is obtained from placer deposits within the shield. In the present discussion only those deposits which are being worked for their gold content will be considered. Descriptions will be confined to representative types of deposits, chiefly those of major importance; a few others differing in certain features from those of the older and larger mines will be included in order to illustrate the general conditions in which gold occurs in these ancient rocks. Brief summaries will be given of the geological relations of the Beattie and Siscoe mines of Northern Quebec, of the mines of the Porcupine and Kirkland Lake areas of northeastern Ontario and of the Howey, Central Patricia and Little Long Lac mines of Western Ontario.

Genetic relations to igneous rocks of granitic composition, outcropping in the vicinity, have been assumed for many of these deposits. Undoubtedly the ore minerals have been derived from igneous sources and, for some occurrences, there is evidence suggestive of genetic relationship between the ore bodies and neighbouring intrusive rocks. In other cases, the proximity of ore bodies to exposed igneous rocks is due to structural factors only, and has no genetic significance.

GEOLOGICAL RELATIONS.

There are certain similarities in the geological successions occurring in the vicinity of all of these deposits, but there are differences that make exact correlation of the rocks of the various areas difficult if not impossible. In most areas, rocks of three or more ages are present. The oldest series consists chiefly of volcanic rocks. A series mainly of clastic sediments, but with volcanic rocks locally developed, is apparently unconformably above the oldest series. Intrusives of granitic character invade both. Although local names have been used quite generally, it has become more and more the custom to apply

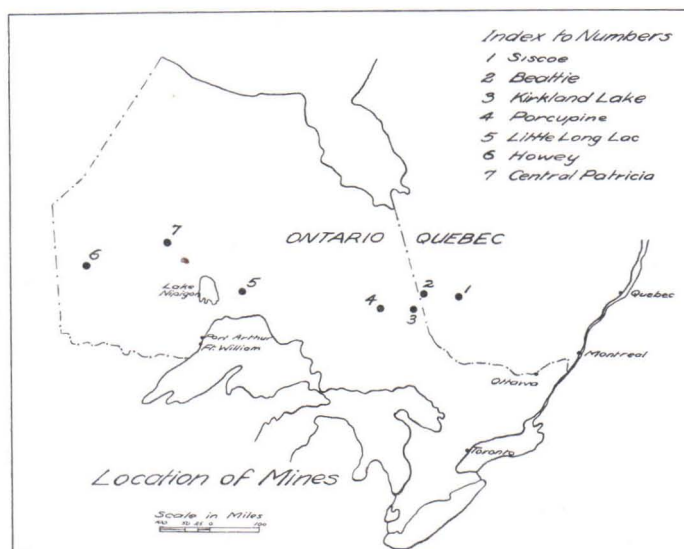


Fig. 1. Key map showing the location of the deposits described.

the term *Keewatin* to the volcanic rocks, *Timiskamian* to the sediments and local volcanics that lie above the oldest series, and *Algomian* to the assemblages of rocks, mainly of granitic composition, that intrude both these series. In many areas there are minor basic intrusives, and there are also intrusives earlier than the Timiskamian, since pebbles of granite are found in the conglomerate of that series. No early granite, however, can be recognized in most regions. The inexactitude of the common use of the terms — Keewatin, Timiskamian and Algomian for rocks which in the first case are mainly volcanic flows, in the second terrestrial sediments, and in the third igneous, is evident, because no one of those types could be continuous

over great distances. Doubtless there is no age significance in the fact that the oldest series of rocks associated with the deposits chosen for discussion consists of volcanics. In the Grenville area of Southern Ontario, where less important gold deposits are found, the oldest rocks are chiefly sediments among which limestones are important members. The use of the terms Keewatin, Timiskamian and Algoman should not be considered to imply even approximate correlation between rocks occurring in widely separated portions of the region discussed.

Gold-bearing veins occur in the ancient volcanics, in the sediments that overlie them, and in some places in the postsedimentary intrusives.

DETAILS OF INDIVIDUAL DEPOSITS.

The Siscoe mine is on Siscoe Island, Lake Montigny, Quebec Province (Fig. 1) near the western extremity of a batholith of granodiorite, the surface diameter of which is fifteen miles. The batholith intrudes lavas which are classed as Keewatin (Fig. 2). The granodiorite has been fractured and the fractures filled either by dykes or by gold-bearing veins. Some gold occurs in tourmalinized wall rocks but most of it is present as the metal, in crushed zones in quartz, tourmaline, or pyrite. The veins are clearly later than the consolidation of the granodiorite; the veins and the dykes that cut the granodiorite are closely associated and may have a common magmatic source.¹

The Beattie Gold Mine is in the north western part of the Province of Quebec (Fig. 1). The ore body is large, but of low grade. Rocks in the vicinity of the mine are (a) pillow lavas and tuffs which are assigned to the Keewatin series, (b) greywacke, classed as Timiskamian, and (c) syenite porphyry and bostonite porphyry which intrude the Keewatin rocks and are probably younger than the Timiskamian sediments. The bostonite porphyry is younger than the syenite porphyry. It was intruded following or accompanying shearing in the syenite porphyry and commonly followed the zones of shearing.

After intrusion the bostonite porphyry was brecciated in a zone adjacent to the contact with the earlier porphyry (Fig. 3). Subsequently the fragments were recemented and partially replaced by

¹ J. E. HAWLEY, Gold and Copper Deposits of Dubuisson and Bourlamaque Townships, Abitibi Co., Que. Quebec Bureau of Mines, Rept. 1930, Pt. C, pp. 3—95.

quartz. Later there was further replacement by sericite and carbonates and finally pyrite, arsenopyrite and gold were introduced, in extremely small grains and crystals.

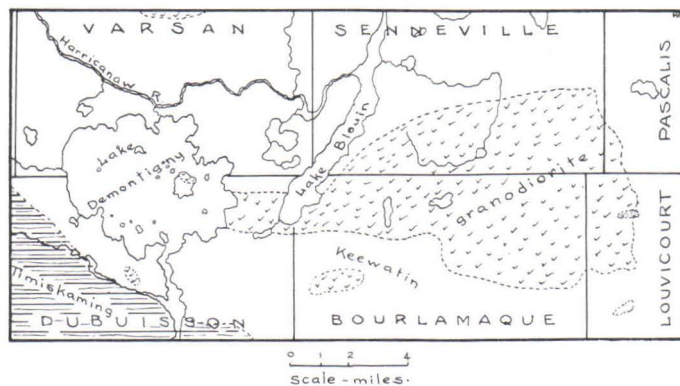


Fig. 2. Geological map of the Siscoe Area, Quebec Province (after J. E. Hawley, Quebec Bureau of Mines Report, 1930, Pt. C.).

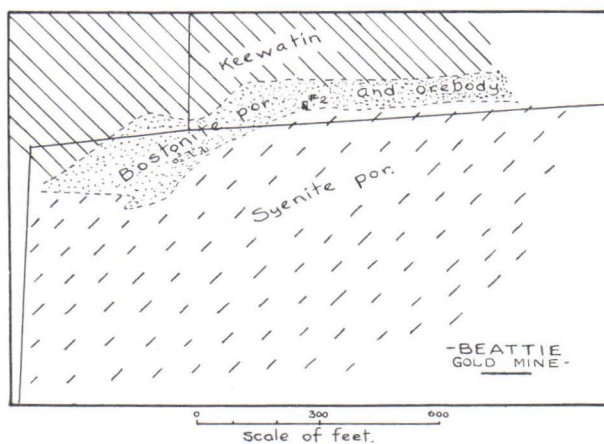


Fig. 3. Surface geological map of the Beattie mine (after J. J. O'Neill, Quebec Bureau of Mines, Report, 1932, Pt. C.).

All of the metallic minerals seem to have been formed at approximately the same period. Clearly the solutions from which they were deposited were much later than the consolidation of either porphyry and the source of the solutions must have been at some considerable

distance from the ore bodies now exposed since the mineralization is typical of moderate temperatures and pressures.¹

The Kirkland Lake area is in the eastern part of the Timiskaming district of the Province of Ontario (Fig. 1). Here are situated half a dozen large productive gold mines including Lake Shore, Teck Hughes, Wright Hargreaves, Sylvanite, Kirkland Lake, Macassa and Tobourn.

The geological formations in the area from the oldest to youngest are: — Keewatin volcanics, followed unconformably by the Timiskamian series composed largely of conglomerate and greywacke but

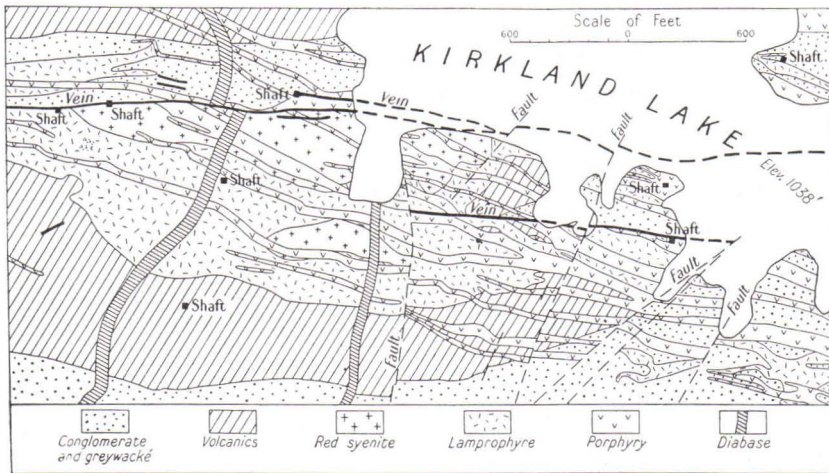


Fig. 4. Geology of part of the Kirkland Lake area (after E. W. Todd, Report of Ontario Department of Mines, Vol. 37, Pt. 2, 1928).

including also some tuffs, intrusive rocks called Algonian, and, lastly, a few diabase dykes. No rocks of Keewatin age occur near the ore bodies. The Algonian rocks consist of syenite, syenite porphyry and basic syenite or lamprophyre. They were intruded along the axis of a syncline of Timiskamian rocks and now form a broad band of heterogeneous character, which separates the Timiskamian sediments of the north limb of the syncline from those of the south limb. The diabase dykes have a north-south direction and cut all other formations (Fig. 4).

The veins occur in east-west fault zones produced by the thrusting of the north side of the syncline southward. In the central part of the area there are two main veins zones of which the northern one is

¹ J. J. O'NEILL, The Beattie Gold Mines. Trans. Can. Inst. of Mining and Metallurgy, Vol. 37 (1934), p. 299.

generally the stronger and more productive. The south zone is four hundred feet south of the north one and although the shearing along it has been somewhat less intense, important bodies of ore occur in it. Smaller, parallel ore bodies lie near both main zones, and diagonal fractures linking them also contain ore in places. The ore bodies are lodes formed by the replacement and impregnation of crushed and brecciated rock along the zones of movement.

Syenite porphyry and red syenite were apparently more brittle than basic syenite and hence more favourable for the development of wide and continuous zones of fracturing. The most favourable conditions, however, seem to have been an intimate interfingering of syenite or syenite porphyry and basic syenite.

The severely brecciated rock of the vein zones, chiefly syenite and syenite porphyry, is severely altered. Stringers of quartz introduced into the breccia are themselves fractured. In the later fractures, more quartz, some carbonates, pyrite, chalcopyrite, galena, tellurides and gold were deposited (Fig. 5).^{1,2}

The Porcupine area is fifty miles north-west of Kirkland Lake. Gold was discovered in 1909; production began two years later. The large producing mines are Hollinger Consolidated, Mc Intyre-Porcupine, Dome, Coniaurum and Buffalo-Ankerite. The Pamour Mine, the ore bodies of which may be very extensive, is now being developed.

In this area Keewatin volcanics are overlaid unconformably by Timiskamian conglomerate and greywacke. Both series are closely folded so that the sediments form a syncline which plunges to the northeast. Probably after the development of this structure, the folded rocks were intruded by quartz porphyry, the bodies of which are pipe-like, with elliptical cross sections, and steep rakes to the northeast. Granite occurs some distance both to the south and to the north of the gold producing area. It is intrusive into the lavas, but is not in contact with other rocks. After the porphyry was consolidated, considerably altered, and sheared, ore-bearing solutions entered the fractures. The wall rocks were altered and veins were formed containing some ankerite or calcite, tourmaline, scheelite, clinozoisite, pyrite, chalcopyrite, gold and gold tellurides.³

¹ E. W. TODD, Kirkland Lake Gold Area. Ont. Dept. of Mines, Vol. 37, Pt. 2, 1928.

² W. T. ROBSON, Lake Shore Geology. Bull. Can. Inst. of Mining and Metall., March 1936, pp. 99—141.

³ A. G. BURROWS, The Porcupine Gold Area. Ontario Dept. of Mines, Ann. Rept., Vol. 33, Pt. 2 (1925), pp. 1—84.

Not all of these minerals are contemporaneous, but it seems likely that they were formed in a definite sequence during a single process accompanied by some shearing.¹

Deposition of gold occurred during a large part of the period, but it was probably most abundantly deposited after most of the other metallic minerals.

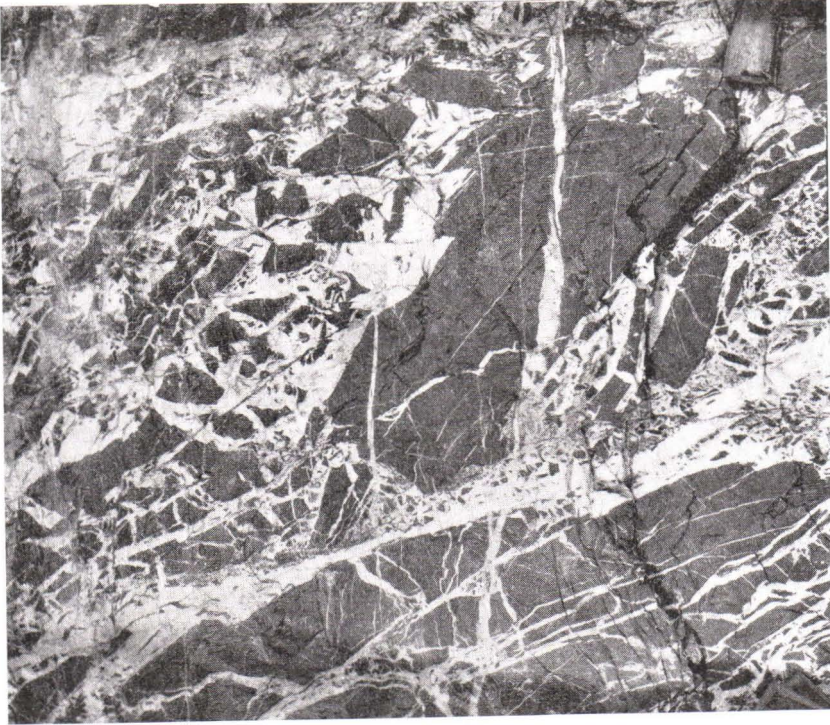


Fig. 5. Photograph of part of No. 2 vein, Lake Shore mine, Kirkland Lake, Ontario. Area shown 6 feet \times 5 feet. (Photograph by W. T. Robson. Bull. Can. Inst. of Mining and Metall., March 1936.)

There are certain geological features that are significant. The intrusion of the quartz porphyry caused severe alteration of the volcanics with the production of carbonates. The vein-forming solutions also caused alteration of the walls of the veins introducing more carbonate and producing a considerable amount of sericitization and pyritization.

¹ M. E. HURST, Vein Formation at Porcupine. *Econ. Geology*, Vol. 30 (1935), pp. 103—127.

The veins occur in the lavas, in the sediments and in the quartz porphyry, but, in general, those in the porphyry are erratic in their gold content and only the vein itself carries gold in sufficient quantity to form ore. On the other hand, where the host rock is greenstone or greywacke, a considerable amount of gold occurs in the altered wall rock, especially where there is much pyrite: as much as a third of the ore mined from such bodies consists of material other than the vein filling proper. Individual veins are lenticular and ore bodies are of the nature of lodes with lenses of ore closely spaced.

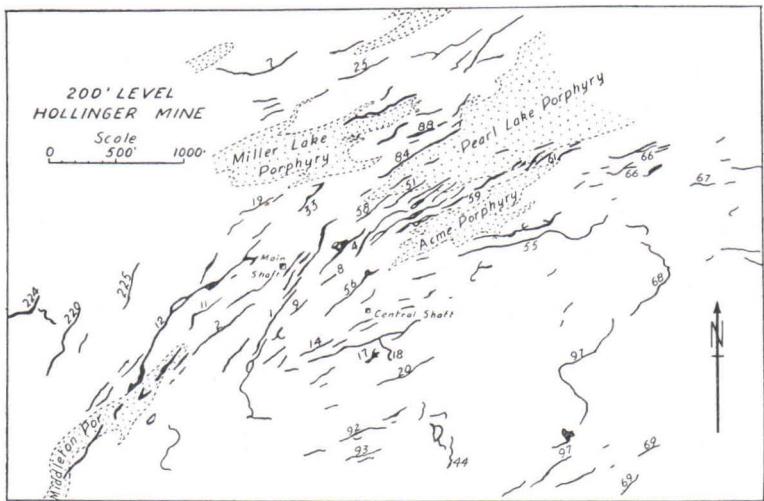


Fig. 6. Porphyry bodies and vein systems of the Hollinger Mine. (From mine plans of the Hollinger mine).

In the central and so far most productive part of the area, ore is confined to a zone within 1000 feet of porphyry bodies (Fig. 6). At the Pamour mine, however, no porphyry has yet been found and the ore zone lies along the contact between greywacke and conglomerate of the Timiskamian series and volcanics of the Keewatin.

In the region north and west of Lake Superior several mines have begun to produce gold during the past few years. The amount coming from them is as yet small compared with that from the mines at Porcupine and Kirkland Lake. The geological conditions under which gold occurs is somewhat different from that in the eastern deposits and so it is necessary to consider these less important producing areas in order to draw any generalizations as to the relations of the gold-bearing veins occurring in the rocks of the Canadian Shield.

The Little Long Lac Mine is situated fifty miles north of Lake Superior and the same distance east of Lake Nipigon. Gold was discovered in 1932 and the mine gives promise of becoming important. The consolidated rocks of the area are lavas, overlaid unconformably by a series composed of conglomerate, greywacke, slate and iron formation. The volcanics are tentatively assigned to the Keewatin series, the sediments to the Timiskamian. Rocks of both series are cut by dykes and small masses of diorite and of feldspar porphyry. The latest consolidated rock is diabase which forms small north-south dykes. The Timiskamian formations lie in a syncline that plunges westward at an angle of 30° . Near the mine the beds are nearly vertical excepting where they are involved in complicated drag folds. Some of the rocks have a nearly east-west foliation.

The gold-bearing veins lie in closely spaced east-west shear zones which are well developed in massive beds of greywacke or arkose. The widths of individual veins are commonly from a fraction of an inch to two or three inches, but veins are closely spaced. The vein minerals are fine grained quartz and small amounts of pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, bournonite, stibnite and gold. The wall rocks contain little gold and show but little alteration by the vein-forming solutions. Some small intrusive bodies of diorite occur not far from the vein zone, but there are no outcrops near the vein of any igneous rock of a kind that could have been genetically related to the magma responsible for the ore-bearing solutions.

The shear planes in which the veins occur seem to be localized near the crest of one of the drag folds: hence they cross the bedding planes at large angles. The ore shoots are confined to a massive bed of greywacke or arkose and end where the fracture zone enters beds of slaty greywacke. Thus the ore shoots rake westerly with the plunge of the folds.

In the western part of Ontario there are several mines from which gold is now being obtained. Only two of these will be described, the ore bodies of which occur under somewhat different conditions from those previously considered. The Howey mine is on the south shore of Red Lake, fifty miles east of the boundary between the provinces of Ontario and Manitoba (Fig. 1). The rocks outcropping near the ore bodies are: (a) Greenstones and associated schists, (b) Quartz porphyry dykes intruding the greenstone, and (c) Granite. Granite does not occur in the vein zone, but outcrops as a boss five miles in diameter a short distance to the northwest of the mine.

At the Howey mine a quartz porphyry dyke has suffered considerable fracturing. The fractures are filled with quartz with small

quantities of metallic minerals — pyrite, sphalerite, chalcopyrite, altaite and gold. The quartz porphyry forming the walls of these veins contains very little gold, but the veins although lenticular and only a few inches wide, are so closely spaced that parts of the dyke can be profitably mined.

North of Red Lake two other mines, the Central Patricia and Pickle Crow, are now producing gold. At the Central Patricia Mine (Fig. 1) the rocks in the vicinity of the vein are basic lavas, iron formation and a small dyke of syenite (?). The ore bodies are lenticular in character and consist of mineralized parts of a shear zone in the iron formation. Along this zone fractures are filled with auriferous quartz and portions of the iron formation have been replaced. The ore consists of quartz with a considerable amount of fine grained arsenopyrite and some pyrite. Gold is probably present as the metal, but is in extremely fine particles.¹

GENERAL RELATIONS.

Most of the gold deposits of the Canadian Shield consist of lenticular veins in which quartz is by far the most abundant mineral. In some veins there are small quantities of feldspar, tourmaline, clinozoisite, scheelite or axinite, and, in a few, considerable proportions of ankerite or calcite. Pyrite is the most abundant metallic mineral and occurs in nearly all deposits. Arsenopyrite is abundant in some, in many it is lacking. Commonly there are small quantities of chalcopyrite, sphalerite or galena. Tetrahedrite, bournonite and berthierite have been found, but the sulphosalts are present sparingly if at all. Tellurides of several varieties are present in many auriferous veins, but never in large amounts. Varieties reported are sylvanite, calaverite, petzite, altaite, coloradoite and tetradymite. Most of the gold is present as the metal and commonly is most abundant along dark streaks in the quartz which contain sericite and chlorite. Quite commonly pyrite is auriferous. Microscopic examination usually shows that it contains gold in tiny particles, but there is a possibility that some is in solid solution with the pyrite.

The wall rocks of the veins have been altered by the vein-forming solutions to different degrees, possibly because of differences in the kind of rock in which the veins occur. Basic lavas such as those in the Porcupine area were already much altered before the period of

¹ M. E. HURST, Pickle-Crow River Area. Ontario Dept. of Mines, Ann. Rept., Vol. 39, Pt. 2 (1931), pp. 1—35.

vein formation. At some distance from the veins analyses show that they contain quartz 10 % to 25 %, chlorite 20 % to 25 %, carbonates 10 % to 15 %, plagioclase 25 % to 30 %, sericite 2 % to 8 %, and varying amounts of clay minerals. The rocks adjacent to veins contain a much larger proportion of sericite and usually a large amount of pyrite, much of which seems to have developed from chlorite. Where the wall rocks of gold veins are of granitic composition, as are those of the Kirkland Lake deposits, alteration produced along the veins is much more easily recognizable, although probably not more severe than in basic wall rocks. Commonly sericite is present in abundance. Much of it is the result of hydrothermal alteration of the feldspars. Quartz is in much larger quantity than it is in the fresh rocks. Other changes are not quantitatively very important. Wall rock alteration in veins in sedimentary rocks is similar to one of these types, depending upon whether the rocks contain much feldspar or are chiefly chloritic.

Structurally the deposits vary considerably, but generally they are related to shear zones. Most individual veins are short and lenticular, but sufficiently closely spaced to form a lode. In a few deposits single veins extend for considerable distances.

The fact that igneous rocks of granitic composition outcrop in the vicinity of most of the gold bearing veins of the Canadian Shield has been accepted rather generally as evidence that the vein material and the intrusive rocks are genetically related. The relationship of quartz veins to some magma from which granitic rocks could be derived seems undeniable, and, in some of the gold occurrences described, the minerals present support that hypothesis. The veins found in the Siscoe area, for example, have a characteristic association of gold with tourmaline, an association which has not been found far from the granodiorite masses in which the productive veins occur. Should it be found that this characteristic mineral assemblage actually is confined to the vicinity of these intrusives, the derivation of the gold deposits and of the granodiorite from a common magma seems a reasonable hypothesis. In that case the granodiorite was sufficiently consolidated to be fractured in the outer or upper part of the batholith while deeper portions of the parent magma were still fluid; the fractures were filled by the uprising vein solutions presumably given off in late stages of the cooling of the magma.

The ore body at the Beattie mine may be explained by a similar process involving a prolonged period of igneous activity of which the syenite porphyry, bostonite porphyry, the silicification and the

pyrite-arsenopyrite-gold deposition are successive facies. There is little direct evidence from which to draw conclusions.

The relationship of some other gold deposits to intrusive rocks outcropping in the vicinity is less easy to establish and in a few cases it seems clear that there is no such genetic relationship. At Kirkland Lake the Post Timiskamian intrusive rocks, in order of age from oldest to youngest, are basic syenite (lamprophyre), syenite, syenite porphyry and diabase. The three syenitic rock types are believed by Todd¹ to be differentiates of a common magma. The diabase dykes, however, have a north-south trend transverse to the trend of the syenitic rocks; lithologically the diabase is similar to that assigned to the Keeweenawan in other parts of the region. As the dykes are displaced by the vein zone it seems difficult to postulate any logical sequence by which the ore minerals could have been derived from the magma from which the syenitic rocks were formed. At Porcupine the gold-bearing veins are younger than the quartz porphyry bodies near which many of them occur and no genetic relationship between the quartz porphyry and the ores seems possible. There are no other acidic intrusives in the immediate vicinity of the gold deposits, to which they could be genetically related. Both at Kirkland Lake and at Porcupine mining operations have now reached depths of approximately a mile beneath the surface. There has been no marked change in the character of the vein material. Hence it seems likely that the locus of the magmatic source of the ores must be still far beneath the present workings.

Where the veins have no genetic relationship to exposed igneous rocks, it is necessary to offer an explanation of their proximity to them. An important factor in localization of all veins is structural control of fracturing. Those rocks that behave as brittle members under stress are fractured and the fractures are later occupied by veins if mineral bearing solutions are available and can enter the fractured zones. The origin of the rock has no bearing on its behavior under stress. Physical character only determines which rocks will fracture under given conditions. The most likely place for failure is near contacts between rocks of unlike competence. This condition of heterogeneity is supplied by various associations. At Porcupine the Mc Intyre-Hollinger vein system is in a block of ground characterized by a combination of lavas and quartz porphyry masses. The latter probably acted as buttresses between which the block of lavas were sheared.

¹ E. W. TODD, Kirkland Lake Gold Area. Ont. Dept. of Mines, Ann. Rept., Vol. 37, Pt. 2, 1928.

At the Dome mine sedimentary beds of somewhat different character, lava flows and masses of quartz porphyry supply favourable conditions. At the Pamour mine slipping between massive beds of conglomerate and the lava flows seems to have been the process by which fractures were formed. At Kirkland Lake the zone of most abundant and intense fracturing is in a complex of intrusive rocks of unlike brittleness. At the Little Long Lac Mine a thick, massive bed of arkose was sufficiently brittle to be fractured; the ore bodies are confined to that horizon. Iron formation interstratified with lavas is the favourable member at the Central Patricia Mine. Many other deposits fall in one or other of these structural types.

Thus it appears that, although the ore bearing solutions were of igneous origin, there are few places in which their genetic relationship with intrusive rocks outcropping in the vicinity can be satisfactorily established. In some cases where genetic relationships between ores and certain igneous rocks have been assumed, later investigation has shown that there is a wide diversity in age. In deposits such as those of Porcupine or Kirkland Lake it seems likely that the solutions that formed the veins were derived from a magma far below the present surface, that the veins are localized by structural factors and that it is doubtful if any large outcrop of igneous rocks genetically related to the ores occurs near them. The fact that contacts between igneous rocks and those that they intrude are structurally favourable for the development of zones of fracturing, in some deposits at least, explains the occurrence of gold-bearing veins near intrusive bodies.

A SHORT COMPARISON BETWEEN THE EVOLUTION OF THE
SVECOFENNIDES IN FINLAND AND CENTRAL SWEDEN.

By

NILS H. MAGNUSSON.

The excellent investigations of C. E. Wegmann and E. H. Kranck in the region between Helsingfors and Onas have in many respects thrown light upon the evolution of the Finnish part of the Svecofennides. This deformation zone can, as is well known, also be followed through Central Sweden to the contacts of the huge masses of Filipstad-Småland granites, which according to J. J. Sederholm and the present writer are essentially younger than the metamorphic processes, that gave the rocks of large parts of this zone their gneissic features.

It is very interesting to compare the evolution of the region E. of Helsingfors, as drawn up by Wegmann and Kranck, with the evolution of the ore-bearing region of Central Sweden, including the veined gneisses of the provinces of Södermanland and Närke.

The evolution of the region between Helsingfors and Onas can, according to Wegmann, be summed up in the following tabular review:

1. Deformation of the supercrustal formation.
2. Intrusion of plagioclase-porphyrites.
3. Intrusion of gabbros. Probable continuation of the deformation processes.
4. Intrusion of granites.
5. Continued deformation.
6. Intrusion of greenstone dikes.
7. Folding.
8. Granitization and first pegmatite generation.
9. Second pegmatite generation and unakitization.
10. Denudation and upheaval.

This evolution corresponds closely to the evolution of the ore-bearing region of Central Sweden. Through the investigations made by several Swedish geologists (P. Geijer, N. Sundius, N. H. Magnusson, G. Lindroth, A. Högbom and others) we are well acquainted with the evolution of the non-gneissic central part of the ore-bearing region of Central Sweden. The oldest formation is the supercrustal leptite formation, consisting of both volcanic rocks (lavas and tuffs) and real sediments, such as slates and greywackes. Genetically nearly related to the volcanic rocks of this formation is the main mass of the iron and manganese ores. Sederholm used to refer the upper sedimentary division of the leptite formation in the Grythytte field and the more metamorphic corresponding rocks from other fields to the Bothnian sediments, which he considered as essentially younger than the volcanic rocks, referring the latter to the Svionian. In Sweden there are, however, no observations indicating a large hiatus between the lower volcanic and the upper, essentially sedimentary division. The Swedish geologists are, therefore, inclined to refer both of them to the Svionian. In the year 1927 I visited the Enklinge-Kumlinge region in the Archipelago of Åland and I must confess that I am not convinced that Sederholm was right in his opinion of the Enklinge formation as essentially younger than the Svionian. I received the impression that the conglomerate of Bockholmen is a pseudoconglomerate. The same tectonic forces that caused the alteration of the pillow-lavas to extremely well banded rocks also caused the breaking up of the granite dikes intersecting the slates, and the rounding of the dike pieces. We have, therefore, no evidences for more than one supercrustal formation in the Svecofennides either in Sweden or in Finland.

Younger than the leptite formation are the old Archaean granites. Often they begin with gabbros and diorites. Among the granites grey oligoclase granites are wide-spread, especially in the eastern part of the ore-bearing region, but also intermediate eye-granites and red salic granites are of wide-spread distribution. The Swedish geologists seem to agree in the opinion, that the intrusion of the old granites took place in connection with the folding of the leptite formation. The old granites usually show a schistosity parallel to the schistosity of the neighbouring supercrustal rocks and therefore must have gone through the same folding and deformation as these rocks. Often we can state, however, that the folding and deformation must have begun before the intrusion of the old granites, gabbros and diorites (1. Deformation of the supercrustal formation). It has been said above that gabbros and diorites often are the first differentiates of

the old granite series (3. Intrusion of gabbros. Probable continuation of the deformation processes. 4. Intrusion of the granites). The folding always seems to have continued long after the intrusion of the old Archaean granites was finished (5. Continued deformation).

During a quiet or relatively quiet period the folded and usually upraised supercrustal rocks and old granites were intruded by greenstone dikes appearing along old schistosity planes and new faults and fissures (6. Intrusion of greenstone dikes). There are, however, also older greenstone dikes in Central Sweden, which must be distinguished from the dikes named above. Some of them are connected with the diorites and gabbros of the old Archaean granite series, others appear together with leptite dikes in such a manner that they must have originated together with them.

The greenstone dikes, intrusive also in the granites, originated, as we can state in several places in Central Sweden, after the folding of the supercrustal formation. The folding, which we can study in the non-gneissic parts of the ore-bearing region, must in all essential features be older than the intrusion epoch of these greenstone dikes. The processes that gave us the veined gneisses are essentially younger and belong to a later sinking of large parts of Central Sweden. Whether this sinking was caused by orogenic or epeirogenetic movements is not fully clear. Several geologists (Wahl, Backlund) assume orogenic movements in the same way as Wegmann and Kranck for the region E. of Helsingfors (7. Folding). I have, however, pointed out that an epeirogenetic sinking may be more probable. We have not found in the non-gneissic regions surrounding the area of the veined gneisses such tectonic features as might be expected if the sinking was caused by an intense folding. There is, however, only a difference of degree between the epeirogenetic and the orogenic movements. An epeirogenetic sinking in one part of the Svecofennides may correspond to an orogenic movement in another. The one essential is a downthrow to such depth in the earth's crust, that palingentic processes could begin. This sinking cannot, in my opinion, be connected with the earlier folding of the supercrustal formation and the old granites. These two processes are in Sweden separated by the quiet period, characterized by the greenstone dikes.

The sinking caused the alteration of the rocks of the leptite formation and the old granites to veined gneisses. This alteration I have studied in some detail in the Kantorp district. The alteration was caused by high temperature in connection with a directing pressure, and by emanations and solutions coming from deeper zones of the earth crust, where the palingentic processes were stronger. The

veins of the rocks are metamorphic differentiates from the rocks themselves. They show, however, transitions to more independent, larger, intrusive pegmatites and from the latter to the younger granites. It was the granitic emanations and solutions that caused the pegmatitic structure of the veined gneisses, and they have always gone before the pegmatite intrusions and these before the younger granites, which finished the alteration processes. The granitic emanations and solutions caused metasomatic alterations in a large scale. We find in the Kantorp region a reduction of silica, alkalies and calcium and an increase of aluminium, iron and magnesium. Through metasomatic alterations of this kind such minerals as garnet, cordierite, andalusite and sillimannite have originated, not only in the slates, but also in the leptites and old Archaean granites.

A strong tangential pressure must have existed during the pegmatitization and caused a compression of the complex in one direction, a stretching out in another. The rock bodies existing before the alteration into veined gneisses were thus deformed and more elongated, but not folded. The tangential pressure continued even after the alteration process had been essentially finished and caused undulous extinction in the quartz grains of all rocks of the district, even the granites. This gives us proof that the pegmatites and the granites have originated during the pegmatitization process. The pegmatites and the younger granites are concentrated segregation products. The main mass has come from deeper parts of the earth's crust, as has been said before. Partly, however, they may have come from the rocks now accessible for our investigations. It is namely often difficult to determine if we have larger segregations *in situ* or intrusions before us.

The younger granites of the Kantorp region are closely connected with the alteration of the rocks to veined gneisses. There are in the provinces of Södermanland and Närke, however, all transitions between such granites and granites of the Fellingsbro-Stockholm series. In the Kantorp district there is no hiatus worth mentioning between the younger granites and the veined gneisses. Where the hiatus was larger, the structure becomes more granitic, the granites more homogeneous and the contacts sharper. These more independent palinogenetic granites have often given rise to a new pegmatite generation. Outside the veined gneisses such granites appear in irregular *massifs* intruding the older rocks and containing more or less assimilated fragments of them. Along the contacts these granites have caused strong recrystallization and remineralization in the rocks, pegmatitizing them and sending numerous pegmatite dikes into them. These

massifs are to be considered as dome-shaped melting-holes (diapires according to Wegmann) from the underlying palingenic zones. We often can observe that in the vicinity of these melting-holes the layers of the leptite formation have been uplifted through the forces that caused the intrusion of these granites.

The granites nearly connected with the pegmatitization and the more homogeneous Fellingsbro-Stockholm granites correspond to the Perniö-Hangö granites of the Finnish part of the Svecofennides. All these granites belong to the second granite group of J. J. Sederholm. There are in the Svecofennides no supercrustal formations between this granite group and the old Archaean granites, and I think there cannot be any, because the granites of the second group are so nearly connected with the alteration processes that gave us the veined gneisses. Both these processes and the intrusion of the granites must have taken place at great depth in the earth's crust. The more homogeneous granites were intruded during the upheaval that followed the pegmatitization.

The upheaval continued and the rocks now accessible for investigations moved nearer and nearer the surface of the earth's crust (8. Granitization and first pegmatite generation. 9. Second pegmatite generation and unakitization. 10. Denudation and upheaval.).

With the palingenic processes that resulted in veined gneisses and in the granites of the Fellingsbro-Stockholm types, the first cycle of the Archaean of Central Sweden was finished. I have proposed to call this cycle the *Svionic cycle*, using the term Svionic, originally proposed by Sederholm, in a wider sense than he has done. This cycle is a good illustration of a large and complicated petrographical circulation in the earth's crust. The evolution of the Svionic cycle in Sweden is in essential features the same as in the Svecofennides in south-eastern Finland. The points of view differ in Sweden in several respects from those held in Finland and there are many details left for future discussion and investigation. I am, however, glad to be able to confirm that I and several other Swedish geologists are of the same opinion as our Finnish colleagues concerning several essential features in the evolution of the first cycle of the Archaean.

ON THE ANALOGY BETWEEN SOME POLISH AND FENNO-
SCANDIAN ROCKS.

By

STANISLAW MAŁKOWSKI.

The northern, central and, in parts, the southern and western provinces of Poland are covered with an enormous amount of rock fragments derived from Fennoscandia and with the products of their weathering. It follows that a great part of Polish glacial products in reality belongs to the petrography of Finland or of the Scandinavian Peninsula. It must not, however, be forgotten that not all the elements of morainic formations, south of the Baltic, can be identified with known rocks in the territory of Fennoscandia. The reasons for this are as follows:

1) It is very probable (as has been stated several times) that, among the covered pre-Cambrian basement of Fennoscandia, rocks still unknown to us, are hidden, and that the Pleistocene materials found in Europe are derived from these hidden rocks.

2) It is impossible to know for certain whether, in the powerful complex of rocks which have been carried away by glaciers in the course of several glacial periods, there were no types, varieties or even kinds of rocks no longer to be found in this area.

3) We find, among morainic deposits outside of Fennoscandia, rock fragments which come from the actual bottom of the Baltic sea and from districts south of its coast which have been overrun by glaciers. It results from these observations that the petrological study of Polish erratic boulders must also extend to the substratum of glacial deposits hidden under the surface of the ground, both on

the northern and the southern shores of the Baltic and at the bottom of that sea.¹

Polish science has lately become greatly interested in the problem of the structure and character of the pre-glacial surface of the earth in Northern Poland and of the extent to which pre-Cambrian rocks, appearing in the neighbourhood of our eastern frontier, had shared in the structure of the pre-glacial surface on the south-eastern side of the Baltic. We are consequently very eager to learn about the outcrops of crystalline rocks in the neighbourhood of Lake Peipus which have been mentioned recently by Russian geologists.

The following results of researches carried out up to the present prove that there are crystalline rocks not very deeply buried in certain districts of northeastern Poland.

1) Borings sunk in the northern section of the Prypéc basin have reached the level of coarse-grained arkoses, very similar to those which appear in the immediate proximity of the pre-Cambrian Volhynio-Ukrainian massive. This fact has led to the supposition that the rock masses dip towards the north to no great depths. This hypothesis has been confirmed by the discovery of granite, just under the surface of the ground, in the locality of Mikaszewicze, to the north of the Prypéc river.

2) Systematic researches concerning the configuration of the north-west corner of the crystalline massive of Volhynia and Ukraine (within Polish frontiers) have led to the conclusion that the surface of the rock masses dips in a north-westerly direction.

3) Borings in the well-known Polish health resort Druskieniki, on the Niemen, have struck granites and crystalline schists at a depth of about 290 m. Finally, borings made in 1935 in the town of Lida have struck an agglomerate of pink biotitic granite debris at a depth of 263.8—271 m. The surface of that rock lies at a depth of 125 m. below sea-level.

Proofs are therefore multiplying in favour of the presumption that the pre-Cambrian rock masses, which appear at the surface in

¹ The Bothnic porphyries, recently described by P. ESKOLA, are found in comparatively large quantities in North-eastern Poland. Fragments of Silurian formations of the Gothland type (sometimes filled out with fossils) are frequently met with in the morainic deposits of northern and central Poland. Some of these have already been studied from a palaeontological point of view. Quite recently, Jurassic and Cenomanian fossils have been described, which had been picked up from morainic deposits, derived most probably from the substratum of Quaternary formations in the north of Poland or adjacent countries.

Poland at a distance of 900 km from the nearest outcrops of Fennoscandian rocks, extend much farther towards the north-west. (Fig. 1.)

We see therefore that the connection between the geological structure of the substratum of surface-formations in north-eastern

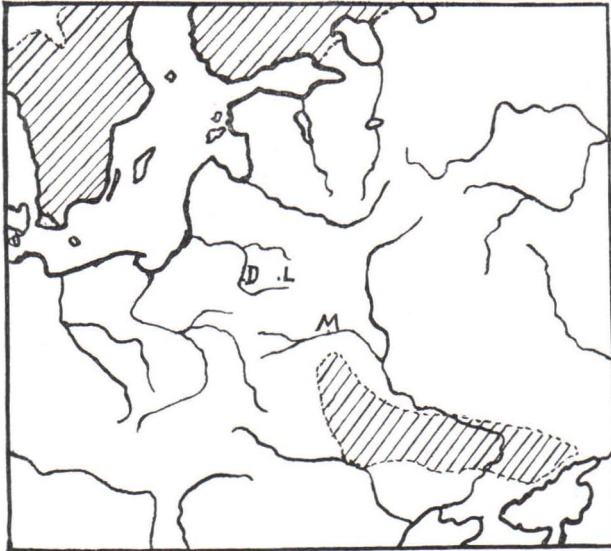


Fig. 1. Sketch-map showing distribution of localities between the Volhynio-Ukrainien crystalline massive and Fennoscandia, where crystalline rocks are discovered by borings. Scale 1: 25 000 000.

D = Druskieniki, L = Lida, M = Mikaszewicze.
Crystalline areas = diagonal shading.

Poland and that of Fennoscandia, a connection which had been foreseen for a long time, is becoming more and more established. This connection is not only proved by the relatively close proximity (and perhaps the continuity at a relatively small depth) of pre-Cambrian rock masses on both sides of the Baltic, but also in the acknowledged similarity of the rocks of which they are formed.

In Poland, pre-Cambrian rocks appear on the surface of an area of about 2 000 sq.km constituting the north-western corner of the Volhynio-Ukrainian crystalline massive.¹

¹ The landscape in the Polish section of the Volhynio-Ukrainian crystalline massive resembles Finnish districts, removed from the sea or lakes. It is only in the erosion valleys of rivers which have cut through the rocks to a depth of about 40 m, that the landscape becomes more varied and abounds in natural rock outcrops.

It forms a relatively small section of an enormous whole of pre-Cambrian basement extending from Poland to the shores of the Azov Sea. It is characterized by a great variety of rocks. Several kinds of metamorphic rocks and of granites, syenites, diorites, gabbros, diabases and other less common rocks partake in the geological structure of the Polish section of the massive. In some places, pegmatitic, aplitic and quartzose veins appear in great number.

The crystalline schists belonging to the oldest series in the massive are greatly folded and their layers are almost, sometimes quite, perpendicular. (Pl. I, Fig. 1). Though sometimes rather complicated, the strike of the crystalline schists in the Polish part of the massive may be characterized as following a general direction oscillating between N.E.—S.W. and E.N.E.—W.S.W. The author of the present communication has given this system of folds the name of »Volhynides». These folds and the dynamic metamorphism of the rocks connected therewith constitute an important criterium in evaluating the relative age of the rocks of this group.

The tectonical character of the Sveco-Fennides and Volhynides, the similarity of some crystalline schists appearing in the folds of both systems, as well as the likeness between the syn-orogenic and post-orogenic Volhynian granites and the granites belonging to Sederholm's II. group, seem to be in favour of the hypothesis that the Volhynides constitute, on the south eastern side of the Baltic, a counterpart of the Sveco-Fennides.

As is well known, already long ago several geologists had noticed the presence, in the Volhynian-Ukrainian rock masses, of granites belonging to the Rapakivi type and of the so-called sandstone of Owruć, which presents some similarity with the Jotnian sandstone of Finland. Quite recently, J. J. Sederholm mentioned these analogies during the discussion which followed the paper I read at the International Conference in Finland in 1931.¹

It should be mentioned that no Rapakivi granites nor appearances »*in situ*» of the sandstone of Owruć have been found in the Polish part of the massive.² Loose fragments of the latter are found only

¹ Unluckily very unpleasant misprints concerning the situation of the pre-Cambrian formations in Poland, their direction (not to the S.W. but to the E. of Warsaw) and their stratigraphy (the distinction between two stages of pre-Cambrian rocks in Poland: »Volhynien et Polésien» — not »Polonien») have crept into the short reports of this conference.

² Reports on this subject which have appeared in Russian literature are obviously based on a misunderstanding.

amongst the pebbles spread here and there on the surface of crystalline rocks.

The petrographical analogies between the pre-Cambrian rocks of the Polish section of the Volhynio-Ukrainian massive and those of Fennoscandia, as they are actually known, can be described as follows:

In the northern section of the Polish part of the massive (in the neighbourhood of the locality of Klesów) are found *i. a.* microgranular rocks of a mineral composition usually corresponding to aplites and sometimes showing distinct traces of their primitive schistosity. These rocks are very much like some kinds of leptites. It is possible to see the connection between some of these rocks and biotite schists from which are derived the transitional stages of that formation.

In the chemical composition of some of these rocks the quantity of potassium distinctly predominates over sodium:

K_2O —5.34; 5.18; 5.05 % of the weight
 Na_2O —4.22; 2.86; 3.72 % of the weight

These rocks are mostly pink or red in colour and are characterized by a large content of SiO_2 (71.67—75.55 % of the weight) with small quantities of CaO (0.32—0.90 % of the weight) and MgO (0.30—0.12 % of the weight). Both in their aspect and under the microscope some of them are strikingly like leptites picked up by the writer on a small skerry in the neighbourhood of Risholm, at the western extremity of the Pelling Region, during the Pre-Cambrian Conference of 1931. From these observations it seems as if there is a petrographical likeness between the Polish and Finnish rocks described above. We do not apply the name of leptites to these rocks, as it would give rise to chronological suggestions for which no real foundation has been found.

The processes of aplitization mentioned earlier, appearing in the biotite schists affected by the folding of the Volhynides, seem to be connected with the formation of granites, the petrological and geological characteristics of which correspond with the post-Bothnian granites in Finland.

We do not yet possess (though such is in process of execution) a detailed description of these biotite schists. Their aspect resembles some of the metamorphic Bothnian deposits from the neighbourhood of Tampere (Tammerfors), in Finland.

Another series of crystalline schists, which has been folded with the Volhynides, consists of fine-grained biotite, oligoclase, orthoclase, and andesitic gneisses, which are known from numerous outcrops

appearing on the steep banks of the Korczyk stream and the Slucz river. Sometimes the series of the crystalline schists presents numerous, if small, granitic intrusions, affording fine instances of arterites, so frequently seen in Fennoscandia (Pl. I, Fig. 2 and Pl. II). Side by side with the series just described of fine-grained gneisses and crystalline schists, we also find graphitic schists, white quartzites as well as schists rich in amphiboles and varying in aspect and composition. It is supposed that the latter are derived from basic volcanic rocks and perhaps also from their tuffs.

In part of a large complex of these amphibolitic schists (in the locality of Hubków, on the Slucz) stages in the granitization process can be observed. We also see (though they have not yet been counted examples of metabasites quite similar to those which are so often met with in the skerries of Finland.

Among rocks which have undergone dynamic metamorphism due to the folding of the Volhynides, there are also large-grained gneissose granites (not yet studied in detail). The author considers that they constitute the oldest magma rocks of granitic type appearing in the Polish section of the Volhynio-Ukrainian massive. If we compared the Volhynides with the Sveco-Fennides, we could look upon these gneissose granites as an analogen of Sederholm's I. group of granites.

The Volhynian granites of syn-orogenic or post-orogenic type (in relation to the Volhynides) have already formed the subject of detailed studies. It appears from these studies that the grey medium-grained granites (known in the neighbourhood of Korzec) show the greatest analogy with the post-Bothnian granites of Fennoscandia. These are the rocks which constitute the numerous veins in the crystalline schists. They sometimes show a syn-orogenic character, as their intrusions agree with the folding of the schists.

Another group of granites (usually pinkish in colour) is found more especially in the northern part of the Polish section of the massive. These granites sometimes constitute huge masses, the form of which is usually independent of the strike of the crystalline schists with which they are in contact. The granites now in question are connected with syenites and both rocks show continuous gradations from one to the other; on the other hand they quite often form migmatites with the schists. These granites also sometimes bring to mind some of J. J. Sederholm's II. group of granites.

Numerous pegmatitic veins accompany the grey granites in the southern part of our area. Some are characterized by a great abundance of black tourmaline crystals and of garnets. These veins resemble the pegmatitic veins of Kaatiala, Kuortane (Central Finland),

of which I saw samples in the University Museum at Helsinki in 1924, as well as the pegmatite veins in the neighbourhood of Uusi-kaupunki, the samples of which I studied at the same time in the Museum of the Geological Commission of Finland in Helsinki.

The pegmatite veins connected with the pink granites often follow an uneven course, with widenings and narrowings. I have not observed tourmaline crystals in veins of this kind.

The diabase group also shows analogies with rocks in Finland. Until quite recently we thought this series was the youngest of all the pre-Cambrian rocks belonging to the massive. Afterwards it was found that some of these rocks were intersected by granite veins, and instances of metamorphisation of diabases under the influence of granitic intrusions were met with. The question then arose: whether the opinion accepted hitherto had been altogether erroneous, or whether the rocks which had been formerly considered as belonging to one group should not be divided into two groups of rocks, older and younger than the granites which they accompany. It should be mentioned that basic pegmatites have been found among the rocks of this group. Some samples of these pegmatites cannot be distinguished from analogous rocks in Finland.

Certain of the rocks appearing in the neighbourhood of Klesów have been defined as monzonites, resembling some of the Norwegian monzonites. The present writer holds the opinion that we are in the presence not of monzonites strictly speaking, but of an intermediary stage of the granitization of basic rocks.

As follows from the foregoing descriptions, the analogies between the youngest pre-Cambrian rocks of Finland and Ukraine (at present, the southern Russian section of the Volhynio-Ukrainian massive) which were earlier confirmed, are now being completed by observations concerning some older rocks which have hitherto been studied in the Polish section of the massive. The analogy between the Karelides and the pre-Cambrian folds at Krivoï Rog seems to have found a counterpart in the analogy between the Sveco-Fennides and the Volhynides.

When writing about the resemblance between the rocks found in Poland and Fennoscandia, one should also mention the Carpathian exotic fragments, *i. e.* the smaller and larger pebbles and stones found in a certain zone of »Flysch» deposits in the Carpathians. These fragments are thought to derive from a mountain system older than

the Carpathians, the so-called »Pre-Carpathians». Some of these Pre-Carpathian crystalline rocks are very similar to certain Scandinavian rocks.

We see therefore that there are some new arguments in favour of the thesis that the oldest history of the lands situated north of the Baltic has many more features in common with the evolution of the regions stretching to the south-east of that sea than has hitherto been presumed.

From the Mineralogical and Petrological
Institute of the Vilno University.

April 1936.

BIBLIOGRAPHY.

- ARCHANGELSKIJ, A. D., Geologičeskoje strojenije SSSR. Moskva—Leningrad, 1934.
- ASATKIN, B. P., Vychod dokembrijskich kristalličeskich porcd . . . v juznoj časti Leningradskoj oblasti. Doklady Akad. Nauk SSSR, No. 5, 1933.
- ESKOLA, PENTTI, Tausend Geschiebe aus Lettland. Annales Acad. Scientiarum Fennicae, Ser. A, T. XXXIX, No. 5, Helsinki 1933.
- Über die Bottenmeerporphyre. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 104, p. 111, 1934.
- GAVEL, A., Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok. Bull. de l'Acad. des Sciences et des Lettres, Cl. des Sc. Mat. et Nat., Série A, Cracovie 1931.
- HALICKI, B., Matériaux pour la connaissance de la structure géologique de la partie NE de la Pologne. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, T. XI, p. 26, Cracovie 1935.
- HALICKI, B., et RYDZEWSKI, B., Sur les résultats généraux du forage à Druskiemiki. C. R. d. Séances du Serv. Géol. de Pologne, No. 39, Varsovie 1934.
- KREUTZ, S., Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. Bull. de l'Acad. des Sciences et des Lettres, Cl. des Sc. Mat. et Nat., Série A, Cracovie 1927.
- KUŹNIAR, Cz., Les Ouralides de l'Europe septentrionale et centrale. Bull. Serv. Géol. de Pologne, V. I, Varsovie 1920—22.
- LEWIŃSKI, J., und SAMSONÓWICZ, J., Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nord-europäischen Flachlandes. Trav. Soc. Sc. de Varsovie, Cl. Sc. Mat. et Nat., No. 31, 1918.
- LUCIZKY, W., The questions on the stratigraphy and tectonics of the Ukraine crystalline block. Bull. Soc. Nat. de Moscou, Sec. Géol., T. VIII (3—4), 1930.

- MALKOWSKI, S., Aperçu général sur les résultats des explorations géologiques effectuées pendant dix ans derniers dans la partie polonaise du massif Volhynio Ukrainien et son avant-pays en Volhynie. C. R. d. Séances d. Serv. Géol. de Pologne, No. 36, Varsovie 1933.
- »— Sur la structure géologique de l'extrémité NW du massif cristallin Volhynio-Ukrainien. Bull. Serv. Géol. de Pologne, V. 4, p. 1, Varsovie 1927.
- — Sur la structure géologique de l'avant-pays du massif cristallin Volhynio-Ukrainien en Volhynie. Ibidem, V. 6, p. 864, Varsovie 1931.
- RADZISZEWSKI, P., Description des roches cristallines de la Volhynie au Sud de la Slucz. Ibidem, V. 3, p. 225, Varsovie 1925.
- »— Sur le granite de Korzec et le granite de Ośniec en Volhynie. Ibidem, V. 4, p. 409, Varsovie 1928.
- SAMSONOWICZ, J., C. R. des recherches géologiques concernant les terrains permians sur le Horyn, Volhynie. C. R. d. Séances du Serv. Géol. de Pologne, No. 44, Varsovie 1936.
- SEDERHOLM, J. J., On the Geology of Fennoscandia. Fennia 55, No. 2, 1932.
- »— Pre-Quaternary Rocks of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 91, 1930.
- SMULIKOWSKI, K., Syénite de Klesów et son enveloppe granitique. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, V. 7, p. 234, Cracovie 1931.
- SUJKOWSKI, Z., Sur la découverte des granites au Nord de la Prypé dans la Polesie. C. R. d. Séances du Serv. Géol. de Pologne, No. 18, 1927.
- TOKARSKI, J., Beiträge zur Petrographie des Slucz- und Horyń-Gebietes in Polen. Miner. und Petrogr. Mitteil., Bd. 40, H. 1/2, S. 45, Leipzig 1929.
- WEGMANN, C. E., et KRANCK, E. H., C. R. de la Réunion Internationale pour l'étude du Précambrien etc., Bull. Comm. géol. Finlande, No. 102, 1933.



Fig. 2. Crystalline schists at the shore of the river Slucz, Poland.



Fig. 3. Arctic migmatite. Near Marenin at the southern shore of the river Slucz. 1: 15.



Fig. 4. Arteritic migmatite. Near Hubków at the northern shore of the river Słucz, Poland.

Stanisław Malkowski: On the Analogy between Some Polish and Fennoscandian Rocks.

DER KALKSTEINBRUCH MONTOLA.

GEOLOGIE UND TEKTONIK.

Von

ADOLF A. TH. METZGER.

Mit 3 Abb. im Text und 2 Tafeln.

EINLEITUNG.

Die Gegend zwischen den Städten Savonlinna und Mikkeli wird von einem Schieferterrain aufgebaut, welches sich mit seiner nordwestlich-südöstlichen Streichrichtung im Nordosten an die Schiefer der ostfinnischen Kareliden anschmiegt, und im Südwesten durch eine westliche Umbiegung der Streichrichtung sich mit den Tammerforschiefern vergesellschaftet. Es gehört somit der Umhüllung des ausgedehnten zentralfinnischen Granitgebietes an. Das Alter dieses in der Hauptsache aus Glimmerschiefern, Glimmergneisen und Hornblendeschiefern aufgebauten Terrains ist noch nicht völlig geklärt. Auf dem Blatt Mikkeli (St. Michel) der geologischen Übersichtskarte werden diese Bildungen von Frosterus (1902) als »wenigstens teilweise präbottnisch«, also älter als die von Sederholm (1899) als bottnische Formation ausgeschiedenen Schieferformationen der Gegend von Tampere (Tammerfors) angesehen. Dagegen betont Hackman (1931) in der Beschreibung zum Blatt Savonlinna (Nyslott) derselben Karte, dass das betreffende Schieferterrain gegen Nordosten allmählich in die ladogischen Schiefer der Kareliden übergeht, also mit diesen gleichaltrig sein kann. Gegen Südosten wiederum werden dieselben Schiefer immer mehr granitdurchwoben und ist es sehr schwierig zu entscheiden, wann und wo etwaig ältere Bildungen zustossen. Hackman bezeichnet das Terrain als präladogisch, soweit es nicht mit den ladogischen Schiefern organisch verbunden ist. Auf dem von Wilkman (1935) herausgegebenen Blatt Kuopio werden die entsprechenden Bildungen als bottnisch und teilweise älter bezeichnet. Diese Unsicherheit in der stratigraphischen Stellung der Schiefer beruht wohl

in erster Linie auf der bisherigen nur sehr oberflächlichen Untersuchung des Gebietes. Meine Begehungen verschiedener Teilgebiete haben mich zu der Auffassung gebracht, dass die auf der Übersichtskarte hervortretende Einförmigkeit des Terrains nur eine scheinbare ist. Im Detail lassen sich sehr viel mehr petrographische Typen und positionsgeologisch umrissene Einheiten ausscheiden. Erst eine gründliche Durcharbeitung des gesammten Gebietes, vor Allem auch seiner Tektonik, kann die Unterlagen für eine stratigraphische Gliederung und Einordnung des Gebietes schaffen. Diese Aufgabe erscheint aber umso dankensweter, als es sich hier um ein Gebiet handelt, in welchem es möglich sein muss, die Gebirgssysteme der Kareliden (jünger) Ostfinnlands und der Svekofenniden (älter) Südfinnlands in ihrem gegenseitigen Verhältnis zu einander zu studieren. Durch ein genaueres Erforschen dieses Verhältnisses wird auch die Stellung der den Raum zwischen den beiden Gebirgen einnehmenden Terrains geklärt werden. Bislang müssen wir uns damit begnügen die betreffenden Bildungen als bognisch anzusehen.

In diesem Schieferterrain kommen nun verschiedentlich Kalksteinhorizonte vor, die an einigen Stellen Dimensionen annehmen, die den Abbau ermöglichen. Eines dieser Vorkommen, die Kalksteinlagerstätte von *Montola*, sei hier in aller Kürze geschildert, da es sowohl in tektonischer wie auch petrographischer Hinsicht von allgemeinerem Interesse sein dürfte. *Montola* liegt im Kirchspiel *Virtasalmi* des Regierungsbezirkes *Mikkeli*, und zwar etwa 6 km östlich der Haltestelle *Loukolampi* der Bahnlinie *Kouvola—Pieksämäki*. Das Vorkommen wird durch die *Savon Kalkkitechdas Osakeyhtiö*, einer Tochtergesellschaft der *Paraisten Kalkkivuori Osakeyhtiö* — *Pargas Kalkbergs Aktiebolag*, abgebaut. Der Steinbruch ist durch eine schmalspurige Eisenbahn mit einem Schachtofen verbunden, der an der Bahnlinie bei *Loukolampi* liegt. Die jährliche Förderung ist 30 000 t, die teils auf Kalk gebrannt und teils als Kalkstein an die Zellstoffindustrie abgegeben werden.

Der Steinbruch von *Montola* ist früher von *Laitakari* (in *Eskola*, *Hackman*, *Laitakari* und *Wilkman*, 1919) beschrieben worden. Inzwischen sind die Aufschlüsse jedoch sehr erweitert worden, teils durch den Fortschritt des Abbaus, teils durch systematische Tiefbohrungen. Da der Felsgrund rings um den Bruch durch eine teils sehr mächtige Moräne verhüllt ist, war die Erforschung der Ausdehnung des Vorkommens mit Schwierigkeiten verbunden. Es wurden zunächst axialstatistische Untersuchungen vorgenommen und durch mehrjährige Beobachtungen ausgebaut. Auf Grund dieser wurden dann verschiedene Diamantbohrungen angesetzt, und so

die Form der starkt deformierten Lagerstätten bestimmt. Magnetische Vermessungen wurden als Hilfsmittel herangezogen. Da die Untersuchungen in der weiteren Umgebung des Steinbruches noch nicht abgeschlossen sind, sollen hier nur die Verhältnisse in diesem und in seiner unmittelbaren Nähe geschildert werden. Es ist heute noch nicht möglich die grosstektonischen Zusammenhänge zu überblicken. Die unten geschilderten Faltungsvorgänge können also zunächst nur als losgerückte Einzelheiten ohne den Hintergrund der Mosaik der Gesamttettonik betrachtet werden. Aus diesem Grunde sehe ich auch von einer ausführlicheren petrographischen Beschreibung der Gesteine ab. Ich hoffe das Bild an Hand einer ausführlicheren Schilderung der Geologie der weiteren Umgebung Montolas später vervollständigen zu können.

DAS GESTEINSMATERIAL.

Der Felsgrund besteht in der Hauptsache aus einem Glimmergneis. In diesen sind Hornblendeglimmergneis, Leptit und Kalkstein als konkordante Bildungen eingelagert. Im Kalkstein finden wir wiederum Einlagerungen von Amphibolit, Glimmergneis, Kalkgneis. Diese superkrustalen Schiefer werden von einem Granit durchbrochen, der teils als Injektionsgranit Migmatite bildet, teils aber auch als Gänge die Schiefer überquert.

Der Glimmergneis ist das am weitesten verbreitete Gestein. Feinkörnig, immer deutlich schiefrig, von grauer bis dunkelgrauschwarzer Farbe, zuweilen durch einen gewissen Kiesgehalt rostig. Hauptgemengteile sind Biotit, natronreicher Plagioklas (Oligoklas), Quarz. Neben Biotit gibt es auch Muskovit, und neben Plagioklas auch Orthoklas und etwas Mikroklin. Untergeordnete Bestandteile sind grüne Hornblende, Magnetit, Pyrit, Apatit. Glimmer ist lagenweise angeordnet. Quarz zeigt undulierende Auslöschung. Struktur granoblastisch bis blastopsammitisch. Zuweilen auch Hornfelsstruktur. Die grosse Einförmigkeit über grosse Gebiete, die Wechselagerung mit Kalksteinsteinen und Kalksilikatgneisen sprechen für eine sedimentogene Entstehung.

Der Glimmergneis kommt sowohl im Hangenden wie im Liegenden der Kalksteinlagerstätte vor. Das Generalstreichen ist N 40° W gerichtet, das Fallen 45° gegen NE.

Durch Anreicherung der Hornblende geht der Glimmergneis in Hornblendeglimmergneis über. Der Glimmer reichert sich dabei zuweilen ebenfalls an, in anderen Fällen aber kann er auch

ganz verschwinden. Quarz verschwindet stets bis auf unbedeutende Mengen. Plagioklas frischer in diesem Gestein als im Glimmergneis, Hornblende bisweilen idiomorph. Korngrösse gröber als im Glimmergneis. Hornblendenadeln erreichen 1—2 cm Länge. Das Gestein tritt als linsenförmige Einlagerungen im Glimmergneis auf, gern in unmittelbarer Nähe von Kalksteinlagern. Wahrscheinlich sedimentogener Herkunft. In unserem Gebiet im Hangenden des Kalksteinslagers südöstlich des Steinbruches.

Der Glimmergneis bildet den Rahmen für das Kalksteinlager. Der Kalkstein ist seiner Struktur und petrographischem Gepräge nach ein Marmor. Es kommen drei verschiedene Typen vor, Kalzitmarmor, Quarz-Kalzitmarmor und Dolomitmarmor.

Der Dolomitmarmor ist das leitende Gestein der Kalksteinserie. Wir finden dieses Gestein in gewissen Teilen des Lagerstätte allein vorherrschend. Der Dolomitmarmor ist ein mittelkörniges schön spatiges Gestein von weisser bis grauer Farbe. Der Dolomitspat ist das Hauptmineral, daneben finden sich Kalzit, und als silikatische Verunreinigungen Diopsid, Tremolit, Chondroit, Phlogopit, Pyrit, selten auch etwas Hornblende. Die chemische Zusammensetzung ist aus dem Diagramm der Abb. 1 zu ersehen.

Um die chemische Zusammensetzung der Karbonatgesteine anschaulich zu überblicken, habe ich folgende graphische Darstellungsmethode angewandt. Die Kalksteinanalysen, die stets technische Analysen sind, werden zunächst auf die drei Grössen CaCO_3 , MgCO_3 und »Unlöslich« berechnet. Daraus berechnet sich dann der Gehalt an Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = do$. Der Rest CaCO_3 ist dann Kalzit $= ka$. Bezeichnen wir die Grösse »Unlöslich« mit u , so haben wir damit den prozentuellen Gehalt des Gesteins an Dolomit, Kalzit und Silikaten. Nun ist es aber öfters von Interesse diese Grössen im Verhältnis zur Karbonatmasse kennen zu lernen. Denn die einfache Veränderung der einen der drei Grössen verschiebt nicht immer auch das gegenseitige Verhältnis der beiden anderen in gleichem Sinne. Aus diesem Grunde habe ich folgende Verhältnisse berechnet, nämlich:

$$D = \frac{do}{do + ka} \text{ und } U = \frac{u}{do + ka}.$$

Die Werte für D und U schwanken zwischen 0 und 1. Sie können in einem Koordinatensystem ähnlich wie die Niggli-Werte k und mg übersichtlich dargestellt werden. D wird auf der Ordinate, U auf der Abscisse abgetragen. Jeder Analyse entspricht dann ein Punkt

in diesem Felde. Je geringer D ist, umso ärmer ist das Gestein an Dolomit, umso reicher an Kalzit. Reine silikatfreie Kalksteine sind durch einen kleinen Wert von U ausgezeichnet. Kalzitkalksteine und Dolomitmalksteine bekommen in dem Felde also ganz bestimmte Räume zugewiesen. Die ersteren sammeln sich um die untere linke Ecke, die letzteren in der oberen linken Ecke. Übergänge zwischen den Typen kommen dann im Raum zwischen den beiden Kanten vor. Je mehr unlösliche Bestandteile, Silikate, in dem Kalkstein vorhanden sind, umso weiter rücken die Projektionspunkte gegen den rechten Rand hin vor. Diese Darstellungsmethode hat den Vorteil der Übersichtlichkeit. Man kann sie ausserdem technischen Gesichtspunkten anpassen. Die Fläche kann jederzeit in Teilflächen eingeteilt werden, deren Grenzen gewissen technischen Forderungen entsprechen, z. B. bei Festlegung eines maximalen Gehalts an Dolomit, Magnesiumkarbonat oder Silikaten, oder beider Grössen gleichzeitig. Es ist dann gleich ersichtlich, ob ein Gesteinstyp innerhalb der vorgeschriebenen Fläche liegt, also verwendbar ist, oder nicht. In der Analyse ist es natürlich wünschenswert, dass die lösliche Kieselsäure angegeben wird, um den an Diopsid gebundenen Gehalt an Ca und Mg berücksichtigen zu können.

Die Dolomitmarmoranalysen liegen überwiegend in der Dolomitecke, sind also verhältnismässig reine Dolomite. Übergänge zu Kalzitmarmor kommen selten vor. Die meisten Analysen stammen aus Bohrkernen.

In unserer Lagerstätte finden wir den Dolomitmarmor zunächst regelmässig im Liegenden des Kalksteinlagers. Er bildet hier einen Horizont von etwa 30—35 m Mächtigkeit. Südöstlich des Steinbruches nimmt der Dolomitmarmor jedoch die ganze Lagerstätte ein, indem er die übrigen Horizonte von Kalzitmarmor, und Quarz-Kalzitmarmor vertritt.

Der Kalzitmarmor ist gewöhnlich grobapatiger als der Dolomitmarmor. Die Struktur ist die gleiche. Meist von schöner weisser Farbe. Zuweilen kommen jedoch schwach rosa oder gelblich gefärbte Partien, auch methylenrothe Partien, vor. Stellenweise kann das Gestein auch sehr dicht, feinkörnig werden. Nebengemengteile im Allgemeinen die gleichen wie im Dolomitmarmor. Eine gewisse Bänderung kommt häufig vor, hervorgerufen durch die Reihenanzordnung der Silikate oder feinverteilten Graphits. Der letztere ruft gebänderte Typen hervor, die denjenigen von Ruskeala, beschrieben bei Metzger (1925), sehr ähneln. Für die chemische Zusammensetzung sei auf die Abb. 1 verwiesen.

Der Kalzitmarmor kommt in einem an Mächtigkeit sehr wechselnden Horizont in dem mittleren Teil der Lagerstätte vor. Dieser Horizont keilt etwa 80 m südlich des Steinruches aus. Gegen NW hin setzt aber noch fort.

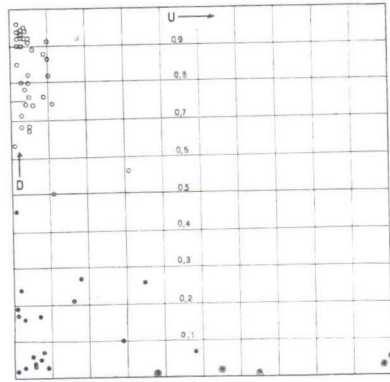


Abb. 1. Projektion der Werte D und U für die Kalksteine von Montola. Kreise = Dolomitmarmor, Punkte = Kalzitmarmor, Kreis u. Punkt = Quarzkalzitmarmor. Orig.

Der dritte Kalksteintypus sei hier mit dem Feldnamen **Q u a r z - K a l z i t m a r m o r** bezeichnet. Es ist ein in jeder Beziehung von den vorigen Typen abweichendes Gestein. Dicht, feinkörnig und von grauer bis graubrauner Farbe unterscheidet es sich schon makroskopisch von den anderen Marmoren. Vor Allem aber fällt schon makroskopisch das Vorkommen von zusammengeballten Ansammlungen von Silikaten, die wie Bruchstücke in dem Marmor schwimmen, auf. Diese Klumpen können recht ansehnliche Dimensionen von mehreren Dezimeter Länge und Dicke bekommen und sind dann Kalkgneisschollen. Unter dem Mikroskop erkennt man dieselbe Erscheinung, nur ins kleinste Format übertragen. Der ganze Marmor ist voll von Fetzen von Quarz, Plagioklas, etwas Mikroklin, Diopsid, Grossular, Titanit. Die Kalzitkristalle zeigen, wo es sich um grössere Individuen handelt, stark verbogene, gefaltete Zwillinglamellen. Zwischen den grösseren Körnern finden sich Mörtelstrukturen. Während Diopsid und Grossular einigermaßen idiomorph sind, haben Feldspat und Quarz die Gestalt von Trümmern. Das ganze Gestein macht also einen tektonisch stark deformierten Eindruck. Es ist vollkommen durchbewegt und ist nicht völlig neukristallisiert nach der Durchbewegung.

Die chemische Zusammensetzung ist bisher nur in technischen Analysen festgestellt, deren Projektionspunkte in Abb. 2 dargestellt sind. Der U-Gehalt ist hoch. Bei der geplanten genaueren und umfassenderen Darstellung soll doch auf den chemischen Charakter durch eine Vollanalyse nochmals eingegangen werden.

Dieser eigentümliche Marmor kommt in einem Horizont über dem Kalzitmarmor vor, von dem er jedoch durch einen Kalkgneis-Amphibolit-Horizont getrennt bleibt. Gegen SE geht der Quarz-Kalzitmarmor am Südostrande des Steinruches in Dolomitmarmor über. Wie wir weiter unten sehen werden ist die Stelle, an der der Quarz-Kalzit-horizont entwickelt ist, eine der tektonisch am meisten bewegten Partien der Lagerstätte.

Die Kalksteine werden als sedimentogen aufgefasst.

Als Einlagerung in der Kalksteinserie, sowie im Kontakte zwischen diesem und den umgebenden Schiefen findet sich ein gebänderter Kalksilikathornfels, den ich nach dem Vorgange von Laitakari (1921) Kalkgneis nennen will. Es ist ein schön gebändertes grün-weiss-rötliches Gestein (Abb. 1 auf Taf. I), das namentlich wenn stark gefaltet dem Auge ein reizvolles Schauspiel darbietet. Die Bänderung wird durch die Abwechslung von Lagen mit helleren Mineralien, hauptsächlich Feldspat mit wenig Diopsid, mit solchen mit vorwiegend dunkleren Mineralien wie Diopsid, Amphibol, Grossular. Grossular findet sich vorwiegend in den rötlich gefärbten Bändern. Die Bänder haben eine Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern. Als Übergengenteile findet sich oft Dolomit und Phlogopit, Nebengengenteile sind Titanit, Pyrit und etwas Magnetit. Die Feldspäte sind teils Plagioklas, teils Orthoklas, wobei der erstere etwas überwiegt. Eine Analyse aus dem chem. Laboratorium in Pargas ergab folgende Zusammensetzung:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Ma ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	S:me
%	53.52	15.60	2.50	2.66	4.63	10.60	2.76	4.64	2.76	0.53	100.20
Molz.	0.891	0.153	0.016	0.036	0.109	0.189	0.044	0.049	0.062		

Berechnen wir die Niggli-Parameter und stellen diese mit denjenigen für den Kalkgneis von Pargas, wie sie von Eskola (1927) auf Grund der Analyse von Laitakari (1921) berechnet hat, zusammen, so ergibt sich:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c:fm
Montola	145	25	29	31	15	0.52	0.52	1.12
Pargas	165	25	23	35	17	0.60	0.54	1.65

Die Mineralzusammensetzung wurde auf Grund der Analyse und des mikroskopischen Befundes berechnet. Wir stellen die erhaltenen

Werte wiederum mit den entsprechenden für Pargas nach Laitakari (1921) zusammen:

	Or	Mi	Pla	Di	Gros	Wo	Ti	Pyr+Mt.	Kalz	Dol	Phlog	Sme
Montola	27.00	—	33.50	22.00	5.00	—	0.50	3.00	—	6.00	1.50	100.00
Pargas	—	33.36	34.13	30.59	—	0.58	0.78	—	1.50	—	—	100.84

Der Mikroklin in Pargas ist durch Orthoklas in Montola ersetzt. Der Plagioklas ist in Pargas An_{37} , in Montola An_{33} . An Stelle des Wollastonit und Kalzits des Pargas-Gesteines ist in Montola Grossular, Dolomit und Phlogopit getreten. Im Grossen und Ganzen ist der Bau-schalchemismus jedoch derselbe. Der ganze Habitus ist auch sehr ähnlich bei beiden Gesteinen.

Laitakari (1921) hat den Kalkgneis in Pargas als sedimentogenes Gestein aufgefasst und sieht in der Bänderung ein primäres Charakteristikum. In Pargas tritt dieses Gestein fast regelmässig im Kontakt zwischen einem sedimentogenem Diopsidamphibolit und dem Kalkstein vor. Auch hier in Montola finden wir den Kalkgneis in ähnlicher Position. Die Annahme von Laitakari, dass es sich um ursprünglich sedimentogenes Material handelt, muss also mit Hinsicht auf das geologische Auftreten in engster Verbindung mit sicher sedimentogenen Gesteinen als bestätigt angesehen werden. Dahingegen halte ich es für nicht wahrscheinlich, dass diese stark deformierten und metamorphosierten Gesteine noch primäre strukturelle Eigenschaften besitzen, die zu dem Schluss berechtigen, dass in der Bänderung eine Abbildung ursprünglicher Sedimentationunterschiede in einzelnen Lagen vorliege. Vielmehr sehe ich in der Bänderung, wie weiter unten näher ausgeführt werden soll, eine sekundäre auf dem Wege der Metamorphose erworbene Eigenschaft des Gesteins.

Die Kalksteinlagerstätte wird durch Einlagerungen parallel zur Schieferung unterbrochen, die gemeinhin auf Grund ihrer schwarzen Farbe als Amphibolite bezeichnet worden sind. In Wirklichkeit ist diese Bezeichnung nur eine behelfsmässige Feldbezeichnung für dunkle konkordante Einlagerungen im Kalkstein. Petrographisch lassen sich zwei ganz verschiedene Typen unterscheiden, nämlich echte Amphibolite und dunkle Glimmerhornfelse. Die echten Amphibolite sind Plagioklas-Hornblendegesteine mit etwas Biotit, Quarz und Mikroklin als Übergemengteile, und Pyrit, Magnetit, Titanit als Nebengemengteile. Die Struktur ist porphyroblastisch mit Resten einer ophitischen Struktur. Als Porphyroblasten treten Nadeln von Plagioklas in stark epidotisiertem Zustande. Diese Lagergänge sind ursprüngliche Effusive. Die Glimmerhornfelse treten ebenfalls als Einlagerungen im Kalkstein auf. Sie sind dichte hornfels-

struierte Gesteine aus Plagioklas, Orthoklas, Glimmer (Biotit, etwas Muskovit) und Quarz. Eine gewisse Bänderung entsteht zuweilen, dadurch, dass Lagen ohne jeglichen Biotit, also nur aus Feldspat und Quarz aufgebaut, eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit dieser Hornfelslager erreicht zuweilen nahezu 2 m. Auch sie folgen konkordant dem Kalkstein. Es handelt sich wahrscheinlich um primäre Einlagerungen im Kalksediment, ob sedimentogen oder etwa effusiv, ist heute noch nicht zu entscheiden.

Schliesslich kommen noch Granitintrusionen vor. Diese treten entweder als Adern und Lagerinjektionen im Glimmergneis oder als querschlägige Gänge sowohl im Gneis wie in den Gesteinen der Kalksteinserie auf. In beiden Fällen ist es ein mikroklinreicher Granit. Die Adergneisbildung steht mit aller Wahrscheinlichkeit mit den sowohl östlich wie westlich unseres Gebietes vorkommenden grösseren Granitmassiven zusammen, deren Alter nach Frosterus (1902) als präbottnisch anzusehen wäre. Diese Altersbestimmung erscheint jedoch ebenso unsicher, wie diejenige der Schiefer. Es ist meiner Ansicht nach viel wahrscheinlicher, dass dieser Granit mit den zentralfinnischen Granitmassen zusammengehört. Die Granitgänge im Kalkstein sind nicht parallel zur Schieferung gelagert, sondern setzen als nahezu saigere Gänge quer auf. Ihre Richtung fällt mit einer wohl ausgebildeten Kluftrichtung, die den Kalkstein an seiner breitesten Stelle etwa senkrecht schneidet, zusammen. Ob es sich nun bei diesen Gängen um einen Granit handelt der von dem offenbar älteren migmatitisierenden Gestein abzutrennen ist, oder ob es sich um Nachschübe desselben Magmas dreht, kann ich heute noch nicht entscheiden. Das Letztere scheint mir jedoch das wahrscheinlichere zu sein.

DIE FALTENTEKTONIK.

Zum Studium des Faltenbaus verweise ich auf das Stereogramm der Taf. II. Die Lagerstätte ist in diesem in Blöcke aufgeschnitten, und zwar ein Mal der Streichrichtung nach und dann wieder quer zu dieser. Der Längsschnitt trennt die Blöcke in zwei Reihen, nämlich N:ris 1, 2, 4, 6, 8, 10 und 12, die nordöstlich des Schnittes liegen, und die Reihe N:ris 3, 5, 7, 9, 11 und 13 südwestlich. Ausser diesem Längsschnitt teilen die Querschnitte die Lagerstätte in 6 Blockpaare und einen einzelnen Block. Sämtlich Blöcke sind so von einander gerückt, dass man ausser der Oberfläche (Karte) auch die vordere Fläche der Blöcke (Profile) sieht.

Der Steinbruch ist in dem mittleren Teil des Stereogrammes zu sehen, der nördliche Rand mit der 18 m-Sohle erscheint in der Vorder-

kante der Blöcke 4 und 5. Dann sehen wir in den Blöcken 6 und 7 die mittlere Partie des Bruches mit dem Stoss der 22 m-Sohle. Gegen Links hat der Bruch im Block 7 vorne eine Erweiterung gegen W, in der noch ein Teil der 18 m-Sohle stehen geblieben ist. Im Block 9 zieht sich der Steinbruch wieder zusammen. Links und rechts sehen wir wieder die Flügel der 18 m-Sohle, die die tiefere Sohle umfasst. Rechts steht die keilförmige Masse der Förderbahn, deren Fortsetzung wir auf der linken Seite des Blocks 8 finden. Im Block 11 liegt der Südrand des Steinbruchs.

Die Querschnitte sind im Allgemeinen so gelegt, dass die ausgeführten Diamantbohrlöcher im Profil erscheinen. In dem Block 12 sehen wir so das Bohrloch H, dessen tiefere Fortsetzung im Block 13 erscheint. Das Bohrloch A ist in eben derselben Weise in den Blöcken 10 und 11 angeschnitten. Das Bohrloch D liegt in einer zu A und H nicht parallelen Ebene. Aus diesem Grunde steht die Vorderfläche des Blockes 6 sowie der rechte Teil der entsprechenden Fläche des Blockes 7 etwas schräg zur normalen Querschnittebene. Im Block 9 ist ein Teil der dem Beschauer zugekehrten Ecke wegpräpariert, um die Bohrlöcher C und B zu zeigen. Im Block 5 wiederum ist ein Teil herausgeschnitten, so dass die Ebene des Diamantbohrlochs E parallel zum Streichen sichtbar wird. Der Felsgrund ist nur im Steinbruch sichtbar und ausserhalb nur durch die Bohrlöcher aufgeschlossen. Die Konstruktion der Karte (Oberfläche) ist lediglich auf Grund dieses Materials und der axialstatistischen Behandlung der Aufschlüsse ausgeführt.

Das Liegende der Kalksteinserie ist in der dem Beschauer zugekehrten Seite zu sehen. Über der Glimmergneisformation folgt zunächst der Dolomitmarmor, von dem liegenden Gneis stellenweise durch ein Lager von Kalkgneis (Block 13, 11, 9) getrennt. Das Streichen des Liegenden und des darüber folgenden Dolomitmarmors ist im Süden, in den Blöcken 11 und 13 gegen NW gerichtet. Im Block 9 beginnt es aber schon gegen W umzubiegen und verläuft von nun ab über die weiteren Blöcke in einem sanften Bogen der sich in den Blöcken 5 und 3 gegen WNW ausgleicht.

Über dem Dolomitmarmor finden wir nun den Kalzitmarmor. In der Vorderseite des Blockpaares 12—13 kommt er noch nicht vor. Hier ist die ganze Serie Dolomitmarmor, wie Bohrloch H gezeigt hat. Im Kartenschnitt des Blocks 13 beginnt er aber und findet sich auch schon im Seitenschnitt des Blocks 12, da das Fallen gegen NE, also vom Beschauer weg, gerichtet ist. Wir folgen dem Kalzitmarmor über den Block 11 zum Blockpaar 8—9. Hier tritt eine Veränderung im Verhalten des Kalzitmarmors ein. Er breitet sich aus, schwillt an.

Während die liegende Partie dem Dolomitmarmor-Glimmergneis in dem Bogen gegen W (links) folgt, schwenkt das Hangende auf einmal gegen N bis NE (rechts) um. Es tritt hier auch eine Veränderung im Hangenden des Kalzitmarmors ein. Noch im Block 10 (Bohrloch A) ist das Hangende des Kalzitmarmor ein Dolomitmarmor. Zwischen den beiden Gesteinen liegt ein etwa 5 m mächtiger Amphibolithhorizont, der regelmässig diese Lage einnimmt. Dieser Amphibolit ist nun schon im Bohrloch A stark breschiert und in grosse Bruchstücke aufgerissen, die von einem pegmatitischen bis aplitischen Zwischenmittel zusammengekittet sind. Diese Bresche ist dann sehr schön im oberen Teil der SE-Wandung des Steinbruches (Blöcke 11, 9, 8, 6) aufgeschlossen und nimmt an Mächtigkeit bis über 10 m zu. Auch im Bohrloch D (Block 6) finden wir den gleichen Horizont, stets in der typischen Breschenausbildung. Über dieser Bresche folgt nun am Steinbruch und im Bohrloch D nicht der Dolomitmarmor, wie in den Bohrlöchern H und A, sondern der oben beschriebene Quarzkalzitmarmor. Über diesem, wie auch über dem weiter süd-östlich entwickelten Dolomitmarmor, liegt Glimmergneis-Hornblendeglimmergneis, mit einem Rande von Kalkgneis an der Basis (Bohrloch D!). Diese Serie mit dem breschierten Hornfelshorizont in der Basis schwenkt also im Block 8 scharf gegen Norden um, so dass wir hier teilweise eine Streichrichtung von N 5° E haben. Dann aber schwenkt diese Serie wieder gegen W hin um welches in den Blöcken 4, 5 und 3 zu sehen ist.

Durch diesen Bogen gegen E hin wird also der Raum, den der Kalzitmarmor einnimmt, plötzlich erweitert. Dass dieses mit irgend einer tektonischen Veränderung in Verbindung gebracht werden muss, schien wahrscheinlich. Von grossem Interesse für die Auffassung von der Form der Lagerstätte ist nun das Profil am Nord- und Nordwestrande des Steinbruches. Hier finden wir, wie uns Block 6 zeigt, zunächst in der oberen Hälfte des Wandung eine Girlande von Hornfels und daran anschliessend Kalkgneis. Dieser Kalkgneis nimmt allmählich die Stelle des breschierten Hornfels ein, wobei grössere oder kleinere ausgewalzte Hornfelsbrocken in dem Kalkgneis schwimmen. Allmählich legt sich der Kalkgneishorizont in immer tieferragende Falten (Block 4), bis sich in der NW-Wandung des Bruches mehrere zusammengestauchte Falten mit eingefalteten Partien des darüberliegenden Amphibolits zu einem grösseren Kalkgneismassiv zusammenknäulen. Die Falten tauchen steil nach unten, und klemmen den oberen Teil des Kalzitmarmors zwischen sich ein. Einzelheiten aus der gefalteten Kalkgneiszone zeigt uns die Abb. 1 der Tafel I. Wir sehen die Bänderung stark gefältelt und zusammengestaucht. Es ist eine Flieszfaltung mit untergeordneter Scherung.

Das Fallen der Axen dieser Kalkgneis-Hornfels- und Quarzkalksteinfalten ist nun gegen NNW gerichtet, mit einem Fallwinkel von 20—40°. Dieses Axialfallen finden wir aber auch in dem Kalzitmarmor unter dem Kalkgneishorizont. Sämtliche hier vorkommende dunklen Gänge haben durchaus parallele Faltungserscheinungen angenommen. Sie legen sich sozusagen konform unter den Kalkgneishorizont und fallen die Axen ihrer Faltung konform mit denjenigen der Kalkgneisfalten. Aber schon im südlichen (vorderen) Teil des Blockes 6 ist das Axialstreichen mehr gegen N gerichtet und das Axialfallen flacher, 20—30°. Diese Werte gelten auch für die Axialverhältnisse weiter gegen SE. Die Axe der Krümmung des liegenden Gneises ist ebenfalls gegen N gerichtet, fällt aber steiler, nämlich 35—40—45°.

Wir haben also folgendes Bild vor uns. Die Kalksteinformation besteht im SE aus zwei Dolomitmarmorhorizonten, die durch einen Amphibolit getrennt werden (Blöcke 12—13). Das Liegende und Hangende ist Glimmergneis. Zwischen die beiden Dolomithorizonte schiebt sich dann unter dem Amphibolit der Kalzitmarmor ein. Die unter diesem liegenden Lager, der Dolomitmarmor und Glimmergneis, sind zu einem schwachen Bogen aufgefaltet, dessen Axe gegen N mit 40° einfällt. Dieselbe Axialrichtung finden wir auch im Kalzitmarmor, jedoch schwächer geneigt, etwa 20—30°. Das Hangende des Kalzitmarmors schwenkt gegen N hin ab, um dann gegen NW hin wieder umzubiegen. Das Hangende ist stark gefaltet und legt sich als breite Decke über den Kalzitmarmor, wobei das Axialstreichen allmählich gegen NNW umbiegt und etwas steiler wird. Hieraus folgt, dass der Kalzitmarmor von den vorgeschobenen Falten des Hangenden in die Tiefe gedrückt wird, und in seinem Ausgehenden weiter gegen NW vorrückt. Das hier angesetzte Bohrloch E bestätigte diese Annahme. Die breite Ansammlung von Kalzitmarmor, der die grösste technische Bedeutung zukommt, muss also in der Axialrichtung unter den Falten des Hangenden wiederzufinden sein. Dieses ist in den Blöcken 4, 3 und 1 dargestellt. Die Abb. 2 gibt die Verhältnisse im Raumbild wieder. Die Figur ist so gedacht, dass der Kalzitmarmor bis in etwa 160 m Tiefe herauspräpariert ist, wodurch sein Dach, das Hangende, von unten sichtbar gemacht ist. Ausserdem ist im Vordergrund ein Teil des Glimmergneises und des liegenden Dolomitmarmors herausgeschnitten worden, um die Verhältnisse in der Tiefe besser sichtbar zu machen. Die Faltung des Hangende tritt deutlich hervor, während gleichzeitig die Aufbauchung des Kalzitmarmors betont wird.

Um die tektonische Struktur weiter zu verdeutlichen, wurde das Profil senkrecht zur tektonischen Axe gezeichnet (Abb. 3). Dieses Profil zeigt uns den Baustil. Das Liegende der Kalksteinserie ein-

schließlich des unteren Dolomitlayers ist verhältnismässig wenig gefaltet. Dagegen zeigt das Hangende des Kalzitmarmors eine weit grössere Deformation. Die Quarzkalzitserie legt sich in zusammen-

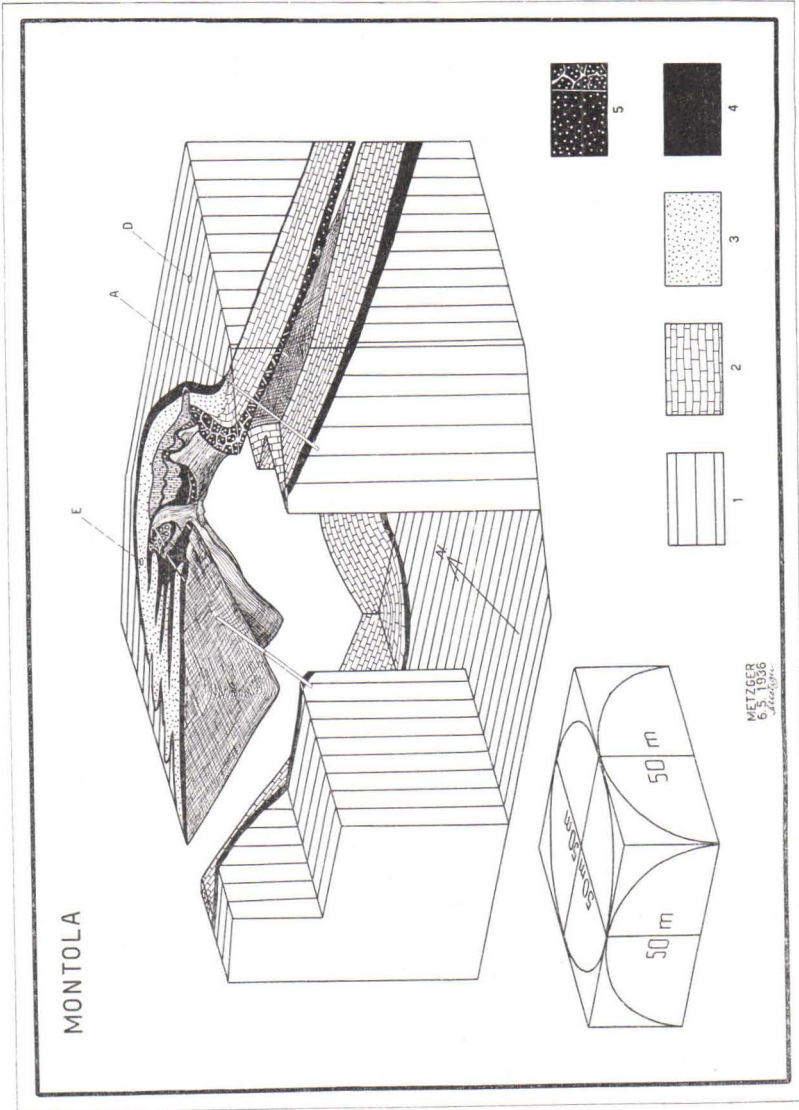


Abb. 2. Tektonisches Schema von Montola.
 1 = Glimmergneis, 2 = Dolomitmarmor, 3 = Quarzkalzitmarmor,
 4 = Kalkgneis, 5 = Amphibolit u. Breische, Orig.

gedrückten Falten über den Kalzitmarmor und schiebt den letzteren sozusagen vor sich her in den Raum gegen den breschierten mächtigen Teil des Hornfelshorizontes. Hier entsteht also eine sozusagen

sekundäre Ansammlung des Kalzitmarmors. Die treibende Kraft liegt in dem Glimmergneis des Hangenden, der von oben über die ganze Serie hinweggerutscht ist und dabei das plastischere Material der Kalksteinserie zusammengeschoben hat. Hierbei sind nun folgende Veränderungen vor sich gegangen. Der Quarz-Kalzitmarmor wurde vollkommen mylonitisiert. Der unter demselben liegende

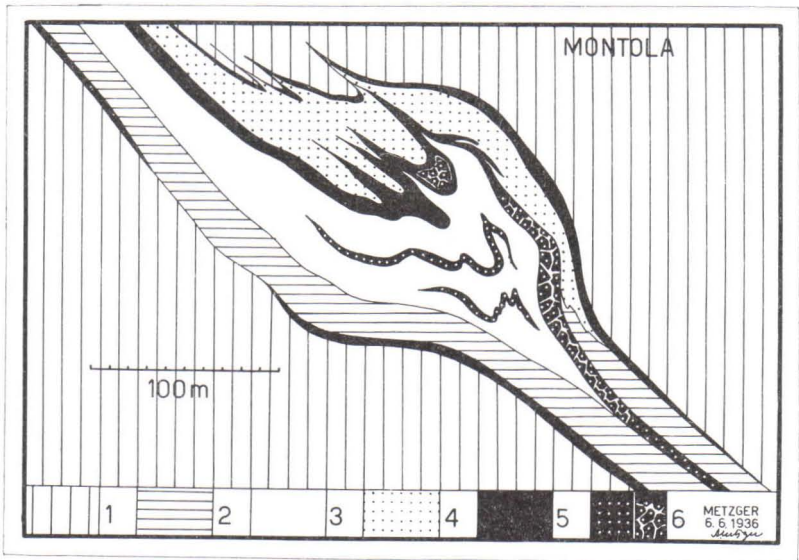


Abb. 3. Profil durch Montola, senkrecht zur tekton. Axe; 1 = Glimmergneis, 2 = Dolomitmarmor, 3 = Kalzitmarmor, 4 = Quarzkalzitmarmor, 5 = Kalkgneis, 6 = Amphibolit u. Bresche. Orig.

Amphibolit-Kalkgneishorizont wurde stark zusammengeschoben, teils als Flieszfaltung, teils als Scherfaltung. Der verhältnismässig steife Amphibolit wurde breschiert und die Bruchstücke durch granitisches Material verkittet. Dies ist unten rechts im Bilde dargestellt.

Dort wo der Amphibolithorizont nun aber in das Gebiet der intensivsten Faltung eintritt, da verschwindet er und geht in Kalkgneis über, wobei jedoch in den mächtigeren Partien noch eingerollte, ausgewalzte Amphibolitschollen vorhanden sind, die wenn breschiert ebenfalls mit granitischem Material verheilt sind (Falte oben in der Mitte). Je weiter die Verfaltung an Intensität zunimmt, umso mehr tritt der gebänderte Kalkgneis in Erscheinung. Diese Tatsache ist so auffallend, dass sie mich veranlasst hat, zu vermuten, dass die Kalkgneisbildung mit der Bänderung eine in Verbindung mit der

Faltung, der Überschiebung der hangenden Lager, zu setzen ist. Ich denke hier also an eine ähnliche Bildungsart der Bänderung wie sie Quensel (1916) aus der kaledonischen Überschiebung im Kebnekaisegebiet beschrieben hat. Diese Auffassung habe ich auch auf Grund von Studien in anderen Gebieten, namentlich Pargas (die bald im Druck erscheinen sollen), gewonnen. Die Kalkgneise scheinen im Allgemeinen stets die Horizonte und Stellen im Faltenbau einzunehmen, wo Amphibolite und ähnliche Gesteine über Kalkstein hinweggeschoben worden sind, oder sonst eine intensive Verfaltung solcher Gesteine mit Kalkstein stattgefunden hat. Ähnliches haben auch Kranck und Wegmann (1931) aus dem Küstengebiet östlich von Helsingfors beschrieben. Ich sehe also in der Bänderung weniger eine primäre, abgebildete, Sedimentationsstruktur, als vielmehr eine Erscheinung, die als eine Art Ultramylonitisierung angesehen werden muss. Dass sich bei der hohen Mobilität des Materials auch chemische Umsetzungen unter Druck und Temperaturerhöhung ausspielen können, wird dabei vorausgesetzt.

So ist der Kalkgneis also eine an ganz bestimmte tektonische Erscheinungen gebundene Erscheinung. Da fast immer gegenseitige Verschiebungen zwischen weniger mobilen Schiefen und hochmobilen Kalksteinen, schon durch die verschiedene Amplitude der Bewegung in dem so verschiedenen Materialien stattgefunden haben, finden wir im Grundgebirge Kalkgneiskildungen sehr oft in den Kontakten zwischen Schiefen und Kalksteinen. Dass aber auch silikatreiche Kalksteine zu ähnlichen Myloniten zusammengewalzt werden können, sei hier an einem anderen Beispiel von Montola gezeigt. Abb. 2 der Tat. I zeigt uns einen solchen Kalksteinmylonit aus dem Kontakt zwischen Dolomitmarmor und Kalzitmarmor. Das Gestein ist ein dichter Wust von Diopsid, Feldspat (Plagioklas), Amphibol, Titanit und Karbonaten (sowohl Kalzit wie Dolomit). Auch hier finden wir eine allerdings schwache aber immerhin deutliche Andeutung einer beginnenden Bänderung.

Auch die mylonitisierte Textur des Quarz-Kalzitmarmors bekommt durch die tektonische Position ihre Erklärung. Dieses Gestein liegt ja in dem am meisten gefalteten Teil des Vorkommens und vertritt hier den oberen Dolomitmarmorhorizont. Ob dieser Mylonit genetisch mit dem Dolomitmarmor in Verbindung zu stellen ist, möchte ich noch dahingestellt sein lassen.

Der Kalzitmarmor wird nun von den von Oben kommenden Falten zusammengeschoben und gewinnt dadurch an Mächtigkeit. Die Kalzitmarmor masse ist aber nicht nur zusammengefaltet, sondern sozusagen in den Raum zwischen den beiden Backen des Hangenden

hineingepresst worden. An anderen Stellen ausgepresst ist der Kalkstein hier eingewandert. Die im Kalkstein schwimmenden Amphibolite und Hornfelslager sind dabei intensiv mitgefaltet worden, welches im Profil Abb. 3 durch zwei eingezeichnete Lager angedeutet worden ist. Auch der Kalkstein selber ist gefältelt, wie die Stellung der feinen Graphitbänder im Marmor zeigen. Teils sind diese Erscheinungen der Kleinfaltung reine Flieszformen.

Die Kinetik der Faltung ist, da wir nur einen ganz kleinen Teil des Gebirges vor uns haben, noch nicht von grosstektonischen Standpunkt aus erkennbar. Wir können jedenfalls folgende Bewegungen zeitlich sondern:

- 1) Faltung wahrscheinlich alpinen Stiles des gesammten Terrains, die zu einer Aufbauchung des Hangenden des Kalksteins führt,
- 2) Fortsetzung der Bewegung hauptsächlich im Hangenden, wodurch der Glimmergneis, Quarzkalkzitmarmor und Amphibolit-Kalkgneishorizont in enge Teilalten gelegt werden, unter teilweiser Auswälzung des Amphibolits und Betonung der Bänderung im Kalkgneis, Ansammlung des Kalzitmarmors vor der Stirn der Teilalten,
- 3) Erstarrung der Fließfaltung, die nur noch Kalzitmarmor fortsetzt, eventuell auch noch im Kalkgneis, Abscherung der Falten im Quarzkalkzitmarmor und Glimmergneis, Breschierung des Amphibolithorizontes.

DIE BRUCHTEKTONIK.

Die Grundfaltung macht sich in unserem Teilgebiet durch eine deutlich ausgebildete Schaar von senkrechten Diaklasen bemerkbar, die die Formation in W—E-licher Richtung durchsetzen. Längs dieser Spalten ist Granit eingedrungen, der als platte Bretter in denselben steckt. Im Übrigen tritt stets Serpentin als Spaltenmineral auf. Andre Granitgänge verlaufen nahezu senkrecht zu diesem Diaklasensystem, ohne dass jedoch hier ein eben so deutliches Spaltensystem vorhanden wäre. In dieser Richtung verkäuft jedoch im westlichen Teil des Steinbruchs eine Verwerfungskluft mit einer Sprunghöhe von 3—5 m. Die Bewegung ist schwach zur jetzigen Oberfläche geneigt.

AUSBLICK.

Die Kalksteinlagerstätte von Montola gehört mineralparagenetisch zu dem durch die Lagerstätte Ruskeala charakterisierten Typus der Diopsiddolomite (Vergl. Eskola 1927). Die Verhältnisse während der Metamorphose dürften also ähnlich gewesen sein wie in Ruskeala.

Die Lagerstätte von Montola ist stark gefaltet, und zwar in einem Stil, der andeutet, dass auch hier, verhältnismässig fern von den ostfinnischen Kareliden, aber in derselben Streichrichtung, tektonische Bewegungen alpinen Stiles stattgefunden haben, so wie sie uns von Wegmann (1928) geschildert hat. Eine Verfolgung dieser Erscheinungen über weitere Gebiete könnte also sowohl tektonische wie stratigraphische Ergebnisse von Interesse zeitigen.

Zum Schluss möchte ich es nicht versäumen der Leitung der Savon Kalkkitchdas Osakeyhtiö, den Herren Generaldirektor Bergrat Emil Sarlin und Direktor Ingenieur Einar Kahelin meinen Dank auszusprechen für die Erlaubnis die hier wiedergegebenen Resultate zu veröffentlichen. Herrn Betriebsleiter Ingenieur Hans Bröckel habe ich für entgegenkommende Unterstützung bei Durchführung der Feldarbeiten besonders zu danken, und ebenso Herrn Werksverwalter J. Ruuskanen für freundliche Fürsorge während meines Aufenthaltes in Montola.

Helsingfors im Mai 1936.

LITERATUR.

- ESKOLA, P. E. — 1927, Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr. Mineral. Kristallog. u. Petrographie, Bd. 11, S. 883—938, Jena.
- ESKOLA, P., HACKMAN, V., LAITAKARI, A., WILKMAN, W. W. — 1919, Suomen Kalkkikivi, Limestones in Finland. Geotekn. Tiedonant. N:o 21, Geol. Toim., Helsinki.
- FROSTERUS, B. — 1902, Beskrifning till bergartskartan, sektion C 2, St. Michel. Geolog. Kommission, Helsingfors.
- HACKMAN, V. — 1931, Beskrifning till bergartskartan, sektion D 2, Nyslott. Geolog. Kommission, Helsingfors.
- LAITAKARI, A. — 1921, Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). Bull. Comm. géol. Finl. N:o 54, Helsinki.
- METZGER, A. A. TH. — 1925, Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 74, Helsinki.
- — — 1926, Montola Kalkberg, Undersökningar 1924—26. Gutachten im Archiv der Pargas Kalkbergs Ab.
- — — 1936, Montolan Kalkkivuori, Geologinen kartta 1: 500. Archiv der Pargas Kalkbergs Ab.
- SEDERHOLM, J. J. — 1899, Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 6, Helsingfors.

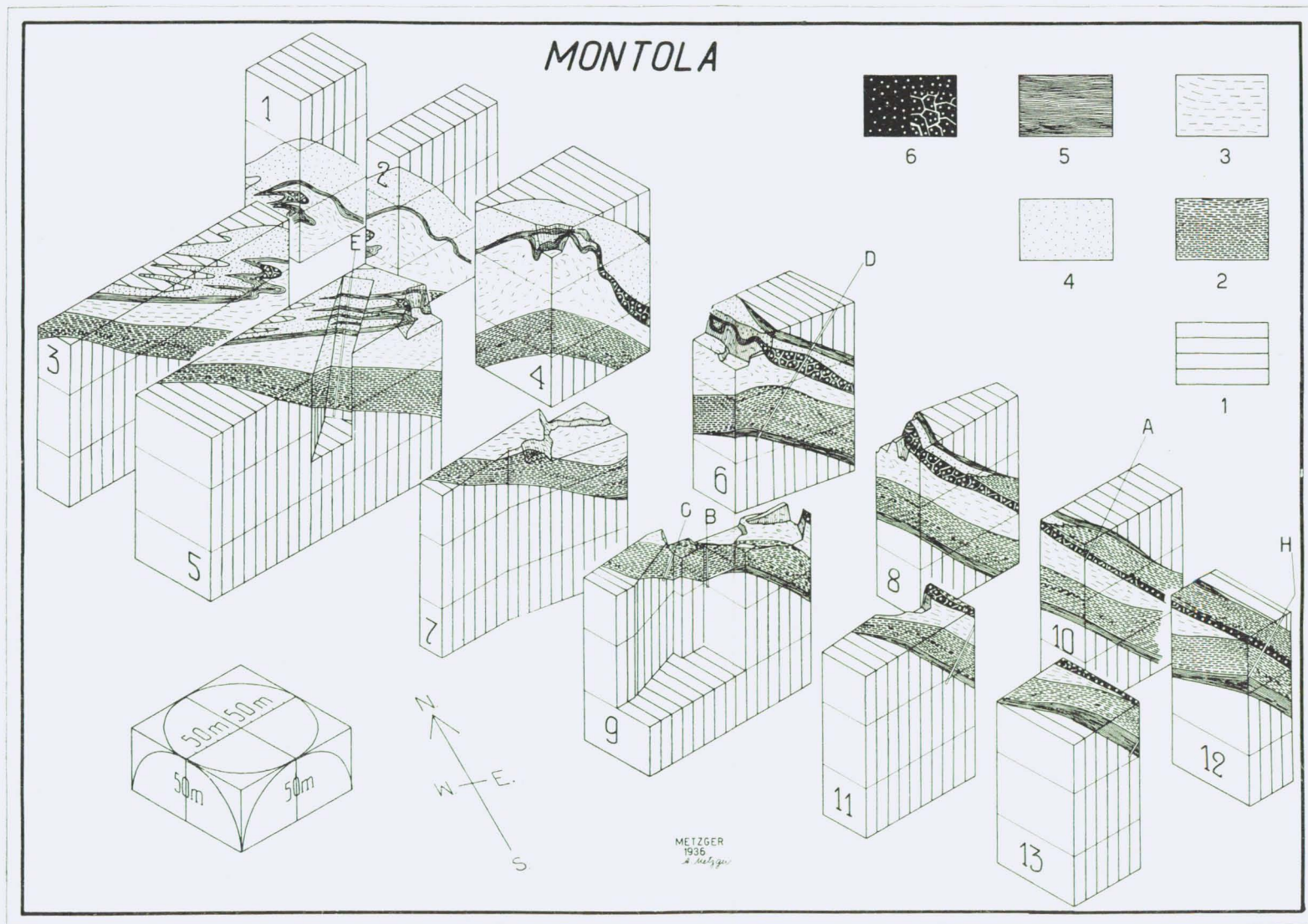
- QUENSEL, P. — 1916, Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. 15, N:o 7, Upsala.
- WEGMANN, E. — 1928, Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia, Bd. 50, N:o 16, Helsingfors.
- WEGMANN, E. u. KRANCK, E. H. — 1931, Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland I—II. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 89, Helsingfors.
- WILKMAN, W. W. — 1935, Suomen Geologinen Yleiskartta, Kivilajikartta, lehti C 3, Kuopio. Geol. Toimik., Helsinki.
-



Abb. 1. Gebänderter Kalkgneis, Falte in der NW-Wandung des Steinbruches. Original.



Abb. 2. Mylonitisierter silikatreicher Kalkstein, Grenzlager zwischen Kalzitmarmor und Dolomitmarmor, SW-Wand des Steinbruches. Original.



Stereogramm von Montola.

1 = Glimmergneis, 2 = Dolomitmarmor, 3 = Kalzitmarmor, 4 = Quarzkalzitmarmor, 5 = Kalkgneis, 6 = Amphibolit u. Amphibolitbresche. Original.

Adolf A. Th. Metzger: Der Kalksteinbruch von Montola, Geologie und Tektonik.

DER WIIKIT UND SEINE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG.

ZWEITE MITTEILUNG.

Von

JALO ANT-WUORINEN.

VORWORT.

Nach Veröffentlichung der früheren Mitteilung¹ hat sich die Wiikit behandelnde Literatur noch um eine Veröffentlichung, nämlich um eine Dissertation von Lokka², vermehrt. Aber auch die Untersuchung von Lokka lässt die Frage offen, ob man in der Wiikiserie verschiedene Mineralspezies zu unterscheiden hat. Lokka gibt zu verstehen, dass verschiedene Wiikitypen eine Serie bilden können, in der die verschiedenen Eigenschaften kontinuierlich jede für sich ihre Richtung ändern. Er macht aber keinen Versuch, zu erklären, worauf dies beruht. Diese Arbeit will eine Erklärung für diesen Sachverhalt bringen, und gleichzeitig wird versucht, der theoretisch-chemischen Formel und der Speziesfrage der Wiikite näherzukommen.

Ordnungshalber werden hier die Analysenresultate von sämtlichen dem Verfasser bekannten Wiikitanalysen beigelegt (Tab. I).

DIE INHOMOGENITÄT DES WIIKITS.

Wenn wir mit dem Mikroskop den Wiikitdünnschliff betrachten, so bemerken wir schon gleich auf den ersten Blick, wie inhomogen der Wiikit ist. Auf durchsichtigem gelblichem oder braunem Grund sieht man scharf zu unterscheidende ganz schwarze Flecken und Striche. Ausserdem hat die Farbe der helleren Grundmasse sich unregelmässig

¹ J. WUORINEN, Ueber das Vorkommen und d. chem. Zus. d. Wiikit-mineralien. Erste Mitteilung. Ann. Acad. scient. Fennicae, Ser. A, Tom. VII, No. 11, 1916.

² LAURI LOKKA, Ueber Wiikit. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 82, 1928.

Tab. I.

	I	II	III	IV	V	VI
Nb ₂ O ₅	—	23.65	Ta ₂ O ₅ enthält etwas Nb ₂ O ₅	21.17	20.53	55.62
Ta ₂ O ₅	47.00	fehlt wahr- scheinlich	15.91	4.73	0.87	In Nb ₂ O ₅ unbedeutend
TiO ₂	—	29.58	23.36	25.84	7.06	6.91
SnO ₂	—	—	—	0.13	0.09	Sp
SiO ₂	—	8.75	16.98	5.00	15.84	2.73
ZrO ₂	> 20.00	fehlt wahr- scheinlich	TiO ₂ enthält etwas ZrO ₂	0.08	Sp	Sp
ThO ₂	—	—	5.51	0.50	2.08	3.58
Sc ₂ O ₃	—	—	1.17	—	—	0.54
UO ₂	—	1.86	—	4.69	1.36	0.25
UO ₃	—	7.37	3.56	9.97	2.88	0.52
Y ₂ O ₃	10.00	} 4.06	7.64	0.78	6.54	7.45
Ce ₂ O ₃	3.00		2.55	2.29	8.62	3.25
Bi ₂ O ₃	—	—	—	0.06	—	—
Al ₂ O ₃	—	0.74	—	0.58	2.40	0.29
Fe ₂ O ₃	4.00	—	—	—	—	—
FeO	—	7.51	15.52	4.38	15.64	9.53
Mn ₃ O ₄	—	1.28	—	0.65	1.84	1.07
MnO	—	—	—	—	—	—
PbO	—	—	—	0.75	0.74	0.22
CuO	—	—	—	0.08	—	—
MgO	—	—	} 1.97	0.40	0.76	0.87
CaO	3.30	4.86		6.76	6.84	1.36
S	Sp	—	—	0.27	0.11	—
Ge	—	—	—	?	?	?
Se	—	—	—	Sp	—	—
WO ₃	—	—	—	—	Sp	Sp
H ₂ S	—	1.06	—	—	—	—
H ₂ O +	8.15	11.06	5.83	10.09	6.90	4.73
H ₂ O —	—	—	—	—	—	—
Insgesamt	—	101.80	100.00	99.20	100.92	99.93
Sp. Gew.	4.6	—	4.85	3.805	3.750	4.875

an besonderen Stellen gesammelt, welche durch hellere Kanäle voneinander getrennt werden. In Nuolainniemis gelbem und Lokansaaris braunem Wiikit kann man schon mit blossem Auge von der Grundmasse scharf begrenzte Inhomogenitäten unterscheiden.

Die Inhomogenität des Wiikits geht auch besonders deutlich aus dem Umstand hervor, dass die von verschiedenen Stellen desselben Minerals genommenen Stücke ziemlich verschiedenes spezifisches Gewicht haben. Aus diesem Grunde schien es möglich, dass man die ungleichen Teile der Wiikitmasse vielleicht mit Hilfe der sich auf be-

Tab. 1. (Forts.)

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nb ₂ O ₅	43.53	35.83	31.59	22.75	25.64	29.70
Ta ₂ O ₅	2.32	3.34	1.29	13.09	11.80	16.53
TiO ₂	2.45	2.80	11.02	14.35	5.25	3.64
SnO ₂	—	Sp	Sp	—	—	0.03
SiO ₂	3.46	1.96	2.99	2.30	2.85	4.79
ZrO ₂	Sp	—	0.80	0.20	0.17	0.33
ThO ₂	—	1.60	0.33	0.70	0.10	0.38
Sc ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
UO ₂	14.12	6.63	7.12	5.28	4.98	8.47
UO ₃	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	13.27	30.42	18.06	22.30	29.27	13.40
Ce ₂ O ₃	1.92	6.01	3.65	6.24	3.93	1.88
Bi ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.26	—	0.15	0.12	0.18	0.45
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3.71	5.26	5.97
FeO	2.58	0.63	8.95	0.20	0.15	0.46
Mn ₃ O ₄	—	—	—	—	—	—
MnO	0.41	0.38	0.21	0.13	0.03	0.05
PbO	2.18	1.45	0.65	0.44	0.90	1.49
CuO	—	0.15	—	—	—	—
MgO	0.56	0.04	0.65	0.20	0.27	0.38
CaO	3.44	1.98	4.58	3.00	2.43	4.25
S	1.08	0.31	—	0.08	0.20	0.32
Ge	—	—	—	—	—	—
Se	—	—	—	—	—	—
WO ₃	—	—	—	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	—	—	—
H ₂ O +	9.01	4.65	4.58?	4.19	5.91	6.12
H ₂ O —	—	—	—	0.34	1.03	1.61
Insgesamt	100.87	98.21	100.00	99.62	100.35	100.25
Sp. Gew.	3.950	4.997	—	4.708	4.591	4.349

sonderes spezifisches Gewicht gründenden Separationsmethoden separieren könnte.

Das erste separierte Mineral war Lokansaaris schwarzer Wiikit. Er erinnerte von aussen im höchsten Grade an dunkle eisenhaltige feinkörnige Zinkblenden. Er war spröde und zerbröckelte längs ungleichmässigen schimmernden Bruchflächen. Der Strich war hellbraun, die Härte ungefähr 5. Nach den früheren Verfahren ist dies offenbar Beta-Wiikit, den Lokka-Typen a und b sowie Borgströms Typ g entsprechend.

Tab. I. (*Forts.*)

	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	
Nb ₂ O ₅	28.98	28.34	24.36	39.34	38.03	
Ta ₂ O ₅	14.69	14.25	11.08	24.56	22.41	
TiO ₂	3.45	11.52	6.06	6.47	7.45	
SnO ₂	Sp	0.04	0.04	Sp	Sp	
SiO ₂	4.84	4.94	12.59	2.45	2.92	
ZrO ₂	0.32	0.20	Sp	0.32	0.48	
ThO ₂	0.29	1.10	0.44	3.30	4.40	
Sc ₂ O ₃	—	—	—	—	—	
UO ₂	7.87	9.93	4.33	—	—	
UO ₃	—	—	11.24	—	—	
Y ₂ O ₃	12.88	7.60	1.70	6.73	7.02	
Ce ₂ O ₃	1.50	0.52	1.12	3.57	2.02	
Bi ₂ O ₃	—	—	—	—	—	
Al ₂ O ₃	0.66	0.52	0.75	0.35	0.24	
Fe ₂ O ₃	5.80	3.25	5.54	3.23	4.25	
FeO	0.61	0.82	0.87	3.65	2.55	
Mn ₃ O ₄	—	—	—	—	—	
MnO	0.10	0.17	0.27	0.34	0.37	
PbO	3.08	1.88	—	0.21	0.27	
CuO	—	—	—	—	—	
MgO	0.29	0.89	1.00	0.63	1.07	
CaO	3.92	5.02	6.48	1.58	2.06	
S	1.24	0.38	—	—	—	
Ge	—	—	—	—	—	
Se	—	—	—	—	—	
WO ₃	—	—	CO ₂ 1.35	—	—	
H ₂ S	—	—	—	—	—	
H ₂ O +	7.23	5.97	6.21	2.67	3.61	
H ₂ O —	2.56	2.86	4.88	0.61	1.22	
	S:a					
	100.31	100.20	100.31	100.03	100.37	
	Sp. Gew.	4.223	4.200	3.635	5.149	4.860

I.	Loranskit	Impilahti	Anal.	M. Melnikoff & P. Nikolajeff
II.	Wiikit	»	»	P. J. Holmquist
III.	»	Lokansaari	»	W. Crookes
IV.	<i>a</i> »	Nuolainniemi	»	Jalo Ant-Wuorinen
V.	<i>S</i> »	»	»	»
VI.	<i>γ</i> »	»	»	»
VII.	»	Lokansaari	»	»
VIII.	»	»	»	»
IX.	»	»	»	»
X.	La. »	Hunttila	»	Lauri Lokka
XI.	Lb. »	Lokansaari	»	»
XII.	Le. »	Hunttila	»	»
XIII.	Ld. »	Lokansaari	»	»
XIV.	Le. »	Nuolainniemi	»	»
XV.	Lf. »	»	»	»
XVI.	Lh. Nuolait	»	»	»
XVII.	Li. »	»	»	»

In dem mikroskopischen Dünnschliff konnte man folgendes wahrnehmen: das Hauptmineral war Wiikit, begleitet von Kalifeldspat und Biotit. Der Wiikit war eine sehr dunkelbraune, isotropische Masse, in welcher hellere Flecken vorkamen, die vorzugsweise die vorhandenen Biotit- und Kalifeldspatpartikel einschlossen und sozusagen verursachten. Die Grenze zwischen dem Wiikit und dem Kalifeldspat war sehr scharf. Die Füllung der Spalten bestand aus blauem glänzendem Erzmineral, welches, ebenfalls über den ganzen Wiikit verbreitet, in Pigmentanhäufungen vorkam. Die Umgebung der sich kreuzenden Erzstriche war in der Grundmasse immer bedeutend heller. Dieser hellere Rand begrenzte das Erz scharf und nach der Grundmasse zu abgeschwächt. Obendrein waren auch an anderen Stellen im Wiikit gleichfarbige hellere Flecken zu erkennen. In dem dunkelbraunen Teil bemerkte man ausserordentlich feines ganz schwarzes Netzwerk, welches keine hellen Ränder hatte. Überdies konnte man noch hier und da einzelne schwarze Erzkörner sehen. Beim Betrachten mit dem Binokularmikroskop mit Oberbeleuchtung erschienen diese einzelnen schwarzen Punkte als Erzmineral. Der Kalifeldspat war matt, aber frei von den in anderen Wiikittypen anzutreffenden Rutilkristallen. In ihm war jedoch in kleinen Häufchen blaues Erzmineral, von der Art des erwähnten, zu sehen, vor allem an den gegen den Wiikit gerichteten Rändern, aber auch in den inneren Teilen des Kristalls. Der Biotit war gebogen und epidotisiert. Er zeigte eine besonders starke undulierende Löschung.

Die Wiikitproben wurden mit einem Hammer in Stücke zer schlagen, von denen man geeignete entnahm. Diese wurden gemahlen und mehrmals gesiebt, bis man ein Produkt erhielt, welches durch ein Sieb ging, das 30 Maschen pro cm^2 hatte. Dieses Pulver wurde dann auf dem Schüttelherde behandelt, und die erhaltenen Fraktionen wurden magnetisch separiert. Wegen der darin enthaltenen Lanthanide erwies sich der Wiikit sehr magnetisch. Bei der Ausführung der Separation auf dem Schüttelherde wurde die Aufmerksamkeit auf ein silbergraues Kiesmineral gelenkt, welches zu den allerschwersten Mineralen gehört. Dies Mineral erwies sich als vollkommen unmagnetisch und konnte durch magnetische Separation sauber von den schwersten Wiikitfraktionen isoliert werden. Es erwies sich als ein neues Germaniummineral. Zum Schluss wurden die Wiikitfraktionen durch die Clericische Lösung unter Verwendung des Haradaschen Trichters separiert. Über die folgenden drei Hauptfraktionen wurden Analysen ausgeführt (Tab. II):

Tab. II.

	Ia	IIa	IIIa
SiO ₂	2.38	6.19	29.25
CaO	3.60	2.60	2.85
PbO	5.34	1.90	2.28
Selt. Erd. + ThO ₂	22.73	29.53	22.87
TiO ₂	6.64	5.12	3.62
Fe ₂ O ₃	3.13	4.45	4.49
U ₃ O ₈	11.01	2.93	4.39
Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅	40.18	38.50	24.29
ZrO ₂	1.94	1.25	0.66
Al ₂ O ₃	1.55	1.16	0.36
MgO	—	0.55	—
S	—	0.34	—
MnO	—	—	1.40
H ₂ O	3.08	5.85	4.32
Insgesamt	101.58	100.37	100.78

Fraktion I a ist rabenschwarz, diamantglänzend und erscheint sehr homogen. Ihr spezifisches Gewicht ist 4.69.

Fraktion II a ist schwarz, aber im Vergleich zu dem vorgenannten weniger glänzend. Ihr äusseres Aussehen ist am ehesten mit Hornblende zu vergleichen. Ihr spezifisches Gewicht ist 4.334.

Fraktion III a ist dunkelbraunes asphaltartiges Material. Ihr spezifisches Gewicht ist 4.01.

Wie aus diesen Analysen ersichtlich, ist das Separieren des Wiikits recht gründlich vorgenommen worden.

Das andere separierte Mineral war der gelbe Wiikit aus Nuolainiemi. Nach den früheren Bezeichnungen war dies Alphawiikit, dem Lokka-Typ Lg und dem Borgström-Typ a entsprechend.

Im Mikroskop konnte man im Dünnschliff folgendes sehen: Der Hauptbestandteil war ein gelblichbraunes isotropes, aber dennoch auch zwischen gekreuzten Nicol durchsichtiges Mineral, welches stellenweise ziemlich scharf von seiner Umgebung sich unterscheidende graugrüne Flecken hatte, die, wie die in gleicher Weise vereinzelt vorkommenden braunen Flecken, auch isotrop waren. In der Grundmasse kamen fast durchgängig als Pigmenthäufchen oft in derselben Richtung geordnete schwarze Flecken vor, welche tiefblau schimmerten und wie feinkörnig doppelgebrochene, blaue Interferenzfarbe besitzende Kristallhäufchen aussahen. Beim Beschatten des Oberlichts mit der Hand verschwand die blaue Farbe jedoch, und die Flecken waren vollkommen undurchsichtig. Es handelte sich also wahrscheinlich um pigmentische Erzabsonderungen. An dem einen Rand des Schliffes gab es, infolge Trennung der Kalifeldspatkörner und der Biotitschuppen von der übrigen Grundmasse, als abgeordnetes Partikel das gleiche gelbbraune Mineral, welches sich von

dem früheren auf Grund seines homogenen Aufbaus trennte. Darin erschienen nur Spalten, deren Füllung aus einem weisslichem glimmerartigem Mineral (Muskovit?) bestand. Dazu gesellte sich ein rotbraunes isotropes Mineral und weiterhin noch ein blauschimmerndes Mineral in der Art des vorerwähnten erzartigen. Im Inneren des Kalifeldspats, besonders in den Spalten, hatte sich reichlich braune Absonderung angehäuft, welche sich als Pigment, jedoch stellenweise doppelbrechend, erwies. Dieses braune Mineral wurde auch in einem anderen Wiikitschliff angetroffen, in dem es den Kalifeldspat netzartig umhüllte. Wahrscheinlich war dies Mineral Rutil. — Biotit ist gebogen und sehr epidotisiert. Auch in ihm sind Pigmentpartikel zu sehen.

Die Separation dieses Minerals geschah nach den gleichen Prinzipien wie die vorherige. Nach dem Mahlen und Sieben wurde die Schüttelherdseparation vorgenommen, mit deren Hilfe es vom Staub und dem grössten Teil der leichtesten Silikatminerale befreit wurde. Danach versuchte man den Kiesmineralien beizukommen. Es liess sich wohl eine Menge von Kiesen isolieren, aber sie bestanden in der Hauptsache aus Schwefelkies und Bleiglanz. Der in der vorigen Separation erhaltene silbergraue germaniumhaltige Kies konnte nicht mit Bestimmtheit isoliert werden. Bei der magnetischen Separation bekam man ganz reines Magnetit in beinahe mikroskopischen oktaederförmigen Kristallen. Ferner gelang es, den eigentlichen Wiikit magnetisch in einzelne Fraktionen zu separieren, von denen die am wenigsten magnetischen von gelber Farbe und die am meisten magnetischen braun waren. Zum Schluss wurden die Wiikitfraktionen in der Clericischen Lösung separiert. Über die folgenden vier Hauptfraktionen wurden Analysen ausgeführt (Tab. III):

Tab. III.

	Ib	IIb	IIIb	IVb
SiO ₂	9.69	5.77	30.03	41.19
CaO	6.60	7.24	7.04	7.18
PbO	0.35	2.11	0.22	2.42
Selt. Erd. + ThO ₂ ...	5.73	2.59	1.33	3.62
TiO ₂	10.38	3.87	1.96	—
Fe ₂ O ₃	8.50	5.94	27.84	16.10
U ₃ O ₈	11.80	19.58	1.69	—
Ta ₂ O ₅ + Nb ₂ O ₅	31.78	37.71	1.44	6.63
TiO ₂ + ZrO ₂	0.67	0.92	1.60	2.46
Al ₂ O ₃	0.91	0.18	3.13	0.17
MgO	1.99	1.52	9.38	3.93
MnO	—	1.95	0.65	0.65
Na ₂ O + K ₂ O	—	—	4.00	5.10
H ₂ O	11.18	8.83	6.53	4.90
Gase	—	—	3.47	5.50
Insgesamt	99.55	99.47	100.31	99.85

Fraktion I b ist hellgelber Wiikit. Er war sehr homogen, nur an der Kante einiger einzelnen Splitter ist etwas dunklerer Wiikit zu sehen. Ihr spezifisches Gewicht war 3.725.

Fraktion II b war matrötlich, ziemlich homogen. Ihr spezifisches Gewicht war 3.27.

Fraktion III b hat fast dieselbe Farbe wie die vorhergehende, aber die Körner sind nicht homogen, sondern in ihnen sind verschiedenfarbige Teile enthalten. Ihr spezifisches Gewicht war 2.989.

Fraktion IV b ist der Farbe nach rötlich. In den Körnern scheinen ganz weisse Teilchen zu sein. Ihr spezifisches Gewicht war 2.77.

UMSTÄNDE, DIE DAS SYSTEMATISCHE ORDNETN DER WIIKITYPEN STÖREN.

Beim Durchsehen der Analysenresultate bemerken wir, dass die Zusammensetzung des Wiikits in höchstem Masse kompliziert und das Aufstellen der chemischen Formel für Wiikit als ein ziemlich hoffnungsloses Unternehmen erscheint. Ehe wir diese schwierige Aufgabe zu lösen versuchen, wollen wir zunächst einige störende Umstände eliminieren.

1. *Alte fehlerhafte Analysen.* Die Wiikitminerale enthalten erstaunlich zahlreiche Grundelemente, von denen viele schwer zu analysieren sind. Es ist zu verstehen, dass das Analysieren von Wiikit in früheren Zeiten fast unüberwindliche Schwierigkeiten bereitete; z. B. die Analysen von Holmquist und Crookes stimmen nicht mit der Wirklichkeit überein, wie die Autoren selbst befürchteten. Erst durch Wuorinens ¹ und Lokkas ² Untersuchungen ist die prozentuale Zusammensetzung des Wiikits erklärt worden.

2. *Minerale, welche nicht Wiikite sind.* Ausser dem Wiikit enthalten die Wiikitpegmatite auch andere Mineralien, in deren chemischer Zusammensetzung seltene Elemente vorkommen. Gerade diese letztgenannten Mineralien sind früher oft mit Wiikit verwechselt worden. So waren z. B. einige von R. J. Meyer ³ untersuchte dunkle Wiikitminerale in Wirklichkeit Orthite. Ebenso erwies sich eine von Lokkas zehn Wiikitproben bei der Analyse als Orthit. Auch das Material, welches früher Gamma-Wiikit oder Nuolait genannt wurde, ist kein Wiikit, wie später gezeigt wird.

¹ l. c.

² l. c.

³ R. J. MEYER, Ueber einen skandinavischen Orthit aus Finnland. Preuss. Akad. d. Wissenschaften XVI, 1911.

Ferner möge noch der hypothetische Loranskit erwähnt werden, dessen Vorhandensein zweifelhaft ist.

3. Fremde Mineralien, welche als mikroskopische Verunreinigungen auftreten. Wenn man vom Wiikit auf gewöhnliche Weise Analysenmaterial herstellt, werden die im Wiikitstück ev. vorhandenen als mikroskopische Verunreinigungen auftretenden fremden Mineralien mit dem Analysenmaterial vermahlen und beeinflussen dann das Endresultat der Analysen. Durch die ausgeführten Separationsversuche ist es gelungen, von dem Wiikit eine Anzahl gewöhnlicher bekannter Mineralien auszuscheiden, was deutlich zeigt, dass nicht alle in den Wiikitanalysen erscheinenden Stoffe zu der Wiikit-Formel gehören. Was später angeführt wird, erfasst nur die als sicher erscheinenden Beobachtungen. Auf diesem Gebiet gibt es noch Möglichkeiten, weitere Entdeckungen vermittels gründlicher Untersuchungen zu machen.

Schwefel. Schon längst ist es bekannt gewesen, dass verschiedene Wiikittypen wechselnde Mengen Schwefel enthalten. Crookes, Melnikoff und Borgström erwähnen, dass, wenn Wiikitpulver mit Salzsäure oder Schwefelsäure behandelt wird, oft deutlich der Geruch von Schwefelwasserstoff wahrzunehmen ist. Dieser Umstand ist manchmal als Kennzeichen des Wiikits angegeben worden. Wuorinen und Lokka haben quantitative Schwefelbestimmungen ausgeführt. Aus diesen geht hervor, dass der Schwefelgehalt ganz unabhängig von dem Fundort oder dem Urangehalt des Wiikits wechselt. Die höchste angetroffene Schwefelmenge war 1.24 %. Oft sind die Wiikitproben ganz schwefelfrei gewesen. Dies betrifft besonders die in Nuolainniemi erhaltenen Proben.

Nun erhebt sich die Frage, ob der Schwefel als fremder Stoff des Wiikits anzusehen ist, oder ob er zur Formel des Wiikits gehört, wie es der Fall beim Ultramarin ist. Nach den ausgeführten Separationsarbeiten scheint es jetzt sicher, dass der Schwefel im Wiikit ein fremder Stoff ist. Von den separierten Wiikitproben konnte man Kiesmineralien absondern, deren Hauptbestandteil Schwefelkies und Bleiglanz war. Ausser diesem bekam man noch kleine Mengen eines Arsenikkies-ähnlichen besonders schweren Kieses, welcher sich als germaniumhaltig erwies. Die separierten Wiikitfraktionen sind immer schwefelfrei gewesen. Wenn wir ausserdem in Betracht ziehen, dass Wiikite ziemlich verschiedener Typs oft schwefelfrei sind, kann man sich sehr schwer vorstellen, dass Schwefel zur Wiikitformel gehörte.

Titan und Kieselsäure. Wenn wir das beigefügte Diagramm Nr. 1 prüfen, welches Molekylproportionen der wichtigsten sauren Oxyde der Wiikittypen nach Lokka darstellt, ist es augenfällig,

wie anders sich SiO_2 und TiO_2 als Nb_2O_5 und Ta_2O_5 verhalten. Die Niob- und Tantalmenge bleibt die ganze Zeit einigermaßen konstant, während dagegen die Kieselsäure und besonders das Titanoxyd sich

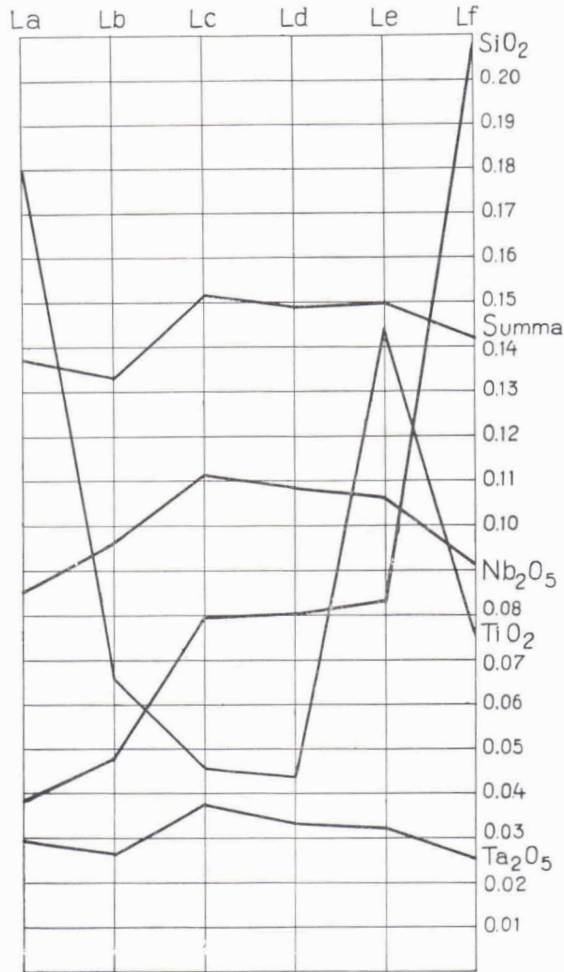


Diagramm 1.

sichtlich unregelmässig verändern. Noch deutlicher wird der Unterschied, wenn wir die Summenkurve betrachten, welche man dadurch erhalten hat, dass man zuerst berechnete, wie gross die Molekülproportionen des Niobeoxyds und des Tantaloxys würden, wenn man annehmen wollte, dass die in Frage stehenden Mineralien titan-

und kieselsäurefrei wären. Danach sind diese Molekülproportionen zusammengerechnet worden. Dies bringt den Gedanken nahe, dass immerhin ein beachtenswerter Teil des im Wiikit enthaltenen Titans und der Kieselsäure aus fremden Mineralien stammen könnte.

Schon mit blossem Auge kann man vor allem im gelben Wiikit kleine, manchmal nur punktgroße Körner erkennen, welche offensichtlich fremde Mineralien darstellen. Interessant ist ein in Nuolainniemi vorkommendes rotbraunes Mineral, das sich bei mikroskopischer Untersuchung als ein mit dichtem Rutilnetz durchzogener Albit erwies. Unter den Wiikitdünnschliffen hat man mikroskopisch kleine Rutilkristalle feststellen können.

Borgström¹ erwähnt, dass er auch Titankristalle im Zusammenhang mit dem Nuolainniemi-Wiikit gefunden hat. Dieser Titanit war nach seiner Untersuchung Eucolit-Titanit.

Diese Frage wird auch von dem beigefügten Separationsdiagramm Nr. 2 beleuchtet. Es ist so angeordnet, dass die verschiedenen Fraktionen Abszissen sind, die schwersten links und die leichtesten rechts, als Ordinaten der Prozentgehalt des Titandioxyds und der Kieselsäure. Wenn wir die Kurven betrachten, bemerken wir, dass der Prozentgehalt der Kieselsäure beim Übergang in die leichteren Fraktionen stark steigt. Dieses weist offenbar darauf hin, dass in den separierten Wiikitproben fremde Silikate waren, welche sichtlich leichter als eigentlicher Wiikit gewesen sind.

Titan zeigt bei weitem nicht ebenso stark selektives Fraktionieren. Dies kommt wahrscheinlich daher, dass das spezifische Gewicht der Titanmineralien dem spezifischen Gewicht des Wiikits ziemlich gleichkommt.

Blei. Die Wiikite enthalten stets einen angenommenen Teil Uran, aus welchem durch radioaktiven Zerfall Blei entsteht. Auf dieser Grundlage hat Lokka versucht, das Alter verschiedener Wiikitypen zu berechnen, indem er das Verhältnis zwischen Uran und Blei bestimmt hat. Im Zusammenhang mit den Separationsarbeiten glückte es jedoch, wiikitefreien Bleiglanz zu isolieren, was deutlich zeigt, dass im Wiikit auch Blei fremder Herkunft enthalten ist. Die Entscheidung der Altersfrage der Wiikite ist keine so einfache Sache, wie man früher geglaubt hat.

Ferrieisen. Die Wiikite enthalten immer beachtenswerte, aber ziemlich wechselnde Mengen Ferrieisen. Diese Eisenmenge zeigt keinerlei prozentuale Veränderungstendenz, wenn man den Über-

¹ LEON. H. BORGSTRÖM, Titanit från Nuolainniemi. Geol. För. Stockholm Förh., Bd. 32, S. 1530, 1910.

gang von dunklen Wiikiten in gelbe betrachtet. Beim Separieren des gelben Wiikits konnte man kleine Mengen Magnetit isolieren, welches als mikroskopische oktaederförmige Kristalle auftrat. Aus den kleinen Ferroeisenmengen kann man schliessen, dass in den dunklen Wiikiten keine grösseren Mengen Magnetit sein können, aber es ist dennoch schwer, sich von dem Gedanken zu befreien, ob nicht vielleicht doch in den Wiikiten ausserhalb der Formel bestehendes Ferrieisen vorkommen könnte.

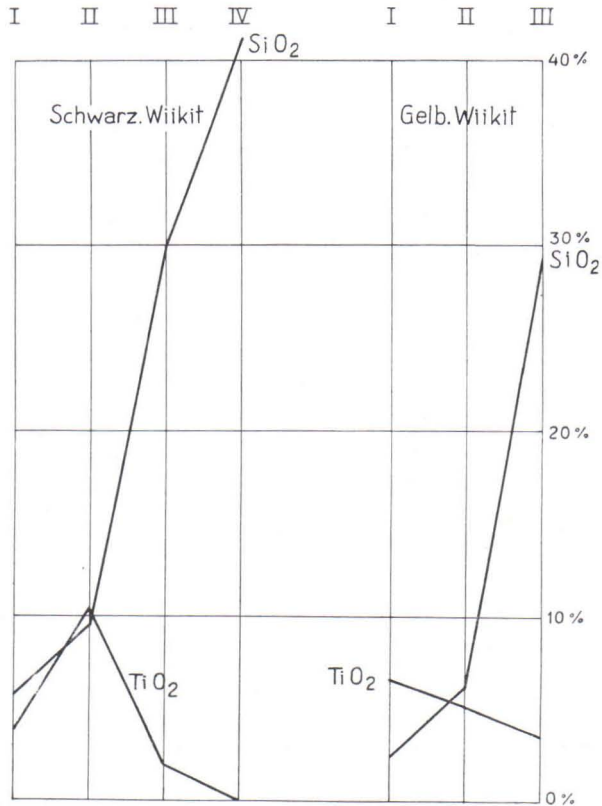


Diagramm 2.

KANN MAN DEN WIIKIT ALS EINE AUS ZWEI KOMPONENTEN
BESTEHENDE ISOMORPHE MISCHSERIE AUFFASSEN.

Abgesehen davon, dass der Wiikit durch das Metamiktisieren und die vom Wasser verursachte Verwitterung vollkommen amorph geworden ist, muss er, wie sich aus seinem idiomorphen Aeusseren schliessen lässt, als kristallisierter Stoff entstanden sein. Wenn wir

den Aufbau des Minerals, welches ursprünglich aus dem Magma kristallisiert ist, zu rekonstruieren versuchen, können wir uns nur auf die totale Zusammensetzung der jetzigen inhomogenen Reste des Wiikits stützen. Dabei muss die Möglichkeit im Auge behalten werden, dass das Wasser die leicht löslichen Stoffe aufgelöst und die Metasomatose andere hinzugebracht haben könnte.

Wenn wir auch den störenden Einfluss der im vorigen Abschnitt angeführten Umstände in Betracht ziehen, bleibt dennoch im Verhältnis der Zusammensetzung der verschiedenen Wiikittypen eine grosse Vielgestaltigkeit vorherrschend. Wenn wir die Wiikitanalysen

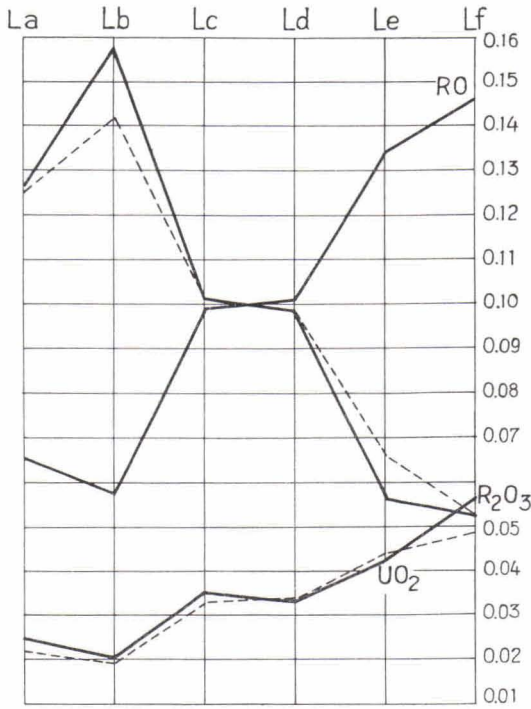


Diagramm 3.

miteinander vergleichen, können wir bemerken, dass die Molekülproportionen des Yttriumoxyds und des Kalziumoxyds umgekehrt proportional zueinander sind. Ueberraschend deutlich werden die Verhältnisse, wenn wir annehmen, dass alle dreiwertigen Metalle das Yttrium und die zweiwertigen Kalziumatome ersetzen. Wir bekommen dann folgende Regeln: Die Summe der Molekülproportionen der Oxyde der zwei- und dreiwertigen Me-

talle ist eine Konstante. Die Summe der Molekülproportionen der Uranoxyde ist der dritte Teil der Summe der Molekülproportionen der Oxyde zweiwertiger Metalle. Die Summe der Molekülproportionen der Nioboxyde und der Tantaloxxyde ist nahezu $\frac{3}{4}$ der Summe der Molekülproportionen der zwei- und dreiwertigen Metalle.

Das Diagramm Nr. 3 ist so zusammengestellt, dass von Lokkas Analyse SiO_2 und TiO_2 abgezogen worden sind und der übrigbleibende Teil auf 100 % umgerechnet worden ist. Die starke Linie zeigt die experimentellen Summen der Molekülproportionen, die gestrichelte Linie die nach den oben angegebenen Regeln errechneten theoretischen Werte der Summe der Molekülproportionen der Oxyde zweiwertiger Metalle.

Diese Regelmässigkeit kann man am natürlichsten dadurch erklären, dass der Wiikit eine von zwei Komponenten gebildte isomorphe Mischung wäre, ebenso wie der Plagioklas eine isomorphe Mischung von Albit und Anorthit ist. Die Formel für Albit ist $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ und für Anorthit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Im Anorthit ersetzt also ein zweiwertiges Kalzium ein einwertiges Natrium. Damit das Mineral noch danach in bezug auf die Valenzen im Gleichgewicht sein könne, müssen auch noch in bezug auf Aluminium und Kiesel Änderungen eintreten, so dass im Anorthit vierwertiges Silizium durch dreiwertiges Aluminium ersetzt wird. Ungeachtet dessen, dass beide Minerale anscheinend keine analoge chemische Formel haben, sind sie dennoch untereinander isomorph und bilden eine lückenlose Mischserie.

Genau auf die gleiche Weise ist auch die Zusammensetzung des Wiikits zu begreifen. Als theoretischer Endpunkt der Serie ist ein gewisses Yttriumniobat anzusehen, in dem Niob durch Tantal frei und Yttrium in bestimmten Grenzen durch die anderen dreiwertigen Metalle ersetzt werden kann. Von diesem angenommenen Mineral kommen wir auf die uranhaltige theoretische Komponente, indem wir einen Teil des dreiwertigen Yttriums atomweise durch zweiwertiges Kalzium ersetzen, welches einen ebenso grossen Ionradius hat wie das Yttrium. Damit das Valenzgleichgewicht des Salzes nicht gestört werde, müssen die zurückgebliebenen

Yttriumatome durch sechswertiges Uran ersetzt werden.

Die dem Analysenmaterial am besten entsprechende Säure können wir uns auf folgende Weise entstanden vorstellen: $5 \text{H}_2\text{O} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5 = 2 \text{H}_4 (\text{HNbO}_5)$. In der Säure ist also die Koordinationszahl 6, und das fünfte H gehört zu den inneren Sphären, so dass es sich nicht dissoziieren und nicht durch Metalle ersetzt werden kann.

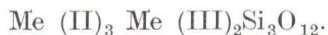
Nennen wir die yttriumhaltige uranfreie Grundkomponente Beta-Wiikit und die andere, kalzium-uranhaltige Grundkomponente Alpha-Wiikit. Auf diese Weise erhalten wir folgende Formeln für diese Grundkomponenten:

Beta-Wiikit $\text{Y}_4 (\text{HNbO}_5)_3$ oder $2 \text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 1 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O} \cdot 1 \frac{1}{2} \text{Nb}_2\text{O}_5$
 Alpha-Wiikit $\text{Ca}_3\text{U} (\text{HNbO}_5)_3$ oder $3\text{CaO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 1 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O} \cdot 1 \frac{1}{2} \text{Nb}_2\text{O}_5$.

Das Valenzgleichgewicht ist in diesen Formeln erfüllt. Die Molekülproportionen des Uranoxyds sind der dritte Teil der Molekülproportionen des Kalziumoxyds. Die Molekülproportionen des Yttriumoxyds und die des Kalziumoxyds sind $\frac{2}{5}$ und $\frac{3}{7}$ oder $\frac{14}{35}$ und $\frac{15}{35}$. Sie sind also mit so weitgehender Genauigkeit gleich gross, dass man nicht annehmen kann, dass Abweichungen in den Analysenresultaten sichtbar würden.

Die Formel setzt die Sechswertigkeit des ganzen Urans voraus, aber laut den Analysen ist ein ziemlicher Teil des Wiikit-Urans in vierwertigem Zustand. Wenn man jedoch in Betracht zieht, wie weit der Wiikit hat verwittern können, erweckt die mögliche Veränderung des Oxydationsgrades keine Verwunderung.

Zum Schluss prüfen wir die Verhältnisse in solchen isomorphen Mischserien, in welchen die gleichwertigen Metalle einander ersetzen. Ein passendes Beispiel ist die Granatserie. Die allgemeine Formel der Granatserie ist:



Hiebei betrifft Me (II) zweiwertiges Metall und Me (III) dreiwertiges Metall. Zweiwertige Metalle können Kalzium, Magnesium, Mangan und Ferroeisen sein, dreiwertige Aluminium, Chrom und Ferrieisen. Diese Metalle können einander jedoch nicht immer in jeder Beziehung ersetzen, sondern man findet in den Mischserien einige Lücken. Auch im Wiikit kann man solche Isomorphie wahrnehmen. Die primären, der Formel nach scheinbar unanaloge, miteinander lückenlos mischbaren Hauptkomponenten sind selbst isomorphe Mischserien von Verbindungen, in welchen

gleichwertige Metalle einander ersetzen und welche der Formel nach vollkommen analog sind.

Es wäre ausserordentlich interessant, festzustellen zu versuchen, ob in diesen sekundären Mischserien Lücken wären, aber das vorhandene Analysenmaterial ist zurzeit nicht gross genug. Wenn wir das Diagramm No. 4 betrachten, so bekommt man davon die Auffassung, als ob das Magnesium das Cerium für sich und das Calcium das Yttrium für sich ersetzte. Dieser Umstand kann vielleicht auf

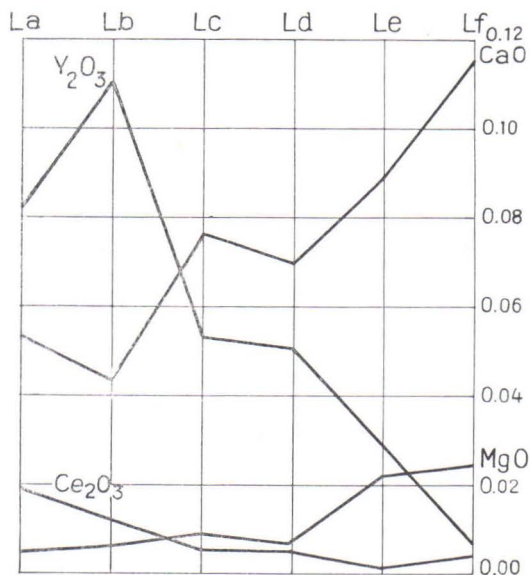


Diagramm 4.

das Vorhandensein einer Mischlücke hinweisen. Zwischen den beiden Hauptkomponenten, dem schwarzen und dem gelben Wiikit, scheint aber bestimmt keine Lücke zu sein.

Die reinen Hauptkomponenten der Wiikitserie hat man in der Natur nicht angetroffen. Die analysierten Wiikittypen scheinen lückenlos ungefähr die Hälfte der Wiikitserie, und zwar symmetrisch den mittleren Teil, zu decken. Unten ist für die aus Lokka analysierten Wiikite die berechnete prozentuale Komponentenzusammensetzung angegeben.

Lb	29 %	Alpha-Wiikit
La	33 %	»
Lc	49 %	»

Ld 50 % Alpha-Wiikit

Le 67 % »

Lf 73 % »

Gamma-Wiikit oder Nuolait gehört nicht zur Wiikitserie.

Bei dieser Arbeit haben mich die Technische Hochschule zu Helsinki und »Kordelinin Säätiö» unterstützt, welches ich dankbarst anerkenne. Ferner gedenke ich mit Dankbarkeit meiner dahingeschiedenen Assistentin Fräulein Mag. phil. Helga Kivikoski und des Anteils, den sie an dieser Arbeit gehabt hat. Desgleichen spreche ich meinem Mitarbeiter, Herrn Dipl.-Ing. Olavi Erämetsä, meinen herzlichsten Dank für das grosse Interesse und die stete Hilfsbereitschaft aus, die er mir bei der praktischen Ausführung dieser Arbeit erwiesen hat.

Helsinki, Technische Hochschule, Analytische Abteilung des Chemischen Laboratoriums. Mai 1936.

DAS LETZTINTERGLAZIALE PORTLANDIA-MEER DES
BALTIKUMS.

Von

V. ZĀNS (RĪGA).

Die arktisch-marine Muschel *Portlandia s. Yoldia arctica* Gray., das »Leitfossil« des spätglazialen Yoldiameeres, ist bekanntlich während der spätglazialen Zeit niemals in die eigentliche Ostsee vorge drungen, sondern über die Wener- und Wettersenke nur bis in die Gegend von Stockholm gelangt. Ausser in den *Yoldia*-führenden Bändertonen bei Stockholm (G. de Geer) ist dieses »Leitfossil« bisher nirgends in den Ablagerungen des eigentlichen baltischen Yoldiameeres gefunden worden, obwohl die Sedimente und die Strandbildungen dieses Meeresstadiums besonders durch die Untersuchungen der finnischen und schwedischen Geologen sehr gut bekannt sind (Sauramo 1933, 1934). Es hat sich ja bei diesen Untersuchungen herausgestellt, dass der marine Charakter des baltischen Yoldiameeres sehr schwach gewesen ist und die Yoldiazeit selbst eine verhältnismässig kurze Episode in der Geschichte der Ostsee dargestellt hat. So ist es auch verständlich, dass die eigentliche *Yoldia*-Fauna nicht das ganze Baltische Becken besiedeln konnte. Wohl aber ist dieses Stadium fast im ganzen Ostseebereich durch gewisse Diatomeenassoziationen charakterisiert.

Schon seit längerer Zeit sind aber im Ostseebereich und in Nordrussland mehrere Vorkommnisse von marinen Ablagerungen bekannt, die eine ältere *Portlandia s. Yoldia*-Fauna führen. Solche *Portlandia*-führende Lager liegen gewöhnlich unter den Moränen der letzten Eiszeit oder sind mit ihnen verzahnt oder sogar ganz in die Moräne aufgenommen und verschleppt worden. Jedenfalls sind sie alle sicher älter als die Bildungen des spätglazialen Yoldiameeres.

Doch sind die Lagerungsverhältnisse bei den meisten derartigen marin-pleistozänen Vorkommnissen so verwickelt, dass es vielfach ganz schwierig gewesen ist, sie genauer zu datieren. Ich erinnere

hier an den »Elbinger Yoldiaton«, der von verschiedenen Forschern als Präglazial, ältestes Interglazial, letztes Interglazial oder sogar Postglazial gedeutet worden ist. Auch die vielfach noch stark voneinander abweichenden Gliederungen des Pleistozäns in Russland und Westeuropa haben bisher einen stratigraphischen Vergleich der marinen Bildungen ausserordentlich erschwert. So ist auch die paläogeographische Bedeutung mancher wichtigen marinen Horizonte im Pleistozän Nordeuropas bisher immer noch unklar geblieben.

Im Folgenden habe ich versucht, die Lagerungsverhältnisse aller wichtigsten bisher aus dem Pleistozän Nordeuropas bekannt gewordenen *Portlandia*-führenden Ablagerungen nachzuprüfen und die wichtigsten Profile, in welchen solche Ablagerungen in situ vorkommen, einem stratigraphischen Vergleich zu unterziehen. Veranlassung hierzu gab mir ein Fund von *Portlandia arctica* in der Moräne der letzten Eiszeit unweit Rigas, ein Fund, der darauf hinwies, dass auch im Bereich des Rigaer Meerbusens interglaziale *Portlandia*-Ablagerungen sich einmal abgesetzt haben.

Es sei hier begonnen mit der Betrachtung der marinen pleistozänen Lager in Nordrussland.

DIE ABLAGERUNGEN DER SOG. BOREALTEN TRANSGRESSION IN NORDRUSSLAND.

Die seit Murchisons und von Keyserlings Russlandreise bekannten zahlreichen Vorkommnisse mariner Mollusken in den pleistozänen Ablagerungen Nordrusslands haben zu der Vorstellung einer marinen, sog. borealen Transgression geführt, die sich über sehr ausgedehnte Gebiete bis zu bedeutenden Höhen über das Meeresniveau erstreckt hat. Zuerst hat man diese Transgression für eine spät- oder postglaziale gehalten, und in ihren muschelreichen Sedimenten hat mancher Forscher die Äquivalente des spätglazialen Yoldiatons erblickt (Tschernyscheff 1891 S. 95, Lebedeff 1893 u. a.). Doch hat schon Murchison (1845 I S. 328) darauf hingewiesen, dass in den Profilen von Ust-Wagi und anderen Orten die fossilführenden Schichten von Sand und Grand mit erratischen Blöcken überlagert werden, welche Bildungen nach ihm nicht von der nordischen »drift« zu unterscheiden seien. Zuerst hat aber De Geer (1896 S. 52) sich für das interglaziale Alter dieser Sedimente ausgesprochen, und zwar auf Grund der Funde von *Elephas primigenius* in blockführenden Ablagerungen, die das Hangende der marinen Schichten bilden. Besonders aber hat W. Ramsay (1898 S. 106 ff.) viele Beweise für diese Anschauung erbracht und das interglaziale Alter der borealen Trans-

gression nachdrücklich betont. Auf der Fischerhalbinsel, der Insel Kildin und an der Murmanküste hatte er alte Strandbildungen festgestellt, die sehr wahrscheinlich während der borealen Transgression entstanden sein mögen. Sie liegen z. B. auf der Fischerhalbinsel 90—100 m ü. M., auf Kildin ca. 95 m ü. M. und sind hier, nach Ramsays Meinung, nicht mehr vom Inlandeise der letzten Eiszeit bedeckt gewesen (S. 123—127).

Die von De Geer und W. Ramsay vertretenen Ansichten wurden bald durch eingehende Untersuchungen von Amalitzky (1899) und Wollossowitsch (1900) an der unteren Dvina glänzend bestätigt. In den Aufschlüssen dieses Flusses fand Wollossowitsch (1900 S. 259 ff.) die marine pleistozäne Serie von einer deutlichen oberen Moräne bedeckt, und in manchen Teilen derselben Aufschlussreihe wurde auch die liegende, untere Moräne festgestellt. Dieselben Lagerungsverhältnisse zeigte eine Tiefbohrung in Archangelsk, die unter der ca. 53 m (= 25 Faden) mächtigen marinen Serie die untere Moräne in einer Mächtigkeit von 7 m (= 3 $\frac{1}{3}$ Faden) und darunter dann Devon erwies (s. Tab. I, 1 und 1 a). Dieselbe Schichtenfolge wurde dann auch später an vielen anderen Örtlichkeiten festgestellt (Onega-Fluss, Waga usw.), so dass das interglaziale Alter der borealen Transgression jetzt ausser Zweifel steht.

Obwohl über die Verbreitung der verschiedenen Vereisungen in Russland noch ziemlich grosse Meinungsverschiedenheiten zwischen den russischen Geologen bestehen, stimmen doch beinahe alle Forscher miteinander darin überein, dass die oberste Moräne des Gebietes S und SW vom Weissen Meere der Würmvereisung des Alpengebietes bzw. der Weichselvereisung in Westeuropa entspricht. Die zweite, unterste Moräne wird im allgemeinen mit der Riss-Saale-Moräne parallellisiert. Für eine dritte, noch ältere Moräne fehlen in diesem Gebiet sichere Anhaltspunkte. Jedenfalls liegen die Bildungen der borealen Transgression zwischen den beiden eben erwähnten Moränen und sind demzufolge *l e t z t i n t e r g l a z i a l*. Doch ist an manchen Stellen auch in die marine Serie ein schwächer ausgeprägter Glazialhorizont eingeschaltet.

Über die horizontale Verbreitung der borealen Bildungen wissen wir jetzt, dass sie in allen Tälern der grösseren nordrussischen Flüsse zwischen dem Mittellauf des Onegaflusses im W und dem Timan im E zu verfolgen sind. Auch noch weiter östlich sind die weit verbreitet in den Tundren des Petschorabassins sowie in den Küstengebieten der westsibirischen Niederung. Sie erreichen die absoluten Höhen von 100—120 m, in den östlichen Tundrengebieten nach Liverowsky (1933) sogar 200 und 280 m. Nach Süden reicht die

Verbreitung der borealen Bildungen bis zum Mittellaufe der Waga und Witschegda, d. h. fast bis 61° n. Br.

Nähere Angaben über den Aufbau der borealen Bildungen verdanken wir Wollossowitsch (1900) und Tolstichin (1924).

UNTERE DVINA.

An der unteren Dvina besteht nach Wollossowitsch die ganze boreale Serie aus Bildungen zweier Transgressionen: einer älteren, die Wollossowitsch nach dem Charakter der Fauna als ozeanische bezeichnet, und einer jüngeren, der Weissmeertransgression. Die Sedimente der ozeanischen Transgression bestehen aus dunklem marinen Ton sowie aus sandigem Ton und Sandlehm. Paläontologisch ist dieser Horizont durch eine reiche Muschelfauna charakterisiert, die auf ein bedeutend wärmeres Meer als das jetzige Weisse Meer zurückgeht und einen ausgeprägt ozeanischen Charakter trägt (vgl. auch Knipowitsch 1900 S. 98, 161). Sie umfasst *Cardium edule* und *echinatum*, *Mytilus edulis*, *Pecten islandicus*, *Mya truncata*, *Tellina calcarea*, *Balanus*, *Leda*, *Astarte* sp. u. a. Darunter sind Arten, wie *Cardium edule* und *echinatum*, die jetzt sogar an der wärmeren Murmanküste fehlen, und solche, die nur an dieser Küste oder an deren W-Teilen vorkommen (*Astarte sulcata* u. a.). Nach Tolstichin gehen diese marinen Sedimente an manchen Stellen nach oben zu in Ablagerungen mit reichlicheren Mengen größerer Geschiebe über. Die ganze untere Serie erreicht nach Tolstichin eine Durchschnittsmächtigkeit von 5 m. Die Bildungen der Weissmeertransgression liegen diskordant auf der denudierten Oberfläche der ozeanischen Serie und bestehen hauptsächlich aus sandigen, z. T. auch tonigen Sedimenten, die zuweilen Grand- und Kieseinlagerungen führen. Es sind auch Zwischenlagen allochthonen Torfes beobachtet worden. Die Fauna ist besonders durch *Portlandia* s. *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea*, *T. baltica*, *Yoldia hyperborea*, *Y. limatula*, *Admette viridula*, *Arca glacialis*, *Pecten islandicus* u. a. Arten gekennzeichnet und steht der rezenten Fauna des Weissen Meeres sehr nahe, schliesst aber auch manche mehr oder weniger indifferente Arten aus dem ozeanischen Gebiet ein. Die Durchschnittsmächtigkeit dieser oberen Serie erreicht ca. 10 m. Nach oben zu geht sie allmählich in sandige, meist diagonal geschichtete Sedimente über, die entweder ganz fossilfrei sind oder auch Pflanzenreste und Süßwassermollusken führen. Augenscheinlich haben wir hier schon terrestrische, limnische und fluviatile Bildungen vor uns, die darauf hinweisen, dass das *Portlandia*-Meer schon vor dem Vorrücken des letzten Landeises sich zurück-

gezogen hatte. Über die gesamten Bildungen breitet sich dann die obere Moräne aus.

Somit haben wir im letzten Interglazial von Nordrussland zwei verschiedene durch zwei Senkungsphasen verursachte Meerestransgressionen und eine dazwischen liegende, wohl mit einem Eisvorstoss zusammenhängende Hebungsphase. Nach der Weissmeertransgression ist dann wiederum vor dem nächsten Eisvorrücken eine Landhebung zu spüren.

Die Zweiteiligkeit der borealen Serie in Nordrussland wird auch durch die Beobachtungen anderer Autoren bestätigt. So weist Kulik darauf hin, dass an der ganzen Nordküste zwischen Jenisei und Dwina zwischen den marinen Tonen und Sanden ein Horizont von Land- und Süßwasserbildungen zu beobachten ist. Die erste Transgression stellt dieser Autor an das Ende der grössten Vereisung, die zweite an den Anfang der letzten Eiszeit. Auch Licharjeff unterscheidet zwei Transgressionen, ist aber der Meinung, dass die älteste vor der grössten Vereisung stattgefunden hat.

Wie weit die ozeanische Transgression nach S und SW sich erstreckt hat, können wir nach dem jetzt vorliegenden Tatsachenmaterial noch nicht genauer beurteilen, dagegen hat die jüngere Weissmeertransgression, wohl durch eine stärkere isostatische Landsenkung im Randgebiete Fennoskandias verursacht, das Gebiet der jetzigen Seen Ladoga und Onega überschwemmt und ist sicher auch in den Finnischen Meerbusen und in die Ostsee vorgedrungen.

Den Weg dieser Transgression nach SW zeigen die betreffenden Faunenfund² am Mittellaufe der Onega bei den Stromschnellen von Birutschewa (Tolstichin 1924) sowie in den Flusstälern von Sombe und Kodine. Weiter finden sich dann Spuren dieser Transgression in den Profilen von Petrosawodsk und der Umgebung von Leningrad.

PETROSAWODSK.

Die von Wollossowitsch (1908) beschriebene Schichtenfolge des marinen Interglazials, die er in einem bei Petrosawodsk gegrabenen Brunnen feststellen konnte, ist in der Tab. I, 2 wiedergegeben. Der Brunnen durchsank leider nicht das ganze marine Lager, und das Liegende blieb unbekannt. Die Schichten mit *Portlandia*-Fauna scheinen hier eine landnahe Bildung zu sein (Pflanzenreste).

Obwohl Wollossowitsch selbst nicht bezweifelt, dass das marine Pleistozän von Petrosawodsk demjenigen an der unteren Dwina identisch ist, hat er den oberen Horizont dieses Profils als ein besonderes Schichtglied betrachtet, dessen Analoge nach ihm an der unteren

Dvina fehlen. Ohne es irgendwie näher zu begründen, erklärt er diesen oberen Horizont als Bildung einer besonderen zweiten Transgression des Weissen Meeres, die jünger als die in den Profilen der unteren Dvina sein soll.

Ein stratigraphischer Vergleich der beiden Schichtenfolgen zeigt aber ohne weiteres, dass das ganze marine Lager von Petrosawodsk seinem Faunenbestande nach genau den Horizonten IV a und IV b an der unteren Dvina entspricht. Hier wie dort haben wir unter den Tonen mit *Yoldia arctica* und *Tellina calcarea* stärker sandige Sedimente mit *Cardium ciliatum*. Beide Schichtenfolgen sind sicher in einem und demselben marinen Becken abgelagert worden, nur haben wir in Petrosawodsk eine landnähere Fazies als an der Dvina und in Archangelsk.

UMGEBUNG VON LENINGRAD.

Wenn wir uns von Petrosawodsk nach SW begeben, stossen wir wiederum auf Ablagerungen mit derselben arktischen Fauna unter der oberen Moräne in den Aufschlüssen des Flusses Mga beim Dorfe Gori, ca. 40 km SE von Leningrad, wo sie zuerst von Potulova (1921) entdeckt und woher sie von Jakovleff 1926, Janischewsky (1924)¹ und Potulova selbst (1926 a, 1926 b) näher beschrieben worden sind. Nach Jakovleff (1926) ist auch in den Irinowschen Höhen zwischen zwei Moränen eine bis 35 m mächtige Ton und Sand umfassende Schichtenfolge erbohrt worden, die z. T. aus dunklen marinen Tonen, z. T. auch (nach oben zu) aus Süswasserbildungen besteht. In vielen Bohrlöchern, die diese Schichten erreichten, konnte ein stürmisches Hervorbrechen von CH₄- und H₂S-Gasen beobachtet werden. Auch beim Dorfe Kokkarevo am Ufer des Ladogasees sind ähnliche Bildungen unter 23 m mächtiger Moräne erbohrt worden. Die Verteilung der Fauna zeigen jedoch am besten die Aufschlüsse am Mga-Fluss (s. Tafel I, 3).

Ausser den schon 1921 bekannt gewordenen Arten *Portlandia s. Yoldia arctica* Gray, *Tellina (Macoma) calcarea* Chemn. und *Mytilus edulis* Lin. wurden hier später noch einige Exemplare von *Cardium ciliatum*, *Anomya ephippium* und *Littorina littorea* gefunden, ebenso einige Fischwirbel, parallelnervige Blätter eines Riedgrases und manche andere nicht bestimmbare Pflanzenreste. Die Analogie zwischen diesem faunaführenden schwarzen Ton und der unteren Abteilung des

¹ JANISCHEWSKY (1924) hat den schwarzen Yoldiaton des Mga-Flusses für eine präglaziale Bildung gehalten. Da aber im Liegenden dieses Tones eine ältere Moräne konstatiert wurde, ist dadurch diese Auffassung als verfehlt erwiesen.

Schichtenkomplexes von Petrosawodsk ist so gross, dass man beide ohne weiteres mit den Horizonten IV a und IV b an der unteren Dvina parallelisieren kann, wo ebenfalls *Portlandia arctica* und *Tellina calcarea* die Hauptelemente der Fauna sind. Ausserdem wird die Identität dieser Schichtenfolgen noch durch den Fund von *Cardium ciliatum* am Mga-Fluss bestätigt. Auch Potulova (1926 a S. 1217) hat ganz richtig einen ähnlichen Vergleich angestellt, doch hat sie, ohne irgendwelche sichere Beweise dafür beizubringen, den Schichtenkomplex zum ersten ältesten Interglazial gestellt.

Nach dem Gliederungsschema des Quartärs, das S. A. Jakovleff (1926) für die Gegend von Leningrad aufgestellt hat, liegen die dunklen marinen Tone unter der mittleren oder Hauptmoräne der Gegend. Im ganzen hat Jakovleff drei Moränenlagen unterschieden, die durch entsprechende intermoräne Schichten voneinander getrennt sind. Nun hat Potulova (1926 a S. 1218) die Haupt- oder mittlere Moräne Jakovleffs, die an der Mga das marine Lager überdeckt, für eine Bildung der vorletzten grossen Eiszeit gehalten und dementsprechend auch die marine Serie als erstes Interglazial gedeutet. Doch stellt die alleroberste, dritte Moräne, wie Jakovleff selbst zugibt, nur eine Oszillationsbildung am Ende der letzten Eiszeit dar. Die eigentliche Würmmoräne ist aber die mittlere oder Hauptmoräne. Später haben die eingehenden Untersuchungen von Markow (1931 S. 67—72, auch Markow und Poretzky 1935 S. 117—118) gezeigt, dass für die Unterscheidung einer »dritten« Moräne überhaupt keine Gründe vorliegen. Durch Konnektierung der über den Moränen liegenden Warwensedimente hat er festgestellt, dass der Eisrand nach der Ablagerung der Hauptmoräne ganz allmählich und ununterbrochen sich zurückgezogen hat, ohne weiter zu oszillieren. Die »dritte« Moräne ist überhaupt nicht vorhanden, und wir haben in der Gegend von Leningrad nur zwei Moränen. Die oberste ist sicher Würm (-Weichsel) Moräne, die unterste wird von den meisten russischen Geologen als Riss (= Saale) Moräne aufgefasst. Die zwischen beiden liegende marine Serie ist somit **l e t z t i n t e r g l a z i a l**.

Ebenso wie an der Dvina geht auch hier die marine Serie nach oben zu in fluviatile Süswasserbildungen über, und auch hier scheint sich das Meer schon vor dem Herannahen des letzten Inlandeises zurückgezogen zu haben.

Die obere Moräne ist bei Leningrad meistens dunkelgrau, und zwar infolge des Reichtums an organischen Stoffen, die sie offenbar aufgenommen hat, als das Eis über die organismenreichen interglazialen Meeressedimente vorgerückt ist. Auch sind Schalen von

Portlandia arctica als Geschiebe in der Moräne am Mga-Fluss aufgefunden worden.

Von dem interglazialen Yoldiaton des Mga-Flusses hat Prof. M. Sauramo, der 1925 bei einem Besuch der Örtlichkeit mehrere Belegstücke gesammelt hatte, mir gütigst einige Proben zur Untersuchung der Diatomeen zur Verfügung gestellt. Diese Untersuchung ergab folgenden Diatomeenbestand des dunklen Yoldiatones (Tonproben aus dem Aufschluss Nr. 4 am linken Ufer des Mga, Belegstücke Nr. 6379, 6384 und 6390 im Geol. Institut der Univ. Helsinki):

Actinocyclus Ehrenbergii var. *crassa* (W. Smith) Hust.

Actinocyclus sp. — Fragmente

Actinoptychus undulatus (Bail) Ralfs. c

Amphora sp. — Fragmente

Chaetoceras sp., Sporen cc

Cocconeis scutellum Ehr.

Cocconeis scutellum var. *stauroneiformis* W. Smith

Coscinodiscus-Arten (cc), meist Fragmente, darunter:

Coscinodiscus asteromphalus Ehr.

» *excentricus* Ehr.

» *Kützingi* Ehr.

» *nitidus* Greg.

» *oculus iridis* Ehr. (var. *borealis*?)

» *radiatus* Ehr.

Diploneis didyma Ehr.

Diploneis incurvata Greg.

Epithemia turgida var. *Westermanni*

Grammatophora marina Kütz.

Grammatophora oceanica Grun.

Hyalodiscus scoticus (Kütz.) Grun.

Rhabdonema arcuatum Kütz.

Rhabdonema minutum Kütz.

Rhizosolenia-Stacheln

Synedra tabulata (Ag.) Kütz. (= *S. affinis* Kütz)

Synedra tabulata var. *obtusa* Pant.

Thalassionema (Synedra) nitzschiioides Grun.

Radiolarien

Spongiennadeln.

Diese fast durchweg aus pelagisch-hochmarinen Planktonformen bestehende Assoziation weist noch deutlicher als die Molluskenfauna auf ein verhältnismässig tiefes und stark salzhaltiges Meer hin, dessen Salzgehalt etwa demjenigen des heutigen nördlichen Öresund

entspricht. Eine ganz ähnliche Diatomeenflora ist auch schon seit langem aus dem Elbinger Yoldiaton bekannt (vgl. unten S.).

Ähnliche, obwohl viel unvollständiger erhaltene Diatomeenfloren sind auch von manchen anderen Örtlichkeiten in ziemlich hoher Lage ü. M. in dem Gebiet zwischen der Ostsee und dem Weissen Meere bekannt geworden, z. B. aus den Terrassenablagerungen im Waldpark von Leningrad, bei Powenetz am NE-Ufer des Onegasees u. a., welche Ablagerungen von S. A. Jakovleff und manchen anderen russischen Geologen für Sedimente des spätglazialen Yoldiameres gehalten werden. Das scheint auch der Grund zu sein, warum Jakovleff, Semljakoff u. a. noch heute die Isobasenfläche des spätglazialen Yoldiameres so hoch ansetzen und an der Auffassung festhalten, dass dieses Meer mit dem Weissen Meer in unmittelbarem Zusammenhang gestanden habe (vgl. hierzu die Polemik zwischen Jakovleff und Markow in »Mitteilungen der staatlichen geographischen Gesellschaft 1933—34 und die Arbeiten von Sauramo 1933, 1934). Es scheint mir recht gut möglich, dass ähnliche Diatomeenfloren wenigstens zum Teil aus den dem interglazialen *Portlandia*-Meer entsprechenden Sedimenten herkommen, die z. T. durch die Abrasion des spätglazialen Baltischen Eissees einfach freigelegt oder z. T. auch umgelagert worden sind.

Aus den gesamten obigen Ausführungen ergibt sich, dass die marinen Ablagerungen mit *Portlandia*-Fauna einen bestimmten, unter der Moräne der letzten Eiszeit durchgehenden Horizont im Pleistozän Nordrusslands darstellen. An der unteren Dvina liegen die Bildungen dieser *Portlandia*-Transgression (=Weissmeertransgression nach Wollossowitsch) direkt über denjenigen einer wärmeren ozeanischen Transgression, die in die erste Hälfte desselben Interglazials fällt. Doch sind an manchen Stellen in Nordrussland beide Transgressionen auch durch glaziale Sedimente voneinander getrennt, die auf einen Eisvorstoss während des Interglazials hinweisen.

DAS GEBIET DES FINNISCHEN MEERBUSSENS, DER MITTLEREN UND SÜDLICHEN OSTSEE.

Wenn nun die Profile des Mga-Flusses und der Bohrungen in Leningrad deutlich darauf hinweisen, dass die vom Weissen Meer ausgegangene *Portlandia*-Transgression über die Karelische Landenge in das Becken des jetzigen Finnischen Golfes eingedrungen ist,

muss angenommen werden, dass diese Transgression auch weiter nach W sich verbreitete. Im Jahre 1928 hat E. Kraus (1928 S. 17) auf die grosse Analogie zwischen den Mga-Ablagerungen und dem bekannten Yoldinton von Elbing aufmerksam gemacht und auf Grund der von ihm schon früher angenommenen letztintermoränen Stellung des letzteren diese beiden marinen Serien als äquivalent und synchron aufgefasst. Dementsprechend äusserte er die Meinung, dass auch zwischen Elbing und Leningrad im Ostseebecken entsprechendes marines Interglazial auftreten müsse. Er verwies dabei auf das auf der Insel Kokskär nördlich von Tallinn beobachtete Gasvorkommen, das möglicherweise auf ähnliche interglaziale Ablagerungen wie die von Leningrad und Elbing zurückgehen könnte.

Leider ist das Profil der interessanten Bohrung auf Kokskär (A. Mickwitz 1904, 1908) sehr unvollständig veröffentlicht worden, da die Bohrproben nicht gesammelt worden sind und Mickwitz erst nach vollendeter Bohrung auf Grund einiger ausgeschleuderten Materialien und von Erkundigungen die Schichtenfolge einigermaßen feststellen konnte (s. Tab. I, 4). Bezüglich der Herkunft des Gases sprach Mickwitz (1904) die Meinung aus, dass »der grosse Inlandeisgletscher bei seinem Absteigen in den Finnischen Meerbusen und seinem Vorrücken auf dessen Boden alle animalen und vegetabilen Organismen des Meeres, lebende und tote, mitsamt den weichen unterkambrischen Tonen, die den Meeresboden bildeten, vor sich her geschoben, an der estländischen Steilküste zusammengekehrt, diese organischen Massen mit dem plastischen Ton verknetet und überdeckt und schliesslich über diese Massen hinweg seinen Weg über den estländischen Glint nach Süden genommen hat. Diesen in die Grundmoräne verkneteten Organismen verdankt das Gas seinen Ursprung.« Wie primitiv uns jetzt eine solche Vorstellung auch anmuten mag, so ist es doch sehr wahrscheinlich, dass die »animalen und vegetabilen Organismen des Meeres« marines Interglazial sein können. Jedenfalls ist eine solche Erklärungsweise der Gasentstehung viel wahrscheinlicher als diejenige, die B. Doss (1913) vertreten hat, indem er die Quelle des auf Kokskär angetroffenen Gases im Dictyonema-Schiefer oder gar im Brandschiefer des Untersilurs suchen wollte, welche Schichten im Untergrunde der Insel überhaupt nicht vertreten sind (vgl. A. Öpik 1929).

Organische Reste einschliessende Ablagerungen sind unter der jüngeren Grundmoräne auch an anderen Stellen des estländischen Küstengebietes erbohrt worden (Öpik 1929 S. 13), doch lässt sich aus dem bisherigen spärlichen Bohrmaterial nicht erschliessen, wieweit

sie auf marines oder terrestrisches Interglazial bzw. Interstadial zurückgehen. Alle derartigen Vorkommnisse sind nördlich vom Glint gelegen.

Aus dem glazialen Abtragungsgebiet des finnischen Festlandes sind bisher keine zweifellos interglazialen Bildungen bekannt geworden. Wohl hat Th. Brenner (1927) aus Mittelfinnland ein unter der mächtigen Moräne eines letztglazialen Drumlins angetroffenes Vorkommen jahreswarwiger Sedimente beschrieben, doch ist es nicht ganz sicher, ob ein solches Vorkommen überhaupt interglazial ist; denn mit dem Eisrande genetisch eng verbundene Warwensedimente können auch bei kleineren Oszillationen des Eisrandes entstehen und somit interstadial sein. Es ist auch hier nicht entschieden worden, ob der warwige Ton im Meere oder in einem Süßwasserbecken vor dem Eisrande sich abgelagert hat.

Ein sehr wichtiger Beweis für das Auftreten mariner *Portlandia*-Ablagerungen in dem mittleren Ostseebecken scheint mir der schon eingangs kurz erwähnte Fund von *P. arctica* in Lettland zu sein (Zäns und Dreimanis 1936). An der unteren Düna, ca. 20 km südöstlich von Riga, fand sich nämlich in den letztglazialen Ablagerungen eine Menge von *Portlandia arctica* Gray-Schalen und -Fragmenten, die sich als nicht weit von ihren ursprünglichen Lagerstätten verfrachtet erwiesen. Obwohl entsprechende anstehende Lager aus der nächsten Umgebung einstweilen noch nicht bekannt sind, scheint dieser Fund schon sicher darauf hinzuweisen, dass sich das interglaziale *Portlandia*-Meer auch bis in den Rigaer Meerbusen erstreckt hat.

Ähnliche Funde mariner Fauna an sekundären Lagerstätten sind schon lange aus Norddeutschland und aus dem Gebiete des jetzigen polnischen Korridors bekannt, wo sie besonders von A. Jentzsch (1885 u. a.) näher beschrieben worden sind. Neben der *Portlandia*-Fauna treten hier auch die Reste der sog. Nordsee-Fauna (= Eemfauna) auf. Ein Blick auf die Karte, die A. Jentzsch (1885, Taf. 27) entworfen hat, zeigt, dass die Fundorte dieser Faunen in einem grossen Gebiet zwischen Danzig und Thorn, in westöstlicher Erstreckung, gelegen sind. Nach späteren Mitteilungen von A. Jentzsch (1905) u. a. reicht die sekundäre Verbreitung der *Portlandia*-Fauna nach Süden sogar bis Nakel in Posen (in der Nähe von Bromberg). Seit 1876 sind marine Tone mit *Portlandia (Yoldia) arctica* auch in primärer Lagerung aus der Umgebung von Elbing bekannt (A. Jentzsch 1876). Als einheitlicher Horizont von oft nicht geringer Mächtigkeit durchzieht dieser *Elbinger Ton*, aufgeschlossen in den Gruben bei Steinort, Reimannsfelde, Lenzen, Sukasse, Cadinen und Tolkemit nicht nur die Elbinger Höhen, sondern in tieferer Lage anscheinend

I.

- Coscinodiscus denarius* A. S.
» *excentricus* Ehb.
» *Kützingi* A. G.
» *lineatus* Ehr.
» *oculus iridis* Kütz.
» *radiatus* Ehr.
Dimeregramma distans Greg.
» *nana* Greg.
Doryophora amphicerus Ehb.
Melosira (Paralia) sulcata Ehb.
Navicula fusca Greg.
» *Lyra* Ehb.
Rhizosolenia styliformis Btw.
Sceptroneis marina Grun.
Synedra nitzschioides Grun.

I—II.

- Actinocyclus Ralfsii* Pritch.
Navicula distans Sm.
Pleurosigma Hippocampus Sm.
Rhabdonema arcuatum Ag.

I—III.

- Achnanthes subsessilis* Ehb.
Actinocyclus Ehrenbergii Ralfs.
Grammatophora oceanica Ehb.
Hyalodiscus scoticus Kütz.
Navicula didyma Ehb.
Nitzschia punctata Sm.

I—IV.

- Chaetoceras Wighamii* Btw.
Cocconeis scutellum Ehb.
Navicula interrupta Kütz.
» *Smithii* Breb.

II—IV.

- Campylodiscus Clypeus* Ehb.

II—V.

Epithemia sorex Kütz.
» *turgida* Ehb.

III—V.

Epithemia Zebra Ehb.

Vergleichen wir nun diese Diatomeenflora mit der des schwarzen *Portlandia*-Tones am Mga-Fluss, so sehen wir zwischen beiden eine eigentümliche Ähnlichkeit. Beide weisen viele gemeinsame Arten auf und deuten im allgemeinen auf den gleichen Salzgehalt und gleiche hochmarine Verhältnisse hin. Andererseits trägt diese Flora denselben Charakter wie die Diatomeenfloren des marinen Interglazials der dänischen Inseln und mancher Örtlichkeiten in Schleswig (vgl. H. Munthe 1898).

DÄNISCHE INSELN UND VENDSYSSEL.

Die marinen Interglazialbildungen sind auf den dänischen Inseln neuerdings von H. Ødum (1933) näher untersucht worden. Diese Forschungen haben gezeigt, dass die meisten marinen Interglazialvorkommnisse auf Sjaelland, Hven, Møn und Rügen (sowohl an primärer als auch an sekundärer Lagerstätte) aus Ablagerungen einer typischen boreo-arktischen Faunengruppe bestehen, deren Hauptelemente *Portlandia arctica* und *lenticula*, *Cylichna scalpta*, *Nucula tenuis*, *Leda pernula* und *Tellina calcarea* sind. Es besteht kein Zweifel, dass diese Ablagerungen an die bekannte Skaerumhede-Serie von Vendsyssel anzuschliessen sind (Ødum 1933 S. 40).

Die insgesamt 123 m mächtige marine Serie, die unter den Ablagerungen der letzten Eiszeit bei Skaerumhede in Vendsyssel erbohrt wurde, besteht bekanntlich aus 3 klimatisch verschiedenen Zonen (A. Jessen, V. Milthers u. a. 1910): 1) einer tieferen borealen *Turritella terebra*-Zone, 2) einer mittleren boreo-arktischen *Abra nitida*-Zone und 3) einer höheren hocharktischen *Portlandia arctica*-Zone. Die letztere Zone repräsentiert den in N-Jütland weit verbreiteten sog. »älteren Yoldiaton».

Nun gehören nach Ødum die Vorkommnisse von Holbaek (auf Sjaelland) und Hven zu der *Portlandia arctica*-Zone, während dagegen Strandegaard möglicherweise die *Turritella terebra*-Zone vertritt. Auch die Vorkommnisse auf Møn und Rügen (Dornbusch, Hiddensee) zeigen engste Verwandtschaft mit der Skaerumhede-Serie (Auf-treten der dem Eem absolut fremden *Tellina calcarea* usw.).

Aus diesen und ähnlichen Feststellungen zieht nun Ødum die Schlussfolgerung, dass »das interglaziale Meer, in welchem die Skaerumhede-Serie abgelagert wurde, sich von Vendsyssel gegen SSO über Sjaelland-Møn jedenfalls bis gegen Rügen erstreckt hat. Weiter fügt Ødum hinzu: »Andererseits ist die Möglichkeit jedoch nicht ausgeschlossen, dass dieses Meer sich noch weiter gegen O im Baltikum ausgedehnt hat, in welchem Zusammenhange an das Vorkommen des sogenannten »Elbinger Yoldiatones« in der Danziger Gegend erinnert werden kann . . .» (Ødum 1933 S. 41—42).

Diese letztere Vermutung Ødums ist meiner Erachtens durchaus zutreffend, denn die Analogien zwischen dem Elbinger Ton und dem »älteren Yoldiaton« von Vendsyssel sind wirklich so gross, dass man diesen ohne weiteres zu der *Portlandia arctica*-Zone der Skaerumhede-Serie stellen muss. Es sei hier auch darauf hingewiesen, dass Madsen (1895 S. 14) in dem Elbinger Yoldiaton dieselbe arktische und boreale Foraminiferenfauna wie im älteren Yoldiaton von Dänemark vorfand (*P. arctica*-Zone von Skaerumhede).

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich, dass vor dem Maximum der letzten Eiszeit in der Randzone des nordeuropäischen Vereisungsgebietes zwei allem Anschein nach gleichzeitige Meerestransgressionen mit arktischer *Portlandia*-Fauna eingetreten sind: von NE drang die Weissmeertransgression (die jüngste Phase der »borealen Transgression«), von NW und W die gleichaltrige Skaerumhedetransgression bis ins heutige Ostseebecken vor. Beide vereinigten sich im mittleren Ostseebecken, wie die Profile von Elbing und die *Portlandia*-Funde bei Riga erweisen. Damit wurde Fennoskandien durch ein zusammenhängendes *Portlandia*-Meer vom europäischen Festland abgeschnitten.

In diese Richtung weisende Ansichten sind denn auch bereits früher von seiten einiger Forscher verlautet. So hat schon H. Munthe (1898 S. 113) für wahrscheinlich gehalten, »dass das südbaltische interglaziale Meeresgebiet mit dem Meere mit teilweise borealer Fauna, das wahrscheinlich um dieselbe Zeit grosse Teile des nördlichen Europäischen Russlands bedeckte, in direkter Verbindung gestanden habe«. Später hat dann besonders H. Gams (1929 S. 242) und z. T. auch V. Tanner (1930 S. 421) u. a. darauf hingewiesen. In einer neue-

ren Arbeit hat H. Gams (1935 S. 17) auf der Kartenskizze Fig. 5 ein vom Weissen Meer ausgehendes kaltes interglaziales bzw. interstadiales Meer bis in die Gegend von Elbing dargestellt. Nach derselben Kartenskizze reicht dann von NW und W her bis in dieselbe Gegend der schmale Meeresarm der warmen Eemtransgression. Nicht zutreffend ist meines Erachtens dagegen die S. 20 von Gams dargestellte Ansicht: »Während des E-Interglazials drangen das Eemmeer von Westen und die sicher zur Hauptsache gleichaltrige »boreale Transgression« des Weissen Meeres von Osten bis ins heutige Ostseebecken vor, wo sie sich, wie die Profile von Elbing u. a. beweisen, schliesslich vereinigten und somit Fennoskandien ganz vom Festland abschnitten.« Wie oben erwiesen, ist eine solche Verbindung erst nach der Eemzeit eingetreten, indem die Transgression des Weissen Meeres sich über Elbing mit dem Skaerumhedemeere (vgl. Ødum 1933) vereinigte, wodurch dann das jüngere letztinterglaziale *Portlandia*-Meer des Baltikums Zustande kam.

DAS VERHÄLTNIS ZUM EEMMEERE.

Die lange strittig gewesene Stellung der Eemzone ist bekanntlich durch die Arbeiten der holländischen und dänischen Geologen, besonders durch V. Nordmann (1928), jetzt für das letzte Interglazial sichergestellt worden. Es kann auch als bewiesen gelten, dass die warme Eemtransgression während der ersten, wärmeren Hälfte dieser Interglazialzeit stattgefunden hat. Ihr Höchststand fällt bekanntlich mit der ersten Laubwaldzeit (Zone f nach K. Jessen und V. Milthers 1928) dieses Interglazials zusammen (vgl. A. Jessen u. a. 1910 S. 147, K. Jessen und V. Milthers 1928. S. 336, 338, 353; V. Madsen u. a. 1928 S. 106; Vermeer-Louman 1934).

Dagegen fällt die Skaerumhede-Serie, deren *Portlandia*-Zone ich neben den Elbinger Ton und die nordrussischen *Portlandia*-Tone stellen möchte, in den zweiten, jüngeren und etwas kühleren Abschnitt desselben Interglazials (die Zonen l und m nach K. Jessen und V. Milthers 1928). Die zwischen beiden Abschnitten liegende erheblich kühlere Phase (Zone k nach Jessen u. Milthers) mit subarktischer Flora bedeutet wohl einen Vorstoss des skandinavischen Inlandeises, der somit das Eemmeer zeitlich von unserem *Portlandia*-Meer trennt.

Ganz ähnliche Verhältnisse haben wir im Antipodengebiet — in Nordrussland, wo die ozeanische Transgression von Wollossowitsch wohl der Eemtransgression im Westen entspricht. An manchen Stellen sind auch hier die Bildungen dieser wärmeren Transgression von den Ablagerungen der jüngeren Weissmeertransgression (= Port-

landia-Skaerumhede-Tr.) durch Spuren eines Eisvorstosses getrennt, worauf Tolstichin u. a. hingewiesen haben. Somit besteht auch hier eine ähnliche Zweiteilung des letzten Interglazials wie im Westen.

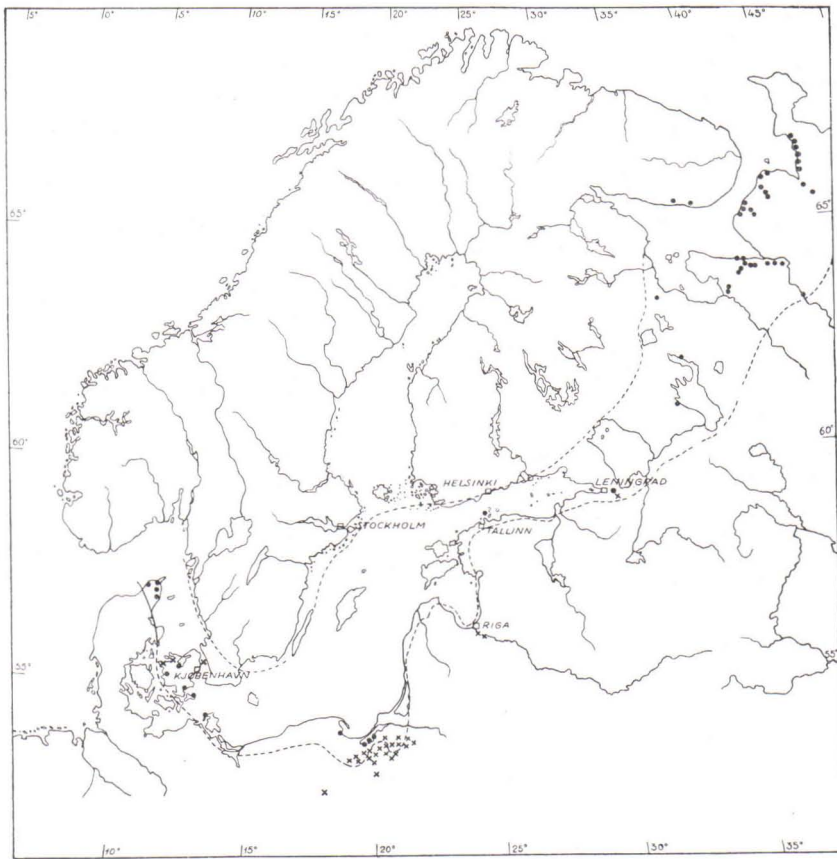


Fig. 1. Die vermutliche Verbreitung des letztinterglazialen *Portlandia*-Meeres. • = *Portlandia*-führende interglaziale Ablagerungen in primärer Lagerung, × = auf sekundärer Lagerstätte.

Doch ist die Frage, welchem Stadium im Randgebiet der nord-europäischen Vereisung dieser von Jessen und Milthers nachgewiesene Kälteeinbruch entspricht, bis jetzt noch nicht endgültig entschieden. Bis 1930 haben die meisten Forscher ihn mit dem Warthevorstoss Woldstedts identifiziert. Nachdem sich aber dieser Vorstoss nur als eine letzte Phase der Saale-Riss-Eiszeit herausgestellt hat, parallelisiert nun H. Gams (1935) mit Woldstedt u. a. diesen Kälteeinbruch mit dem Brandenburger Vorstoss der Weichseleiszeit (= dem Moustier-

Vorstoss im Sinne Bayers und Soergels). Damit wäre die Skaerumhede-Serie und das *Portlandia*-Meer mit dem Rixdorfer Interglazial gleichaltrig und sollte in die Zeit der sog. Aurignac-Schwankung fallen. Letztere betrachtet Gams (1935) nicht mehr als Interglazial, sondern als eine interstadiale Phase vor dem Maximum der letzten Eiszeit. Doch spricht die weite Verbreitung der edlen Laubwälder und die der Waldtiere in den entsprechenden terrestrischen Ablagerungen deutlich für den interglazialen Charakter dieser Klimaschwankung. Bis zur weiteren Klärung der diesbezüglichen Fragen möchte ich jedenfalls für das oben geschilderte *Portlandia*-Meer die Bezeichnung »letztinterglazial« beibehalten, wie auch Ødum (1933) und andere dänische Geologen die Skaerumhede-Serie auffassen.

Die Verbreitungsgrenzen dieses *Portlandia*-Meeres, das als erster spätletztinterglazialer Vorläufer der Ostsee zu betrachten ist, lassen sich natürlich zur Zeit noch nicht mit grösserer Sicherheit angeben. Die auf der Karte Fig. 1 angedeuteten Grenzen sind z. T. als rein hypothetisch anzusehen, denn ihre Darstellung basiert (besonders im mittleren Ostseegebiet) nur auf wenigen bisher bekannten Funden der betreffenden Ablagerungen. Im westlichen Teile sind die Grenzlinien hauptsächlich nach den Feststellungen von Ødum (1933) wiedergegeben, im NE nach den Angaben mehrerer russischen Geologen.

Dass die Ablagerungen dieses Meeres bisher nur so spärlich bekannt geworden sind, liegt wohl daran, dass sie durch die erodierende Tätigkeit des letztdiluvialen Eises und auch durch die Abrasion der postglazialen Ostsee stark abgetragen worden sind. Doch ist mit Sicherheit zu erwarten, dass in Zukunft das genauere Studium der interglazialen Profile im Ostseegebiet noch viele wichtige Beiträge zur Kenntnis dieses bisher so wenig beachteten Meeresstadiums beibringen wird.

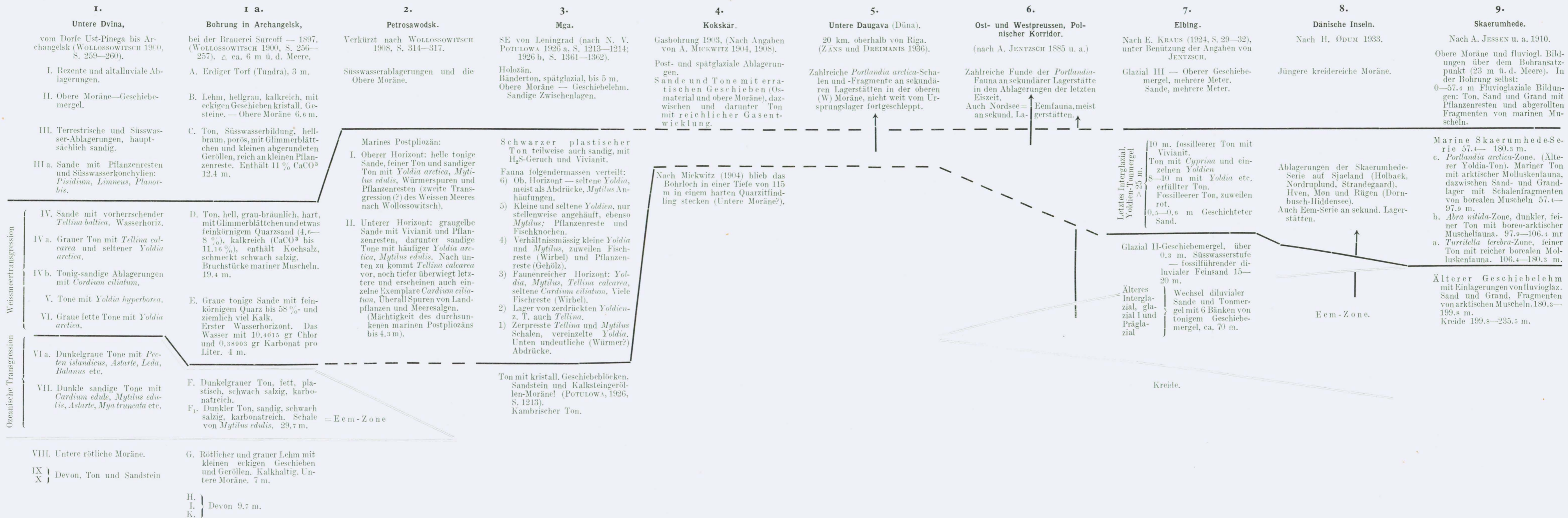
LITERATUR.

- AMALITSKY, V. (Амалитский, В.) (1899) О послеплиоценовыхъ образованияхъ Сухопо-Двинскаго бассейна. Труды С.-Петербург. Общ. Ест., Т. XXX С.-Петербургъ.
- BRENNER, Th. (1927) Varvig lera överlagrad av morän från trakterna öster om Jyväskylä stad i Finland. Fennia 47, N:o 9. Helsinki.
- CLEVE, P. T. u. JENTZSCH, A. (1882) Über einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schr. d. k. phys.-ökonom. Ges. zu Königsberg, Bd 22.
- DE GEER, G. (1896) Skandnaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm.

- DOSS, BR. (1913) Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen. Centrbl. f. Min. 1913. S. 604—610.
- GAMS, H. (1929) Die Geschichte der Ostsee. Intern. Rev. Hydrobiol. u. Hydrographie, Bd. 22, H. 3/4, S. 235—261.
- (1935) Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 28, N:o 1.
- ЯКОВЛЕВЪ, С. А. (Яковлев, С. А.) (1926) Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Ленинград.
- (1935) К вопросу об польдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Геогр. Вест.
- JANISCHEWSKY, M. (Янышевский, М.) (1924) Краткий предварительный отчет о геол. работах в 41-м листе 10-верстной карты Евр. России в 1923 году. Изв. Геол. Ком. 1924 г. Т. 43, № 6, S. 667—695.
- JENTZSCH, A. (1885) Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst. Berlin.
- (1896) Bericht über Aufnahmen in Westpreussen während der Jahre 1897 u. 1898. Ebenda.
- (1905) Die erste *Yoldia* aus Posen. Jahrb. d. Pr. geol. Landesanst., Bd. XXVI. Berlin.
- JESSEN, A., MILTHERS, V. u. a. (1910) En Boring gennem de kvartaere Lag ved Skaerumhede. Danm. Geol. Unders. IV Række, N:o 25. København.
- JESSEN, K. u. MILTHERS V. (1928) Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. D. G. U. II R., N:o 48. København.
- КНИПОВИТШ, Н. (1900) Zur Kenntnis der geologischen Geschichte der Fauna des Weissen und des Murman-Meeres. Verh. d. k. Russ. Min. Ges. II Ser. Bd. 38, N:o 1. St.-Petersburg.
- KRAUS, E. (1924) Geologischer Führer durch Ostpreussen. Berlin.
- (1928) Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. »Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt» H. 10, 1. Berlin.
- КУЛИК, Н. В. (Кулик, Н. В.) (1926) О северном постплиоцене. Геол. Вестн Т. V, № 1—3.
- ЛЕВЕДЕВЪ, Н. (Лебедевъ, Н.) (1893) Предварительный отчетъ о геол. изслѣдованіяхъ по р. Вагъ. Мат. для геол. Россіи, Т. XVI, s. 1. С.-Петербургъ.
- ЛИХАРЪЕВЪ, В. (Лихарев, В.) (1919) Предварительный отчет о геол. исследованиях в 1917 и 1918 гг. в бассейне р. Ваги. Изв. Геол. Ком. 38 № 3.
- LINSTOW, O. VON (1922) Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abhdl. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., H. 87. Berlin.
- LIVEROWSKY, J. (Ливеровский Ю.) (1933) Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Тр. Геоморфолог. инст. АН; вып. 7.
- MADSEN, V. (1895) Note on German Pleistocene Foraminifera. Medd. fra Dansk Geol. For. N:o 3, Kjobenhavn.
- МАРКОВ, К. К. (Марков, К. К.) (1931) Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. ГГРУ. 117. Ленинград.
- МАРКОВ, К. К. u. РОРЕТЗКУ, W. S. (1935) Die spät- und postglaziale Geschichte des nordwestlichen Teiles des Leningrader Gebietes. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XXII, S. 109—141.

- MICKWITZ, A. (1904) Revalsche Zeitung 1904, N:o 58.
 ——— (1908) Bericht über den Gasbrunnen auf Kokskär. Bull. Acad. Sc. St.-Petersburg.
- MUNTHE, H. (1892) Studier öfver baltiska hafvets kvartära historia. Bih. t. k. Vet.-Akad. Handl., Bd. 18, Afd. II, N:o 1. Stockholm.
 ——— (1898) Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. of the Geol. Inst. Upsala. Vol. III, S. 27—114.
- MURCHISON, R. T., DE VERNEULL E. u. v. KEYSERLING, A. (1845) The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. Vol. I. London.
- NORDMANN, V. (1928) La position stratigraphique des Dépôts d'Eem. D. G. M., II Rac., N:o 47. København.
- ODUM H. (1933) Marint Interglacial paa Sjaelland, Hven, Møn og Rügen. D. G. U. IV Rae. Bd. 2, N:o 10. København.
- ÕРК, А (1929) Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium). Tartu ÜI. Geol. Inst. Toim. N:o 15.
- ПОТУЛОВА, N. (1921) Геол. Вестник Т. IV, 1918—1921. s. 187.
 ——— (1926 a) Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской губернии. Изв. Геол. Ком. 1924. Т. XLIII, N:o 9, s. 1209—1236.
 ——— (1926 b) Геологическое строение района верхнего течения р. Невы и нижнего течения Мги. Изв. Геол. Ком. 1924, Т. XLIII, N:o 10, S. 1353—1370.
- RAMSAY, W. (1898) Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia 16, N:o 1. Helsingfors.
- SAURAMO, M. (1933) Yoldiameri entisten ja nykyisten tutkimusten valossa. Mit englischer Zusammenfassung. Terra 45, 1. Helsinki.
 ——— (1934) Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mitteilung. C. R. Soc. géol. de Finlande 8. Helsinki.
- TANNER, V. (1930) Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 88. Helsinki.
- ТОЛСТЫХИИ, N. (Толстыхин, Н.) (1924) К геологии Архангельской и Вологодской губерний. Бюлл. Моск. Общ. Прир., Отд. Геол. II, (3) Нов. Сер. XXXII, Москва.
- ТСCHERNYSCHOFF, F. (Чернышевъ, Ф.) (1891) Тиманские работы, произведенные въ 1890 г. Изв. Геол. Ком. 10, № 4. С.-Петербургъ.
- VERMEER-LOUMAN, G. G. (1934) On the Occurence of Interglacial (Risz-Würm) Peat in Holland. Proc. Acad. Amsterdam 37.
- WOLDSTEDT, P. (1929) Das Eiszeitalter. Stuttgart.
- WOLLOSSOWITSCH, K. A. (Воллосовичъ, К. А.) (1900) Замѣтка о постплиоценѣ въ нижнемъ теченіи С. Двины. Мат. для геол. Россіи, Т. XX, С.-Петербургъ.
- WOLLOSSOWITSCH, K. A. (Воллосовичъ, К. А.), (1908) Петрозаводскій морской постплиоценъ. Мат. для геол. Россіи, Т. XXIII, в. 2, С.-Петербургъ.
- ZĀNS, V. u. DREIMANIS, A. (1936) Ein Fund von *Portlandia (Yoldia) arctica* Gray in Lettland. Acta Soc. Biologiae Latviae. Riga.

Stratigraphische Übersicht über die wichtigsten letztinterglazialen marinen Bildungen im Ostseebereiche und in Nordrussland, zusammengestellt von V. Zäns 1936.



ÜBER DIE ALTERSVERHÄLTNISSE DER GRANITE VON SÜD-FINNLAND UND POHJANMAA.

Von

HEIKKI VÄYRYNEN.

INHALT:

	Seite
Einleitung	251
Untersuchungen im südlichen Finnland	252
Untersuchungen in Pohjanmaa	253
Ältere Reihe der Tiefeneruptive	254
Jüngere Reihe der Tiefeneruptive	257
Tektonische Betrachtungen	259
Granitgebiet von Vaasa	262
Zentralfinnisches Granitgebiet	263

EINLEITUNG.

Die geologische Deutung des finnischen Grundgebirges wie aller anderen präkambrischen Gebiete hat mehrmals zu Meinungsverschiedenheiten und Disputen Anlass gegeben, wobei besonders die Altersfragen die strittigen Punkte bildeten. Mit Befriedigung hat man darum wahrgenommen, dass ein Ausgangspunkt für die Einteilung der geologischen Formationen im südlichen Finnland und in Pohjanmaa bisher eine allgemeine Zustimmung gefunden hat. Dieser ist das Altersverhältnis der sog. älteren oder Gneisgranite zu den jüngeren oder postbothnischen Graniten.

In letzter Zeit ist dieser Gegenstand in verschiedenen Zusammenhängen und von verschiedenen Gesichtspunkten aus in mehreren Arbeiten behandelt worden. So hat Wegmann besonders die Migmatitbildung im Küstengebiet von Süd-Finnland untersucht (Wegmann 1931), ganz neulich hat Wahl Vorschläge über die Einteilung der

Granite von Finnland und Schweden gemacht (1936) und Saksela hat die Altersverhältnisse der Granite von Pohjanmaa behandelt. Darum hat auch der Verfasser dieser Zeilen sich veranlasst gesehen, einige Tatsachen aus früheren Arbeiten zusammenzustellen und daraus einige Schlussfolgerungen zu ziehen.

UNTERSUCHUNGEN IM SÜDLICHEN FINNLAND.

Schon Durocher im J. 1856 und Wiik 1866 haben einen Unterschied zwischen zwei Granittypen, einem »Oligoklasgneisgranit« (Wiik) und einem mikroklinreichen Granittypus, hervorgehoben. Sederholm hat in mehreren Arbeiten um die Wende des Jahrhunderts die Ansicht verfochten, der Altersunterschied zwischen diesen zwei Graniten sei so gross, dass die Gneisgranite zum Ablagerungsboden der Schieferzone von Tampere und anderer sog. bothnischen Schieferformationen gehört hätten und also präbothnisch seien, während die jüngeren Mikroklingranite diese Bildungen durchsetzten, weswegen er diese als postbothnische Granite bezeichnete. Diesen Graniten wurde von Sederholm auch schon der Granit von Vaasa in Pohjanmaa zugezählt.

In d. J. 1914—15 gelang es Mäkinen zu zeigen, dass die Gneisgranite nicht älter als die Schiefer der Zone von Tampere wären, und dass die Auffassung Sederholms durch die besondere Instrusionsweise dieser Granite veranlasst wäre im Gegensatz zu denen die Mikroklingranite immer deutlich durchbrechend auftreten.

Im Orijärvi-Gebiet gelangte Eskola zu gleicher Zeit, 1914, zu einem ähnlichen Schluss; auch in diesem Gebiete konnten keine Spuren von solchen suprakrustalen Formationen nachgewiesen werden, die zwischen den Intrusionen der beiden Granittypen entstanden wären. Dessen ungeachtet waren diese zwei Granittypen auch hier deutlich zu erkennen. Der ältere Oligoklasgranit war in die suprakrustale Gesteinsreihe während ihrer Faltung eingedrungen, sodass er mit dieser eine tektonische Einheit bildete. Dann wurde dieser Komplex vom jüngeren Mikroklingranit durchsetzt. Inzwischen waren jedoch die gefalteten Formationen von basischen Gängen durchzogen worden.

Diese basischen Gänge haben in den Untersuchungen von Sederholm in den südfinnischen Küstengebieten eine ganz besondere Bedeutung erlangt, weil sie am sichersten eine Unterscheidung der älteren Gesteinsreihe von den jüngeren ermöglichen und weil sie als geeignete Indikatoren die von den letzteren Intrusiven in den ersteren hervorgerufenen Umwandlungen dokumentieren.

Einige wichtige Typen der jüngeren Reihe, der südwestfinnischen Küstengranite, hat auch Hackman von Kakskertä in der Nähe der Stadt Turku beschrieben.

UNTERSUCHUNGEN IN POHJANMAA.

Mäkinen sowie alle anderen Geologen, die in Pohjanmaa arbeiteten, führten ihre Kartierungen auf Grund der Zweiteilung der Granite und der mit ihnen zusammenhängenden Tiefengesteine durch. Erst später kam Mäkinen zu dem Schluss, dass die beiden Gesteinsreihen genetisch zusammengehören. Indessen hat Mäkinen eine Reihe von einander durchkreuzenden Gängen im Dorfe Vasankari, Kirchspiel Kalajoki, beschrieben, die für die frühere Auffassung spricht. Die Gänge durchqueren einander in folgender Ordnung: Amphibolit, aplitischer Mikroklinquarzdiorit, Dioritporphyrit, porphyrischer Granodiorit und aplitischer Mikroklingranit. Nach der heutigen Auffassung kann aber in einer regelmässigen magmatischen Entwicklung kein solcher Rückschritt eines sauer gewordenen Magmarückstandes in ein basisches Magma stattfinden, und darum können basische Eruptionen nicht als komagmatisch mit den früheren saureren angesehen werden.

Auch Verf. hat in verschiedenen Teilen von Pohjanmaa gearbeitet und durch meine Untersuchungen, besonders in Süd-Pohjanmaa, dürfte hervorgegangen sein, dass die in diesem Gebiete, wie auch anderswo, auseinander gehaltenen zwei Reihen von Tiefeneruptiven ganz deutlich auf Grund ihrer Mineralzusammensetzung und ihrer Mineralparagenese unterschieden werden können.

Die ältere Serie ist von Mineralen zusammengesetzt, die alle zusammen in einer gleichgewichtigen Kombination auftreten können und es oft so tun. Das Vorkommen von Gesteinen von verschiedener Zusammensetzung erhält dann seinen Ausdruck in einer Abwechslung der Mengenverhältnisse zwischen den einzelnen mineralischen Bestandteilen und der Komponente des Plagioklases.

Solche Gesteine treten in Süd-Pohjanmaa auf einen weiten Gebiet vornehmlich in einer Zone auf, die sich durch die Kirchspiele Kurikka, Jalasjärvi und Alavus hindurch erstreckt. Von Süden her dringen nach diesem Gebiete Gesteine von ganz anderem Beschaffenheit ein, welche gewöhnlich die oben beschriebenen Gesteine an den Kontakten deutlich durchsetzen.

Die Gesteine dieser jüngeren Reihe wechseln viel stärker sowohl hinsichtlich ihrer Struktur als auch ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzungen. Sie sind öfters porphyrisch ausge-

bildet aber auch gleichkörnige Varietäten sind nicht selten. Die verschiedenen Modifikationen enthalten z. T. Minerale, die gewisse andere ausschliessen. Verbreitet sind in dieser Reihe pegmatitische und aplitische Bildungen, die einen besonders starken Einfluss auf die durchsetzten Gesteine ausgeübt haben.

In den nördlicheren Teilen von Pohjanmaa ist von Wilkman gleichfalls das Vorkommen von zwei Reihen von Tiefeneruptiven mit ähnlichen Verhältnissen zu einander, wie die oben erwähnten, bestätigt worden.

Wir können also auf viele Untersuchungen in diesem weiten Gebiete vom südlichen Finnland bis zum nördlichen Pohjanmaa hinweisen, wenn wir jetzt zu einer eingehenderen Charakterisierung der beiden obengenannten Gesteinsreihen übergehen.

ÄLTERE REIHE DER TIEFENERUPTIVE.

Diese Reihe beginnt gewöhnlich mit Amphibolgabbro und erstreckt sich meistens ohne deutliche Grenzen zwischen den einzelnen Modifikationen bis zum Granodiorit (Oligoklasgranit), selten bis zu den Alkaligraniten. Die beiden äussersten Glieder, sowohl die ultrabasischen wie auch die pegmatitischen und aplitischen Bildungen sind also gewöhnlich nicht zur Ausbildung gelangt. Als seltene Ausnahmen seien jedoch einige Vorkommen von Peridotit im Orijärvi-Gebiete erwähnt.

Die zu dieser älteren Reihe gehörigen Gesteine sind gewöhnlich von grauer Farbe und bestehen aus den Mineralen Hornblende, Biotit, Plagioklas, Mikroklin und Quarz. Alle diese Gemengteile können zusammen in einer gleichgewichtigen Kombination auftreten. Die verschiedenen Gesteinskomponenten der Reihe unterscheiden sich also nur durch die verschiedenen Verhältnisse zwischen den mineralischen Bestandteilen, teilweise jedoch auch durch die Zusammensetzung des Plagioklases. Die später stattgefundenen Umwandlungen haben eine Bildung geringer Mengen von Epidot, Chlorit und Serizit hervorgerufen.

Die Benennung Gneisgranit bezieht sich auf eine gneisige Struktur, die oft den Gesteinen dieser Gruppe eigen ist. In den Handstücken ist diese Struktur nicht immer deutlich wahrzunehmen, aber in grösseren Flächen tritt sie öfters deutlich hervor. Indessen ist die kataklastische Struktur nicht so häufig wie man annehmen sollte. Mit blossem Auge sieht zwar der Quarz granuliert aus, aber der Biotit, mit welcher er zusammengehäuft ist, zeigt öfters keine Biegung (Väyrynen 1923). Die gneisige Beschaffenheit dieser Gesteine scheint daher unter ihre Verfestigungsperiode entstanden sein.

Allgemeine Gültigkeit scheint auch die Beobachtung zu haben, dass keine Pegmatite oder Aplite an den Grenzen dieser Gesteine gegen die von ihnen durchsetzten auftreten. Darum haben sie auch keinen Anlass zu intensiver Migmatitbildung mit den älteren Schiefergesteinen gegeben. Höchstens sind hier Eruptivbrekzien anzutreffen, aber auch diese öfters mit den aus demselben Magma entstandenen früheren basischen Modifikationen. Diesem Umstand mag es wohl



Fig. 1. Kontakt zwischen Phyllit und Gneisgranit auf der Landenge zwischen Matalajärvi und Paalijärvi, Kirchspiel Kangasala.
Nach Sederholm.

zuzuschreiben sein, dass Sederholm ungeachtet seiner genauen Untersuchungen im Gebiete von Tampere die Gesteine dieser älteren Reihe für älter als die Schieferformationen der Zone von Tampere (bothnische Schiefer) ansah (Fig. 1).

Aus dem oben gesagten kann der Schluss gezogen werden, dass das Magma, aus welchem diese ältere Gesteinsreihe entstanden ist, sich unter derartigen Verhältnissen verfestigt hat, dass die früheren Ausscheidungen sich niemals vom Magmarückstande haben isolieren können. Dann sind die oben hervorgehobenen Tatsachen ohne weiteres erklärlich:

1) Es haben sich die früher ausgeschiedenen Gesteine, unter der beständigen Einwirkung flüchtiger Bestandteile, in das jeweils von der sinkenden Temperatur vorgeschriebene neue mineralogische Gleichgewicht anpassen können.

2) Daraus folgt wieder, dass keine ultrabasischen Ausscheidungen haben entstehen können.

3) Auch keine pegmatitischen Restlösungen haben sich gebildet.

Dies ist wieder unter der Voraussetzung möglich, dass der äussere Druck bei der Verfestigung des Magmas so hoch gewesen ist, dass keine Gasphase hat entstehen können und die Bewegungen unbedeutend gewesen sind.

Bei der Erwägung der Bedingungen, unter welchen dieses möglich ist, kommen wir zum Schluss, dass solches in den höheren Teilen einer orogenen Zone unmöglich ist, geschweige denn im Zusammenhange mit den Deckenbewegungen von alpinem Charakter. Bei diesen Bewegungen entstehen Stellen von Druckminima, wo eine Aussonderung der leichtflüchtigen Komponenten des Magmas unbedingt stattfindet, oder es werden die Restlösungen aus den frühzeitig verfestigten Partien durch solche Bewegungen ausgepresst und vertrieben.

Dieses steht wiederum in vollkommenem Einklang mit dem tektonischen Bau des ältesten Grundgebirges. Mäkinen äussert sich darüber folgendermassen (in deutscher Übersetzung) (1916, S. 123): »In den bothnischen Terrains vermisst man eine allgemeine Streichrichtung. Sowohl die primären als die sekundären Parallelstrukturen in den sedimentogenen und in den eruptiven Gesteinen zeigen einen sich nach allen möglichen Richtungen schlängelnden Verlauf, zum Teil sogar in geschlossenen Kurven die beiden Gesteinsgruppen zu einer Einheit verbindend«. Dazu kann noch die allgemeine Erscheinung hervorgehoben werden, dass die Achsenrichtung der Schieferfaltung besonders in der Nähe der Granitmassive steil steht, in den zwischenliegenden Gebieten aber auch flach sein kann. Dann haben wir vor unseren Augen ein deutliches Bild von einem Baustil, das von Franz Ed. Suess als »Intrusionstektonik« bezeichnet worden ist. Er definiert dies durch folgende Worte (1926, S. 5): »Den Bauplan bezeichnet vor allem, wie bereits erwähnt wurde, das Fehlen einer vorherrschenden Richtung des Streichens, wie sie sonst in den durch tangentiellen Schub zusammen gefalteten Gebirgen fast stets wahrgenommen wird. Die Gesteinszüge beharren zwar manchmal in grossen Schwärmen in einer gewissen Hauptrichtung, im einzelnen aber beschreiben sie mancherlei launenhafte und unregelmässige Windungen. Im grossen ganzen aber zeigen sie das Bestreben, sich den Umrissen der Batholiten anzuschmiegen«.

»Die kristalline Fazies der Schiefer des Gebietes ist gekennzeichnet durch posttektonische Kristallisation und durch den Mineralbestand der katogenen Metamorphose, die unter dem Einflusse hoher Temperatur entsteht».

Diese Definition betrifft die moldanubische Scholle im Mitteleuropa, stimmt aber auch mit der älteren Tektonik in weiten Gebieten des finnischen Grundgebirges überein, nur mit dem Unterschied, dass hier nicht die katogene sondern die mesogene Metamorphose herrschend ist.

Suess hat nicht eine Rekonstruktion der Verhältnisse unter welchen ein solcher Baustil zustande kommt vorgenommen, bestätigt jedoch, dass er keinesfalls einen alpinen Deckenbau darstellt. Kann man also nicht von einer vollkommenen Ruhe bei der Kristallisation dieser Gesteine sprechen, wie man gegen meine frühere Auffassung eingewandt hat, so muss man doch jedenfalls denken, sie habe in einer relativen Ruhe stattgefunden.

JÜNGERE REIHE DER TIEFENERUPTIVE.

Vollkommen anders als die älteren Tiefeneruptive verhalten sich diejenigen der jüngeren Gruppe. Diese Reihe beginnt mit basischen Gesteinen und setzt sich bis zu den Pegmatiten und Apliten fort. Die jüngeren Modifikationen durchschneiden oft scharf die älteren. In verschiedenen Modifikationen der jüngeren Reihe erscheinen mehrere Minerale, die nicht zusammen in einem Gestein auftreten können. Solche sind z. B. der Granat, die Pyroxene, der Cordierit, der Andalusit, der Sillimanit und der Muscovit. Dazu sind, wenn wir den Rapakivi ausschliessen, die Gesteine dieser Reihe die einzigen im finnischen Grundgebirge, welche Ortoklas führen. Die in diesen Gesteinen so oft auftretenden Myrmekitbildungen sind manchmal als durch Metamorphose verursachte Erscheinungen angesehen worden, dürften aber durch die Art ihrer Auskristallisation hervorgerufen sein. Charakteristisch für die Granodiorite und Granite dieser Reihe ist die grobporphyrische Struktur. Besonders in diesen porphyrischen Gesteinen nimmt man oft eine Parallelstruktur und oft auch Kataklaserscheinungen wahr.

Die pegmatitischen und aplitischen Bildungen treten besonders entlang der Grenze dieser Gesteinsgruppe gegen die älteren und innerhalb der letzteren auf, und sind diese von jenen so stark beeinflusst worden, dass es ganz unmöglich wäre die intrusive Natur der jüngeren Tiefengesteine zu bezweifeln, wie es hinsichtlich der älteren geschehen ist. Eben durch die an Lösungsmitteln reichen Magma-

rückstände haben diese Eruptive oft die Bildung von ausgedehnten Migmatiten hervorgerufen (Fig. 2).

Lange Beweisführungen dürften unnötig sein um zu zeigen, dass den mannigfaltigen Modifikationen der jüngeren Reihe auch andere Bedeutung zukommt als nur die besonderer petrographischer Typen, was nicht Saksela zu glauben scheint (1935). Es ist ja klar, dass sie auf eine Verfestigung des Magmas unter wechselnden Bedingungen hindeuten. Ebenso dürfte es klar sein, dass diese wechselnden Bedingungen durch die Bewegungen in der Erdkruste hervorgerufen worden waren.



Fig. 2. Gefaltete Lagergänge von jüngerem Granit und Pegmatit bei der Hafensbahn in Helsinki. Photo W. W. Wilkman.

Es ist aber von besonderem Interesse, dass diese Bewegungen nicht direkte Fortsetzung der obenbeschriebenen gewesen sind. Dafür sprechen ja die basischen Spaltengänge, welche die Gesteine der älteren Reihe durchschneiden und die ihrerseits wieder von den Tiefengesteinen der jüngeren Gruppe durchsetzt werden. Diese Gänge wurden schon früher aus dem südlichen Finnland erwähnt, sind aber auch in Pohjanmaa oft angetroffen worden. Mäkinen hat einen solchen Fall von Vasankari beschrieben (1916, S. 89, Fig. 19) und Verf. hat eine ähnliche Erscheinung am Berge Halmemäki im südlichen Teil des Kirchspiels Käräsämäki in Details untersucht und in seinem

Tagebuch vom J. 1915 beschrieben. Hier wird der ältere Granit mit homogener Beschaffenheit von einem geraden, ca. 100 m langen Gang eines basischen Gesteins quer zur Schieferung durchschnitten, und dieser Gang ist wiederum von jüngeren granathaltigen Aplitadern, die augenscheinlich mit den jüngeren Graniten der Nachbarschaft zusammengehören, durchsetzt.

Im Küstengebiet Süd-Finnlands ist diese Erscheinung zuletzt von Wegmann behandelt worden. Leider ist seine verdienstvolle Untersuchung noch nicht vollendet worden, denn sie hat gezeigt dass ein geübter Tektoniker wichtige Aufschlüsse über manche Grundgebirgsfragen geben kann. Zur kinetischen Analyse der älteren Tektonik hat er jedoch keine genügenden Anhaltspunkte gehabt, bei der Behandlung der Bewegungen während der Intrusion der jüngeren Reihe von Tiefengesteinen dagegen haben gerade die oben erwähnten basischen Gänge als ein geeigneter Indikator gedient. Diese Gänge durchschneiden die gefalteten Schieferformationen und die in die letzteren eingedrungenen Gesteine der älteren Reihe. Sie sind in Form von geraden Spaltengängen durch eine starre und spröde Erdkruste emporgedrungen und bedeuten also eine Unterbrechung in der Orogenese. Nach dem sind sie gefaltet worden und geben Auskunft über die späteren Bewegungen. Durch die Untersuchung dieser Erscheinungen hat Wegmann bestätigen können, dass die späteren Bewegungen zuerst starre Gesteine angegriffen, ihre Kulmination in der Granitisation und Migmatitisation erlangt und sich über die Pegmatitphase fortgesetzt haben. Diese Bewegungen sind nach den Beschreibungen von Wegmann flache Verschiebungen gewesen und haben also den Charakter der alpinen Deckenbewegungen gehabt.

TEKTONISCHE BETRACHTUNGEN.

Neuerlich sind die mittleren und die südlichen Teile von Pohjanmaa von Saksela in drei Abhandlungen behandelt worden. Er hat dabei jedoch die oben referierten Untersuchungen als Unterlage gänzlich ignoriert und hat sich bei der Einteilung der Tiefengesteine auf folgenden Erwägung gestützt (1935, S. 20): »Die Einteilung der Tiefengesteine in Altersgruppen stösst in Süd-Ostbothnien auf grosse Schwierigkeiten, denn entscheidende Kontaktbeobachtungen, auf welche sich eine derartige Einteilung stützen könnte, sind wegen der mangelhaften Aufschlüsse selten. Deshalb hat der Verfasser als Einteilungsgrund in erster Linie die tektonische Erscheinungsweise der Tiefengesteine erwählt und auf diese Weise,

wie schon erwähnt, zwei Hauptgruppen, eine *synorogene* und eine *spätorogene* unterscheiden können.» Diese Gruppen fasst auch Saksela als zwei »nicht-komagmatische Serien« auf und zur ersten Gruppe soll nach ihm der »Vaasagranit« zusammen mit der frühererwähnten Zone der älteren Eruptive von Kurikka—Jalasjärvi—Alavus (S. 253) gehören.¹

Eine solche Einteilung der Tiefeneruptive von Pohjanmaa in eine *synorogene* und eine *spätorogene* Reihe gründet sich indessen auf zwei irrthümliche Vorstellungen, erstens auf die Annahme einer einzigen orogenen Periode und zweitens auf die Annahme, dass die Bewegungen während dieser Periode einen alpinen Charakter gehabt haben.

Nur unter Voraussetzung einer einzigen orogenen Periode hat die Einteilung in eine *synorogene* und eine *spätorogene* Gruppe irgendeinen *geologischen* Sinn. Sind aber die Intrusive während zwei oder mehreren orogenen Perioden eingedrungen, können beide Intrusionen sowohl *synorogene* als *spätorogene* Bildungen enthalten, und dann hat diese Einteilung nur eine *petrologische* Bedeutung wie z. B. die Gruppe der roten Sandsteine. Solche Gruppen umfassen also Bildungen, die unter einigermaßen ähnlichen äusseren Bedingungen entstanden sind, aber während verschiedener geologischer Perioden. Nach dem, was oben gesagt ist, dürfte die Annahme einer einzigen orogenen Periode während der Bildung des Grundgebirges von Süd-Finnland und Pohjanmaa so unwahrscheinlich sein, dass sie zum mindesten irgendwelcher Motivierung bedarf. Eine solche gibt jedoch Saksela nicht. Nach der Ansicht vieler Forscher haben indessen, wie oben dargelegt wurde, zwei derartige Perioden existiert.

Wird aber ungeachtet dessen nur *eine* orogene Periode angenommen, so kann daraus a priori gefolgert werden, dass die Bewegungen unter den Verhältnissen, welche im vorliegenden Gebiete geherrscht haben, nicht den Charakter der alpinen Bewegungen gehabt haben können. In den alpinen Deckenbewegungen müssen starre Schollen als Deckenkerne teilnehmen, sonst sind die weiten flachen Überschiebungen nicht möglich. Werden dagegen plastische Massen zusam-

¹ Noch in der vorliegenden Abhandlung, Seite 289, schreibt SAKSELA: »Nur in Bezug auf die Gneisgranite in jenem begrenzten Gebiet, von dem auf Seite 286 die Rede war, mögen meiner Ansicht nach die Schlussfolgerungen Väyrynens stich halten.« Das ist ja aber meine Absicht betreffs des südlichen Pohjanmaa. Einschliesslich eines fremden Elementes, des Vaasagranits, gilt die von mir für die Gneisgranite gegebene Charakterisierung natürlich nicht mehr.

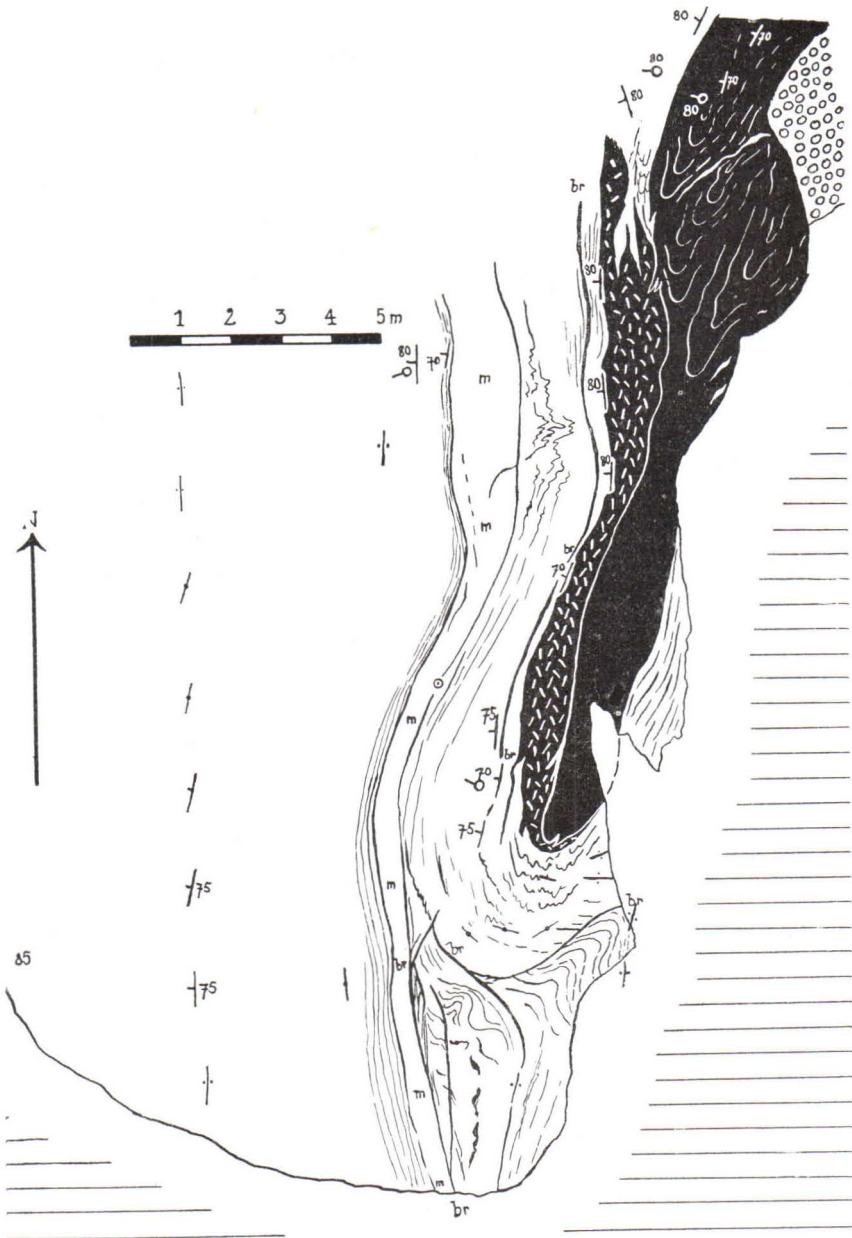


Fig. 3. Ein Bewegungsbild. Planskizze des Gabbrokontaktes auf der SW-Spitze von Nordsjö-Skatan. Schwarz = Gabbro und Plagioklasporphyrit, weiss = Schiefer, m = Mylonit, Ringe = Strandablagerungen.

Nach C. E. Wegmann.

mengeschoben, so entstehen keine solche Überschiebungen sondern, die Massen werden nur plastisch zusammengedrückt. So ist es auch während der Intrusion der ältesten Tiefengesteine in die Grundgebirge von Süd-Finnland und Pohjanmaa geschehen.

Alle Forscher in unserem Lande stimmen nunmehr darin überein, dass die ältesten Bildungen im finnischen Grundgebirge im allgemeinen von sedimentären Ursprung sind. Im Gebiete von Tampere hat Sederholm zwar einige kleine Granitgebiete für älter als die Schieferformationen von Tampere gehalten. In ähnlicher Weise hat Mäkinen zwei kleine Gebiete in Pohjanmaa erwähnt, wo ein präorthonischer Ortogneis auftreten dürfte. Solche kleine Gebiete können jedoch keinen merkbaren Einfluss auf den tektonischen Baustil dieser weiten Gebiete gehabt haben. Bei der Intrusion der älteren Tiefengesteine muss dann alles wie eine plastische Masse reagiert haben. Damit erklären sich die schon oben (S. 259) behandelten Formen des ältesten Grundgebirges: das Fehlen der allgemeinen Streichrichtung in den Schiefen und die kuppelförmigen Granitmassive mit öfters steilstehenden Streckungsrichtung des Gesteins, die Antiklinalbatholite Geijers (1916, S. 98).

Unter vollkommen anderen Verhältnissen sind dagegen die Bewegungen bei der Intrusion der späteren Reihe der Tiefengesteine vorsichgegangen. Damals reagierten schon die weiten früher intrudierten Gebiete starr, wie die geraden basischen Spaltengänge und deren Mylonitisierung es dartun (Wegmann 1931 Taf. VII u. VIII Figg. 14—16). Unter diesen Bedingungen sind schon alpinotypische flache Translationsbewegungen möglich gewesen und haben, wie Wegmann nachgewiesen hat, tatsächlich auch stattgefunden (Fig. 3). Diese Verhältnisse haben dann auch den Charakter der jüngeren Reihe der Tiefengesteine beeinflusst. Weil in letztgenannter Reihe ausserdem die früheren Modifikationen von den späteren oft deutlich durchsetzt sind, können hier vielleicht synorogene und postorogene Typen von einander unterschieden werden, was in der früheren Reihe der Tiefengesteine nicht so leicht möglich ist.

GRANITGEBIET VON VAASA.

Das Gebiet zwischen den Städten Vaasa und Uusikaarlepyy ist von verschiedenartigen granitischen Gesteinen eingenommen. Grosse Verbreitung haben da grobe porphyrische Granite, die oft als Vaasagranite bezeichnet und von je her zur jüngeren Reihe gerechnet worden sind. Auf der von Sederholm im J. 1928 ausgegebenen Karte über den Gesteinsgrund Finnlands ist der nördliche Teil dieses Ge-

bietes als von älteren Graniten bestehend bezeichnet, und Saksela hat seiner Theorie gemäss das ganze Gebiet als synorogene Bildungen mit den älteren Graniten zusammengeführt.

Dem Verf. ist nur der südliche und der östliche Teil des Gebietes bekannt, aber in diesen Teilen haben die Gesteine alle die charakteristischen Eigenschaften der jüngeren Reihe. Die dioritischen und quarzdioritischen Modifikationen sind gleichkörnig, haben eine gelbbraune Farbe und enthalten Pyroxene, sowohl den rhombischen als den monoklinen. Die granodioritischen und granitischen Gesteine sind immer porphyrisch und führen beinahe immer Granat. Auch Ortoklas ist beobachtet worden. Die Granite gehen bis in Alkali-granite über, und das Auftreten von Pegmatiten in den Randteilen und in den umgebenden Schiefeln ist gar nicht selten. Die Pegmatite enthalten oft Cordierit, Andalusit, Sillimanit und sogar Cyanit und haben eine reichliche Migmatitbildung mit den Schiefeln verursacht. Alles dies sind Eigenschaften, die man nur in den jüngeren, niemals in den älteren Tiefengesteinen antrifft.

Beobachtungen von direkten Kontakten mit den älteren Graniten sind unmöglich, denn das Gebiet ist von allen Seiten von Schiefeln umgeben, wenn nicht in den nördlichen Teilen des Gebietes auch ältere Intrusive auftreten.

Die Intrusionsweise ist deutlich synorogen und die Bewegungen scheinen flache Verschiebungen im alpinen Stil gewesen zu sein. Solche Bewegungen scheinen auch eine notwendige Vorbedingung zur Bildung von Injektionsgneisen auszumachen. Entweder bei der Bildung von Tauchfalten oder dadurch, dass die Beanspruchung in den späteren Stadien der Bewegungen steiler wird, beginnen die konjugierten Flächen als Scherflächen zu fungieren und die früheren Scherflächen lösen sich ab unter Intrusion von pegmatitischen Lösungen ihnen entlang.

Auch im südlichen Pohjanmaa wie im Süd-Finnland haben diese Bewegungen die Pegmatitphase überlebt, denn in den Pegmatiten sind deutliche Spuren von dynamischer Beanspruchung beobachtet worden.

ZENTRALFINNISCHES GRANITGEBIET.

Ein grosses dreieckiges Gebiet im zentralen Teile des südlichen Finnlands, nördlich der Stadt Tampere, ist hauptsächlich von Graniten eingenommen und ist als das zentralfinnische Granitgebiet bezeichnet worden. Die Granite dieses Gebietes sind immer, Sederholms Auffassung folgend zur jüngeren Gruppe gerechnet worden.

Der Verf. hat nicht Gelegenheit gehabt, die inneren Teile des Gebietes zu studieren und kennt nur einige randliche Partien davon. Es ist zu bemerken, dass in der Umgegend von Alavus, nahe der SE-lichen Ecke des Kartenblattes Vaasa, keine deutliche Grenze zwischen den älteren und den jüngeren Graniten beobachtet werden konnten. Dasselbe Verhalten beider Granite in Perho hat Mäkinen z. T. veranlasst beide Reihen zusammenzuführen (S. 98). Darum scheint es dem Verf., dass der ältere und der jüngere Komponent im zentralfinnischen Granitgebiete von einander schwer zu unterscheiden sind. Man muss wieder des Umstandes eingedenk sein, dass die ursprüngliche Absicht Sederholms war die Tiefengesteine nicht nur im allgemeinen in ältere und jüngere, sondern in präbothnische und in postbothnische einzuteilen. Was sich jünger als die Schiefer der Zone von Tampere erwies, wurde ungeachtet seiner Zusammensetzung und Struktur in die letztere Gruppe zusammengeführt.

Nach Sederholm treten auch in diesem Gebiete mehrere Gesteinstypen auf. Von diesen hat er zwei Haupttypen, die porphyrtigen und die gleichkörnigen unterschieden. Über die letzteren sagt er wie folgt (1897, S. 109): »Sehr charakteristisch sind diejenigen grauen, oder richtiger gesagt schwarz-weissmelirten Granite, welche reichlich schwarze Hornblende oder Biotit enthalten, und die meistens etwas gröber als mittelkörnig sind (Korngrösse 1—2 mm). Sie sind oft ganz massig, z. T. zeigen sie aber auch eine ziemlich deutliche Parallelstruktur. Von diesen Hornblende- beziehungsweise Biotitgraniten kommen auch Varietäten mit rötlichen Farbennuancen recht häufig vor«. Dann etwas weiter (S. 110): »Als Feldspatgemengteile kommen sowohl Ortoklas und Mikroklin wie Oligoklas vor, welcher letztere besonders in den hornblendereichen Varietäten in reichlicher Menge vorhanden ist. Er scheint ursprünglich stets eine idiomorphe Begrenzung besessen zu haben, welche jedoch oft durch stattgefundene sekundäre Veränderungen verhüllt worden ist. Er zeigt oft einen deutlichen zonaren Bau, wobei die innerste Zone oft etwas basischer als die Aussenzone ist«. erinnert man sich, dass damals mit Ortoklas der einfache Mikroklin gemeint wurde (Mäkinen 1912), welcher nur in den älteren Tiefengesteinen vorkommt (Väyrynen 1923) so muss man sagen, dass diese Beschreibung Sederholms über die gleichkörnigen Varietäte am besten mit den älteren Graniten übereinstimmt.

Über das Verhalten dieser Granite zu den Porphyrgraniten schreibt Sederholm: »Die gleichkörnigen Varietäten zeigen auch z. T. eine rötliche Farbe, besonders da, wo sie noch eine schwache Andeutung einer porphyrtigen Ausbildung zeigen, indem einzelne

Feldspate noch etwas gröber wie die übrigen Gemengteile sind. Diese Varietäten sind mit den echten »Porphy-Graniten» durch stetige Übergänge verbunden». Dasselbe gilt von den erwähnten Kontakten im Gebiete von Alavus.

Es sieht also aus, als ob im zentralfinnischen Granitgebiete auch ältere Granite aufträten. Es scheinen jedoch die jüngeren Tiefengesteine zu überwiegen. Diese Intrusive hat Saksela an der Grenze des Granitgebietes gegen das Schiefergebiet von Pohjanmaa als pätrogen betrachtet und ihre Intrusionsweise mit folgenden Worten charakterisiert: »Die Gesteine der spätrogenen Serie wieder scheinen nicht die Neigung zu besitzen, in der Streichrichtung der umgebenden älteren längliche Massive zu bilden, sondern sie kommen als rundliche oder unregelmässige Gebiete vor, deren Grenzlinien, sowohl in grossen als kleinen Zügen betrachtet, sehr oft steil quer über die Streichrichtung der Schiefer gerichtet sind». Sollte dies der Wahrheit entsprechen, so könnten diese Intrusionen sogar als postrogen bezeichnet werden. Nach der Erfahrung des Verfassers dieser Zeilen ist der Unterschied zwischen diesen Graniten und dem Vaasagranit nicht so gross und ist auf den von Saksela bearbeiteten Karten, die Blätter Vaasa und Kokkola, durch eine verschiedene kartographische Darstellungsweise dieser beiden Granitformationen hervorgerufen worden. Die grundgebirgsgeologische Karte ist leider doch immer und ganz besonders in diesen Gebieten, wo die Aufschlüsse so spärlich sind, nur eine Rekonstruktion und ist oft irrig. Darum wäre es wichtiger, dass sie einen möglichst objektiven Ausdruck für die Beobachtungen gäbe als wie dass sie eine lebhaftige Illustration der subjektiven Vorstellungen darstelle.

LITERATUR.

- DUROCHER, J., Etudes sur la structure orographique et la constitution géologique de la Norwége, de la Suéde et de la Finlande. Mem. Soc. géol. France 1856, Ser. X, tom. 6, P. 1—207.
- ESKOLA, PENTTI, On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 40, 1914.
- GEIJER, PER, Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. Sver. Geol. Und. Årsb. 10, 1916, N:o 1.
- HACKMAN, VICTOR, Der Pyroxen-Granodiorit von Kaksikerta bei Åbo und seine Modifikationen. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 61, 1923.
- MÄKINEN, EERO, Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. Bull. Comm. géol. Finlande No. 35, 1912.
- — Ytterligare om kontakten vid Naarajärvi i Lavia. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 36, 1914. S. 185—203.

- MÄKINEN, EERO, Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finnland. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 37, 1915. S. 385—421.
- Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 47, 1916.
- SAKSELA, MARTTI, Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten. C. R. Soc. géol. Finlande N:o 5, Bull. Comm. géol. Finlande N:o 97, 1932.
- Kokkolan kivilajikartan selitys. Suomen geologinen yleiskartta, lehti B 4, Geologinen toimikunta, Helsinki, 1933.
- Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 110, 1935.
- SEDERHOLM, J. J., Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 6, 1897.
- On Migmatites and associated pre-cambrian Rocks of southwestern Finland. Part I. The Pellinge Region. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 58, 1923.
- On Migmatites and associated pre-cambrian Rocks of southwestern Finland. Part II. The Region around the Barösundsjärd W. of Helsingfors and neighbouring Areas. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 77, 1926.
- SUESS, FRANZ ED., Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
- WAHL, W., Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 58, 1936. S. 90—101.
- WEGMANN, C. E., und KRANCK, E. H., Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 89, 1931.
- Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau XXVI, 1935. S. 305—350.
- WIIK, F. J., Försök till framställning af Helsingforstraktens gneis- och granitformationer. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1868. S. 183—185.
- WILKMAN, W. W., Kivilajikartan selitys. Lehti C 4, Kajaani. Suomen geologinen yleiskartta. Geologinen toimikunta, Helsinki 1931.
- Übersicht der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes Kajaani. C. R. Soc. géol. Finlande. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 92, 1930. S. 40—60.
- VÄYRYNEN, HEIKKI, Etelä-Pohjanmaan graniitti-dioriittisten vuorilajien petrologiaa. Dissertation, Helsinki 1920.
- Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 57, 1923.

AKZESSORISCHE ELEMENTE IN DEN GRANULITEN VON
FINNISCH-LAPPLAND.

Von

TH. G. SAHAMA.

Von den Gesteinen und Mineralien der finnisch-lappländischen Granulitformation wurden von Verf. im Frühling und Frühsommer 1935 in dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Göttingen einige akzessorische Elemente spektrographisch bearbeitet. Dabei wurden folgende Elemente in Betracht gezogen und die Bestimmungen ausschliesslich in dem optischen Spektralgebiet ausgeführt: Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Sc, Y, La, Ce, Eu. Die Untersuchung geschah nach dem erstmalig von Mannkopff und Peters (1931) ausgearbeiteten, von Mannkopff (1932) theoretisch begründeten sowie von Bauer (1935), Preuss (1935), Strock (1936 a) etc. weiterentwickelten und kürzlich von Strock (1936 b) beschriebenen Methode der negativen Glimmschicht im Lichtbogen. Dieses Verfahren gestattet nunmehr unter Verwendung von Photometrie eine Ausführung von Analysen mit einem maximalen Fehler von etwa $\pm 10\%$, einer Genauigkeit, die in dem in Frage kommenden niedrigen Konzentrationsbereich als sehr befriedigend zu betrachten ist. Die Auswertung der Spektrogramme finnisch-lappländischer Gesteine wurde zum grössten Teil durch visuellen Vergleich mit Eichaufnahmen ausgeführt; nur in ein paar Fällen wurden photometrische Hilfsmittel herangezogen. Die benutzten Spektrallinien, die Eichaufnahmen sowie die Aufnahmedaten waren dieselben, die von den verschiedenen Forschern des Göttinger Instituts für ihre eigenen Untersuchungen ausgewählt worden sind. Weil aber die betr. Arbeiten z. T. noch nicht erschienen sind, sei auf die Methodik hier nicht näher eingegangen.

Um Verspritzung zu vermeiden, wurden die Gesteine Nr. 8, 12, 13, 14, 15 mit 50 % Weezer Quarz zugemischt und die Analysenergebnisse dementsprechend mit dem Faktor zwei multipliziert.

Tabelle I. *Gesteine der*

Nr.	Gestein	NiO	Co ₂ O ₄
1	Granulit Nr. 64, Rastigaisa, Norwegen	0.001	≤ 0.005
2	Granulit Nr. 55, Kamaoaiivi, Paistunturit, Utsjoki	0.003	0.005
3	Granulit Nr. 101, Luobmushjävi, Utsjoki	0.002	< 0.005
4	Granulit Nr. 7, N-Ufer des Peldojevri, Muotkatunturit, Inari	0.001	0.005
5	Granulit Nr. 10, Zwischen Hanhipää und Peuranampumapää, Marastotunturit, Inari	0.002	< 0.005
6	Granulit Nr. 37, E-Teil des Roavvoaiivi, Marastotunturit, Inari	0.001	< 0.005
7	Granulit Nr. 2, Iso Harrijoki, Inari	0.003	≤ 0.005
8	Laanilitgranulit Nr. 1619, Laanila, Inari	0.006	0.009
9	Granulit, Laanila, Inari (Erratischer Block)	—	—
10	Noritstreifen in der vorhergehenden Probe	0.0005	< 0.005
11	Noritgranulit Nr. 38, Lounjaur, Petsamo	0.004	< 0.005
12	Pyroxenit, Joukaisavdshi, E-Seite der Marastotunturit, Inari	0.05	0.01
13	Granat-Amphibol-Peridotit, Pirkkoaiivi, Utsjoki ...	0.05	0.02
14	Sagvandit, zwischen Kuttura und Ivalon Matti, Inari, (Erratischer Block)	0.2	0.01—0.02
15	Peridotit, Mündung des Flusses Abbisjoki, Inari ..	nicht best.	nicht best.
16	Gabbro im Anorthosit, Päktisavvonkuoikka, Vaskojoki, Inari	0.002	0.008
17	Anorthosit, Tshaunga, Inari	nicht best.	nicht best.

Von den Proben der Tabelle I wurden zwei einer quantitativ-photometrischen Ni- und Co-Bestimmung unterzogen, und zwar mit dem untenstehenden Resultat:

	NiO	Co ₂ O ₄
Nr. 2 Granulit Nr. 55, Kamaoaiivi, Utsjoki	0.004	0.003
Nr. 8 Laanilitgranulit Nr. 1619, Laanila, Inari	0.009	0.006

Granulitformation.

Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nr.
< 0.005	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	1
0.01	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	2
< 0.005	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	3
< 0.005	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	4
—	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	5
—	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	6
< 0.005	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	7
0.01—0.02	< 0.02	nicht best.	nicht best.	nicht best.	nicht best.	8
—	—	0.0005	0.003	0.005	0.002	9
« 0.005	< 0.01	0.001	0.002	0.002	0.001	10
0.001	< 0.01	0.0005	« 0.001	0.001	0.001	11
> 0.1	< 0.02	0.01	0.002	—	—	12
0.1	< 0.02	0.002	0.002	—	—	13
0.1	< 0.02	0.0002	« 0.002	—	—	14
0.2	nicht best.	0.006	< 0.002	—	—	15
0.003	0.01	0.01	0.001	—	—	16
0.005	nicht best.	0.0005	< 0.001	—	—	17

Wie ersichtlich, sind bei den Analysen 2 und 8 die durch visuelle Abschätzungen gewonnenen Werte in Tabelle I für NiO etwas zu niedrig und für Co₃O₄ ein wenig zu hoch, die Unterschiede aber überschreiten doch nicht diejenigen Fehlergrenzen, die für visuelle Abschätzungen überhaupt zulässig sind.

Von den Mineralien des Granulitgebietes wurden Feldspat, Granat, Hypersthen, Sillimanit und Magnetit untersucht. Von den

einzelnen Mineralien wurden meistens unter dem Binokularmikroskop möglichst reine und einschlussfreie Stücke ausgesucht und diese unter dem Polarisationsmikroskop auf Reinheit geprüft.

Tabelle II. *Feldspate der Granulitformation.*

Nr.		L_2O_3	Ce_2O_3	Eu_2O_3	Y_2O_3
1	Kalifeldspat, Törmänen, Inari (stark perthitisch)	0.02	0.02	0.001	—
2	Kalifeldspat, Peldoaiivi, Inari (stark perthitisch)	0.05	0.05	0.001	0.0005
3	Kalifeldspat, Luton Rajaköngäs, Petsamo (stark perthitisch)	0.01	0.01	0.001	0.0003
4	Mischung von Kalifeldspat und Plagioklas, Rastigaisa, Norwegen	0.02	0.02	0.001	—
5	Plagioklas aus Noritgranulit, ¹ Olkkijavroaivi, Inari	0.02	0.01	0.001	0.0005
6	Plagioklas aus Noritgranulit, Lounjaur, Petsamo	0.008	0.008	—	0.0003
7	Plagioklas aus Anorthosit, S-Riutushvärri, Inari	0.005	—	—	0.0003

Von dem Kalifeldspat aus Törmänen wurde von Dr. W. v. Engelhardt (1936) eine quantitativ-photometrische Ba-Bestimmung ausgeführt, und zwar mit dem Resultat 0.1—0.3 %. Von derselben Größenordnung ist der Ba-Gehalt auch in den Feldspaten Nr. 2, 3 und 4, während in den Plagioklasen Nr. 5 und 6 der Ba-Gehalt erheblich niedriger und in Nr. 7 am niedrigsten ist (0.01 %). Im Gegensatz zum Barium scheint das Strontium in allen Proben 1—6 von derselben Größenordnung zu sein, und zwar etwa 0.1 %; in dem Plagioklas Nr. 7 dagegen ist auch der Sr-Gehalt niedriger und liegt um 0.02 %. Chrom ist in den Feldspaten entweder gar nicht oder höchstens spärlich (< 0.0001) vorhanden; nur in dem untersuchten Material von Kalifeldspat von Luton Rajaköngäs (Nr. 3) wurde ein Cr-Gehalt von etwa 0.001 % beobachtet.

¹ Enthält als Einschlüsse zahlreiche kleine Apatitnadeln.

Tabelle III. *Granate der Granulitformation.*

Nr.		Cr ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
1	Granat aus Peridotit, Pirkkooivi, Utsjoki	0.1	0.006	0.01
2	Granat aus Noritgranulit, Palsi, Inari	0.2	0.01	0.02
3	Granat aus Noritgranulit, Lounjaur, Petsamo . .	0.002	0.01	0.06
4	Granat aus Hypersthengranulit, Skierrifälis, Utsjoki	0.02	0.01	0.04
5	Granat aus Granulit, Törmänen, Inari	0.006	0.001	—
6	Granat aus Granulit, Luton Rajaköngäs, Petsamo	0.02	0.006	0.02
7	Granat aus Granulit, Alajärvi, Inari	0.02	0.006	0.01
8	Granat aus Granulit, Rastigaisa, Norwegen . . .	0.02	0.006	0.01
9	Granat aus Granulit, Kamaoivi, Utsjoki	0.02	0.01	0.04

Tabelle IV. *Hypersthene der Granulitformation.*

Nr.		Cr ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
1	Hypersthen aus Noritgranulit, Palsi, Inari	0.01	0.006	< 0.01
2	Hypersthen aus Noritgranulit, Lounjaur, Petsamo	0.006	0.006	« 0.01
3	Hypersthen aus Noritgranulit, Olkkijavroaivi, Inari	0.02	0.01	—

Zur Vermeidung von Verspritzung bei der Aufnahme wurden alle Granate und Hypersthene mit 50 % Weezer Quarz zugemischt. Die Analysenresultate wurden dann mit dem Faktor zwei multipliziert.

La, Ce, Eu, Ba und Sr sind in den Granaten und Hypersthenen nicht nachweisbar.

Von Sillimaniten wurden zwei Proben — aus Törmänen und Alajärvi — aufgenommen. Dabei wurden weder Erden noch Sc bzw. Y gefunden, wohl aber Cr in beiden, und zwar je 0.03 % Cr₂O₃. In Magnetiten aus Törmänen und Alajärvi wurden Cr₂O₃-Gehalte von 0.02 % nachgewiesen.

Was erstens das Scandium betrifft, scheint sein Auftreten in den Gesteinen der Granulitformation das von Goldschmidt und Peters (1931) ermittelte Resultat völlig zu bestätigen, nach dem Sc in der Differentiation dem Magnesium und dem zweiwertigen Eisen folgt, denn das Scandium reichert sich deutlich in den ultrabasischen Peridotiten des Gebietes an. Zwar liegt von den sauren Granuliten nur eine einzige Sc-Bestimmung vor, jedoch weist der Umstand, dass in einem echten Granulit der quantitativ zurücktretende Granat das einzige Sc-führende Mineral darstellt, darauf hin, dass das Scandium in der Totalzusammensetzung der sauren Granulite viel schwächer in Erscheinung tritt als in denjenigen der Peridotite. Auf dasselbe Resultat weist auch die Tatsache hin, dass Sc in einem Amphibol-Plagioklas-Gabbro (Nr. 16) des Anorthositgebietes etwa zwanzigmal stärker vorhanden ist als in dem umgebenden Anorthosit selbst (Nr. 17), der den Plagioklas als alleinigen Bestandteil enthält. — Y ist sowohl in den sauren als in den basischen Gliedern der Granulitformation vorhanden, La und Ce dagegen nicht in den Peridotiten.

In der Verteilung der Elemente La, Ce, Eu, Sc und Y in den verschiedenen Mineralien eines und desselben Gesteins ist die Regel zu beobachten, dass Sc und Y in den dunklen Gemengteilen Granat und Hypersthen angereichert werden, La, Ce und Eu dagegen in den untersuchten Mineralien der Feldspate. Das Scandium befindet sich gleicherweise in Granat und Hypersthen; das Yttrium zieht deutlich den Granat vor, tritt aber auch in Hypersthen auf und lässt Spuren von sich sogar in den Feldspaten entdecken. Der Gehalt an La, Ce, Eu und Spuren von Y in den Feldspaten ist besonders bemerkenswert. Ob aber diese Elemente dem Feldspatgitter selbst innewohnen oder evt. nur von irgendwelchen Verunreinigungen herkommen, ist eine Frage, die auf Grund des vorhandenen Materials nicht eindeutig zu beantworten ist. Im Feldspat Nr. 5 wurden solche Einschlüsse direkt beobachtet, bei den übrigen Proben konnte eine mikroskopische Untersuchung keine Entscheidung bringen.

ANHANG.

Zum Vergleich mit den oben gegebenen Daten seien noch Analysen von einigen süd- bis mittelfinnischen Mineralien beigelegt. Diese Mineralien (Nr. 7 ausgeschlossen) wurden mit 50 % Weener Quarz zugemischt und die Analysenresultate mit dem Faktor zwei multipliziert.

Tabelle VI. *Mineralien aus dem süd- bis mittelfinnischen Archäikum.*

Nr.		Cr ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	NiO	Co ₂ O ₄	V ₂ O ₃
1	Granat aus Granatamphibolit, Kalvola	0.002	0.005	< 0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.
2	Granat aus Granit, Turku	0.04	0.01	0.01	nicht best.	nicht best.	nicht best.
3	Granat aus Granit, Helsinki	0.006	0.05	0.1	nicht best.	nicht best.	nicht best.
4	Granat aus Granat-Chlorit-Gestein, Keskuskuilu 170 m, Outokumpu	0.006	0.04	0.01	—	0.005	< 0.02
5	Chlorit aus Granat-Chlorit-Gestein, Keskuskuilu 170 m, Outokumpu	0.02	—	—	0.05	0.04	< 0.02
6	Granat, Hevossalmi, Helsinki	—	0.002	0.02	nicht best.	nicht best.	nicht best.
7	Cordierit aus Cordierit-Anthophyllit-Granat-Gestein, Träskböle, Perniö	0.0006	—	—	—	—	0.01
8	Anthophyllit aus Cordierit-Anthophyllit-Granat-Gestein, Träskböle, Perniö	0.0002	0.002	—	< 0.001	0.005	0.05
9	Granat aus Cordierit-Anthophyllit-Granat-Gestein, Träskböle, Perniö	0.0002	0.01	0.01	—	—	0.04

Es ist an dieser Stelle vielleicht von Interesse, zu konstatieren, dass in dem Granat-Chlorit-Gestein von Outokumpu sowohl Scandium als auch Yttrium in den offenbar bedeutend Fe- und Ca-reichen Granat eingehen, während Ni und Co dem Mg folgen und sich in Chlorit anreichern. Dasselbe scheint auch für das Cordierit-Anthophyllit-Granat-Gestein aus Träskböle zu gelten, dessen Minerale nach Eskola (1914) folgende Fe-, Ca- und Mg-Werte zeigen:

	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
Cordierit	0.29	6.51	9.60	—
Anthophyllit	—	22.86	16.64	0.60
Granat	33.79 FeO		2.78	1.98

In diesem Gestein, das von Eskola als ein kontaktmetamorphes Gestein mit erheblicher Mg-Zufuhr gedeutet ist, sind Ni und Co nur spärlich vorhanden, V dagegen stark.

Zum Schluss möchte Verf. seinen verbindlichsten Dank Herrn Prof. Dr. V. M. Goldschmidt aussprechen, dessen liebenswürdiges Entgegenkommen die vorliegende Arbeit ermöglichte und unter dessen Leitung die Arbeit ausgeführt wurde. Herrn Prof. Dr. Pentti Eskola danke ich herzlichst für die vielseitige Unterstützung, welche ich bei dieser Arbeit sowie früher erhalten habe. Neben sämtlichen Mitarbeitern des Göttinger Instituts möchte Verf. besonders den Herren Dr. Herbert Bauer, Dr. Hans Hörmann für die bereitwillige Unterstützung seinen Dank zum Ausdruck bringen. Herrn Prof. Dr. Aarne Laitakari bin ich ebenfalls für die Überlassung einiger Granulitminerale zu Dank verpflichtet.

LITERATUR.

- BAUER, HERBERT, Quantitative Spektralanalyse schwer verdampfbarer Stoffe im Lichtbogen, untersucht am Lanthanoxyd, Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 221, p. 209, 1935.
- v. ENGELHARDT, W., Die Geochemie des Bariums, Chemie der Erde, 1936.
- ESKOLA, PENTTI, On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland, Bull. Comm. géol. Finl. N:o 40, 1914.
- GOLDSCHMIDT, V. M. und PETERS, CL., Zur Geochemie des Scandiums. Nachr. v. d. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1931.
- MANNKOPFF, R. und PETERS, CL., Über quantitative Spektralanalyse mit Hilfe der negativen Glimmschicht im Lichtbogen, Zeitschr. f. Physik, Bd. 70, p. 444, 1931.
- MANNKOPFF, R., Anregungsvorgänge und Ionenbewegung im Lichtbogen, Zeitschr. f. Physik. Bd. 76, p. 396, 1932.
- PREUSS, E., Spektralanalytische Untersuchung der Tektite, Chemie der Erde, Bd. 9, p. 365, 1935.
- STROCK, LESTER W., Zur Geochemie des Lithiums, Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 1936 (a).
- »— Spectrum Analysis with the Carbon Arc Cathode Layer. Published by Adam Hilger Ltd., 1936 (b).
-

ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG UND DIE
EINTEILUNG DER GRANITE IM FINNISCHEN
GRUNDGEBIRGE.

Von

MARTTI SAKSELA.

In der geologischen Kartierung Finnlands haben die Altersfragen eine leitende Stellung eingenommen. Sowohl die superkrustalen als auch die infrakrustalen Gesteine sind in erster Linie der Alter gemäss zu Gruppen vereinigt worden. An und für sich ist das Bestreben, zu einer möglichst genauen Alterseinteilung zu gelangen, naturgemäss völlig berechtigt. Die Feststellung der verschieden-altrigen Formationsserien in unserem uralten Grundgebirge und ihre Gliederung und Kartierung ist eine der wichtigsten Aufgaben für unsere Geologen. Gleichwohl muss gesagt sein, dass das Material für die Durchführung einer genauen und das ganze Land umfassenden Alterseinteilung, besonders in Bezug auf die Tiefengesteine, vorläufig offenbar unzureichend ist. Entscheidende Beobachtungen über Kontakte, auf welche eine Alterseinteilung der Tiefengesteine gestützt werden könnte, sind selten, und auf weite Gebiete hin sind diese wegen der mangelhaften Aufschlüsse überhaupt nicht anzutreffen. Deswegen hat man es versucht, in den Verschiedenheiten, die in der Struktur und dem Grade der Metamorphose der Tiefengesteine hervortreten, ergänzende Hilfsmittel für die Unterscheidung der verschieden-altrigen Eruptionsserien und ihre Zusammenstellung zu finden. Indessen beobachtete man, dass diese Eigenschaften allzusehr von lokalen Faktoren abhängig sind. Man hat ja zum Teil auch zu den Hilfsmitteln gegriffen, welche die Phasenlehre er bietet, jedoch ist man nach der Meinung des Verfassers auch hierbei nicht zu völlig befriedigenden Resultaten gelangt, sofern eine wirkliche Alterseinteilung von Tiefengesteinen in Frage kommt.

Von der Alterseinteilung ist fernerhin noch zu bemerken, dass man oft allzu eifrig bestrebt gewesen ist sie anzuwenden. Die Alters-

fragen sind so kräftig in den Vordergrund gestellt worden, dass man es versäumt hat, dem *Kartenbilde* selbst, d. h. den von den verschiedenen Gesteinen bestimmten Gebieten die nötige Aufmerksamkeit zuzuwenden. Bei der Entwerfung von Übersichtskarten stand man — und steht teilweise auch jetzt noch — im grossen ganzen auf dem Standpunkt mechanischer Interpolation. Diese Interpolationsmethode könnte man in Kürze folgendermassen charakterisieren: Wenn zwei Felsaufschlüsse aus dem selben Gestein bestehn, bezeichnet man auf der Karte das zwischen ihnen befindliche, von losen Bodenarten bedeckte Gebiet als aus dem selben Gestein bestehend. Wenn sie dagegen aus verschiedenen Gesteinen bestehn, verläuft auf der Karte die Grenze zwischen diesen Gesteinen ungefähr mitten zwischen den beiden Felsaufschlüssen. Hierbei wird nicht einmal immer die Lager- oder Streichrichtung von Schiefern in Betracht gezogen. Eine solche Methode führt natürlich zu vielfachen Fehlern im Kartenbilde. So erhalten harte, der Denudation gut widerstehende und daher besser aufgeschlossene Gesteine, wie Quarzite und Granite, auf der Karte eine unverhältnismässig grosse Ausdehnung.

Im Anfang der Übersichtskartierung Finnlands, bei der Kartierung Südfinnlands, wurden auf der Karten (neben den Bodenarten) nur die Felsen mit den ihnen zukommenden Bezeichnungen oder Farben zur Darstellung der petrographischen Zusammensetzung aufgetragen. Sicher dürfte dies eine sehr objektive Kartierungsmethode sein, bei deren Verwendung man grössere Fehler vermeiden würde, da auf den Karten nur das zur Aufzeichnung käme, was man wirklich sehn und beobachten kann. Diese Methode wäre jedoch speziell für die Felsgrundübersichtskarten kaum zu empfehlen. Erstens soll man doch aus den Felsgrundkarten nicht ausschliesslich die petrographische Zusammensetzung der Felsen entsehen können. Sie sollen auch ein Bild der wirklichen Verbreitung der verschiedenen Gesteine unabhängig von der Erdbedeckung, der Erscheinungsweise derselben und ferner auch des tektonischen Aufbaues des kartierten Gebietes usw. geben. Sie müssen, mit anderen Worten, wirklich lebendige geologische Karten sein. Dies setzt selbstverständlich voraus, dass man auch die Zwischenräume zwischen den Felsaufschlüssen mit demjenigen Gestein bezeichnet, welches man auf Grund gewisser geologischer Tatsachen oder Verhältnisse als dort vorkommend anzunehmen hat. -Zweitens lassen sich über die Beschaffenheit des unter der Erdbedeckung verborgenen Gesteinsgrundes in mancher Weise ziemlich zuverlässige Schlüsse ziehn. Schon die Topographie des Gebietes gibt sehr oft Winke in dieser Hinsicht. Die Moräne verrät stellenweise recht deutlich den darunter befindlichen Gesteins-

grund. Auch durch eine genaue Untersuchung der Felsen lässt sich über die Erscheinungsweise der Gesteine viel Aufklärung erhalten, welche in bestimmender Weise auf das Aussehn des Kartenbildes einwirkt.

Im folgenden sind einige Karten dargestellt, welche zeigen, in welch' hohem Grade das Kartenbild sich ändert, sobald man sich von der mechanischen Interpolation freimacht. Es sei besonders hervorgehoben, dass bei der Anfertigung der späteren Karten die Zahl der beobachteten Felsen nicht in dem Masse angewachsen war, dass ausschliesslich dieser Umstand wesentlich auf die Änderung des Kartenbildes hätte einwirken können. — Ich bringe die Karten nicht in dem Sinne zur Darstellung, der sich in Wagners Worten an Faust kundgibt (Goethes Faust, 1. Teil):

»Verzeiht! es ist ein gross Ergetzen,
sich in den Geist der Zeiten zu versetzen,
zu schauen, wie vor uns ein weiser Mann gedacht,
und wie wir's dann zuletzt so herrlich weit gebracht.»

Auch will ich nicht behaupten, dass man in der Karte der Fig. 2 sowie in der rechtsseitigen Karte in Fig. 3 bereits zu einem völlig richtigen und endgiltigen Bilde des Gesteinsgrundes der betreffend Gebiete gelangt wäre. Durch Vermehrung der Felsenbeobachtungen kann das Kartenbild sich noch ändern. In den letztgenannten Karten ist man jedoch meiner Meinung nach auf dem rechten Wege was den Stil des Kartenbildes betrifft. — Bild 1 zeigt uns die von Sederholm im Jahre 1905 angefertigte Karte über das Sandsteinsgebiet von Satakunta (Teil des Kartenblattes Tampere). Bild 2 ist die von Laitakari im Jahr 1925 über das selbe Gebiet veröffentlichte Karte (3). Wenn man diese beiden Karten mit einander vergleicht, springt das gewaltige Anwachsen des Sandsteinsareales auf Kosten des Diabases in die Augen. Im Vorworte zu seiner Arbeit »Über das jotnische Gebiet von Satakunta« (3) erwähnt Laitakari, dass Borgström schon im Jahr 1917 zur Auffassung gekommen wäre, der grösste Teil des Gebietes zwischen Pori und Pyhäjärvi bestehe aus Sandstein.¹ Im selben Jahr kam Laitakari, als er die Verbreitung der Sandsteinsblöcke studierte, zu einer ungefähr gleichen Auffassung. Im Jahr 1922 gelangte Eskola bei der Erforschung des Olivindiabases zum Resultat, dass der letztere kein eigentliches Tiefengestein sei und deshalb auch nicht in der Form eines allzu grossen Massives habe erstarren können. Eher

¹ Schon Sederholm hegte Zweifel darüber, ob der Olivindiabas so grosse, zusammenhängende Gebiete bilde als es auf seiner Karte bezeichnet war.

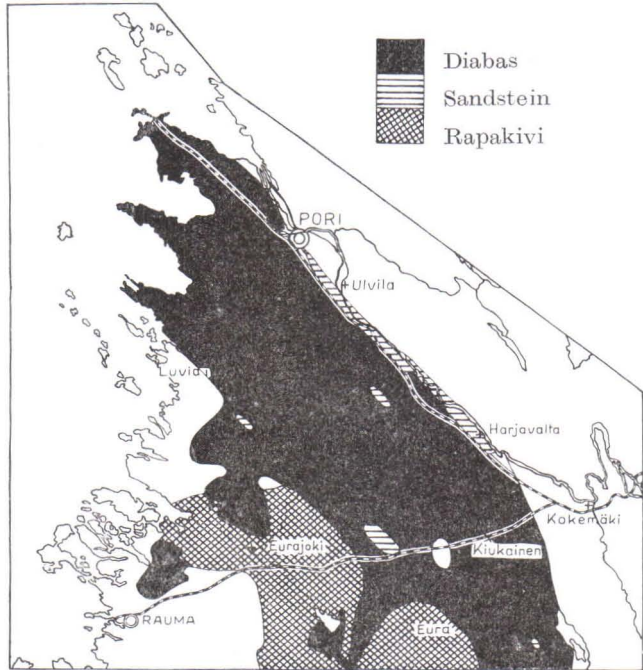


Fig. 1. Das jotnische Gebiet von Satakunta, nach J. J. Sederholm 1905.

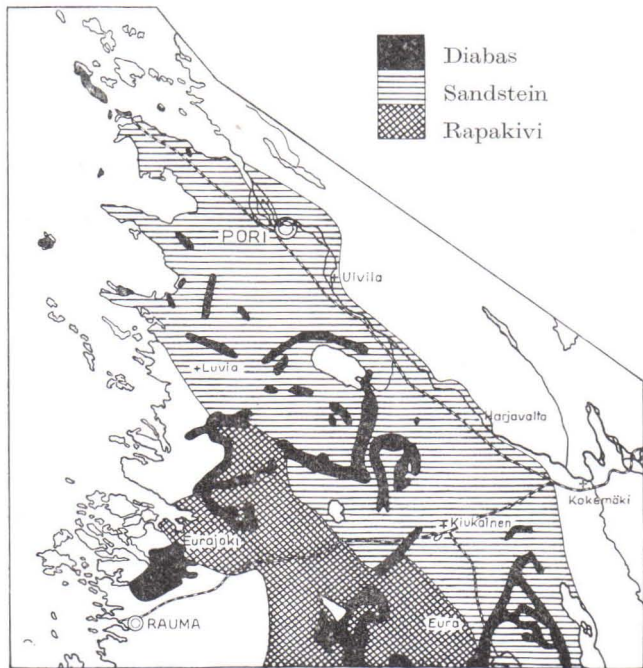


Fig. 2. Das jotnische Gebiet von Satakunta, nach A. Laitakari 1925.

sollte derselbe als ein Ganggestein aufzufassen sein, welches in Spalten eingedrungen wäre. Schliesslich führte die ebene Beschaffenheit der Gegend Sauramo auf den Gedanken, dass das Gestein hier nicht aus



Fig. 3. Die Entwicklung des Kartenbildes über das Himanka-Lappajärvi-Gebiet in Keski-Pohjanmaa. (siehe S. 280).

1. Granite und Granodiorite; 2. Gneisgranite, z. T. migmatitisch; 3. Pegmatite und Muskovitgranite, z. T. migmatitisch; 4. Die Superkrustalformation, z. T. migmatitisch.

Diabas bestehen könne, der ja in der Regel ein Gestein der unebenen Gegenden sei. Laitakari gelang es schliesslich, im anstehenden Gestein einige neue Sandsteinvorkommen festzustellen, und auf Grund aller dieser Tatsachen ist anzunehmen, dass die spätere Karte recht genau den wirklichen Verhältnissen entspricht.

Bild 3 zeigt die Entwicklung des Kartenbildes über das Himanka—Lappajärvi-Gebiet in Keski-Pohjanmaa. Die linksseitige Karte ist in der Geologischen Kommission auf Grund der von verschiedenen Forschern in den 1910er-Jahren nach der Interpolationsmethode verfertigten Karten zusammengestellt. Die rechtsseitige hat der Verfasser angefertigt. Pegmatitgranit bildet die grössten und höchsten Felsen des Gebietes, und offenbar gerade aus diesem Grunde ist dieses Gestein auf den älteren Karten als weite zusammenhängende Gebiete umfassend kartiert worden. Der Verfasser hat jedoch es festzustellen vermocht, dass man regelmässig am Fusse der Pegmatitfelsen auf Schiefer stösst, und diese Gesteine nehmen in der Tat die Zwischenräume zwischen den Pegmatitfelsen ein, wie es u. a. auch die Moränenforschungen erwiesen haben. Als Pegmatit sind aller Wahrscheinlichkeit nach im grossen ganzen nur die Gebiete anzusehn, wo derselbe wirklich entblösst ist, und es dürfte dieses Gestein schmale, längliche Intrusionen bilden, die konform mit den umgebenden Schiefeln verlaufen. Die Anwendung einer mechanischen Interpolationsmethode würde also auch in diesem Fall offenbar zu einem ganz falschen Kartenbild führen.

Die hier oben erläuterten Beispiele zeigen, dass man, mehr als bisher geschehn, dem Kartenbild Aufmerksamkeit zuzuwenden hat und dass man auch über die Beschaffenheit des unter der Erddecke verborgenen Berggrundes auf mehrere verschiedene Arten recht zuverlässige und übereinstimmige Aufklärung erhalten kann. —

Mit dieser sowie auch mit anderen im vorigen erwähnten Fragen ist der Verfasser in Berührung gekommen, als er mit der geologischen Kartierung des mittleren und südlichen Pohjanmaa beschäftigt war. Der Zweck meiner Untersuchungen war hierbei, eine möglichst zuverlässige Übersichtskarte zu stande zu bringen, woneben die Aufgabe, eine Einteilung der Granite nach ihrem Alter oder nach sonstigen Gesichtspunkten durchzuführen, im Hintergrunde stand. Zu diesem Zweck musste nicht nur den Felsen, sondern auch den Moränen und dem Pflanzenwuchse (6) Aufmerksamkeit gesendet werden. Vor allem aber erwuchs die Notwendigkeit, die tektonische Erscheinungsweise der Granite aufzuklären. Schon aus dem Bilde 3 geht die Unumgänglichkeit einer solchen Aufklärung hervor. — Beim Fortgang der Untersuchungen erwies es sich indessen als sehr wünschenswert, die Granite in irgendwelcher Weise einzuteilen, da sonst das Kartenbild sich äusserst einförmig gestaltet hätte. Eine Einteilung in Altersgruppen stiess auf grosse Schwierigkeiten, denn entscheidende Kontaktbeobachtungen, auf welche sich eine derartige Einteilung stützen könnte, sind wegen mangelhafter Aufschlüsse

selten. Auch an eine rein petrographische Einteilung der Granite war nicht zu denken, da die Karte in diesem Fall allzu bunt und unübersichtlich geworden wäre. Der Verfasser hat deshalb als Einteilungsgrund in erster Linie die tektonische Erscheinungsweise der Granite erwählt. Die Untersuchungen erwiesen nämlich, dass die Granite hinsichtlich ihrer Erscheinungsform in grossen Zügen ganz zwanglos in zwei Gruppen eingeteilt werden können, von denen ich die eine als *synorogen* und die andere als *spätorogen* bezeichnet habe (8 u. 9). Bedingungen, eine derartige Einteilung durchzuführen, sind in Pohjanmaa auch hinreichend vorhanden. Die zusammenhängende superkrustale Zone in diesem Gebiet ist nämlich sehr ausgedehnt, und ausserdem trifft man kleinere Schiefergebiete und -Fragmente auch ausserhalb dieser Zone reichlich an, sodass es möglich ist, das allgemeine Verhalten der Tiefengesteine zu den superkrustalen (und überhaupt den älteren) Bildungen innerhalb des allergrössten Teils des Untersuchungsgebietes zu studieren. Nur in Teilen der Süd- und Südostecke des Gebietes, wo man die superkrustalen Gebilde nur wenig antrifft, wird die Einteilung unsicher.

Die Verschiedenheiten in der Erscheinungsweise der beiden Granitgruppen treten auf folgende drei Arten auf:

1) Die Vertreter der synorogenen Gruppe kommen in der superkrustalen Formation als konkordante Intrusionen vor. Sie bilden mit der Streichrichtung der umgebenden Schiefer parallele, entweder längliche, ausgedehntere Gebiete, oder schmälere lager- und gangartige Massen. Ziemlich selten dringen sie in die Schiefer als Gänge ein, welche die Streichrichtung in grossem Winkel durchschneiden. Wenn die synorogenen Granite als sehr ausgedehnte Massive vorkommen, kann natürlich eine derartige Konkordanz oftmals nicht deutlich anderswo als in den Randteilen der Massive beobachtet werden. — Die Gesteine der spätorogenen Gruppe wieder scheinen nicht die Neigung zu besitzen, in der Streichrichtung der umgebenden älteren Gesteine längliche Massive zu bilden, sondern sie kommen als rundliche oder unregelmässige Gebiete vor, deren Grenzlinien, sowohl in grossen als kleinen Zügen betrachtet, sehr oft steil quer über die Streichrichtung der Schiefer gerichtet sind.

Man könnte vielleicht einwenden, diese Verschiedenheit sei mehr oder weniger scheinbar. Nach der Ansicht des Verfassers sind die erwähnten Erscheinungsweisen jedoch für die beiden Granitgruppen derart charakteristische und wesenseigene Züge, dass es nicht um eine Zufälligkeit handeln kann. Die Sache wird nicht wesentlich dadurch verändert, dass man die Glieder der synorogenen Gruppe bisweilen

in grösserem Winkel die Schiefer durchschneiden sehen, oder dass man, wie der Verfasser es beschrieben hat (8, 9), bei den Vertretern der spätrogenen Gruppe, besonders bei den basischen, stellenweise das Streben nach »synrogenem« Auftreten beobachten kann.

2) Die genannten Intrusivgruppen verhalten sich verschiedenartig in Bezug auf die Linearstrukturen sowie überhaupt in Bezug auf die ältere Tektonik. Die Streckungsrichtungen, in soweit man sie hat bestimmen können, verlaufen sowohl in den synrogenen Intrusiven als in den Schiefen, welche diese umgeben oder an sie grenzen, in auffallendem Masse gleich, und sind regional gleichen Schwankungen unterworfen. Es ist interessant, die Kontaktgebiete der oben erwähnten Gesteine zu studieren, wo das Intrusivgestein gewöhnlich reichlich Schieferfragmente enthält. In diesen Fragmenten sind die Streckungsrichtungen die selben wie im angrenzenden, einheitlichen Schiefergebiete. Die selbe Orientierung ist auch in den kleinsten Fragmenten sogar ausserhalb der eigentlichen Kontaktzone zu beobachten. Eine derartige Sachlage kann man u. a. in den ausgedehnteren Pegmatit- und Muskovitgranitintrusionen mitten in der Schieferzone feststellen. Ein besonders instruktives Beispiel in dieser Hinsicht gibt das Granitmassiv von Vaasa. Wie aus der Karte, Taf. I hervorgeht, enthält der Granit hier reichlich kleinere Schiefergebiete und -Fragmente, die beim ersten Anblick vollkommen ungeordnet im Granitmeere zu schwimmen scheinen. Die Streckungsrichtungen verlaufen in ihnen jedoch, wie die zahlreichen Beobachtungen zeigen, in unerwartet grossem Masse gleich. Insoweit die Streckungsrichtungen im Granit bestimmt worden sind, haben sie in diesem Gestein die selbe Orientierung wie in den Schieferfragmenten. — Nach den oben erwähnten Tatsachen können wir mit ziemlicher Sicherheit schliessen, dass die synrogene Tiefengesteinsgruppe in hohem Grade von der Tektonik der superkrustalen Formation abhängig ist.

Wesentlich anders verhält es sich mit der spätrogenen Gruppe. Die Grenzen der von den Gesteinen dieser Gruppe gebildeten Gebiete schneiden im Kartenbilde sowohl die Streichrichtungen der älteren Gesteine als auch die lokalen Streckungsrichtungen und das allgemeine Achsialstreichen schroff ab. Diese Gruppe ist offenbar ziemlich wenig vom früheren tektonischen Bau abhängig. Es ist interessant in diesem Zusammenhang feststellen zu können, dass da, wo man die Vertreter der spätrogenen Gruppe häufiger antrifft, das allgemeine ost-westliche Achsialstreichen undeutlicher wird. So ist es. z. B. im östlichen Teil des Kartenblattes Kokkola der Fall (7 u. 8). Es möge in dieser Beziehung auf die Verhältnisse auf dem »bothnischen« Gebiet des benachbarten Kartenblattes Kajaani (17) hingewiesen sein, wo die

spätorogenen Granite im Vergleich zu den superkrustalen Gesteinen stark vorherrschen und das Achsialfallen (wahrscheinlich gerade wegen dieses Umstandes) an einander recht nahe belegenen Orten starkem Wechsel unterworfen ist.

3) Die beiden Tiefengesteinsgruppen besitzen eine offenbar verschieden grosse Neigung und auch eine verschiedenartige Weise, sich mit der superkrustalen Formation zu vermengen. Wie aus der Karte, Taf. I hervorgeht, sind die Schiefer in der Nähe der synorogenen Intrusionen kräftig migmatitisiert, d. h. sie enthalten reichlich schmälere oder breitere »konkordante« Adern der letztgenannten Gesteine. Ebenso enthalten diese Intrusive zahlreiche Schieferfragmente. Wo wieder die superkrustalen Gesteine an diejenigen der spätorogenen Gruppe grenzen, sind sie beinahe bis zur Kontaktlinie unmigmatitisiert geblieben. Ganz in der nächsten Umgebung des Kontaktes kann doch innerhalb einer schmalen Zone ein Eindringen von Tiefengesteinen in die Schiefer und Bildung von gewissen Mischgesteinen beobachtet werden. Aber auch diese sind gewöhnlich nicht adergneisartig wie im vorigen Falle, sondern aber agmatitisch, eruptivbrekzienartig. In den spätorogenen Tiefengesteinen kommen anderseits auch in ungewöhnlich kleinen Mengen Schieferfragmente vor. Ein erklärendes Beispiel für das Verhalten der spätorogenen Gruppe zu den älteren Formationen bietet die Ostgrenze der Superkrustalformation von Pohjanmaa, die sich von Perho durch das Kirchspiel Halsua bis nach dem Kirchspiel Himanka fortsetzt. Diese ganze, 15 Meilen lange Grenzzone ist, wie die Karte (Taf. I) zeigt, in ganz unbedeutendem Masse von Graniten oder anderen Tiefengesteinen durchsetzt. — SE des Kirchdorfes von Kurikka grenzen die Schiefer bald an den Vaasagrinit (synorogen), bald an den spätorogenen, rötlichen porphyrartigen Granit. Von jenem sind reichlich Gänge in die Schiefer eingedrungen, von diesem dagegen gar nicht oder nur in sehr geringem Masse.

Im vorigen wurden die Umstände angeführt, auf welche sich die vom Verfasser durchgeführte tektonische Einteilung der Tiefengesteine gründet. Die erläuterten Züge der Erscheinungsweise der beiden Granitgruppen sind so charakteristisch und lassen sich auch im Felde so deutlich feststellen, dass nach der Meinung des Verfassers die Einteilung der Granite gut auf sie begründet werden kann. Im übrigen ist eine solche Einteilung der Tiefengesteine in dem Masse naturgemäss, dass man nicht erst besonders nach Gründen, auf welche sie sich stützt, zu suchen braucht. Die letzteren ergeben sich ganz von selbst während der Kartierung, denn eine Erklärung der tektonischen

Erscheinungsformen der Granite ist, wie bereits erwähnt, eine unumgängliche Bedingung für die Anfertigung einer tauglichen Karte. —

Zur synorogenen Gruppe gehören vorzugsweise mehr oder minder deutlich parallelstruierte, gleichkörnige Gneisgranite (auch Granodiorite), massige oder gepresste porphyrtartige Granite (u. a. der s. g. Vaasagranit) sowie Pegmatite und sich eng an diese anschliessende Muskovitgranite, welche letztgenannten ziemlich reichlich vorkommen. — Die Vertreter der spätorogenen Reihe sind sowohl nach Zusammensetzung wie auch nach Struktur von wechselnder Beschaffenheit. Zu ihnen gehören Gesteine von Graniten bis zu Peridotiten. Die saureren Glieder sind bedeutend in der Vormacht. Die Gesteine gehen oft allmählich in einander über und bilden hiernach zu schliessen eine schöne Differentiationsserie. Nur die am meisten basischen und auch die sauersten Glieder scheinen schärfer gegen die anderen begrenzt zu sein. Im allgemeinen sind die Gesteine der spätorogenen Gruppe ihrer Struktur nach massig, obwohl auch mehr oder minder schiefrige Abarten angetroffen werden. Mikroskopisch kann man in ihnen auch durch Druck verursachte Biegungen und Zerbrechungen beobachten. Unter den sauren Gliedern findet man sowohl porphyrtartige als gleichkörnige Strukturmodifikationen. Es schliessen sich an sie auch pegmatitische Gesteine an, obwohl verhältnismässig viel weniger als in der vorherigen Gruppe. — Es könnte vielleicht befremdend erscheinen, dass der grösste Teil der makroskopisch massigen Pegmatite zur selben Gruppe geführt sind wie z. B. die Gneisgranite. Indessen sind die Pegmatite ihrer Erscheinungsart nach völlig »synorogen« und ausserdem scheinen sie sich sehr nahe wenigstens einem Teil der Gneisgranite anzuschliessen. So wie sie auf der Karte dargestellt sind, besteht oft die eine Hälfte der Intrusionen aus Pegmatit, die andere aus Gneisgranit. Der Verfasser hat es schon früher (8, 9) dargelegt, dass die Pegmatit- und Muskovitgranitgebiete phakolitische Intrusionen repräsentieren.

Wie sind nun die Verschiedenheiten in den Erscheinungsweisen der Granitgruppen zu erklären? Der Verfasser hat sie schon früher in kausalen Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung des Gebietes gestellt. Nach seiner Ansicht hängt die Verschiedenheit in der Erscheinungsweise von dem ganz verschiedenartigen Intrusionsmechanismus der Tiefengesteine ab, der wiederum darauf beruht, dass die erwähnten Granitgruppen während orogenetischer Phasen verschiedener Art in den sich deformierenden Komplex eingedrungen sind. Es ist offenbar, dass vorzugsweise zwei solche Phasen zu unter-

scheiden sind: die eine, die durch kräftige tangentielle Bewegungen nach der Art der alpinotypen Überschiebungen charakterisiert ist und die andere wieder vom Typus der s. g. Grundfaltung.¹ Während einer orogenetischen Phase der ertgenannten Art sind Granite der synorogenen Gruppe emporgedrungen. Zahlreiche Überschiebungsflächen (Scherflächen) haben hierbei als natürliche Kanäle fungiert, längs welchen die Granite leicht und in grossen Mengen haben empordringen können. So lange sich die einzelnen Decken gegen einander bewegen und die Scherflächen einen kleinen Winkel mit der Druckrichtung bilden (also sich in ziemlich flachgeneigter Lage befinden) ist der Teildruck, der danach strebt, die Intrusionskanäle zu verschliessen, ein verhältnismässig geringer und die Intrusion kann fortsetzen. Die Intrusivkörper gestalten sich natürlich in dieser Phase lamellenartig, indem sie Ophiolithe oder — wenn saure Magmen in Frage kommen — Ophiolithoide bilden. — Wenn die Überschiebung lang genug hat fortsetzen können, beginnt das ganze sich deformierende Segment kräftiger zu reagieren. Die Decken reagieren — um Wegmann's Worte zu gebrauchen (15) — als eine einheitliche Masse und konsumieren jetzt einen Teil der Energie in einer oder mehreren Aufwölbungen des ganzen Gebäudes. Den zur Zeit der so beginnenden Grundfaltung hervorbrechenden Tiefengesteinen — den Gliedern der spätorogenen Gruppe — stehen nicht mehr die oben genannten durch die Überschiebungsflächen dargebotenen Kanäle zur Verfügung, sondern sie suchen sich anfangs in die nach oben gewölbten Teile der steifen Kruste. Wahrscheinlich setzt sich ihr Empordringen — nachdem sie den orogenen Impuls erhalten haben — aus eigener innerer Energie fort. — Zum mindesten ist der saure Hauptteil der spätorogenen Gruppe zur Zeit der Grundfaltung emporgedrungen.

Wie schon oben erwähnt, scheinen die verschiedenen Glieder der spätorogenen Gruppe sich nahe an einander anzuschliessen und gehen oft allmählich in einander über. Was die synorogene Gruppe betrifft, ist wenigstens der überwiegende Teil derselben, auch das grosse zusammenhängende Granitgebiet von Vaasa einberechnet, auch in geologischer Hinsicht deutlich zusammengehörig. Im Granitgebiet von Vaasa kann man nicht, wie es in den von Sederholm veröffentlichten Übersichtskarten (12) geschehn ist, die gleichkörnigen gneisartigen Varietäten des nördlichen Teiles von den herrschenden

¹ Es erübrigt sich diese Begriffe näher zu erörtern. Ich verweise nur z. B. auf Wegmann's zahlreiche Publikationen, z. B. 14 u. 16, die sich mit denselben befassen.

porphyrischen und massigen Graniten geologisch abtrennen. Viele der kleineren Intrusionen der Schieferzone sowie auch weite Gebiete südlich und südöstlich dieser Zone (z. B. in den Kirchspielen Alajärvi und Kurikka) sind in ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Erscheinungsweise den Gesteinen des Vaasa-Gebietes völlig ähnlich. Die grösseren Pegmatitgebiete des Schiefergebietes scheinen, wie auch schon erwähnt, sich den Gneisgraniten nahe anzuschliessen. Indessen trifft man, hauptsächlich in den Kirchspielen Jalasjärvi und Peräseinäjoki, Tiefengesteine an, die zu dieser Gruppe gezählt werden, die in ihrer petrographischen Natur sehr einförmig sind und nicht alle die Eigenschaften zu besitzen scheinen, welche nach der Ansicht des Verfassers die Glieder der synorogenen Gruppe charakterisieren. Diese Gesteine grenzen sich nämlich ziemlich scharf von den Schiefen ab und bilden mit diesen keine Mischgesteine. Diese hauptsächlich gneisgranitischen Gesteine gehören zu einer Gruppe, deren selbständige Stellung Väyrynen (18) betont hat und welche er im Gegensatz zu anderen für eine eigene ältere Gruppe hält. Er hat auch in einer in dem vorliegenden Bande veröffentlichten Abhandlung behauptet, dass die Sondereigenschaften dieser Gruppe durch eine besondere »intrusivtektonische« Eruptionsweise hervorgerufen seien. Es ist möglich, dass die Gneisgranite im genannten begrenzten Gebiet ihre eigene geologische Sondergruppe bilden (die ihrem Alter nach wenn auch präbottnisch sein könnte). Der Verfasser hat es jedoch bis auf weiteres für besser und auch vom Gesichtspunkt der Kartierung für zweckmässiger befunden, diese Gesteine von der synorogenen Gruppe nicht abzutrennen.

Meine oben dargelegte tektonische Einteilung wird zugleich zu irgend einer Alterseinteilung, wenn man an der Erklärung fest hält, die oben über die Intrusionsart der beiden Gruppen gegeben wurde. Die synorogenen Tiefengesteine sind die älteren, die spätorogenen die jüngeren. Die — allerdings seltenen — entscheidenden Kontaktbeobachtungen, die im untersuchten Gebiet ausgeführt wurden, bestätigen in der Tat diese Annahme. So z. B. dringen im Kirchspiel Teuva, im SW-Teile des Gebietes, in den synorogenen Gneisgranit Gänge von basischen Tiefengesteinen ein, die ihrerseits wieder als Bruchstücke in den spätorogenen Graniten vorkommen. Ebenso findet man im N-Teile des Granitgebietes von Vaasa in der Nähe der Stadt Uusikaarlepyy und im Kirchspiel Luoto in gleichkörnigem oder schwach porphyrischem gneisartigem Granit, der südlicher in Vaasagranit übergeht, einzelne basische Gänge, die offenbar zu der spätorogenen Eruptionsserie gehören. Ausserdem wurde am Südstrand des Sees Lappajärvi eine Kontaktbeobachtung gemacht welche darauf

hindeutet, dass die innerhalb der superkrustalen Zone befindlichen Pegmatitgebiete älter seien als die zur spätorogenen Gruppe gehörenden Granite. Der Adergneis und die darin liegenden, recht ausgedehnten gangartigen Pegmatitplatten werden hier quer zu ihrer Streichrichtung von einem ziemlich geraden, ungefähr 0.5 m breiten Gang eines grauen, mittelkörnigen und massigen Biotitgranits durchschnitten, der sich deutlich von dem in den benachbarten Felsen vorkommenden synorogenen Granit unterscheidet. Es dürfte offenbar sein, dass der durchschneidende Granit und der Pegmatit nicht zur selben Eruptionsserie gehören können.

Zwei gleichartige Tiefengesteinsgruppen wie die hier oben beschriebenen kommen allem Anscheine nach auch in den Fortsetzungen der superkrustalen Zone von Pohjanmaa, in den Schiefergebieten von Tampere und von Skellefteå, vor, obwohl man aus der Literatur dieser Gebiete kein klares Bild davon erhalten kann, inwieweit die Granitgruppen daselbst alle die Eigenschaften besitzen, welche nach der Ansicht des Verfassers für die beiden Gruppen charakteristisch sind. Im Tampere-Gebiet wird die spätorogene Gruppe wohl von einem roten porphyrischen Granit vertreten, der z. B. in Suoderniemi mehr oder minder rundliche Massive zu bilden strebt. Die synorogene Gruppe vertritt in der selben Gegend wahrscheinlich der s. g. jüngere Diorit, der den umgebenden Schiefen gegenüber mehr »konkordant« aufzutreten scheint. Nach Mikkola (4) steht die Intrusion des Diorits offenbar im Zusammenhang mit der kräftigen Migmatitisation der Schiefer, während die Intrusion des Porphyrgranits ein späterer Prozess als die Migmatitisation zu sein scheint. Der Porphyrgranit, der in die Stellen der Achsialkulminationen eingedrungen ist, hat den früheren tektonischen Bau beeinflusst, indem er die Bildung der Achsialkulminationen- und depressionen durch sein Empordringen noch mehr verstärkt. — Im Gebiet von Skellefteå zerfallen die durchbrechenden Granite gleichfalls in zwei Gruppen. Von den älteren, gewöhnlich gneisartigen Graniten erwähnt A. Högbom u. a., dass die Grenze zwischen ihnen und der überlagernden Leptitformation sehr konform mit dem Bau der letztgenannten verläuft (2) und dass sie ihrer Natur nach syntektonisch oder orogen sind (1). Von den jüngeren, gewöhnlich massigen Graniten erwähnt derselbe Forscher, dass sie die Gneisgranit durchschneiden und die Tektonik derselben durchqueren (2) samt dass sie »are always intruded independent of the pre-existing tectonics« (1).

Auch in anderen Gebieten kann man die selben Gruppen feststellen. Im karelischen Schiefergebiet wird die synorogene Gruppe

deutlich durch den vom Verfasser beschriebenen (erzbringenden) Granit (10) von Karhunsaaari, die spätorogene Gruppe dagegen z. B. durch das Granitmassiv von Maarianvaara nördlich von Outokumpu vertreten. Eine ähnliche Sachlage kann man im Mittel-Schweden feststellen, wie der Verfasser schon früher hervorgehoben hat (9). Wir könnten vielleicht verallgemeinert sagen, dass für jedes Schiefergebiet, für jeden orogenen Zyklus gerade diese zwei Tiefengesteinsgruppen charakteristisch sind.

In Pohjanmaa sind früher Untersuchungen u. a. von Mäkinen und Väyrynen (5 u. 18) ausgeführt worden. Mäkinen unterscheidet im Mittel-Pohjanmaa nur eine einzige Tiefengesteinsgruppe, die er dann auf Grund rein petrographischer Gesichtspunkte in Untergruppen einteilt. Gleichwohl hat er in der Intrusionsart der Tiefengesteine Verschiedenheiten bemerkt, vor allem im südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Gebiet zwischen Lappajärvi und Alavieska), wo die superkrustale Formation einheitlicher und das geologische Niveau nach seiner Ansicht deswegen höher ist. Nach Mäkinen sind in diesen Komplex zuerst Magmen eingedrungen, die im allgemeinem Massive konkordanter Art bildeten. Nach dieser Phase folgen, wie Mäkinen schreibt, in dieser Gegend batholithische Intrusionen von hauptsächlich granodioritischem Magma. Diese sind scharf und deutlich abgegrenzt sowohl gegen den superkrustalen Komplex als auch gegen die früher intrudierten infrakrustalen Gesteine. Mäkinen gelangt also für dieses Gebiet im Prinzip zu einem recht gleichartigem Resultat wie der Verfasser; er scheint nur darüber eine andere Auffassung zu vertreten, zu welchen Gruppen die verschiedenen Granite und übrigen Tiefengesteine gehören.

Väyrynen (18) hat petrologische Untersuchungen in einem Teile von Süd-Pohjanmaa, hauptsächlich in den Kirchspielen ringsum Seinäjoki (Jalasjärvi, Peräseinäjoki, Vähäkyrö u. s. w.) ausgeführt und dabei feststellen können, dass die allgemeinen Gesetze der Phasenlehre in der Paragenesis der die Tiefengesteine bildenden Minerale zum Vorschein kommen. Demzufolge kann man auch ihm verschiedene, in Gleichgewicht stehende Mineralassoziationen, »Fazien«, und auf Grund dieser zwei sowohl in petrographischer als geologischer Hinsicht verschiedenartige granitodioritische Serien unterscheiden. Die eine derselben wird von ihm die ältere, die andere wieder die jüngere Eruptionsserie genannt. Diese zwei von Väyrynen aufgestellten Eruptionsserien stimmen nicht mit den vom Verfasser angeführten synorogenen und spätorogenen Gruppen überein, obgleich

Väyrynen bemerkt, dass in ihrer geologischen Erscheinungsweise augenscheinlich der Unterschied besteht, dass die ältere Serie in fortlaufenden, den superkrustalen Zügen konformen Zonen auftritt, während die jüngere Eruptivgesteinsserie weniger abhängig von der Streichrichtung der übrigen Gesteine ist und sie häufig überschneidet. So hat Väyrynen u. s. den Vaasagranit zur jüngeren Eruptionsserie gerechnet. Ebenso sind zu dieser Serie die in den Grenzgebieten zwischen Nurmo und Lapua vorkommenden Gneisgranite gezählt worden.

Betreffs der Eigenschaften, welche nach Väyrynen seine beiden Eruptionsserien charakterisieren, weise ich auf seine Publikationen 18 u. 19 hin (vergl. auch 9). Ausserdem mag hier noch erwähnt sein, dass Väyrynen, nach Auseinandersetzung der verschiedenartigen Kristallisationsweise und überhaupt der Verschiedenheiten in den physikalischen Verhältnissen beider Eruptionsserien zu dem Schlussresultat kommt, dass die erwähnten Verschiedenheiten auf die gänzlich verschiedene Lage beider Magmen in der festen Erdrinde zurückzuführen seien. Das Magma der älteren Serie müsste nach seiner Auffassung in den alleruntersten Teilen der festen Erdrinde, während diese sich in vollkommener oder wie er später vermildernd sagt (19), in relativer Ruhe befand, erstarrt sein. Es wäre also fraglich, ob dies überhaupt eine Eruption genannt werden könnte (18, S. 77). Das später erstarrte Magma ist nach Väyrynen dagegen wirklich in die feste und ziemlich kalte Erdrinde eingedrungen, worin ausserdem Spalten vorgekommen sein müssen, welche das Wasser schnell aus dem Magma weggeleitet haben.

Wie ich schon früher hervorgehoben habe (9), kann ich mich nicht Väyrynens Definitionen über die petrographische Natur der beiden Gruppen anschliessen, ebenso wenig wie ich auch die von ihm dargelegten allgemeingeologischen Gesichtspunkte anerkenne. Meines Erachtens zeigt die tektonische Erscheinungsweise der von mir aufgestellten synorogenen Gruppe, zu welcher, ausser dem Vaasagranit und den Muskovit- und Pegmatitgraniten, gerade die von Väyrynen zu der älteren Eruptionsserie gerechneten Gneisgranite gehören, deutlich, dass gerade diese synorogene Gruppe eine wirkliche Intrusion darstellt und während der Gebirgsfaltung möglichst mobil gewesen ist. Die intime Vermengung derselben in die Superkrustalformation weist ferner darauf hin, dass während des Empordringens von gerade dieser Gruppe im älteren Felsgrund zahlreiche Spaltensysteme sich vorgefunden haben müssen. Nur in Bezug auf die Gneisgranite in jenem begrenzten Gebiet, von dem auf Seite 286 die Rede war, mögen meiner Ansicht nach die Schlussfolgerungen Väyrynens stich halten.

Was wieder die Glieder der späteren Serie Väyrynsens anbelangt — vom Vaasagranit und einigen anderen Graniten natürlich abgesehen, die der Verfasser zur synorogenen Gruppe gerechnet hat — sind sie, wie aus vorigen Beschreibung schon hervorgeht, bedeutend weniger orogen als die Glieder der erstgenannten Serie. Jedoch könnten auch diese nicht für postorogen gehalten werden.

In seiner Abhandlung im vorliegenden Bande erklärt Väyrynen, dass meine hier beschriebene tektonische Einteilung sich auf zwei irrtümliche Vorstellungen gründe, erstens auf die Annahme einer einzigen orogenen Periode und zweitens auf die Annahme, dass die Bewegungen während dieser Periode einen alpinen Charakter gehabt haben. Hierauf kann ich wohl nur erwidern, dass ich erstens nur einen Teil der Bewegungen für alpinotyp gehalten habe und zweitens meine Einteilung auf keinerlei Vorstellungen oder Annahmen begründet habe, sondern nur auf im Felde beobachtete Tatsachen, welche ich im obigen und auch schon früher genau beschrieben habe. Für diese Tatsachen habe ich dann versucht nach bestem Vermögen eine Erklärung zu finden. — Granite kann man meines Erachtens auf mancherlei Weise einteilen, auch auf Grund paragenetischer Betrachtungen, wie es Väyrynen tut. Doch glaube ich, dass für Pohjanmaa eine tektonische Einteilung am sichersten durchzuführen ist.

Neuerdings hat Wahl einen eigenen Vorschlag für die Einteilung der Granite gebracht (13). Da seine Einteilung teilweise stark an die meinige, oben geschilderte erinnert, kann ich es nicht unterlassen, sie in diesem Zusammenhang mit einigen Worten zu behandeln. Nach Wahl können wir in jeder Gebirgskette, wo die Denudation so weit fortgeschritten ist, dass tiefliegende Schnitte entblösst worden sind, rein empirisch das Vorkommen von zwei Arten von in ihrem Auftreten verschiedenen Graniten konstatiern. Einerseits haben wir, wie er behauptet, Granite, die jetzt in Gestalt von »Gneisgraniten« vorliegen und die in das umgebende Material während eines relativ frühen Stadiums der Orogenese intrudiert worden sind. Andererseits haben wir Granite, die eine ausgeprägt pegmatitische Beschaffenheit besitzen und intim mit »Migmatitbildung« verbunden sind. Diese letzteren, welche Wahl serorogen nennt, durchbrechen die Granite mit Gneisgranithabitus (die primorogenen Granite) und sind daher jünger als diese. Beide Arten von Granit können nach Wahl als orogen betrachtet werden.¹

¹ Wahl unterscheidet ausserdem noch eine dritte Granitgruppe, die postorogenen Granite, welche erst nach der eigentlichen Bergkettenfaltung emporgedrungen sind.

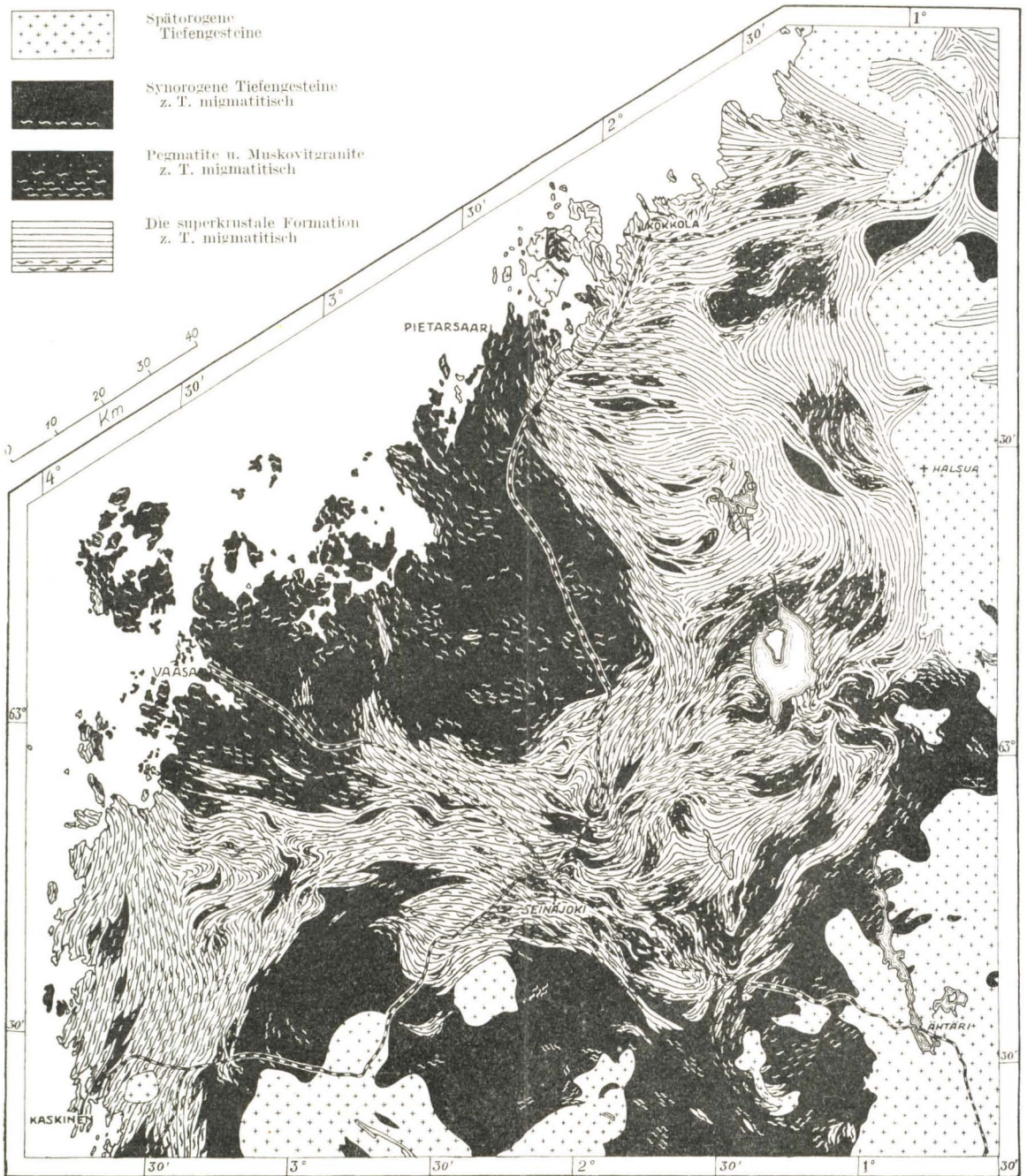
Obgleich Wahl meiner Meinung nach seine Granitgruppen recht unbestimmt definiert und ausserdem, was die Verteilung der Granite auf die beiden Gruppen betrifft, einen von dem des Verfassers abweichenden Standpunkt einnimmt, scheint er doch im Prinzip eine gleichartige Graniteinteilung zu erstreben als der Verfasser, also eine Art orogenetischer Zweiteilung der Granite. Es erscheint daher einiger-massen befremdend, dass Wahl, indem er die Untersuchungen des Verfassers vollständig ignoriert, seine Einteilung als mehr oder weniger neu darstellt. Aus meinen Publikationen sollte doch deutlich hervor-gehn, dass ich nicht allein zwei orogene Granitgruppen »empirisch festgestellt«, sondern auch meine tektonische Einteilung in einem so grossen Gebiet wie dem grössten Teile von Süd- und Mittel-Pohjan-maa folgerichtig durchgeführt habe. Meine Graniteinteilung habe ich auch wiederholte Male mündlich vorgetragen, das letzte Mal auf der Zusammenkunft der Geologischen Gesellschaft Finnlands 1935, auf welcher auch Wahl über den selben Gegenstand vortrug. Damals habe ich besonders hervorgehoben, dass die selben Granitgruppen, die in Pohjanmaa vorkommen, auch in anderen Schiefergebieten an-zutreffen sind, und dass somit meiner Einteilung eine allgemeinere Anwendbarkeit zuzukommen scheint.

Wie es nun schon klar geworden sein dürfte, kann es keineswegs als eine »empirisch festgestellte Tatsache« angesehen werden, dass die pegmatitischen Granite der jüngeren orogenen Gruppe angehören und dass diese Gruppe mit einer kräftigeren Migmatisation im Zu-sammenhang stehe. Sollte nicht dennoch der wirkliche Sachverhalt der sein, dass Pegmatitgranite in beiden Gruppen vorkommen. Und nach den Untersuchungen in Pohjanmaa kommen sie mehr in der früheren, synorogenen Gruppe vor. Dem Verfasser erscheint es als natürlich, dass gerade zur Zeit der alpinotypen Deformation für die pegmatitischen Lösungen die besten Möglichkeiten bestanden hätten, vom Muttermagma abgelöst zu werden und dadurch eigene gesonderte Massive, auch von grösserer Ausdehnung, zu bilden. Was die Migma-tisation betrifft, so ist sie, wenigstens in Pohjanmaa, deutlich von der früheren orogenen Gruppe verursacht worden und daher auch zur Zeit der alpinotypen Deformation vorsichgegangen. Gerade zu dieser Zeit ist ja der sich deformierende superkrustale Komplex in dem Zustande, dass Granite reichlicher in ihn eindringen können. Schliesslich kann der Verfasser sich nicht der Auffassung Wahl's anschliessen, dass alle gneisartigen Granite der früheren Gruppe an-gehören sollten. Überhaupt möchte ich zu der Abhandlung von Wahl anmerken, dass meines Erachtens darin die Eigenschaften der ver-schiedenen Granite in ganz unzulänglicher Weise definiert sind. Wenn man einmal eine tektonische Einteilung machen will, so muss man doch besonders das Verhalten der verschiedenen Granite in Bezug auf die

Linearstrukturen und im allgemeinen in Bezug auf die ältere Tektonik untersuchen.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. HÖGBOM, ALVAR, On the Relations between Syntectonic Granites and Ore-Formation in Sweden. *Fennia* 50, N:o 21, Helsinki, 1928.
2. ——— Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens urberg. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, Bd. 53, 1931.
3. LAITAKARI, AARNE, Über das jötische Gebiet von Satakunta. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 73, 1925. *Fennia* 45, N:o 8, 1925.
4. MIKKOLA, E., Explanation of the Section trough the Area of Bothnian Schists and Intrusive Rocks W. of Tampere in Finland. *C. R. Soc. géol. Finlande*, N:o 4, *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 93, 1931.
5. MÄKINEN, EERO, Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 47, 1916.
6. SAXÉN (SAKSELA), MARTTI, Über den Einfluss des Gesteinsgrundes auf die Vegetation. Beobachtungen aus einem Moränengebiete im mittleren Österbotten. *Fennia* 50, N:o 32, Helsinki, 1928.
7. SAKSELA, MARTTI, *Geol. Toimik., Suomen geol. yleiskartta, Lehti B 4, Kokkola, Kivilajikartan selitys, Helsinki 1933.* (Erläuterung zu dem Kartenblatt B 4, Kokkola.)
8. ——— Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten. *C. R. Soc. géol. Finlande*, N:o 5, *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 101, 1932.
9. ——— Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 110, Helsinki 1935.
10. ——— Die Kieserzlagstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finland. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, Bd. 55, 1933.
11. SEDERHOLM, J. J., *Geol. Toimik., Suomen geol. yleiskartta, Lehti B 2, Tampere, Kivilajikartan selitys, Helsinki 1913.* (Erläuterung zum Kartenblatt B 2, Tampere.)
12. ——— Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 91, 1930.
13. WAHL, W., Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, Bd. 58, 1936.
14. WEGMANN, C. E., Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. *C. R. Soc. géol. Finlande*, N:o 2, *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 87, 1929.
15. ——— Über die Formen magmatischer Erzlagerstätten in Gebirgen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, Jahrg. 36, H. 10, 1928.
16. ——— Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinland. *Fennia* 50, N:o 16, 1928.
17. WILKMAN, W. W., Übersicht der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes Kajaani. *C. R. Soc. géol. Finlande*, N:o 3, *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 82, 1930.
18. VÄYRYNEN, HEIKKI, Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 57, 1923.
19. ——— Über die Altersverhältnisse der Granite von Süd-Finland und Pohjanmaa. *C. R. Soc. géol. Finlande*, N:o 9, *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 115, 1936.



Strukturgeologische Karte des südlichen und mittleren Pohjanmaa.

Marti Saksela: Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge.

DER »MAGMAAUFSTIEG« IN FALTENGEBIRGEN.

Von

H. G. BACKLUND (Uppsala).

I. EINLEITUNG.

Es hat sich im Laufe des gegenwärtigen Menschenalters allmählich die Einsicht eingebürgert, dass kristalline Gesteine isotroper bzw. massiger (= »Plutonite«, Vulkanite) und anisotroper bzw. schiefriger (= Metamorphite) Textur zu dem zwangsläufigen Inventar eines jeden Falten- oder Kettengebirges gehören. Sie bilden den »kristallinen Kern«, das eigentliche »Grundgebirge«. Weniger allgemein eingebürgert ist die Erkenntnis, dass die kristallinen Gesteine mit dem Werdegang des Gebirges aufs Engste verknüpft sind, dass sie sogar in ihrer *mise-en-place* Etappen in den Evolutions-, besonders aber in den Revolutionsphasen der Geosynklinale, des werdenden Faltengebirges, zu markieren scheinen. Die Erkenntnisschwierigkeiten der letzten Jahrzehnte mögen ihre Erklärung in folgenden Umständen finden. Erstmalig wurden die Erfahrungen über die Entwicklung eines Faltengebirges und über seinen tektonischen Bau fast ausnahmslos in den jüngsten Gebirgen, und zwar in dankenswertester Form in den Schweizeralpen geschöpft; in ihnen speziell spielen kristalline Gesteine eine untergeordnete Rolle und sie werden wohl noch zum Teil als präalpin in ihrer kristallinen Ausbildung angesehen. Zum Zweiten knüpfte sich an die Erscheinung einer vollkristallinen (»granitisch-körnigen«) Struktur eines Gesteins die Vorstellung einer sehr grossen Bildungstiefe, unabhängig ob die Textur isotrop oder anisotrop war. Abgesehen davon dass die Kontroverse der grossen Bildungstiefe mit dem Nebenher von vollkristalliner isotroper und anisotroper (gerichteter) Textur übersehen wurde, dürfte es kaum zulässig sein, irgendwelche Schlüsse über die absolute Erstarrungstiefe eines vollkristallinen Massengesteins, die von der nahezu unbekanntem Wärmeleitfähigkeit der Deckschichten innerhalb der Geosynklinale abhängt, auf Grund der Erfahrungen

über die geothermischen Verhältnisse innerhalb älterer und jüngerer Kontinentalgebiete zu ziehen. Seine relative Erstarrungstiefe muss stets klein sein im Vergleich mit der Faltungstiefe und der gesamten Sedimentmächtigkeit. Auch in jüngsten Kettengebirgen müssten also vollkristalline »Plutonite« und Metamorphite auftreten können, die vollständig in ihren Bau und ihre Entwicklung hineingehören. Der meistzitierte alpine Abschnitt bildet also eine scheinbare, aber voll gesetzliche Ausnahme. —

Die Schwierigkeiten, die sich innerhalb junger Faltengebirge dem Studium der kristallinen Gesteine und ihrer Rolle im Aufbau des Gebirges überhaupt entgegenstellen, haben Sederholm (58) veranlasst, einmal übers andre zu betonen, dass die Lösung vieler diesbezüglicher Fragen innerhalb alter und ältester Faltengebirge zu suchen sei. Ein gutes Stück Weges hat er daraufhin angebahnt, und das Ziel seiner Bemühungen, einen internationalen Zusammenschluss für derartige Forschungen zu schaffen, hat er auch noch miterleben können (58). Der Stein scheint endlich ins Rollen gekommen zu sein. Wird er weiterrollen oder soll er an belanglosen Hindernissen stecken bleiben?

2. VERGLEICHBARKEIT VON FALTENGEBIGIRGEN VERSCHIEDENEN RELATIVEN ALTERS.

Der Gedankengang Sederholms, der seinem Streben zu Grunde lag, war folgender: je älter das Gebirge, desto tiefer hat die Erosion in seinen Bau eingegriffen, desto mehr entblösst wird von dem, was für die Umformung der Sedimentmassen und Deckschichten bestimmend wirkte. Dem Einwand, dass in den ältesten Gebirgen derartige Tiefenbildungen an die Tagoberfläche gebracht würden, die keinerlei Konnektion mit Gesteinen jüngerer Faltengebirge zulassen könnten, hielt er stets entgegen, dass innerhalb der Tiefbildungen immerfort echte Oberflächengesteine (»Suprakrustalbildungen«) auftreten, die unter normalen, noch heute wirksamen und sogar auch klimatisch betonten Bedingungen entstanden waren. Ausserdem wurde hervorgehoben, dass der (isostatische) Aufstieg in postorogener Zeit nicht unbegrenzt fort dauere, sondern innerhalb begrenzter Zeit seinen Abschluss finde; den Beweis sah er in dem auf weite Strecken nahen Zusammenfallen der subkambrischen und subjotnischen (sowie älterer, Backlund 2) Denudationsflächen mit der heutigen Landoberfläche. Es kann also auch in den ältesten Gebirgsketten nicht von »Wurzeln« der Gebirge im eigentlichen Sinne die Rede sein. Trotz der differenten Denudationstiefe sollten also ältere und jüngere Gebirge voll vergleichbar sein.

klammerten Glieder können Temperaturvarianten andeuten, dürften jedoch auch Texturvarianten des Ausgangsmaterials abbilden, wie auch texturloses (= isotropes) Ausgangsmaterial mit Ausschluss der Etappen direkt granitisiert (dioritisiert) wird. Es muss bemerkt werden, dass die Namengebung Syn-Anatektite in dieser Reihe etwas widersinnig ist, da die betreffenden Bildungen nie vollständig flüssig waren.

In diesen »ultrametamorphen« Vorgängen und ihren Produkten sah Sederholm ursprünglich den wesentlichen Unterschied gegenüber den jungen und jüngsten Gebirgsketten, bis der Feldbeweis erbracht wurde, dass sie in den altpaläozoischen (Backlund 3, 4; Wegmann 77; Kranck 34; Reynolds 47), jungpaläozoischen (Backlund 5; Erdmannsdörffer 17; Drescher-Kaden 11 u. a.) sowie tertiären (Drescher-Kaden 12) in gleicher Intensität und ähnlichem Ausmass auftreten.

In der westlichen Hälfte von Fennoskandia kamen hierzu weitere Schwierigkeiten, die den Vergleich des gefalteten alten Grundgebirges mit jüngeren Faltengebirgen unmöglich zu machen schienen. Teils suchte man fortdauernd bei der erklärenden Beschreibung der Felduntersuchungen zur Kontrolle den Kontakt mit experimentellen Untersuchungen im Laboratorium innerhalb vereinfachter analoger Systeme oder mit theoretischen Berechnungen unter meist recht willkürlichen Praemissen beizubehalten, ohne dass auch nur entfernteste Gewähr geboten war, dass Versuchsbedingungen, oder Praemissen, mit denen des in der Natur beobachteten Facit auch weitläufig ähnlich waren. Teils begegnete man hier feldmässig in regionaler Entwicklung Formationen, deren Gesteine mit keinen bekannten der jüngeren Gebirgsketten gut zu übereinstimmen schienen. In diesen Formationen, als (Porphyr-) Leptitformationen zusammengefasst und in die genetisch recht heterogene Gesteine eingereiht wurden, sah man allerdings in der Hauptsache Suprakrustalbildungen, und zwar sind es in bedeutendem Ausmass saure Vulkanite, aber diese waren qualitativ und quantitativ, wie wiederholt betont worden ist, mit Bildungen ähnlicher Genese in jüngeren Faltengebirgen nicht direkt vergleichbar. Zudem waren diese Leptitformationen fast die einzigen charakteristischen Träger der ausgedehnten und reichen, sowohl oxydischen (Eisen) als auch sulfidischen (bes. Kupfer) Erzvorkommen. Diese waren mit dem Nebengestein chemisch, mineralogisch u. zeitlich so eng verbunden, dass ihre Entstehung auf dem Wege einer magmatischen Differentiation immer wieder erwogen wurde. Da zudem die Suprakrustalbildungen, die die Erze beherbergten, ebenso wie im Osten einer geologischen Unter-

lage entbehrten und direkt an Gneisgranite, des öfteren in konformer Stellung, grenzten, so könnten für dieselben nicht gern Bildungsbedingungen, die mit den heutigen übereinstimmen, postuliert werden. Zu diesen Erwägungen kamen noch eine Reihe weiterer Gesichtspunkte, die einem Anschluss an das Aktualitätsprinzip hinderlich waren: a) Die vulkanitischen Suprakrustalgesteine zeigten oft dermassen extremen (Na- und K-betonten) Chemismus, wie er in rezenten und subrezentem Ergussgesteinen nicht vorkommt; b) auf weite Strecken wären die Vulkanite einzige Vertreter der suprakrustalen Aktionen und derart reichlich angehäuften, dass eine Parallele nach jüngeren Zeiten hin undenkbar erschien: diese ältesten Zeiten seien von einem ausserordentlich stark entwickelten Oberflächenvulkanismus gekennzeichnet gewesen, wie er in jüngerer Zeit sich nicht könne wiederholen haben; c) die eigentümlichen Skarngesteine, welche stets die Erze in gewissem spezifischen Milieu begleiten, hätten keine Parallelen in jüngeren Zeiten. — Zudem wurde lange eine abweisende Stellung gegenüber dem Begriff der Migmatitbildung eingenommen, teils weil er als ein (stark wärmebetonter) Assimilationsprozess von syntektisch-anatektischem Charakter aufgefasst wurde und die entsprechenden Voraussetzungen der postulierten überschüssigen Wärmezufuhr fehlten, teils weil der Prozess in diesem Sinne allzu selektiv in die ursprünglichen Suprakrustalbildungen eingriff, indem er einige Glieder vollständig oder fast vollständig verschonte, andre — unter deutlich hervortretender Verschiebung der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung — zur Unkenntlichkeit umwandelte. Auch konnten die Felduntersuchungen keinen Anschluss an die Daly'sche Platztausch-Hypothese finden, da sie vor einer regionalen Applikation dieser Hypothese in solchem Ausmasse, dass der Prozess (Platztausch) sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Suprakrustalbildungen zur Auswirkung kam, zurückwich. Die Konsequenzen dieser kritischen Erwägungen führten oftmals zu krassen Widersprüchen mit den experimentellen Erfahrungen, die durchgehend als alleinige kritische Kontrolle benutzt werden sollten; oder dazu, dass die beobachteten Gesteine und ihre Kombinationen unter solchen Bedingungen entstanden wären, die sich weder zeitlich noch räumlich später haben wiederholen können. Es wurde also die Giltigkeit des Aktualitätsprinzips für so entfernte Zeiten verneint.

Wenn nun aber auch in der Westhälfte von Fennoskandia die Zulässigkeit der vorhin tabulierten Umwandlungsreihe von Gesteinen zugegeben wird und dabei im Auge behalten wird, dass die Ultrametamorphose sowie ihre weniger extremen Gradationen — ganz wie in der Gegenwart — sowohl von dem stofflichen als auch von

dem strukturell-texturellen Bestand des vorbefindlichen Materials abhängig ist, so vereinfacht sich nicht nur die genetische Auffassung der Gesteine, sondern auch die Vergleichbarkeit nach aussen wird erweitert. Denn da die normalen psammitischen, pelitischen und karbonatischen Glieder (ev. nach Abzug der Metamorphose) erkannt waren, und die Entwicklungsreihe

Vulkanite → porphyrische Leptite → feinkörnige Leptite → gebänderte Leptite → Leptitgneise

als Produkte einer nach rechts gesteigerten parakristallinen Deformation mit anschliessenden Umbildungen der Stufen 1 und 3 der obenstehenden Tabulierung zugelassen wird, so ist a) der ungewohnte extreme Chemismus eben als Resultat der speziellen Ultrametamorphose (= »Metasomatose») aufzufassen. b) Das reichliche Auftreten von Vulkaniten, oft ohne Gegenwart anderer suprakrustaler Begleitgesteine, wäre ein Selektionsprozess: Die Vulkanite als Oberflächengesteine sind stark entgast (»tote Gesteine«, Brun 7a) und dicht, baschal und mineralogisch von derselben Zusammensetzung wie die aufsteigende gasreiche Migmatitfront, sind aber dank ihrer Beschaffenheit wenig reaktionsfähig und besitzen einen mehr einheitlichen, höheren Verflüssigungsintervall als die Begleitgesteine; sie widerstehen den relativ niedrigen Migmatittemperaturen und reichern sich darum scheinbar an. Ausserdem ist nichts über tektonische Vervielfachungen der ursprünglichen Mächtigkeiten mit Sicherheit bekannt, sodass die »Leptite« mengenmässig voll mit Vulkaniten der beginnenden Revolutionsphasen innerhalb jüngerer Kettengebirge verglichen werden können. Die (oxydischen) Erze sind epigenetische (Verwitterungs- u. dgl.) Bildungen, ebenfalls in der Folge parakristallin (wiederholt) deformiert, durch die Ansätze der Ultrametamorphose »metasomatisch« umgestaltet und vielfach von ihrem primären Bildungsort wegverfrachtet worden, dann nicht selten nochmals parakristallin deformiert (porphyrische Erze u. s. w.), auch regional sulfidiert. c) Die Skarngesteine sind dann, wie schon vielfach erkannt, nichts als ein Produkt der »Ultrametamorphose»: Der Reaktions- und Ausgleichshof zwischen den extremen chemischen Gegensätzen, dem Erz und dem Nebengestein; auch sind sie mehrfach parakristallin (und postkristallin) deformiert worden, entwickelten in dem wechselnden Milieu ihre vielfachen texturellen und mineralogisch-chemischen Eigenheiten.

Die Zulassung von Migmatitbildungen in grösstem Ausmasse innerhalb des fennoskandischen Grundgebirges entbindet die genetische Deutung von dem Zwang der Annahme regionaler Platztauschprozesse, von dem Zwang der zeitlichen Parallelisierung sämtlicher Leptitformationen (als einer einmaligen Verwirklichung eines exklusiven genetischen Prinzips) innerhalb variierend und different orientierter tektonischer Einheiten des Gebiets und eröffnet die Möglichkeit eines weitgehenden Vergleiches mit jüngeren tektonischen Systemen.

Ad 2). Die stoffliche Ausfüllung einer Geosynklinale wird zwangsläufig von zwei Sedimentationstypen charakterisiert: a) die normalen rel. einförmigen Sedimente des Evolutionszyklus, welche die gewohnte zeitliche Anordnung Psammite-Pelite-Karbonatite aufweisen, jedoch mit Rücksicht auf die bekannte Walther'sche Faziesregel und der progressiven Evolution der Geosynklinale sich nicht einfach korrelieren lassen; b) die diastrophischen Sedimente, die den Revolutionszyklus einleiten und diesen häufig durchweg charakterisieren, aber auch in den oberen Teilen der normalen Serie eingeschaltet werden können; sie wurden oft mit dem Lokalnamen »Flysch« der jungen Kettengebirge belegt, welcher Begriff allmählich auf ältere und älteste (präkambrische) Bildungen übertragen wurde. Bei wiederholten Revolutionsphasen können normale Sedimente in die diastrophische Abfolge eingeschaltet sein, die diastrophischen Gebilde schliessen jedoch stets den geosynklinalen Zyklus ab. Stofflich unterscheiden sich die beiden Sedimentserien nicht, jedoch strukturell-texturell sowie die letztere durch ihre kurzzyklische Anordnung ganz bedeutend. Vulkanite von recht differentem, meist ausgeprägtem kalkalkalinen Chemismus sind innerhalb dieser Sedimente zuhause, doch nicht ubiquitär, können aber lokal ganz ansehnliche Anhäufungen bilden. In den obersten Teilen der normalen Sedimentreihe können sie ab und zu schon auftreten, sind dann von basaltischen (spilitischen) Typus, wie auch in den untersten Abschnitten der diastrophischen Sedimente, wenn sie dort erstmalig erscheinen. Die diastrophischen Bildungen sind gewöhnlich von lokalen Verlandungen innerhalb der Geosynklinale begleitet, innerhalb ihrer Gruppe treten dann Andeutungen von Erosionen und Diskordanzen — oft sogar recht beträchtliche — auf; auch sind für sie recht bedeutende lokale und regionale Transgressionen — über stabilere Schelfgebiete — nahezu charakteristisch. — Zu der normalen Entwicklung einer Geosynklinale gehören auch noch die detraktiven Sedimente, die sich infolge des Massenaufstiegs des gefalteten Füllungsmaterials als erosive Abbauprodukte

am Fusse des Gebirges und an den Rändern der Vor- und Hinterlandstiefen, von Zwischengebirgen sowie auch in inframontanen Senken und Becken, zum Teil als Landbildungen, zum Teil auch als seichte See- (süss-brackisch-salzig) Bildungen abgelagern. In den jüngsten Gebirgen werden sie gern als Molasse (= Siwalik) zusammengefasst, welcher Name ebenfalls auf Bildungen ähnlicher Position und Beschaffenheit in älteren Gebirgen ausgedehnt worden ist. Als ausgiebige Landbildungen auf einer noch im Steigen befindlichen Unterlage fallen sie sehr bald von neuem der Erosion zum Opfer und erhalten sich selten in voller Mächtigkeit auf spätere Zeiten, und dann nur, wenn in besonders begünstigter Position befindlich, als Attribute älterer Gebirgsketten bis auf die Jetztzeit. Die Molasse älterer Gebirge kann also nie den richtigen Masstab der absoluten Höhe ihres Aufstiegs (= des Hochgebirgscharakters) abgeben. Eher sollte die gesamte geosynklinale Sedimentmächtigkeit eine Andeutung hierüber geben können, da der (isostatische) Aufstieg ihr annähernd proportional sein dürfte. In diesem Falle dürfte die absolute Höhe alter Gebirge kaum geringer als die der jüngsten gewesen sein, da die jeweiligen Sedimentfüllungen vergleichbarer Grössenordnung sind.

Der Rhythmus der Faltung der beiden geosynklinalen Sedimentationsabfolgen ist nicht gleichartig. Abgesehen davon, dass die normale Abfolge bereits nicht allzu geringe Deformationen während fortlaufender diastrophischer Sedimentation durchgemacht hat, also bei fortlaufenden Faltungsphasen stets einen deformativen Vorsprung vor der letzteren hat, so müssen sich die Verschiedenheiten der stofflicher Anordnung — rasche Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Schichten in Abfolge 2 — sowie des stofflichen Inhalts — die lokal und massenhaft eingeschalteten Vulkanite ebendort — in der Faltungskompetenz und dem Faltungsstil stark geltend machen. Die scharf ausgeprägten Schichtflächen, eine typische Beigabe kontrastreicher Wechsellagerung, tragen das ihre dazu bei. Der Faltungsstil innerhalb der einen oder der andren Abfolge kann direkt vorausgesagt werden. Die detraktiven Ablagerungen (Molasse), zum grossen Teil grobe Detritusbildungen, entwickeln bei fortlaufenden Deformationsphasen ihren eigenen typischen Faltungsstil: Weite und flache, gewölbeartige Falten mit steileren, flexurartigen Schenkelbeugungen; sie sind von Hause aus wenig faltbar und ruhen einer bereits fast völlig (durch Faltung) versteiften Unterlage auf, infolge dessen sind die Faltungsachsen meist nahezu schwebend. In der diastrophischen Abfolge ist der Faltenwurf dem der Molasse entfernt ähnlich, jedoch energischer und oft überkippt, die

Stellung der Faltungsachsen meist unregelmässig und oft steil, das Streichen jedoch meist einheitlich und durchgehend konsequent. In der normalen Abfolge ist gern die Kleinfaltung zu Hause, stetig verschärft durch Verschuppung (Imbrikation); die Stellung der Faltenachsen ist demnach meistens flach. Den Gesteinen sämtlicher Abfolgen wird, je nach Position und Beschaffenheit, mehr oder weniger stark, im Grossen oder im Kleinen, eine Anisotropie durch die Faltung aufgeprägt; sofern sie bereits im Laufe des Prozesses der (pelitischen) Sedimentation auch im Kleinen entstand, wird sie verschärft.

Da es sich bei der Ultrametamorphose von Sedimenten, bei dem einmaligen Aufstieg der Migmatitfront, oft um Umwandlungen der Intensitäten 1—3 der normalen Reihe (vgl. S. 295) handelt, die ja eine Abbildung und Verschärfung bereits vorhandener oder erworbener Anisotropien im Gross- (und Klein-) Bereich umfassen, so könnte der Rhythmus der (abgebildeten) Deformation wegeleitend sein für die Beurteilung des Charakters und der Position des (ursprünglichen) Sediments innerhalb der ultrametamorphen Serie; auch die Intensität 4 (Migmatite) lässt in dieser Hinsicht einige Einblicke zu, obgleich hier bereits Fliesserscheinungen (Fließfalten, Wegmann 74) die ursprüngliche Anordnung verschleiern und die Deutung erschweren. Eine andre Möglichkeit bietet sich dadurch, dass einige Glieder der Sedimentabfolgen ihren ursprünglich isotropen Charakter besser und länger beibehalten als andre. Unter diesen sind es zuerst die Vulkanite, die ausserdem meist einen höher gelegenen und kürzeren Verflüssigungsintervall besitzen (vgl. S. 298) als die Venit- resp. Arteritlösungen, sie entgehen also der ultramorphen Umwandlung, solange sich diese innerhalb der Intensitäten 1—3, ev. 4 bewegt, erleiden allenfalls eine geringe Umwandlung vom Typus der (thermalen) Kontaktmetamorphose. Dasselbe kann auch der Fall sein bei gewissen (monomineralischen) Sedimenten, die ihre (statistische) Isotropie trotz Faltungsdeformation beibehalten haben: den Karbonatiten und den Quarziten; auch sie werden vielfach bis in den Bereich der Arterit- (und teilweise auch der Migmatit-) Bildung stärker oder schwächer kontaktmetamorphosiert. Dadurch ergibt sich eine weitere Handhabe zur Beurteilung der Stellung der fraglichen Gesteine innerhalb der ultrametamorphen Abfolge: der Faltungsrythmus, die stoffliche Anordnung und z. T. auch der ursprüngliche stoffliche Bestand lässt an Hand der reliktschen Glieder mit recht grosser Annäherung grob die Position der Ultrametamorphite einschätzen. Die Ultrametamorphose der Intensitäten 1—3 ist nicht so sehr von der Temperatur und von dem ur-

sprüngen stofflichen Bestände der einzelnen Glieder der Geosynklinabfolge abhängig, als von dem ursprünglichen oder erworbenen Anisotropiezustand.

Bei der Ultrametamorphose höherer Intensität, bei wiederholtem Aufstieg der Migmatitfront, verändern sich die Verhältnisse bedeutend. Die Rolle der vorexistierenden Anisotropie hat ausgespielt, die isotropen Anordnungen fallen ebenfalls der Ultrametamorphose zum Opfer, und zwar, wie es scheint, durch Vermittlung laminärer Fliessbewegungen als Folge von Volumenzuwachs. Da die Intensität der Ultramorphose wahrscheinlich, aller Erfahrung nach, mit der Tiefe zunimmt, so wären in tieferen Teilen der normalen Sedimentabfolge einer Geosynklinale Ultrametamorphite der Intensitäten der Palingenite und sogar der Diapirite zu erwarten: sie werden bereits »intrusiv«, und zwar dann in diskordantem Verband. Ein verkürzter Kreislauf stellt sich ein (Wegmann). Hierauf soll im folgenden Kapitel eingegangen werden.

Ad 3) Als charakteristisches Kennzeichen jüngerer Faltengebirge gilt das einheitliche und gleichgerichtete Streichen der sie aufbauenden schichtigen (anisotropen) Gesteine; jüngere Deformationsphasen folgen den Spuren älterer, sie sind konsequent und konform, und können auf gleichartige Ursachen zurückgeführt werden: sie sind homonom (Backlund 6). Die Faltungsachsen sind im Grossen parallel, im Detail aber oft mehr oder weniger divergierend als Folge des sich zuspitzenden Raumproblems innerhalb der Geosynklinale. Abschwenkungen und Umbiegungen der Strukturglieder einer Gebirgskette können immer auf Elemente, die der ursprünglichen Geosynklinalfüllung fremd sind, bezogen werden (Rahmenwirkung); auch innerhalb einer einheitlich gebauten Gebirgskette können Abschwenkungen und Störungen der gerichteten Texturen auftreten, die dann auf Einwirkung positiv betonter Resistenzgebiete — Fremdkörper innerhalb der Geosynklinale — zurückgeführt werden können (»Zwischengebirge«). Auch isotrop angelegte Vulkanite der beginnenden Revolutionsphasen fügen sich in ihrer ursprünglich scheibenförmig betonten Orientierung in die Deformationstextur, ebenso wie die »synrogenen« Plutonite. Im Detail verwirrte Texturen, die oft in Verbindung mit diesen Phasen zur Geltung gelangen wollen, erweisen sich bei übersichtlich kritischer Betrachtung des Gesamtbildes als konsequent, konform und homonom durchgeführt.

Für das kristalline Grundgebirge des Archäikums wird des öfteren angeführt, dass die tektonischen Strukturen im allgemeinen eine Einheitlichkeit vermissen lassen. Die verwirrten Strukturen, die

Unstetigkeit im Streichen, das scheinbar unmotivierte Auskeilen vorhin dominierender Elemente, das allmähliche Ausklingen stark betonter und viel versprechender Leitlinien, das auf kurze Strecken schwankende Verhalten des Seitengesteins — *ä l t e r* bzw. *j ü n g e r* — zu gangförmig in ihm auftretenden Gesteinskörpern, und dergleichen mehr an augenfälligen Inkonsequenzen liess die Überzeugung aufkommen, dass im Archäikum ganz andre Gesetze der Gesteinsdeformationen giltig waren als in jüngeren Faltengebirgen. Hieraus schloss man auf die Ubiquität der archaischen Faltungen, und da eine konsequente Einteilung in Altersgruppen von regional gerichteter Orientierung hoffnungslos schien, deutete man die Faltungen als nahezu gleichzeitig, oder doch als in raschem Tempo aufeinander folgend. Eine »Rahmenwirkung« gleich der jüngerer Faltengebirge schien vollständig zu fehlen. Man übersah meist, dass im allgemeinen nur geringe Flächen des Archäikums genügend genau kartiert waren, und dass vertikale Profile von irgendwie klärendem Ausmass in den gewöhnlich stark eingerumpften archaischen und präkambrischen Gebieten fehlten.

Auch hier war es Sederholm, der teils durch Detailaufnahmen kleinerer Gebiete, teils aber und besonders durch die meisterhaft planierten und mit eherner Konsequenz durchgearbeiteten Grundgebirgsblätter der geologischen Landesaufnahme Finlands (1 : 400 000), mit ihren durchaus reichen Gliederungen eine Wandlung der Ansichten nicht nur anbahnte, sondern auch weiterhin in die Wege leitete. Nicht wenig trug dazu bei — wenigstens für den Verfasser dieser Zeilen —, dass in jüngeren Faltungsgebirgen kristalline Anteile mit strukturellen und texturellen Eigenheiten, die von denen des typischen Archäikums nicht zu unterscheiden sind, jedoch komplettierende, in dem Archäikum meist fehlende Vertikalprofile von mächtiger Ausdehnung zeigen, nach der Methodik von Sederholm (51) bearbeitet und in ihrer Gesteinsgenetik den Sederholmschen Erfahrungen angepasst, sich einheitlich und konform in die streichende Fortsetzung der sedimentären Glieder des Faltungsgebirges einpassen liessen; der Prozess der Ultrametamorphose und die Deformationsakte der Gesteine gehören also nahe zusammen als Funktionen der Gebirgsbildung innerhalb gegebener Rahmen, ihre Wirkungen treten konform, konsequent und homonom in Erscheinung.

Es war zuerst innerhalb jatulischer und kalevischer Sedimente in Ostfinnland, dass der Begriff einer einheitlichen präkambrischen Gebirgskette — die Kareliden (Eskola 21, Wegmann 76) mit N bis NNW-Streichen — sich auskristallisierte. Sie umfassten die jatulischen und kalevischen (+ bottnischen und ladogischen) Sedimenta-

tionen. Darauf wurden die Svecofenniden mit ostwestlichem Hauptstreichen herausgeschält (Sederholm 52, 54; Wegmann 75). Später wurden versuchsweise die Gotiden, in der Hauptsache der »Eisengneisformation« Westschwedens entsprechend, aufgestellt (Wahl 69). Da aber die Strukturen dieses Elements, allerdings meist in flacher Faltung und mit wogenden Faltungsachsen und daher oft in Hauptorientierung schwerbestimmbar, in N—S bis NNW streichen und ihre Deformationen und späteren (magmatischen) Begleitgesteine jünger als die der Svecofenniden sind, diese von jenen renegant überschritten werden, so dürften die Gotiden als Kernzone mit den Kareliden zusammenzustellen sein und das gotokarelidische Faltengebirge bilden (Backlund 6). Die geologische Kartierung von Fennoskandia ist noch bei weitem nicht abgeschlossen, doch existieren bereits einigermassen detaillierte Karten auch von entlegenen und schwer zugänglichen Gebieten, sodass recht ausgiebige Kontrolle für die vorstehenden und folgenden Konzeptionen vorhanden sind. Auch für die Kolahalbinsel liegen, unabhängig von den Detailaufnahmen der zentralen Nephelinsyenitgebiete, einigermassen detaillierte Teilaufnahmen sowohl auf finnischem (Petsamo, Hausen 29 a) als auf russischem (Polkanov 46) Gebiet vor. Eine Aufteilung von ganz Fennoskandia in genetisch einheitliche Gebiete, entsprechend modernen Faltungsgebirgen, kann also nunmehr, ohne weitere Überraschungen zu riskieren, etwa wie folgt durchgeführt werden (Backlund 6):

- Älteste Gruppe: 1) *Svecofenniden*. Streichen: E—W. Vergenz: S→N. Umfasst S und SW-Finnland bis an die Gegend von Tammerfors; in Schweden: Upland, Södermanland, Västmanland, Nerike, den östlichsten Zipfel von Värmland, S-Dalarne und S-Gästrikland, N-Östergötland. Sedimente der normalen und diastrophischen (mit Vulkaniten) Abfolge sowohl in ultrametamorpher, als in »normal« metamorpher und wenig metamorpher Maskierung können erkannt werden. Detraktive Sedimente (Molasse) nicht mit Sicherheit bekannt.
- 2) *Norwegosamiden*.¹ Streichen: WNW bis NW. Vergenz: NNE→SSE (?). Umfasst die Kolahalbinsel, Petsamo mit dem Granulitgebiet,

¹ Die Bezeichnung der Namengebung Polkanovs für die alten Same-Sedimente (Same = Lappen) nachgebildet.

sowie Südwaranger. Normale und diastrophische Sedimente nebst Vulkaniten in der gewohnten Maskierung erkennbar. Detraktive Sedimente (Molasse) ebenfalls vertreten.

- 3) *G o t o k a r e l i d e n*. Streichen: N—S bis NNW. Vergenz: W→E (mit Ausnahme des äussersten Westens?). Umfasst Karelen (in russisch Karelen eine Unterlage?), Österbotten, N-Finnland, N-Schweden, W-Schweden (Kernzone = »Eisengneise«), SE-Schweden (bis zur Linie Valdemarsvik—Motala etwa), SE und SW-Norwegen. Normale und diastrophische Sedimente nebst typischen Vulkaniten sind gut erkennbar und stellenweise sogar in nahezu normaler Tracht vorhanden. Detraktive Bildungen (Molasse) sind reichlich an typischen Lokalen erhalten und gleichen in Ausbildung und Erhaltungszustand Molassebildungen jüngerer Gebirge (= Devon).

- Jüngste Gruppe: 4) *K a l e d o n i d e n*. Streichen: NE bis NNE. Vergenz: NW→SE. Mit Einschluss der »Sparagmite« (= Hyperboreum, Sederholm 54; = Grönlandium, Koch 33) des Gebirgsrandes, der Fischer Halbinsel und der Insel Kildin.

Es ist ohne weiteres klar, dass eine Rahmenfunktion bei so alten Gebirgen, auch wenn sie nicht bis auf allzu grosse Tiefen entblösst sind, bedeutende Schwierigkeiten in ihrer Feststellung bietet. Besonders da, wie es scheint, im vorausgesetzten Rahmengebiet neben normalen Deformationsstrukturen, wie sie in jüngeren Gebirgen bekannt sind, partielle Verflüssigungsstrukturen der jeweiligen jüngsten Migmatitfront des neuen Systems, bzw. reine Diapirite, auftreten, die aufeinander interferierend einwirken. Auch braucht es nicht hervorgehoben zu werden, dass die Rahmenwirkung in dem jüngeren System deutlicher hervortreten muss, als in dem jeweils älteren, dass sie also an den Kaledoniden am deutlichsten sein muss. Doch tauchen auch hier Schwierigkeiten auf, denn teils sind Elemente der Kaledoniden auf Rahmenteile weit aufgeschoben, teils ist die Rahmenfunktion durch kaledonische Granite (sic!) maskiert, so in der Gegend von Stavanger, im Marsfjällgebiet, im Gebiet von Stora Sjöfallet u. s. w. Doch tritt sein Rahmen in einigermassen einheitlich

geschwungener Linie hervor. Dessen Elemente streichen senkrecht auf die Elemente der Kaledoniden, die dem Rahmen parallel laufen.

Die Gotokareliden nehmen die ganze Breite von Fennoskandia ein, von der Nordseeküste in WSW bis zur Küste des Weissen Meeres (?)

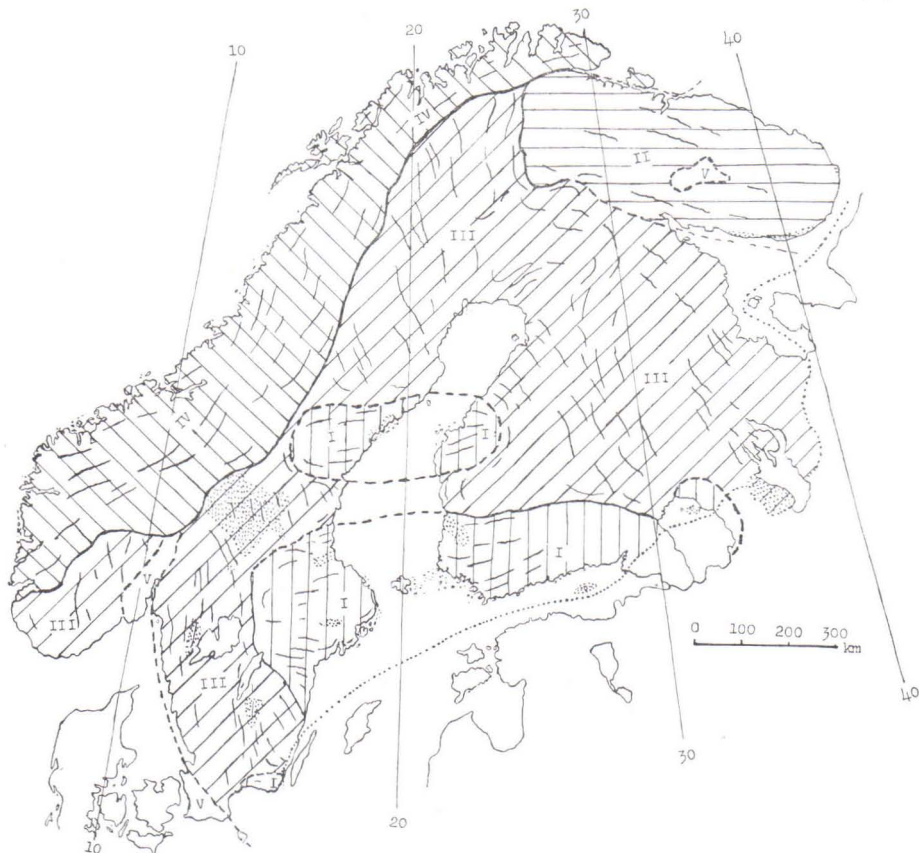


Fig. 1. Regionale Faltungskomplexe von Fennoskandia. — I-Svecofenniden, II-Norwegosamiden, III-Gotokareliden, IV-Kaledoniden, V-Variskiden. Punktierte Areale- Molasse der Gotokareliden, punktierte Linie- Grenze des Paläozoikums.

in ENE. Betreffs des östlichsten Anteiles bestehen doch einige Unsicherheiten: bildet der alte Gebirgsgrund in Ost- und russisch Karelen und seine nördliche kartographische (Gavelin & Magnusson, Karte, 24) Fortsetzung nach Westen hin die normale primäre Unterlage der karelidischen Kalev-Jatul-Flyschformationen, oder repräsentiert er eine ältere Sedimentations- und Deformationsphase desselben Systems? Seine Gesteine sind stark polymetamorph und geben hierüber

keinen eindeutigen Aufschluss. Auch geben Kartenbeschreibungen (Hackman 26, Mäkinen 41) und Spezialuntersuchungen (Hausen 28, 29; Wegmann 71, Väyrynen 70) in diesem Sinne nur schwer deutbare Auskünfte. Für eine Deutung in erstgenannter Richtung sprechen die in diesem Gebieten mittels der Uran-Bleimetode neuerdings gewonnenen hohen absoluten Alterszahlen der Gesteine (Nenadkewicz 44, Labuntzow 36, zit. bei Vernadsky 68), die höher sind als alle bisher in dem Grundgebirge Fennoskandias berechneten Werte. Für eine Deutung in der zweiten Richtung wäre das mit den Kareliden roh konforme Streichen zu nennen, ein Kennzeichen, das jedoch, wie es scheint, nicht regional kontrolliert ist und das Flächenstrukturen zeigt, die mehr als einmal mit der der Eisengneisformation Westschwedens verglichen worden sind. Es könnte sich jedoch auch um Umstellung sehr alter Strukturen durch wiederholte und konforme gotokarelidische Deformationsphasen handeln, zumal da, nach finnischen Grenzkartenblättern zu urteilen (Wilkman 78), in diesen Strukturen granitische Gesteine karelidischer Orientierung zu stecken scheinen.

Es können also in den Randgebieten der Gotokareliden bisher keine sicheren Rahmenkomplexe festgestellt werden. Damit ist nicht gesagt, dass sie fehlen und dass die Faltungsprozesse sowie Metamorphose und Ultrametamorphose sich »uferlos« vollzogen hat. Die quer zu Streichen gemessene Breite der Gotokareliden ist allerdings bedeutend, jedoch nicht bedeutender als die tertiärer Gebirge, denn, wie es oft der Fall ist mit diesen, sie umschliessen mit deutlichem Rahmeneffekt die Svecofenniden als »Zwischengebirge«. Desgleichen muss das bogenförmige Umschwenken der kalev-jatulischen Quarzitformationen im nördlichsten Finland um die »Granulitformation« herum als Rahmeneffekt (Mikkola 43, Sahlstein 48) von Seiten der Norwegosamiden gedeutet werden; hier könnte bereits ein randlicher Rahmen vorliegen.

Die Stellung der Svecofenniden als »Zwischengebirge« wird des weiteren unterstrichen durch die Anordnung der verschiedenartigen Anteile der gotokarelidischen Molasse: in vielfach unterbrochenem Ring umgeben sie das »Zwischengebirge«, teils auf seinen randlichen Bauelementen ruhend, teils auch Anteile des niedergebroschenen gotokarelidischen Gebirges zudeckend. Diese Randgebiete sind ihrer Stellung nach, laut Erfahrungen aus jüngeren Gebirgen, im post-orogenen Zeiten mit negativen Tendenzen ausgerüstet und in ihren Senkungsanteilen zur Bewahrung von detraktiven Sedimenten auf spätere Zeiten wie vorausbestimmt. Es sind dies die Dalformation im Westen = älteste Molasse; die Noppiformation (v. Eckermann 15 a) im Norden, die Svartälvsquarzite im NW, der untere Teil der

Almesåkragruppe im Südwesten (S. Gavelin 25), das Hoglandium im Süden (Sederholm 54, Kranck 35) = mittlere Molasse; und die jotnischen Sandsteine von Dalarne, Gävle, Björneborg im Norden, vom Onega-See im Osten, vom oberen Almesåkra im Südwesten = oberste Molasse; alle diese Bruchstücke und Denudationsrelikte sind neben den in diesen Senken auftretenden oder von ihnen ausstrahlenden »subjotnischen« und »jotnischen« Verklüftungen (= Diabasgängen) indirekte Zeugen des Rahmeneffekts. Auch in einer Mittelsenke des »Zwischengebirges« sind Reste einer gotokarelidischen Molasse (»Mälarsandstein«) erhalten, was umso mehr seine angedeutete Stellung unterstreicht.

Es könnte der Satz auch umgekehrt werden: das Auftreten von jotnischen, molasseartigen Sandsteinen innerhalb der Gotokareliden, weiterab von dem grossen »Zwischengebirge« der Svecofenniden, dürfte auf das Vorkommen von kleineren Zwischengebirgsstücken hinweisen. Das scheint auch der Fall zu sein: der jotnische Sandstein von Trysunda und Nordingrå tritt auf innerhalb und nördlich eines recht diffusen Abschnitts, in dem ein ausgeprägtes E—W-Streichen zu beiden Seiten des bottenischen Meerbusens sich geltend macht. Unregelmässiges und auffallend umgestelltes Axialgefälle (Saksela-Saxén 49) auf der Ostseite sowie einige charakteristische Kennzeichen der Svecofenniden, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, im zentralen und westlichen Anteil führen zu der Vermutung, dass auch hier eine »Zwischengebirgsscholle« als stabiles Relikt längs der Linie Härnösand—Vasa etwa vorliegt, die von allen Seiten von den Gotokareliden plastisch umschlossen wird. Aus dieser Gegend liegen nur wenige und recht lokalisierte Beobachtungen innerhalb des älteren Grundgebirges auf schwedischer Seite vor (v. Eckermann 15).

In diesem Zusammenhange sind die Sandsteinreste am Südufer der Kolahalbinsel als (jüngste) Molasse der östlichsten Gotokareliden von Interesse.

Von den Rahmeneffekten der svecofennidischen und norwegosamidischen Faltungen ist nichts bekannt. Auch ihre gegenseitige Altersstellung ist unsicher, da sie nirgends aneinander grenzen. Aus Anzeichen, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, scheint den Norwegosamiden eine etwas spätere Altersstellung zuzukommen.

Aus dem oben Angeführten scheint zur Genüge hervorzugehen, dass ältere und älteste (präkambrische) Faltungen mit jüngeren und jüngsten Faltengebirgen vollauf vergleichbar zu sein scheinen, und

dass in den ersteren die »Wurzeln« der Gebirge nicht so tief entblösst sind, dass nicht eine, freilich ungefähre Lokalisierung des relativen Niveaus der ursprünglichen Sedimentation möglich sei.

3. UNSTIMMIGKEITEN IN DEM PROZESS DES »MAGMAAUFSTIEGS«.

In dem Prozess des »Magmaaufstiegs« in Faltengebirgen muss bei dem jeweiligen Stand der Felduntersuchungen sowohl der Aufstieg in höhere Niveaus der diapiritischen und palingenitischen Granite, Granodiorite und Diorite, also die klassischen plutonischen »Intrusionen« in den Oberbau und die Übergangszone, als auch die Aufwärtsbewegungen der Migmatitfronten in Betracht gezogen werden (vgl. Wegmann 74, S. 342 ff.). Die ersteren sind in der Hauptsache das Beobachtungsobjekt in jüngeren Faltungsgebirgen und an ihnen können zum grossen Teil die detailliert ausgearbeiteten Differentiationshypothesen angewandt werden. Die letzteren bilden neben den Intrusionen der ersten Gruppe, das grosse Rätsel der älteren und ältesten Faltungsgebirge. Von dem Aufstieg der basaltischen Massen wird in diesem Zusammenhang abgesehen. Nach den vorliegenden Felduntersuchungen scheint zwischen den Bewegungen dieser und der Granit- resp. Migmatitfront kein oder nur ein von weither bedingter Zusammenhang zu existieren (vgl. Backlund 6 a). Die Granitintrusionen (»Plutone«) und einzelne Glieder der Migmatitfront können jedoch nur feldgeologisch von einander unterschieden werden, denn isotrope Sedimentgesteine werden meist auch »massig« granitisiert (vgl. unten).

In der Übergangszone (Wegmann 74) sind die eigentlichen metamorphen Gesteine mit ihren verschiedenen »Tiefenabstufungen« ein Gebiet der typischen »Paragesteine«, während in der Migmatitfront der Unterschied der »Tiefenstufen« sowie der »Para-« und »Orthogesteine« stetig stärker verwischt wird; die Grenze zwischen der Gruppe der Ultrametamorphite und der der Plutonite schwindet allmählich. Die Glieder dieser Reihen gehen seitlich, im Streichen in einander über, ohne dass tektonische Störungslinien von irgendwie regionaler Bedeutung zwischen ihnen festgelegt werden können. Das Auffallende ist hierbei, dass die Gesteine der Migmatitfront stetig einförmiger werden, und dass allerdings (aus dem chemischen Befund) von Assimilation und Hybridbildung von Seiten pelitischer Sedimente (Al-Überschuss, spezielle Al-Silikate!) gesprochen wird, selten aber oder nie eine Inkorporierung oder Granitisierung von monomineralischen

Sedimentmassen (Quarzite, Kalksteine), die in normaler Sedimentation eine so ungemein grosse Rolle spielen, in Betracht gezogen wird. Und wiederum werden hierfür als Erklärung Verhältnisse angeführt, die zu jener Zeit von den heutzutage herrschenden grundverschieden sein sollten: es fehlte der Regen und das fliessende Wasser, der *primus motor* der sedimentären Differentiation (Hadding 27) und es existierten nur mechanische Zerfallsprodukte, die dem Muttergestein an mineralogisch-chemischer Zusammensetzung sehr nahe standen! Abgesehen davon, dass feldgeologische Beobachtungen in Granitisierungsgebieten verschiedener Altersabstufungen dieser antiaktualistischen Annahme entschieden fremd gegenüberstehen, so liegt dieser angenommene »regenlose« Zeitabschnitt der Erdgeschichte so weit zurück in der Entwicklungsgeschichte der Erde und war von derart kurzer Dauer (Niini 45) im Vergleich mit dem Alter der Erde, dass er bis auf weiteres ganz und gar aus den Annalen der Erdgeschichte ausgeschaltet werden kann und muss. Denn seine Konzeption führt aus dem Rahmen des Aktualitätsprinzips heraus.

Migmatite, entstanden auf Kosten von pelitischen Sedimenten, Hybridbildung mit Peliten, »contamination« von Seiten toniger Sedimente, alles dies sind mehr oder weniger geläufige Begriffe. Denn die chemische Zusammensetzung der Tone steht der eines Granits (oder Syenits) sehr nahe (vgl. Hobbs 31); es fordert nur geringe Zuschüsse von Alkalien (Na_2O), von Kieselsäure (in der Form von Alkalisilikaten?), um eine Identität herbeizuführen. Zudem ist dieser Zuschuss quantitativ-analytisch nachgewiesen. Und der Verflüssigungsintervall ist niedrig, denn die chemische Zusammensetzung des Ausgangsprodukts steht nahe und nähert sich stetig dem eines Eutektikums. Die tonigen Sedimente haben auch die notwendige grosse Verbreitung, die eine Bildung von Migmatitgraniten auf ihre Kosten, ohne den Feldbeobachtungen und allgemeinen Sedimentationsregeln allzusehr Gewalt anzutun, rechtfertigen; dazu kommt noch ihre von Hause aus anisotrope Textur, die bei der Diagenese verschärft wird und sie für venitische und arteritische Granitisationen stark empfänglich machen. — Sobald aber das granitisierte Endprodukt im Vergleich mit »normalen Graniten« aussergewöhnlich hohen Kieselsäuregehalt aufweist, so werden Feldspatquarzite, also arkosenähnliche Sedimente, als Sedimentanteil des Migmatits angegeben; ist dagegen das Endprodukt kieselsäureärmer, »femisch«, so wird allenfalls ein Sand- oder Kalkmergel als sedimentäre Migmatitkomponente genannt. Dabei wird völlig davon abgesehen, dass innerhalb der Sedimente der normalen geosynklinalen Evolution gerade diese Sedimenttypen rel. spärlich und lokal vertreten sind; in der diastrophischen

Sedimentation sind die Arkosen etwas häufiger; sie sind erst in den detraktiven Molassesedimenten einigermaßen massgebend. Gerade diese letzte Serie spielt jedoch in dem Aufbau der Faltengebirge überhaupt, aber in den älteren und ältesten Gebirgen insbesondere, eine sehr geringe Rolle.

Sind die Deutungen der Migmatite, die in allen Fällen immer wieder den tonigen resp. Al-hältigen Bestandteil der Sedimentkomponente als für das Endprodukt bestimmend hervorheben, sinngemäss und richtig? Wohin verschwinden hinter der Migmatitfront die monomineralischen Psammite (Quarzite) und Karbonatite (Kalksteine), die sonstwo sowohl innerhalb der normalen, wie innerhalb der diastrophischen Abfolge der geosynklinalen Sedimentation eine so bedeutende, ja nahezu dominierende Rolle spielen? Existierten sie überhaupt und ist der Schlusssatz des vorigen Kapitels ein Trugschluss? Besteht die Möglichkeit einer voll uniformitarischen Anschauung in ihrer Anpassung an älteste Gesteinsbildungen? Diese Fragen haben stets Sederholm beschäftigt (50, 52).

4. DIE ROLLE DER QUARZITE.

Für den Verfasser war die Einsicht in die strukturellen und lithologischen Verhältnisse der Kaledoniden Ostgrönlands, sowohl ihrer kristallinen als ihrer normal sedimentären Glieder, entscheidend für die Klärung dieser Fragen (1929). Die Fjordprofile, die hunderte von Kilometern in nahezu ungebrochenen, bis 2 000 m hohen vegetations- und schutfreien Wänden, allenfalls nahezu 90° in Richtung von einander divergierend (inneres Scoresbysund) und lokal die dritte (horizontale) komplettierende Dimension in weiten schutfreien und glazialskulptierten Flächen (Björneöer) dem Studium darbieten, repräsentieren mächtige Beweismittel. Auch Wegmann (77) und Drescher-Kaden (11), die sich mit demselben Fragenkomplex beschäftigen, haben in Grönland komplettierende oder frische Eindrücke empfangen.

Die Erfahrungen von Grönland lassen sich anstandslos auf Fennoskandia übertragen, und zwar auf sein archaisches Grundgebirge. Denn die Erscheinungen müssen im Felde studiert werden, jedoch jedesmal eine Studienfahrt nach dem schwerzugänglichen Grönland zu empfehlen, wäre an die Beweglichkeit der Geologen allzu hohe Forderungen zu spannen.

Bei Västervik an der Küste Südostschwedens (Geol. Kartenblätter 126, 127, 137, 147), knapp innerhalb der Grenze der Gotokareiden (vgl. S. 305), bildet eine Quarzitformation das Grundgebirge. Sie ist synchron und vikariert z. T. (weiter nach Westen und Süden hin)

mit einer sauren Effusivformation, den Smålandsporphyren und ihren Tuffen, und hat, mit einigen geringen Deviationen, das gotokarelidische (NW bis NNW) Streichen inne. Sie ist in flach gewölbte Falten mit steilen Schenkeln und im ganzen flacher Achsenstellung gelegt. Die Quarzite sind verhältnismässig reine, stellenweise, solange in der Nähe keine sauren Effusivgesteine auftreten, sogar auffallend reine Quarzsandsteine, deren primäre Schichtung ab und zu durch schärfere («magnetitlig») oder diffusere (mafische Minerale) schmale, schnell auskeilende, dunkle Streifen markiert wird. An andren Lokalen wurde auch Wechsellagerung (Svenonius 63, 64, 65 u. a.) beobachtet, besonders in der Richtung, wo Faziesveränderung zu erwarten ist (nach Norden hin, pelitische Sedimentation, auch lokal in südlicher Richtung). Diskordanzschichtung tritt auch auf, doch ist nicht alles, was auf den ersten Blick als solche aussieht, eine primäre Bildung.

Die psammitische Sedimentformation enthält Basite als konforme Einlagerungen. Es sind dies ursprüngliche basische Effusivgesteine. Sie sind meist in den Quarzitfeldern schwer zu entdecken, da sie in den Gewölben, wenn entblösst, leichter der Verwitterung anheimfallen, als das sie einschliessende Quarzitgestein, und deshalb mit (Glazial-) Schutt zugedeckt sind. In den erodierten Schenkeln treten sie als schmale Streifen innerhalb der steilstehenden Quarzite auf und sind dank ihrer Position innerhalb einer Kompressionszone stark verschiefert und durchbewegt; doch nicht mehr als dass man feststellen kann, dass sie eine vortektonische Oberflächenverwitterung durchgemacht haben, begleitet z. T. von Karbonatbildung (hydrothermale Kalktuffe?) und von Ausscheidung von Eisen(hydr)oxyden (Norrländet, Kartenblatt Västervik). An solche Zonen sind die spärlichen und kleinen (Skarn-) Eisenerze gebunden (z. Beisp. Gränsö, SE Västervik), die stark und wiederholt durchbewegt worden sind. Eine ungefähre Vorstellung über den bedeutenden quantitativen Anteil der Basite in der Quarzitformation erhält man am Ostrand der sichtbaren Entblössungen, in dem äusseren Schärengebiet, wo die Faltenachsen steiler und sehr steil (nach Osten bzw. Südosten) untertauchen: Man erhält dort gewissermassen Querprofile durch die ganze Formation und kann sich davon überzeugen, dass die Basite, obgleich in grosser Erstreckung amphibolisiert, teilweise ihre Primärstrukturen («ophitische» Anordnung der Feldspatminerale, Mandelstein- und Blasraumstrukturen, Kataklase) innerhalb der Gewölbe gut erhalten haben, auch stellenweise an primärer Mächtigkeit so zunehmen, dass gabbroide Strukturvarianten auftreten, die sich den späteren regionalgeologischen Umwandlungs- und Umformungsprozessen gegenüber ganz anders verhalten als die wenig mächtigen Decken. Sie wurden

deshalb ab und zu bei der Kartenaufnahme (besonders im Norden des zitierten Areals; Kartenblatt 127, Gavelin 22) als jünger und einer andren Gruppe von Basiten zugehörig aufgefasst, als z. B. die schmalen Lamellen in den Schenkelpartien, zumal wenn sie in pelitisch-faziellern Milieu auftraten. In diesen kopfständigen Streifen des Randgebiets sind innerhalb der Gewölbeanteile querschlägige, nur wenig deformierte Gänge als Zuflussapparate der Decken und der oberflächlichen Intrusionen zu deuten. Auch die in den Kartenbeschreibungen (No 137, Svenonius 63) erwähnten »Dioritarterite« sind nichts als recht oberflächliche und recht grobe, repetierte basaltische Lagerintrusionen (»sills«) in geringem vertikalen Abstand von einander. Sie sind nicht alle genau gleich alt, gehören aber demselben geologischen Entwicklungsabschnitt des Gebiets an, sind also teils gleich alt wie, teils ev. etwas jünger als die psammitische Sedimentation.

Das Auftreten von (basischen und sauren) Vulkaniten, der Charakter der Sedimentation sowie der Faltungsstil zeigen alle gleichsinnig an, dass in dem Gebiet der Västerviksquarzite eine Zone der diastrophischen Sedimentation vorliegt; die Nähe der svecofennidischen Strukturen (Blatt No 158, Valdemarsvik, Sundius 61), nebst einige andre Kennzeichen, auf die im Folgenden kurz eingegangen wird, deutet ausserdem an, dass die »Flysch«bildungen transgressiv über die älteren svecofennidischen Strukturen übergreifen, jedoch noch zu dem Randgebiet der gotokarelidischen Geosynklinale gehörten und eine ihrer Entwicklungsstapen repräsentierten.

Die kurz charakterisierte Suprakrustalformation tritt mit einer jüngeren Granitformation in innigste Verbindung. Die Kartenbeschreibungen (Serie Aa, 126, 137, 147, Svenonius 63, 64, 65) unterstreichen wiederholt das häufige Fehlen scharfer Grenzen, den allmählichen Übergang von Granit zu Quarzit und umgekehrt, auch von den südlich ausschliessenden Kartenblättern 1:100 000 (Serie Ac, N:o 5, 8, Hedström 30, Svedmark 62), die unter anderen Voraussetzungen felduntersucht und herausgegeben wurden, wird dieser Umstand stark hervorgehoben, wobei von Einschmelzungen grossen Stiles gesprochen wird. Die Granite, die recht einheitlich aussehen (fleisch- bis violettrote Farbe) und einigermaßen an die Spätgranite (»Hangögranite«) der Svecofenniden erinnern, wechseln im Detail sowohl strukturell wie chemisch ganz ausserordentlich. Um auch dieser Seite des Befundes gerecht zu werden, ist versuchsweise die Deutung zur Diskussion aufgenommen (Kartenblatt 127, Gavelin 22),

dass die zu den Quarziten führenden Übergangsgesteine wenig oder garnicht sortierte Verwitterungsprodukte (bis zu extremen Feldspatarkosen) eines älteren Granits wären, die durch spätere Metamorphose und jüngere Graniteinwirkung wieder bis zur Unkenntlichkeit regeneriert worden wären; also die Annahme zweier im Felde sichtbarer, einander sehr ähnlicher Granite. Das Auftreten von eckigen und gerundeten Quarziteinschlüssen in einigen gleichkörnigen Granit-typen schien diese Annahme zu begünstigen.

Ein aufmerksames Studium der Kartenblätter (nebst Beschreibung) sowie eine kurze Begehung im Felde zeigt, dass es sich nicht um granitische Intrusionen («Plutone») im hergebrachten Sinne handelt, auch dass es kein einheitlicher gewaltiger Batholith mit sog. »roof pendants« sein kann. Dazu sind die Grenzverhältnisse zwischen sicheren Graniten und sicheren Sedimenten zu kompliziert. Zudem sind auch in den Übergangsgebieten die gröberen und feineren Strukturen und Texturen der Sedimente so trefflich in ursprünglicher Orientierung und Ornamentierung erhalten wie es nimmer bei einem Gewaltakte genannter Art der Fall gewesen sein könnte. Abgesehen von dem Ineinandergreifen der beiden Formationen zeugt die Abwesenheit verschärfter Tektonik an den Grenzen zum Granit hin, sowie das ungestörte Fortstreichen der Sedimentreste jenseits der Granitunterbrechung gegen grossräumige Gewaltakte erwähnter Art. Schliesslich findet die Differenz im Streichen zwischen den sicheren Sedimenten (NW bis NNW) und einer ausgeprägten (Fließ-) Textur (E—W) in den grobporphyrischen Graniten, welche letztere Textur auch in Nachbargebieten übergreift, keine Erklärung in den beiden genannten Formen der *mise-en-place*, ja sie steht ihr sogar schroff abweisend entgegen.

Eine sechstägige Begehung und Befahrung — mit Kollegen und kompetenten Schülern — des zentralen Gebietes um Västervik bis zum Grenzgebiet von Loftahammar zeigte, dass es sich um eine einheitliche, möglicherweise in Etappen vollführte Granitaktion handelt und dass diese die jüngste »magmatische« Arealmanifestation — abgesehen von den querschlägigen Vulkaniten der späteren Molasse, den subjotnischen und jotnischen Diabasgängen — repräsentiert.¹ — Dann konnte festgestellt werden, dass die als reine Quarzite

¹ Zeitweilig wurde angenommen (Gavelin 23), dass die sog. »Loftahammar-Granite« und angeschlossene Metabasite eine ältere durch Suprakrustalbildungen getrennte Formation repräsentieren; abgesehen davon, dass zwischen jenen und den Graniten von Västervik keine Grenze gezogen werden kann, so vollzieht sich ein pelitischer Fazieswechsel nach Norden hin; die Pelite werden, *ceteris paribus*, früher, bei etwas niedrigeren Temperaturen granitisiert als Sedimente anderer fazieller Ausbildung derselben Abfolge, sind also etwas »älter« in ihrer *mise-en-place*.

auf den Kartenblättern bezeichneten Areale in der Natur regional eine bedeutend stärkere Beeinflussung von Seiten der Granite aufweisen, als aus der Legende zu erwarten wäre. Feldspatquarzite mit zugewandertem Feldspatanteil gehören zu dieser Gruppe. Es liessen sich die Strukturtypen, die vorhin (S. 295) als charakteristisch für den Prozess der »Ultrametamorphose« aufgestellt wurden, ganz gut unterscheiden und in ihrer Position gegenüber dem ursprünglichen Sediment und der Art seiner tektonischen Deformation mehr oder weniger exakt festlegen.

Venite treten nur auf an der Grenze des Fazieswechsels Psammit \rightarrow Pelit und in dem letzteren (z. Beisp. an dem Ostufer von S. und N. Malmö, an dem letztgenannten Lokal als »Hälleflintgneis« kartiert). Innerhalb der eigentlichen Quarzitregion sind sie, wie erwartet nicht vorhanden, da ja ihr Feldspatmaterial autigen sein müsste. Tektonische Position: steile Kompressionsstellung (Faltenschenkel?).

Arterite sind in perfekter Ausbildung rel. selten und treten innerhalb der Quarzitformation hauptsächlich in den (durchbewegten) steilen Schenkelpartien der Grossfalten auf. Hier sind aplitartig-feinkörnige, nahezu leptitähnliche Gesteine, quarzreich und mit diffuser Streifung in der Streichrichtung zu Hause; sie erinnern an »Granulite« französischer Terminologie. In Anbetracht der mechanischen Beschaffenheit des Ausgangsmaterials — des Quarzits — ist auch nicht anders zu erwarten. Mit dem pelitischen Fazieswechsel nach Norden und Süden hin werden die Arterite stetig in Ausbildung vollkommener. — Fleckengneise, auch als Syenitarterite und »Krokögneise« bezeichnet, sind unvollkommene Ausbildungen, die strukturell und texturell eine Zwischenstellung einnehmen zwischen den eigentlichen Arteriten und den Grobporphyren; sie leiten hinüber zu den letzteren. Ihre »Flecken«, aus gröber- und feinerkörnigen Anhäufungen von dichtgedrängtem Mikroklin, in Linsen ausgezogen oder in mehr diffusen Flecken vereinigt, geben diesem »Zuschuss« ein syenitisches Gepräge. Ihre Position innerhalb der lokalen Tektonik ist bereits weiterab von den Schenkelpartien der Gewölbe und nähert sich schrittweise der Scheitellinie.

Besonders sind es die »Krokögneise« (auf der Insel Mjödö sehr charakteristisch entwickelt), die ausgezeichneten Fingerzeig geben. Es sind dies sehr regelmässig wellblechartig kleingefälte Augen-gneise mit einfachen und kompositen Mikroklinaugen in Syn- und Antiklinalposition innerhalb der Kleinfalten, deren umschmiegende Linienführung aus Quarz besteht. Die Schenkel der übereinander geordneten Kleinfalten bilden gemeinsame, ebene und parallele Flächen,

die steil (etwa 60°) nach Norden einfallen und fast durchgehend auch Spuren staffelförmiger Abschiebungen nach Norden hin aufweisen; das gemeinsame Bild gibt deutliche Belege eines Prozesses der stetigen Volumenzunahme des ursprünglichen Quarzits, wobei das Muttergestein der Volumenzunahme gerecht wird teils durch Kleinfältelung ringsum die sprossenden Mikroklinkristalle, teils durch Abschiebungen. Die beiden Prozesse, die im althergebrachten Sinn gesehen entgegengesetzte Aktionen bedeuten sollten, sind so innig mit einander verknüpft, dass keine Zeitdifferenz dazwischen gelegt werden kann.¹ Es müssen also bei der »Augengneis«-Ultrametamorphose des Quarzits in diesem Dilatationsspannungen vorhanden gewesen sein. Die Kleinfältelung (= Schenkelebenen) streicht nahezu E—W, also mit einer bedeutenden Diskordanz ($45\text{—}60^\circ$) zu dem ursprünglichen Streichen der Sedimente.

Die Grobporphyre, auf den Kartenblättern meist als »Augengranite« bezeichnet, sind durch runde, grössere Mikroklinindividuen (oft aus 2—3 Einzelkristallen bestehend) in einer mittelkörnigen bis aplitischen Zwischenmasse, mit spärlichen dunklen Gemengteilen, ausgezeichnet. Auch die als grobkörnige Granite bezeichneten Gesteine sind meist nichts als Grobporphyre, in denen die gerundeten Mikroklinindividuen dicht gedrängt in einer spärlicher Zwischenmasse derselben Art liegen. Sowohl die »Augengranite«, besonders wenn die »Augen« spärlich und klein sind, als auch manchmal die grobkörnigen Granite lassen deutlich eine parallele »Fliesstextur« erkennen: die »Augen« liegen in Reihen orientiert, in der Zwischenmasse sind oft auch die Komponenten in Lagen reihenweise angeordnet. Die Felder der Grobporphyre (im weiteren Sinn) lassen bereits auf den Kartenblättern eine allgemeine Orientierung in breiten Streifen erkennen, oft mit Unterbrechungen, aber dann in der Fortsetzung wiedererscheidend. Diese Streifen haben eine Orientierung in NW—SE, also übereinstimmend mit der Tektonik der Sedimentformation, während ihre »Fliesstexturen« in E—W orientiert sind. Die »Augengranite« zeigen dann und wann Reste von rings um die Einsprenglinge schalenförmig geschwungenen Zwischenmassetexturen, die mehr oder weniger deutlich alle Übergänge zu den gefältelten Krokögneisen aufweisen: sie sind ein weiter vorgeschrittenes Stadium der Granitisierung und durch »Fließfaltung« verschärfte Ausbildungsform der Quarzite, und ha-

¹ Von einer Aufschiebung in entgegengesetzter Richtung kann hier nicht die Rede sein, da in diesem Fall die zarten, noch wenig festen Gebilde total ausgewalzt worden wären.

ben mit den Krokögneisen das einheitliche Detailstreichungen gemeinsam. Die Position der Grobporphyre ist die der Kulminationen der Gewölbe; an und für sich ist ihre Bestimmung sehr erschwert, da die E—W-streichenden »Fliesstexturen« steil stehen. Jedoch treten ab und zu innerhalb dieser Felder grössere u. breitere Areale von Basiten (= Amphiboliten) zu Tage, die in scharfen Gegensatz zu den schmalen Streifen der Basite in den Schenkelpartien stehen. Diese grösseren Basitareale scheinen, soweit durch Feldbeobachtungen kontrolliert werden kann, eine schwebende Gewölbestellung einzunehmen; sie werden von E—W-streichenden (aplitisch gleichkörnigen, diapirischen) Granitgängen (= Zerrklüften) derselben Abfolgen in wechselnden Abständen durchzogen. Die Gewölbestellung der Grobporphyre lässt sich übrigens aus der Position ihrer Felder im Verhältnis zu andren, weniger granitisierten Arealen, besonders der in Schenkelstellung befindlichen, recht gut extrapolieren. Die scheinbare Diskordanz der Fliesstexturen der jüngeren Grobporphyre zu der Tektonik der älteren Sedimentformation ist, neben der Erkenntnis der graduellen Überprägungsformen, ein gewichtiger Beweis gegen eine »batholithische« Erscheinungsform des Granits: die »Fließbewegungen« als Bewegungserscheinungen der »batholithischen« Intrusion hätten schwere Zusatzstörungen in die ursprüngliche Tektonik der Sedimente hervorgerufen; diese lassen sich nirgends entdecken.

Die gleichkörnigen Granite, sowohl mittel- bis feinkörnig, können auch palingenitisch oder syntektitisch sein. Denn sie gehen seitwärts unmerklich in die Grobporphyre über, sind auch arm an farbigen Gemengteilen wie diese und können ebenfalls Scheitelposition einnehmen; stärker hornblendeführende Abarten treten recht unvermittelt auf und sind dann mit lokalen Anhäufungen von älteren, aus dem umgebenden Sediment herausgeschälten Amphiboliten vergesellschaftet. Man ist versucht ihren Hornblendegehalt von diesen und ihren ursprünglichen Begleitgesteinen herzuleiten, nicht als »Ausschmelzung« im hergebrachte Sinne, sondern als Zerrüttungserscheinung in der Gewölben im Verband mit der vorhin angedeuteten Dehnung (vgl. weiter unten). Ein Teil der massig gleichkörnigen Granite ist sicher diapiritisch: teils durchsetzen sie (diffus) die Grobporphyre, teils enthalten sie (eckige und gerundete) Bruchstücke von sowohl (reinem und etwas granitisierten) Quarzit, wie auch von Amphibolit und sind selbst hornblendeführend (z. Beisp. der »Lucernagranit« bei Västervik). Ihr Auftreten ist an die Schenkelpartien der Gewölbe gebunden, und dieses sowie ihre Einschlüsse zeigen, teils dass ihrem *mise-en-place* eine leichte Granitisierung vorangegangen ist, teils

dass die ursprüngliche Kompression der Schenkelpartien von einer Dilatation-Dehnung in NW—SE abgelöst worden sein muss. Ein Anzeichen hierfür sind quergestellten Boudinage-Strukturen (73), die in den Schenkelpartien sowohl innerhalb leicht granitisierter Gesteine, als auch in dem unveränderten Sediment (bereits von Svenonius 63 beobachtet und abgebildet, vgl. Kartenbeschreibung 137) auftreten (vgl. auch Fig. 2). Die Dehnung ergab den für den Diapirprozess notwendigen Raumüberschuss, der boudinierte Quarzit und

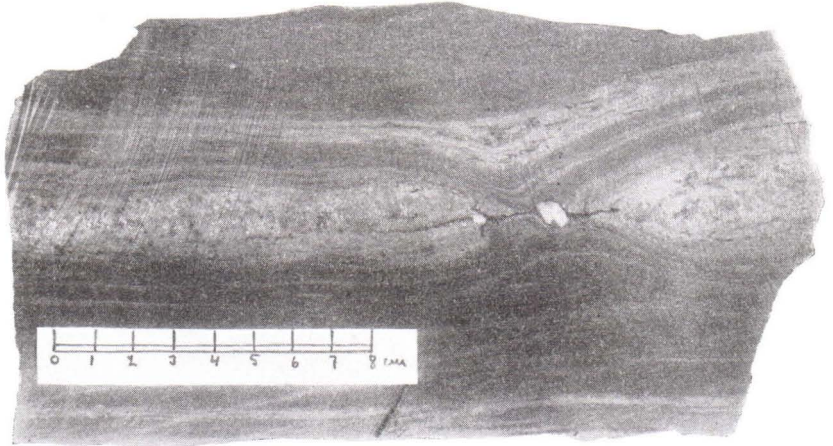


Fig. 2. Boudinage in einem venitisch-arteritisch umgewandelten, unreinem Quarzit («leptitisiert»). Beginnende gröbere Kristallisationen an den Scheitellinien der Boudinen; Schenkelposition des Quarzits. W-Küste von S. Malmön bei Västervik.

mit ihm die demgleichen Schicksal verfallener Amphibolitlinsen liefern die Bruchstücke, das ev. vorhandene Karbonatgestein (vgl. oben) beschleunigte die Beweglichkeit und die vorhin stärker verquetschten Amphibolschiefergesteine konnten, stark desintegriert, dem Diapirgestein den Amphibolgehalt liefern.

Die vorhin zusammengestellten Feldbeobachtungen sowie der Versuch ihrer ursächlichen Verknüpfung können an der Hand der Fig. 3 und ihrer schematischen Interpretation (Fig. 4, beide nach B. Willis 79; ein analoges Schema gibt auch Cloos 8) für den Fall von Südostschweden erläutert werden. Die gotokarelidische Faltung mit ihrer NE- bis ENE-Vergenz (G—K) stellt die rel. wenig faltbaren (Flysch-) Sedimente in flache Gewölbefalten mit NW- bis NNW-Axialstreichen (A—A¹) um. Infolge des starren Widerlagers der Svecofenniden im Norden (S—F) erhielt das System ein Drehmoment

(G¹—K¹), wobei von den bereits als Resultat der normalen Faltung angelegten diagonalen Rissen das E—W gerichtete System (D, D, D) in Aktion trat, teils als Bewegungsflächen,¹ teils auch als Dehnung senkrecht zu ihrem Streichen. Gleichzeitig mit dem Eintritt des Drehmoments entwickelte sich eine Dehnung längs den steilen Schenkelstreifen (B—B¹), die sich in der Boudinage-Zerstückelung einzelner Schichten auslöste. Die Zone B—B¹ ist zuerst das Gebiet der be-

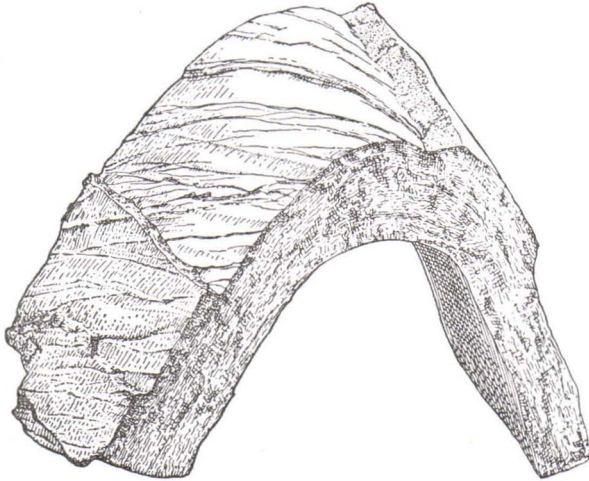


Fig. 3. Gewölbefalte mit Diagonallissen im Gewölbe
(nach Bailey Willis).

ginnenden schwachen (venitisch-arteritischen und feinkörnig-leptitischen) Granitisation, dann der Boudinage (Fig. 2) und später (bei vorschreitender Dehnungsaktion) der diapiritischen gleichkörnigen (Hornblende-) Granitintrusionen, D—D—D ist das Gebiet der Grobporphyre und grobkörnigen Granitisationen, sowie der Palingenite und Syntektite.

Vorhin wurde angenommen, dass die (Flysch-) Sedimente der Gotokareliiden transgressiv über die alten Strukturen der Svecofenniden übergreifen; die verworrenen Strukturen mit deutlich doppelter und divergierender Überprägung der angrenzenden Kartenblätter im Norden (N:o 158, Valdemarsvik) gaben hierzu die Veranlassung. Diese Annahme passt gut mit der Interpretation der Granitstrukturen

¹ Das angebliche E—W-Streichen der Sedimente weiter im Süden, von der ausdrücklich die Unsicherheit betont wird (HEDSTRÖM 30), ob es sich um Schichtung oder »sekundäre« Verschieferung handelt, mag hierdurch erklärt werden.

weiter südlich, wodurch die Giltigkeit der Annahme zusehends gestärkt wird. Ein weitere Andeutung sei hinzugefügt. Bei dem Nachlassen der tangentialen (Falten-) Bewegung (und bei der späteren epirogenen Heraushebung) trat das andere System der diagonalen

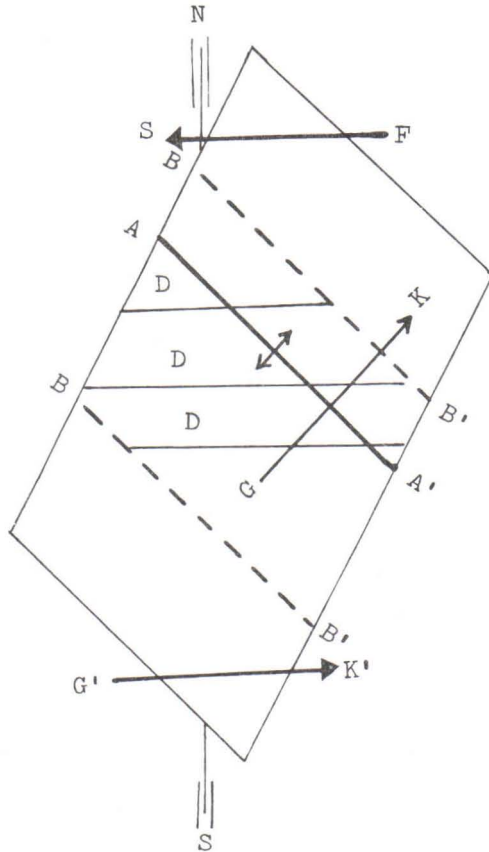


Fig. 4. Schema der Fig. 3, auf Västervik angewandt. N—S = Nord-Südlinie.

Gewölberisse (N—S bis NNE—SSW) in Aktion und bereitete den jotnischen Diabasen (u. Porphyrgängen) Zutritt zu der Erdoberfläche, wobei sie die deckenden Molassebildungen durchschlugen. Die bekannten N—S-streichenden, oft konglomeratgefüllten Diabasgänge erhielten ihren Konglomeratanteil aus den wenig verfestigten Konglomerathorizonten der deckenden detraktiven Sedimente, ebenso wie in Ostgrönland beobachtet werden kann, wie die (tertiären) Basalte bei dem Durchschlagen der (unterkarbonischen) Molassebildungen in dem Niveau ihrer Konglomeratlagen ganz mit wohlgerundeten Geröllen über eine kurze Vertikalstrecke hin überfüllt sind.

Der Chemismus der Migmatitbildung¹ Quarzit → Granit ist bisher kaum berührt worden. Bei der betreffenden Diskussion wurde stets von einem Arkose-Muttergestein ausgegangen. Vorerst muss aber nochmals betont werden, dass Migmatite niemals homogene Schmelzen waren, sondern mengenmässig eine Mischung von stark überschüssiger fester Phase und jeweilig ganz geringem Anteil von flüssiger Phase (= »Poren magma«, Eskola 20) repräsentiert haben. Der Texturbefund und die Mineralparagenesen geben hierfür die notwendigen Belege.

Im Folgenden soll die chemische Seite der Umwandlung monomineralischer Quarzite in »typische« Granite an Hand vorliegender Analysen gestreift werden. Aus dem vorliegenden Analysenmaterial (Sammlung Larsson 37) wurden von der Västerviksgegend diejenigen Granit- u. Quarzitanalysen ausgewählt, die womöglich Granite in der streichenden Fortsetzung von Quarzitfeldern repräsentieren, oder wo Quarzitvorkommen in der Nähe die enge Verknüpfung der beiden Gesteine sehr wahrscheinlich machen. Eine speziell für die Zwecke der gegenwärtigen Übersicht vorgenommene Auswahl der Gesteine im Felde würde kaum etwas an den untenstehenden Berechnungen und Vergleichen verändern. Nummerierung nach Larsson.

Tabelle I. Analysezahlen.

N:o	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	KO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	S:me
773.	98.43	0.45	?	0.37	0.14	0.30	—	—	—	—	—	—	99.69
775.	96.04	2.03	?	0.90	0.15	0.71	—	—	—	—	—	—	99.58
776.	93.89	4.67	?	0.73	0.18	0.46	—	—	—	—	—	—	99.89
928.	91.21	5.46	?	1.41	0.32	0.32	—	—	—	—	—	—	98.85
3.	81.17	8.16	1.56	0.77	0.71	1.40	2.17	2.94	0.41	0.30	—	0.62	100.21
7.	78.50	10.95	0.36	0.70	0.18	1.00	3.15	4.97	0.06	0.08	0.02	0.40	100.37
22.	76.82	11.59	0.69	1.17	0.37	1.03	3.44	4.14	0.10	0.17	0.05	0.36	100.53
38.	75.22	12.07	1.82	1.24	0.20	0.50	3.98	4.37	0.13	0.34	0.11	0.15	100.13
75.	73.03	12.35	1.17	0.71	0.46	2.13	3.54	4.98	0.56	0.32	(CO ₂)	0.99	100.24
99.	70.89	14.05	1.69	0.49	0.37	2.14	3.26	5.62	0.33	0.52	—	0.43	99.77
...
409.	78.51	11.02	0.64	0.80	0.26	0.70	2.14	5.30	0.09	0.13	0.10	0.43	100.12

Quarzite: 773. Kammartorpet (Aa, Bl. 126); 775. Kärrebo, Norrlandet (Aa, Bl. 147); 776. Kalkugnshagen (Aa, Bl. 126); 928. Kärrebo (Aa, Bl. 147).

Granite: 3. NW-Teil v. St. Bergön (Ac, Bl. 5); 7. Zw. Hummelstad u. Svartsmörja (Aa, Bl. 126); 22. Ankarsrum (Aa, Bl. 126); 38. Insel Jungfrun (Bull. Geol. Inst. VII); 75. SE Uthammar (Ac, Bl. 5); 99. Virbo (Ba, Bl. 6).

Vulkanit: 409. (»Åby Granulit«, Fliseryd, Ac, Bl. 8).

¹ Der Ausdruck »Migmatitbildung« wird hier im weiteren Sinne und ungefähr gleichbedeutend mit »Ultrametamorphose« benutzt; er umfasst die auf S. 295 aufgestellte genetische Reihe.

Obgleich in betreff der Granite N:o 75 und 99 die feldgeologischen Relationen zu Quarziten nur mit einiger Schwierigkeit extrapoliert werden können, so fügen sie sich recht harmonisch in die konsequente Entwicklungsreihe des zunehmenden Gehalts an Al_2O_3 , Na_2O und K_2O auf Kosten von SiO_2 . Aus den Zahlen der femischen Oxyde (einschliesslich eines Teils von CaO) lässt sich keine bestimmte Tendenz herauslesen; sie könnten, wie schon die Analysenzahlen der Quarzite andeuten, dem Muttergestein vor der Migmatitbildung zugehört haben, besonders wenn der stratigraphisch unregelmässig gebundene Inhalt der Quarziterie an Basiten sowie an Karbonaten (Kalkstein) berücksichtigt wird und ihr Anteil in dem Sinne der obigen Darlegungen mobilisiert wird.

Eine bessere Übersicht des gesteigerten Zuwachses des Muttergesteins an Oxyden, die zur Bildung des Granits führen, gibt die Umrechnung der fraglichen Oxydgruppen auf 100 SiO_2 (Tabelle II).

Tabelle II.

N:o	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	H_2O	S:me 1	S:me 2	S:me 3
773	0.46	—	0.38	0.14	0.30	—	—	—	—	—	—	1.28	—	—
775	2.11	—	0.94	0.16	0.48	—	—	—	—	—	—	3.69	—	—
776	4.97	—	0.78	0.19	0.45	—	—	—	—	—	—	6.39	—	—
928	5.98	—	1.55	0.35	0.35	—	—	—	—	—	—	8.23	—	—
3	10.07	1.92	0.95	0.87	1.72	2.67	3.62	0.51	0.37	—	0.76	23.06	16.36	12.98
7	13.95	0.46	0.89	0.23	1.27	4.01	6.33	0.08	0.10	0.03	0.51	27.86	24.29	20.91
22	14.96	0.90	1.52	0.48	1.34	4.48	6.17	0.13	0.22	0.07	0.48	30.75	25.61	22.03
28	16.05	2.42	1.65	0.27	0.66	5.29	5.81	0.17	0.45	—	0.20	32.97	27.15	23.77
75	16.91	1.60	0.96	0.63	2.92	4.85	6.82	0.77	0.44	—	1.36	37.26	28.58	25.20
99	19.79	2.38	0.69	0.52	3.02	4.60	7.93	0.44	0.73	—	0.61	40.71	32.32	28.94
•••														
409	14.03	0.82	1.02	0.33	0.89	2.73	6.75	0.11	0.17	0.13	0.55	27.53	23.51	20.13

Die in der Tabelle II zusammengestellten Zahlenreihen scheinen die Annahme betreffs der femischen Oxyde als in der ursprünglichen Sedimentformation zu Hause zu bestätigen, mit Ausnahme vielleicht eines geringeren Anteils von CaO und von TiO_2 . Die Berechnung der Alkalien auf Al_2O_3 im Verhältnis 1 : 1 gibt stets einen variierenden, jedoch meist kleinen Überschuss von Al_2O_3 . Die Summe 1 zeigt die Gesamtsumme der gegenüber 100 SiO_2 überschüssigen Oxyde; unter Summe 2 sind $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ tabuliert und in Summe 3 gehen dieselben Zahlen ein, vermindert um den mittleren Gehalt an Al_2O_3 (= 3.38) der angeführten Quarzite. Sie zeigen innerhalb der Gesteine 3—99 den maximalen und den minimalen Zuschuss, den die Quarzite bei ihrer successiven Granitisierung erhalten haben, sie geben also eine Vorstellung jedenfalls von

dem maximalen Volumenzuwachs der Quarzite bei dem Prozess der Migmatitbildung.

Die Hauptrolle bei der Migmatitbildung der Quarzite scheint also Aluminaten, und zwar Alkalialuminaten zuzukommen. Das Verhältnis der Molekularproportionen $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ ist, abgesehen von einigen Schwankungen, abgerundet in allen angeführten Gesteinen 3—99 der Reihe = 1 : 1 : 2. Ein steher kleiner Überschuss von Al_2O_3 mag darauf hindeuten, dass kleinere Mengen von CaO ebenfalls »juvenil« sein könnten, obgleich ein Teil dieses Überschusses dem Sediment ursprünglich angehört haben kann (Andalusitbildung bei der Umwandlung vom Typus Kontaktmetamorphose).

Die Granite von Västervik repräsentieren einen späten Abschnitt in der »magmatischen« Entwicklung des betreffenden Gebirgsgrundes, eines relativ hochgelegenen Schnittes der Gotokareiden. Es sind Spätgranite (Wegmann 74). Frühgranite in derselben Geosynklinale mögen, aus gleichem Muttergestein entstanden, ein andres Aussehen u. andren Chemismus haben. Bedeutsame Erfahrungen hierüber liegen vor aus den Kaledoniden Grönlands. Es scheinen dort im Verlauf der frühen Granitisationen auf der Basis quarzitischer Gesteine Granulite sowohl im Sinne der englischen als der deutschen Nomenklatur sich gebildet zu haben. Es könnte bei dieser Feststellung scheinen, dass kein Zufall die genetische Konvergenz der drei Granulitbegriffe beherrscht hat. Das Verhältnis $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ scheint sich also bei fortschreitender Revolutionsentwicklung der Geosynklinale zu verschieben. Es kann in diesem Zusammenhang nicht näher hierauf eingegangen werden. Um nur einen kurzen Einblick hierin zu gewinnen, wurde die Analyse N:o 409 eines Vulkanits (»Granulit von Åby«), der synchron der Quarzit-Leptitformation Südostschwedens eingeschaltet ist, beigelegt. Allerdings ist nichts bekannt über die genetischen Relationen des Vulkanits zur Tiefe hin, nur dass er bedeutend älter ist als der Västerviksgranit (und als sein Granitwerden), denn er ist zeitlich getrennt von ihm durch den Sedimentationsintervall einer Deckformation, die die nötige Tiefe der »Granitisation« schuf. Dieser Vulkanit zeigt also, abweichend von der Serie der Västerviksgranite, das Verhältnis $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1 : 2 : 3$.

Die geologische Rolle der Quarzite innerhalb der Ultrameta-morphose im Rahmen der Geosynklinale kann folgendermassen zusammengefasst werden: Im Laufe der frühen Granitisation ist der Volumenzuwachs nicht allzu bedeutend; die Neugranite steigen palingen nur wenig in die Höhe und können deshalb teilweise ihre ursprüngliche Lagerform bewahren. Bei den Spätgranitisationen ist der Volumenzuwachs bedeutender, die Granite werden in höherem Grade

palingen und z. T. auch diapiritisch. Da die Ultrametamorphose etappenweise vorsichgeht (vgl. Analysenreihe!), können ursprüngliche Formen und Texturen, besonders in den Grenzgebieten der Umwandlung, voll erhalten werden. Die Umwandlung scheint im geringeren Grade horizontweise (also parallel der ursprünglichen Schichtung) vorsichzugehen. Das mechanische Verhalten der ursprünglichen Quarzite bei der Faltung gibt im Verein mit verschärfter »Fliessfaltung« Anlass zu weitgehenden scharfen Faltungsdiskordanzen (vgl. Wegmann 74) innerhalb vorher gut konkordanter Serien. Die ursprüngliche grobe Bankung der Quarzite kann die Ultrametamorphose hindurch erhalten werden und ergibt bei moderaten Volumenzuwachs die für den Steinbruchbetrieb günstige grobe und parallele Teilbarkeit des resultierenden Granits.

5. DAS SCHICKSAL DER KALKSTEINE.

Innerhalb der ältesten Suprakrustalbildungen (der »Leptitformation«) Fennoskandias sind Kalksteine reichlich vertreten, solange die Sedimente und die sie ev. begleitenden Vulkanite nicht ultramorphen Umwandlungen unterworfen worden sind. Die Kalksteine wechsellagern meist mit »Leptiten« silikatischer Zusammensetzung, lassen selten grössere Mächtigkeiten messen und keilen sehr bald im Streichen aus, gewöhnlich infolge tektonischer oder anderer späten Komplikationen, sodass ihr Auftreten im Masstab der Kartenblätter Aa meist kaum zum Ausdruck gelangt (vgl. z. B. Beschreibung der neuen Kartenblätter N:o 168, A. Högbom 32; 175, 177, Magnusson 38, 40). Innerhalb der Areale der Urgranite sind sie spärlich und ihre Form ist unregelmässig, oder aber sie fehlen ganz. In den Spätgraniten werden sie auch ab und zu angetroffen, besonders wenn diese in der streichenden Fortsetzung von (kalkführenden) Leptitstreifen auftreten, die nicht vorher von Urgraniten durchdrungen waren.

Das Verhalten der »Urgranite« gegenüber den Kalksteinen ist meist schwierig zu beurteilen, da infolge von Tektonisierung die primären Kontakte mitsamt den Kalksteinen und den Urgraniten stark deformiert sind und die silikatischen Kontaktminerale in Blätter ausgezogen und oft von der direkten Berührungsfläche durch die ausgelösten Differentialbewegungen wegtransportiert sind. Weil die Granitareale gewöhnlich auf den Kartenblättern dominieren, zudem

auch weil innerhalb der geschichteten Leptite die Kalksteine horizontbeständig zu sein scheinen, also nicht unbedingt überall Ausbisse zu zeigen brauchen, wird der Eindruck gewonnen, dass das gefaltete ältere Praekambrium (= Archäikum) ursprünglich ärmer an Kalksteinen gewesen sein muss, als jüngere Geosynklinalkomplexe. Zudem müssen sie, meint man, unter andren Bedingungen entstanden, d. h. anderer (hydrothermaler?) Herkunft sein, als die Hauptmenge der Kalksteine in jüngeren Formationen, da sie zwischen (meist geschichteten) Leptiten vulkanitischer Herkunft auftreten.

Dass Kalksteine sich unter der Verkleidung einer silikatischen Ultrametamorphose in den Arealen sowohl der Früh- als auch der Spätgranite verbergen könnten, wurde nicht in Betracht gezogen, und zwar aus zwei Gründen.

E r s t e n s wurde angenommen, dass die symbolische Reaktion



im Gebirgsgrund eines Faltengebirges ein wahres Gleichgewicht repräsentiere, da die »Granitintrusionen«, die diese Reaktion einleiteten, auf so grosser Tiefe stattfänden, dass ein Entweichen von CO_2 unmöglich sei, dass also die Kontaktfläche Kalkstein \leftrightarrow »Granitmagma« stationär sei. Vorhin (S. 294) wurde aber unterstrichen, dass die Bildungstiefe der Granite nicht so bedeutend sein kann; zudem entwickelt sich der Prozess der Granitisation in der d u r c h b e w e g t e n Oberkruste, innerhalb der Geosynklinale, in der stets mehr oder weniger trafikable Wege zu der Oberfläche bis in späte Zeit offen gehalten werden — das beweisen z. B. die späten Molassevulkanite. Die symbolische Reaktion bedeutet innerhalb der Erdkruste meist nur in Ausnahmefällen ein eingestelltes Gleichgewicht, überwiegend verläuft sie mehr oder weniger vollständig von links nach rechts. Es vollzieht sich gern eine radikale Silikatisierung der Kalksteine.

Z w e i t e n s wurden nur zwei Formen von regionaler Silikatisierung von Kalksteinen in Betracht gezogen. Die eine stützte sich auf die F e l d b e o b a c h t u n g von Diopsidfelsen als Kontaktbildungen zwischen Kalksteinen und Graniten, und die resultierende regionale Umbildung sei ein A m p h i b o l i t, ev. diopsidführend (Adams 1); später wurde wegen des notwendigen grossen Zuschusses an femischen (und alkalischen) Oxyden bei dieser Umwandlung nur von unreinen, mergeligen Kalken als Ausgangsmaterial gesprochen (u. a. Barth 7). Die andre benutzte die I n t e r p r e t i e r u n g einer Beobachtung in einem geologischen Milieu, das kaum mit einer Geosynklinale und ihren Revolutionsprozessen vergleichbar ist: Die angebliche Bildung von A l k a l i g e s t e i n e n im Zusammenhang

mit der Einschmelzung von Kalksteinen in (granitischen) »Silikatmagmen« (Daly 9, Shand 59, 60). Das geologische Auftreten, die Assoziation und die individuelle Form der Amphibolite im alten Gebirgsgrund Fennoskandias (wie auch in den Kaledoniden dies- und jenseits der Skandik) sind derart, dass ihre genetische Deutung im angegebenen Sinn unmöglich erscheint. Und Alkaligesteine fehlen in dem Gebirgsgrund Fennoskandias gerade dort, wo man sie nach obiger Interpretation erwarten sollte, vollständig; die vorhandenen Alkaligesteine gehören einem ganz andren (postorogenen und jüngeren) Entwicklungszyklus.

H. v. Eckermann hat als erster (13, Mansjö) und wiederholt (14, Tennberg) auf die fortschreitende *Beweglichkeit* der Kontaktfläche zwischen Kalkstein (fest) und Granit (beweglich) hingewiesen und ihre chemisch-mineralogischen Details und Reaktionen meisterhaft beschrieben. Da es sich bei seiner Untersuchung um *mineralogische* und *mineralparagenetische* Fragen handelte, ist er auf die *geologischen* Konsequenzen dieser Feststellung nicht eingegangen. Bei seinen Untersuchungen handelte es sich teils um Kalksteine der Svecofenniden (Tennberg), teils um ebensolche innerhalb der Gotokareiden (Mansjö). In beiden Fällen sind die äusserst vollständigen mineralogisch-petrographischen Untersuchungen mit reichlichen chemischen Analysen belegt worden, und in beiden Fällen handelt es sich um Spätgranite innerhalb der betreffenden geologischen Komplexe. Für die beiden Lokale gibt v. Eckermann äusserst instruktive und detaillierte Kartendarstellungen. — Enberg (16) hat die Frage ebenfalls knapp tangiert (Gökum) in dem Verhalten des Kalksteins gegenüber einem Frühgranit (?) innerhalb der Svecofenniden, jedoch auch er widmete seine Untersuchung mineralogischen Spezialfragen und lieferte keine den Prozess irgendwie beleuchtenden Analysen. — Der Verfasser hat denselben *geologischen* Vorgang mit entsprechenden mineralogischen Details in den Kaledoniden Ostgrönlands wiederholt (1929, 1930, 1932, 1933, 1934) an verschiedenen Lokalen sowohl betreffs der Frühgranite als der Spätgranite beobachtet; Kranck (34) veröffentlichte hierzu einen Teil des chemischen Belegmaterials, und zwar in betreff des Verhaltens der Kalksteine gegenüber den Frühgraniten.

Das Vorkommen von Tennberg (Kartenblatt N:o 175, Nya Kopparberget) besteht aus 2 kleinen Kalksteinarealen (etwa 20×70 und 5×10 m) in ungefähr 400 m (NNW) Entfernung von einander, die inmitten eines relativ einheitlichen, mittel- bis feinkörnigen Biotitgranits, des Malingsbogranits, auftreten. Ringsum die Kalksteine stellt sich eine Aureole von Hornblendegranit, ungefähr dem jeweiligen

Kalksteinsareal an Grösse proportional, ein. v. Eckermann (14) fasst die Kalksteine als »frei schwimmende« Bruchstücke einer grösseren Kalksteinformation auf. Es könnte sich jedoch, was wahrscheinlicher erscheint, um die ungefähr *in situ* befindlichen Reste der Kalksteinformation selbst handeln. Für diese letztere Auffassung spricht erstens, dass das an dem grösseren Kalkstein gemessene Streichen (ungefähr E—W) und Fallen (S 45—50°) beiläufig mit dem innerhalb der Sedimente unmittelbar nördlich hiervon auf dem angrenzenden Kartenblatt (N:o 177, Grängesberg) gleichgerichtet ist; zweitens, dass innerhalb desselben Granitareals weiter nach Süden hin Eisenerzvorkommen auftreten, die denen der echten Leptitformation vollkommen ähnlich sind, dass es sich also im Falle des Granits um eine graduell fortschreitende Migmatitbildung handelt; drittens zeigt das Vorkommen von Tennberg so viele und überzeugende Analogien mit dem Vorkommen von Mansjö, in dem der kleine Kalksteinsrest augenscheinlich noch den primären Verband mit andren Sedimenten und Suprakrustalbildungen derselben Abfolge bewahrt hat, dass auch auf analoge Position der beiden Kalksteine geschlossen werden will. Allerdings ist das allgemeine Verhalten und Feldaufreten des jüngeren Mansjö-Granits gegenüber den andren Supra- und Infrakrustalbildungen nicht unmittelbar einleuchtend. Viertens tritt NE von Tennberg (SW-Ecke von Blatt N:o 177) innerhalb der Leptitformation, dessen Platz der Spätgranit im SW und S einnimmt, ein Kalkvorkommen auf, das zur Genüge beweist, dass es sich hier um kalkführende Horizonte der Leptitformation handelt.

In den Tabellen III und IV sind die Reaktionsstufen zwischen dem Kalkstein einerseits und Granit (der Malingsbogramit für Tennberg, Tab. III; der Mansjögranit für Mansjö, Tab. IV) nach v. Eckermann (l. l. c. c.) andererseits zusammengestellt. Eine Originalzusammensetzung des Kalksteins von Tennberg gibt er nicht an, weshalb die Zahlen des entsprechenden Kalksteins von Mansjö in Tabelle III als Ausgangslage benutzt wurden. Die angegebenen Zonen legen sich buchtig parallel an die Kontaktfläche an, mit annotierten Mächtigkeitszahlen (Tab. III), wobei sie am Mansjökontakt teils von derselben Art sind wie in Tennberg, teils auch die abweichende Individualisierung der Tab. IV, mit bedeutend geringerer individuellen Mächtigkeit der Zonen oder Lagen, aufweisen.

Das Bild, das die Tabellen geben, ist das einer typischen Diffusionserscheinung, mit rhythmischen Ausfällungen, wobei deutlich in Erscheinung tritt, wie die zuwandernden Oxydgruppen (SiO_2 , Al_2O_3 , Alkalien) mit verschiedener Geschwindigkeit in den Kalkstein hereinwandern, wobei SiO_2 an der Spitze wandert. Auf das

Tabelle III.

Serielle Gesteine	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
1. Kalkstein	(0.64)	(0.24)	(0.40)	—	(0.95)
2. Wollastonitzone, wechselnd	49.93	0.20	0.62	—	0.23
3. Diopsidzone 1—2 cm	50.08	0.65	0	10.33	10.89
4. Vesuvian I, innere Zone .	36.84	16.98	2.72	2.69	2.03
» II, mittlere zone < 50 cm ..	36.79	17.61	2.41	2.74	2.94
» III, äussere Zone .	36.70	18.44	1.58	2.92	4.00
5. Grossularzone 15 cm	37.22	15.38	8.52	2.35	0.52
6. Quarz (milchig) 2—10 cm	100?	—	—	—	—
7. Plagioklas-Quarzfels	70.90	16.80	0.07	0.66	0.14
8. Granit I (dicht, Hbl-Bio- tit-) K.	70.15	14.00	0.41	2.58	1.51
9. Granit II (Hbl-) 5 m. v. Kont.	71.91	13.67	0.99	2.50	0.69
10. Granit III (Biotit-) 75 m v. Kont.	72.05	13.20	1.95	1.63	0.56
11. Granit IV (Biotit-) 240 m v. Kont.	72.10	13.01	2.47	1.32	0.53

Tabelle IV.

Serielle Gesteine	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
1. Kalkstein	0.64 (0.12)	0.24	0.40	—	0.95
2. Phlogopitzone	40.95	3.14	2.76	—	28.03
3. Apatitzone	—	0.58	0.35	—	—
4. Diopsidzone	50.83	7.07	0.54	7.51	8.01
5. Skapolithzone	44.60	29.12	0.46	—	0.11
6. Bytownitzone	47.50	33.74	—	—	—
7. Granitgang in Kalk, 0.5 m br.	70.84	16.30	0	1.16	0.14
8. Granitgang in Kalk, 1 m br.	71.14	17.76	0	1.16	0.08
9. Granitgang in Kalk, 1.5 m br.	68.44	18.21	0	1.09	0.12
10. Granitgang in Kalk, 2 m br.	69.86	16.86	0	1.93	Sp.
11. Mansjögranit	74.16	15.22	0	2.23	0.20

Anm. Für den Bytovnit gibt die Originalarbeit einfach An₈₀₋₈₅ an, in Über-

Entstehen, Vergehen und die Ablösung der einen Zone und ihrer Minerale durch die andre, auf die Entwicklung der Druck- und Temperaturverhältnisse kann hier nicht eingegangen werden; sie sind in den betreffenden Originalabhandlungen ausführlich diskutiert worden.

Der Rhythmus der Reaktion lässt sich ganz gut aus den Analysenzahlen ablesen, obgleich die angeführten Zahlen nicht genau der

Tennberg.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	F	H ₂ O	S.me
(54.85)	(0)	(0.10)	—	—	—	(42.75)	—	—	(99.93)
46.71	0.68	0.30	0.29	—	—	—	—	—	98.96
26.17	0.13	0.13	1.71	0.02	0	—	—	0.28	100.39
36.75	0.18	0.04	0.61	0.36	0	—	0.83	0.51	100.54
34.46	0.65	0.14	0.50	0.49	—	—	0.84	0.63	100.20
32.92	0.68	0.19	0.24	0.72	0	—	0.96	0.59	99.94
34.07	—	—	1.47	0.15	—	—	—	0.44	100.12
—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
10.79	3.73	0.83	0.01	0	Sp.	—	—	0.53	99.72
2.10	2.93	6.04	0.07	0.10	0.20	—	—	0.37	100.46
1.59	3.01	5.20	0.07	0.20	0.09	—	—	0.47	100.39
1.36	3.40	5.42	0.04	0.30	0.06	—	—	0.31	100.28
1.31	3.39	5.61	0.03	0.28	0.06	—	—	0.38	100.49

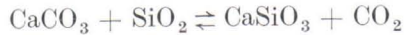
Mansjö.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	F	H ₂ O	S.me
54.85	—	0.10	—	—	—	42.75	—	—	99.93
(55.70)	—	—	(0.34)	—	—	(43.94)	—	—	(100.15)
0.40	0.96	10.25	—	—	—	—	3.15	1.80	101.55
41.96	—	—	—	0.10	41.96	0.41	3.75	0.05	102.21
—	—	—	—	(Cl)	—	—	—	(Gl-V)	—
26.05	0.20	0.15	—	0	—	—	—	0	100.36
18.12	3.19	0.36	—	—	—	4.47	0.31	0.16	109.90
—	—	—	—	—	—	—	(Cl)	—	—
16.74	1.92	—	—	—	—	—	—	—	100.00
8.04	2.32	0.30	Sp.	0.02	0.36	—	—	0.44	99.92
3.24	5.22	1.32	Sp.	0.02	0.11	—	—	0.24	100.29
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.58	5.86	2.74	Sp.	0.02	0.26	—	—	0.46	99.78
1.75	4.08	5.78	Sp.	0.01	0.57	—	—	0.23	100.17
0.47	1.08	7.10	0.13	—	—	—	—	—	100.59

einstimmung womit die entsprechenden Zahlen eingerückt sind.

chemischen Zusammensetzung der einzelnen Zonen entsprechen, da diese selten, und dann nur in ihrem zentralen Anteil, monomineralisch sind. Bei fortschreitender Diffusion werden die gebildeten Zonen, eine nach der andren, bei einer gewissen Lage der Diffusionsfront, labil und verschwinden als solche oder werden durch die nächstfolgende ersetzt. Bezeichnend ist dann die Quarzzone (Tabelle III),

die sozusagen eine Reserve der vorschreitenden Reaktion bildet. Es kann sich nimmer eine »Panzerung« des Kalksteins durch den Anwachs der Silikatzonen entwickeln, die etwa dem Fortschreiten der Umwandlung des Kalksteins durch Einstellung der symbolischen Gleichgewichts



ein Ende bereiten sollte. Denn teils ist der stete Reaktionsgang, mit Möglichkeit der Gasdiffusion in entgegengesetzter Richtung, durch die Bildung der SiO_2 -Reserve der Zone 8 (Tab. III, die sich auch in Tab. IV durch intensive Quarzmyrmekitbildung zwischen Zone 5 und 6 kundgibt) gewährleistet, teils wird die oft recht zarte Silikatfront bei entscheidendem internen Gasdruck, wie im Felde vielfach beobachtet werden kann, zerrissen, abgebrochen, und die dabei entstehende spontane und lokale Druckminderung gibt sich kund durch apophysenartiges und sogar gangförmiges Einschieszen einzelner Zonen in den Kalkstein (vgl. Beschreibung bei v. Eckermann, l. c., z. B. Abb. Taf. VIII. 1 u. IX der Tennberg-Abhandlung).

Die grösste Schwierigkeit bietet in diesem Falle, wie auch teilweise bei der vorhin besprochenen Granitisierung der Quarzite, die Erklärung der erhöhten Konzentration der femischen Oxyde, die sich in der Bildung besonders der Diopsidzone in beiden angeführten Fällen Ausdruck nimmt, aber auch in den Vesuvian-Grossularzonen sowie der Phlogopitzone in Erscheinung tritt. Es ist ja eine alte Erfahrung, dass sich längs der Kontaktfläche Kalkstein—Granit des öfteren ein Diopsidfels bildet (woraus der Schluss der Umbildung Kalkstein→Amphibolit bei dem Gang der Metamorphose gezogen wurde, vgl. oben), und dass auch weiterab vom Kontakte in dem Kalkstein vereinzelte kleine Diopsidkörnchen (sowie Chondrodit) durch die Graniteinwirkung gebildet werden. Die Frage entsteht: Sind die femischen Oxyde von aussen, mitsamt SiO_2 — Al_2O_3 , zugewandert? Oder sind die mafischen Minerale auf Kosten des im Kalkstein vorfindlichen Gehalts an femischen Oxyden entstanden, was also einen Akt in der Art der Dedolomitisierung repräsentiert? Für die Bildung der im Kalkstein dispers auftretenden mafischen Minerale ist man geneigt, zu dem zweiten Erklärungsversuch zu greifen, und für die der kompakten Zonen der Mafite (Diopsid, Vesuvian, Grossular, auch Phlogopit) die erste, so lange es sich um eine stationäre Grenzfläche Kalkstein—Granit handeln würde. Nun zeigt aber die Anordnung der Silikatzonen, dass es sich um eine in der Richtung zum Kalkstein hin fortschreitende Grenzflächenverschiebung handeln muss, die Beschaffenheit der distalen Zonen (6 und 7

in Tab. III, 5 und 6 in Tab. IV) gibt jedoch an, dass keine passablen Wege für diese Oxyde von aussen her bei der gegebenen Anordnung der Zonen vorhanden gewesen sein können, also wird man zu dem Schluss gezwungen, dass diese Anreicherung in kompakten Zonen eine relative sei und s. z. s. ein Mass der fortschreitenden Bewegung der Migmatitfront in den Kalkstein hinein repräsentieren müssen. Diese Front wird — ebenfalls rhythmisch — gesprengt (vgl. oben) und ihr Material in stark dispersem Zustande und unter weiter fortschreitender Umwandlung (\rightarrow Hornblende-Biotit, ev. Erz) mit dem neugebildeten Migmatitgestein einverleibt. Unaufgeklärt bleibt in diesem Zusammenhange die Anhäufung des Phlogopits in der proximalen Frontalzone (Tab. IV), eine Anreicherung sowohl der femischen Oxyde (MgO), als auch von K_2O . Besonders für K_2O zeigen beide Tabellen gleichstimmig an, dass dieser Bestandteil langsamer einwandert als Na_2O und unvergleichlich viel langsamer als SiO_2 und Al_2O_3 .¹ v. Eckermann (13) gibt jedoch an, dass die (primären?) Schichtflächen des Kalksteines von Mansjö mit einem dunklen Glimmer (\gg Biotit, dem Phlogopit nahestehend) besetzt sind (Taf. XXIX. 1); es dürfte daher auch in dem Falle der Phlogopitzone (Tab. IV. 2) sich um eine relative Glimmeranreicherung im Laufe der fortschreitenden Verdrängung des Kalksteins handeln. Sie ist also lokalbetont. Ob es sich im Falle der wenig mächtigen Apatitzone (Tab. IV. 3), die übrigens verdoppelt innerhalb der Phlogopitzone auftritt, um eine Residualanhäufung oder eine zugewanderte Neubildung handelt, ist schwer zu entscheiden. Die Zahlen der Tabellen geben hierüber spärlichen Aufschluss, da von den Mineral z o n e n nicht Bauschanalysen, sondern Mineralanalysen gereinigten Materials ausgeführt wurden, dagegen die in den Originaluntersuchungen angeführten paragenetischen Tabellen (S. 390 u. 519) Apatit als mit den Typmineralen der Zonen vorkommend angeben. Die Vergesellschaftung mit der Phlogopitzone, mit der sie den F-Gehalt gemeinsam hat, sowie das reduzierte paragenetische Auftreten von Apatit in Tennberg scheint darauf hinzudeuten, dass auch der Gehalt an P_2O_5 eine lokal primäre Eigenschaft des Kalksteins von Mansjö gewesen sein könnte (Phosphorit? F-Gehalt!); in der Reaktionszone hat sich dann das P_2O_5 -Residuum angereichert, um dann wieder im Endprodukt dispergiert zu werden.

¹ Ist es ein Zufall dass die relative Diffusionsgeschwindigkeit dieser vier Oxyde ungefähr einer Potenz ihrer Ionenradien proportional ist? Die Einwanderung von TiO_2 scheint zusammen mit Al_2O_3 vorsichzugehen (vgl. Tab. III).

In beiden Tabellen (III u. IV) gibt das Auftreten der Zonen 7 bzw. 6 an, dass unter gewissen Bedingungen — verminderter Zustrom an Alkalisilikaten zu dem Kalkstein? — ein labradorfelsartiges, dioritisches oder noritisches (die niedrigeren Bildungstemperaturen des neuen ultrametamorphen Gesteins würden das Auftreten eines Amphibols oder eines rhombischen Pyroxens begünstigen) entstehen könnte, wie dieses bereits vor Jahren von Svitalski (66) angedeutet wurde. Dass solche oder ähnliche Variationen vorkommen können, darauf deutet die Differenz der Zusammensetzung des Endprodukts der Granitisierung von Tennberg (Tab. III, 9, 10, 11), verglichen mit dem von Mansjö (Tab. IV, 9, 10, 11?). Diese Verschiedenheit könnte angeben, dass die beiden Granite, abgesehen davon dass sie zwei verschiedenaltigen Faltungskomplexen angehören, nicht eine ähnliche Stellung in der jeweiligen Granitisationsfolge einnehmen. Denn während in dem Anteil der Svecofenniden, dem der Malingsbogranit angehört, kein jüngerer Granit bekannt ist (der Järnagranit ist ein Granit der Molasse!), so tritt in der Nachbarschaft des Mansjögesteins ein jüngerer Granit (Risbergtypus) von vormolassischem Alter auf. Es ist jedoch verfrüht auf diese und naheliegende Fragen einzugehen, da die diesbezüglichen Feldbeobachtungen mit Spezialeinstellung auf diese komplexen Probleme noch fehlen.

Eine Reihe von Beobachtungen, die vielleicht Andeutungen in dieser Richtung geben, seien jedoch angeführt. In den hochmigmatitischen Kaledoniden Ostgrönlands, in dem Liverpool Land, tritt mit drei verschiedenen Ausbreitungsgebieten ein (Pyroxen-) Granodiorit in grossen Arealen auf. Betreffs geologischer Position, Ausbreitung und petrographisch-mineralogischer Beschaffenheit sei auf die Abhandlung von Kranck (34) hingewiesen. An zwei resp. drei (Malmqvist 42) Stellen wurde der Kontakt mit Kalksteinen beschrieben bzw. beobachtet, an einem vierten Punkte (innerhalb der Glasgow Insel an der Ostküste) aus einiger Entfernung mit den speziellen tektonischen Komplikationen festgelegt (1933). Ausserdem wurde ein identisch gleicher Granodiorit in seinem Verhältnis zu einem Kalksteinvorkommen auf den Björneöern im mittleren Scoresbysund kartographisch festgelegt (1934). Schliesslich wurde das Verhältnis zwischen einer mächtigen Kalksteinformation und hellen, quarzarmen, lagerförmigen Graniten im innersten NW-Fjord des Scoresbysundes etwas eingehender in einem 1200 m hohen und etwa 12 km langen, nahezu ununterbrochenen Profil studiert (1934). Auf diese letzterwähnten Beobachtungen soll in diesem Zusammenhange nicht eingegangen werden.

Die »Granodiorite« sind durchaus nicht über die Areale ihrer gegenwärtigen Ausbreitung ganz homogen, sondern im Gegenteil recht wechselnd, was darauf hinweist, dass sie stellenweise durchaus gemischter Entstehung sind (z. B. an der Nordwand der Rathbone Insel gut sichtbar, vgl. Kranck, l. c. S. 69 ff, und auch anderswo in Grenzgebieten!), aber wo sichtbare Paralleltexur fehlt und wo sie

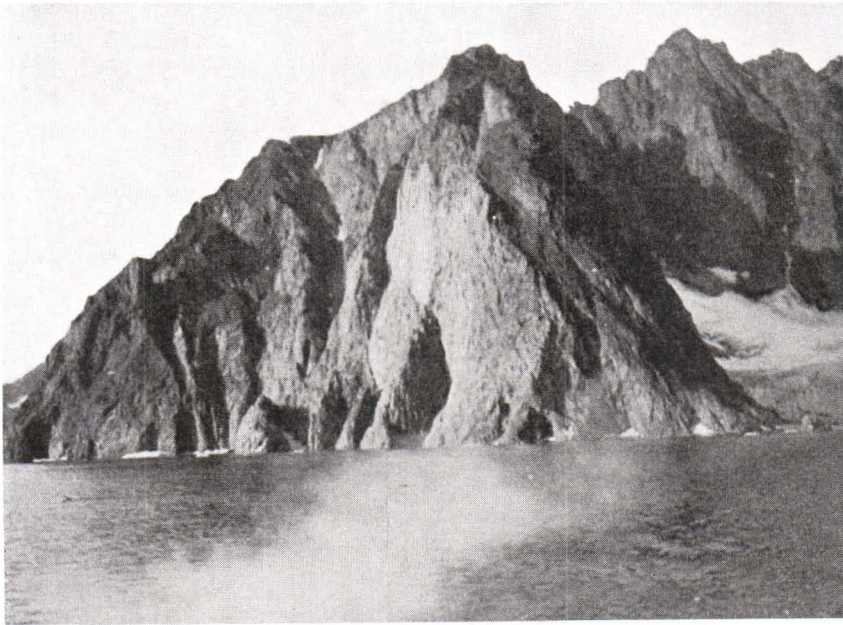


Fig. 5. »Granodiorit« (Steilabhang der Front etwa 800 m), »intrusiv« in Bändergneis (längs der Kammlinie) und ihn aufwölbend, Polyp-Hafen W von K. Smith, Liverpool Land, Ostgrönland (H. B. photo).

in ihrem Verhalten zum Nebengestein intrusiv erscheinen, sind sie gut massig, mit undeutlichen gröberen (auch hornblenditischen) Schlieren und augenscheinlich perfekt monomikt. Die Stellung der »Granodiorite« gegenüber der allgemeinen Ultrametamorphose, die der Gebirgsgrund durchgemacht hat, ist etwa folgender: Die »Granodiorite« durchbrechen und brecciiieren einerseits einen (granatführenden) Bändergneis, der durch Ultrametamorphose auf Kosten von (pelitischen) Sedimenten derselben Abfolge entstanden ist; auf weite Strecken jedoch läuft die Grenze zwischen Gneis und »Granodiorit« konform (vgl. Fig. 5); dann enthält der »Granodiorit« auch Schollen

und lazerförmige, im allgemeinen parallele Zwischenschaltungen eines zu der Bändergneisgruppe gehörigen Gesteins, dessen Mineralzusammensetzung (und teilweise auch der ursprüngliche Chemismus) jedoch in Richtung des »Granodiorits« umgestellt ist (Rathbone Insel). Andererseits werden sowohl die »Granodiorite« als auch die früher durch Ultrametamorphose entstandenen Bändergneise von einem Mikroklingranit, teils syntektitisch-diapiritisch durchbrochen und brecciiert, teils ultrametamorph (mit unscharfen Grenzen und verschwimmenden ursprünglichen Lagen- und Begrenzungstexturen) und graduell in diesen umgewandelt, wobei eine neue Bewegungsphase in Aktion tritt (vgl. Kranck l. c. S. 75 ff) und bereits augengneisartige Texturen entstehen. Die Pegmatitbildung ist bei dieser letzten Aktion (= Storefjord-Granit) recht lebhaft. Die Feldbeobachtungen zeigen, dass bei dem Einsetzen der jeweils folgenden Aktion die jeweils vorhergehende Phase ein festes Gestein repräsentierte. Auch die letzte Granitaktion im Liverpool-Land, die wahrscheinlich im Devon stattfand, zu nicht geringem Teil diapiritisch in die oberen Teile des verfestigten kaledonischen Baues eintrat und als Molasseaktion zum Teil auch effusiv war, traf die früheren Plutonite, wie die Feldbeobachtungen zeigen, bereits voll verfestigt an. Kranck (l. c.) bezeichnet den »Granodiorit« als »synkinematisch«, er ist in geosynklinale Sedimente der normalen Abfolge eingedrungen und ist älter als die jüngste kaledonische Granitaktion. Dadurch unterscheidet er sich in seiner relativer Position im Verhältnis teils zum Malingsbogranit von Tennberg (Tab. III. 9—11), der in der diastrophische Sedimentabfolge sich Platz schaffte und scheinbar die jüngste »synorogene« Granitmanifestation repräsentierte, teils auch vom Mansjö-Vorkommen, wo der betr. Granit sich ebenfalls in der diastrophischen Abfolge einbürgerte, ohne die letzte »synorogene« Granitaktion (?) zu repräsentieren. Der »Granodiorit« von Liverpool Land ist also eine relativ frühe und nicht allzu hoch gestiegene Granitaktion im Vergleich mit den schwedischen Vorkommen.

Die vorhin kurz zusammengestellten Feldbeobachtungen können nicht auf eine Reihe aufeinanderfolgender Magmenintrusionen im althergebrachten Sinne zurückgeführt werden; solche von den Dimensionen der Liverpool-Granite und -Diorite (vgl. Karte bei Kranck, l. c.) würden das Gebirge und ihre Strukturen allzusehr zerstückelt haben und die Leitlinien, die doch immer überall recht scharf zu beobachten sind, zum grössten Teil verwischt und stark gestört haben. Dazu kommen die Schwierigkeiten eines oder mehrerer »Magmareservoir«. — Sie können gedeutet werden entweder

als einmaliger Aufstieg der Migmatitfront (Wegmann 74), wobei die weniger widerstandskräftigen, also dem »Porenmagma« (Eskola 20) affinen Gesteine (Pelite) zuerst migmatisiert wurden, und die weniger leicht angreifbaren (monomineralischen) Sedimente (Psammite, Karbonatite) längs Schichtflächen vorerst umgangen wurden, um dann später, im Masse der steigenden Temperatur und Konzentration, stufenweise und in der Reihenfolge ihrer Angreifbarkeit, der Migmatitbildung anheimzufallen; sie würden also als später mobilisiert jünger erscheinen. O d e r a b e r jede Granitaktion entspricht einem selbständigen Aufstieg der Migmatitfront, der unmittelbar oder mittelbar von einem Zurücksinken der letzteren gefolgt wird. Die erste Aktion folgt den wegsamsten Sedimenten horizontweise, die zweite findet diese blockiert (durch bereits widerstandsfähigere und gleichgewichtseingestellte Gneisbildungen) und folgt neuen, schwerer passierbaren (monomineralischen Sediment-) Wegen, die dritte folgt mehr oder weniger gegensätzlichen Grenzgebieten der ersten und zweiten Aktion. G e g e n die erste Alternative spricht der Umstand, dass das jeweils vorher granitisierte Gestein bereits vollkristallin verfestigt war, als das folgende gebildet wurde. F ü r die zweite Alternative spricht, dass die einzelnen Aufstiege Phasen in der (faltenden) Gebirgsbildung entsprechen könnten.

Vorhin wurde erwähnt, dass die Gruppe der »Granodiorite« der Kaledoniden Ostgrönlands, speziell vom Liverpool Land und von den Björneöern in Scoresbysund, auf Kosten von Kalksteinen entstanden seien. Besonders schön lässt sich dieses auf Björneö VI und IX und am Kap Hilding, westlich von Kap Smith beobachten. Auf den glazialgeschliffenen Felsen der Björneöer wurden die Wollastonit-Diopsid-Vesuvian-Grossularzonen v. Eckermanns (sowie Skapolith-Chondroitinkalke) in fortschreitender Kontaktfront vom »Granodiorit« her zum Kalkstein hin beobachtet. An den flach abfallenden, ebenfalls glazialgeschliffenen Felsen des K. Hilding, westlich von K. Smith und gegenüber den »Granodioritfelsen« von Polyp Harbour (Fig. 5), dessen direkte Fortsetzung der K. Smith und K. Hilding bildet, greift der »Granodiorit« blumenkohlenförmig und buchtig in das mächtige Kalksteinlager ein, mit allen Anzeichen der schnell fortschreitenden Diffusion und Bewegung, indem er eine rel. grobkörnige, längs der buchtigen Front schlingernde und wechselnd mächtige Hornblende (-Diopsid-) Front gleichsam vor sich herschiebt. Nach hinten hin, in den »Granodiorit« hinein, liegen diese auspitzen und gerundeten Hornblendestreifen, Wellen- oder Schaumstreifen ähnlich, hinter einander, vertönen, werden wie ausgekämmt und gehen über in gleichkörniges, lokal auch grobkörnig-pegmatitisches, durchaus gleich-

mässig hornblendepunktiertes »Granodiorit«-Gestein. Mächtigere Hornblenditmassen in den Granodioritmassiven, durch Boudinage-ähnliche Einwirkung in Stücke zerlegt, werden ebenfalls im Laufe der Migmatitbildung schrittweise in ihre individuellen Mineralbestandteile desaggregiert und gleichmässig über die neugebildeten Gesteinsareale dispergiert. Sie mögen, laut Beobachtungen im innersten NW-Fjord, ursprünglich konformen, in den Kalksteinen eingeschalteten Lagergängen oder Vulkaniten entsprechen, sind also anderer Herkunft als die geschlingerten Amphibolbänder an der fortschreitenden Grenzfläche, verrichten aber dieselbe Funktion.

Tabelle V. *Liverpool Land.*

Endprodukte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	BaO	S	H ₂ O	S:me
1. Granodiorit v. K. Smith	58.45	17.93	3.83	1.39	2.12	5.98	4.03	2.94	0.04	1.48	0.64	0.04	—	0.88	99.71
2. Granodiorit v. Raffles Insel	57.79	16.31	2.87	3.41	3.93	6.97	2.71	2.98	0.08	1.30	0.67	0.12	0.09	0.62	99.85
3. Granodiorit v. Hødal Tal	55.72	17.35	3.19	3.19	3.66	7.07	4.23	2.64	0.07	1.25	0.88	0.16	0.02	0.52	99.75

Der Chemismus des »Granodiorits«, des Endprodukts der Kalksteingranitisierung, ist hier ein anderer (Tab. V) als der von den vorhin behandelten schwedischen Vorkommen. Wenn speziell auf diejenigen Oxyde aufmerksam wird, die sicher in Diffusionsordnung in den Kalkstein eingewandert sind, also dem ursprünglichen sedimentären Gestein fremd sind, so ist der Unterschied schon prinzipiell ganz bedeutend. Rechnet man nämlich diese Oxyde in ihrer Stellung zu dem jeweiligen Gehalt an CaO der Analysen auf den CaO-Gehalt des reinen Kalksteins (56) um, berechnet die Molekularzahlen der so erhaltenen Werte und stellt die abgerundeten Proportionen K₂O : Na₂O : Al₂O₃ : SiO₂ auf, so erhält man für den »Granodiorit«, beispielsweise das Gestein von K. Smith, die in der Tabelle VI unter V. 1 tabulierten Zahlen.

Tabelle VI.

Analysen N:o	K ₂ O	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O
V. 1.	1	2	6	30	5	3
III. 11	1	1	2	20	10	2
IV. 10	1	1	2	20	10	2
IV. 9	1	3	6	40	7	2
IV. 8	1	6	12	80	7	2
IV. 7	1	12	50	400	8	4
.....
IV. 11	4	1	8	70	9	8

Zum Vergleich sind aus den Tabellen III und IV dieselben Verhältniszahlen, in gleicher Weise berechnet, von Endprodukten der Tennberggranitisation (III. 11) und von Mansjö (aus der Nähe des Kalksteinlagers, IV. 10, welches Gestein eine Art Diffusionsgleichgewicht erreicht zu haben scheint) angeführt. Desgleichen sind von Mansjö die kalkreicheren granitisch-pegmatitischen Übergangsgesteine zum Kalk hin (IV. 9, 8, 7) angeführt worden, die deutlich die gesteigerte Differenz der Diffusionsgeschwindigkeit zwischen K_2O und Na_2O , zuletzt auch zwischen Na_2O und Al_2O_3 , in guter Übereinstimmung mit Grösse der Ionenradien der entsprechenden Elemente, zum Ausdruck kommen lassen. Als letzte Vergleichsreihe sind die entsprechenden Zahlen des Mansjögranits (IV. 11) angeführt worden; sie springen aus der Reihe heraus. Laut der Angabe v. Eckermanns (l. c.) stammt die Analyse von der Westseite des Mansjöberges, wo nach der Karte zu urteilen der Granit diapirisch in einem Gebirgsgrund von (pelitischen) kristallinen Schiefeln auftritt; es kann also erwartet werden, dass er Eindruck von dem Seitengestein genommen hat (K_2O und Al_2O_3/Na_2O), ohne im Übrigen aus der Reihe zu springen (vgl. SiO_2/Al_2O_3). Für den »Granodiorit« sind die betreffenden Verhältniszahlen ganz anderer Ordnung, was auf andre Temperatur- und Konzentrationsverhältnisse bei seiner Bildung hindeutet.

Es sind noch drei Fragen zu streifen, die zur Beleuchtung der vorhin behandelten Kalksteinumwandlungen dienen müssen und die mit den flüchtig berührten Prozessen aufs Innigste zusammengehören. Antworten können jedoch erst nach weiteren und intensiveren Felduntersuchungen, parallel mit Fragestellungen im Laboratorium, erwartet werden.

1. Sind die femischen Oxyde, die beispielsweise dem »Granodiorit« ein so charakteristisches Gepräge geben (Tab. V), und die auch den andren angeführten Beispielen (Tab. III und IV) durchaus nicht fehlen, in den Kalksteinen autigen, d. h. befanden sie sich an Ort und Stelle in derselben Sedimentabfolge, oder sind sie von aussen (unten?) hergewandert? Oben wurde — auf Grund einiger Feldbeobachtungen — der Versuch gemacht, die Frage im ersten Sinne bejahend zu beantworten. Aber eine kleine Überschlagsrechnung, ausgehend vom CaO-Gehalt im Kalkstein und seiner jetzigen Verdünnung im »Granodiorit«, zeigt, dass ihre Menge zu Anfang so gross gewesen sein muss, dass von einem eigentlichen Kalkstein nicht mehr die Rede sein könnte; wenn auch sie von kompakten eingeschalteten Basiten herkommen könnten, so müssten diese letzteren den Kalksteinen nahezu an Menge gleichkommen, wenn nicht übertreffen. Dieses stimmt jedoch nicht mit den Feldbeobachtungen.

Also liegt für die zweite Alternative auch bedeutende Wahrscheinlichkeit vor. Und in diesem Falle berührt sich diese Frage mit der der Mg—Fe-»Metasomatosen« Eskolas (18) und Magnussons (39). Ist die Wanderung der Fe—Mg-Verbindungen ein selbständiger Vorgang oder wird sie durch den Aufstieg der Alkali-Al-Si-Verbindungen ausgelöst? Gegen die erste Alternative spricht die »Porenmagma«-Hypothese Eskolas, es müsste sich denn um ein Absinken handeln. Mit der zweiten Alternative hängt die Frage der Verfrachtung und posthumer Konzentrierung unserer (Eisen-) Erze zusammen. Viel Feldarbeit ist hier noch zu leisten.

2. Der Kalksteinnigmatit zeigt nicht selten eine bedeutende Konzentration von K_2O , was bei der notorisch (vgl. oben) langsameren Diffusionsbewegung von K_2O im Vergleich mit Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 befremdend erscheint. An der Grenze von (Migmatit-) Granit mit »Resorptionserscheinungen« und den Kalksteinen treten oft Mikroclinpegmatite auf (Kalksteinbrüche von Kimito) und den Kalkstein durchdringen oft Adern oder Knauer von Mikroclin (Mansjö, Pargas). Eskola (19) und v. Eskermann (13) haben dieser Erscheinung ihre Aufmerksamkeit gewidmet. Auch in dem vorhin gestreiften »Granodiorit« treten grobkörnige Kalipegmatite reichlich auf. Dass Pegmatite in einem Kalkmigmatit auftreten sollten, ist ja zu erwarten, da das Gestein bei seiner Bildung reichlich durchgast wird; dass es aber gerade ein Kalipegmatit sein soll, steht in einem gewissen Gegensatz zum Bildungsmilieu. Auf die Möglichkeit einer lokal autigenen Anhäufung von K_2O im Verband mit der fortschreitenden Migmatitfront wurde vorhin (S. 331) hingewiesen. Wird die Umkehrung des Diffusionsverhältnisses $K_2O : Na_2O$ durch Temperatur-Konzentrationsveränderung bedingt, oder kann sie durch Aufbremsen der K_2O -Diffusion an gewissen Grenzflächen oder Gasfronten, die von den andren Migrationselementen passiert oder umgangen werden, zustande gekommen sein? Die Lösung dieser Frage würde ein Licht auf die Bildungsverhältnisse unsrer extremen Kalileptite werfen können. Auch hier fehlen die eingehenden und durchdachten Feldbeobachtungen.

3. In dem vorigen Kapitel wurde hervorgehoben, dass es bei dem Granitwerden der Psammite (Quarzite) in extremen Fällen zu einer Volumenzunahme der Gesteinskörper in ihrer neuen Tracht kommen muss, und zwar bis etwa 25—28 %. Ein Vergleich der Zusammensetzung des Kalksteins mit seinem ultrametamorphen Umwandlungsgestein zeigt, dass bei diesem Prozess der Volumenzuwachs unendlich viel grösser sich gestalten muss. Ist dieser Volumenzuwachs reell, oder wandert mit dem CO_2 auch ein Teil des CaO (ev. auch MgO) ab?

Die Kalkmigmatite müssen also stark diapirisch in ihrer Umgebung auftreten. Eine kleine Vorstellung davon giebt die Mansjökarte v. Eckermanns. Auch die Profile Ostgrönlands aus den Gebieten, wo die Migmatitfront in die Kalksteine des obersten Grönlandiums und des Kambriums aufsteigt, zeigen ganz gewaltige Anschwellungen und tektonische Komplikationen in den Grenzebenen Kalk-Granit. Schliesslich geben die Kartenblattbeschreibungen (z. B. N:o 177, Magnusson 40; N:o 168, Högbom 32) an, dass gewisse Granite, sowohl der Gruppe der Früh- (Ur-) als auch der Spätgranite angehörig, stark durchbrechend im Verhältnis zu ihrer Umgebung auftreten und besonders reichlich Bruchstücke und Schollen des Nebengesteins enthalten, ja förmliche Breccien mit ihm bilden. Sie scheinen ein wenig älter (?) zu sein als die andren Granite je derselben Gruppe, ohne dass eine durchgehende Altersgrenze innerhalb der Gruppen gezogen werden kann; andre Granite der jeweiligen Gruppe treten mehr oder weniger konform auf und enthalten keine Bruchstücke des Nebengesteins. Der Malingsboggranit von Tennberg gehört zu den breccie-renden und reichlich Bruchstücke führenden Spätgraniten. Können die Kalkmigmatite ev. an dieser Eigenschaft im Felde erkannt werden? Ein gutes Stück Feldarbeit steht noch bevor, bis einige Sicherheit hierin gewonnen werden kann.

Hiermit sind einige Kardinalseiten aus dem Schicksal der Kalksteine in unserem fennoskandischen Grundgebirge hervorgehoben worden. Mengenmässig lassen sich die migmatitischen Kalkstein-derivate noch lange nicht überblicken. Der extreme Volumenzuwachs, der bei ihrer Entstehung sich vollziehen muss, lässt sie an den Stellen besonders der ausgeprägten tektonischen Komplikationen erwarten, wenn sie sich nicht vorher in ihrem Originalgewand zu erkennen geben. Ob die tektonische Beeinflussung der Umgebung auch zu radikalen Umstellungen in der Regionaltektonik des Streifens, in dem sie auftreten, führen kann, bleibt noch zu untersuchen.

Jedenfalls ist es verfrüht und vorwitzig, an Hand der vorhandenen Registrierungen aussagen zu wollen, dass Kalksteine in so weit zurückliegenden Zeiten nicht, oder nur in ganz beschränkten Ausmasse, sich haben bilden können. Dadurch würde man sich selbst einer kräftigen Handhabe zur allseitigen Deutung der azoischen Faltenkomplexe berauben, nämlich des Aktualitätsprinzips, des besonderen Pflegekindes Sederholms (55, 56).

Es ist zu verwundern, dass bei den Diskussionen, die um und an den »magmatischen« Bildungen unsres Gebirgsgrundes so intensiv gepflogen worden sind, nie ernstlich erwogen wurde die Bedeutung des Kalksteins als Flussmittels inmitten der kieselsäurereichen Gesteine, die nachträglich, nach ihrer Bildung, wiederholt sehr hohen Temperaturen ausgesetzt gewesen sein sollen. Die geläufigen Hochofenprozesse in ihrer Anwendung auf die »quarzgeränderten Blutsteine« müssten eine solche Diskussionswendung nahe gelegt haben. Die Kalksteine der Beschickung verschwinden bei dem Hochofenprozess spurlos — in die Silikatschlacke. —

6. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSS.

Die vorstehenden Zeilen waren einer prinzipiellen Untersuchung von Faltengebirgen in ihrem Verhalten zum »Magmaaufstieg« gewidmet. Da der »Magmaaufstieg«, wie er sich in Details vollzogen hat, nur in sehr tiefen Schnitten, wie sie in den älteren und ältesten Faltengebirgen vorliegen, studiert werden kann, so wurden Feldbelege sowie entsprechende Zifferndaten aus den ältesten Teilen der bekannten Erdkruste herausgegriffen, nämlich aus Fennoskandia; nur beiläufig wurden die Kaledoniden Ostgrönlands mit ihren extremen Granitisationen zum Vergleich herangezogen, hauptsächlich wegen der Darbietung von so ausgezeichneten und kontinuierlichen Profilen, wie sie sonst im kristallinen Grundgebirge älterer Gruppen selten oder nie zur Beobachtung kommen.

Für die alten präkambrischen Bildungen besteht jedoch die Unsicherheit, ob in so weit zurückliegenden Zeiten innerhalb der Oberkruste derartige Prozesse sich vollzogen haben können, die mit der Faltungsmechanik und ihren Folgerscheinungen der jüngeren Faltengebirge vergleichbar sind, ob Geosynklinalbildungen mit ihren vollen Zyklen der Sedimentation, ihren Evolutionsabschnitten und ihren Revolutionsphasen und was mit ihnen zusammenhängt, in der älteren Erdkruste zu erkennen sind. Auf die Unsicherheit wurde keine Rücksicht genommen, da sie der Auswertung des Aktualitätsprinzips, das einzig und allein die Forschungswege in diesen äusserst unwegsamen Gebieten auf die Dauer offen halten kann, im Wege steht. Die Frage nach den Geosynklinalbildungen wurde provisorisch bejaht, und auf Grund von Erfahrungen aus jüngeren Faltengebirgen eine Aufteilung von Fennoskandia in vier selbständige Faltenkomplexe, die ehemaligen Geosynklinalen entsprechen sollten, vorgeschlagen.

Von diesen ist nur das jüngste, die Kaledoniden, nach Osten hin schärfer begrenzt. Das nächst ältere, die Gotokareliden, sowohl die Kareliden Eskolas als auch die Gotiden Wahls umfassend, nimmt die ganze Breite Fennoskandias von Stavanger im Westen bis zum Weissen Meer im Osten ein; seine Umgrenzung kann noch nicht überall mit genügender Schärfe durchgeführt werden, da manche geologische Erscheinungen, die in jüngeren Faltengebirgen nur andeutungsweise auftreten, erst hier in ihrer vollen Bedeutung noch der Beurteilung harren. Die nächstälteste Gruppe, die Norwegosamiden, den äussersten Nordosten (Kola-Halbinsel) umfassend, ist noch wenig in Details bekannt, aber deutlich älter als die Gotokareliden. Die ältesten Svecofenniden bilden »Zwischengebirge« innerhalb der Gotokareliden und sind in ihrer Stellung zu den Norwegosamiden unsicher, in ihrer Begrenzung den Gotokareliden gegenüber noch nicht durchgehend und ringsum scharf zu definieren.

Die älteren F o r m a t i o n s b e z e i c h n u n g e n Sederholms und anderer fennoskandischer Forscher, die, wie Sederholm wiederholt betont hat, nicht mit postkambrischen Formationen jüngerer Faltengebirge in ihrer Stellung verglichen werden sollten, können laut dieser Einteilung nur als F a z i e s a u s b i l d u n g e n innerhalb der verschiedenen Faltungskomplexe (Geosynklinalen) aufgefasst werden. So repräsentiert die svionische Formation eine n o r m a l e Sedimentgruppe der Svecofenniden, die Leptitformation in ihrer ursprünglichen, nicht auf weitere Gebiete im Norden und Süden angewandten Bedeutung ihre d i a s t r o p h i s c h e n Bildungen. Die (ursprüngliche) bottnische Formation sowie vielleicht auch die ladogische, aber auch die der Eisengneise umfassen allem Anschein nach Sedimente der n o r m a l e n Abfolge der Gotokareliden, während die kalevischen und jatulischen Formationen, sowie die Leptite des Nordens und des Südens ihre F l y s c h b i l d u n g e n repräsentieren. Ähnliche Gliederungen sind auch in den Norwegosamiden zu erkennen. Jotnium, Hoglandium, Dalformation, Almesäkra- und Noppiformationen sind verschiedene Abteilungen der M o l a s s e der Gotokareliden. Und es ist sicher nicht ein Zufall, dass Murchison den (jotnischen) Dalasandstein (= Oldest Red) mit dem Old Red (Devon) Schottlands verglich; er versah sich nur um die Altersstellung.

Was die älteren Bezeichnungen »katarchäisch« und »serarchäisch« betrifft, so sind sie in ihrer Definition so unsicher, dass es schwer hält ihnen in der vorhin gegebenen Einteilung eine Stellung zu finden. Sie werden teils auf Sedimentkomplexe (mit Frühgraniten) angewandt, teils sollen sie gewisse Granitgruppen (= Spätgranite) umfassen. Man könnte versucht sein, ihre Bedeutung auf die Svecofenniden

bzw. Gotokareliden überzutragen. Jedoch ihre eingebürgerte Anwendung auf Bildungen der beiden Faltungskomplexe macht eine derartige Übertragung widersinnig. Zudem werden dann die Norwegosamiden s. z. s. kaltgestellt.

Der Bezeichnung archaisch wurde die Bezeichnung algonkisch gegenübergestellt. Die zweite wurde sowohl für eine präkambrische Sedimentgruppe (= Jotnium) als Formationsname angewandt (Törnebohm 67), als auch für eine postarchaische, aber präkambrische Gebirgsbildungsepoche (De Geer 10) benutzt. Sederholm (54) war sich dieser Zweideutigkeit wohl bewusst, und da er überhaupt sich der Übertragung von präkambrischen (azoischen) Formationsnamen, die in ganz anderem Milieu und anderswo entstanden waren und keine Inter- oder Extrapolationsmöglichkeiten nach Fennoskandia hin erlaubten, abweisend gegenüberstellte, so vermied er diesen Namen. Solange anderwärts eine algonkische Geosynklinale mit ihren Evolutions- und Revolutionsabschnitten existiert, so ist diese Übertragung ebenfalls widersinnig, denn als Formationsname (= Jotnium) würde hiermit eine *pars-pro-toto*-Funktion eintreten, wenn nicht die Gotokareliden als algonkisch bezeichnet würden. Ob sie dann derselben oder einer gleichaltrigen Geosynklinale wie das Original-Algonkium entstiegen sind, bleibt zu beweisen.

Die Antwort auf die Frage nach präkambrischen, vollständigen Geosynklinalen, die mit jüngeren voll verglichen werden könnten, war vorerst nur provisorisch bejahend. Denn in dem fennoskandischen, stark zusammengefalteten Grundgebirge sind die monomikten Sedimente, nämlich die Psammite (Quarzite) und namentlich die Karbonatite (Kalksteine), im Vergleich mit jüngeren Geosynklinalen und ihren Faltengebirgen, stark unterrepräsentiert. Eine kleine Anzahl willkürlich herausgegriffener Beispiele zeigt, dass diese Unterrepräsentation nur eine scheinbare ist, dass diese Gesteine im Verlauf der Ultrametamorphose granitisiert und damit getarnt wurden.

Die fennoskandischen präkambrischen Bildungen sind folglich sowohl ihrem Faltungsstil (Wegmann 71) als auch vollauf ihrem ursprünglichen Sedimentinhalt nach mit jüngeren postkambrischen Geosynklinalen und den aus ihnen entstiegene Faltengebirgen voll vergleichbar.

Eine Untersuchung des Granitwerdens der Quarzite und Kalksteine zeigt, dass es sich wahrscheinlich um einen diffusionsähnlichen

Vorgang handeln muss, und zwar unter mässig hohen Temperaturen, doch wahrscheinlich weit unter den Schmelztemperaturen. Die Zusammensetzung der Diffusionsmasse (K, Na, Al, Si) ändert sich nicht nur entsprechend dem Wechsel der Zusammensetzung der Sedimente, sondern auch ihre Konzentration scheint einer Veränderung unterworfen zu sein in Abhängigkeit von der Ordnungszahl des Aufstiegs der Migmatitfront. Der »Magmaaufstieg« ist also gleichdeutig mit dem Aufstieg der Migmatitfront, durch welche die Sedimente je nach ihrer Beschaffenheit gleich zu Anfang, bei dem ersten Aufstieg, oder erst bei dem zweiten, dritten Aufstieg mit dem Resultat verschiedener Endprodukte granitisiert werden. Bei dem ersten Aufstieg sind die Diffusionselemente der kleinsten Jonenradien (Al, Si) stark an der Spitze im Vorteil, bei späteren Aufstiegen gewinnen die Alkalien, speziell K, trotz grossen Jonenradius, entschieden den Vorteil, da sie bei dem intermittierenden Absinken der Migmatitfront ebenso langsam abwanderten, wie sie zugewandert sind: sie werden gleichsam auf halben Wege überrascht und mitsamt neuem Zuschuss zur Umkehr gezwungen. Deshalb sind Spätgranite innerhalb der Geosynklinale stark kalibetont, während Frühgranite im Ganzen alkaliarm sind (vgl. auch Wegmanns Versuch einer Deutung der Alkaligesteine). Die Sedimente verhalten sich gewissermassen wie die »*colonnes filtrantes*« französischer Forscher. Auch erhält die »Sippeneinteilung« der Magmagesteine älterer Autoren ein geologische Motivierung.

Die Volumenveränderung der Sedimente bei der Granitisierung, sowie die Reihenfolge der Granitisierung geht wahrscheinlich in der Richtung Pelite → Psammite → Karbonatite vor sich. Von welcher Grössenordnung sie ist, kann noch schwerlich bestimmt werden. Die grösseren Volumenänderungen drängen die Neubildungen zu diapiritischen Aktionen, die ursprünglichen Pelite verharren am längsten an ihrem Bildungsort. Deshalb sind unter »Paragneisen« die pelitischen Abkömmlinge fast stets erkennbar, die andern werden zu »Orthogesteinen«, die in höhere Abteile des Faltengebirges aufsteigen und in jungen Gebirgen als echte »Magmagesteine«, ohne direkte Relation zum Intrusionsmilieu, auftreten.

Die oben geschilderten Verhältnisse und Postulate sind nicht Ausnahmerecheinungen des ältesten Gebirgsgrundes, von Fennoskandia. Sie bedeuten eine folgerichtige weitere Anwendung der grundlegenden Beobachtungen und Theorien Sederholms (51). Wegmann (75), Drescher-Kaden (11), Reynolds (47) sind dieselben Wege gegangen. Die Prozesse müssen also in den grösseren Tiefen aller Faltengebirge sich vollzogen haben. Dass aber der »Magmaaufstieg«

(die Granitisation) innerhalb verschiedener Abschnitte desselben Gebirges, sowohl längs dem Streichen, als auch quer zu ihm, verschiedene Höhen erreichen kann, das zeigt zur Genüge ein vergleichender Blick auf die Kaledoniden: Schottland, S-Norwegen, N-Norwegen, Spitzbergen, Ostgrönland im Schnitt Franz-Joseffjord, Ostgrönland im Schnitt Scoresbysund. Stellenweise steigen die Granite bis in die Molasse (Ostgrönland), an andren Schnitten (Spitzbergen) bleiben sie tief in den subkambrischen (grönlandischen = »sparagmitischen») Sedimentmassen stecken. Ein Abschnitt ist mit dem andern in dieser Beziehung nicht direkt vergleichbar. Die Ursache dieses verschiedenen Verhaltens ist z. Z. nicht mit Sicherheit festzustellen.

Es entsteht hierbei die Frage: existiert ein primäres »Granit magma»? Sederholm hat zu dieser Frage eigentlich wohl schon Stellung genommen, indem er den »Urgraniten» ihre Position als primäre Intrusionen zuerteilt. Es steht jedoch nach dem vorhin dargelegten dem nichts entgegen und ist nach Feldbeobachtungen sehr wahrscheinlich, dass das älteste »primäre» Granit magma der sichtbaren Erdkruste selbst bereits ein Glied des grösseren Kreislaufs ist. Ist also der ubiquitäre Basalt der einzige Vertreter sehr grosser Tiefen? Ein solches Postulat steht dem jedoch nicht abweisend gegenüber, dass Differentiation, Kristallisationsfolge und dergl. reiche Erfahrungen an Graniten ihre Applizierungen in höheren Etagen beibehalten können. Auf dem Gebiet der Ultrametamorphose, der »Granitisationen», der »Migmatitbildung», dem Wirkungsgebiet Sederholms, sind noch alle Untersuchungswege, sowohl im Felde wie im Laboratorium, offen.

Die Applizierung aber der Erfahrungen von höheren Etagen her auf tiefere Schnitte von Faltengebirgen hat die Untersuchung des alten Gebirgsgrundes innerhalb Fennoskandias und in anderen entsprechend tiefen Schnitten der Erdkruste in eine schwere Sackgasse hineingeführt, in der sie seit etwa einem Dezennium stampft. Es lohnt sich hernach wahrhaft, der Wegweisung Sederholms zu folgen und die Untersuchungen auf Wegen, die an unfruchtbaren Diskussionen vorbeizuführen scheinen, weiterzuleiten.

7. ANGEFÜHRTE LITERATUR.

1. ADAMS, F. D.: On the origin of the amphibolites of the Laurentian area of Canada. *Journ. of Geol.* 17. 1909.
2. BACKLUND, H. G.: On the stability of the earth's crust in Central Fennoscandia. *Fennia* 50. 1928.
3. ——— Contributions to the geology of Northeast Greenland. *Medd. o. Grönland* 74, N:o 11. 1930.

4. —→— Das Alter des »metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord. *Ibid.* 87, N:o 4. 1932.
5. —→— Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen. *G. F. St. Förh.* 40, S. 101. 1918.
6. —→— Till frågan om granitgrupper, bergskedjeveckningar och cykelindelning inom Fennoskandia. *Ibid.* 58, S. 349. 1936.
6. a. —→— Zur genetischen Deutung des Eklogits. *Geol. Rundschau* 27. 1936.
7. BARTH, TOM, F. W.: Om oprinnelsen av enkelte grunnfjellsamfiboliter i Agder. *Norsk Geol. Tidskr.* 11, S. 219. 1930.
7. a. BRUN, A.: Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genève 1911.
8. CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. 1936. S. 184 u. 274.
9. DALY, R. A.: The genesis of the alkaline rocks. *Journ. Geol.* 26, S. 97. 1918.
10. DE GEER, G.: Om algonkisk bergveckning inom Fennoskandias gränsområden. *G. F. St. Förh.* 21, S. 675. 1899.
11. DRESCHER-KADEN, K. F.: Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. *Chemie d. Erde* 10, S. 271. 1936.
12. —→— und STORZ, M.: Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen am Bergeller Granit. *N. J. B. B. N.* 54, S. 284—291. 1926.
13. v. ECKERMANN, H.: The rocks and contact minerals of the Mansjö mountain. *G. F. St. F.* 44, S. 203—410. 1922.
14. —→— The rocks and contact minerals of Tennberg. *Ibid.* 45, S. 465—536. 1923.
15. —→— A preliminary examination of the profile of the country rocks along the coast of Southern Norrland etc. *Ibid.* 50, S. 309. 1928.
15. a. —→— The Loos-Hamra region. *G. F. St. Förh.* 58, S. 129. 1936.
16. ENBERG, CHR.: Über einige Minerale des Kalksteinbruches von Gökum. *Bull. Geol. Inst. Ups.* 24, S. 257. 1933.
17. ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Die Syenite des Radautales im Harz als palingene Eruptiva. *Abh. Heid. Ak. Wiss. Math.-naturw. Kl.* 15. 1930.
18. ESKOLA, P.: Om metasomatiska omvandlingar i silikatbergarter. *Norsk Geol. Tidskr.* 6, S. 89—107. 1921.
19. ESKOLA, P.: On contact phenomena between gneiss and limestone in Western Massachusetts. *Journ. of Geology* 30, N:o 4. 1922.
20. —→— Wie ist die Anordnung der äusseren Erdsphären nach der Dichte Zustände gekommen? *Geol. Rundschau* 27, S. 61—73. 1936.
21. —→— On the petrology of Eastern Fennoscandia. *Fennia* 45. 1925.
22. GAVELIN, A.: Beskrifning till kartbladet Loftahammar. *S. G. U. Ser. Aa.* N:o 127. 1904.
23. —→— Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptitserien inom Loftahammar-området. *S. G. U. Ser. C.* N:o 224. 1910.
24. GAVELIN, A. & MAGNUSSON, N. H.: Geologisk översiktskarta över Norden. Skala 1 : 1 milj. Stockholm 1933.
25. GAVELIN, S.: Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen. *G. F. St. Förh.* 53, S. 137. 1931.

26. HACKMAN, V.: Studien über den Gesteinsaufbau in Kittilä Lappmark. Bull. Comm. Géol. Finl. 79. 1927.
27. HADDING, A.: The first rains and their significance. G. F. St. Förh. 51. S. 19. 1929.
28. HAUSEN, H.: Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und der tektonischen Verhältnisse der Jatulformation. Bull. Comm. Géol. Finl. 90. 1930.
29. ——— The Postjatulian downfold zone of the Northbothnian area. Acta Acad. Aboens. Math. et Phys. 9. 1936.
29. a. ——— Über die präkvartäre Geologie des Petsamo-Gebiets am Eismeere. Bull. Comm. Géol. Finl. 36. 1926.
30. HEDSTRÖM, H.: Fastlandsdelens berggrund. Beskrifning till kartbladet Mönsterås med Högby. S. G. U. Ser. Ac. N:o 8. 1904.
31. HOBBS, W. H.: Variations in composition of pelitic sediments in relation to magmatic differentiation. C. R. XII Geol. Congr. S. 241. 1913.
32. HÖGBOM, A.: Berggrunden. Beskrifning till kartbladet Malingsbo. S. G. U. Ser. Aa. N:o 168. 1930.
33. KOCH, L.: Geologie von Grönland. Berlin 1935.
34. KRANCK, E. H.: On the crystalline complex of Liverpool Land. Medd. o. Grönland 95, N:o 7, 1935.
35. ——— Hoglands berggrund. G. F. St. Förh. 51, S. 173. 1929.
36. LABUNTZOW, A.: C. R. Ac. Sc. de l'URSS. 1935, I. S. 646.
37. LARSSON, W.: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. Geol. Inst. Upsala 24, S. 47. 1933.
38. MAGNUSSON, N. H.: Berggrunden. Beskrifning till kartbladet Nya Kopparberget. S. G. U. Ser. Aa. N:o 175. 1932.
39. ——— Persbergs malmtrakt. Stockholm 1925. Diss.
40. ——— Berggrunden. Beskrifning till kartbladet Grängesberg. S. G. U. Ser. Aa. N:o 177. 1933.
41. MÄKINEN, E.: Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten. Bull. Comm. Géol. Finl. 47. 1916.
42. MALMQVIST, D.: Unveröffentlichte Beobachtung.
43. MIKKOLA, E.: On the physiography and late glacial deposits in Northern Lapland. Bull. Comm. Géol. Finl. 96. 1932.
44. NENADKEWICZ, K. A.: Siehe LABUNTZOW, A.
45. NINI, R.: Kondensation des Wasserdampfes bei der Abkühlung des Erdballs. Ann. Ac. Sc. Fenn. Serie A. 34, N:o 8.
46. POLKANOV, A. A.: Geological and petrological outlines of the NW-part of the Kola-peninsula. Leningrad—Moskva 1935.
47. REYNOLDS, D. L.: The eastern end of the Newry igneous complex. Q. J. G. S. 90, S. 585. 1934.
48. SAHLSTEIN, TH. G.: Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des finnischen Lapplands. Bull. Comm. Géol. Finl. 101, S. 82. 1933.
49. SAKSELA-SAXÉN, M.: Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. Géol. Finl. 110, 1935.
50. SEDERHOLM, J. J.: Om granit och gneis. Bull. Comm. Géol. Finl. 23. 1907.
51. ——— On migmatites and associated Precambrian rocks of Southwestern Finland. I. II. III. Ib. 58. 1923; 77. 1926; 107. 1934.
52. ——— Prequaternary rocks of Finland. Ib. 91. 1930.
53. ——— On the Subbothnian unconformity and on Archaean rocks formed by secular weathering. Ib. 95. 1931.

54. SEDERHOLM, J. J.: On the geology of Fennoscandia. *Fennia* 55. 1932.
55. ——— Den aktualistiska åskådningens genombrott i Fennoskandia. *G. F. St. Förh.* 54, S. 119. 1932.
56. ——— Aktualism och antiaktualism i Sverige och Finland. *Ib.* S. 375.
57. ——— Sur les vestiges de la vie dans les formations progonozoïques. *C. R. XI Congr. Géol.* 1, S. 515. 1910.
58. ——— WEGMANN, C. E. et KRANCK, E. H.: Compte rendu de la Réunion Internationale pour l'étude du Précambrien et des Vieilles Chaînes de Montagnes. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 102, S. 1—46. 1933.
59. SHAND, S. J.: The problem of the alkaline rocks. *Proc. Geol. Soc. S. Africa* 1922. S. 19—22.
60. ——— Limestone and the origine of felspathoidal rocks: an aftermath of the Geological Congress. *Geol. Mag.* 77, S. 415. 1930.
61. SUNDIUS, N.: Berggrunden. Beskrivning till kartbladet Valdemarsvik. *S. G. U. Ser. Aa. N:o* 158. 1928.
62. SVEDMARK, E.: Beskrifning till kartbladet Oskarshamn. *S. G. U. Ser. Ac. N:o* 5. 1904.
63. SVENONIUS, F.: Beskrifning till kartbladet Västervik. *S. G. U. Ser. Aa. N:o* 137. 1907.
64. ——— Beskrifning till kartbladet Gamleby. *S. G. U. Ser. Aa. N:o* 147. 1914.
65. ——— Beskrifning till kartbladet Ankarsrum. *S. G. U. Ser. Aa. N:o* 126. 1905.
66. SVITALSKI, N.: Recherches géologiques dans les systèmes des rivières Tsipi et Mouia en 1913. *Petrograd* 1915.
67. TÖRNEBOHM, A. E.: Kurze Übersicht über die präkvartäre Geologie Schwedens. *XI Congr. Géol. Guides des excursions N:o* 1. 1910.
68. VERNADSKY, V. I.: O niekotorych otjerednych problemach radiogeologii (Über einige laufende Probleme der Radiogeologie). *Bull. Ac. Sc. de l'URSS.* 1935. S. 1—18.
69. WAHL, W.: Om granitgrupperna och bergskedjeveckning i Sverige och Finland. *G. F. St. F.* 58, S. 90—95. 1936.
70. WÄYRYNEN, H.: Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 101, S. 54. 1933.
71. WEGMANN, C. E.: Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 87, S. 100—129. 1929.
72. ——— Über Diapirismus (bes. im Grundgebirge). *Ibid.* 92, S. 58—76. 1930.
73. ——— Note sur le boudinage. *Bull. Soc. Géol. France* (5) 2, S. 477—491. 1932.
74. ——— Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau* 26, S. 305—350. 1935.
75. ——— Note sur la dépression axiale d'Åland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 87, S. 71—77. 1929.
76. ——— Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. *Fennia* 50, 1928.
77. ——— Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X Land. *Medd. o. Grönland* 103. N:o 3. 1935.
78. WILKMAN, W. W.: Sektionen Nurmes. Beskrivning till bergartskartan. *Geol. Kom.* 1920.
79. WILLIS, B. and WILLIS, R.: *Geologic structures.* Sec. ed. 1929. S. 274.

DIE FLUORESZENZ FINNISCHER MINERALIEN IN ULTRA-VIOLETTEM LICHT.

Von

L. H. BORGSTRÖM.

Bei Beleuchtung senden viele Mineralien Lichtstrahlen aus, die eine andere Farbe haben als die primäre Lichtemission. Dies wird Photolumineszenz genannt. Die Photolumineszenz heisst Fluoreszenz, wenn die sekundäre Lichtemission aufhört, sobald die primäre Bestrahlung unterbrochen wird. Wenn das sekundäre Licht noch eine Weile fort dauert, nachdem die Erregung aufgehört hat, spricht man von Phosphoreszenz.

Lumineszenz tritt nur bei Mineralien auf, die schlechte Leiter der Elektrizität sind. Gewöhnlich scheint die Entstehung von Lumineszenz dadurch bedingt zu sein, dass die betreffenden Mineralien einen geringen Gehalt an schweren Metallen als fester Lösung haben. An lumineszierenden Produkten, die im Laboratorium dargestellt werden, bemerkt man, dass die Stärke der Lumineszenz bei sorgfältiger Reinigung der kristallisierten Substanz z. B. durch mehrmaliges Umkristallisieren abnimmt, und auf diese Weise sogar zum Verschwinden gebracht werden kann. Chemisch reine Verbindungen zeigen nur in Ausnahmefällen Lumineszenz.

Bei Photolumineszenz hat die sekundäre Strahlung immer eine grössere Wellenlänge als die primäre Lichtart.

Da schon die gewöhnlichen Emissionsspektren verschieden sind, wenn sie unter verschiedenen Verhältnisse entstehen, ist es nicht zu verwundern, dass die Fluoreszenz-Spektren eine andere Farbenverteilung aufweisen als die Emissionsspektren, die von derselben Substanz herrühren.

Immerhin ist es möglich, die Lumineszenzfarben der Mineralien zur Feststellung und Charakteristik derselben zu verwenden, ähnlich wie die Farben der Mineralien in gewöhnlichem Licht. Verschiedene Varietäten einer Mineralart können in gewöhnlichem Licht durch ver-

schiedene Farben charakterisiert werden, die dann von verschiedenen »färbenden Beimengungen« herrühren. Ähnlich können verschiedene Varietäten eines Minerals sich durch ihre Lumineszenzfarben unterscheiden, die u. a. davon abhängen, welches das schwere Metall ist, das die Entstehung der Photolumineszenz veranlasst hat.

Dunkelfarbige oder undurchsichtige Mineralien zeigen keine oder sehr schwache Photolumineszenz, denn das erregende Licht kann in dieselben nicht eindringen, und eine etwaige Sekundärstrahlung wird absorbiert, ehe dieselbe sichtbar wird. Die Farbe der Mineralien wirkt auf die Lumineszenzfarbe derselben in der Weise ein, dass die Farbe, die das betreffende Mineral absorbiert, in dessen Lumineszenz-Spektrum unterdrückt wird.

Das Lumineszenzlicht lässt sich am deutlichsten wahrnehmen, wenn es im sichtbaren Teil des Spektrums liegt, und das primäre Licht aus ultravioletten Strahlen besteht, die für das Auge unsichtbar sind. Ein solches Licht gibt die Quarz-Quecksilber-Lampe von Hanau in der Ausführungsform, die Analysen-Quarzlampe genannt wird, in welcher die Lampe sich hinter einem Fenster aus schwarzem nickelhaltigem Glas befindet. Die benutzte Glassorte absorbiert fast alles sichtbare Licht, lässt aber die ultraviolette Strahlung durch. Die Glasscheibe im Fenster der Lampe lässt etwas rotes Licht durch, was in gewissen Fällen stören kann.

Eine solche Analysenlampe wurde auch bei den vorliegenden Beobachtungen verwendet. Die Mineralproben waren Handstücke von gewöhnlicher Grösse (5—15 cm Durchmesser). Die Stärke des Fluoreszenzlichtes wurde nicht instrumentell gemessen, sondern nur nach dem Augenmass mit $\frac{1}{2}$, 1, 2 und 3 bezeichnet, wobei 1 eine schwache aber deutlich sichtbare Lichtstärke angibt, 3 grelles Licht bedeutet, während 2 eine dazwischenliegende Intensität bezeichnet. Mit $\frac{1}{2}$ wurde eine ganz schwache, undeutliche und bei roten Farben unsichtbare Lumineszenz angegeben.

Die Resultate der ausgeführte Untersuchung an finnischen Mineralien sind in der folgenden Tabelle angegeben. Einige Umstände betr. die untersuchten Mineralien seien jedoch besonders hervorgehoben. Die Flussspäte geben meistens eine violette Lumineszenz, deren Farbe mehr rotviolett oder mehr blau sein kann. Die in gewöhnlichem Lichte lichtgefärbten Fluorite zeigen oft eine stärkere Lumineszenz als die dunkelfarbigen Varietäten. Es gibt jedoch auch lichtgefärbte, sogar farblose und wasserklar durchsichtige Flussspäte, die äusserst schwach fluoreszieren.

In ein paar Fällen wurde, wenigstens mit Wahrscheinlichkeit Fluoreszenz bei Quarz festgestellt. Es war jedoch nicht möglich mit

voller Sicherheit zu entscheiden, ob der Quarz wirklich selbst leuchtete oder ob die betreffenden Quarzkörner von etwa hinter ihnen befindlichem fluoreszierendem Material durchleuchtet wurden. Die klaren Quarzkörner lassen nämlich sowohl ultraviolettes wie sichtbares Licht durch.

Die meisten Kalzite besitzen rote oder gelbrote Lumineszenz. In vereinzelten Fällen wurde bei Kalkspäten von gewissen Fundorten eine blaue oder weisse Lumineszenz beobachtet. Kalzite, die unter der Quarzlampe nicht merklich fluoreszieren, sind sehr selten. Eine grobkristalline Kalkspatprobe von Lammala in Westanfjärd zeigte bei Bestrahlung mit ultraviolettem Licht eine schöne Zonarstruktur, wo die verschiedenen Zonen sich voneinander durch verschiedene Sekundärstrahlung unterschieden; die innere Zone zeigte schwachblaue Strahlung, während die äussere Zone in einer weit kräftigeren rotgelben Farbe leuchtete.

Die Dolomite Finnlands, kristallisierte und kristallinische, scheinen nicht zu fluoreszieren. Ein gelber, feinkristallinischer, Dolomit von Latvakouva, Pudasjärvi gab zwar ein schwaches Fluoreszenzlicht, aber es war nicht möglich festzustellen, ob das Licht wirklich von den Dolomitmörnern selbst ausging oder von Verunreinigungen herrührte.

Einige Feldspäte besitzen eine deutliche, wenn auch schwache Fluoreszenz. Da die Fluoreszenz bei diesen gewöhnlichen und wichtigen Mineralien in der Literatur bisher sehr wenig Beachtung gefunden hat, wurde auch eine Anzahl ausländischer Feldspatproben der Sammlungen der Universität Helsingfors untersucht. Dabei wurde eine ziemlich starke (2) Fluoreszenz beim weissen Plagioklas von Bamle in Norwegen und beim weissen Albit von Quebec in Canada festgestellt.

In der Literatur gibt es mehrere Angaben betr. Skapolithe, die sehr stark in ultraviolettem Licht fluoreszieren. Unter den vielen untersuchten finnischen Skapolithen wurden jedoch nur schwach fluoreszierende gefunden.

Die stärkste Lumineszenz unter den finnischen Mineralien zeigten der weisse Kalzit von der Nimrodstrasse in Helsingfors (gelbrot) und von Kintsinniemi in Soanlahti (rot), der grüne Fluorit von Orijärvi (blauviolett), der Wollastonit von Pusula (weiss) und der Scheelit von Pitkäranta (weissgelb).

Eine bedeutend stärkere Lumineszenz als bei irgend einem finnischen Mineral wurde beim Autunit von Autun in Frankreich beobachtet. Das leuchtende, goldgelbe Licht löste sich bei Durchgang durch ein Spektroskop in fünf kurze, durch dunkle Zwischenräume

voneinander getrennte Lichtbänder auf, deren Maxima bei folgenden Wellenlängen gefunden wurden: 503.2, 524.6, 548.8, 575.0 und 604.5. Diese Werte stimmen interessanterweise recht nahe mit den Linien überein, die Nichols und Howes ¹ im Fluoreszenzspektrum des Kaliumuranylphosphats bei -185° gemessen haben.

Bei den Messungen sowie bei den in der Tabelle angegebenen Beobachtungen war Herr R. Waller dem Verfasser behilflich.

Tabelle.

Fundort und Eigenschaften	Farbe des Minerals	Lumineszenz Farbe u. Stärke	Katalog-Nummer ²
F l u s s p a t.			
Vestanfjärd, durchsichtig	schwach gelb	weissblau	2 565
Pargas	violett	blauviolett	1 561
Laurinkari	violett	blau	3 —
Orijärvi	violett	blauviolett	1/2 569
Orijärvi	farblos	weissblau	2 807
Orijärvi	lichtgrün	blauviolett	3 572
Helsingfors, Skifferholmen	violett	blauviolett	1/2 5351
Iitti, Perheniemi	farblos	blau	1/2 574
Pyterlahti, dunkel	violett	schwach blau	1/2 515
Sortavala, Kalkkisaari	farblos	rotviolett	1 4228
Pitkäranta, Hopunvaara	grünlich	blauviolett	2 4177
Pitkäranta	violett	blauviolett	2 3302
Q u a r z.			
Orijärvi, feinkristallinisch	farblos	weissblau	2 807
Talvisaari, Pegmatitquarz	rötlich	violett	1 379
B r u c i t.			
Iitti, Perheniemi	weiss	rotviolett	1/2 4715
K a l k s p a t.			
Korpo	weiss	blauweiss	1 4007
Vestanfjärd, Bredvik, klar	gelblich	rotgelb	2 703
Vestanfjärd, Lammala, Kristalle	farblos	rotgelb	2 6007

¹ NICHOLS & HOWES. Fluorescence of the Uranyl Salts. Carnegie Institute, Washington 1919.

² Nr. des Handstückes im Katalog der Sammlung des Mineralogisch-Geologischen Instituts der Universität Helsingfors.

Fundort und Eigenschaften	Farbe des Minerals	Lumineszenz Farbe u. Stärke	Katalog-Nummer
Westanfjärd, Lammala Zonarstrukt. Die äuss. Zone	farblos	rotgelb	1 —
Die innere Zone	farblos	bläulich	1/2 —
Kimito, Westlaks, Kristalle	rot	schwach rot	1/2 6572
Finby, Förby, grobkrist.	weiss	weissrot	2 711
Finby, Nikö, durchsichtig	farblos	rötlich	1/2 6257
Orijärvi, in einer Quarzdruse	weiss	gelbrot	1 804
Orijärvi, mit Fluorit u. Dolomit	weiss	rotgelb	2 748
Orijärvi, Kristalle in Dolom.	grauweiss	gelbrot	1/2 811
Orijärvi, kleine, durchs. Krist. in Braunspat	grauweiss	rotgelb	2 810
Orijärvi, grobkristallin in Dolomit	grau	dunkelrot	1/2 2847
Orijärvi, klare Kristalle	farblos	gelbrot	2 310
Brödtorp, Zinkgrube, flächenreicher Krist.	weiss	rot	1/2 719
Lojo, Storö, kristallin	hellrosa	gelbrot	1/2 731
Lojo, Storö	weiss	braunrot	1/2 732
Lojo, Kyrkby, unrein	rötlich	rötlich	1/2 729
Lojo	grau	blaurot	1/2 733
Karis, mittelkörnig	rötlich	gelbrot	1/2 734
Vihti, feinkörnig, unrein	weiss	bläulich	1/2 738
Kyrkslätt, Meko, unrein	grau	rotgelb	1/2 737
Helsingfors, Kaisaniemi	weiss	bläulichweiss	1 740
Helsingfors, Nimrodstr. sehr grobk.	weiss	gelbrot	3 3994
Helsinge, Tavastby, Krist.	weiss	rotgelb	1/2 5804
Helsinge, Sillböle, Kristalle	weiss	rotgelb	1 742
Helsinge, Sillböle, kristallin.	rotbraun	rotschwarz	1 741
Sibbo, Mårtensby	farblos	rotgelb	1 753
Mäntsälä, Frugård, durchsichtig	farblos	rotgelb	1 736
Säkkijärvi, Lammenniemi, Druse	farblos	rotgelb	2 5576
Pitkäranta, Lupikko, Krist.	farblos	gelbrot	2 3143
Pitkäranta, Ristaus, feinkristallin	grau	gelbrot	2 3151
Pitkäranta, Grube 3 Meyer, Grosse Kristalle	graubraun	gelbweiss	1 3142

Fundort und Eigenschaften	Farbe des Minerals	Lumineszenz Farbe u. Stärke	Katalog-Nummer
Pitkäranta, grosser Kristall	weiss	braun	1 3159
Pitkäranta, Grube Toivo	farblos	gelbrot	2 3125
Pitkäranta, Hopunvaara, mit Brucit	weiss	blauweiss	2 420
Vehmersalmi, Puutosmäki, Druse	farblos	weiss	2 5315
Eno, Hopeavuori, grob-kristallin	weiss	rotgelb	1/2 775
Soanlahti, Kintsinniemi, Kristalle im Drusenraum	weiss	rot	3 5719

Keine Lumineszenz zeigten Kalzite von Ruskeala, Toija in Kisko, Melleri in Kisko (5325) und Dricksbäck (748).

D o l o m i t.

Pudasjärvi	gelblich	gelblich	1 6390
------------	----------	----------	--------

O r t o k l a s.

Laukaa, Kristalle	weiss	rötlich	1 6071
-------------------	-------	---------	--------

Folgende Ortoklase zeigten keine Lumineszenz: Ortoklaskristalle in miarolitischen Räumen von Vehkalahti, Ortoklasovoide aus dem östlichen Finnland und Ortoklasdruse von Pyterlahti.

P l a g i o k l a s.

Kisko	weiss	lila	1/2 6391
Karis-Lojo, Anortit	rotgelb	rotgelb	1/2 2717
Lojo, Oligoklaspegmatit	grau	blauschwarz	1 4155
Ingå, Ramsö	grau	blau	1 6085
Stansvik, Labrador	rotbraun	blauschwarz	1/2 2732
Stansvik, Andesin	rotbraun	schwarzrot	1/2 2406
Sillböle, Oligoklas	grau	blauschwarz	1 2398
St. Michel, Schriftgranit	grau	lila	1/2 2360

M i k r o k l i n.

Hiitis, Elgskär	rot	lila	1/2 3780
Lojo, Hermala	grün	rot	1 2381
Sillböle, Schriftgranit	weiss	lila	1 2283
Eräjärvi, Schriftgranit	weiss	rot	1 6298

Fundort und Eigenschaften	Farbe des Minerals	Lumineszenz Farbe u. Stärke	Katalog-Nummer
W o l l a s t o n i t.			
Vestanfjärd, Lammala	weiss	gelbweiss	2 1924
Vestanfjärd, Lammala, feinfaserig	weiss	helllila	3 3281
Pargas, Skräbböle, grobfaserig	weiss	gelbweiss	1 5015
Pusula, Remonmäki, kristallinisch	weiss	weiss	3 4089
Sibbo, Paipis	weiss	bräunlich	1/2
Sibbo, Mårtensby, grobfaserig	weiss	gelbbraun	1/2 1942
Iitti, Perheniemi, grobkrist.	rötlich	rotlila	1 4335
K o r d i e r i t.			
Åbo, Kakola	bläulich	blau-lila	1 6452
Helsingfors, Hästnässund	blau	blau-lila	1 5371
Der Kordierit (Steinheilit) von Orijärvi (2915) gab keine Lumineszenz.			
S k a p o l i t h.			
Pargas, Simonby, gross	schwarz bläulich	rotgelb	1 5199
Pitkäranta, Pusunsaari	weiss	rotgelb	1 6677
Kuopio, Hiltulanlahti	grünlich	braunlila	1/2 6781
Nilsjä	gelbbraun	gelb	1/2 2606
T a l k.			
Polvijärvi, Haaralanniemi, grob.	grünlich weiss	weissblau	1/2 5937
A p a t i t.			
Pargas, Storgård	rot	rotschwarz	1/2 1088
Pargas	rot	blau-lila	1/2 1089
Pargas	grün	blau-lila	2 4747
Pargas, Skräbböle	blau	blau	2 4744
S c h e e l i t.			
Pitkäranta	weiss	weissgelb	3 3758
B e r n s t e i n.			
Ingå, Ingarskila	gelb	weissgelb	2

THE REGION TO THE SOUTH-WEST OF THE »GRANULITE
SERIES» IN LAPLAND AND ITS ULTRABASICS.

By

ERKKI MIKKOLA and TH. G. SAHAMA.

The geology of Finnish Lapland offers a multitude of interesting problems, which hitherto have been very little subject to treatment. At present, most attention is being paid to the »Granulite Series», a very peculiar and widespread geological unit in Northern Lapland. The authors have worked in Lapland during several summers, also jointly studying the granulite area. The principal results of their investigations have already been published.¹

The senior author has been more especially occupied by the preparation of the general map of the pre-Quaternary rocks in the southern half of Lapland. At the same time also the country rock bordering the Granulite Series in the S. and S.W. was subjected to closer investigation and mapping. It then became apparent that the special tectonic features of the Granulite Series are further prevalent within a fairly broad zone beyond the curved belt of the granulite. By the present short account dealing with this intermediate zone between the rocks of Southern Lapland and the granulite, the authors wish to give the first contribution to a closer knowledge of the zone in question. It seems probable to us, that also petrological comparisons with the Granulite Series and the rock group enclosing it will be of importance when the genesis of the former comes under discussion.

The map, Fig. 1, gives a general view of the geology S.W. of the middle part of the curved belt of the Granulite Series. With the ex-

¹ ERKKI MIKKOLA. On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 96, 1932.

TH. G. SAHAMA, Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der Finnisch-Lappländischen Granulitformation. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 113, 1936.

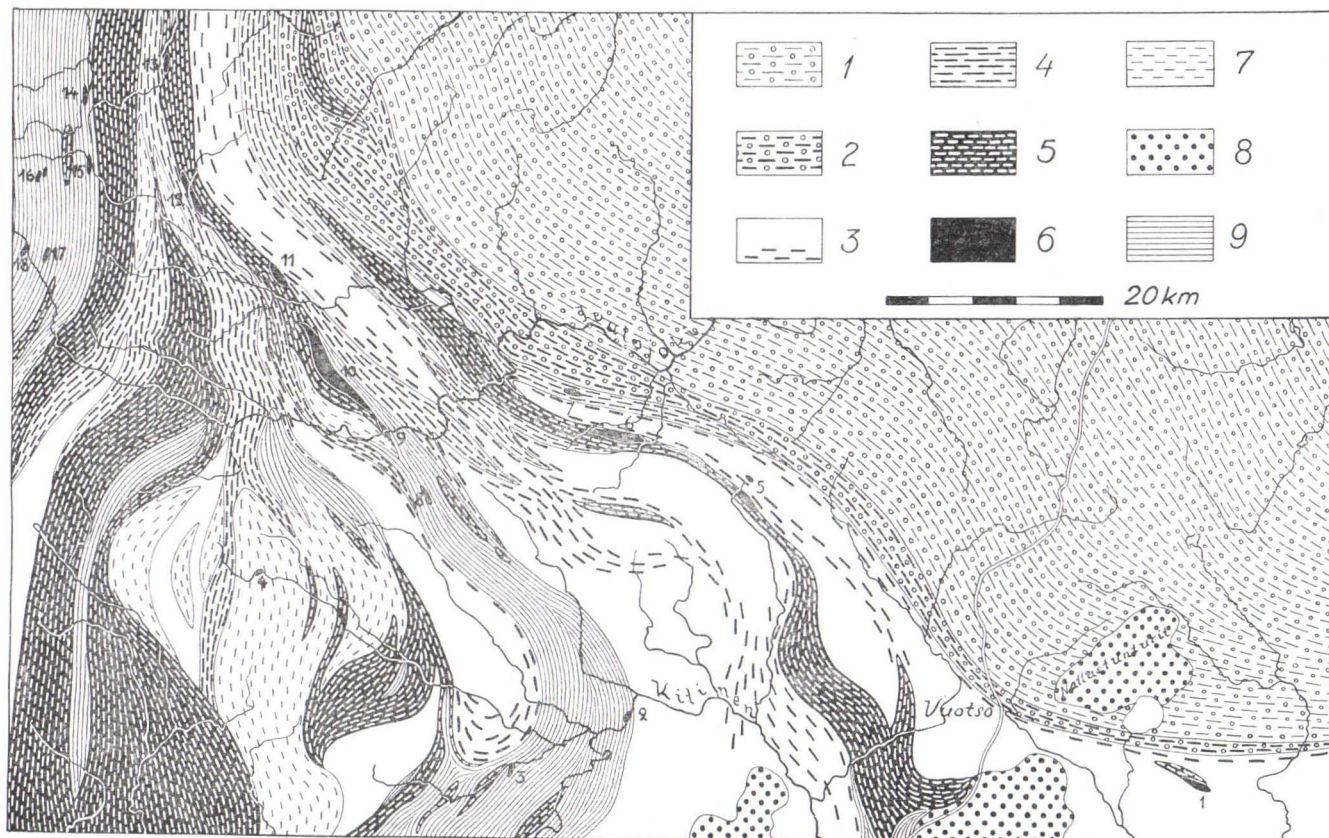


Fig. 1. Geological sketch-map of the region S.W. of the middle part of the granulite belt (parishes of Inari, Kittilä and Sodankylä).

ception of the Nattanen granite¹ in the S.E., which abruptly cuts the other rocks, the rocks form in a tectonical point of view a broad continuous transition zone leading from the granulite to the tectonically quite different ground of, *e. g.*, Central Kittilä. Within a distance at least 10 km., mostly as far as 20—30 km. from the boundary of the granulite the strikes of the different belts of rocks conform strictly to direction of the granulite bands. The dip is likewise at low or moderate angles to the E.—N.E.—N., and also the directions of the linear (rodding) structure are the same as within the adjacent granulite area. The whole external appearance of the rock series in the vicinity of the granulite resembles that of the latter. Particularly in this respect complete similarity exists between the Granulite Series and the banded hornblende-gneisses nearest to it. Both of them are pronouncedly banded, flaggy rocks, which in exposed ledges are strongly split up along the smooth planes of schistosity and also in several directions nearly perpendicular to it.

The rocks of the region in question vary greatly. Obviously igneous rocks greatly predominate over such of sedimentary origin. The composition of the former, again, ranges from acid granitic to ultrabasic. Also some branch lines of differentiation are met with. Among the most widespread igneous rocks, the granitic gneisses (No. 3 on the map), the amphibolites (No. 5) and the Hetta granite (No. 7) stand out as well individualized groups of very similar character over wide areas.

The granitic gneisses are chiefly fine- or small-grained and reddish in colour. Their main constituents are microcline, quartz and plagioclase; the amount of biotite is low in most cases; muscovite is of common occurrence. The development of the banding varies considerably.

Explanations to the map Fig. 1. (opposite page). 1. Granulite Series; 2. banded garnetiferous hornblende-gneisses; 3. granitic gneisses, partly with amphibolite bands; 4. banded hornblende-gneisses, also amphibolites frequently alternating with granitic gneisses; 5. amphibolites; 6. ultrabasic rocks; 7. gneissose granite (Hetta granite); 8. red massive granite (Nattanen granite); 9. schists, quartzites and «leptitic» rocks.

Numbers of the ultrabasic bodies: 1. Kussuolinkivaara; 2. Kuontalo; 3. E. of Lake Järvijärvi; 4. Aittalompolo; 5. Vaulolampi; 6. Palopeuravaara; 7. S. of Hirvivaara; 8. Lauttaselkä; 9. Helkikoski; 10. Nirruselkä; 11. Verdi-joki; 12. Nautahjoki; 13. Vaskojoki; 14. Kietsimäjoki; 15. Repojoiki River, uppermost course; 16. Pahta-autsi; 17. Huuva-autsi; 18. Kaari-autsi.

¹ ERKKI MIKKOLA, Über den Nattanengranit im Finnischen Lapplande. Fennia 50, N:o 12, 1928.

There are in places coarser, even pegmatitic varieties without dark minerals, but no typical granites. In the S. and S.E., beyond the map area, the granitic gneisses, however, grade over into grey and red gneissose granites, characteristic of easternmost Finland.

The amphibolites are almost black, partly greenish rocks with abundant hornblende; in most cases they also show a banded structure. They are very similar to the amphibolites of the Pallastunturi complex described by Hackman.¹ The broadest zone in the S.W. is an immediate continuation of the large area of greenstones in Central Kittilä (Hackman, *op. cit.* pp. 16—24); even within the area in question the middle part of the zone consists of a greyish green albite-amphibole rock, which gradually passes into amphibolite. The degree of metamorphism caused by movements becomes successively higher towards the granulite area, and the influence of the same conditions upon the mineral development manifests itself *i. a.* by the common occurrence of garnet in amphibolites. In addition to the large masses, amphibolites occur as narrower belts and lenses of different size, even as bands of a few metres in thickness within the granitic gneisses. Most of them, however, are probably vulcanogeneous or hyp-abyssal in origin.

The Hetta granite is a typical granite: grey, rather rich in biotite, with both feldspars, always more or less foliated within the map area, in places somewhat porphyritic. Farther to the W. (beyond the map) also massive variety is met with in larger bodies. The most gneissose varieties occur in the narrow lens-shaped bodies nearest to the granulite. The Hetta granite forms migmatitic mixtures with amphibolites and schists.

Among the other rocks on the map, the banded hornblende-gneisses (No. 4) are conspicuous by their wide distribution. This group, however, is not a coherent one. Farther from the granulite area it is partly made up of granitic gneisses and amphibolites in very frequent alternation, partly of mixed rocks of amphibolites and Hetta granite. Only close to the Granulite Series has this group obviously an individual position. In general it increases in thickness towards the N.W. along the boundary of the two series of rocks. The largest part of this zone, close to the granulite, consists of garnetiferous banded plagioclase-hornblende rocks, in which the relative amounts of the different minerals vary within broad limits; the lighter bands also commonly contain much quartz. In this zone there are also consider-

¹ VICTOR HACKMAN, Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 79, 1927, pp. 36—38.

able homogeneous bodies: noritic, slightly foliated, rather coarse-grained amphibolites, very siliceous plagioclase-granites, and, beyond the map area in the N., the particularly interesting large area of anorthosite at Vaskojoki River. This has been mentioned by the authors in their previous papers because of its essential bearing on the form of the boundary of the granulite belt and on its tectonics.

The proportion of the sedimentogeneous rocks decreases towards the granulite; in the latter series no such rocks are so far known with certainty. The small lenses of these rocks which lie at the shortest distance from the granulite consist of quartzite. — Like the amphibolites, the schists and quartzites are projections and outliers from the wider areas in Southern Lapland.

When comparing the rocks of the region in question with those of the Granulite Series, the hornblende-gneisses mentioned above lie nearest at hand. As pointed out already, both rock groups have many completely similar features. Even the boundary between both series is not quite sharp, but rocks with and without hornblende alternate with one another, not, however, within a zone measuring more than a couple of kilometres in breadth. — In the Granulite Series the composition of rocks also varies from very siliceous rocks with a little feldspar and garnet (SiO_2 up to 90 %) to ultrabasic ones. All the peridotite bodies known within it are, however, small lenses and layers of a thickness of a few metres at most. The zone of rocks No. 2 on the map, the garnetiferous hornblende-gneisses, are obviously considerably more basic in their average composition than the adjacent middle part of the granulite belt. Some other parts of the latter, on the other hand, contain abundant noritic bands; even large noritic bodies occur, so that its general composition may locally vary from granitic to almost amphibolitic. At least the authors think, that, in respect to the average composition, the Granulite Series in wide areas closely corresponds to those broad belts in the region in question where granitic gneisses are the prevailing rocks.

The ultrabasic rocks, which will here be treated somewhat more closely, have been grouped on the map into 18 occurrences. According to the observations, most of them are solitary masses, but some comprise several smaller bodies near to each other. In the sedimentary zone in the N.W. there are even outside the map many small bodies similar in character. The ultrabasics seem to prefer particularly the region extending from here to about the middle of the map area. Also elsewhere in Lapland as well as in Eastern Finland they are in most cases met with in groups and rows, but are entirely absent in many wide regions. From Kittilä, *e. g.*, only three occurrences were men-

tioned by Hackman;¹ a few others have been found later. In the broad basic zone entering the map area from the S.W. they are, in every case, conspicuous by their absence.

The occurrences of the ultrabasics Nos. 2—3 and 8—13 lie within a continuous zone of supracrustal rocks. The S.E. part of this zone is shown to consist chiefly of schists, but this area is almost wholly

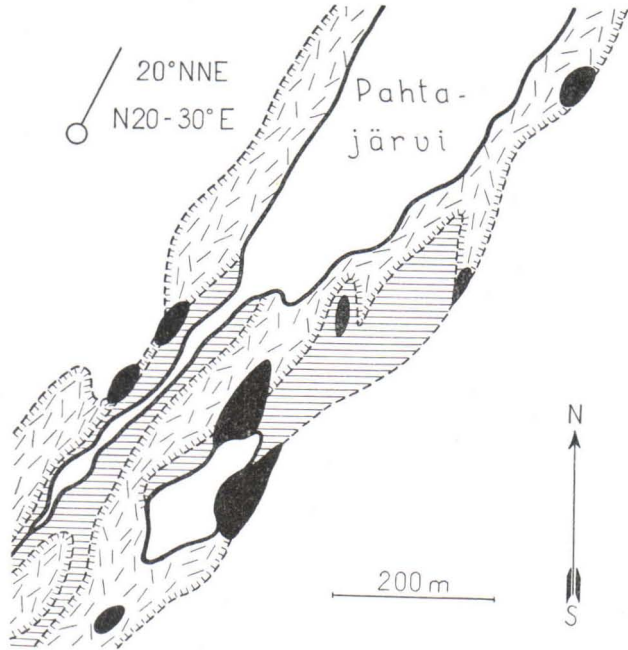


Fig. 2. Group of ultrabasic bodies (black) in the valley of Pahta-*autsi*, source of Repojoki River, Inari. The valley bottom is occupied by lakes, peat bogs, and naked rocks; on both sides it is bordered by smooth elevated land mantled with drift. The direction and inclination of the pitch are indicated in the left hand upper corner. The bodies S.E. of the water course consist essentially of serpentine, those N.W. of it are amphibole rocks.

blanketed with drift. It is certain that there are many more basic rocks than shown on the map. In the N. part of the same, again, amphibolites prevail, and the ultrabasics are obviously closely connected with these. Here the schists may be of a somewhat wider distribution than shown on the map. The bodies 14—19 lie scattered,

¹ VICTOR HACKMAN, *op. cit.* pp. 25—26.

surrounded by mainly »leptitic» gneisses; amphibolites are also found associated with some of them. Nos. 5 and 6 are situated in another belt of amphibolite, No. 7 possibly in a ramification of this belt. No. 4 has been detached from its earlier connection by the Hetta granite; No. 1 lies quite apart from the others.

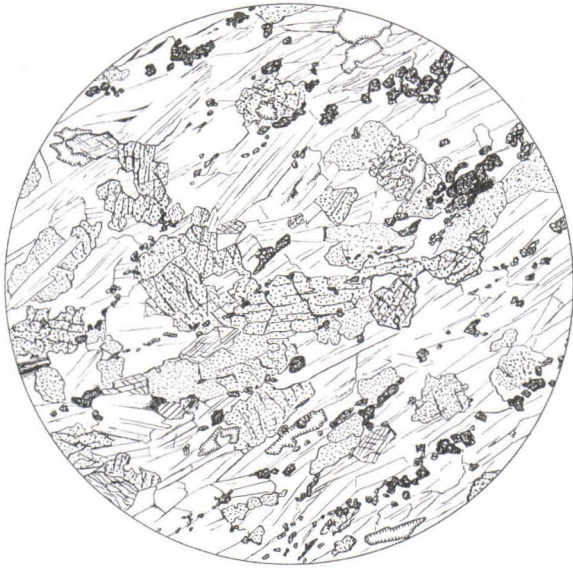
On the map, all the ultrabasic bodies mentioned above would probably show forms of thicker or thinner lens-shaped masses, or in space, forms of ellipsoidal bodies with three unequal axes, the greatest elongation lying in the direction of the linear structure of the country rock, which also may be visible in the ultrabasics themselves. It is only occasionally they are so well exposed that such forms are quite in evidence. Such an instance is shown in Fig. 2, which is the occurrence No. 16 on the map, Fig. 1, on a larger scale. There are in all 8 ultrabasic bodies. Most of them stand up as hillocks above the general rock surface and attract attention already at a distance owing to their rust-coloured crust of weathering. Here it is quite obvious that the greatest elongation of the bodies is the same as the direction of the pronounced rodding structure in the gneisses, which has a rather gently-dipping position. The whole occurrence is remarkably similar to a group of peridotitic bodies at Lake Äälisjärvi in N.E. Inari, of which Tanner has made a ground-plan.¹ In many other localities the peridotite is the only rock piercing through the drift cover on the spot. In general, the ultrabasics seem to rise comparatively high in the topography, even in such cases where the surfaces of the rocks are very weathered and broken into a fine powder. As to their general geological occurrence, the peridotites in question greatly resemble the serpentine rocks of Northern Karelia described by Haapala; in like manner they are to be placed in the fourth group of Benson's classification.²

The petrological investigation of the ultrabasic rocks in question is still in its preliminary stages. A complete study of this subject would be a rather elaborate work, because the rocks seem to belong to many different types. Already the mineralogical composition gives an idea of their great variability. There are pure serpentine rocks, pyroxenites and amphibole rocks, rocks containing amphibole and in addition carrying either serpentine or pyroxene or both minerals (olivine may occur in addition to or instead of serpentine), rock types

¹ V. TANNER, Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 38, 1915, p. 58.

² PAAVO HAAPALA, On Serpentine Rocks in Northern Carelia. Bull. Comm. géol. Finl. No. 114, 1935, pp. 10, 68.

with abundant carbonates¹ and spinel-bearing rocks. The latter have so far been found in two occurrences, Nos. 1 and 13. The amphiboles are, at any rate, the most widespread minerals; they may make out about one half of the whole bulk of the ultrabasics. The authors considered the investigation of these amphiboles to be a problem of first-rate importance. Also the spinel-bearing rocks are worthy of description. Except in the case of some limestones the spinel has



Drawn by Toini Mikkola

Fig. 3. Spinel-bearing ultrabasic rock from Kussuolinkivaara, E. of Mutenia, Sodankylä. Dotted = pyroxene, clear with few lines = amphibole, clear with serrated borders = carbonate, small grains with strong relief = spinel. Magnified 30 ×.

hitherto hardly been known in Finland as a rock-forming mineral; lately, although in small amounts only, it has been found to be of rather common occurrence in the granulites in Utsjoki.²

¹ A carbonaceous rock, «sagvandite», probably associated with the occurrence No. 9 at Helkikoski Rapids, Ivalojoeki River, is being examined by Professor Eskola, who will publish his results later on. — The senior author has taken a specimen of an anthophyllite-carbonate rock occurring at the Norwegian frontier, just outside the map in the left hand upper corner.

² TH. G. SAHAMA, *op. cit.*, pp. 15 and 20—23.

The rock of the ultrabasic body No. 1, Kussuolinkivaara hill, was a very suitable one for our purposes. Besides having an interesting mineralogical assemblage, it seemed to be well adapted for the separation of minerals because of its fairly even grain and the small amount of late alteration products. The hill itself rises abruptly from a very smooth peneplain-like land surface up to a height of about 50 metres; its rather sharp crest consists of naked rocks and the slopes are covered with rocky talus. The senior author has visited the place, and then noticed a horizontal linear structure in the direction N. 55—60°W. and the dip of schistosity 50—60° N.N.E. On the spot the rock was not recognized to be ultrabasic, because the ledges are greenish black on the surface, without the rust-coloured weathering crust characteristic of most peridotites. The investigation was carried out from a specimen collected by J. H. Saarinen already in 1904. Similar boulders were said to be found in abundance on a dry »island» surrounded by bogs N. W. of Kussuolinkivaara, but as no samples are available, it is more advisable to assume them to be amphibolite, as shown on the map.

Fig. 3 exhibits the rock under the microscope. The most abundant constituent is an almost colourless monoclinic amphibole, which forms subhedral grains 0.3—0.6 mm. in length in subparallel arrangement. The next in abundance is an orthorhombic, likewise colourless pyroxene, with still worse developed individual shapes. Spinel occurs as numerous bright green, isometric grains, varying from quite minute ones to such up to 0.1 mm. in size. In their grouping a certain banding, caused by strings of rather closely clustered grains, is clearly visible, and this is the case, in some degree, also with the pyroxene. The spinel is an early constituent, as well as the pyroxene, which in places has clearly been replaced by amphibole. The interstices are in places filled with a fine mass which partly supersedes the amphibole. It seems to consist of a fine fibrous amphibole and carbonate. Carbonate is also met with as bigger pure grains. — The amount of ore is quite negligible.

A chemical analysis of the rock was made by Dr. L. Lokka with the result shown in Table I. Dr. Lokka also executed the mineral analyses which follow later on.

Table I. The bulk composition of the ultrabasic rock from Kussuolinkivaara, Sodankylä.

	%	Mol. numb.
SiO ₂	43.97	0.729
TiO ₂	0.22	3
Al ₂ O ₃	10.43	102
Fe ₂ O ₃	1.47	9
FeO	7.14	99
MnO	0.20	3
MgO	23.44	581
CaO	6.84	122
Na ₂ O	0.30	5
K ₂ O	0.19	2
P ₂ O ₅	0.09	1
H ₂ O +	0.77	43
H ₂ O—	0.05	3
CO ₂	4.74	108
Sum	99.85	

Density 3.18

The quantitative mineral composition was determined by the integration stage of E. Leitz, Wetzlar, with the following approximate results:

Amphibole	62	weight	%
Pyroxene	22	»	
Carbonate	9	»	
Spinel	7	»	

The fine-grained mass between the amphibole grains was added to the amphibole and some of it to the carbonate, to such an extent as it seemed to consist of this mineral. The amount of this kind of amphibole is about 5 % of the whole or possibly somewhat more.

In order to get pure fractions of the minerals for analyses, the rock was crushed up and ground to a fine grain, which was separated by washing, whereby the very finest powder was removed. During the treatment with heavy liquids Clerici's and Klein's solutions and centrifuge were used, and fractions of spinel, pyroxene and amphibole were thus separated.

Unfortunately, no quite pure fraction of the amphibole could be obtained, this mainly being due to the very similar density of the carbonate. As appears from the analyses, the greater part of the carbonate, however, has been removed, probably already during the washing. All the carbon dioxide was assumed to enter the carbonate, and the amount of the carbonate, as calculated from its optical properties given later, was subtracted from the analysis of the amphibole. The remainder was reduced to 100. Both series of figures are quoted in

Table II. The amphibole fraction also contained little pyroxene and spinel as double grains, but these impurities have no essential influence upon the chemical character of the amphibole as shown in Table II. Also the molecular percentages were calculated, based upon the reduced figures.

Table I I. Monoclinic amphibole from the ultrabasic rock of Kussuolinkivaara, Sodankylä.

	%	% reduced	Mol. numb.	Mol. %
SiO ₂	52.19	53.56	0.888	49.75
TiO ₂	0.48	0.49	6	0.34
Al ₂ O ₃	6.24	6.45	63	3.53
Fe ₂ O ₃	0.64	0.65	4	0.22
FeO	4.61	4.53	63	3.53
MnO	0.19	0.19	3	0.17
MgO	20.00	19.49	483	27.06
CaO	13.15	13.49	241	13.50
Na ₂ O	0.45	0.46	7	0.39
K ₂ O	0.24	0.24	2	0.11
H ₂ O	0.44	0.45	25	1.40
CO ₂	1.21	—	—	—
Sum	99.84	100.00	—	100.00

Sp. gravity determined by pycnometer:

$$d = 3.054$$

Indices of refraction by immersion:

$$\left. \begin{array}{l} \alpha = 1.625 \\ \beta = 1.634 \\ \gamma = 1.642 \end{array} \right\} \pm 0.003$$

$$c < \gamma = \text{about } 12^\circ$$

With regard to its chemical composition, this amphibole obviously belongs to an intermediate kind between the common hornblende and a member of the tremolite-actinolite group with a high amount of magnesia. Among the amphiboles known to the authors, it has most resemblance to the amphibole («edenite») from a peridotite at Lake Pyhälampi, Suomusjärvi, Finland, described by Eskola.¹ The chemical aspect and mode of occurrence of such pale-coloured or almost colourless amphiboles have so far been very little studied. Many instances of such are known from the ultrabasic rocks («perk-

¹ PENTTI ESKOLA: On the Petrology of the Orijärvi Region in South-western Finland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 40, 1914, pp. 90—91.

nites» according to the nomenclature of Grout¹⁾, prasinites, eclogites, etc., but they have not as yet been systematically classified. We hope to have an opportunity to come back to this subject later on.

The fraction of the orthorhombic pyroxene was very pure, only containing minute inclusions of spinel, which exert absolutely no influence upon the result of the analysis, shown in Table III.

Table III. Orthorhombic pyroxene from the ultrabasic rock of Kussuolinkivaara, Sodankylä.

	%	Mol. numb.
SiO ₂	53.30	0.884
TiO ₂	0.09	1
Al ₂ O ₃	4.45	44
Fe ₂ O ₃	0.29	2
FeO	11.51	160
MnO	0.21	3
MgO	29.03	720
CaO	0.42	8
H ₂ O	0.85	47
Sum	100.15	

Sp. gravity determined by pycnometer:

$$d = 3.400$$

Indices of refraction by immersion:

$$\alpha = 1.675$$

$$\gamma = 1.685 \pm 0.003$$

$$2 V \gamma = 84^\circ \text{ (by universal stage)}$$

The optical properties correspond to the proportions:

$$\alpha \sim 16 \text{ Mol. } \% \text{ FeSiO}_3$$

$$\gamma \sim 15 \text{ » } \text{ » }$$

$$2 V \sim 18 \text{ » } \text{ » }$$

Proportion of ferrous metasilicate calculated from the analysis:

$$18 \text{ Mol. } \% \text{ FeSiO}_3$$

The spinel fraction was extremely pure. The analysis of it is given in Table IV.

Table IV. Spinel from the ultrabasic rock of Kussuolinkivaara, Sodankylä.

¹ F. F. GROUT, Petrography and Petrology. McGraw-Hill Book Co., 1932, p. 106.

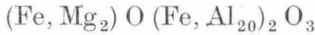
	%	Mol. numb.
SiO ₂	1.20	0.020
TiO ₂	0.00	—
Al ₂ O ₃	61.97	606
Fe ₂ O ₃	5.01	31
FeO	15.03	209
MnO	0.00	—
MgO	16.21	402
CaO	0.17	3
H ₂ O	0.18	10
Summa	99.77	

Sp. gravity determined by pycnometer:

$$d = 3.921$$

$$n_D = 1.77 \text{ (by immersion)}$$

Chemical formula calculated from the analysis:



As already appeared from the separation of amphibole, no carbonate fraction could be obtained. To get an idea of its composition, its higher refractive index was measured by immersion with the result:

$$\omega = \text{about } 1.714$$

This figure precludes the presence of calcite, and points to a carbonate rich in magnesia and iron. On studying the bulk analysis of the rock and the analyses of individual minerals, and considering the amount of lime in amphibole so abundantly present (62 % according to the planimetric analysis), we may conclude that practically the whole amount of CaO enters the amphibole. Thus the carbonate is practically free from lime and obviously composed of an isomorphic mixture of MgCO₃ and FeCO₃. Using the above figure for ω , an interpolation was made on the basis of the figures for magnesite and siderite quoted by Winchell¹, and gave the following relative amounts:

FeCO ₃	13 Mol. %
MgCO ₃	87 »

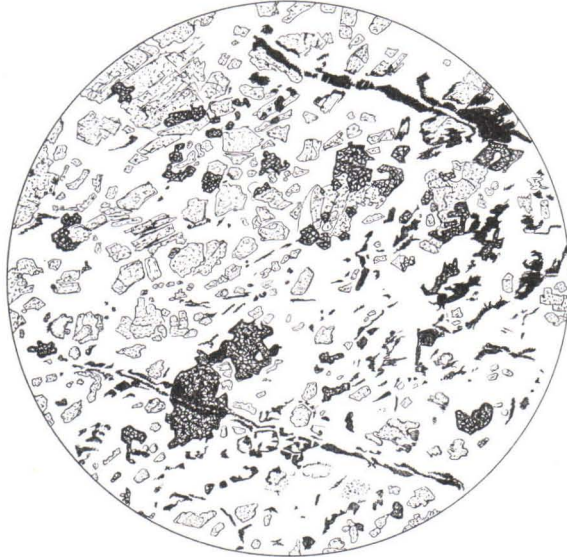
corresponding to the theoretical composition:

FeO	8.06 %
MgO	41.60 »
CO ₂	50.34 »

A specific gravity for this mixture interpolated from Winchell's figures for pure magnesite ($d = 2.96$) and pure siderite ($d = 3.89$)

¹ A. N. WINCHELL, Elements of Optical Mineralogy, Part II, 3d Edition, 1933, p. 76.

gave the result $d = 3.07$. Of course this is only to be regarded as a rough approximative value. The figure thus obtained for the density of carbonate sufficiently explains why it could not be separated from the amphibole with a specific gravity of 3.054.



Drawn by Toini Mikkola.

Fig. 4. Spinel-bearing peridotite from upper course of Vaskojoki River, above the lakes, Inari. Clear ground mass = serpentine, grains with fainter relief = olivine, amphibole and little pyroxene, those with strong relief = spinel, black = ore. Magnified $30 \times$.

When an attempt is made to calculate the bulk composition of the rock on the basis of the composition of the individual minerals and their relative amounts as determined by the planimetric analysis, some figures show no close agreement with the bulk analysis given in Table I. The percentage of alumina in especial remains lower than indicated by the figure in Table I. This may be due in part to the circumstance that spinel is present in the rock in even larger amounts than in the slice used for the planimetric analysis, and partly also to components (the finest mass in the interstices?) removed during the process of separation.

The only other spinel-bearing ultrabasic rock so far known from Lapland is shown in Fig. 4. It derives from the occurrence No. 13, on the upper course of Vaskojoki River, and seems to form a band in

amphibolite. About one half of the rock consists of serpentine, in which there are remains of olivine and some orthorhombic pyroxene; in other areas, again, monoclinic colourless amphibole is the most abundant mineral. The largest part of olivine has obviously been replaced by serpentine. Spinel here occurs as grains also considerably bigger than in the rock of Kussuolinkivaara, being up to 0.4 mm. in diameter; its relative amount seems to be approximately equal to that in the former rock. Also ore is present, some part associated with the spinel, but for the most part it is clearly a product of alteration, occurring preferably within the most serpentized areas as well as in narrow strings crossing the schistosity, which thus obviously are of late origin.

ZUR TEKTONIK DER LAPPLÄNDISCHEN GRANULITE.

Von

E. H. KRANCK.

VORWORT.

Unter den geologischen Formationen Nord-Finnlands haben die s. g. Granulite vom nördlichen Lappland ein sehr lebhaftes Interesse erweckt, und zwar aus leichtverständlichen Gründen. Vor Allem der Umstand, dass eine der topographisch am kräftigsten hervortretenden Gebirgsgegenden des finnischen Lapplands aus granulitischen Gesteinen besteht, hat hierzu beigetragen. Weiter haben die Goldseifen des Granulitgebietes zu umfassenden praktisch-geologischen Untersuchungen Anlass gegeben. Schliesslich ist das Gebiet wegen seines ausserordentlich monotonen petrologischen Charakters, der von dem des umgebenden Gebirgsgrundes scharf abweicht, geeignet das Interesse der Petrographen zu erwecken.

Mehrere Forscher haben sich deswegen mit dieser interessanten Gesteinsformation beschäftigt: von früheren Untersuchungen sind besonders die von Jernström, Sarlin und Fircks (3, 7, 2) zu erwähnen, die immer noch die besten Quellen zur Kenntniss mancher Teile des Gebietes liefern. Später haben J. J. Sederholm, P. Eskola, E. Mikkola und Th. Sahama (8, 1, 5, 6) die geologischen Verhältnisse des Granulitgebietes in verschiedenen Publikationen behandelt.

Über die Entstehungsweise der Granulite Lapplands haben sich zwei Anschauungen geltend gemacht. Einesteils sind sie als hochmetamorphe Gneise, die mit granatführenden Gneisen anderer Gegenden, u. a. denen der umgebenden Gegenden Nord-Finnlands, verglichen werden können, betrachtet worden (Sederholm, Jernström). Die jetzige mineralogische Zusammensetzung wäre demgemäss sekundär und durch Umwandlungen älterer Bildungen entstanden. Nach einer anderen Auffassung wiederum wäre die ganze Granulitmasse als ein Eruptivkörper zu betrachten, und die Variationen der chemischen Zusammensetzung wären die Folge einer magmatischen

Differentiation (Eskola, Sahama). Der Mineralbestand wäre in der Hauptsache primär und wird durch eine Auskristallisation unter hohem Druck und im Zusammenhang mit Bewegungen während der Krystallisation erklärt.

Die tektonischen Verhältnisse der Granulite wurden bis jetzt nur von Mikkola und Sahama behandelt. Jener berührt indessen nur die jüngsten (tertiären) Blockbewegungen in Nord-Lappland, welche die jetzigen Höhenunterschiede der Landschaft geschaffen haben, dieser beschränkt sich hauptsächlich auf die Kleintektonik und zwar die Gefügekunde der Granulite. Wenn wir von den Rückschlüssen, welche aus der letztgenannten gezogen werden können, absehen, ist die Grosstektonik kaum berührt worden.

Ich hatte im Sommer 1935 die Gelegenheit, im Zusammenhange mit praktisch-geologischen Untersuchungen mit dem zwischen dem Flusse Sotajoki im Westen und der Grenze des Petsamogebietes im Osten gelegenen Teile des Granulitgebietes recht eingehende Bekanntschaft zu machen. Die Beobachtungen sind wegen des Zwecks der Untersuchungen in gewissem Sinne sporadisch, umfassen aber andererseits einige Gegenden, die früher nur unvollständig untersucht worden sind. Im folgenden werden nur einige Hauptergebnisse, die geeignet sind die tektonischen Verhältnisse des Granulitgebietes zu beleuchten, veröffentlicht.

DER GESTEINSGRUND DES UNTERSUCHTEN GEBIETES.

Das Hauptgestein der Gegend ist der normale Granulit mit K-Feldspat (bisweilen auch Plagioklas), Quarz, Granat und Biotit als Hauptgemengteilen. Typische Nebengemengteile sind Eisenglanz und Graphit. Wegen einer schwachen Eisenhydroxyd-Färbung ist die Farbe gewöhnlich gelblich. Die Struktur ist gewöhnlich ausgeprägt schiefbrig, mehr oder weniger flasrig. Die Korngrösse ist auffallend im Vergleich zu den meisten anderen Granulitvorkommen der Welt: das Gestein kann im Durchschnitt als mittelkörnig betrachtet werden. Die Verteilung der hellen und dunklen Bestandteile ist ungleichmässig, wodurch eine kräftige Bänderung entstanden ist.

Unter anderen Gesteinsvarietäten, die im Gebiete in kleineren Mengen vorkommen, sind die folgenden zu erwähnen.

1. Weisser Granulit, der fast ausschliesslich aus Quarz, Feldspat und Granat besteht. Die Zusammensetzung entspricht also der theoretischen Zusammensetzung eines Granulites. Das Gestein kommt indessen nur in verhältnissmässig kleinen Mengen vor, und

in begrenzten Gebieten. Die Grenze gegen das Hauptgestein ist sehr scharf und man bekommt bisweilen den Eindruck, dass es sich um gangförmige Intrusionskörper handle. Anstehend wurde das Gestein besonders reichlich am Kivitunturi und Raututunturi beobachtet.

Der weisse Granulit geht bisweilen in vollständig granatfreie Varietäten über (Plagioklasgranulit), wie z. B. am Ivalojoiki W von Ritakoski, und erinnert dann im Handstück auffallend an Quarzit.

Die glimmerfreien Granulite sind teilweise ausgeprägt schiefrig mit gut ausgebildeter Linearstruktur, teilweise wieder zeigen sie eine durch postkristallinen Kornzerfall bedingte feinkörnige Struktur mit kaum hervortretenden vektoriiellen Eigenschaften.

2. **Dunkle Gesteine**, die als Einschlüsse von gewöhnlich nur einigen Metern im Durchmesser vorkommen. Man kan hier zwei verschiedene Typen unterscheiden: einen schiefrigen, gewöhnlich feinkörnigen, der an Glimmerschiefer erinnert, von welchem er sich aber durch einen wechselnden Gehalt an Pyroxen unterscheidet, und einen massförmigen, häufig grobkörnigen von noritischer Zusammensetzung. Diese Einschlüsse erinnern im Felde vollständig an Einschlüsse migmatitischer Mischgesteine und geben dem Gesteinsgrund ein ähnliches buntes Aussehen.

3. Während die obenerwähnten Gesteine überall im Granulitgebiete zu finden sind, kommt ein grauer Gneis nur lokal in begrenzten Gebieten vor. Das Gestein erinnert makroskopisch an einen gewöhnlichen Gneisgranit, zeigt aber an den Lokalitäten, wo es mikroskopisch untersucht worden ist, einen beträchtlichen Gehalt an Pyroxen (Hypersthen). Eskola nennt das Gestein Charnockitgneis.

4. **Sehr cordieritreiche Gesteine** sind häufig in der Gegend von Laanila und wurden hier mit dem speziellen Namen **L a a n i l i t** bezeichnet. Cordierit kommt auch in den gewöhnlichen Granuliten häufig vor.

5. Alle die hier beschriebenen Gesteinstypen werden von **P e g m a t i t g ä n g e n** und Adern, die sowohl als *lit par lit*-Gänge wie auch als überquerende Gänge auftreten, durchsetzt. Diese Gänge sind gewöhnlich so zahlreich, dass sie als einen der Hauptkomponenten des Gesteinsgrundes angesehen werden müssen.

Die nördliche (resp. östliche) Randzone des Granulitbogens besteht aus Gesteinen, die vom eigentlichen Granulite in recht hohem Masse abweichen. Vor allem ist die schwache Schieferung auffallend. Gleichzeitig treten die Granit- resp. Pegmatitkomponenten stark hervor. Die in dieser Zone vorkommenden Typen können als granatreiche Mischgesteine mit sehr reichlich Sillimanit und Cordierit neben den ge-

wöhnlichen Gneismineralen definiert werden. In den pegmatitischen Teilen, die übrigens eine sehr hervortretende Rolle spielen, erreichen die Granatindividuen oft eine beträchtliche Grösse. Die dunklen Gemengteile sind schlierig angeordnet, die mechanische Auswalzung des Gesteines ist aber verhältnismässig schwach.

Gegen Norden gehen diese Gesteinstypen ohne irgendwelche scharfe Grenze in normalen Migmatitgneis über, nach Süden wieder wird der granulitische Charakter allmählich mehr hervortretend.

Die grauen Charnockitgneise scheinen grössere Gebiete, besonders in den äusseren Teilen des Granulitbogens, zu bilden. Ziemlich grosse Areale werden von dem Gesteine in der Gegend um den Oberlauf des Sotajoki eingenommen. Ferner kreuzt der Weg von Aittojärvi nach Kattajärvi eine breite Zone von grauem Gneis.

Die noritischen Gesteine sind nach Mikkola besonders in den östlichen Teilen des Granulitgebietes sehr verbreitet, spielen aber in den von mir besuchten Teilen niemals über grössere Areale die Rolle eines Hauptgemengteiles des Gesteinsgrundes.

ZUR GROSSTEKTONIK DES GRANULITBOGENS.

Schon eine oberflächliche Bekanntschaft mit den lappländischen Granuliten lässt einige strukturellen Eigenschaften erkennen, welche dem Beobachter sogleich ins Auge fallen. Eine der auffallendsten Züge ist die vorherrschend flache Lage der Schieferung, die von dem gewöhnlichen steilen Fallen im Urgebirgsschiefergebiete scharf abweicht. Diese flache Schieferung ist indessen nicht überall vorhanden, sondern dominiert nur in den zentralen und südlichen resp. westlichen Randgebieten des Granulitbogens. In den innersten (N- resp. E-lichen) Teilen des Bogens findet man dagegen meistens eine steile Schieferung vor, die auch noch in der Gegend vom Ivalojoeki zwischen Ivalo und Ritakoski im Westen und etwa 6 km N vom Luttojoki im Osten beobachtet werden kann. Eine steile Lagerstellung ist in den obenerwähnten inneren Randzonen überall vorhanden und dasselbe scheint auch in den grauen Gneisen N von Kattajärvi der Fall zu sein. Der Aussenrand hat im Allgemeinen ein Einfallen von 5—10° N—E. In den zentralen Gebieten um den Luttojoki liegt die Schieferung über bedeutende Areale horizontal, bisweilen allerdings mit einem flachen südlichen Fallen.

Im grossen liegt die lappländische Granulitformation demnach wie eine grosse bogenförmige Platte, die allmählich und mit immer zunehmendem Böschungswinkel nach N zu E einfällt.

Die Strukturen im Mittelbereich, und, wie es besonders die Untersuchungen Sahamas gezeigt haben, auch im Kleinbereich, deuten auf kräftige tangentielle Bewegungen hin, die hauptsächlich gegen die Aussenseite des Bogens gerichtet sind. Die Kleinfältelung, welche übrigens verhältnissmässig selten zum Vorschein kommt, zeigt im Durchschnitt eine Achsialrichtung, welche mit dem Hauptstreichen des Granulitbogens übereinstimmt. Dasselbe ist auch mit der gut ausgebildeten Linearschieferung der Fall, wenn auch mit gewissen Ausnahmen, die später behandelt werden sollen. Die durchschnitt-

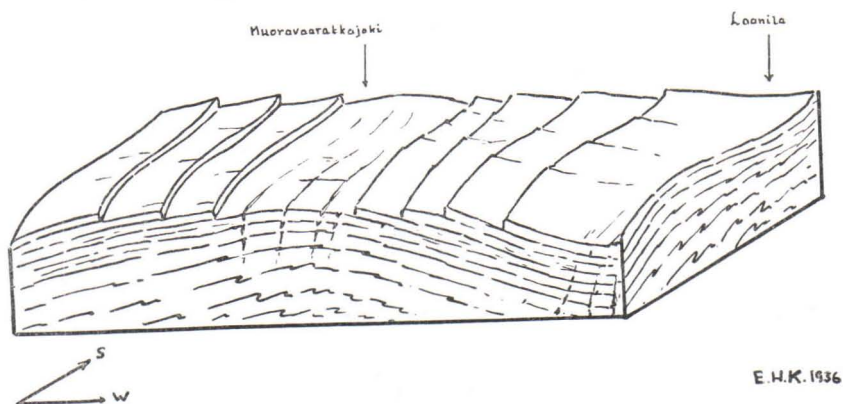


Fig. 1. Schematisches Stereogramm, die Lage der Verschiebungsflächen in dem Abschnitte Laanila—Talkkunaoaivi und das Verhältnis der goldführenden Spaltengänge (N-S) zur Gesamttektonik zeigend.

liche Achsialrichtung lässt sich aus den makroskopischen Bewegungsstrukturen im Felde mit ausreichender Genauigkeit bestimmen, sodass die Achsialprofile im grossen festgestellt werden konnten. Im Saariselkägebiet macht sich das Achsialgefäll in der Topographie deutlich bemerkbar.

Man findet im untersuchten Gebiete eine grosse Achsialkulmination, welche von Depressionen begrenzt ist. Von der Landstrasse Ivalo—Sodankylä bis zur Gegend des Oberlaufes der Flüsse Kulasjoki und Luttojoki fällt die Achsialrichtung flach (etwa $3-5^\circ$) gegen W bis zu den Gebirgen E von obersten Suomujoki. Von hier weiter nach Osten findet man wieder ein östliches bis NE-liches Gefäll. Die Kulmination liegt etwa halbwegs zwischen dem oberen Suomujoki und dem Muoravaarakajoki.

Die Gegend von Laanila bis zum Sotajoki liegt wieder in einer Achsialdepression.

Aus Sahamas Übersichtskarte der » megaskopischen linearen Parallelstrukturen« (l. c. Taf. I) kann mit einer gewissen Wahrrschein-

lichkeit geschlossen werden, dass es auch in der Gegend von Utsjoki eine ähnliche Kulmination gibt, und dass die Gneise westlich vom Kirchdorf Utsjoki ein Fenster durch die Granulitplatte bilden.

Hier muss hervorgehoben werden, dass es gleichgültig ist, ob diese Kulminationen und Depressionen im Zusammenhange mit den Hauptbewegungen, welche die Granulitstrukturen schufen, oder durch spätere Aufwölbungen oder Verwerfungen entstanden sind.

Die Lage der Verschieberungsflächen in dem Abschnitte Talkkunaoaivi—Laanila wird im Stereogramm Fig. 1 schematisch dargestellt.

DIE BEWEGUNGSSTRUKTUREN IM KLEINBEREICH.

Die Struktur des Granulites ist vor allem wegen der erstaunlichen Gleichmässigkeit über sehr grosse Areale hin auffallend. Die von Sahama benutzte Untersuchungsmethode, die Gesamtbewegungsrichtungen der Granulitmasse durch eine statistische Verwendung einer kleinen Anzahl Gefügediagramme zu bestimmen, welche sonst in den meisten Fällen unmöglich wäre (11), bekommt deswegen eine gewisse Berechtigung.

Wie aus der oben gegebenen Beschreibung hervorgeht, ist der auffallendste Strukturzug die kräftig ausgebildete flache Schieferung welche gewöhnlich mit einer gut ausgebildeten Streifung vereinigt ist. Kleinfältelung kommt nur in einzelnen Gegenden häufig vor. In fast jedem Querprofile findet man schöne Beispiele von Abscherung älterer Strukturen durch spätere Schieferungsflächen und überhaupt Zeichnen einer äusserst intensiven Auswalzung. Die Bewegungen entsprachen teilweise einem halbplastischen Fliessen, teilweise wieder findet man Mylonitstrukturen und andere Bruchstrukturen. Die letztgenannten sind indessen verhältnissmässig seltener. Eine Zwischenstellung nehmen die häufig auftretenden »Boudinage«-erscheinungen ein. In dem meisten Horizonten scheint die Auswalzung indessen so kräftig gewesen zu sein, dass die mechanisch am widerstandskräftigsten Einschlüsse in dünnen Bändern ausgezogen sind. Die Boudinage-strukturen scheinen in den tiefer denudierten Teilen des Granulites, wie in der Gegend des Suomujoki, am häufigsten zu sein.

Diese Tatsachen und ebenso die Gefügeregelung des Gesteines zeigen in einer überzeugenden Weise, dass die Parallelstruktur des Granulites nicht eine magmatische Fluidalstruktur sein kann, sondern eine Deformationsbänderung darstellt.

Eine wichtige Frage, die durch die Struktureigenschaften des Gesteines entschieden werden kann, ist der zeitliche Verlauf der Be-

wegungen. Hat die Granulitmasse in einem einzigen oder in mehreren durch grössere Interwalle getrennten Prozessen ihr jetziges Aussehen bekommen? Im Zusammenhang hiermit steht auch die Frage, ob die Granulitformation eine einheitliche oder eine polymikte Bildung darstellt.

Die obenerwähnten gleichförmigen Struktureigenschaften des ganzen Komplexes deuten entschieden auf eine einheitliche Auswalgung der ganzen Formation hin. Sahama hat mit Hilfe von Gefügediagrammen zwei verschiedene Bewegungsphasen angenommen, eine Annahme welche wahrscheinlich richtig ist, wenn auch, wie später gezeigt werden soll, die angeführten Beweise vielleicht nicht ganz überzeugend sind (siehe S. 00). Aber auch wenn wir eine einzige grosse Durchbewegungsphase, welche die Schieferstrukturen schuf, annehmen, kann es als festgestellt angesehen werden, dass die petrogenetische Entwicklung der Formation damit nicht beendet war. Den Beweis hierfür liefern vor allem die zahlreichen Pegmatitgänge. Diese Gänge zeigen ungleich der Hauptmasse des Gesteins gewöhnlich keine Spuren mechanischer Deformation und gehören folglich zu einer späteren, postkinematischen Entwicklungsphase des Granulites.

Es scheint mir, dass in den früheren Untersuchungen dieser Umstand zu wenig beachtet worden ist, besonders weil, wie schon hervorgehoben wurde, die Pegmatitgänge ein Hauptelement der Formation bilden. Vor allem sind die häufig vorkommenden breiten, grobkörnigen Gänge vom selben Typus wie der bekannte Gang bei der alten Goldgrube von Kerkelä (Laanila), mit grossen Muskovit- und Biotitblättern und beträchtlichen Quarzmassen, auffallend.

Eine Möglichkeit, welche von den Vertretern der magmatischen Auffassung als wahrscheinlich angenommen wurde, ist, dass der Pegmatitgranit aus dem selben Magma wie der Granulit selbst stammt. Die folgenden Tatsachen deuten indessen darauf hin, dass jedenfalls ein bedeutender Hiatus zwischen der Verschieferungsphase und dem Eindringen des Granites existiert. Besonders in der Gegend des Anterijoki und Suomujoki kommen Brecciebildungen häufig vor mit Bruchstücken von Gesteinen, die zur schiefrigen Granulitformation gehören und in granitischer Zwischenmasse eingebettet sind.

In manchen Fällen konnten diese Bildungen wohl als Eruptivbreccien angesehen werden, in anderen Fällen aber nähern sie sich den reinen tektonischen Breccien. Am deutlichsten tritt dies in einer grossartigen Breccienbildung hervor, welche an der Quelle des rechten Armes des Suomujoki entdeckt wurde. Die Breccie bildet eine etwa 200 m breite, in der Richtung NW—SE streichende Bruchzone von

riesengrossen bis ganz kleinen, scharfeckigen Bruchstücken in unregelmässiger Verteilung. Die Zwischenmasse besteht aus einem undeformierten Granite, der in jeder Hinsicht mit dem Pegmatitgranite der Gänge und Adern des Granulites übereinstimmt. Es handelt sich hier unzweifelhaft um eine kräftige mechanische Breccierung eines festen Gesteinsgrundes und zwar lange nachdem die eigentliche Granulitformation entstand. Man hat sichere Beweise dafür, dass der Granulit in seiner heutigen Deformationsphase schon vor dem Eindringen der Pegmatitgranite bestand. Manche Tatsachen zeigen, dass die Pegmatitintrusionen während eines längeren Zeitraumes und in verschiedenen Phasen intrudierten, und dass die *lit par lit*-Gänge teilweise älter sind als die überquerenden Gänge. Man kann in manchen Fällen den Intrusionsmechanismus mit demjenigen der pegmatitischen Granite der II. Gruppe (Hangögranit etc.) vergleichen. Auch in den Granulitpegmatiten sieht man häufig Assimilationsphänomene im Zusammenhang mit den Injektionen, wenn auch in kleinerem Masstabe.

Schwerer und wohl in den meisten Fällen unmöglich ist es, die Entwicklung der Granulitstrukturen vor der Verschieferung zu verfolgen. Die wichtigste Frage, welche diesem Zeitabschnitt zukommt, ist die der Entstehung der dunklen Fragmente im Granulite. Sind sie Differentiationsprodukte oder Einschlüsse in einem alten migmatitischen Gesteinsgrunde? Wenn man die grossen Variationen in der Zusammensetzung der Einschlüsse in Betracht zieht, scheint die letztere Annahme unbedingt wahrscheinlicher zu sein. Wenn man von der durch eine einheitliche Metamorphose entstandenen eigentümlichen mineralogischen Zusammensetzung absieht, ist die Ähnlichkeit zwischen dem Granulit und einem kräftig ausgewalzten migmatitischen Gneis sehr gross. Eine sedimentäre Herkunft scheint mir für einen bedeutenden Teil der Einschlüsse wahrscheinlich zu sein.

Die strukturgeologischen Beobachtungen führen uns zur Annahme, dass die Granulitformation eine riesige Bewegungszone darstellt, in welcher alle Gesteinskomponenten von einer einheitlichen Regionalmetamorphose betroffen worden sind. Die mechanische Deformation ist wahrscheinlich etwa gleichzeitig mit einer Granitisation vor sich gegangen. Die Hauptphase der Deformation ist jünger als die Granitisation. Später ist der durchbewegte Gesteinskomplex wieder von Graniten und Pegmatiten intrudiert und injiziert worden.

Die Bewegungsrichtung der Deformationsphase war, wie auch Sahama annimmt, wahrscheinlich gegen die Aussenseite des Granulitboges gerichtet. Durch seine Untersuchungen der Gefügediagramme und besonders der Orientierung von Quarz und Glimmer in den unter-

suchten Proben gelangt er zur Auffassung, dass die makroskopisch sichtbaren Deformationsstrukturen für die Bewegungen nicht die selbe Richtung als die Orientierung (von Quarz) im Mikrobereich ergeben. Er schliesst hieraus, dass die Granulitformation zwei verschiedene Deformationen durchgemacht hat, und zwar eine quer zum Granulitbogen und eine (spätere), welche wieder demselben entlang gerichtet war.

Dass man mit mehreren Bewegungsphasen, wenigstens lokal, rechnen muss, geht aus dem oben erwähnten deutlich hervor. Doch scheinen mir die Beweise dafür, dass die Kleinstrukturen von zwei ganz verschiedenen Bewegungen herkommen, nicht überzeugend zu sein. In einer sich bewegenden Gesteinsmasse vom Umfange des lappländischen Granulites sind divergierende Werte für die Richtungen der Bewegungsstrukturen im Klein- und Mikrobereich ganz verständlich, auch wenn es sich um nur eine einzige Bewegungsphase handelt.

Bei der Auswalzung einer grossen Gesteinsmasse geht nicht nur eine Bewegung parallel mit der Hauptwanderrichtung, sondern gleichzeitig auch eine Seitenbewegung, die durch die Verdünnung der ganzen Gesteinsplatte bedingt ist, vor sich. Diese Seitenbewegungen müssen einen recht beträchtlichen Betrag erreichen, sowohl wenn es sich um eine Wandertektonik mit einer Vervielfältigung der ursprünglichen Dicke durch Überschiebungen oder Überfaltungen handelt, oder wo, wie es hier möglicherweise der Fall war, eine solche Vervielfältigung eine untergeordnete Rolle spielen.

Weiter müssen wir damit rechnen, dass das ursprüngliche Gesteinsmaterial sehr inhomogen war und dass die Kraftkomponenten sich deshalb in verschiedene Richtungen verteilten. Durch die Entstehung von Scherflächen und Schieferung löst sich das Gestein in einzelne Schichten auf (S. 00), die von einander durch die bewegungsfähigsten Mineralien (besonders Quarz und Glimmer) getrennt sind. Bei der Auswalzung bewegten sich diese Schichten in gewissem Grade selbständig. So entstanden in steiferen Lagern, die zwischen mobilere eingelagert waren, Boudinage-erscheinungen. In dem Falle, dass sehr mobile Scherflächen etwa gleich widerstandsfähige Schichten trennen, fand bei der Zusammendrückung dieser in den äusseren, in der Nähe der Scherfläche belegenen Teilen, eine verhältnismässig schnellere Bewegung als in den inneren Teilen statt (siehe Fig. 2). Diese internen Differentialbewegungen, welche selbstverständlich besonders im molekularen Bereich strukturelle Bewegungsspuren lieferten, stimmen selten mit der Hauptbewegungsrichtung der ganzen Gebirgs-

formation überein und werden in verhältnismässig hohem Grade von den obenerwähnten Seitenbewegungen beeinflusst.

Wenn wir in die Einzelheiten der sehr komplizierten Frage der von Differentialbewegungen durchbewegten Wandermassen des Gesteinsgrundes eingehen, wird es immer klarer, dass die Kleinstrukturen nur mit grösster Vorsicht zum Lösen grosstektonischer Fragen benutzt werden dürfen. Ich verweise hier besonders auf die Untersuchungen von Wenk in gleichartigen krystallinen Formationen (12, 13).

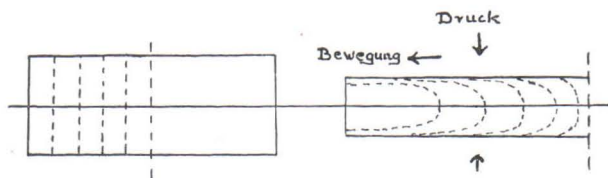


Fig. 2. Deformation eines Gesteinslagers mit plastischen Grenzzonen bei der Auswalzung.

DIE LAPPLÄNDISCHE GRANULITFORMATION ALS »OROGEN«.

Unter welchen Bedingungen kommt eine Auswalzung von dem Typus, den wir in den lappländischen Granulitformation finden, zustande? Die einzige Möglichkeit eine Antwort auf diese Frage zu finden ist Vergleichspunkte aus anderen ähnlichen Formationen zu suchen. Die grossen Granulitgebiete in Zentraleuropa sind gleich wie das lappländische wegen ihrer Grösse weniger übersichtlich. Dagegen findet man bekanntlich zahlreiche Vergleichspunkte unter granulitähnlichen Einlagerungen in verschiedenen Gneisformationen, besonders im granitdurchtränkten Gesteinsgrunde. In allen solchen Fällen handelt es sich um intensiv durchbewegte Zonen, wo mächtige Gebirgsmassen über eine plastische und umkristallisationsfähige Unterlage geglitten sind. Ein gutes Beispiel bieten die von mir beschriebenen granulitähnlichen Schiefer von Liverpool-land in Ostgrönland (4).

Durch ihre gleichmässige, flache Schieferung erinnert die Granulitformation Lapplands in mancher Hinsicht an die grossen Überschiebungsgebiete der Alpen, besonders an die der zentralen Teile des Penninicum, lässt sich aber nicht wie diese in einzelne Decken auflösen. Eine tektonische Parallelisierung mit den letztgenannten lässt sich, so weit ich sie kenne, kaum durchführen. Die Ähnlichkeit liegt nur in den gewaltigen Dimensionen und der kräftigen Durchbewegung der gesamten Gesteinmasse.

Die Bedingungen für die Entstehung solcher Bildungen sind wahrscheinlich da gegeben, wo in einer recht grossen Tiefe der Erdkruste gewaltige horizontale Gleitbewegungen eintreffen, wobei die Bewegungszone im Vergleich zu den übergleitenden Massen, und wohl auch zu den unterliegenden, verhältnismässig plastisch reagierte. Solche Verhältnisse scheinen vor allem in den obersten Teilen einer hervorbringenden Granitisierungszone, wo die Granite die Widerstandsfähigkeit gegen mechanische Beanspruchung herabsetzen, zu entstehen.

Besonders Wegmann hat die grosse Bedeutung der aktivierten Unterlage einer Faltungszone hervorgehoben, und hat es wahrscheinlich gemacht, dass die gefalteten »Geosynklinalformationen« nicht, wie es häufig angenommen wird, entlang der Simasphäre, sondern eben entlang einem solchen aktivierten »Unterbau« sich bewegen (10). In dem hier behandeltem Falle könnte man sich eben eine Bewegungszone solcher Art vorstellen.

Die überschobenen, jetzt wegerodierten Gebirgsmassen wurden wahrscheinlich nach der Aussenseite des Granulitbogens getrieben, und die aktivierten Gesteinsformationen der Unterlage, die wir an der Innenseite noch verhältnismässig schwach tektonisiert und in steiler Lagerstellung finden, wurden an der Aussenseite über das Vorland getrieben und gewaltsam ausgewalzt. Nach dieser Auffassung wäre also das Gesteinsmaterial der Gneise N und E vom Granulitgebiet in der Hauptsache mit demjenigen der Granulitformation identisch, nur mechanisch viel schwächer beansprucht.

Dass Bewegungen diesen Umfanges auch ausserhalb des eigentlichen Granulitgebiets Spuren hinterlassen müssen, ist selbstverständlich, leider aber kennen wir bis jetzt die umgebenden Teile Lapplands noch zu wenig, um die chronologische Stellung dieser Ereignisse festzustellen. Tatsächlich haben wir keine Möglichkeit, das Alter der Tektonisierung des Granulites zu bestimmen. Wenn man auf die Streich- und Bewegungsrichtungen Bezug nimmt, kommt vor allem eine Parallelisierung mit der Faltung der Petsamontunturiformationen in Frage. Tatsächlich gibt es keine Beobachtungen, welche einer solchen Annahme widersprechen. Mit solch einer Möglichkeit muss trotz den in stratigraphischer Hinsicht ein bischen unerwarteten Konsequenzen gerechnet werden.

MINERALBESTAND UND STRUKTUR.

Es ist nicht meine Absicht, hier auf die Frage der Mineralparagenese des Granulites näher einzugehen, sondern möchte ich nur

einige Bemerkungen im Zusammenhang mit dem oben gesagten hinzufügen. In einem Gebiete, wo die Bewegungen eine so hervortretende Rolle spielen, wie in der lappländischen Granulitformation, muss unbedingt ein naher Zusammenhang zwischen Mineralbestand und Tektonik existieren. Man fragt sich, in welchem Masse die Mineralparagenese des Granulites mit den hier ausgesprochenen Ansichten betreffs der letztgenannten vereinigt werden kann.

Die charakteristischen Züge der mineralogischen Zusammensetzung der Granulite, welche diese Gesteine von anderen granatführenden Gneisen trennen, ist der hohe Pyrop-gehalt der Granate und das Zurücktreten des Glimmers. In besonders den SiO_2 -ärmeren oder MgO-reicheren Komponenten sind Hypersthen und Cordierit typische Gemengteile. Als fast immer vorkommende Accessorien findet man vor allem Hämatit, Graphit und häufig auch verschiedene Minerale, die seltene Erden enthalten, wie Monazit, Zirkon, u. s. w.

Der hauptsächlichste Unterschied von z. B. den Granat-Cordieritgneisen (Kinzigitgneisen, 11) Südfinnlands und anderen ähnlichen Migmatitgebieten liegt darin, dass die letztgenannten einen almandinreichen Granat und daneben reichlich Biotit enthalten. In den Kinzigitgneisen und verwandten Gesteinen ist der Hauptteil des Mg-Gehaltes unter Zuschuss von Wasser im Biotitmoleküle (und Cordieritmoleküle) gebunden, in den Granuliten spielt wieder der Wassergehalt eine kleinere Rolle und der Mg-Gehalt ist im Pyrop-Moleküle gebunden, während der ganze K_2O -Gehalt vom Kalifeldspat beansprucht ist.

In der Granulitphase entspricht der wasserfreie Hypersthen den Antophylliten der Kinzigitgneise. Wahrscheinlich hat man mehrere Übergangsformen zwischen diesen beiden Phasen.

Physikalisch-chemisch entsprechen die Granulitparagenesen, wie Eskola (1) annimmt, einem höherem Drucke, wahrscheinlich aber auch einer verhältnismässig hohen Temperatur. Dazu kommt indessen der Einfluss der Bewegung auf die Mineralbildung, welcher die kräftige Bänderung verursacht hat.

Aus diesem Gesichtspunkte ist ein Studium der Verteilung der Minerale in einem typischen gebänderten Granulite lehrreich. Man findet in manchen Gegenden eine regelmässige Wechsellagerung von Bändern, die aus granatreichem Granulit, gewöhnlich mit mehr oder weniger Glimmer, und hellen Bändern, die aus Feldspat und reichlich Lamellquarz oder fast nur aus Quarz bestehen. Hier hat offenbar die beweglichste Komponente (mit kleinster Resistenz bei der Tektonisierung) nämlich der Quarz, sich bei der Auswalzung von den übrigen Gemengteilen getrennt. In der selben Weise muss man sich

vorstellen, dass sich die noch beweglicheren H₂O-Moleküle unter den gleichen Umständen separiert haben, und es wird dadurch eine verhältnismässig grosse Anreicherung von Mg und Fe unter Wassermangel in den weniger beweglichen Lagern die Folge (siehe p. 382 und fig. 2), d. h. es stellen sich die für Pyropbildung geeigneten chemischen Bedingungen ein. Auch die Bildung von Hypersthen wurde in der selben Weise befördert auf Kosten der Amphibolbildung.

In solcher Weise haben die mechanischen Eigenschaften sowohl die äusseren Textureigenschaften als auch den Mineralbestand des Gesteines beeinflusst. Der hier erwähnte Fall ist nur ein Beispiel solcher in tektonisierten Schiefen und besonders in granulitischen Gesteinen sehr häufigen Erscheinungen (siehe z. B. die Untersuchungen von Seng (9) und Wenk (12) über Ornö Huvud in Schweden).

Die hier gegebene kurze Zusammenfassung einiger neuen Beobachtungen im Granulitgebiete Lapplands und von Ergebnissen früherer Forschungen soll nur ein Beitrag zur Diskussion über diese interessante Gesteinsgruppe sein, ohne irgend welche definitive Lösung der behandelten Fragen geben zu wollen. Der Hauptzweck derselben ist zu zeigen, dass nur eine sorgfältige geologische Untersuchung des ganzen Gebietes im Felde zur endgültigen Lösung der Probleme führen kann.

Helsingfors den 29 Aug., 1936.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. ESKOLA, P., Om Mineralfacies. Geol. För. Stockholm Förh., Bd. 51, 1929, p. 157.
2. FIRCKS, C., On the Occurrence of Gold in Finnish Lappland. Bull. Comm. géol. Finl. No. 17, 1906.
3. JERNSTRÖM, A. M., Material till Finska Lappmarkens geologi. I. Utsjoki och Enare Lappmarker. Bidr. känn. Finl. natur o. folk, Bd. 21, 1874.
4. KRANCK, E. H., On the Crystalline Complex of Liverpool-land. Medd. om Grönland, Bd. 65, Nr. 7, 1935.
5. MIKKOLA, E., On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. Bull. Comm. géol. Finl. No. 96, 1932.
6. SAHAMA (SAHLSTEIN), TH. G., Die Regelung von Quarz und Glimmer in der finnisch-lappländischen Granulitformation. Bull. Comm. géol. Finl. Nr. 113, 1936.
7. SARLIN, E., Om guldförekomsterna i finska Lappmarken, Medd. från Industristyrelsen i Finland, Bd. XXII. 1902.
8. SEDERHOLM, J. J., On the Geology of Fennoscandia with special Reference to the Pre-Cambrian. Explanatory Notes to accompany a General Geological Map of Fennoscandia. Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 98, 1932.

9. SENG, HERMANN, Beiträge zur petrographisch-tektonischen Analyse des Sächsischen Granulitgebirges, Min. und Petr. Mitt., Bd. 45, p 373. 1934.
 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. Institut, Upsala, Vol. XXVI, 1936, 0. 53.
 13. ——— Kritik und Umdeutung der »Tektonischen Folgerungen aus Graubündner Quarzgefügediagrammen» von H. Closs, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936.
-

ÜBER DEN RHODONIT UND ANDERE MANGANMINERALE VON SIMSIÖ, POHJANMAA.

Von

ANNA HIETANEN

Der »Berg« Simsiö oder Simsiövuori hebt sich als eine flache weite Höhe 9 km lang und 3 km breit aus dem südostbothnischen Flachlande. Er besteht aus Quarzit und ist das grösste kontinuierliche Quarzitvorkommen unter mehreren Quarzitgebieten im Kirchspiel Lapua. Der Gesteinsgrund der Umgegend besteht zum grössten Teil aus migmatischem Biotitplagioklasgneis. Nach Saksela (1935) ist der Gneis suprakrustal. Dem Quarzit am nächsten liegt gewöhnlich Amphibolit, der teils deutlich schiefrig und hornblendereich, teils massig und diopsidreich ist. In dem letztgenannten Gestein liegt der Diopsid oft als linsenförmige, plagioklasführende Anhäufungen im Hornblendeschiefer (Jänismäki), oder im diopsidführenden Schiefer gibt es hornblendereiche Stellen, die auf der grauen Oberfläche des Felsens als längliche Linsen sichtbar sind (Ritamäki). Nur an einigen seltenen Stellen grenzt der Quarzit an Granit. So verhält es sich an der westlichen Seite des Simsiö-Hügels, wo der Feldspat des Granits allmählich abnimmt und Granit auf diese Weise in Quarzit übergeht. Auf der Gesteinsoberfläche kann man dann deutlich sehen, wie die Feldspatindividuen allmählich immer kleiner und seltener werden und Quarz in demselben Sinne reichlicher vorkommt. An der Südseite des Simsiö dagegen hat der Granit mit dem Quarzit in der Kontaktzone Migmatit gebildet. In diesem Migmatit kann man zahlreiche Linsen und schmale Schlieren von Quarzit finden. Diese folgen im allgemeinen dem Streichen des Migmatits. Zum Teil kommt auch hier wie an der W-Seite ein ähnlicher Kontakt zwischen Quarzit und Granit vor.

Der Granit ist ein Biotitgranit, wo er in grossen Massen vorkommt. Die Granitvorkommnisse des Südteils von Simsiö bestehen aus rötlichem oder ins Graue fallendem Granit, wo die plattenförmigen Feldspateinsprenglinge zum Teil porphyrisch vorkommen. Ebenso

wie in den obengenannten grossen Massen kann der Biotitgranit auch den Quarzit gangförmig durchsetzen. Nur an seltenen Stellen sind pegmatitische Granite anzutreffen. Zwei Felsen in derselben Zone westlich von Simsiö bestehen aus parallelstruierem Gneisgranit, der nach Saksela (1935) einer synorogenen Eruptivserie angehört. Die Grenze zwischen dem gangförmig vorkommenden Granit und dem Quarzit ist immer scharf.

Phyllitlager trifft man am zahlreichsten in den Grenzgebieten von Simsiö an, aber auch an anderen Orten, besonders im S-Teil. Der Phyllit ist immer sehr verwittert und häufig rostig. Kiesführende Abarten sind reichlich vertreten, und die Schieferung ist da gewöhnlich undeutlich und voller Krümmungen. An einigen Stellen dagegen ist die Faltenachse deutlich sichtbar.

Der Simsiö-Hügel selbst besteht aus Quarzit. Der Quarzit ist schiefrig. Sein Hauptbestandteil ist Quarz, der teils schön blau, glasartig, teils blau oder rötlich ist. Als Nebenbestandteil kommt gewöhnlich nur ein wenig Graphit in parallel zur Schieferung angeordneten Schuppen vor. An einigen Stellen sind auch Graphitadern anzutreffen. Stellenweise wechsellagert der Quarzit mit Phyllit. Vielerorts ist er von Granit durchdrungen. Dazu kommen noch drei Arten von Mineralanhäufungen vor: 1) amphibolführende Diopsidbänder, 2) Kiesanhäufungen und 3) Manganmineralanhäufungen.

Die Hauptbergart, Quarzit, ist das älteste Gestein des Gebietes und nach Saksela als ein normales Sediment zu deuten. Wie schon oben erwähnt, ist der Hügel Simsiö das grösste, kontinuierliche Quarzitvorkommen, und zwar ist diese Linse ca. 9 km lang und 3 km breit. Die kleineren Vorkommnisse rings umher bestehen aus gleichartigem blauem oder blassem Quarzit. Die Korngrösse dieses Gesteins ist sehr wechselnd. Der blaue Quarzit ist glasartig und grobkörnig, der rötliche und der blasser dagegen sind gewöhnlich mittel- oder feinkörnig. Nur an einigen Proben sind die Quarzkörner länglich, und zwar kommen dann kleinere Körner zwischen den grösseren vor. Der Quarz zeigt eine stark undulierende Auslöschung und eine deutliche Gitterregelung, die von mir näher geprüft werden wird.

1. DIOPSIDVORKOMMNISSE.

Im Quarzit treffen wir überall grünen Pyroxen als längliche Linsen und Lager. Dies gilt besonders für den östlichen und westlichen Berghang und für den N-Teil von Simsiö. Mitten auf dem Berg ist der Quarzit dagegen viel weniger verunreinigt. Die Grösse und Form der Linsen ist sehr veränderlich. Auf der Oberfläche des

Felsens können wir sie als lange Bänder sehen, deren Breite von einigen mm bis 20 cm wechselt. An manchen Stellen sehen wir, wie der Quarz sich nach kurzen Abständen in die Diopsidlage hineingedrängt hat, so dass sich aus dem Lager eine Boudinage gebildet hat (Fig. 1). An einigen Stellen sind die Linsen ziemlich kurz oder der

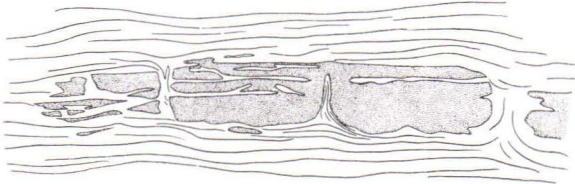


Fig. 1. »Boudiniertes» Diopsidband im Quarzit von Simsiö. Massstab etwa 1:10.

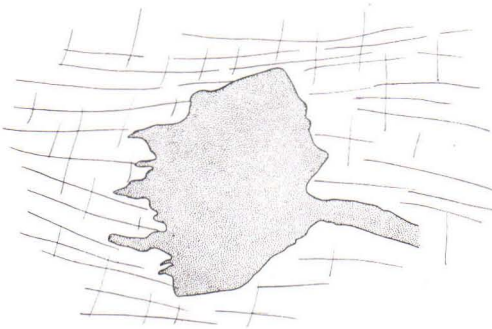


Fig. 2. Unregelmässige Diopsidanhäufung im Quarzit von Simsiö. Massstab etwa 1:40.

Diopsid kann in vollkommen unregelmässigen Massen erscheinen (Fig. 2). Auch die Tiefe der Linsen ist sehr verschieden. Einige sind ganz dünn, andere dagegen erstrecken sich als gleichmässig breite Schichten in den Felsen hinein. An dem nach dem Aussichtsturm führenden Weg kommt dieser amphibolreiche Diopsidfels als ca. 10 m lange und 3 m breite Masse vor. Die Mikroskopierung zeigte, dass dieser Diopsidfels auch Plagioklas (62 % An), farblosen sekundären Biotit, bleiche tremolitartige Hornblende und als Nebenbestandteile Klinozoisit, Zirkon, Apatit und Perowskit enthält. Grösstenteils bestehen die Diopsidlinsen aus fast reinem Diopsid, oder es ist ausserdem nur farbloser Amphibol zu sehen. Graphit ist ein allgemeiner Nebenbestand-

teil. Die Brechungsexponenten des Diopsids habe ich mittels der Immersionsmethode bestimmt; sie sind

$$\alpha = 1.678 \pm 0.001$$

$$\beta = 1.687 \quad \text{»}$$

$$\gamma = 1.707 \quad \text{»}$$

Die Brechungsexponenten der Hornblende wurden mittels derselben Methode festgestellt; ich erhielt in Spaltscherben:

$$\alpha' = 1.644$$

$$\gamma' = 1.660$$

In manchen Diopsidvorkommnissen ist ein Mangengehalt vorhanden. Diesen kann man schon an dem schwarzen Oxydbeschlag an der Gesteinsoberfläche erkennen. In solchen Proben wurde Mangankalzit angetroffen.

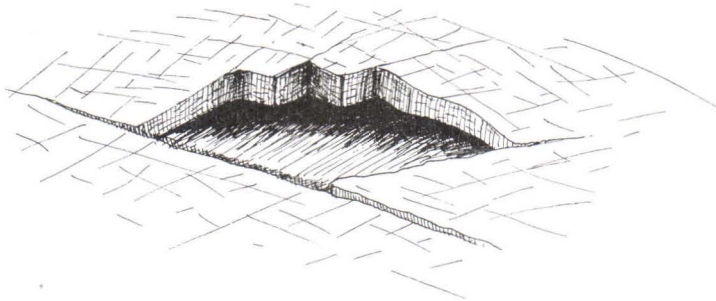


Fig. 3. Aussenansicht einer Höhlenbildung im kiesreichen Quarzitfelsen auf dem Berge von Simsiö. Massstab etwa 1:30.

2. KIESANHÄUFUNGEN.

In Simsiö gibt es vielfach rostige, kieshaltige Quarzitvarietäten; doch sind sie klein und arm an Erz. Im Phyllit kommen sie auch stellenweise vor, oder sonst kann der ganze Schiefer verrostet und verwittert sein. Im Quarzit sind überall Kiesimprägnationen mit einem Durchmesser von 1 bis 2 m zu sehen. Bei trockenem Wetter sind sie mit einem weissen Eisenvitriolbeschlag bedeckt. An vielen Kiesvorkommnissen ist die obere Seite des Gesteins oxydiert, und die infolge der Oxydation ausgedehnte Masse hat sich von ihrer Unterlage getrennt, so dass derartige Stellen beim Klopfen mit dem Hammer einen hohlen Laut geben. Am Weg westlich vom Aussichtsturm ist wahrscheinlich eben aus diesem Grunde eine Grotte entstanden. Auf der Oberfläche des Berges hat sich das kieshaltige Gestein beim Oxydieren ausgedehnt und von seiner Unterlage getrennt, das Dach der Höhle ist zerbrochen und eine weite, niedrige Grotte entstanden

(Fig. 3). Bei der Mineraluntersuchung haben sich die Erze als Magnetkies und Magnetit erwiesen. Den Magnetkies kann man auch im frischen Quarzit ziemlich reichlich als Körner mit dem blossen Auge sehen.

3. RHODONIT U. A. MANGANMINERALE.

Nur einige Rhodonitvorkommnisse sind gefunden worden. Das grösste einzelne Gebiet liegt an der Südseite des Berges. Hier im westlichen Teile der Felsen, die an dem über den Berg führenden Pfade liegen, treffen wir nebeneinander drei Massen mit Durchmessern von 1 bis 2 m und um dieselben herum kleinere Anhäufungen in der Form länglicher Linsen. Diese kleinen Linsen kommen oft in derselben Weise wie die Diopsidlinsen vor. Sie bilden Boudinage-Gebilde und dünne, längliche, unregelmässige Lager, deren Tiefenausdehnung jedoch nicht so gross wie bei einigen Diopsidlagern zu sein scheint. Das Rhodonitgebiet in seiner Gesamtheit ist sichtlich länger in der Schieferungsrichtung des Quarzits als senkrecht dazu. Die Mitte der Linsen besteht oft aus ganz reinem Rhodonit, wogegen die Randteile mit Quarz gemischt sind, so dass Quarz und Rhodonit abwechselnd dünne unregelmässige Lager bilden. In diesen quarzhaltigen Teilen kommt Spessartin als Nebenbestandteil vor.

Die Farbe des Rhodonits wechselt in den verschiedenen Teilen des Vorkommens. Die reine kontinuierliche Masse ist blassrot und besteht aus feinkörnigem und gleichmässigem Mineral. In der Luft verdunkelt sich die Oberfläche, so dass die reine Bruchfläche bereits nach einigen Stunden bräunlichrot wird. Die Spaltflächen wie auch die im Berge entblössten Flächen sind immer schwarz von Manganbeschlägen. Roter Rhodonit kommt ferner in grossen Individuen, teilweise mit Quarz angemischt, in den Randteilen der Masse vor. Allgemeiner ist jedoch hier der bräunlichrote Rhodonit, welcher sowohl in grossen Individuen wie auch in feinkörnigen Linsen und mit dunkelbraunem Quarz wechsellagernd vorkommt. An anderen Stellen sind Quarz und Rhodonit miteinander zu einer feinkörnigen, blassroten Masse zusammengewachsen.

Das zweite grosse Rhodonitvorkommen liegt an dem zum Aussichtsturm führenden Weg, etwa 300 m vom östlichen Bergfusse entfernt. Saksela fand dieses Vorkommen zuerst. Das Areal des Aufschlusses ist etwas kleiner als dasjenige des ersteren. Der Rhodonit ist braun. Auch dieses Vorkommen ist unregelmässig und bildet eine rundliche Masse mit umgebenden Linsen. Das Mineral ist teilweise feinkörnig, aber es kommen auch grobkörnige Varietäten vor, in welchen bis zu 12 cm lange Individuen gefunden worden sind.

Das dritte rhodonithaltige Gebiet ist auch am Wege zum Aussichtsturm gefunden worden, doch am anderen Berghange, ca. 300 m westlich vom Aussichtsturme. Hier liegt im Berge eine etwa 5 cm breite und $\frac{1}{2}$ m lange Linse, aber am Pfade finden sich zahlreiche losgesprengte grosse Bruchstücke, welche den gleichen braunen Rhodonit wie an dem östlichen Berghange und ausserdem dichte, bräunlich rote Steine enthalten. Die mikroskopische Untersuchung des Steinpulvers zeigt, dass dieses Gestein ein feinkörniger Quarzit ist. Die braunrote Farbe erhält er wahrscheinlich durch den mit dem Quarz zusammengewachsenen, braunen Rhodonit. Auch kann man an der Oberfläche der Quarzkörner im Mikroskop stellenweise eine braune Färbung sehen. In mehreren Bruchstücken kommt schuppiger Graphit angehäuft vor. Von diesem Gebiete aus 200 m nach Norden ist eine kleine 15 cm lange und 5 cm breite Rhodonitlinse gefunden worden, welche aus den gleichen braunen Rhodonit wie die anderen Linsen an der Nordseite des Berges besteht.

Man kann mit blossem Auge in den grossen Individuen des braunen Rhodonits reichliche Einschlüsse sehen. Bei mikroskopischer Untersuchung haben sich diese als Quarz, Karbonat oder dasselbe Mineral erwiesen, aus dem die grossen Individuen bestehen. Auch der rote Rhodonit enthält reichlich Einschlüsse, doch sind sie so klein, dass ihre Art nicht festzustellen ist.

Die variierenden Farben der Rhodonite gaben Anlass zu der Vermutung, dass diese verschiedene chemische Zusammensetzungen und dadurch auch verschiedene optische Eigenschaften hätten. Die Brechungsexponenten wurden unter Anwendung der Immersionsmethode festgestellt, wobei folgende Resultate erhalten wurden.

1. Brauner Rhodonit.	2. Roter Rhodonit.
$\alpha = 1.739 \pm 0.001$	$\alpha = 1.730 \pm 0.001$
$\beta = 1.748 \quad \text{»}$	$\beta = 1.736 \quad \text{»}$
$\gamma = 1.760 \quad \text{»}$	$\gamma = 1.746 \quad \text{»}$

Über beide wurden vollständige Analysen ausgeführt und die spezifischen Gewichte bestimmt. Die Analysen habe ich auf folgende Weise ausgeführt. Das Silikat wurde zuerst mit Na-Karbonat aufgeschlossen. Zur Bestimmung der Kieselsäure wurde die erhaltene Lösung zweimal mit Salzsäure eingedampft. Das Eisen und Aluminium wurden zusammen mit Ammoniak gefällt, und aus der erhaltenen Fällung wurde das Eisen durch Titrierung sowie auch noch etwas Mangan kolorimetrisch bestimmt. Bei der Bestimmung der Hauptmenge des Mangans, die sich im Filtrat nach der Fe-Fällung

befand, habe ich die in Hildebrands und Lundells Handbuch »Applied inorganic analysis« (S. 340—343) beschriebene Methode angewandt: Das Mangan wird aus salpetersaurer Lösung mittels Na-Chlorat gefällt und als Mn_2O_3 gewogen. Ferner ist die kolorimetrische Mn-Bestimmung an den Calcium- und Magnesiumfällungen angestellt worden. Calcium und Magnesium wurden auf gewöhnliche Weise als Oxalat und Pyrophosphat gefällt. Die kolorimetrisch bestimmten MnO-Mengen waren in verschiedenen Fällungen folgende:

	Anal. 1	Anal. 2	Anal. 3	Anal. 4
In Fe_2O_3 -Fällung	0.81 %	2.73 %	0.70 %	0.13 %
» MgO-	» 0.10 »	0.08 »	0.06 »	0.03 »
» CaO-	» 0.09 »	0.01 »	0.08 »	0.03 »

Die in der Lösung nach der Mn-Fällung gebliebenen Mn-Mengen sind also verhältnismässig klein, so dass die oben beschriebene Methode anwendbar ist. Das Material für die Analysen wurde durch Trennung mittels Clerici-Lösung gewonnen. Das spezifische Gewicht des braunen Rhodonits betrug dabei 3.762—3.750, wogegen dasjenige des roten 3.647—3.641 war. Die Resultate sind:

1. Brauner Rhodonit. 2. Roter Rhodonit.

	%	Mol.		%	Mol.
SiO ₂	46.51	0.7713		46.84	0.7768
FeO	19.12	0.2661	} 0.7808	7.33	0.1020
MnO	29.34	0.4137		38.92	0.5487
MgO	1.96	0.0486		2.83	0.0702
CaO	2.94	0.0524		3.44	0.0613
H ₂ O	0.25	0.0139		0.26	0.0144
	<u>100.12</u>			<u>99.62</u>	

Der auffallendste Unterschied bei diesen Analysen ist in den FeO- und MnO-Mengen zu sehen. Der braune Rhodonit ist eisenreicher. Aus den obigen Bestimmungen des Brechungsexponenten sieht man, dass diese beim Mineral mit höherem Eisengehalt wachsen.

Das Quarzitzgebiet von Vittinki im Kirchspiel Ylistaro hat grosse Ähnlichkeit mit dem Simsiögebiet. Zwar kommen hier reichlicher Kies- und Magnetitlager vor. Dieses Gebiet ist von Saksela (1925) genau untersucht worden, und ich habe nun zwei seiner Rhodonitproben in gleicher Weise wie schon die Simsiö-Rhodoniten behandelt.

Probe Nr. 3913 ist ein schön bleichrotes, feinkörniges Mineral, das sehr rein aussieht. Das Mikroskop zeigt, dass die Einschlüsse

im Vergleich zu den Simsiö-Rhodoniten sehr zurücktreten. Die Farbe der Probe Nr. 5294 ist gräulich braunrot, und sie enthält reichliche Einschlüsse. Für die Analyse ist aus der Probe Nr. 3913 mit Clerici-Lösung ein Teil, dessen spezifisches Gewicht zwischen 3.683—3.675 betrug, und aus Nr. 5294 ein zwischen 3.693—3.688 liegender Teil getrennt worden. Die Resultate sind:

3. Nr. 5294			4. Nr. 3913			
α	=	1.728 \pm 0.001	α	=	1.722 \pm 0.001	
β	=	1.734 »	β	=	1.729 »	
γ	=	1.742 »	γ	=	1.738 »	
		%			%	
		Mol.			Mol.	
SiO ₂	47.01	0.7796		46.78	0.7758
FeO	3.70	0.0515	}	1.64	0.0228
MnO	45.04	0.6350		46.37	0.6537
MgO	1.72	0.0427		1.43	0.0355
CaO	2.43	0.0433		3.70	0.0660
H ₂ O	0.15	0.0083	0.12	0.0067	}
		100.05		100.04	0.7780	

Saksela hat an den Vittinki-Rhodoniten eine ähnliche Untersuchung angestellt. Er hat die FeO-Gehalte und den Lichtbrechungs-exponenten β der verschiedenen Rhodonite bestimmt. Seine Resultate sind:

	Blassroter Rhodonit	Rötlich brauner Rhodonit	Dunkelbrauner Rhodonit
FeO %	0.27	1.58	3.70
β_{Na}	1.729	1.729	1.734

Ausserdem ist über den dunkelbraunen Rhodonit eine vollständige Analyse mit folgendem Resultat ausgeführt worden (Sahlbom):

	%	Mol.
SiO ₂	46.57	776
TiO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	0.73	7
FeO	3.70	51
MnO	46.28	652
CaO	1.60	29
MgO	0.12	3
H ₂ O + 105°	0.72	39
	99.72	

Diese Resultate stimmen gut mit den meinigen überein.

Wenn wir nun in meinen vier Analysen die Mengen an FeSiO_3 , MnSiO_3 und $(\text{MgCa})\text{SiO}_3$ in Molekularprozenten berechnen, so können wir sie mit den vier Punkten I, II, III und IV im Dreiecks-Diagramm nach Sundius darstellen (Fig. 4). Die Punkte 1, 2, 3, 4, 5, 6, 11 und 12 sind die Analysenpunkte von Sundius (S. 518). Der Punkt V ist der Rhodonit von Karolina (Ross u. Kerr). Nun sehen wir, dass

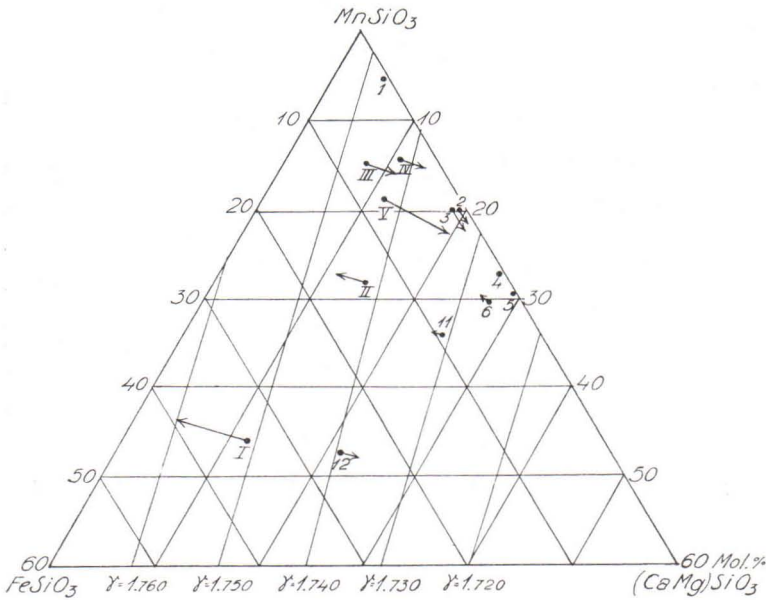


Fig. 4. Dreiecksdiagramm. Darstellung von Rhodonitanalysen.

die meisten Punkte nicht an ihren »richtigen« Stellen gelegen sind. Ich habe durch Pfeile bezeichnet, wo man sie von den Kurven ausgehend ansetzen sollte, wenn es überhaupt möglich wäre, die Variation der Lichtbrechung im Dreistoffsystem eindeutig darzustellen. Aber offenbar ist es gar nicht angängig, weil die Mg- und Ca-Gehalte der Rhodonite auch wechseln und verschiedenen Einfluss auf die Lichtbrechung ausüben. Diese Darstellung gibt uns darum kein deutliches Bild von dem Verhältnis, das zwischen den Brechungsexponenten und den chemischen Zusammensetzungen der Rhodonite herrscht. Die Raumkoordinaten scheinen zur Veranschaulichung dieser Sache besser geeignet zu sein. Fig. 5 gibt eine Photographie der Modelle eines solchen Vierstoffsystems wieder. Die vier Komponenten MnSiO_3 , FeSiO_3 , MgSiO_3 und CaSiO_3 können im gleichseitigen

Tetraeder als gleichberechtigt dargestellt werden. Die an dem Faden hängenden Kügelchen stellen die verschiedenen Rhodonitanalysen

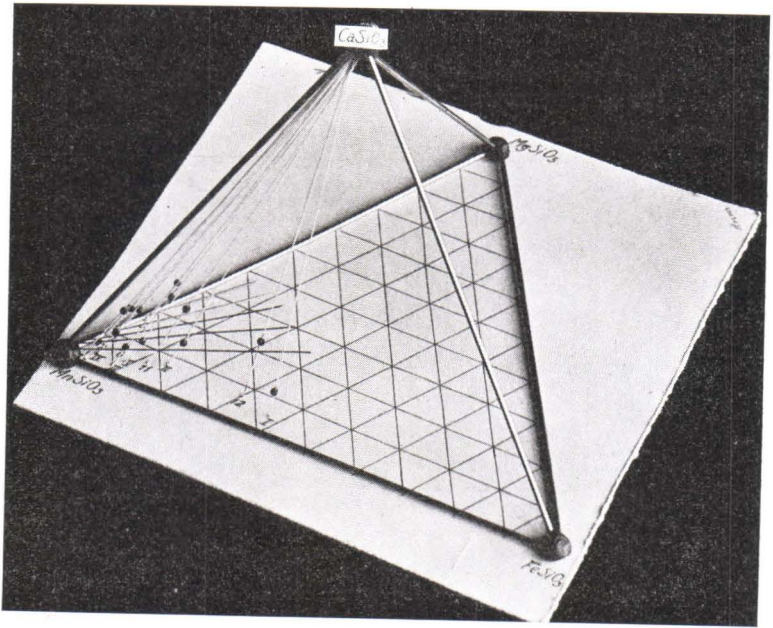


Fig. 5. Raummodelle für die Darstellung des Vierstoffsystems von Metasilikaten, die im Rhodonit vorkommen.

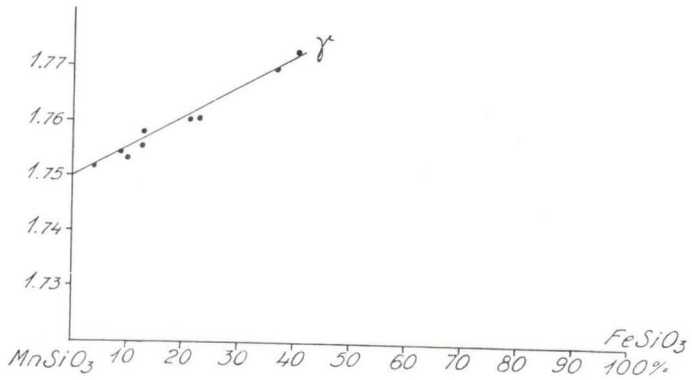


Fig. 6. Darstellung des Lichtbrechungsindex γ in der Mischungsserie $\text{MnSiO}_3\text{--FeSiO}_3$.

dar. Wenn wir nun mittels Inter- und Extrapolation an jedem Faden die Punkte, an denen der Brechungsindex $\gamma = 1.740$ sein soll, bestimmen, so finden wir, dass diese Punkte in derselben Ebene liegen.

Diese Ebene ist in Fig. 5 mittels Drahtstrahlen dargestellt. Die Schnittlinie dieser Ebene mit der Tetraederfläche $\text{MnSiO}_3\text{—FeSiO}_3\text{—CaSiO}_3$ kreuzt die Tetraederkante $\text{MnSiO}_3\text{—CaSiO}_3$ um 0.5 Einheiten (je 10 %) von dem Punkt MnSiO_3 und die Kante $\text{FeSiO}_3\text{—CaSiO}_3$ um 3.7 Einheiten von dem Punkte FeSiO_3 . Die Schnittlinie der Ebenen mit der Tetraederfläche $\text{MnSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—CaSiO}_3$ neigt sich, von der Ecke MnSiO_3 aus gesehen, im entgegengesetzten Sinne, aber viel flacher. Sie kreuzt die Kante $\text{MnSiO}_3\text{—MgSiO}_3$ um 2.5 Einheiten

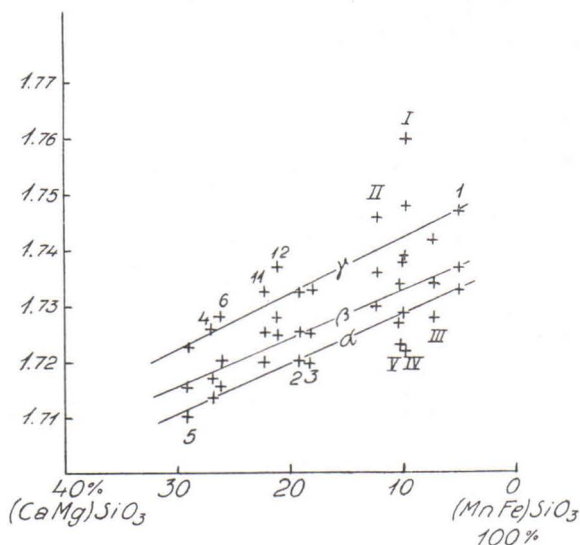


Fig. 7. Darstellung der Lichtbrechungsexponenten in der Mischungsserie $(\text{CaMg})\text{SiO}_3\text{—}(\text{MnFe})\text{SiO}_3$.

von MnSiO_3 . Weiter können wir nun mittels Extrapolation die Brechungsexponenten der Rhodonite auf der Kante $\text{MnSiO}_3\text{—FeSiO}_3$ herausfinden. Das Raummodell zeigt, dass die Wirkung aller vier Komponenten ganz verschieden ist. FeSiO_3 hat das grösste Vermögen, den Brechungsexponenten zu erhöhen, und der CaSiO_3 -Gehalt verursacht die grösste Verminderung. Die durch Extrapolation herausgefundenen Lichtbrechungsexponenten der reinen Mangan- und Eisenrhodonite, oder der Mischungsserie $\text{MnSiO}_3\text{—FeSiO}_3$, sind in Fig. 6 dargestellt. Sundius hat die Brechungsexponenten der eisenarmen Rhodonite mit Kurven dargestellt. Er hat zur Darstellung nur die Analysenpunkte 1—6 mit einbezogen. Alle diese liegen im Dreiecksdiagramm in der Nähe der Seite $\text{MnSiO}_3\text{—}(\text{MgCa})\text{SiO}_3$. Ich habe auch die anderen Analysenpunkte in diesem Diagramm dar-

gestellt (Fig. 7). Nun sehen wir, dass sie nicht auf den Kurven liegen, und zwar sind die Abweichungen ziemlich gross. In den eisenreichen Rhodoniten ist diese Tatsache leicht begreiflich, weil die Lichtbrechungsexponenten in der Mischungsserie $MnSiO_3$ — $FeSiO_3$ auf eine aus Fig. 6 ersichtliche Weise variieren. Aber auch in den eisenarmen Rhodoniten beobachtet man Abweichungen wie beim Analysenpunkt IV. Dies folgt daraus, dass auch die Komponenten $CaSiO_3$ und $MgSiO_3$ einen verschiedenen Einfluss auf die Lichtbrechungsexponenten ausüben. Darstellung durch Kurven ist also nur in besonderen Fällen angängig.

SPESSARTIN.

Von den anderen Manganmineralen ist Spessartin das allgemeinste und von grösstem Interesse. Wie schon oben genannt, wurde Spessartin im Rhodonitvorkommen des S-Teiles als kleinere und grössere braunrote Kristalle gefunden. Die Durchmesser der grösseren sind ca. 0.5—0.9 cm, aber die Flächen dieser Kristalle sind nicht vollkommen, sondern meistens haben sich die Kristallflächen nur einseitig gebildet. Sie sind wahrscheinlich an den Wänden einer Höhle gewachsen. Darauf deutet auch der Umstand hin, dass in einem Spessartinkristall ein eingeschlossener idiomorpher Quarzkristall gefunden wurde. Die Kristallmessung der Spessartinkristalle gab $\varphi = 45^\circ$ und $\varrho = 35^\circ 16'$, also Ikositetraeder (211), aber auch das Rhombendodekaeder zusammen mit dem Ikositetraeder kommt vor. Der Brechungsexponent wurde mittels eines Prismas bestimmt und ist $n = 1.8012$. Über diese grossen Kristalle wurde eine Analyse mit folgendem Resultat ausgeführt:

	%	Mol.	
SiO ₂	37.82	0.6272	
Al ₂ O ₃	22.00	0.2153	} 0.2167
Fe ₂ O ₃	0.23	0.0014	
FeO	6.09	0.0848	} 0.5910
MnO	30.62	0.4317	
MgO	0.53	0.0132	
CaO	3.44	0.0613	
	100.73		

$RO : R_2O_3 : SiO_2 = 2.89 : 2 : 2.77.$

Kleine Spessartinkristalle treten auch an anderen Orten von Simsiö auf. Am Aussichtsturmweg nördlich von dem zweiten Rhodonitvorkommen sind im Quarzit kleine braunrote Kristalle zu sehen.

An einer anderen Stelle kommen sie sehr reichlich vor. An der Oberfläche des Felsens sind diese spröden Granate ausgefallen, so dass dort nur kleine Vertiefungen zu sehen sind.

MANGANOKALZIT.

Wie schon oben erwähnt, habe ich Manganokalzit in manganhaltigem Diopsid angetroffen. In einer Probe kommt er als Linsen mit einem Durchmesser von 0.5 bis 1 cm vor. Die Farbe ist blassrot, und die rhomboedrische Kristallform ist deutlich zu sehen. Die Brechungsexponenten wurden unter Anwendung der Immersionsmethode festgestellt, wobei sich folgende Resultate ergaben:

$$\begin{aligned}\varepsilon &= 1.4959 \\ \omega &= 1.6664\end{aligned}$$

Diese entsprechen ca. 4.45 % MnO nach Harada.

Das Quarzitvorkommen von Simsiö enthält reichlich Manganminerale. Aus den über sie ausgeführten Analysen geht hervor, dass hier eine Rhodonitvarietät vorkommt, die eisenreicher als irgend-einer der früher analysierten Rhodonite ist. Diese Tatsache gestattet, das Verhältnis zwischen den Brechungsexponenten und den chemischen Zusammensetzungen der Rhodonite vollkommener darzustellen, als es mittels des früheren Materials möglich war. Dabei hat sich herausgestellt, dass jede Komponente ihre eigene Wirkung auf die optischen Eigenschaften ausübt. Man kann diese Verhältnisse weder durch Kurven noch durch Dreiecks-Diagramm veranschaulichen, sondern dazu ist eine Raummodelle nötig. So kann man Mischungen desselben Brechungsvermögens in der Tetraedermodelle mittels einer Ebene darstellen, woraus hervorgeht, dass in diesem Vierstoffsystem die optischen Eigenschaften ganz regelmässig mit der chemischen Zusammensetzung variieren.

Die vorliegende Arbeit habe ich im Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Helsinki unter der Leitung meines Lehrers Prof. Dr. P. Eskola ausgeführt. Es sei mir gestattet, Herrn Prof. P. Eskola für zahlreiche Ratschläge und für sonstige Unterstützung meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

LITERATURVERZEICHNIS.

- HARADA, On some minerals from Hokkaidô, Japan 1, 2. Referat: Spender, Min. Abstr. Vol. 24. N:o 151, 1935.
- HEY, MAX, H., The variation of optical properties with chemical composition in the rhodonite-bustamite series. Min. Mag. 22, 1929.
- LAITAKARI, AARNE, Tagebuch, 1915. Im Archiv der Geologischen Kommission Finnlands.
- MÄKINEN, EERO, Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 47, 1916.
- ROSS, C. S. und KERR, F. F., The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Karolina. Am. Min. 17, 1, 1932.
- SAXÉN (SAKSELA), MARTTI, Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. Fennia 45, N:o 11, 1925.
- SAKSELA, MARTTI, Tagebuch, 1933. Im Archiv der Geologischen Kommission Finnlands.
- SAKSELA, MARTTI, Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 110, 1935.
- SUNDIUS, N., Iron-Rhodonite from Tuna Hästberg. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 52, H. 4, 1930.
- SUNDIUS, N., On the triclinic manganiferous pyroxenes. Am. Mineral. Vol. 16., N:o 10—11, 1931.
- VÄYRYNEN, HEIKKI, Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 57, 1923.

ÜBER DIE SPÄTQUARTÄRE ENTWICKLUNG NORDFINN-
LANDS MIT ERGÄNZUNGEN ZUR KENNTNIS DES SPÄT-
GLAZIALEN KLIMAS.

VORLÄUFIGE MITTEILUNG.

Von

ESA HYYPPÄ.

INHALT.

	Seite
Einleitendes	402
Die Vorzeitufer	404
Kemijärvi	404
Kursu	405
Salmivaara—Märkäjärvi	406
Salla	407
Aapajärvi	408
Tenniöjärvi	411
Vuorijärvi	412
Louvejärvi—Pisajärvi	413
Rovaniemi	413
Tornionjoki-Tal	414
Rovaniemi—Sodankylä	414
Die Lage der Ufer im Relationsdiagramm	416
Stratigraphie der Moore	421
Pollenchronologie und Konnektionsprinzipien.....	421
Kämärä	422
Vuorijärvi	426
Salmivaara	430
Apukka	433
Zusammenfassung der Stratigraphie der Moore	435
Die synchronen Niveaus	437
Nachtrag	444
Die spätglaziale Entwicklung der Wälder und des Klimas	446
Die spätglaziale Pollenflora	447
Das spätglaziale Klima	451
»Moränenpollen» in der spätglazialen Pollenflora.....	458
Literatur	462

EINLEITENDES.

Im Sommer 1933 begann Verfasser im Dienste der Geologischen Kommission Finnlands eine Revisionsuntersuchung der Bodenartkarte von Rovaniemi und Ylitornio, eine Arbeit, die dann in den Sommern 1934 und 1935 fortgesetzt wurde. Die Erforschung hat sich auch über das eigentliche Gebiet des Kartenblattes hinaus erstrecken müssen, da bereits die Ergebnisse der zwei ersten Sommer jenes alte Problem, ob die Ostsee nach der letzten Eiszeit durch das Weisse Meer mit dem Nördlichen Eismeer in Verbindung gestanden habe, in den Vordergrund gerückt haben. Gleichzeitig erschien die Geschichte der Niveauverschiebungen selbst im Lichte der angestellten Beobachtungen in hohem Masse anders, als man zuvor über diese Gegend unterrichtet war. Das Untersuchungsgebiet umfasst jetzt die zwischen $65^{\circ}5'$ und $67^{\circ}5'$ n. Br. gelegenen Landstriche von der westlichen bis an die östliche Reichsgrenze (s. Karte, Tafel I). Die Untersuchung eines so grossen Gebietes ist keineswegs auch nur annähernd abgeschlossen; da aber schon jetzt einige mit zentralen Fragen der Entwicklungsgeschichte der gesamten Ostsee verbundene Ergebnisse sich bei meiner Forschungsarbeit herauszustellen beginnen, mag eine vorläufige Mitteilung über sie berechtigt erscheinen, um so mehr als bis zur Vollendung der endgültigen Untersuchung noch Zeit vergehen wird.

Schon im Jahre 1840 machte W. Boehtlingk einige Angaben über die höchste marine Grenze in Nordfinnland (= Peräpohjola, eigentlich nördliches Nordfinnland, zu dem ich hier der Einheitlichkeit der Untersuchung wegen auch die Hochfläche von Kuusamo rechne). Am Berg Vammasvaara (Untersuchungsgebiet 16, Tafel I), beim Dorf Jaatila östlich vom Fluss Kemijoki gelegen, findet sich die höchste marine Grenze bei 200 m ü. M. und der Berg Ounasvaara ist nach dem genannten Forscher ganz vom Meere bedeckt gewesen. V. Hackman (1899) beschrieb einige spätglaziale Uferanzeichen in Nordfinnland. In Aavasaksa, im Tal des Tornionjoki, liegt z. B. die höchste

marine Grenze bei 203 m ü. M. Diesen Zahlen entsprechende Werte erhielt man etwas später auch in Norrbotten in Schweden (A. G. Högbom 1899, 1904, O. Sjögren 1905). Zahlreiche Uferanzeichen wurden ausserdem auch in Verbindung mit geologischen Kartierungsarbeiten festgelegt, doch sind ihre Höhenbestimmungen unter dem Zwang der Verhältnisse im allgemeinen recht unsicher ausgefallen, sodass kein Anlass besteht, in diesem Zusammenhang näher auf sie einzugehen. Es sei nur erwähnt, dass im Atlas Finnlands von 1910 J. J. Sederholm ein zusammenhängendes Bild auf Grund der damaligen Kenntnis von der Ausdehnung des spätglazialen Meeres Finnlands gibt, indem er zu dem Ergebnis kommt, dass Nordfinnland über Kuusamo und Salla mit dem Weissen Meer in Zusammenhang gestanden habe, wenngleich die verbindenden Sunde sehr flach gewesen seien.

Etwas später erschien von K. Hänninen (1915) über die Seen und Seenreihen der Drumlinlandschaften von Kuusamo eine Untersuchung, in der die Vorzeitufer der Kitkajärvi-Seen einer eingehenderen Betrachtung unterzogen wurden. Hänninens Untersuchung stellt hinsichtlich einer etwaigen einstigen Meeresverbindung nichts Neues heraus, sondern begnügt sich in dieser Beziehung mit der Feststellung, dass die höchstgelegenen Strandlinien der Gegend einer umfassenden Zone stehenden Wassers zugehörig gewesen seien, die sich stellenweise über die Wasserscheide zwischen dem gegenwärtigen Bottnischen und Weissen Meer erstreckt hätte.

In demselben Jahre veröffentlichte V. Tanner (1915) über die quartären Bildungen in den Nordteilen Fennoskandias eine Untersuchung, in der er auch hinsichtlich der Vorzeitufer von Nordfinnland zu einem neuen und ausführlicher begründeten Ergebnis kommt. Nach Tanner verträten die in dem Gebiet angetroffenen höchsten Ufer keine Meeres-, sondern Eisseeufer, während die höchste Meeresgrenze hier bedeutend unterhalb der erwähnten Schwellenstellen bleibe. Diese Auffassung hat sich bisher gehalten, wenn auch mit der Veränderung, dass die höchste baltische Grenze in Nordfinnland das Ufer des Ancylussees wäre, während die ungefähr gleich hoch (ca. 180 m ü. M.) gelegene höchste marine Grenze im Bereich des Weissen Meeres dem baltischen Yoldiaufer entspräche. Zu diesem Ergebnis führen H. Lindbergs (1916) Untersuchungen über die subfossile Flora wie auch M. Sauramos (1920) und V. Tanners (1930) Auffassung von dem Rückzug des Eisrandes in Nordfinnland. Vor kurzem ist jedoch A. Cleve-Euler (1934) auf Grund ihrer in Lappland ausgeführten Diatomeenuntersuchungen auf die alte Behauptung zurückgekommen, dass Nordfinnland mit dem Weissen Meer in Verbindung gestanden habe.

Im Folgenden werde ich vorläufig Uferverschiebung und Gletscherrückzug in Nordfinnland auf Grund meiner bisher angestellten Beobachtungen betrachten.

DIE VORZEITUFER.

Im Untersuchungsgebiet sind insgesamt mehrere hundert Vorzeitufer bestimmt worden, die ich zusammen mit meinem Assistenten Mag. A. Valanne nivelliert habe; dabei sind als Ausgangspunkte der Nivellierung die Höhenziffern der Triangulationsmessung und des Hydrographischen Bureaus Finnlands benutzt worden. Die für die Triangulationsmessungen geltenden Höhenziffern, die der Regel gemäss die bezeichnete höchste Stelle irgendeiner Hochfläche oder eines Berges angeben, bleiben innerhalb der Fehlergrenzen von ± 25 cm (Veröffentlichungen des Landesvermessungsamtes Nr. 15, 1928), so dass die etwaige Fehlerquelle in den mit ihnen begonnenen Nivellements nicht wesentlich auf die Höhenziffern der Ufer einwirkt. Die Bestimmungen der absoluten Uferhöhen sind in der Hauptsache mit Nivellierinstrument und Latte ausgeführt worden; Barometerbestimmungen sind nur zur Vervollständigung ersterer zur Anwendung gelangt.

Da in diesem Zusammenhang nicht mein ganzes Beobachtungsmaterial dargestellt werden kann, begnüge ich mich mit einer auf die Hauptpunkte gerichteten Schilderung der verschiedenen Strandflächen jedes Gebietes.

KEMIJÄRVI.

Im Bereich des grossen Seebeckens des Kemijärvi (s. Karte, Tafel I, Untersuchungsgebiet 1) habe ich zahlreiche Vorzeitufer bestimmt, die ich nach der Seefläche nivelliert habe, deren Höhe nach dem Nivellement des Hydrographischen Bureaus 149 m ü. M. ist. Die Vorzeitufer sind an den verhältnismässig hohen Uferbergen des Sees sehr allgemein und ziemlich scharf, indem sie meist eine Art Ufersaum oder Uferhang, seltener eine Blockterrasse oder eine Auswaschungsgrenze darstellen. Die Typen des Ufersaums und des Uferhangs sind vorzugsweise an ziemlich steilen Gehängen von Bergen entstanden. Die Ufer sind hier wie in allen anderen Untersuchungsgebieten auch in horizontaler Richtung in längerer Erstreckung verfolgt worden, sodass die volle Sicherheit besteht, dass sie auch wirklich eine ehemalige waagerechte Wasserfläche vertreten und keine glazifluvialen Stromterrassen sind.

Ohne hier wie auch weiter unten alle einzelnen Uferbeobachtungen aufzuzählen, beschränke ich mich darauf, nur die wichtigsten im Gebiet festgestellten ehemaligen Strandflächen anzuführen, die von unten nach oben gerechnet folgende sind: 160—164 m, 188 m, 194 m, 201—202 m, 206 m, 209—210 m, 213—216 m, 230 m, 260 m, 263 m und 265 m ü. M. Von diesen sind die Ufer bei 206, 230 und 263 m besonders deutlich und an fast allen Beobachtungsstellen bestimmt. Obgleich die Ufer deutlich und von grossen Ausmassen sind, lassen sich wegen des dicht bewaldeten Geländes im allgemeinen keine brauchbaren Bilder gewinnen. Abb. 1, Taf. II, zeigt das 206 m-Ufer am Berg Ippala, von der Kirche in Kemijärvi eine knappe Meile direkt nach Süden.

An den vom Bereich des Sees weiter entfernt gelegenen Beobachtungsstellen sind die Ufer im allgemeinen schwächer, was in den meisten Fällen darauf beruht, dass die offene Wasserfläche ziemlich klein und die Abrasion somit auch schwach gewesen ist. So sind im Norden, im Gebiet des Outitunturi und des Tarsavaara, die Uferanzeichen unausgeprägt und es haben infolge der verhältnismässig grossen absoluten Höhe des Geländes die unteren Ufer in dem betreffenden Hochflächengebiet überhaupt nicht entstehen können. Von den oben angeführten Ufern treten dort nur die obersten (260—265 m ü. M.) auf und auch diese nur unsicher. Oberhalb dieser sind bis über 300 m hoch Erosionsanzeichen anzutreffen, die Arbeit örtlicher Schmelzwasserströme, die in diesem Zusammenhang nicht weiter erwähnt zu werden brauchen.

Vom Kemijärvi ca. 10 km nach Westen verläuft die Landstrasse in Ketola über einen Osrücken, an dem sich eine besonders schöne Terrassenfläche (Abb. 2, Taf. II) gebildet hat, die nach einer Barometerbestimmung ca. 206—207 m ü. M. gelegen ist. Am Distalrand dieser plateauartigen Bildung findet sich noch eine kleinere Böschung, deren Fuss ca. 202 m ü. M. liegt. Am Fusse des ca. 20 km vom Kemijärvi nach Westen gelegenen Berges Hyypiövaara habe ich mit dem Barometer den Ansatz einer ca. 20 m hohen ausgewaschenen Blockböschung mit ca. 245 m ü. M. bestimmt. Sie ist jedoch nicht horizontal nivelliert worden, so dass keine volle Sicherheit darüber besteht, ob es sich um eine ebene Fläche oder um die Böschung eines ehemaligen Flusses handelt.

KURSU.

Das Gebiet ist ca. 40 km vom See Kemijärvi nach Nordosten gelegen (Taf. I, Untersuchungsgebiet 3). Die offene Seelandschaft von Kursu ist ein durch Flugsandfelder und Oszüge charakterisier-

tes ziemlich ebenes Gebiet, das sich bis ca. 170—180 m ü. M. erhebt (das Nivellement über Salmivaara und Märkäjärvi vom Triangulationspunkt des Ruuhitunturi). Die grossen ebenen Dünen und Flugsandfelder machen den Eindruck einer Küstenlandschaft und lassen ahnen, dass sich einmal eine grosse zusammenhängende Wasserfläche bis hierher erstreckt habe. Die auf tieferen Niveaus gelegenen Uferbildungen sind hier allerdings nicht besonders gut. Südlich vom See Kursunjärvi habe ich in Kursunkangas eine ziemlich flache Terrasse, deren Fuss 180 m ü. M. liegt, und etwas weiter südlich eine andere Terrasse gemessen, die nach einer Barometerbestimmung bei ca. 190 m ü. M. auftritt.

Weiter entfernt ist östlich vom Dorfe Kursu am Berg Tuohivaara eine deutliche Uferböschung bei 245.5—246 m ü. M. anzutreffen. Die Bildung ist mit Nivellierinstrument und Latte gemessen worden und stellt ein sicheres Ufer dar. Ebenso habe ich an dem ca. 10 km von der Landstrasse nach Norden gelegenen Tuuranvaara eine Menge sicherer Uferbildungen nivelliert, deren Höhen folgende sind: 205 m, 217.6 m, 224 m, 241.5 m, 247.5 m und 250 m ü. M. Die drei obersten Strandbildungen sind besonders deutliche Uferböschungen und -säume, die ich sowohl am Ost- als auch am Westhang des Berges an mehreren verschiedenen Stellen gemessen habe.

SALMIVAARA—MÄRKÄJÄRVI.

Das Dorf Salmivaara ist von Kursu ca. 15 km nach Nordosten gelegen (Untersuchungsgebiet 4, Taf. I, der frühere Salmijärvi). Hier sind an den unmittelbar südlich der Landstrasse auftretenden Bergen sowie an dem nördlich vom Dorfe sich erhebenden Kukkuraavaara Ufer bestimmt worden; an letzterem bilden sie besonders an seinem Nordhang gut ausgebildete Geröllböschungen und Säume (Abb. 3, Taf. III). Die besten Ufer finden sich bei 209 m, 226 m, 234—235 m, 240 m, 243—244 m, 252 m ü. M. sowie etwas undeutlicher bei 200 m ü. M. Auf halber Strecke zwischen Salmivaara und Märkäjärvi sind unmittelbar südlich der Landstrasse ausserdem zwei ziemlich flache Terrassen bei 258 und 269 m ü. M. anzutreffen.

Im Dorfe Märkäjärvi und seiner Umgebung sind mehrere Ufer bestimmt worden, die offenbar mit den Ufern von Salmivaara in Zusammenhang stehen. Die Ufer entfallen auf folgende Höhenlagen: 219 m, 221—223 m, 231 m, 239—240—242 m ü. M. Sie sind auch hier besonders deutliche und starke Geröllwälle, Blockterrassen und Ufersäume (Abb. 4, Taf. III).

Ausser diesen Ufern stösst man im Gebiet auf einige höhere Ufer, Terrassen und Osplateaus, die in eine Höhe von durchschnittlich

280 m ü. M. fallen. Diese Ufer sind im allgemeinen von einem größeren Typus als die tiefer gelegenen, wenn auch stellenweise immerhin ganz deutlich.

SALLA.

Aus Salla (Untersuchungsgebiet 5) sind schon seit langem gute Uferbildungen bekannt (V. Tanner 1915, S. 526), die in erster Linie Anlass zu der Auffassung gegeben haben, dass die Ostsee sich auf diesem Wege mit dem Weissen Meere vereinigt habe. Wie erwähnt, lehnt Tanner (1915) eine solche Auffassung ab und stellt diese grossen Uferbildungen von Salla als Eisseeufer hin, die sich im Osten bis an das Bett des Sees Aapajärvi (Untersuchungsgebiet 6) erstreckt hätten, auf welchem Wege dieses Wassersystem, von Tanner als Eissee von Tenniö bezeichnet, in das Weisse Meer abgeflossen wäre.

Nach den Barometerbestimmungen von Tanner findet sich im Kirchdorf Salla am Nordhang des Särkivaara und des Sallatunturi eine Blockterrasse, deren Fuss bei 249—252 m ü. M. gelegen ist. Ausserdem erwähnt er auch für einige andere Berge Ufer, die den vorhergehenden entsprechen und zum Teil in niedrigeren Höhenlagen auftreten. Für den Jänisvaara, von der Kirche in Salla etwas über eine Meile nach Osten gelegen, erwähnt Tanner folgende Ufer: 232 m, 239 m, 246 m ü. M. V. Tanner meint, dass diese Ufer wirklich durch einen horizontalen Wasserspiegel entstanden seien, bezweifelt aber stark die übrigen in Salla bestimmten Ufer; V. Tanner 1915, S. 527: »Dessutom har jag äfven sett andra dubiösa strandbildningar vid olika höjder öfver hafvet, men finner det icke vara någon anledning att här omnämna dem, lika litet som andra resandes »marina gränser», — — — som åtminstone till en del äro strömterrasser.»

In Salla fiel mir die Aufgabe zu, die schon erwähnten Ufer zu nivellieren (das Nivellement ist von dem in Rohmoiva angegebenen Triangulationspunkt, 656 m ü. M., ausgegangen) sowie nach etwaigen neuen zu suchen. Nachdem ich die Ufer an den Bergen Sallatunturi und Pikku Särkivaara nivelliert hatte, zeigte es sich, dass sie einen Höhenfehler von durchschnittlich 30 m aufwiesen, da früher als Messinstrument nur das Barometer verwandt worden war. Am Nordhang des Sallatunturi ist die Terrasse in zwei verschiedenen Höhen entstanden, nämlich der tiefere Einschnitt bei 217—218 m ü. M. (Abb. 5, Taf. IV) und der höhere bei 220 m ü. M. Oberhalb dieser Grenzen tritt bei 232—233 m ü. M. ein mehrere hundert Meter langer Wall aus grobem Geröll auf. Viel weiter aufwärts findet sich am Nordhang des Salla noch eine gewaltige Terrasse bei 321 m ü. M.

Der Fuss der Terrasse am Pikku Särkivaara liegt 220 m ü. M. (Abb. 6, Taf. IV,) aber oberhalb dieser erstreckt sich ein Wall groben Gerölls mit seinem Scheitel bei 236 m ü. M. Unterhalb dieser Ufer ist noch eine schwächere Böschung bei 213 m ü. M. anzutreffen.

Am Keskimmäinen Särkivaara, vom Pikku Särkivaara eine Strecke nach Westen, habe ich zwei besonders deutliche Ufer nivelliert, von denen das tiefer gelegene eine grosse Blockterrasse, stellenweise eine kleinere scharfe Saumböschung bei 222—223 m ü. M. ist, während das höher anzutreffende einen gewaltigen, von Westen nach Osten verlaufenden, ca. 1 km langen aus grobem Geröll aufgeschütteten Wall bildet, dessen Scheitel eine Höhe von 234—235.5 m ü. M. hat (Abb. 7, Taf. V). Der Wall ist stellenweise ca. 40 m breit und hat sich an seiner breitesten Stelle aus mehreren hintereinander gelegenen Kämmen gebildet (234—235.5 m, 232 m, 231 m ü. M.). Der distale Fuss des Wallsystems hat seine Lage bei 228—230 m ü. M.

An dem am Nordostufer des Sees Sallajärvi gelegenen Berg Renkkumavaara sind Ufer bei 201 m, 217.6 m, 226.6 m und 235.5 m ü. M. bestimmt worden. Besonders gut ausgebildete Ufer finden sich an dem oben genannten Berg Jänisvaara, an dem sie unmittelbar südlich der Landstrasse in einer Länge von ca. 1.5 km in grossartigen, schon von der Landstrasse aus zu erblickenden Bildungen sich längs der Flanke des Berges erstrecken. Die besten Ufer sind bei 221—222 m, 226.5 m und 234 m ü. M. anzutreffen. Die ihnen in der Höhe entsprechenden Ufer sind auch bei der Kirche von Salla am besten ausgeprägt. Die Ufer am Berg Jänisvaara sind besonders stark und hauptsächlich aus hohen Blockterrassen aufgebaut (Abb. 8, Taf. V). Ausser den erwähnten Ufern finden sich weiter unten bei 217 m ü. M. eine schwache Böschung und weiter oben sogar mehrere Terrassen, die zwar ziemlich stark entwickelt sind, deren Zugehörigkeit zu einer grösseren Strandfläche aber noch nicht ganz klar ist. Von diesen seien die Ufer bei 243 m, 248 m und 252 m ü. M. erwähnt.

AAPAJÄRVI.

Die am Sallatunturi, Särkivaara, Renkkumavaara und Jänisvaara beobachteten Ufer schliessen sich schon morphologisch und auch hinsichtlich ihrer fast gleichen absoluten Höhe an bestimmte Strandflächen an, oder mit anderen Worten, diese Beobachtungsstellen scheinen ungefähr auf der gleichen Isobase zu liegen. Darum ist es auch besonders wichtig, zu untersuchen, wie sich

diese Strandflächen zu der am Südostende des Sees Aapajärvi gelegenen Abflussrinne von Tanners (1915) Tenniö-Eissee verhalten — gehen sie dort wirklich in Flussterrassen über, oder setzen sie sich als Ufer eines Sundes, der eine etwaige ehemalige Meeresverbindung hergestellt hat, über die Wasserscheide in den Bereich des Weissen Meeres fort? Letztere Auffassung erschien möglich, da meine Uferbeobachtungen die grosse zusammenhängende Wasserdecke bis an den See Kemijärvi ausdehnten und die bisherige Auffassung über den Rückzug des Inlandeises in Lappland das Vorhandensein eines so grossen und weit nach Westen vorgedrungenen örtlichen Eissees nicht vertändlich macht.

Obgleich gar kein Anlass bestand, das Zutreffen der Beobachtungen Tanners über die Rinne des Sees Aapajärvi zu bezweifeln, untersuchte ich diese nochmals (Untersuchungsgebiet 6), zumal Tanners Höhenbestimmungen meines Wissens mit dem Barometer ausgeführt worden sind, sodass sie wesentliche Fehler einschliessen könnten. Insgesamt wurde ein 3 km langer und durchschnittlich 1 km breiter Streifen der Rinne unmittelbar vom Aapajärvi nach Südosten untersucht. Ihre gegenwärtige Schwelle ist ca. 1 km vom Südostende des Aapajärvi nach Südosten und rund 211 m ü. M. gelegen. (Tanners Schwelle hat ihre Lage bei 219 m ü. M.) Das Nivellement ist auf den Triangulationspunkt von Rohmoiva bezogen. Als Höhe des Sees Aapajärvi erhielt ich 205 m ü. M. (nach Tanners Bestimmung 210 m ü. M.).

Tanner hat den Beginn der Rinne (Tanner 1915) als ein ca. 300 m breites und 60 m tiefes Flusstal bezeichnet, in dem die Erosionsanzeichen besonders gewaltig sind. Vom Nordosthang beschreibt er Stromterrassen, die nach Südosten und Osten abfallen, indem sie sich treppenförmig abstufen (219—282 m ü. M.). Die Terrassen werden nach Tanner gegen Südosten immer mehr zu Erosionsfurchen, und ca. 1 km von der Schwelle nach Südosten stösst man auf eine Talfüllung von ausgeebneten grossen Kiesmassen.

Diese Beschreibung stimmt mit allem überein, was ich an Ort und Stelle beobachtet habe, wenn auch mit dem Unterschied, dass die Masse der Erosionsrinne grösser als die von Tanner angegebene ist. So ist auf einer ca. 3 km langen Strecke, die ich sehr genau untersucht habe, die Rinne durchschnittlich ein Kilometer breit, und an ihrem Südwestrand treten auch viele Stromterrassen auf. Abb. 1, S. 410, stellt einen Teil der von mir untersuchten Rinne dar. Sie setzt sich in einem gleichartigen trockenen Tal über eine Meile nach Südosten an den See Pyhäjärvi fort, wo die gegenwärtige Rinne des Flusses Kutsajoki ihren Anfang nimmt.

Am wichtigsten in diesem Zusammenhang ist jedoch die Tatsache, dass die aus dem Gebiet des Sallatunturi her verfolgten Ufer hier wirklich in Stromterrassen übergehen, wie Tanner festgestellt hat. Ich habe hier, wie auch anderswo, alle Uferbildungen ebenfalls horizontal nivelliert und in Übereinstimmung mit Tanners Beobachtungen festgestellt, dass die Terrassen schon in einer Erstreckung von einigen hundert Metern sich beträchtlich senken und ausserdem der Fuss der Terrasse sich unter dem Einfluss der Erosion rinnenartig eingeschnitten hat.

Am Südostende des Sees Aapajärvi, nordwestlich der Schwelle, sind die Ufer noch horizontal und entsprechen in ihrer Höhe den Ufern im Gebiet von Salla. Ich habe beide Seiten des Sees untersucht und folgende Vorzeitufer bestimmt: 217 m, 219—220 m, 232 m ü. M. Diese Ufer sind wie ihre Äquivalente in den vorhergehenden Gebieten sehr gut ausgebildet. Weiter aufwärts finden sich bei 250—265 m ü. M. noch andere Ufer. Bei der Schwelle werden sie alle jedoch zu Stromterrassen, von denen die höchstgelegenen bei 263—264 m ü. M. auftreten. Von diesem Niveau an abwärts stösst man auf eine gewaltige Terrasse, die am Anfang der Rinne bei fast 250 m ü. M. liegt, aber sich auf einer Strecke von ca. 500 m schon um rund 2 m senkt. Unterhalb dieser ist bei 247 m ü. M. eine kleinere Böschung anzutreffen. Darauf folgt eine gewaltige Böschung, die anfangs bei 232 m ü. M. auftritt, dann aber nach Südosten stark abfällt, sodass sie schon knapp ein Kilometer weiter südöstlich fast 3 m tiefer liegt. Dieses Niveau, das, wie erwähnt, auch im Gebiet von Salla durch besonders starke Ufer vertreten war, ist jetzt auch in der Abflussrinne besonders deutlich und in der Abflussrichtung ziemlich steil geneigt. Das folgende Terrassensystem ist schon bedeutend unklarer, indem es zwar morphologisch deutlich, aber in seiner Höhe veränderlich auftritt. Am besten lässt sich das bei 220—224 m ü. M. gelegene Terrassensystem am Nordosthang der Rinne verfolgen. Diesem Niveau entsprechen besonders gut ausgeprägte Vorzeitufer im Gebiet von Salla. Von dieser Höhe an begegnet man treppenartig Meter für Meter abwärtsführenden Stromterrassen bis in ein Niveau von 214—215 m, wonach dann die Rinne ausgetrocknet ist. Während ihrer letzten Phase ist sie nur noch 200—300 m breit gewesen, indes die Erosion eine geringere Stärke als ursprünglich besessen hat.

TENNIÖJÄRVI.

Am See Tenniöjärvi (Untersuchungsgebiet 7) habe ich die Schwellenhöhen der über die Wasserscheide in das Tal des Tuntsajoki führenden Rinnen bestimmt. Von diesen verläuft die eine vom Nordende

des Sees und die andere von dessen Mitte direkt nach Osten. Beide sind ziemlich ausgedehnte, gegenwärtig grossenteils vermoorte Rinnen, in denen jedoch Anzeichen von Flusserosion zu erkennen sind. Nach dem an den Triangulationspunkt (498.4 m ü. M.) des Nurmitunturi angeschlossenen Nivellement liegt der See rund 230 m ü. M. Die Schwelle der südlicheren in den Tuntsa führenden Rinne ist 2 m tiefer als der gegenwärtige Seespiegel. Das am Grunde der Rinne vorhandene Moor dämmt den See ab, so dass er sich nicht in den Tuntsa ergiessen kann. Die Schwelle der vom Nordteil des Sees ausgehenden Rinne liegt ca. 2 m höher als der gegenwärtige Spiegel des Sees Tenniöjärvi. Die durchschnittliche Schwellenhöhe der Wasserscheide beträgt also nur 230 m ü. M. und nicht 270 m ü. M., wie Tanner (1915, S. 538) geschätzt hat. Es erscheint also sicher, dass die ersten Eissephasen sowohl über die Rinne des Sees Aapajärvi als auch durch die des Sees Tenniöjärvi in das Weisse Meer abgeflossen sind und vielleicht zu demselben Seensystem gehört haben. Die Rinne des Tenniöjärvi ist jedoch ausgetrocknet, bevor das Ufer bei 230—236 m im Gebiet von Salla entstand.

VUORIJÄRVI.

Das Gebiet ist im Ostteil der Gemeinde Salla in der Nähe der russischen Grenze gelegen (Untersuchungsgebiet 8). V. Tanner hat hier die höchste Meeressgrenze auf 180.5 m ü. M. bestimmt (V. Tanner 1915, S. 532, 1930, S. 384). Ich selbst habe, von dem Spiegel des Sees Vuorijärvi (nach Tanners Nivellement 175.5 m ü. M.) ausgehend, in der Gegend dasselbe Ufer bestimmt, ausserdem aber auch einige weiter aufwärts gelegene Niveaus. Am Westende des Sees erstreckt sich ein nach Norden geneigtes Plateau, dessen flacheres Ende rund 192 m ü. M. und dessen höherer südlicher Teil ca. 2 m weiter aufwärts gelegen ist. An seinem Nordende hält sich das Plateau auf längerer Strecke in derselben Ebene. An seiner Westseite verläuft mit ihm in gleicher Richtung eine glazifluviale Rinne, deren Sohle 1—2 m unterhalb der Plateaufläche liegt.

Das nächst tiefere Ufer hat eine Höhe von 185.5 m ü. M. Es bildet an der Nordseite des Dorfes Vuorijärvi eine deutliche Terrasse. Unterhalb dieser tritt eine besonders gut ausgebildete Terrasse auf, die auch als Plateau erscheint und nach an verschiedenen Stellen ausgeführten Untersuchungen eine Höhe von durchschnittlich 184.3 m ü. M. hat. Weiter sind, bevor man auf Tanners höchstes Ufer stösst, bei 182.5 m und 181 m ü. M. zwei deutliche Terrassen vertreten. Von diesen ist besonders letztere eine scharfe und deutliche Uferbil-

dung. Beide sind ebenfalls am Nordufer des Sees Vuorijärvi, westlich des gleichnamigen Dorfes, bestimmt worden. Das am Ostrand des Dorfes ausgedehnte grosse Plateau, das auch Tanner erwähnt, verläuft bei durchschnittlich 179—180 m ü. M.

Lediglich auf Grund der Morphologie der Ufer hat es den Anschein, als ob das höchste Ufer des Gebietes eine Höhe von ca. 192 m ü. M. hätte, wenngleich seine Zugehörigkeit zu einem grösseren Niveau damit noch gar nicht bestimmt werden kann. Oberhalb des genannten Niveaus habe ich nur Auswaschungsanzeichen von den Schmelzwässern des Gletschers angetroffen, und es wäre denkbar, dass auch das von mir bestimmte Plateau in den Bereich eines örtlichen Schmelzwasserbeckens gehörte, wenngleich es schwer ist, für die Gegend einen grösseren eisgestauten See vorzusetzen (vgl. Tanner 1930, S. 384). Von einem Niveau von 185.5 m an sind die Uferanzeichen deutlich und überzeugend sowie bis in eine Höhenlage von 180 m treppenartig untereinander abgestuft.

LOUVEJÄRVI—PISAJÄRVI.

An den nördlich vom See Louvejärvi gelegenen Bergen, am Paljakka und Louvevaara (Untersuchungsgebiet 15), treten besonders starke Uferbildungen auf, von denen die zuhöchst vertretene als obere Grenze ausgedehnter Steinfelder (Abb. 9, Taf. VI) auftritt, eine Grenze, die sich regelmässig zu einem deutlichen Schubsaum oder zu einer Uferböschung verschärft. Das Ufer trägt in dem Gebiet den Charakter einer höchsten Grenze, und seine Höhe beträgt 214—216 m ü. M. Auf den Steinfeldern, die stellenweise mehrere hundert Meter breit sind, treten noch tiefer eingetragene Anzeichen von Uferstillständen in folgenden Höhen auf: 208 m, 202 m, 196—194 m, 155 m und 152 m ü. M. An dem weiter südlich gelegenen Berg Pisavaara kommt die höchste Grenze ebenfalls als Obergrenze umfangreicher Steinfelder in Säumen und Uferböschungen vor, die sich bis in eine Höhe von 215 m ü. M. erheben. An den östlich vom Kemijoki in Jaatila auftretenden Bergen sind seit langem durch Steinfelder gekennzeichnete Ufer anzutreffen, die sich an die Ufer am Louvejärvi und Pisavaara anschliessen. Von diesen Strandbildungen ist vorläufig nur die am Vammavaara gelegene nach seinem Triangulationspunkt nivelliert worden, wobei sich als ihre Höhe 219 m ü. M. ergeben hat.

ROVANIEMI.

Am Vennivaara, nordöstlich vom Flecken Rovaniemi (Untersuchungsgebiet 14), findet sich bei 213—214 m ü. M. eine deutliche

Terrasse. Das Ufer ist, angeschlossen an den auf dem Gipfel des Berges angegebenen Triangulationspunkt, an verschiedenen Stellen nivelliert worden. Nördlich von Rovaniemi, am Berg Olkkavaara, tritt das entsprechende Ufer schon etwas weiter unten oder bei 210 m ü. M. auf. Reichlich eine Meile den Ounasjokifluss aufwärts, am Berg Nuuksvaara, ist eine besonders deutliche Abrasionsgrenze nach einer barometrischen Messung bei ca. 214 m ü. M. (Abb. 10, Taf. VI; E. Mäkinen hat in seinem Tagebuch 1909 dieses Ufer beschrieben) und weiter abwärts an demselben Berg eine Uferböschung bei ca. 185 m ü. M. anzutreffen.

TORNIONJOKI-TAL.

Vom Berg Aavasaksa (Untersuchungsgebiet 19) erwähnt V. Hackman (1899) die höchste Meeresgrenze bei 203 m ü. M. Als Höhe des Aavasaksa gilt dabei 232 m ü. M. Die schwedischen Topographen haben später die Zahl verändert, so dass auf den jetzigen Karten 222 m ü. M. angegeben ist, wiewohl dieser Wert keine genauere Höhenbestimmung bedeutet. Auch habe ich nicht erfahren können, in welcher Weise die früher angegebene Höhe ermittelt worden ist, doch ergibt sich, wenn man sie als Ausgangspunkt des Nivellements benutzt, für das am Berg markierte Ufer ein Wert, der sowohl den auf schwedischer (G. Santenson 1927) als auch den auf finnischer Seite gemessenen Ufern besser entspricht. Nach meinem eigenen Nivellement liegt die Abrasionsgrenze des Aavasaksa, wenn als Höhe des Berges 232 m ü. M. vorausgesetzt wird, 203—206 m ü. M., welcher Wert also etwa der früheren Bestimmung Hackmans entspricht.

Das Ufer des Aavasaksa setzt sich unter regelmässiger Neigung nach Norden zum mindesten bis nach Pello fort, nach den auf schwedischer Seite gemachten Beobachtungen aber offenbar viel weiter nach Norden. Nach einer Barometerbestimmung wäre dieses Ufer in Pello bei ca. 190—195 m ü. M. gelegen. In Pello (Untersuchungsgebiet 21) habe ich auch eine Menge höher gelegener Ufer bestimmt, deren Höhen nach einer Barometerbestimmung folgende sind: 205 m, 207 m, 212 m, 226 m, 250 m, 263 m und 277 m ü. M. Die Bildungen sind deutliche Geröllböschungen und Ufersäume; da hier aber die Höhenbestimmung ausschliesslich auf das Barometer gegründet ist, wobei die horizontale Messung der Ufer nicht zuverlässig ausgeführt werden kann, müssen die erhaltenen höheren Ufer vorläufig als fraglich gelten.

ROVANIEMI—SODANKYLÄ.

An der Landstrasse zwischen Rovaniemi und Sodankylä habe ich eine Menge von Ufern bestimmt, die ausgehend von einer längs der

Landstrasse verlaufenden Präzisionsnivelementsline nivelliert worden sind (die Ufer des Käyrästunturi sind nach seinem Triangulationspunkt, 347.3 m ü. M., einer Höhenbestimmung unterzogen worden). Im Gebiet des Haukivaara (Untersuchungsgebiet 10) haben sich folgende Höhenlagen von Ufern ergeben: 186 m, 193 m, 195 m, 207.5 m und 227 m ü. M. Von diesen sind die Ufer bei 193 und 207.5 m deutlicher als die übrigen.

Im Gebiet des Käyrästunturi (Untersuchungsgebiet 11) habe ich die Ufer am Berg Pirttivaara und Käyrästunturi bestimmt. Am Käyrästunturi treten nur zwei zuverlässigere tiefer gelegene Ufer auf, nämlich bei 222 m und 228 m ü. M. Oberhalb dieser finden sich zahlreiche schwächere und deutlichere Uferanzeichen, die offenbar auf die Schmelzzeit des Eises zurückgehen. So tritt bei 303 m ü. M. eine besonders deutliche Eisschubgrenze auf, und die Auswaschungsanzeichen des Wassers reichen noch höher hinauf. Am Süd- und Osthang des Pirttivaara habe ich Ufer bei 177.7 m, 192.3 m, 197.5 m und 205.8 m ü. M. nivelliert. Von diesen sind besonders die beiden letztgenannten sehr deutliche und ausgedehnte Uferböschungen.

Im Gebiet des weiter nördlich gelegenen Sees Vuojärvi (Untersuchungsgebiet 12) habe ich zwei deutliche Vorzeitufer bestimmt, die in flachen Böschungen und Ufersäumen an dem von der Landstrasse überquerten Berg Rovaselkä sowie in dessen nächster Umgebung hervortreten. Diese Ufer liegen in einer Höhe von 237—238 m und 229 m ü. M. In Aska (Untersuchungsgebiet 13) sind die Uferanzeichen schon weniger gut ausgeprägt, abgesehen von mehreren auf höheren Niveaus vorkommenden Uferanzeichen örtlicher Gewässer. Weiter abwärts habe ich nur zwei Ufer bestimmen können, nämlich etwa eine Meile von der Kirche in Sodankylä nach Süden, östlich der Landstrasse eine Terrasse, deren Fuss eine Höhe von 183 m ü. M. hat. Auf demselben Niveau gibt es in dieser Gegend auch andere Uferanzeichen, und Tanners Uferbestimmungen in dieser Gegend (Tanner 1915, S. 533) führen zu einem fast gleichen Ergebnis. An dem westlich vom Dorfe Aska gelegenen Berg Käyräsvaara habe ich weiter nach oben auftretende Ufer nivelliert, nämlich die bei 192 m, 201 m und 233 m ü. M., welche jedoch undeutlichere Ufergerölle sind.

Zu den zwischen Rovaniemi und Sodankylä beobachteten Ufern ist als allgemeine Eigenschaft ihr schwächerer Bau, z. B. im Vergleich zu den Ufern von Salla und auch in Kemijärvi, zu erwähnen. In vielen Fällen beruht dies offenbar auf der schlechten Exposition, doch können auch andere Ursachen mitspielen, auf die später zurückzukommen Gelegenheit gegeben sein wird, wenn das Material aus diesem Gebiet reichhaltiger geworden ist.

Ausser diesen Uferbestimmungen sei noch der in Pekkala gelegene Berg Hopianulkki (Untersuchungsgebiet 9) erwähnt, an dem das ziemlich undeutliche höchste Ufer nach einem an den Triangulationspunkt der Erhebung angeschlossenen Nivellement eine Höhe von 278 m ü. M. hat. Unterhalb dieser höchsten Grenze befindet sich eine unverkennbare Uferböschung, die nach einer Barometerbestimmung ca. 215 m ü. M. liegt. In Portimojärvi im Tal des Simojokiflusses (Untersuchungsgebiet 17) habe ich einen aus grobem Geröll aufgeschütteten Wall bei 175 m ü. M. und am Simojärvi (Untersuchungsgebiet 18) eine 211 m ü. M. gelegene Terrasse bestimmt. Zum Schluss seien die Uferbestimmungen K. Hänninens (1915) an den Kitkajärvi-Seen erwähnt. Da die absolute Höhe der Kitkajärvisseen nach dem Nivellement des Hydrographischen Bureaus 240 m ü. M. beträgt, können die nach dem Spiegel des Yli-Kitkajärvi nivellierten Uferbestimmungen Hänninens verwertet werden. Das höchste Ufer am Westende des Yli-Kitkajärvi liegt nach Hänninen 12 m oberhalb des Seespiegels oder 252 m ü. M. und um die Mitte des Sees 250 m ü. M.¹. Von dessen Ostende liegt bei Hänninen keine dieser Strandfläche entsprechende Bestimmung vor, dagegen ein bei 242 m ü. M. auftretendes Ufer, das offenbar einem tiefer gelegenen System angehört.

DIE LAGE DER UFER IM RELATIONS-DIAGRAMM.

Das oben dargestellte Beobachtungsmaterial führt bereits bei oberflächlicher Betrachtung zu der Auffassung, dass sich im nördlichen Nordfinnland schon sehr früh eine grosse zusammenhängende Wasserdecke vom See Aapajärvi wenigstens bis in den See Kemijärvi erstreckt habe, wiewohl gar nicht ohne weiteres bestimmt werden kann, welche Niveaus synchron sind. Tanners Eissees von Tenniö (Tanner 1915) hat hier offenbar in einer früheren Rückzugsphase des Gletschers existiert, aber die Ufer, die Tanner für Ufer des Eissees von Tenniö hält, sind jünger als dieser und Anzeichen einer Wasserbedeckung, die sich viel weiter nach Westen erstreckt hat. Tanners Eissees von Tenniö könnte sich eben nur etwas weiter nach Westen als die Ufer von Salla erstrecken. Nach Tanner gäbe es zwischen seinem Gebiet des Eissees von Tenniö und dem Kemijärvi gar keine entsprechenden Uferbildungen (Tanner 1915, S. 542). Diese Angabe ist jedoch nicht zutreffend, wie das oben dargestellte Ufermaterial bindend bezeugt.

¹ Nach dem obigen Zeilen schon geschrieben waren habe ich im letzten Sommer (1936) beobachtet, dass das höchste Ufer am Westende des Yli-Kitkajärvi in Wirklichkeit 16 m oberhalb des Seespiegels oder 256 m ü. M. ist.

Handelt es sich nun bei dieser weit nach Westen vorgeschobenen Wasserdecke um einen aussergewöhnlich grossen lokalen Eissees? Dieses ist sehr schwer einzusehen, da man dann voraussetzen müsste, dass eine lange und verhältnismässig schmale Bucht wenigstens bis an den Kemijärvi vorgedrungen wäre, um dieselbe Zeit, als der Gletscher weiter nördlich und weiter südlich noch an der östlichen Wasserscheide stand.

Eine andere Erklärung wäre wiederum der vielleicht verwegen erscheinende Gedanke, dass der Hauptteil der vorhandenen Vorzeitufer baltischer Erstreckung wäre, d. h. dass die Ostsee sich schon sehr früh bis nach dem nördlichen Nordfinnland ausgedehnt hätte. Dieses müsste selbstverständlich am östlichen Gletscherrand vorbei durch Ostfinnland geschehen sein. Gleichzeitig setzt dieser Gedanke voraus, dass Nordfinnland in seiner Gesamtheit, früher als man nach der in letzter Zeit herrschenden Auffassung angenommen hat (V. Tanner 1930, M. Sauramo 1934), unter der Eisdecke hervorgetreten sei. Der letztere Gedanke ist jedoch nicht ganz neu. F. Enquist (1918 S. 82) zeichnet seine Karte über die Eisrandlage zur Zeit der Salpausselkäphase in der Weise, dass das nordöstliche Lappland schon ziemlich weitgehend freigelegt ist, und Astrid Cleve-Euler (1934 S. 82) behauptet auf Grund ihrer in Lappland ausgeführten Diatomeenuntersuchungen, dass sich das Land dort früher von der Eisdecke befreit habe, als es Tanners Untersuchungen voraussetzen.

Ohne hier weiter auf die Frage nach dem Rückzug des Gletscherandes näher einzugehen, steht uns als eines der Mittel zur Erforschung des Alters der Ufer und gleichzeitig für eine zusammenhängende Darstellung des ganzen Ufermaterials M. Sauramos Relationsdiagramm (M. Sauramo 1934) über die postglazialen Uferverschiebungen in Fennoskandien und insbesondere im Bereich der Ostsee zur Verfügung. Wenn sich eine Menge der im Bereich der Ostsee entstandenen Strandflächen bis nach dem nördlichen Nordfinnland erstreckt, muss dieses natürlich in Sauramos Relationsdiagramm — soweit es richtig ist — sichtbar werden, wenn wir unsere Beobachtungsreihe in der für die Benutzung des Diagramms erforderlichen Weise in es eintragen.

Beim gegenwärtigen Stand der Forschung ist nur die Clypeusgrenze in Nordfinnland mit so grosser Genauigkeit zu bestimmen, dass sie als das vom Relationsdiagramm vorausgesetzte Leitniveau benutzt werden kann. Nach G. Branders Untersuchungen (mündl. Mitteilung) hat die Clypeusgrenze im Tal des Flusses Simojoki, von Alakärppä ca. 15 km direkt nach Norden, eine Höhe von 100.5 m ü. M. Dieses ist ein Mindestwert, so dass der wirkliche Betrag noch

etwas höher liegt wobei er jedoch unter 110 m bleibt. Ich selbst habe die Clypeusgrenze am Louvejärvi oder an derjenigen Stelle bestimmt, wo eine Menge oberer Uferbildungen, u. a. das höchste Ufer der Gegend bei 215 m ü. M., vertreten sind (S. 413).

In dem am Südufer des Louvejärvi gelegenen Moor Katiskoapa finden sich im Grundsediment, das aus feinem Sand mit reichlichen organischen Rückständen besteht, in der Flora süßen Kleinwassers in spärlichen Mengen Brackwasserarten wie *Campylodiscus echeneis*, *C. clypeus* var. *bicostata*, *Melosira Juergensi*, *Nitzschia circumscuta*, *N. navicularis*, *N. punctata*, *N. tryblionella*. Die Moorbasis liegt 94 m ü. M. (Höhe des Louvejärvi 93.5 m ü. M.) und senkt sich flach in den See. Nach der Zusammensetzung der Diatomeenflora und der Beschaffenheit des Sediments selbst zu urteilen, ist die Wasserdecke hier zur Zeit der grössten Ausdehnung des Litorinameeres nur einige Meter mächtig gewesen. Da die Moorbasis bei 94 m ü. M. liegt, beträgt nach meiner Berechnung die Höhe der Clypeusgrenze hier 94—100 m ü. M.

Diese Bestimmung wird durch die Untersuchungen am Torniojoki unterstützt. In der Nähe des Berges Kaakamovaara in Karunki (Untersuchungsgebiet 22) habe ich Moore erforscht, auf deren Grund das Sediment flachen Wassers eine reichliche Clypeusflora enthält. G. Brander (mündl. Mitteilung) hat die genannten Moore später nivelliert und ebenfalls aus ihren Grundproben Diatomeen zur Bestimmung der Clypeusgrenze untersucht. Nach Brander liegen die Schwellenstellen der betreffenden Moore 97.2—97.8 m ü. M., und da die in den Proben dieser Moore enthaltene Clypeus-Flora eine nur ganz flache Wasserbedeckung auf dem genannten Schwellenniveau voraussetzt, müsste die Clypeusgrenze in dem Gebiet zwischen dem Berg Kaakamovaara und dem See Martimojärvi reichlich 100 m ü. M. liegen. Dies führt zu einer fast gleichen oder nur etwas grösseren absoluten Höhe als die Bestimmung am Louvejärvi, was auch verständlich ist, da diese Gebiete auf ungefähr gleichen Isobasen gelegen sind.

In den Grundsedimenten der Ufermoore an dem zwei Meilen nördlich von Rovaniemi gelegenen See Olkkajärvi hat die Clypeusflora, ebensowenig wie in den basalen Ablagerungen des Sees selbst, irgendwelche Spuren mehr hinterlassen. Der Grund der betreffenden Moore hat eine Höhe von rund 100 m ü. M., so dass hier die Clypeusgrenze schon unter 100 m liegt. Eine Clypeusgrenze von 100 m muss also weiter südlich verlaufen, wie sie auch von den Mooren am Louvejärvi und in der Gegend Kaakamovaara—Martimojärvi vorausgesetzt wird.

Da wir jetzt also mit ziemlich grosser Sicherheit sagen können, dass die Clypeusgrenze am Louvejärvi eine Höhe von 94—100 m ü. M. hat, sehen wir, wie sich die übrigen höheren Ufer am Louvejärvi in das Relationsdiagramm einfügen, wenn wir sie dort auf ihre absoluten Höhen und auf die Vertikale eintragen, bei der das Clypeus bei 94—100 m liegt. Tafel VII stellt Sauramos Relationsdiagramm und die in diesem untergebrachten Vorzeitufer von Nordfinnland dar. Aus dem Diagramm ist zu ersehen, dass an der oben genannten Stelle der Clypeusgrenze (94—100 m) Rha I bei 215—225 m ü. M. liegt. Das höchste Ufer im Gebiet des Louvejärvi hat eine Höhe von 214—216 m ü. M. Es ist klar, dass dieses Ufer nach dem Diagramm Rha I ist, wodurch die Clypeusgrenze der Gegend den genauen Wert 96—97 m ü. M. erhielt. Die nächsttieferen Uferanzeichen im Steinfeld entfallen am ehesten auf Rha II und auch darunter sowie zuunterst in das der Ancylosttransgression entsprechende Niveau. Das 215 m-Ufer am weiter südlich gelegenen Berg Pisavaara entfällt ebenfalls in die Rha-Zeit, aber in Rha II, da die Clypeusgrenze bei Pisa schon etwas weiter aufwärts gelegen ist. Der Berg Pisavaara ragt nicht so hoch auf, als dass Rha I an ihm zu bestimmen gewesen wäre.

Anderswo im Untersuchungsgebiet ist die Clypeusgrenze nicht an Hand von Sedimenten bestimmt worden, und sie lässt sich in seinem grössten Teil auch gar nicht bestimmen, da die absolute Höhe der Gegend das Litorinameer dort an seinem Vordringen gehindert hat. Da ich stratigraphisch bisher noch kein anderes Leitniveau habe feststellen können, muss es genügen, die Clypeusgrenze auf andere Gebiete zu extrapolieren. Obgleich sich dadurch nur ungenaue Werte ergeben, muss sie auf verhältnismässig kurzen Strecken bei der Benutzung des Diagramms auf die richtigen Spuren führen, da die allgemeine Isobasenrichtung hier bekannt ist und da die südlich von Rovaniemi stratigraphisch bestimmte Clypeusgrenze (Louve—Kaa-kamo—Martimojärvi—Alakärppä) einen zuverlässigen Ausgangspunkt bietet. Setzt man nach Ramsay (1926) als Gradient der Clypeusgrenze 23—24 cm/km an, ergibt sich für die Clypeusgrenze am Kemijärvi 80—85 m ü. M. Zu dieser Benutzung des Gradienten sind wir berechtigt, da die absolute Neigung der Clypeusgrenze in Nordfinnland dieselbe wie in Südfinnland zu sein scheint. Von der 100 m hoch gelegenen Clypeusgrenze im Gebiet Louvejärvi—Martimojärvi bis zu der 30 m-Litorinaisobase von Petsamo ist die Entfernung, senkrecht zu der Richtung der Isobasen gerechnet, ebenso gross wie von der 100 m-Clypeusgrenze von Oulainen in Mittel-Pohjanmaa bis zu der 30 m-Litorinagrenze des Süd-Saimaa. Die Vorzeitufer am

Kemijärvi fügen sich in die Strandflächen des Relationsdiagramms, zwischen die Vertikalen der erhaltenen Clypeus-Werte 80—85 m ü. M., erstaunlich gut ein. Wir sehen, wie die Uferserie von 260—265 m dann der Strandfläche B III—B V, das 230 m-Ufer Y I, das 206 m-Ufer Rho I entspricht und weiter unten noch eine Serie zur Rho-Phase gehöriger Ufer vertreten ist. Ausserdem sei erwähnt, dass insbesondere die Ufer, die auch morphologisch die besten sind (206 m, 230 m, 260—265 m), ganz genau auf die erwähnten Strandflächen entfallen, indem das Clypeus bei rund 83 m ü. M. liegt.

In derselben Weise ist die Clypeusgrenze auch auf andere Beobachtungsstellen extrapoliert und die anderen Ufer der Gegend sind auf eine der Höhe dieser Grenze entsprechende Diagrammvertikale eingetragen worden. In der Gegend von Salla z. B. wird das Clypeus 70—75 m ü. M., wobei die zahlreichen Ufer des Gebietes besonders regelmässig auf die verschiedenen Strandflächen entfallen wie das Diagramm zeigt. Ebenso regelmässig passen sich auch die Ufer der übrigen Beobachtungsstellen in das Diagramm ein. Sie entsprechen dort bestimmten zur Zeit einer Entwicklungsphase der Ostsee entstandenen und in deren Bereich festgestellten Strandflächen nach Sauramos Auffassung.

Gewiss ist zuzugeben, dass dort, wo als Leitniveau die extrapolierte Clypeusgrenze gedient hat, die einen wesentlichen Fehler enthalten kann, die Unterbringung der Ufer im Diagramm nicht auf zuverlässiger Grundlage stattfindet. In dem vorliegenden Fall gibt es jedoch Umstände, die die Auffassung stützen, dass die Einpassung der Ufer in das Diagramm wenigstens insofern richtig ist, als die gleichzeitigen Ufer im Diagramm alle auf ihre eigene synchrone Strandfläche entfallen sind. Von der Rinne des Sees Aapajärvi an bis nach Kursu sind nämlich die Beobachtungen in so dichten Abständen gemacht worden, dass schon auf rein morphologischer Grundlage sowie nach Massgabe der gegenseitigen Höhenverhältnisse der Ufer zu bemerken ist, welche Ufer gleichaltrig sind. So entfallen die auf morphologischen Grundlagen gleichaltrig erscheinenden Ufer in dem eben aufgestellten Relationsdiagramm auch wirklich auf dieselben Strandflächen, was gewiss seinerseits die Auffassung bestätigt, dass die Unterbringung der Ufer im Diagramm richtig ist. Ausserdem ist zu bemerken, dass sich die in Frage stehenden Beobachtungsreihen im Diagramm unmöglich in irgendeiner anderen Weise unterbringen lassen, die in demselben Masse die verschiedenen Prinzipien befriedigte, die bei der Einordnung der Ufer befolgt wurden und die zu befolgen sind.

Das Relationsdiagramm allein — besonders in diesem Fall — reicht jedoch nicht aus, zu erweisen, dass sich schon die spätglazialen

Phasen der Ostsee bis nach Nordfinnland erstreckt hätten. Um dieses zu bezeugen, bedarf es vor allem solcher Angaben, die sich auf die Stratigraphie der Sedimente gründen. So hat sich denn auch meine Untersuchung neben den Uferbestimmungen damit befasst, die Geschichte der Wälder des Gebietes und die Entwicklung der Diatomeenflora klarzustellen, um zunächst zu ermitteln, wann das Gebiet eisfrei geworden ist, und um auch das Alter der danach eingetretenen Geschehnisse festzulegen.

STRATIGRAPHIE DER MOORE.

POLLENCHRONOLOGIE UND KONNEKTIONSPRINZIPIEN.

Für Nordfinnland hat es bisher noch keine Pollenchronologie gegeben. Zwar vermitteln V. Auers (1923, 1927, 1928) Untersuchungen einige Kenntnisse über die jüngeren waldhistorischen Phasen des Gebietes, aber die spätglaziale Zeit, die wir gerade behandeln, war in völliges Dunkel gehüllt.

Die spätglaziale Geschichte der Wälder trägt im Bereich der Ostsee einige bezeichnende Züge, durch welche die Pollenchronologie dieser Zeit sehr zuverlässig wird. Schon früher (1933) habe ich das Klima und die Geschichte der Wälder der Karelischen Landenge behandelt, wobei ich der für ein verhältnismässig günstiges Klima sprechenden Pollenflora der späglazialen Zeit wie auch dem späglazialen Auftreten der Fichte, das in der Umgebung von Leningrad und in ausgedehnten Gebieten in den Baltischen Ländern sowie auch anderswo im Bereich der Ostsee festgestellt worden ist, besondere Aufmerksamkeit zugewandt habe. Später habe ich meine die Karelische Landenge und Ost-Uusimaa betreffenden Untersuchungen vervollständigt, so dass mir von diesen Gebieten eine grössere Anzahl von Moorprofilen, deren Pollen- und Diatomeenflora untersucht worden sind, zur Verfügung stehen.

Die Zusammensetzung der Wälder und die in ihr eingetretenen Veränderungen beruhen ja und haben in erster Linie auf dem Klima beruht, das auf ein grosses Gebiet gleichartig wirkt. Wenn also das nördliche Nordfinnland sich zu einem grossen Teil schon in spätglazialer Zeit vom Eise befreit hat, ist es offenbar, dass die im Klima eingetretenen wirksamen Veränderungen dort ebenfalls in der Geschichte der Wälder und also auch in der Pollenflora in derselben Weise wie in Südostfinnland hervortreten, wenngleich dieses nicht in den gleichen quantitativen Verhältnissen zu geschehen braucht. Daher nehme ich auch bei der Datierung eines Pollendiagramms von Nordfinnland das von mir in Südostfinnland unter-

suchte Material als Ausgangspunkt und stelle hier anfangs ein typisches Pollendiagramm von der Karelischen Landenge dar, in dem die wesentlichen Züge, welche die spätglaziale Pollenflora Südfinnlands charakterisieren, sehr deutlich hervortreten. Weiter unten werde ich noch gesondert auf die Frage des spätglazialen Klimas zurückkommen.

KÄMÄRÄ.

Abb. 2, S. 423, stellt eine für Kämärä ausgeführte Pollenanalyse dar. Kämärä liegt auf der Karelischen Landenge zwei Kilometer von Viipuri nach Osten. Über die Wassersedimente am Grunde des Moores habe ich auch Diatomeenanalysen ausgeführt, um die Datierung des Profils möglichst zuverlässig zu gestalten. In diesem Zusammenhang interessiert uns zuerst der untere Teil des Profils, der aus spätglazialen Sedimenten besteht und die Pollenflora älterer baltischer Phasen vertritt. Bei diesen Phasen wendet sich die Aufmerksamkeit dem frühen verhältnismässig reichlichen Auftreten der Fichte zu, mit dem eine ziemlich einheitliche Prozentfläche von *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia* und *Alnus* verbunden ist. Hier wiederholt sich in recht überzeugender Weise die schon oben erwähnte Beobachtung, dass auf der Karelischen Landenge und in der Umgebung von Leningrad die Pollenflora der spätglazialen Zeit durch das ziemlich regelmässige, wenn auch spärliche Auftreten der Fichte und der edlen Laubbäume charakterisiert ist, und zwar bis in die Yoldiazeit, als die Pollen dieser Holzarten verschwinden, um im Diagramm erst in der späteren Hälfte des Ancylus wieder in die Erscheinung zu treten (die edlen Laubbäume zeigen sich in der Rho-Zeit).

Die älteste in der Lagerfolge von Kämärä hervortretende spätglaziale Phase, Zirphaea (M. Sauramo 1934), ist in das Diagramm mit Z eingetragen (6.30—6.60 m). Sie ist durch sandhaltige Tongyttja vertreten, die durcheinander Diatomeen süssen und salzigen Wassers enthält wie: *Amphora ovalis*,¹ *Campylodiscus noricus* var. *hibernica* 2, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* 1, *Coscinodiscus* sp. 2, *Cymbella* in mehreren Arten 4, *Diploneis elliptica* var. *ladogensis* 3, *Diploneis Smithii* 1, *Epithemia zebra* var. *porcellus* 4, *Grammatophora oceanica* 3, *Gyrosigma attenuatum* 5, *G. Spenceri* var. *nodifera* 2, *Hyalodiscus scoticus* 1, *Mastogloia elliptica* 2, *Melosira islandica* subspec. *helvetica* 5, *Melosira italica* 5, *Navicula peregrina* 1, *Navicula radiosa* 2.

¹ Frequenzzeichen: 1 sehr spärlich, 2 spärlich, 3 allgemein, 4 häufig, 5 sehr häufig.

Danach wird das Sediment unverkennbarer Ton und der Diatomeenbestand fast reine Grosssüsswasserflora, deren wichtigste Vertreter folgende sind: *Amphora ovalis* 3, *Campylodiscus noricus* var. *hibernica* 4, *Cymatopleura elliptica* 3, *C. elliptica* var. *hibernica* 3, *Diploneis domblittensis* 2, *D. elliptica* 2, *D. elliptica* var. *ladogensis* 3, *Gyrosigma attenuatum* ca. 50 %, *G. Kützingii* 2, *G. Spenceri* var. *nodifera* 3, *Melosira islandica* subspec. *helvetica* 5. Ausser diesen waren einige Exemplare folgender Salzwasserarten vertreten: *Coscinodiscus* sp., *Diploneis interrupta*, *Grammatophora oceanica* und *Nitzschia tryblionella*. Ihr quantitativer Anteil ist allerdings der *Gyrosigma*-Flora gegenüber so belanglos, dass in Anbetracht der Salzwasserarten nicht auf einen geringen Salzgehalt des Wassers geschlossen werden kann. Diesen Profilteil habe ich mit B III vermerkt, was Zeit und Sedimente des Baltischen Eissees III bedeutet.

Während der Zeit der beiden oben beschriebenen Ostseephasen ist die Pollenflora ziemlich gleichmässig, indes die Fichte und die edlen Laubbäume in verhältnismässig hohen Prozentsätzen vertreten sind. Aus D III der Abbildung ersehen wir, dass die absolute Menge der Pollen bis in den oberen Teil dieser Lagerfolge (5.90—6.60 m) verhältnismässig gross ist, was seinerseits dafür spräche, dass die entsprechenden Holzarten schon in der Gegend gewachsen waren, zumal die gleichzeitige Pollenmenge der Nichtbaumarten gering ist (D II). Zu dieser Seite der Frage werden wir später noch zurückkehren.

Im Profil folgt dann abermals eine Salzwasserphase, Y Ia (Y = *Yoldia*), die inzwischen wieder in ein Süsswassersediment übergeht, B IV—B V, um sich bald nochmals in eine Brackwasserschicht, Y Ib—Y III, zu wandeln. Die Anzahl der auf Salzgehalt hinweisenden Arten ist in der Schicht Y Ia noch sehr gering, wenngleich dem vorhergehenden B III gegenüber eine deutliche Zunahme eingetreten ist. B IV—B V ist wieder unverkennbar süsser und vertritt eine typische *Gyrosigma*-Flora, deren Zusammensetzung ungefähr dieselbe wie in B III ist. Bei Y Ib—Y III nimmt der Salzgehalt nach oben hin zu, während *Gyrosigma attenuatum*, besonders im unteren Teil der Ablagerung, erheblich abnimmt, um im oberen Teil dieser Schicht wieder etwas reichlicher zu werden. In seiner Gesamtheit hat sich das letztere Sediment in etwas flacherem und salzigerem Wasser als die vorhergehenden Partien B IV—B V, Y Ia abgesetzt. Auch diese Schicht enthält jedoch neben den Brack- und Salzwasserformen in reichlichem Masse Süsswasserarten. Von den wichtigsten Arten seien erwähnt: *Coscinodiscus* sp. 1, *Diploneis Smithii* 4, *Grammatophora oceanica* 1, *Cyrosigma attenuatum* 4, *Mastogloia elliptica* 4,

M. Smithii 1, *M. Smithii* var. *amphicephala* 2, *M. Smithii* var. *lacustris* 4, *Nitzschia circumscuta* 4, *N. tryblionella* 4, *N. trybl.* var. *victoriae* 2, *Rhopalodia gibba* 4, *R. gibba* var. *ventricosa* 3, *R. musculus* 2. Dieser ganze Profilteil Y Ia—B IV—B V—Y Ib—Y III wird durch *Betula*-Maximum charakterisiert während die Fichte und die edlen Laubbäume etwas zurückweichen. Die absolute Pollenmenge ist ebenfalls etwas kleiner als unten (3 : 5).

Weiter aufwärts werden Rho- und Rha-Zeit durch die vom Yoldiameere durchlaufenen Endstadien vertreten, während welcher der Diatomeengehalt zur Hauptsache ein ähnlicher wie zur Zeit von Y Ib—Y III ist. Im oberen Teil von Rha geht das Sediment ziemlich unvermittelt in Feindetritusgyttja über indes die Zeit des Ancy-lussees mit einer reinen Süßwasserflora einsetzt. Im Rho-Stadium haben die edlen Laubbäume wie auch die Nadelhölzer wieder zuge-nommen. Am Ende dieser Zeit beginnt jedoch schon eine entgegen-gesetzte Entwicklung, indem die Birke sich auf Kosten der vorher-gehenden stark vermehrt. Diese Entwicklung führt in der Rha-Zeit zu dem von der Birke erreichten oberen Maximum, das sich bis in den Beginn des Ancyclus fortsetzt. Die Ancycluszeit bedeutet wieder in ganz Südfinnland ein starkes Kiefernmaximum, das in diesem Profil jedoch schlecht ausgebildet ist.

Ohne in diesem Zusammenhang näher auf die vielen Einzel-fragen der oben beschriebenen Stratigraphie einzugehen, stellen wir nach ihr nur einige pollenchronologisch wichtige Hauptpunkte dar. Die spätglaziale Zeit, in diesem Fall wenigstens vom Zirphea bis Y I, ist auf der Karelischen Landenge von *Pinus-Betula* beherrscht; dazu kommt das Auftreten von *Picea* und ein ziemlich einheitliches Vor-handensein der edlen Laubbäume. Von der Yoldiazeit an dominiert in der Flora allmählich die Birke, während die Fichte abnimmt. Diese Entwicklung erreicht ihren Gipfel am Ende des Yoldia, in der Rha-Zeit, als in Finnland ein starkes Birkenmaximum herrscht und die Fichte im Verschwinden begriffen ist. Die Entwicklung setzt sich in dieser Weise bis zum Beginn der Ancycluszeit fort.

Das yoldiazeitliche Maximum der Birke zerfällt in dem vorlie-genden Diagramm in zwei Teile; zwischen diesen ist die Rho-Zeit wieder reicher an Nadelhölzern und edlen Laubbäumen, wie Z und der Anfangsteil von B III (vgl. G. Lundquist 1928 S. 49, Zone IX). Vom Zirphea abwärts kommt man allmählich in die ältere Birken-zeit und zuletzt auf die Tundra, wie z. B. die *Dryas*-Ablagerung von Kivennapa bezeugt (Hyypä 1933 und unten S. 449).

Diese Entwicklung der spätglazialen Pollenflora wiederholt sich in ihren Hauptzügen gleicherweise in ganz Südfinnland, wie-

wohl sie im Südosten des Landes, wo auch die ältesten Sedimente anzutreffen sind, am deutlichsten von dem durch Kämärä vertretenen Typus ist. Dieselben Züge treten in der Entwicklung der spätglazialen Pollenflora im ganzen Ostseebereich hervor, besonders in den östlichen Teilen des Gebietes, wie es bereits aus früheren Untersuchungen hervorgeht (s. Hyypä 1933, Literaturverzeichnis). Dieses Ergebnis wird auch durch eine Anzahl neuester Forschungen bestätigt: L. Aario 1933, 1935, F. Firbas 1935, R. Grahnmann 1934, P. Groschopf 1935, K. K. Markow und W. S. Poretzky 1934, 1935, T. Nilson 1935, L. v. Post 1933, P. W. Thomson 1935, H. Thomasson 1936, E. Wasmund 1933. Besonders die Untersuchungen der russischen Forscher über die Umgebung von Leningrad und P. W. Thomsons über Estland führen hinsichtlich der Zusammensetzung der spätglazialen Pollenflora zu Südostfinnland entsprechenden Ergebnissen. Die angeführten Forscher wie auch die Skandinavier datieren die jüngere Birkenzeit (Zone IX) auf die Yoldiazeit (Thomassons *Echeneis*-Meer), wohin sie auch nach dem Zeugnis der Diatomeen im Profil von Kämärä gehört.

VUORIJÄRVI.

Betrachten wir nunmehr einige nordfinnische Moorprofile, die gerade aus dem Gebiet herrühren, das auf Grund des oben durchgegangenen Ufermaterials und des Zeugnisses des Relationsdiagramms schon zur Zeit der Baltischen Eisseestadien eisfrei geworden wäre. Abb. 3, S. 427, stellt das Pollendiagramm von Vuorijärvi (Untersuchungsgebiet 8) dar. Das Profil ist in dem östlich vom Dorf Vuorikylä am Annukkajärvi gelegenen Moor, das eine Höhe von 177.5 m ü. M. hat, erbohrt worden. Sein Bau geht aus den nebenstehenden Zeichenerklärungen hervor. Die Grundschichten des Moores sind Absätze einer ganz unverkennbaren Birkenzeit, die offenbar auf eine baumlose Tundra gefolgt ist. Dieses wird auch dadurch bezeugt, dass die Pollenmenge der Nichtbaumarten am Grunde noch ca. 50 % von derjenigen der Holzarten ausmacht (D II). Dasselbe bezeugt auch der neben dem Moore von mir untersuchte warwige Ton, der hier die Basis der Sedimentenfolge bildet und also am ehesten das älteste Sediment vom Moorgrunde an vertritt. Dieser warwige Ton enthielt nur vereinzelte Birkenpollenkörner sowie einige Süßwasserdiatomeen und stammt aus einer Zeit, als der Eisrand noch nahe war und auf dem Neuland noch baumlose Tundra herrschte.

Vom Moorgrunde an aufwärts gehen die Wälder mit Birkendominanz bald in Kiefern-Birkenwälder über und gleichzeitig sind auch deutliche Anzeichen der Fichte, ja sogar auch ein vereinzeltes

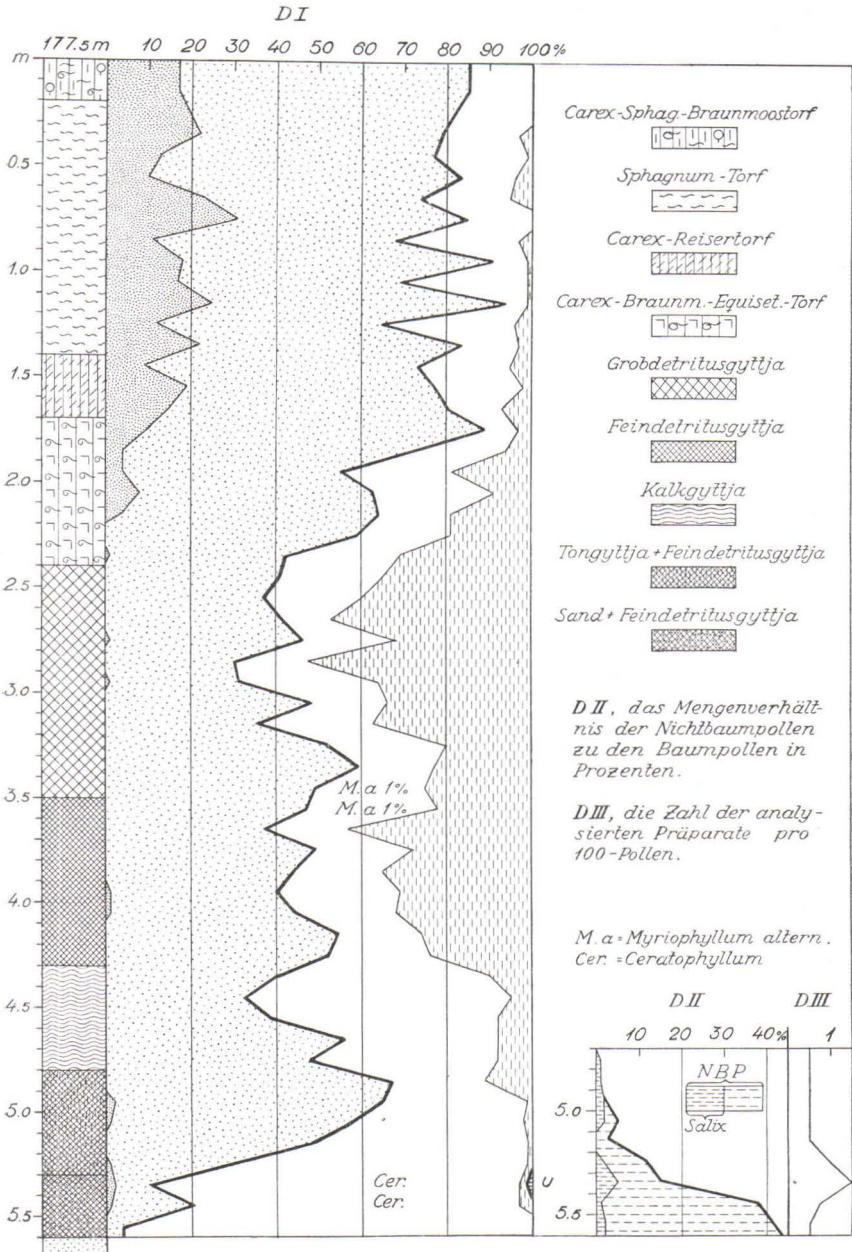


Abb. 3. Moorprofil und Pollendiagramm von Vuorijärvi.

Ulmus-Vorkommen zu erkennen. Um dieselbe Zeit sinkt auch der Prozentsatz der Nichtbaumarten plötzlich, wodurch bezeugt wird, dass die Wälder normal dichte Bestände gebildet haben. Die Kiefernfrequenz steigt immer mehr, bis sie wieder, indes das Sediment in Seekreide übergeht, ebenso steil abfällt und die Birke zu ihrem zweiten Gipfel anwächst. Die weiter unten angetroffenen Fichtenvorkommen sind jetzt auch verschwunden, ebensowenig lassen sich Anzeichen der edlen Laubbäume erkennen. Danach steigt die Kiefer wieder an, wenn auch nicht sehr stark, da sich die Erle in aussergewöhnlich hohem Masse der Standorte bemächtigt, was auf die Nähe der Uferzone, aber auch auf günstigere Klimaverhältnisse der *Ancylus*- und der *Litorina*-zeit hinweist. *Ancylus* und *Litorina* können hier nicht voneinander unterschieden werden. Die *Litorina*-zeit endet meines Erachtens dort, wo die Erle wieder sinkt und das einheitliche Auftreten der Fichte beginnt.

Vergleichen wir nun dieses Diagramm mit dem von Kämärä, so entspricht der Moorgrund bis zur Seekreide, wo die jüngere Birkenzeit einsetzt, der Zeit des Baltischen Eissees und die genannte jüngere Birkenperiode dem *Yoldia*, auf das wiederum *Ancylus* und *Litorina* folgen. Die Nebeneinanderstellung ist auf Grund der Ähnlichkeit der Pollenflora durchaus überzeugend, obgleich z. B. die vor dem *Yoldia* auftretende Fichte und die edlen Laubbäume in Vuorijärvi nicht in dem gleichen quantitativen Verhältnis wie in Südostfinnland vertreten sind, was auch selbstverständlich ist, da wir uns jetzt viel nördlicher und wenigstens zu Beginn des Stadiums auch näher dem Eisrande bewegen.

Ob die Fichte damals schon am Orte gewachsen ist oder ob man ihr Anteil am Diagramm, ebenso wie auch die vereinzelt Ulme, dem Fernflug zuschreiben muss, hat chronologisch nichts zu bedeuten. Die Hauptsache ist eben, dass die Pollen auf die Vorkommnisse von Fichten und edlen Laubbäumen zurückgehen, die gerade in spätglazialer Zeit vor dem *Yoldia* irgendwo in der Nähe oder weiter entfernt, gewachsen sind. Es sei noch erwähnt, dass sich in den zur Zeit des Baltischen Eissees in dem betreffenden Moore abgesetzten Schichten, 5.3—5.6 m, sehr reichlich *Ceratophyllum*-Stacheln finden, was seinerseits für verhältnismässig günstige klimatische Verhältnisse spricht.

Für die oben unternommene Datierung erhalten wir auch eine Stütze durch die Diatomeenflora der Sedimentenfolge. Am Grunde des Moores liegt ein Seichtwassersediment, das spärlich Diatomeen enthält: *Amphora ovalis*, *Campylodiscus noricus* var. *hibernica*, *Cocconeis pediculus*, *Epithemia sorex*, mehrere Arten von *Fragilaria*, mehrere Arten von *Pinnularia*, *Mastogloia Smithii* var. *lacustris*, *Navicula*

tuscula. Weiter aufwärts, von 5.3 m an, wird die Flora reicher und gleichzeitig scheint die Wasserdecke stärker geworden zu sein. Der Diatomeengehalt ist dann derselbe bis zur Seekreide. Von den wichtigsten Arten seien folgende erwähnt: *Amphora ovalis*, *Anomooneis sphaerophora*, *Cymatopleura solea*, mehrere Arten *Cymbella*, *Diploneis elliptica*, *Epithemia turgida*, *E. turgida* var. *granulata*, *E. zebra*, *Mastogloia Smithii* var. *lacustris*, *Navicula cuspidata*, *N. radiosa*, *N. tuscula*.

In der Seekreide tritt die wesentliche Veränderung ein, dass die *Mastogloia Smithii* var. *lacustris* und *Epithemia*-Assoziationen herrschend werden und die *Mastogloia*-Arten eine aussergewöhnliche Grösse annehmen. Im übrigen enthält die Ablagerung dieselben Arten wie das vorhergehende Sediment. Auf Grund der Zusammensetzung der Diatomeenflora in der Seekreide und unmittelbar unter ihr wäre der Gedanke naheliegend, dass im Wasser ein geringer Salzgehalt spürbar gewesen wäre, der z. B. auf das Wachstum der *Mastogloia*- und *Epithemia*-Arten stimulierend eingewirkt hätte. Oberhalb der Seekreide verschwinden die *Mastogloia*-Arten ziemlich bald, und der Diatomeengehalt wird zu einer gemeinen Süsswasserflora, während nach der Pollenanalyse die Ancycluszeit beginnt.

Wir sehen also, dass gerade in dem Profilteil, der nach der Pollenanalyse das Yoldia umfassen müsste, auch der Diatomeenbestand auf den leichten Einfluss eines Salzgehalts hinweist. Dies ist gewiss nur damit zu erklären, dass der Ozean sich bis an den See Vuorijärvi erstreckt habe. Nach V. Tanner (1930, S. 384) wäre das höchste Ufer (180.5 m ü. M.) am Vuorijärvi die der Portlandia-Transgression zugehörige Maximalgrenze, die, ebenfalls nach Tanner, dem Yoldia der Ostsee entspräche. Der Grund des hier besprochenen Moores liegt 172 m ü. M., so dass diese Wasserdecke sich bis in das Gebiet des Moores erstreckt hat und die erwähnte *Mastogloia-Epithemia*-Flora wahrscheinlich gerade diesem Meeresstadium angehört. Die Grenze der genannten Transgression liegt jedoch nach meiner Auffassung 4.5 m weiter aufwärts, da von dem bei 180.5 m auftretenden Ufer ab sich Strandterrassen treppenartig bis in eine Höhe von 185 m ü. M. fortsetzen, wie ich bereits früher erwähnt habe (S. 412).

Das höchste Ufer liegt hier jedenfalls weiter aufwärts als das von Tanner bei 180.5 m ü. M. angetroffene. Das wird durch den warwigen Schluffton am Ufer des Sees Annukkajärvi bewiesen. Dieser ist keineswegs reiner Ton, wenn auch so fein, dass er zur Ziegelfabrikation verwandt wird. Nach meiner Zählung enthält er etwa 100 Jahreswarven. Zuerst ist der Ton mit Sand überzogen, der dann von den späteren Sedimenten überlagert worden ist. Die

Oberkante des warwigen Tons lag an der Beobachtungsstelle 180 m ü. M., d. h. in demselben Niveau wie Tanners höchstes Ufer. Es ist klar, dass der warwige Ton sich in einem Wasser abgesetzt hat, das älter als dieses Uferstadium ist sowie sich beträchtlich weiter hinauf erstreckt hat und das in Südfinnland den Stadien des Baltischen Eissees entspräche. Als ein diesem Stadium entsprechendes Ufer kann das schon früher erwähnte Plateausystem, dessen Distalende 192 m ü. M. liegt, in Frage kommen.

Wenn das warwige Sediment am Vuorijärvi auf diese Zeit zurückgeht — worauf die oben erwähnten Beobachtungen hinweisen müssten — und da es trotzdem fossilfrei ist, spräche dies dafür, dass zur Zeit der Salpausselkästadien der Eisrand schon aus der Gegend zurückgewichen ist, aber noch nicht Zeit gefunden hat, sehr weit nach Westen zurückzutreten.

SALMIVAARA.

Abb. 4, S. 431, stellt ein in Salmivaara, aus dem Moor Ruohoaapa erbohrtes Profil dar. Das Moor liegt bei 195.5 m ü. M. und also nach dem Relationsdiagramm auch unterhalb noch älterer Yoldiastadien, die hier eine Höhe von etwas mehr als 200 m ü. M. hätten. Am Grunde des Moores liegt auch ein 2 m mächtiges Wassersediment, das nach oben hin zu einem Sediment immer seichteren Wassers wird.

Nach dem Relationsdiagramm ist in Salmivaara schon ein Sediment des Baltischen Eissees zu erwarten. Betrachten wir das zu dem Moor aufgestellte Pollendiagramm, so erkennen wir an ihm wirklich vertraute Züge: der untere Teil der Sedimentenfolge enthält Fichte und Kiefer sowie spärlich Erle, wonach das jüngere Birkenmaximum eintritt, während Fichte und Erle verschwinden. Das ältere Birkenmaximum ist in diesem Diagramm nicht vertreten, wie es im Moor von Vuorijärvi der Fall ist. Als Ganzheit genommen ist der untere Teil des Moores allerdings ein grosses kollektives Birkenmaximum, innerhalb dessen jedoch recht deutlich ein fichten- und gleichzeitig kiefernreicherer Teil sowie unmittelbar darüber eine fichtenlose und sehr kiefernarme jüngere Birkenzeit unterschieden werden kann. Diese Zweiteilung erklären ferner D II und D III, die zeigen, wie die Nichtbaumarten in der Zeit der vorherrschenden Birke im Verhältnis zunehmen, während die Pollenmenge der Holzarten im Vergleich zum unteren Teil des Profils um etwa die Hälfte abnimmt.

Konnectieren wir das Diagramm von Salmivaara mit dem See Vuorijärvi und Kämärä, so entspricht sein unterer Teil, 4.6—5.3 m, der Zeit des Baltischen Eissees und der durch Birkendominanz ge-

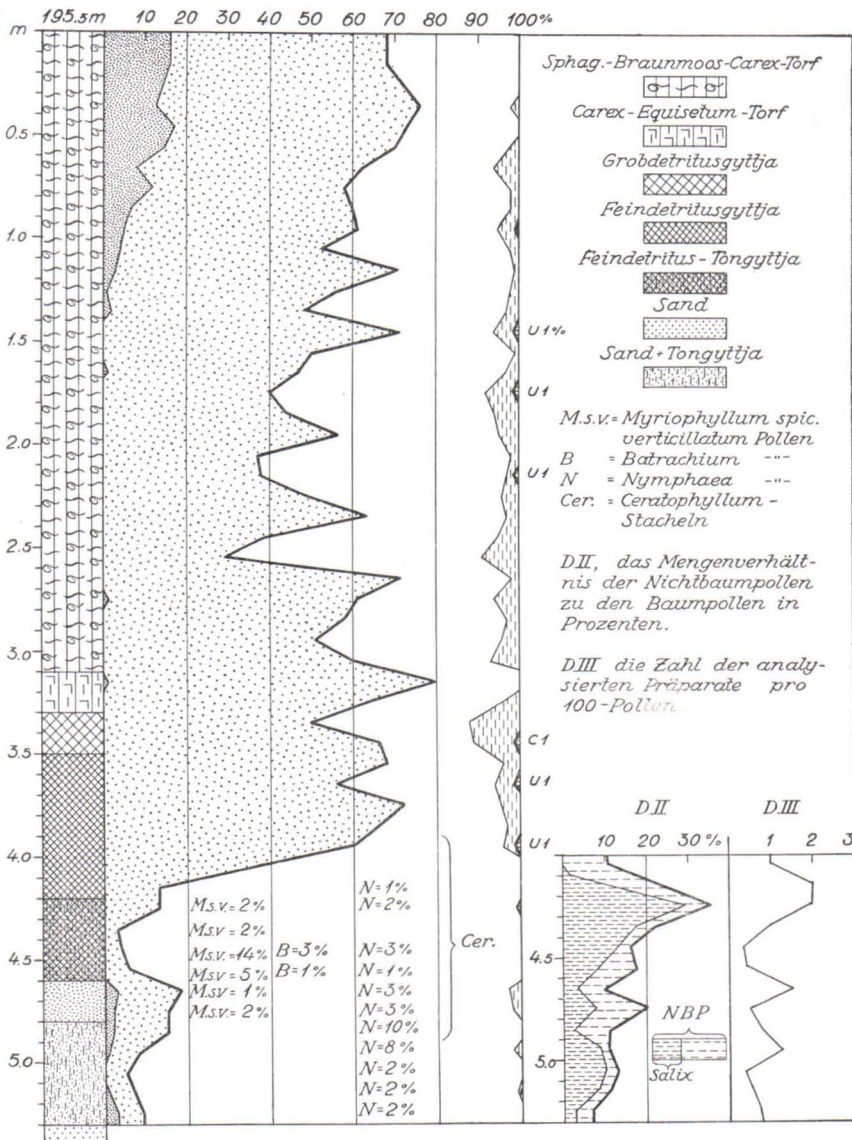


Abb. 4. Moorprofil und Pollendiagramm von Salmivaara.

kennzeichnete fichtenlose Teil, 4.0—4.6 m, der Yoldiazeit. Danach tritt das Kiefernmaximum der Ancyluszeit ein, das sich ohne scharfe Grenze an die laubholzreichere Litorinazeit anschließt. Das endgültige Häufigwerden der Fichte tritt am Schluss der Litorinazeit ein.

Diese Konnektion können wir mit Hilfe des Diatomeengehaltes der Sedimentenfolge kontrollieren. Das am Moorgrunde auftretende Sediment ist anfangs diatomeenarm und enthält *Campylodiscus noricus* var. *hibernica* und spärlich *Gyrosigma attenuatum* sowie einige andere Süßwasserformen. Allmählich wird der Diatomeenbestand reicher, und besonders der obere Teil der feinsandhaltigen Tongyttja sowie die sie überlagernde Sandschicht sind diatomeenreich, indem sie eine typische *Gyrosigma attenuatum*-Flora vertreten, von deren wichtigsten Arten folgende erwähnt seien: *Campylodiscus noricus* var. *hibernica* 4, *Cymatopleura elliptica* 3, *C. elliptica* var. *hibernica* 4, mehrere Arten *Cymbella* 3, *Cyrosigma attenuatum* 5, *Melosira islandica* subspec. *helvetica* 4. Die Zusammensetzung der Flora erinnert stark an die in Südostfinnland zur Zeit des Baltischen Eissees vertretene Pflanzenwelt, wie ich sie in Kämärä und in Uusimaa in vielen Sedimenten aus der Zeit des Baltischen Eissees festgestellt habe. Irgendein kleiner örtlicher Eisseesee kann auf Grund dieser Diatomeenflora in Salmivaara nicht in Betracht kommen.

Im oberen Teil (4.6 m) der Sandschicht geht das Sediment recht unvermittelt in Feindetritusgyttja über, wodurch eine erhebliche Senkung des Wasserspiegels bezeugt ist, um so mehr, als der Diatomeenbestand um dieselbe Zeit eine Seichtwasserflora zu repräsentieren beginnt. Diese Flora ist durch folgende Arten charakterisiert: *Amphora ovalis* 2, *Anemoeoneis sphaerophora* 2, *Cocconeis placentula* var. *lineata* 4, mehrere Arten *Cymbella* 5, *Epithemia sorex* 2, *E. turgida* 5, *E. turgida* var. *granulata* 3, *E. zebra* var. *porcellus* 2, *Cyrosigma attenuatum* 2, *Melosira distans* 5, *Navicula cuspidata* 1, *N. pusilla* 1, *N. radiosa* 5, *Rhopalodia gibba* 5, *R. gibba* var. *ventricosa* 2, mehrere Arten *Synedra* 4. Besonders kennzeichnend für diese Flora ist die sehr reichliche *Epithemia*-Assoziation, in der vornehmlich *Epithemia turgida* und zum Teil auch *E. turgida* var. *granulata* überwiegend vertreten sind und etwa auf eine leichte salzige Stimulierung hinweisen mögen. Am Ende der durch überwiegende Birke gekennzeichneten Zeit wird auch die Diatomeenflora eine andere. Das Becken von Salmivaara schnürt sich bei 4 m ab, womit das örtliche Seestadium seinen Anfang genommen hat.

Das Moor von Salmivaara spricht durchaus überzeugend dafür, dass die Gegend schon zur Zeit der Baltischen Eisseestadien eisfrei gewesen ist, und die Zusammensetzung der Diatomeenflora stützt die Auffassung, dass die spätglazialen Ostseephasen sich bis in die Yoldiazeit hierhin erstreckt haben.

APUKKA.

Danach begeben wir uns weiter nach Westen, nach Apukka (Untersuchungsgebiet 14), ca. zwei Meilen von Rovaniemi nach Norden gelegen. Dort habe ich 101 m ü. M. unmittelbar am Ufer des Sees Olkkajärvi ein Moor angebohrt. Abb. 5, S. 434, stellt das Pollendiagramm des Moores dar. Uns interessieren wiederum die Basalschichten des Moores, die durchweg sehr homogener Ton sind. Dieser Ton erscheint auch in seinem unteren Teil etwas jünger als das zur Zeit des Baltischen Eissees in Salmivaara angesetzte Sediment, das jenes typische mit dem Vorkommen der Kiefer verbundene Auftreten der Fichte einschloss. Am Moor von Apukka lässt sich dieser Zug nicht erkennen denn der Unterteil des Tons beginnt mit einer Birkenzeit, die der yoldiazeitlichen Maximumperiode der Birke in Salmijärvi oder also der jüngeren spätglazialen Birkenzeit entspricht. Dieses wird auch zum Teil durch das einheitliche Auftreten von *Alnus* zu derselben Zeit und durch die relative Reichlichkeit der Pollen bezeugt. Der älteren Birkenzeit am Vuorijärvi fehlt z. B. die Erle ganz, und der Nichtbaumpollen macht im Basalsediment von Vuorikylä ein Mehrfaches von dem in Apukka zur Birkenzeit aus, wo er nur 5 % beträgt. Wenngleich die Pollenfrequenz der Nichtbaumarten im Vergleich zu den Holzarten gar nicht ohne weiteres immer eine Kontrolle für das Auftreten der letzteren bedeutet, weist immerhin in diesem Fall das Verhältnis auf das jüngere Alter der Birkenzeit in Apukka hin.

Doch erhalten wir für diese Altersfrage eine stärkere Stütze durch die Diatomeen. Der im Profil vorhandene Ton, 1.7—3.6 m, hat sich nämlich in einem ausgedehnten und tiefen Wasser abgesetzt, in dem ein deutlicher Salzgehalt spürbar gewesen ist, wenn auch offenbar schwach wie im allgemeinen in allen nach der Ostsee zu gelegenen Yoldiagewässern. Die hier vorliegende Tonschicht enthält durchweg eine verhältnismässig reichliche Grosssüßwasserflora, in der während der ganzen Zeit spärlich Salz- und Brackwasserformen auftreten. Von den wichtigsten Arten seien folgende erwähnt: *Achnanthes Clevei* 1, *Amphora ovalis* 2, *Coscinodiscus nitidus* 2, *C.* sp. (zwei Arten) 2, *Cyclotella bodanica* 2, *C. comta* 2, *C. Kützingiana* 3, mehrere Arten *Cymbella* 3, *Diploneis domblittensis* 1, *D. elliptica* 1, *D. ovalis* 1, *Epithemia turgida* var. *Westermanni* 3, *E. zebra* var. *porcellus* 4, *Grammatophora oceanica* 2, *Gyrosigma attenuatum* 3, *Hyalodiscus scoticus* 1, *Melosira arenaria* 1, *M. distans* 1, *M. islandica* subspec. *helvetica* 5, *M. italica* 2, *Navicula digitoradiata* 1, mehrere Arten *Navicula*, 3 *Stephanodiscus astrea* 2, *Synedra crystallina* 1.

Diese Flora ist natürlich in der angegebenen Zusammensetzung nicht von unten bis oben vorhanden. Weiter unten ist sie im allgemeinen reicher und vielleicht salziger als oben. Es sei erwähnt, dass im oberen Teil des Tons, bei 1.80 m, oder beim Kiefernmaximum auch spärlich *Eunotia Clevei* auftritt, was auf die Ancyluszeit hinwiese, zu

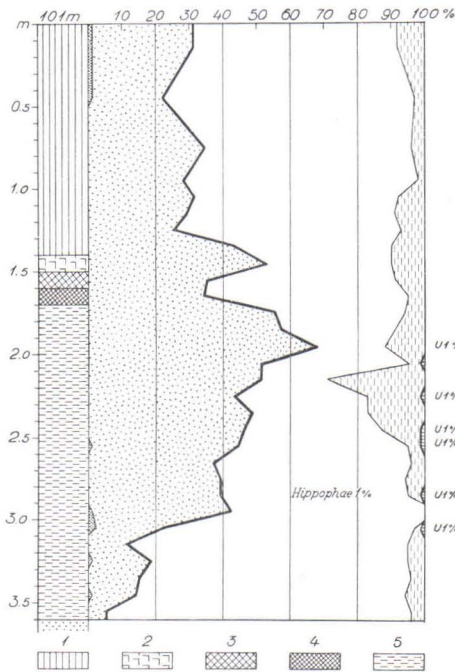


Abb. 5. Moorprofil und Pollendiagramm von Apukka. 1 = Carex-Torf, 2 = Equisetum-Torf, 3 = Grobdetritusgyttja, 4 = Feindetritusgyttja, 5 = Ton.

der auch das gleichzeitige Kiefernmaximum im Pollendiagramm gut passen würde. Diese Schicht enthält jedoch Salzwasserdiatomeen wie *Coscinodiscus* sp., *Grammatophora oceanica* und *Hyalodiscus scoticus*. In der untersten der Grundproben habe ich dagegen bisher noch keine einzige Salzwasserdiatomee gefunden.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch davon absehen, eine Analyse der verschiedenen Diatomeenhorizonte in der Schichtenfolge zu unternehmen. Unter dem Gesichtspunkt der vorliegenden Frage genügt durchaus die wichtige Feststellung, dass der Ton, den wir auf Grund der Pollenkonnektion als yoldiazeitlich ermittelten, wirklich unstrittige Salzwasserdiatomeen, ja sogar solche enthält, die nur in einem grossen Salzwasser gedeihen. Das Ergebnis

ist in diesem Fall um so sicherer, als keine Unsauberkeiten von oben her in Frage kommen können; denn das Litorina hat sich nicht bis auf dieses Niveau erstreckt, geschweige denn dass sich hier Litorinatiefen Wassers fände. Das Ergebnis wird ferner dadurch bestätigt, dass ich in einem anderen, aber schon 113 m ü. M. gelegenen Moor in Apukka eine ganz gleichartige, marine Formen einschliessende Diatomeenflora gefunden habe.

Zur regionalen Bestätigung des Ergebnisses stelle ich noch ein drittes für marine Verhältnisse sprechendes Profil (Abb. 6, S. 435) dar, das bei 145 m ü. M. im Tal des Simojoki am See Portimojärvi (Untersuchungsgebiet 17) erbohrt worden ist. Die am Grunde des

Profils vorhandene Tongyttja ist nach dem Pollendiagramm ebenso alt wie der Ton in Apukka oder also yoldiazeitlich. Dasselbe bezeugt auch meine über die Tongyttja ausgeführte Diatomeenanalyse, bei welcher sich neben einer reichlichen Flora vom Ancylostypus fast alle die salzigen Arten wie im Ton von Apukka und ausser diesen auch eine weitere Art, nämlich *Rhabdonema arcuatum*, wiederholen. Es ist klar, dass die in Apukka und am Portimojärvi ange- troffenen Sedimente eines tiefen Meeres, Absätze des Yoldia- meeres sind, das sich bis zum nördlichen Nordfinnland er- streckt und dort einen noch leicht spürbaren Salzgehalt mitgeführt hat.

Schwerer lässt sich fest- stellen, ob die salzhaltigen Sedimente in Apukka und am Portimojärvi vom unmittel- baren Beginn oder von einem etwas späteren Stadium der Yoldiazeit herrühren. Das Pol- lendiagramm weist in die un- mittelbare Nähe des Beginns der Yoldiazeit, und damit steht auch die verhältnismä- sig grosse Mächtigkeit der Sedimentenfolge in Einklang.

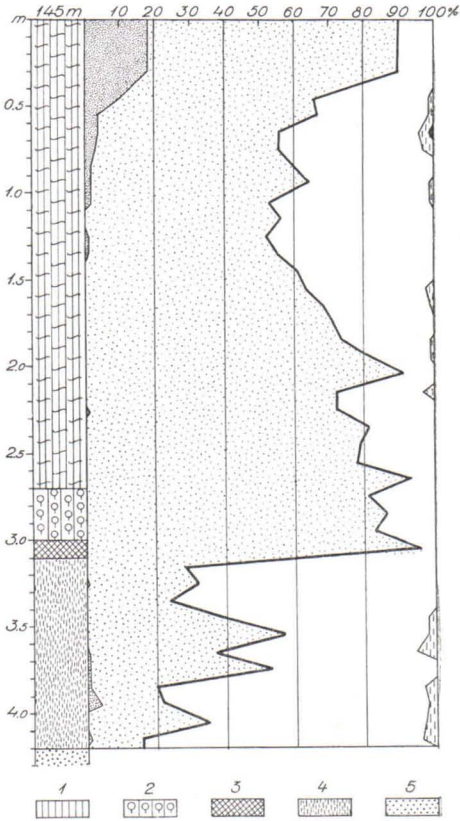


Abb. 6. Moorprofil und Pollendiagramm von Portimojärvi. 1 = Carex-Torf, 2 = Phragmites-Carex-Torf, 3 = Feindetritusgyttja, 4 = Tongyttja, 5 = Sand.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHIE DER MOORE.

Die Stratigraphie der Moore bezeugt also, dass Nordfinnland zum grossen Teil schon in spätglazialer Zeit unter der Eisdecke hervorgetreten ist. Beim Vergleich mit der Pollenflora Südostfinnlands führen die Pollendiagramme Nordfinnlands zu der Auf- fassung, dass das Land schon während der letzten Phasen des Baltischen Eissees bis in die Gegend des Sees Kemijärvi eisfrei ge-

wesen ist. Durch die Diatomeenflora der Basalsedimente in den untersuchten Mooren wird diese Auffassung überzeugend gestützt. Durch den nördlich Rovaniemi in Apukka und im Simojoki-Tal am Portimojärvi angetroffenen Diatomeengehalt mit sicheren marinen Arten wird m. E. durchaus bindend erwiesen, dass sich das Inlandeis schon in ziemlich früher Yoldiazeit bis in die Gegend von Rovaniemi zurückgezogen hatte.

Soweit von dem für das nördliche Nordfinnland nachgewiesenen Diatomeengehalt die Rede ist, richtet sich die Aufmerksamkeit darauf, dass der Salzgehalt dort bestenfalls in geringem Masse und in den östlichen Teilen des Gebietes geradezu überhaupt nicht zu spüren ist. Dieses ist jedoch leicht zu verstehen. Zunächst ist der Gletscherrand während der ganzen Zeit nahe gewesen, so dass dem spätglazialen Wassergebiet Nordfinnlands in reichlichen Mengen Süßwasser zugeführt worden ist, und da die Verbindung östlich am Gletscherrand vorbei in das Ostseebecken auch in der Yoldiazeit noch eng gewesen sein muss (s. Karte, Abb. 8, S. 440), ist es eher zu verwundern, dass der Salzgehalt im nördlichen Nordfinnland überhaupt Anzeichen hinterlassen hat.

Dieser Salzgehalt war auch nur in den Teilen des Gebietes spürbar in denen die Wasserdecke am allermächtigsten gewesen ist, wobei die tiefsten und salzhaltigsten Grundströmungen zur Wirkung gelangt sind. So hat z. B. in Apukka die Tiefe des Yoldia-meeres über 100 m betragen, und am See Portimojärvi hat sie fast ebensoviel ausgemacht. Bezeichnend für diesen Einfluss des Tiefenverhältnisses ist meines Erachtens z. B. der Sachverhalt, dass am See Simojärvi, der auf einer etwas tieferen Isobase als der Portimojärvi und gleichzeitig auf einem um 34 m höheren Niveau gelegen ist, in den yoldiazeitlichen Sedimenten keine Salz- oder Brackwasserarten anzutreffen waren, trotzdem diese Orte nur 3 Meilen voneinander entfernt sind. Nach Osten zu fällt das Yoldiaufer rasch ab, indes das Gelände flach ansteigt, so dass es verständlich ist, dass das Salzwasser dort nicht deutlich spürbar gewesen ist.

A. Cleve-Euler (1934) kommt in ihrer Untersuchung über die Diatomeenflora Lapplands zu dem Ergebnis, dass durch den See Aapajärvi eine Sundverbindung nach dem Weissen Meere bestanden habe und beweist diese Auffassung vor allem mit Hilfe der Diatomeen, die sie u. a. aus den Grundgyttjen der Seen Kemijärvi und Aapajärvi entnommen hat. Mein Material umfasst mehrere Zehner von Moorprofilen aus dem Gebiet zwischen den Seen Kemijärvi und Vuorijärvi, so dass sein Vergleich mit dem Material Cleve-Eulers m. E. neue Gesichtspunkte zu der Entwicklung der spätglazialen

Diatomeenflora Nordfinnlands bringt. Sie in diesem Zusammenhang zu entwickeln, wäre jedoch verfrüht, da meine Diatomeenbestimmungen erst vorbereitend ausgeführt worden sind. Soviel erscheint allerdings schon sicher, dass die von mir gefundene salzige Yoldiaflora keinesfalls vom Weissen Meer herübergekommen sein kann, wie es nach Cleve-Euler hätte eintreten müssen.

Wie wäre z. B. zu verstehen, dass in den vielen Probenserien, die ich aus in Vuorijärvi vorkommenden Sedimenten jeglichen Alters untersucht habe, auch keine Spur der marinen Arten anzutreffen gewesen ist, die ich in der Gegend von Rovaniemi gefunden habe, wenn sie doch dorthin aus dem Weissen Meer durch den See Aapajärvi gekommen wären. Dagegen liesse sich gewiss einwenden, dass mein Yoldia jünger als Cleve-Eulers »gotiglaziale Transgression« sei, deren Diatomeenflora hier ausserdem die für ein Grosssüsswasser typische Zusammensetzung aufgewiesen habe. Die Rinne des Aapajärvi mit ihren Stromterrassen wiederum beweist jedoch, dass kein »gotiglaziales Meer« auf diesem Wege und also auch die Diatomeenflora des Weissen Meeres zum mindesten nicht durch einen Sund nach dem nördlichen Nordfinnland vorgedrungen sein kann. Bei dem gegenwärtigen Stand der Untersuchung wird als am besten begründet die Auffassung gelten, dass die spätglaziale Diatomeenflora Nordfinnlands längs von der Ostsee durch Ostfinnland verlaufender Sunde dorthin gekommen ist.

Mit den hier dargestellten stratigraphischen Angaben in Einklang stehen auch alle anderen von mir für das Gebiet ausgeführten Pollen- und Diatomeenbestimmungen, die sich in einem einheitlichen verhältnismässig dichten Netz vom Vuorijärvi in das Tal des Flusses Tornionjoki erstrecken, deren Wiedergabe aber über den Rahmen dieser vorläufigen Mitteilung hinausgreifen würde.

DIE SYNCHRONEN NIVEAUS.

Nachdem wir jetzt durch die Stratigraphie der Sedimente eine feste Stütze für die Auffassung gewonnen haben, zu der die Uferbeobachtungen und ihre Unterbringung in Sauramos Relationsdiagramm führen, ist es an der Zeit, für den Verlauf der Ereignisse ein eingehenderes Gesamtbild zu entwerfen. Es erhebt sich die Frage, welche synchronen Niveaus in Nordfinnland hervorgetreten sind und welche Lage zu ihrer Zeit der Gletscherrand wahrscheinlich eingenommen hat.

Wie schon oben erwähnt, haben die frühen Eisseestadien zu den ersten Wassersystemen des Gebietes von Salla gehört. Unter

diesen hat die höchste Grenze im Gebiet von Salla eine Lage von über 300 m ü. M., und vielleicht sind noch höhere Eisseestrandflächen vorhanden. Diese Eisseen sind nach dem Weissen Meer zu abgeflossen, und zwar durch die Rinne von Tenniö und die des Aapajärvi, die sich also schon damals zu gestalten begannen. Das erste dem Baltischen Eisse zugehörige Stadium, das in Nordfinnland hervortrat, wäre nach dem Relationsdiagramm B II. Die auf diese Phase hin deutenden Ufer sind jedoch nicht ganz sicher, so dass die Erstreckung von B II über Nordfinnland fraglich erscheint. Dasselbe gilt für Sauramos Zirphaea, obgleich auf das dieser Zeit entsprechende Niveau viele Uferbeobachtungen entfallen. Die Frage wird vor allem dadurch ungewiss, dass das Niveau B IV beinahe ebenso hoch ist. Nach den bisherigen Beobachtungen scheint B III das erste in Nordfinnland am sichersten bestimmbare baltische Stadium zu sein. Dieses floss durch die Rinne des Aapajärvi in das Weisse Meer, vielleicht in seiner Anfangsphase auch durch die Rinne der Kitkajärvi-Seen in den heutigen Paanajärvi-See ab. Bis an den See Tenniöjärvi hat sich diese Wasserdecke jedoch nicht erstreckt. Abb. 7, S. 439, stellt die damalige paläogeographische Karte dar, deren aussernordfinnische Teile M. Sauramo entworfen hat. Auf der Karte sehen wir B III und die Isobasen der entsprechenden ozeanischen Phase sowie die Eisrandlage. Die Rinne des Aapajärvi ist mit dem Buchstaben A und die des Kitkajärvi mit B bezeichnet. C = B I-zeitliche Rinne bei der Station Dala. D = Billinger Pforte, (das unter dem Yoldianiveau liegende flache Land nördlich vom Billing).

Denken wir uns zunächst den Lauf der Entwicklung unter Ausschaltung der in Nordfinnland vorläufig unzuverlässigeren Stadien B II und Z. Während B III war das Wasser infolge des Schliessens der »Billinger Pforte« im Ostseebecken verriegelt. In dessen Bereich lag die niedrigste Schwelle in Nordfinnland, am Südostende des Sees Aapajärvi, und von dort floss das Wasser in einem gewaltigen Strom dem Weissen Meere zu.

Mit dem Aufhören von B III tritt über das Nordende des Billing ein Abfall in das Niveau des Ozeans (Y I a) ein, während sich das nordfinnische Becken vermutlich zu dem selbständigen Eisse von Salla abschnürt, über dessen Abflussverhältnisse sich vorläufig nichts Sicheres aussagen lässt. Indem das Nordende des Billing nochmals abgedämmt wird, beginnt der Wasserspiegel im Ostseebecken zu steigen, und so entsteht B IVa—B IVb (B IVb fehlt in Sauramos Diagramm), der nördlich am Billing vorbei in das Meer abgeflossen sein mag. Dieser Abfluss wird jedoch vor dem Gletscher gestaut, und der Wasserspiegel steigt in das Niveau B V, das ungefähr mit B III

zusammenfällt, meines Erachtens gerade darum, weil die Schwelle des Aapajärvi nach B III abtrocknete und der Wasserspiegel nunmehr, da das Nordende des Billing verschlossen war, abermals Gelegenheit hatte, bis zur Höhe der B III-zeitlichen Schwelle anzu-

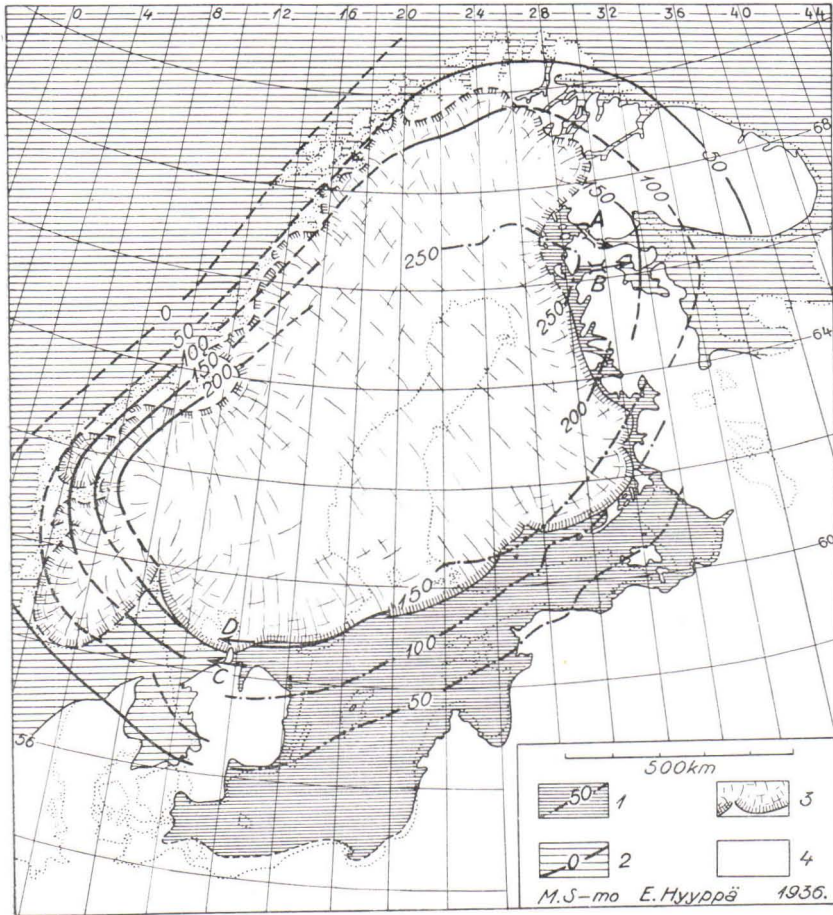


Abb. 7. Der Baltische Eissees III (BIII), 1 = Isobasen von B III, 2 = Isobasen des gleichzeitigen Ozeanstadiums, 3 = Randlage des Gletschers, 4 = Land.

steigen. Darauf folgt eine durch die Abtragung der Schwelle verursachte Wasserspiegelsenkung, die sich fast so lange fortsetzt, bis die endgültige Ozeanverbindung nördlich vom Billing zur Zeit von Y Ib beginnt. Die paläogeographischen Verhältnisse dieser Zeit zeigt Abb. 8, S. 440, deren aussernordfinnischen Teil M. Sauramo entworfen hat. Die yoldiazeitliche Entwicklung setzt sich dann als

träge Regression durch das Ancylus und Litorina bis in die Gegenwart fort.

Kehren wir nochmals zu den Stadien B II und Z zurück. Im Relationsdiagramm auffallend ist der Sachverhalt, dass die Strand-

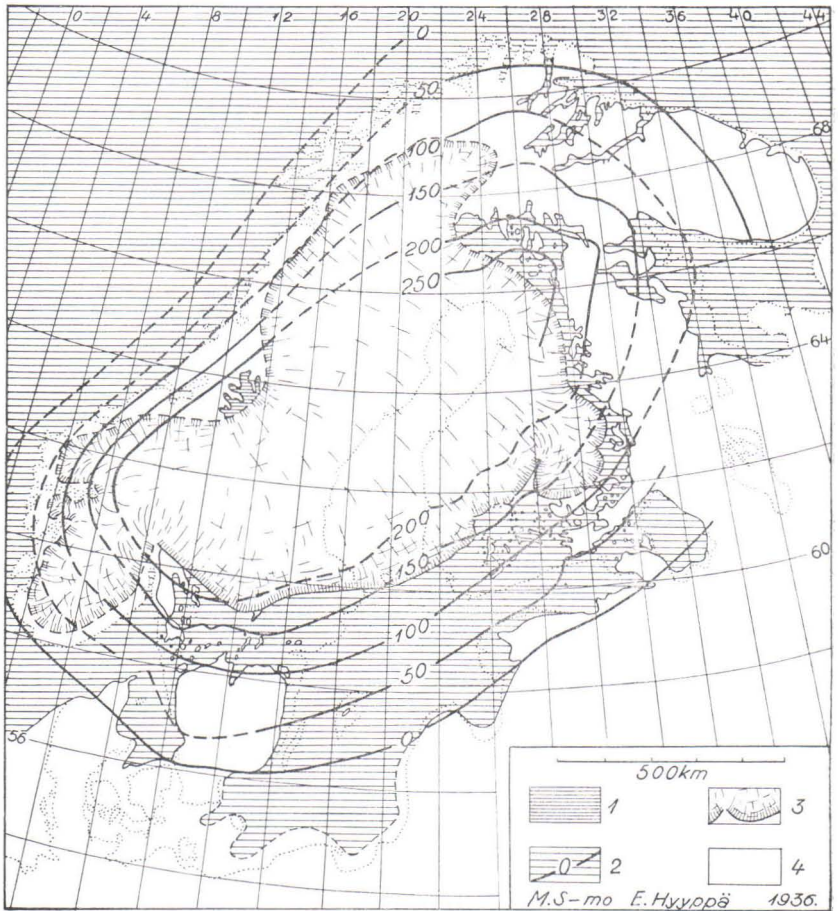


Abb. 8. Das Yoldiamer, 1 = Eissee, 2 = Yoldiamer mit seinen Isobasen, 3 = Lage des Eisrandes, 4 = Land.

flächen von B II an bis ins Ancylus fast parallel zueinander verlaufen. Dagegen nimmt B I eine fast steile Lage zu ihnen ein. Dieses Verhältnis lässt sich nur dadurch erklären, dass sich die Erdkruste nach B II bis Ancylus überhaupt nicht geneigt hat. Diese Auffassung wird durch die Tatsache gestützt, dass die Ufer in Nordfinnland auch an der Südwestseite der Abflussrinne besonders gut entwickelt sind,

was schwer zu verstehen wäre, wenn sich eine Schrägstellung der Erdkruste und somit eine Regression dort vollzogen hätte. Eine auf der Neigung des Seebeckens beruhende grössere Transgression ist nur zur Zeit von B II eingetreten. Diese Transgression haben ja die russischen Forscher in der Umgebung der tiefsten Einbuchtung des Finnischen Meerbusens stratigraphisch festgestellt (Markow, Potzky 1935). Da diese Transgression, nach ihren Anzeichen zu schliessen, ziemlich stark gewesen zu sein scheint, entfällt die Abflussrinne des zu ihrer Zeit bestehenden Baltischen Eissees (B II) eher auf hohe Isobasen, sodass der Abfluss von B II durch den Aapajärvi von diesem Standpunkt aus verständlicher wäre als seine Verlegung an den Billing, auf nur halb so hohe Isobasen.¹

Obgleich also die Verbindung von B II mit Nordfinnland dadurch immer wahrscheinlicher wird, ist kaum anzunehmen, dass das viel tiefere Z-Niveau noch dorthin vorgedrungen wäre. Die Verbindung hätte irgendwie über den Kitkajärvi zustande kommen müssen, wobei Z bereits unter der dort vorhanden gewesenen Schwelle geblieben sein mag. Das Gewässer Nordfinnlands hätte sich also in der Z-Zeit zu dem selbständigen Eissee von Salla abgeschnürt, der sowohl durch den Aapajärvi als auch den Kitkajärvi in das Meer abgeflossen ist. Während B III schwillt das Baltische Becken auf den Wasserstand dieses Eissees an, und die Rinne des Aapajärvi wird zur Abflussrinne des Baltischen Eissees. Danach hätte sich die Entwicklung in der oben beschriebenen Weise (S. 438) fortgesetzt.

Die Karte, Abb. 9, S. 442, stellt zonenweise die Gebiete dar, in denen ein bestimmtes Ostseestadium als höchste Grenze auftritt (den aussernordfinnischen Teil hat M. Sauramo entworfen). Mit Rücksicht auf Nordfinnland ist diese Zoneneinteilung nach der höchsten Grenze natürlich noch provisorisch. Aus den Zeichen der Karte ist zu ersehen, dass B II—B III in Nordfinnland die älteste baltische höchste Grenze vertritt, die sich nach Westen zum mindesten bis nach Kursu erstreckt (Untersuchungsgebiet 3). Etwaiges B II würde in den östlichsten Teil dieses Gebietes eindringen. Westlich von Kursu verläuft die Grenze ungefähr südwestlich vom Vuojärvi weiter nach Nordwesten, wo sie bis auf weiteres hypothetisch ist. B IV tritt nicht als höchstes Ufer auf, da das jüngere B V in das höhere Niveau gestiegen ist.

¹ Nach meinen neuesten Beobachtungen im Sommer 1936 wäre B II wenigstens bis Kuusamo (100 km südlich von Salla) gedrungen, wo es zwei Abflussrinnen gehabt hat, die eine durch das Tal Kitkajoki-Flusses und die andere durch das Tal des Pistojoki-Flusses (s. S. 445).

Am Kemijärvi scheint B V das höchste baltische Ufer zu sein da B IV entsprechende Uferbildungen dort nicht angetroffen worden sind. Dagegen ist allerdings Y I vorhanden, auf welches das Ufer von B V abgefallen ist. Im Gebiet des Berges Käyrästunturi (Unter-

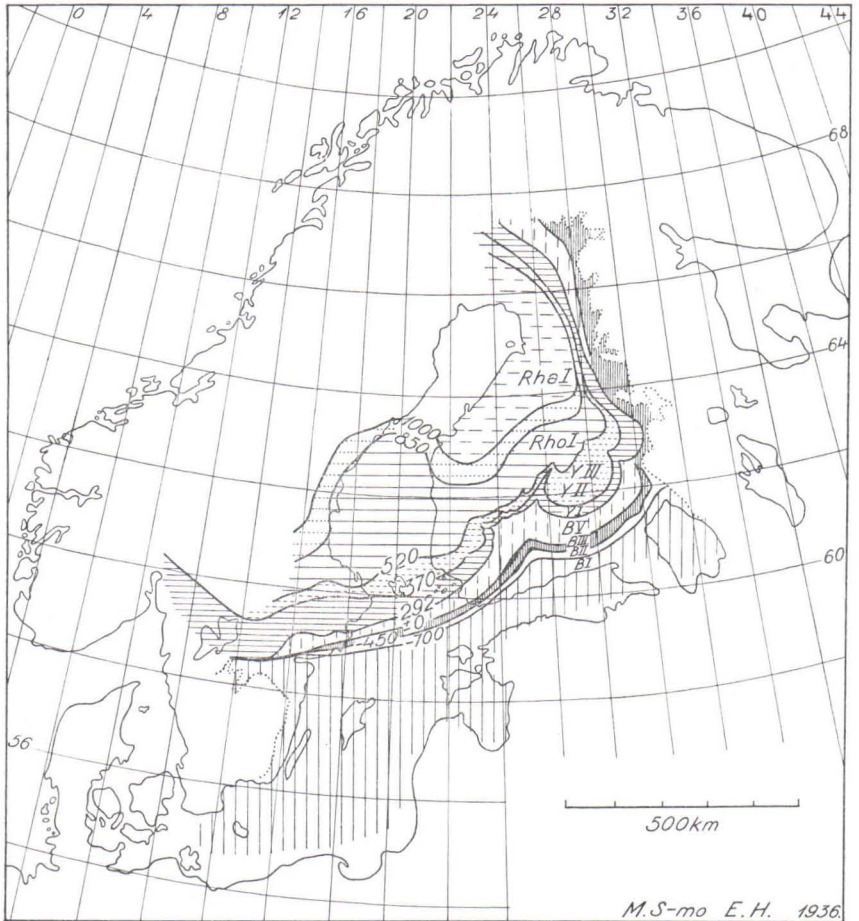


Abb. 9. Die Zonen der höchsten Ufer.

suchungsgebiet 11) kommen wir wieder in eine Zone, in der Y I das höchste baltische Ufer ist, und endlich in der Gegend von Rovaniemi in die Zone Rho I und Rha I.

In diesem Zusammenhang ist auch an Rückzugsrichtungen des Gletschers auf der Grundlage von V. Tanners (1915, S. 654) Konstruktion und meinen Uferbeobachtungen zu denken. Die Bestimmung der

Eisrandlage in Nordfinnland bei den verschiedenen Rückzugsstadien lässt sich vorläufig nur ungefähr ausführen. Tanners (1915 S. 656) Konstruktion ist in ihrem nordfinnischen Teil ebenfalls unvollständig, da sie sich eben in bezug auf dieses Gebiet auf ein sehr spärliches und nur oberflächlich untersuchtes Material gründet. Aus Nordfinnland sind nämlich nur wenig Randbildungen bekannt, und auch diese sind unbestimmten Charakters. Die Oser des Gebietes sind in vielen Fällen sowohl hinsichtlich ihrer Richtung, Form als auch ihres Materials so wenig bekannt, dass sie für eine zuverlässigere Konstruktion der Rückzugsrichtungen des Gletschers nicht als Grundlage dienen können. Die in die jetzigen Karten als Oser eingetragenen Züge und kürzeren Rücken sind wenigstens im Gebiet von Salla und Kemijärvi zum Teil Moränen oder Mischformen von Moränen- und Osmaterial.

Soweit ich solche Bildungen bisher untersucht habe, scheint sich der Gletscher in Nordfinnland in drei Hauptrichtungen zurückgezogen zu haben: in den Nordteilen des Gebietes in nordwestlicher Richtung, wie schon Tanner festgestellt hat, in den mittleren Teilen des Gebietes in NWW- und W-gerichteter Bewegung sowie im Süden und Südwesten des Gebietes nach SW und SWW zu. In die Karten, S. 439 und 440, ist die Eisrandlage gemäss dieser Auffassung eingetragen, doch ist diese Lage natürlich vorläufig nur als eine provisorische grobe Konstruktion zu betrachten, an der sogar grosse Veränderungen unternommen werden könnten.

Jedenfalls erscheint es sicher, dass in Nordfinnland beim Abschmelzen des Gletschers sich eine nach Westen vordringende Bucht gebildet hat. Es ist anzunehmen, dass die in Salla schon sehr früh entstandenen Eisseen dort das Abschmelzen des Gletschers begünstigt haben (Kalben in tiefem Wasser), ebenso wie dann die spätere, viel weiter ausgedehnte einheitliche Wasserbedeckung, die sich schon in der Yoldiazeit bis in die Gegend von Rovaniemi erstreckt hat. Eine eingehendere Untersuchung über den Rückzug des Gletscherandes in Nordfinnland erfordert in erster Linie eine hinreichend genaue Kenntnis der glazigenen Bildungen und der Zonen synchroner Ufer des Gebietes. Die Bestimmung der Eisrandlage bei den verschiedenen Rückzugsphasen in Nordfinnland wird jedoch eine ziemlich schwierige Aufgabe sein, da es dort nur sehr spärlich deutliche Randbildungen und Bändertone zu geben scheint (was an sich auf ein gleichmässiges und rasches Abschmelzen hindeutet).

Schon bei diesem Stand der Forschung erhebt sich die Frage, wie der oben geschilderte Entwicklungsverlauf auf das von der spät-

glazialen Uferverschiebung der Ostsee gebotene Gesamtbild und dessen Verständnis wirkt.

Das Nordende des Billing als Abflussstelle hat nunmehr an Bedeutung verloren, was sehr willkommen ist, da dort auch morphologisch keine Rinne hat festgestellt werden können. Die Verlegung des Abflusses vom Billing auf eine doppelt so hohe Isobase am Aapajärvi¹ macht die auf der Neigung des B II-zeitlichen Seebeckens beruhende grosse Transgression im Bereich von Leningrad besser verständlich. Das Aufsteigen von B V auf die Schwellenhöhe des früheren B III lässt sich viel leichter als durch die im Niveau B III verbliebene Schwelle des Aapajärvi geregelt (s. S. 439) denn als sonderbare Laune der eisverriegelten Billinger Pforte erklären.

Die oben wiedergegebene Geschichte der Uferverschiebung in Nordfinnland gründet sich nicht nur auf das schon bei diesem Stande ernstlich zu berücksichtigende Beobachtungsmaterial, sondern erhält auch eine Stütze durch die Konstruktion des ganzen Entwicklungssystems der Ostsee, indem sie durch diese an bestimmten Punkten leichter verständlich wird. Ungeachtet der allseitigen Übereinstimmung und der relativen Reichhaltigkeit meines Beobachtungsmaterials ist immerhin mein Ergebnis noch als ein vorläufiges zu betrachten, das eher als Arbeitshypothese der sich fortsetzenden Forschungen denn als durch hinreichende Beobachtungen begründete tiefer eingedrungene Auffassung von dem Verlauf der Entwicklung zu dienen sucht. Als eine entscheidend wichtige Aufgabe fortgesetzter Untersuchungen ist die Zwischenzone zu durchforschen, längs welcher die Ostsee in spätglazialer Zeit östlich vom Gletscherrand nach Nordfinnland vorgedrungen wäre.

NACHTRAG.

Noch vor der Drucklegung hatte ich Gelegenheit, einige Mitteilungen über die von mir im Sommer 1936 gemachten Beobachtungen hinzuzufügen, die aus den Gegenden von Kuusamo, Kitkajärvi und Taivalkoski stammen oder also aus jener wichtigen Zone, über die hin die Ostsee mit dem Gebiet von Salla und Kemijärvi in Verbindung gestanden hätte, zum Teil schon zur Zeit des Baltischen Eissees.

Diese meine neuesten Beobachtungen stützen noch die oben dargelegte Auffassung. In den erwähnten Gebieten finden sich nämlich reichlich Vorzeitufer, die sich schon auf Grund einer vorläufigen Betrachtung denjenigen Uferflächen anzugliedern scheinen, die ich hin-

¹ Dasselbe gilt auch wenn B II nur bis Kuusamo vorgedrungen ist.

sichtlich der Untersuchungen früherer Sommer in Nordfinnland bestätigt und die ich in das die Entwicklung der Ostsee darstellende System von Sauramo eingetragen habe.

Im folgenden will ich aus diesem Gebiet einige wichtigere absolute Höhenzahlen von Vorzeitufern angeben, bei deren Nivellierung ich, abgesehen von einer einzigen Ausnahme, von Fixpunkten der Flussnivellierungen des Hydrografischen Büros ausgegangen bin. 1. Die Gegend von Kuusamojärvi: Höchstes Ufer 271—272 m ü. M. 2. Der Os von Singerjärvi, etwa 20 km von dem Kirchdorf Kuusamo nach Westen: Höchstes Ufer 278 m ü. M. 3. Der westliche Teil von Yli-Kitka: Höchstes Ufer 256 m ü. M. 4. Sirniö, etwa 30 km von Yli-Kitka nach Süden: Höchstes Ufer 283 m ü. M.; andere deutliche Ufer in dem gleichen Gebiet: 280 m, 274 m, 268 m, 262 m, 258.5 m und 253.5 m ü. M. 5. Taivalkoski Inkee, etwa 50 km von Kuusamo nach Südwesten: Höchstes Ufer 282 m ü. M.; andere deutlichere Vorzeitufer in dem gleichen Gebiet: 272.5 m, 265 m, 259 m, 253 m, 246 m und 242 m ü. M. 6. Taivalkoski, das Gebiet des Kirchdorfs, Vorzeitufer: 276—277 m ü. M. (die untersuchten Beobachtungsstellen erstrecken sich nicht auf ein höheres Niveau, weshalb das höchste Ufer in der Gegend wahrscheinlich noch höher liegt), ferner 270 m, 267 m, 251 m, 243 m, 240 m, 231 m und 225 m ü. M. 7. Horsma, etwa 40 km von Taivalkoski nach Süden: Höchstes Ufer 283 m ü. M.; andere deutlichere Vorzeitufer in dem Gebiet: 274.5 m, 269 m und 263 m ü. M. (diese Ufer sind nach dem auf Horsma-Berg befindlichen Triangulationspunkt, 291.6 m ü. M., gemessen). 8. Das Gebiet von Irnijärvi und Kerojärvi-see, etwa 40 km von Kuusamo nach Süden: Höchstes Ufer nach einer Barometerbestimmung ca. 270 m ü. M. Die die erwähnten Niveaus vertretenden Uferformationen stellen sich überhaupt als gut entwickelte Geröllhänge, Terrassen und Plateaus dar.

Auf Grund der für die Vorzeitufer angegebenen absoluten Höhenzahlen und der allgemeinen Richtung der Isobasen scheint es, dass das höchste Ufer des Gebietes (270—282 m ü. M.) B II ist, der also bis Kuusamo und bis zum südlichen Teil von Kitkajärvi vorgedrungen wäre. Er ist sowohl über dem Ostende von Kitkajärvi als über Kuusamo bis zu dem heutigen Paanajärvi abgeflossen, teils wieder durch das Tal des heutigen Pisto-Flusses von Kuusamo nach Osten. In diesen Gebieten sind auch deutliche Merkmale von Abflussrinnen und Schwellenlagen anzutreffen, obwohl ich mich mit der Frage in diesem Zusammenhange nicht eingehender befassen kann. Nach B II scheint das Kuusamo-Wassersystem abgeschnürt gewesen zu sein während die jüngeren Phasen der Ostsee sich nach Taivalkoski und teils nach Kitkajärvi als auch ferner nach Salla und Kemijärvi erstreckt haben, wie in dieser Schrift schon dargelegt worden ist.

Es ist zu erwähnen, dass in dem betreffenden Gebiet die Oser unterhalb der höchsten Ufer bleiben oder gerade bis an ihr Niveau reichen. Die von mir in Kuusamo und Taivalkoski gefundenen Tonsedimente erstrecken sich an einigen Stellen bis 250 m ü. M., eine Beobachtung, die schon als solche, obgleich dieser Ton noch nicht analysiert worden ist, mit der Auffassung übereinstimmt, dass der Wasserspiegel seinerzeit in diesen Gegenden so hoch lag wie es die von mir bestimmten höchsten Ufer voraussetzen.

Während B II verlief der Gletscherrand ein Stück westwärts von Taivalkoski und Sirniö zur Mitte des Höhenrückens von Livojärvi, von dort nach Nordosten, ferner östlich von den Kitka-Seen nordwärts nach Salla. Das höchste Ufer verrät in dem fraglichen Gebiet am besten die Lage dieses Gletscherrandes. B II geht nämlich zum Livojärvi, dann zum Ostrand der Kitka-Seen und nach Kuusamo, aber nicht mehr in das Kitka-Seenbecken selbst, das sich also damals noch unter der Eisdecke befand. Sowohl die Richtung und der Aufbau der grossen örtlichen Oser als auch deren absolute Höhe sind ihrerseits mit dieser Konstruktion völlig übereinstimmend.

DIE SPÄTGLAZIALE ENTWICKLUNG DER WÄLDER UND DES KLIMAS.

In letzter Zeit ist das spätglaziale Klima Gegenstand zunehmenden Interesses geworden, und da es auch mit der spätglazialen Entwicklung Nordfinnlands in kausalem Zusammenhang steht, halte ich es für notwendig, auch diese Frage kurz zu behandeln.

In meiner früheren Untersuchung (E. Hyypä 1933) stellte ich über das spätglaziale Klima der Karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad eine neue Auffassung dar, die im wesentlichen besagt, dass das Tundrenklima, das dort von ziemlich kurzer Dauer gewesen sei, schon vor der Yoldiazeit aufgehört habe. Zur Zeit der Baltischen Eisseestadien sei das Klima dort verhältnismässig günstig, hinsichtlich seiner Temperaturverhältnisse annähernd wie in der gegenwärtigen nordeuropäischen Nadelwaldzone, wenn auch kontinentaler gewesen. In der Yoldiazeit habe das Klima einen etwas ozeanischeren Charakter angenommen, was dadurch bewirkt worden sei, dass die grossen Luftdruckzentren endgültig an ihre gegenwärtigen Stellen gelangten, wodurch die ozeanischen West- und Südwestwinde den Vorrang erhielten. Diese Verlegung der Luftdruckzentren sei mit Rückschlägen eingetreten, die ihrerseits zeitweilig schneereichere und -ärmere Zeiten verursacht hätten, wovon die Salpausselkäoszillationen die Folge gewesen seien. Diese Klimahypothese steht in Einklang mit der Strahlungskurve

von Milankovitsch, die keine niedrige Temperatur für die Salpaus-selküstadien voraussetzt, sondern umgekehrt für diese Zeit eine grössere Sonnenstrahlungsmenge als danach zeigt.¹

DIE SPÄTGLAZIALE POLLENFLORA.

Meine Auffassung über das spätglaziale Klima der Karelischen Landenge stützt sich auf die spätglaziale Pollenflora des Gebietes und wird auch durch die Befunde in anderen Gegenden im Bereich der Ostsee, insbesondere in seinen östlichen Teilen, bestätigt. Nach dieser Auffassung zerfällt die spätglaziale Zeit Südfinnlands und der Umgebung von Leningrad in folgende Zeiträume: 1. Tundra, 2. Birkenwälder, 3. Birken-Kiefern-Fichtenwälder + *Alnus*, *Ulmus?* *Corylus?* *Tilia?* 4. Birken-Kiefernwälder. Die Tundra gehört am ehesten in die Zeit der frühen örtlichen Eisseen. Die Birken-Kiefern-wälder beginnen schon beim Endstadium von B I Boden zu gewinnen und gehen allmählich in Birken-Kiefern-Fichtenwälder über, in denen auch schon Spuren edler Laubbäume zu erkennen sind. Anfangs sind die Wälder offenbar licht, und die *Dryas*-Flora hat sich an edaphisch geeigneten Standorten erhalten. Die Entwicklung setzt sich in dieser günstigen Richtung bis um die Wende von B III und Y fort, als die Fichte und die fraglichen edlen Laubbäume sowie *Alnus* zurückweichen, indes die Birke ihr zweites Maximum erreicht. Um die Mitte der Ancyluszeit hat dann die Kiefer ihre Höchsthäufigkeit erreicht, um bald vor den Vertretern der lebhaft einziehenden atlantischen Zeit das Feld zu räumen.

Diese Auffassung von der Entwicklung der spätglazialen Wälder in Südostfinnland wird insbesondere durch Firbas' verdienstvolle und umfassende Untersuchung über die Entwicklung der spätglazialen Wälder in Mitteleuropa bestätigt (F. Firbas 1935). In dieser Arbeit verlegt Firbas den Beginn der Wälder, nach der letzten Eiszeit, in eine bedeutend frühere Periode als man zuvor annahm, eine Auffassung, zu der ich meinerseits bei meiner Untersuchung über die Karelische Landenge auf rein reduktivem Wege gekommen bin (E. Hyypä 1933, S. 26). Firbas teilt die Geschichte der spätglazialen Wälder

¹ W. Köppen (1934) und M. Sauramo (1934) haben sich dieser meiner Auffassung angeschlossen. T. Nilsson (1935) dagegen sagt in einer Fussnote seiner Dissertation, das meine Klimathypothese besonders schwach begründet erscheine, was recht wohl wahr sein kann; da aber der betreffende Forscher sich gar nicht bemüht, seinerseits diese seine Behauptung zu begründen, mag es auch mir gestattet sein, auf sein positives Zurückkommen auf diese Frage des spätglazialen Klimas zu warten.

folgendermassen ein: 1. waldlose Zeit, 2. subarktische Birken-Kiefernzeit, 3. präboreale Birken-Kiefernzeit, als *Corylus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus* und *Picea* schon unter den Waldbäumen vertreten waren.

Nach Firbas' Datierung entspricht das Ende der subarktischen Zeit am besten dem Zeitraum, in dem die ersten Gebiete der Karelichen Landenge eisfrei wurden, oder also der dortigen Tundra-Birkenzeit. Firbas' präboreale Zeit wiederum entspricht am besten unserer Zeit des Baltischen Eissees, als auch in Südostfinnland ausser den Kiefern-Birken-Fichtenwäldern möglicherweise spärlich edle Laubbäume vorkamen. Der Beginn dieser Zeit ist natürlich, infolge des sukzessiven Vordringens der Waldzonen, in Südostfinnland jünger als in Mitteleuropa. Was das spätglaziale Klima in Mitteleuropa betrifft, so wird, unter guter Begründung, sein streng kontinentaler Charakter von Firbas bezweifelt. Auch nach seiner Meinung nimmt jedoch die Kontinentalität des spätglazialen Klimas nach Südosten hin zu, was dort durch das frühe subarktische Auftreten der Fichte bezeugt ist.

Nach diesem allgemeinen Überblick komme ich wieder auf die Karelische Landenge zurück. Das für diese Gegend von mir erhaltene frühe Alter der ersten Wälder, ca. 8000—10000 v. Chr., kann wohl bezweifelt werden (vgl. K. Faegri 1935, S. 21). Fehlt doch in meinen damaligen Diagrammen z. B. der NBP-Wert. Zu jener Zeit war F. Firbas' (1935) wichtige Untersuchung zu dieser Frage noch nicht erschienen, und meine Auffassung über das Vorhandensein der Wälder gründete sich auf die von den russischen Forschern gemachten makroskopischen Holzartenfunde, die aus der Zeit des Baltischen Eissees stammen (S. A. Jakowlew 1926). Die Frage bezieht sich ausserdem nicht in erster Linie darauf, ob die ersten Wälder gerade an der Dryas-Fundstelle von Kivennapa gewachsen seien, sondern darauf, wann die ersten Wälder in dem von mir behandelten Gebiet, zu dem auch die Umgebung von Leningrad gehört, aufgetreten sind.

Aus dieser Gegend liegen jetzt ausser den früheren auch neuere makroskopische Funde vor, K. K. Markow, W. S. Poretzky (1935). So können wir auch feststellen, dass in den schon vor B III, zum Teil schon vor B II, abgesetzten Ablagerungen in den Gebieten um den Hintergrund des Finnischen Meerbusens makroskopische Reste von Birke, Kiefer, Erle und Fichte angetroffen worden sind. Nach Massgabe dieser Funde muss als sicher gelten, dass die erwähnten Holzarten, sei es nun in schütterten Wäldern, schon in der Zeit des Baltischen Eissees in den um die tiefste Einbuchtung des Finnischen Meerbusens herum gelegenen Gegenden gewachsen sind. Gewiss haben sich diese Holzarten nicht alle gleichzeitig hinter dem Gletscher-

rand her ausgebreitet, sondern die Birkenzone ist voraufgegangen, und ihr sind Kiefer sowie Fichte und als letzte Erle wie auch vielleicht die edlen Laubbäume gefolgt.

Um die Geschichte der Wälder auf der Karelischen Landenge auf eine möglichst zuverlässige Grundlage zu stellen, habe ich nochmals die Dryas-Proben aus Kivennapa einer Analyse unterzogen und dabei dem Verhältnis des NBP zur Holzartmenge meine Aufmerksamkeit zugewandt. Abb. 10 unten stellt das Analysenergebnis dar, das mit dem übereinstimmt, das ich früher (Hyypä 1933) über dieselben Proben erhalten habe. Diese Proben stammen aus den allerältesten

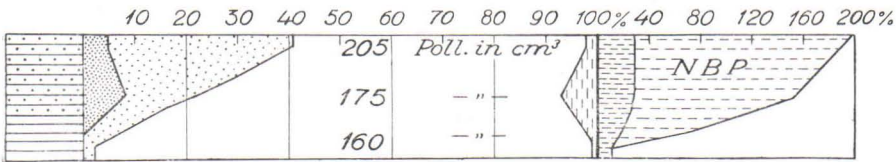


Abb. 10. Pollendiagramm zur Dryas-Ablagerung von Kivennapa.

Böden der Karelischen Landenge, aus der Zeit der ersten Nunatakseen. Die Aufeinanderfolge der Proben ist nach deren petrographischer Zusammensetzung angeordnet, so dass der dem tiefsten Wasser entsprechende warwige Ton zuunterst aufgeführt ist und dann in der Reihenfolge das Sediment flacheren Wassers folgt. Mit dieser Reihenfolge stimmt auch die Pollenflora der Proben überein. Unten findet sich eine fast reine *Betula*-Flora, die allmählich kiefernreicher wird, indem sie zugleich Fichte und Erle einbegreift. Es handelt sich hier also um die älteste Zeit vorherrschender Birke, nachdem die höchste Stelle der Karelischen Landenge zu einem Nunatak entblösst war.

Es erhebt sich die Frage, ob in dieser frühen Zeit, schon bevor die Baltischen Eisseen auf der Karelischen Landenge zu spüren waren, in deren mittleren eisfreiem Gebiet Wälder gewachsen sind. Da der Fund keine makroskopischen Holzreste enthält, versuchen wir die Frage auf Grund des NBP-Wertes zu entscheiden. Zum NBP habe ich gezählt: *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, den *Cruciferae*-Typus, *Cyperaceae*, *Graminaceae*, *Polygonum*, *Ranunculaceae* und *Salix* sowie unbestimmbaren NB-Pollen. *Ericaceae*-Pollen fand sich in den Proben nicht.¹

Wie aus dem beigegeführten NBP-Diagramm zu ersehen, ist die unterste Probe fast ohne NBP, während er in den beiden folgen-

¹ Die bestimmbaren Pollen von Wasserpflanzen sind natürlich nicht mitgezählt.

den in reichlichen Mengen enthalten ist, nämlich 175—200 % der Pollenmenge der Holzarten ausmacht. Die NBP-Armut der untersten Probe beruht meines Erachtens auf der verhältnismässig weiten Entfernung des Ufers zur Zeit eines tiefen Wasserstadiums und möglicherweise auch auf anderen örtlichen Bedingungen. Jedenfalls kann sie hier nicht als Indikator für das Vorhandensein bzw. Fehlen von Wäldern benutzt werden. Dagegen sagen die zwei oberen Proben in dieser Beziehung mehr aus. Sie haben sich in flachem Wasser abgesetzt, so dass in ihnen der Einfluss der umgebenden Vegetation gewiss sehr genau zu erkennen ist. Neben einem reichlichen organischen Gehalt haben die Proben einen so hohen NBP-Wert, dass er uns, wenn wir als Ausgangspunkt F. Firbas' wertvolle Ergebnisse zu dieser Frage benutzen (F. Firbas 1934), zum mindesten an die Grenze der Waldlosigkeit führt. Der NBP-Wert entspricht in diesem Fall jedoch z. B. nicht den zur baumlosen Tundra Lapplands erhaltenen Werten, die durchschnittlich 500 % ausmachen, sondern eher den der Birkenwaldgrenze zukommenden Beträgen. Es hat jedoch den Anschein, wie wenn es zu jener Zeit auf der Karelischen Landenge noch keine eigentlichen Wälder, wohl aber vereinzelte kleinere Waldungen gegeben hätte, in denen hauptsächlich Fjeldbirke gewachsen wäre.

Nachdem ich den in den Proben vorhandenen Birkenpollen gemessen hatte, entfielen von ihm ca. 60 % auf die Gruppe *B. verrucosa-pubeszens*, ca. 10 % auf die Gruppe *B. tortuosa* und der Rest auf die Gruppe *B. nana* (vgl. K. Faegri 1935, S. 9). Diese Messungen sind nicht ganz genau, weil die Proben mit dem HF-Verfahren behandelt worden sind, aber das Messungsergebnis zeigt immerhin deutlich, dass *B. nana* einen verhältnismässig geringen Anteil an der Gesamtmenge der Birke hat.

Die absolute Pollenanzahl je cm^3 nimmt von unten nach oben zu und beläuft sich in der obersten Probe schon auf 225. Diese Mengen sind als Mindestmengen zu betrachten, da bei der Zählung und der Herstellung der Präparate immer ein Teil des Pollens verlorengehen kann. Die absolute Pollenmenge der Proben ist also nicht ganz klein. Nach meiner Erfahrung ist sie bisweilen selbst in solchen Sedimenten nicht viel grösser, die diesen petrographisch am nächsten vergleichbar, aber mit Sicherheit in bewaldeten Gegenden entstanden sind. Alle diese Umstände sprechen vereint dafür, dass, selbst wenn es in den zuerst vom Eise befreiten Gebieten der Karelischen Landenge zur Zeit der frühen Eisseen ca. 10 000 v. Chr. überhaupt nur schütterere Fjeldbirkenbestände gegeben hätte, die eigentliche rasch hinter dem Gletscher vordringende Waldzone nicht fern gewesen sein mag.

Nach diesen Ausführungen kehren wir wieder zu dem Diagramm von Kämärä (Abb. 2, S. 423) zurück, um seine Bedeutung unter dem Gesichtspunkt der Geschichte der Wälder und des Klimas zu beurteilen. Im Profil von Kämärä stossen wir auf die jüngere spätglaziale Zeit (Z—B III—V—Y), wie schon früher festgestellt (S. 422). Rührt die für diese Zeit charakteristische Kiefern-Fichten-Birkenflora, an die sich verhältnismässig reichliche Vorkommnisse der Erle und der edlen Laubbäume anschliessen, von den auf der Karelischen Landenge gewachsenen Wäldern her? Mit Rücksicht auf die kollektive Yoldiazeit muss dieses schon nach der bisherigen Kenntnis als ganz sicher gelten, wenngleich für die Stadien des Baltischen Eissees weitere Zeugnisse erforderlich sind. Daher habe ich auch für dieses Profil den NBP-Wert bestimmt und an der entsprechenden Diagrammstelle vermerkt (D II).

Wir sehen auf den ersten Blick, dass der NBP-Wert so klein ist, dass er an sich für das Vorhandensein von Wäldern spräche. Dieser NBP-Wert ist jedoch gewiss von vielen und häufig unvermuteten örtlichen Faktoren abhängig, dass er auch in diesem Falle, trotz seiner geringen Grösse, nicht für das Auftreten von Wäldern in der Gegend zu zeugen braucht. Kann doch z. B. die verhältnismässig grosse Entfernung des Ufers diesen geringen Betrag bewirken. Betrachten wir jedoch die absolute Pollenmenge je cm^3 (D III), so bemerken wir hier schon so grosse Beträge, dass sie m. E. nicht auf eigentlichem Fernflug beruhen können. Es ist beachtenswert, dass gerade bei den älteren Sedimenten (Z und B III) die absolute Pollenmenge deutlich grösser als oben in den yoldiazeitlichen Ablagerungen ist. Dieses spricht nach meiner Auffassung dafür, dass die Wachstumsbedingungen während Z und der ersten Hälfte von B III besser als in der Yoldiazeit gewesen sind. Darauf weist ja auch die Frequenz der edlen Laubbäume hin, die vor dem Yoldia grösser als während seines Verlaufs ist; danach nehmen jedoch die edlen Laubbäume während der Rho-Zeit wieder zu. Weiter aufwärts dehnt sich die Birkenfläche wieder aus und es ziehen sich die edlen Laubbäume abermals zurück. Nach Massgabe der Pollenflora fällt eine besonders dürftige Zeit an den Übergang von der Rha- zur Ancycluszeit. Die edlen Laubbäume beginnen erst in der zweiten Hälfte des Ancyclus auf ihren atlantischen Höchststand anzusteigen.

DAS SPÄTGLAZIALE KLIMA.

Versuchen wir nun aus den oben dargestellten Beobachtungen über das spätglaziale Klima Schlüsse zu ziehen, so kommen wir zu folgenden Ergebnis: das Klima hat schon vor den Salpausselkä-

stadien, ca. 10 000 v. Chr., seinen glazialen Charakter zu verlieren begonnen und die Ausbreitung lichter Birkenwälder im Gebiet gestattet. Zu Beginn der Baltischen Eisseestadien wird das Klima subarktisch und immer besser, so dass wenigstens schon zur Zeit der Stadien Z—B III—B IV—B V das Klima im Bereich der Karelistischen Landenge ebenso günstig wie in der gegenwärtigen nördlichen Nadelholzzone, vielleicht sogar günstiger, wenn auch gleichzeitig kontinentaler gewesen ist.

Es sei erwähnt, dass M. Sauramo (1923) schon den Gedanken dargestellt hat, dass das Klima zur Zeit der Salpausselkästadien in den südöstlichen Teilen des Ostseebereichs verhältnismässig günstig gewesen sein mag. Diese Auffassung begründet er damit, dass der Gletscher während der Salpausselkäphasen nicht in nennenswerter Weise gekalbt habe, da er durch die Endmoräne vom Wasser abgedämmt gewesen sei, so dass abkühlend wirkende Eisberge nicht in grosser Anzahl im Bereich der Ostsee vorgekommen seien. Ebenso wenig sind damals kalte Meeresströmungen vom Ozean herübergekommen, da eben gar keine Meeresverbindung bestand.

Zu Beginn der Yoldiazeit vollzieht sich jener im Bereich der Ostsee überall zu beobachtende Anstieg der Birke auf ihr jüngeres Maximum wie auch das allmähliche Schwinden der Fichte, mit dem, wenigstens zu Beginn dieser Entwicklungsphase, auch ein Rückzug der edlen Laubbäume verbunden zu sein scheint. Zu Beginn der Yoldiazeit nimmt auch die absolute Pollenmenge ab, obgleich die Beschaffenheit des Sediments, z. B. im Profil von Kämärä im Vergleich zu der vorhergehenden Zeit, eher einen reicheren Pollengehalt voraussetzen müsste.

Alle diese Züge legen den Gedanken nahe, dass zu Beginn der Yoldiazeit eine regionale Klimaveränderung eingetreten sei, die in Südostfinnland und vermutlich auch im Baltikum zum mindesten anfangs ungünstig auf den Wuchs und den Artenreichtum der Wälder eingewirkt habe. Dieses braucht wohl keine allgemeine Temperaturverminderung zu bedeuten, wenngleich es vielleicht eine gelegentliche Abkühlung der Sommer nicht ausschliesst. Schon früher habe ich dargestellt (E. Hyypä 1933), wie diese Veränderung darauf beruht, dass das Klima nunmehr immer ozeanischer wird,¹ wodurch vor allem die Nadelhölzer zurückweichen und die Birke zunimmt.

Dieses anfangs kühle ozeanische Klima bleibt bis in die Ancyluszeit sichtlich ozeanisch, beginnt aber schon in der zweiten Hälfte

¹ Damals verlegte ich dieses Geschehnis zeitlich an das Ende der Yoldiazeit, was nicht ganz zutreffend ist, da die erste birkenreiche Zeit an den Anfang des Yoldia fällt.

der Yoldiazeit ständig wärmer zu werden. In diesem Zusammenhang ist es nicht wesentlich, in wie hohem Masse das Klima ozeanisch war, vielmehr ist es unter dem Gesichtspunkt der in der Zusammensetzung der Wälder eingetretenen Veränderung entscheidend, dass das anfangs sehr kontinentale Klima gerade zu Beginn der Yoldiazeit eine deutlicher ozeanische Richtung einschlägt.

Es ist klar, dass nicht einzig und allein die herrschenden Winde den Charakter des Klimas bestimmt haben. Zweifellos sind die Meeresströmungen von ebenso grosser, wenn nicht grösserer Bedeutung als heute gewesen. Die Ozeanität war zu Beginn der Yoldiazeit eismeerartig, da ja auch durch Mittelschweden längs des Gletscherrandes eine Verbindung nach dem Weltmeer bestand. In der zweiten Hälfte der Yoldiazeit ist die Situation in dieser Beziehung schon günstiger, so dass die Ozeanität in wärmeren Meeresströmungen hervortreten konnte. In der Ancyluszeit hörte die Ozeanverbindung auf. Es ist zu verstehen, dass dadurch das Klima wieder eine kontinentalere Richtung einschlug. Nach der Pollenflora scheint es am Ende der Yoldiazeit und in der ersten Hälfte des Ancylus ausserdem kälter als in der nächst vorhergehenden Zeit (Rho) gewesen zu sein. In der Litorinazeit ist die Meeresverbindung wiederhergestellt und nun schon ganz ohne eismeerischen Charakter.

Die oben umrissene Entwicklung betreffe zunächst Südostfinland und das Ostbaltikum sowie die Umgebung von Leningrad. In Dänemark und Skandinavien dürfte die Entwicklung des Klimas in einer von der vorhergehenden etwas abweichenden Weise sich vollzogen haben; denn die Lage dieser Gebiete zum spätglazialen Ozean und zu dem an seinem Rande gelegenen ausgedehnten Inlandeis ist näher als die der Gegenden im Hintergrunde des Finnischen Meerbusens. Norddeutschland wiederum nimmt zwischen diesen beiden eine vermittelnde Stellung ein. In Schweden führen jedoch H. Thomassons (1935) Untersuchungen in der Gegend von Kalmar hinsichtlich des spätglazialen Klimas in der Hauptsache zu analogem Ergebnis, zu dem ich auf der Karelischen Landenge (1933) gekommen bin und das auch Firbas (1935) in seiner umfassenden und gut begründeten Untersuchung neben anderen wertvollen Ergebnissen dargestellt hat.

Die südschwedische und dänische Allerödzeit, auf welche die jüngere Dryaszeit folgt, ist klimatisch der günstigen Salpausselkäphase ganz analog, an die sich in Finnland der dem jüngeren Dryas entsprechende Anfangsteil der Yoldiazeit anschliesst. Ebenso wäre nach Nordhagen (1933) in Nordnorwegen die unserem Yoldia entsprechende Zeit bedeutend ungünstiger als die nächstältere oder also

die Salpausselkä-Zeit gewesen. Eine sichere zeitliche Nebeneinanderstellung dieser Ereignisse ist jedoch noch nicht möglich.

Werfen wir noch einen Blick auf die Geschichte der spätglazialen Wälder und des Klimas in Nordfinnland. Das Diagramm von Vuorijärvi, Abb. 3, S. 427, beginnt mit der älteren Birkenzeit. In der Gegend hat es Birkenwälder gegeben, die bald immer mehr von der Kiefer beherrscht werden. Auch in der untersten Probe, die einen fast reinen Birkenpollengehalt aufweist, macht der NBP-Wert nur unter 50 % aus, und da es sich hier um ein Seichtwassersediment handelt, bei dem das Ufer nahe gewesen ist, bietet der NBP-Wert eine zuverlässige Grundlage für den Nachweis des Auftretens subarktischer Birkenwälder. Eben darauf weist auch die verhältnismässig grosse Pollenmenge hin, die darin hervortritt, dass zur Zählung von 100 Pollen nur ein halbes Präparat notwendig war (21×26 mm). Nach oben zu wird der NBP-Wert bald kleiner, indes die Kiefer ansteigt und Fichte, *Alnus* und auch eine vereinzelt *Ulmus* erscheinen. Dieselbe Ablagerung enthält auch Stacheln von *Ceratophyllum*, einer thermophilen Art, die wohl keineswegs für arktische Verhältnisse spricht.

Hier wiederholt sich also die für die Zeit der Salpausselkästadien belegte Klimaperiode, die bis nach Nordfinnland hin spürbar gewesen ist. Diese günstige Phase schlägt dann infolge der Ozeanität die Richtung der Birkendominanz ein, die natürlich in Nordfinnland nicht ebenso deutlich wie weiter südlich im Bereich der Ostsee in die Erscheinung getreten ist. *Ancylus* und *Litorina* lassen sich zum mindesten in diesem Diagramm nicht voneinander unterscheiden. Beide zusammen sind eine Herrschaftszeit der Laubbäume, vor allem der Erle gewesen. Die Litorinazeit endet vermutlich ungefähr dort, wo das obere einheitliche Auftreten der Fichte beginnt (vgl. Hyypä 1936).

Im Diagramm von Salmivaara, Abb. 4, S. 431, wiederholt sich dasselbe wie am Vuorijärvi, obgleich die Sedimentation dort etwas später als hier einsetzt, frühestens vielleicht während B III, sicher aber vor dem Yoldia. Auch am Salmivaara werden, wie anzunehmen ist, schon bei der Ablagerung der Grundsedimente des Moores Wälder mit vorherrschender Birke aufgetreten sein. Der NBP-Wert ist sehr klein und nimmt im Verhältnis erst in der Yoldiazeit zu, als die Baumpollenmenge durchschnittlich halb so gross wie in der vorhergehenden günstigen Klimaperiode ist. Hier lässt sich dasselbe Verhältnis wie im Diagramm von Kämärä gut erkennen.

Auf den yoldiazeitlichen Teil des Diagramms von Salmivaara konzentrieren sich die reichlichsten Wasserpflanzenvorkommnisse.

Ein solches Verhältnis beruht in diesem Fall in erster Linie darauf, dass die Stelle damals eine so seichte Bucht geworden ist, dass die betreffenden Pflanzen dort gedeihen konnten. Hinsichtlich des Klimas besagen sie in diesem Zusammenhang kaum etwas anderes, als dass die Wasservegetation in Nordfinnland schon in spätglazialer Zeit so reich, u. a. das thermophile *Ceratophyllum* einschliessend, gewesen ist, dass arktische Tundrenverhältnisse in den vom Gletscherrand weiter entfernt gelegenen Gebieten nicht geherrscht haben können.

Im Diagramm von Salmivaara wendet sich, ebenso wie im yoldiazeitlichen Sediment von Apukka, die Aufmerksamkeit den verhältnismässig dichten Einzelvorkommnissen der Ulme zu, die wenigstens bei letzterem in die jüngere Yoldiahälfte entfallen, eine Zeit, die auch im Diagramm von Kämärä eine Zunahme der edlen Laubbäume zeigt. Mit Rücksicht auf Nordfinnland sind diese alten versprengten Pollenvorkommnisse edler Laubbäume dem Fernflug zuzuschreiben, wenngleich sie bezeugen, dass die betreffenden Bäume in nicht allzu grosser Entfernung gewachsen sind, und dass die Ulme (*efjusa*-Typus) imstande gewesen ist, weiter nach Norden als die anderen edlen Laubbäume vorzudringen.

Von der spätglazialen Entwicklung der Wälder und des Klimas in Nordfinnland erhalten wir folgendes Gesamtbild. Die subarktischen Birkenwälder treten in den östlichen Teilen des Gebietes spätestens zur Zeit von B III auf. Gleichzeitig hat natürlich die Tundrenformation noch die höher gelegenen und klimatisch ungünstigsten Standorte eingenommen. In diesen subarktischen Birkenwäldern breitet sich recht bald spärlich Kiefer und vielleicht Erle sowie auch Fichte aus. Wenn die letzteren Pollenvorkommnisse durch Fernflug verursacht sind, kann der Ausgangspunkt nicht allzu weit liegen. Jedenfalls rühren sie von spätglazialen Fichten- und Erlenvorkommnissen her und belegen also chronologisch die Zeit des Baltischen Eissees, als die genannten Holzarten zweifellos zum mindesten um die tiefste Einbuchtung des Finnischen Meerbusens gewachsen sind.

Die Yoldiazeit bedeutet auch in Nordfinnland eine Klimaveränderung, die in dem jüngeren Birkenmaximum und in der Verminderung der absoluten Pollenmenge zum Ausdruck gelangt, die darauf hinweisen, dass wenigstens die erste Hälfte des Yoldia hier ungünstiger als die frühere Zeit des Baltischen Eissees, B III B IV, gewesen sei. In Nordfinnland scheinen jedoch der nördliche Charakter des Klimas sowie die Gletschernähe bewirkt zu haben, dass dort die weiter südlich festgestellten Veränderungen des spätglazialen Klimas und der Zusammensetzung der spätglazialen Wälder nicht ebenso stark zum Ausdruck gelangen. Praktisch gesehen herrscht in

Nordfinnland die subarktische Zeit der Wälder mit überwiegender Birke bis in die Ancycluszeit. Dieses bedeutet jedenfalls, dass das glaziale Klima aus Nordfinnland schon zu Beginn der Salpausselkäphase zu weichen beginnt, nach der die Temperatur rasch steigt, was seinerseits den verhältnismässig raschen Rückzug des Gletschers aus Nordfinnland verständlich macht.

Dieses frühe Zurückweichen des Landeises in Nordfinnland und das verhältnismässig günstige kontinentale Klima scheinen die Wanderwege der Pflanzen ihrerseits zu stützen. Ich erwähne nur, dass nach Cajander (1916) viele östliche Pflanzenarten kontinentalen Charakters schon sehr früh von Osten durch die Gegenden von Kuusamo und Salla an die nördlichste Küste des Bottnischen Meeres gewandert sind, wie z. B.: *Potamogeton vaginatus*, *Primula sibirica*, *Dianthus superbus*, *Salix amygdalina*, *Silene tatarica*, *Arctophila pendulina* u. a.

Die frühzeitige Ausbreitung der Pflanzenarten auf diesem Wege ist m. E. auch durch das dortige baltische Wassersystem erleichtert worden, das nach dem Weissen Meer abfloss, und auch zur Yoldiazeit haben die früheren Rinnengegenden einen verhältnismässig leichten und kurzen Landweg über die Wasserscheide geboten. Das Auftreten der Gattungen *Myriophyllum*, *Batrachium*, *Nymphaea* und *Ceratophyllum* in Nordfinnland schon zur Zeit des Baltischen Eissees steht mit der auf diesem Wege vollzogenen frühen Pflanzenwanderung und dem von ihr vorausgesetzten verhältnismässig günstigen Klima in vollem Einklang.

Auf der in Tafel VIII beigefügten Tabelle sind zum Schluss einige unter dem Gesichtspunkt der spätglazialen Entwicklung wichtige gleichzeitige Erscheinungen nebeneinander gestellt. Die Tabelle umfasst Sauramos Zeitrechnung, den jährlichen Rückzug des Gletscherandes, die Schwankung in der Stärke der Jahreswarven, die Niveauverschiebungen und die Entwicklung der Ostsee, alles nach Sauramo. Neben diesen findet sich eine schematische Darstellung der durchschnittlichen Zusammensetzung der Pollenflora in Südost- und Nordfinnland in spätglazialer Zeit sowie die Klimaperioden, wie sie sich nach meinen bisherigen Untersuchungen herausstellen. Die Pollendiagramme beziehen sich bei beiden Gebieten in erster Linie auf die am frühesten vom Eise freigewordenen Stellen, während der im unteren Teil der Diagramme angegebene Eisrand metachron ist.

Vergleichen wir zunächst die Uferverschiebung und die durchschnittliche Stärke der Jahreswarven mit dem Bild, das wir über das spätglaziale Klima erhalten haben. Es sei erwähnt, dass bei der Bestimmung der Stärke der Jahreswarven der koagulierende Einfluss des Salzgehalts eliminiert worden ist, so dass im Diagramm die

Stärkeveränderung der durch die solare Wärme hervorgerufenen Sedimentation gemäss G. De Geers Auffassung zum Ausdruck gelangt (De Geer 1927).

In der Uferverschiebung ist zur Zeit des Baltischen Eissees bis zum Anfang des Yoldia am Ozean ein langandauernder Uferstillstand eingetreten, der selbstverständlich nur infolge des Anstiegs des Ozeanspiegels hat entstehen können, da das Land sich eben gehoben hat. Im Bereich der Ostsee hat die starke Transgression des Baltischen Eissees zur Zeit von B II—B III auf der Abdämmung der Schmelzwässer beruht. Die spätglaziale Zeit ist also im Bereich des Ozeans als auch der Ostsee eine Zeit der Zunahme der absoluten Wassermenge, was natürlich ein starkes Abschmelzen des Eises und einen hohen Betrag der Sonnenstrahlung voraussetzt.

Zu Beginn der Yoldiazeit hört diese Entwicklung auf, das Ufer schlägt eine negative Richtung ein, sobald auch das Klima nach Massgabe der Pollenflora Anzeichen der Abkühlung aufweist. Die Rho-Zeit ist wiederum eine Zeit grösserer Beständigkeit und ebenso im Pollendiagramm eine Zeit wärmeren Klimas. Am Ende der Yoldiazeit wird die negative Uferverschiebung rascher, und das Klima scheint nach der Pollenflora am Anfang des Ancylus auch schlechter geworden zu sein. Die Verlangsamung des Anstiegs des Ozeanspiegels gegen das Ende der Yoldiazeit beruht natürlich zum Teil auch auf der Abnahme des Landeises, so dass sich ein gegenseitiger Vergleich dieser späteren Zeiten schon auf sehr unsicherem Boden bewegt.

Vergleichen wir die durchschnittliche Stärke der Jahreswarven mit dem Vorhergehenden, so fällt sogleich der Sachverhalt in die Augen, dass die Warven zur Zeit von B III und Rho oder dann am stärksten gewesen sind, als auch die Zusammensetzung der Wälder auf günstige Klimaverhältnisse hinweist. Dagegen werden in der ersten und zweiten Hälfte des Yoldia die Warven dünner. Die Wärme der Sommerperiode hätte also um dieselbe Zeit abgenommen, als auch in Finnland walddeschichtlich eine kühle Zeit herrschte.

Die Kurve der Uferverschiebung und die der Warvenstärke spiegeln also in der Hauptsache dieselbe Klimaentwicklung wie die Pollenflora wider. Wie nun verhält sich diesen Erscheinungen gegenüber die Kurve für die Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises? Zum mindesten steht sie in anscheinendem Widerspruch mit den vorhergehenden Beobachtungen. Scheint sich doch der Gletscherrand gerade in den Zeiten, als nach den vorhergehenden Zeugnissen die Klimaverhältnisse in spätglazialer Zeit am günstigsten gewesen waren, am allerlangsamsten zurückgezogen zu haben. Während der

Abkühlung am Beginn und am Ende der Yoldiazeit ist der Gletscher-
rand am geschwindesten zurückgetreten.

Dieser Charakter des Rückzuges des Gletscherrandes beruht natürlich auf den Salpausselkä-Stillständen, und wenn diese wirklich durch eine Klimaverschlechterung verursacht worden wären, hätte es den Anschein, wie wenn wir uns bei unserer bisherigen Beweisführung auf Irrwegen befänden und zu einem dem wirklichen Sachverhalt ganz entgegengesetzten Ergebnis gekommen wären. Es ist jedoch klar, dass das Zurückweichen des Gletscherrandes an sich kein zuverlässiges Bild von den Klimaveränderungen zu geben vermag. Auf die Schwankungen der Rückzugsgeschwindigkeit wirken offenbar auch viele andere Erscheinungen ein: das Kalben in tiefem Wasser, das langsame Verwinden der Gletscher an flachen Stellen (Sauramo 1923).

Wenn meine Klimahypothese, nach der die Schneefälle zur Zeit der Salpausselkästadien infolge der Westwinde zugenommen hätten (auch gegenwärtig sind die Zyklone bei uns im Winter am stärksten und bringen Schneeniederschläge mit), zutrifft, hat sich der Rückzug des Gletscherrandes auch aus diesem Grunde damals zeitweise verlangsamt, selbst wenn das Abschmelzen des Gletschers im Sommer zugenommen hätte. Der als Schnee gefallene Niederschlag vermag nämlich das im Sommer eingetretene Abschmelzen zu übertreffen oder zum mindesten den Schmelzverlust zu ersetzen.

Das Landeis ist ausserdem eben nicht allein am Rande, sondern auch an seiner gesamten Oberfläche abgeschmolzen, wodurch der Rand erst dann geschwinder zurückzutreten beginnt, nachdem die gesamte Eismasse genügend dünn geworden ist (M. Sauramo 1923 S. 159), ohne dass dieses für ein Wärmerwerden der Sommerzeit zu zeugen brauchte. Das Zurückweichen des Eisrandes ist wenigstens in diesem Fall kein zuverlässiges Wärmemass, sondern steht in Widerspruch mit den Erscheinungen, die viel unmittelbarer von der Temperatur des Sommers abhängig zu sein scheinen und die somit als zuverlässigere Indikatoren des Klimacharakters gelten müssen.

»MORÄNENPOLLEN« IN DER SPÄTGLAZIALEN POLLENFLORA.

Während obige vorläufige Mitteilung bereits in der Korrektur war, bekam ich die interessante Arbeit von Jhs. Iversen: »Sekundäres Pollen als Fehlerquelle« (1936), zu lesen. Diese Untersuchung hat den schon seit langem erwähnten Umstand einer eingehenden Betrachtung unterzogen, dass die alloktenen Wassersedimente durch Umlagerung sekundäres Pollenmaterial erhalten haben, das nicht von dem Orte

selbst oder von den in der Nachbarumgebung gewachsenen Wäldern herstammte. Iversen hat Moränen untersucht und kommt zu dem Resultat, dass die Pollenflora der spätglazialen Wassersedimente in der Hauptsache von Moränen herrühre, in die sie ihrerseits aus tertiären und interglazialen Sedimenten hineingekommen sei.

Obwohl in den Rahmen dieser vorläufigen Mitteilung, in der auch mein eigenes Material noch nicht ausreichend und erst als Anfangsgrund zu bewerten ist, die eingehendere Kritik einer Abhandlung nicht gehört, sehe ich mich dennoch gezwungen, mich mit der Arbeit Iversens kurz zu befassen, besonders da er u. a. schreibt: »Viele — wohl die meisten — spätglazialen Diagramme aus Nordeuropa werden in Wirklichkeit ziemlich wertlos, da sie mehr die Pollenflora des lokalen Geschiebelehms als die Vegetation der Umgegend zum Ausdruck bringen« (Jhs. Iversen 1936, S. 8).

Das Ergebnis Iversens ist hinsichtlich ganz Nordeuropas doch noch nicht so überzeugend als dass auf Grund dessen eine Änderung der bisherigen Auffassung z. B. von der spätglazialen Pollenflora Finnlands, berechtigt wäre. Diese Behauptung will ich mit folgenden Punkten begründen. 1. Das von Iversen dargestellte Untersuchungsmaterial ist äusserst gering und einseitig. Aus seiner Arbeit ersieht man nicht einmal, aus welcher Tiefe die Moränenproben entnommen sind. Auch ist es wohl voreilig dann von Nordeuropa zu sprechen, wenn das ganze dargelegte Material auf den örtlichen Verhältnissen von Dänemark basiert. 2. Iversen behauptet, dass makroskopische Baumartenfunde, die bessere Klimaverhältnisse bezeugen würden (zu diesen Baumarten hat er u. a., *Alnus* und *Picea* gezählt) nicht mit Sicherheit in den spätglazialen Sedimenten gefunden worden sind. Doch auch diese Behauptung ist nicht stichhaltig, denn nach vielen russischen Forschern (S. A. Jakowlew 1916, G. J. Anufriew und W. S. Dokturowsky 1931, K. K. Markow und W. S. Poretzky 1935) sind beispielsweise in der Umgebung von Leningrad makroskopische Überreste von: *Picea*, *Alnus*, *Betula*, *Pinus* aus sicheren spätglazialen Ablagerungen gefunden worden ohne noch davon zu sprechen, dass spätglazialer *Picea*-Pollen in den Mooren der Gegend von Leningrad und auch in einigen von mir untersuchten Mooren der Karelischen Landenge im spätglazialen Torf erscheint. 3. Wie ist hinsichtlich der spätglazialen Pollenflora der Umstand zu erklären, dass in der Regel die Schichtenreihe in SO-Finnland mit dem ältesten fossilfreien Teil beginnt, sodann die Birkenflora auftritt, auf die erst die Kiefern-Birken-Fichtenflora + Erle und die seltenen Pollen von edlen Laubbäumen folgen, wenn einmal diese Pollenflora in der Hauptsache sekundär von Moränen ausgewaschen worden wäre? Was hätte dann die Abspülung

der Pollen von den Moränen in dieser vertikalen Ordnung bestimmt, die sich dazu in Finnland auch noch regional wiederholt?

Man könnte die Reihe von Fragen noch vom finnischen Gesichtspunkt her fortsetzen, aber ich halte es bei dem gegenwärtigen Stand der Forschung nicht für notwendig. Statt dessen will ich einige konkretere Beobachtungen darlegen, die vorerst gewichtig gegen das Resultat von Iversen sprechen soweit die Frage ihre Anwendung auf Finnland betrifft.

Ich habe nämlich finnische Moränen untersucht, die aus verschiedenen Landesteilen und verschiedener Tiefe entnommen sind. Insgesamt wurden bei uns bisher 41 Moränenproben analysiert, ein Teil von ihnen aus Süd- und Mittelfinnland der Rest aus Nordfinnland. Von den Proben waren 15 völlig pollenfrei. Auch in den Pollen enthaltenden Moränen ist die Pollenmenge besonders klein, selbst in den pollenreichsten ca. 50 mal geringer als in unseren spätglazialen Wassersedimenten. Bei der Verwertung von 50—100 cm³ Ausgangsmaterial erhielt ich nur von drei Proben, wenn ich zwei Präparate (21 × 26 mm) gezählt habe, hundert Pollen. In den Proben, in denen die Pollenflora am reichlichsten ist, deutet dies zunächst auf die Zusammensetzung unserer heutigen Wälder, wobei es beachtenswert ist, dass diese reichere Pollenflora sich der Regel nach auf die Oberschichten der Moränen beschränkt, während die untere feste Grundmoräne in allen bisher untersuchten Fällen vollkommen pollenfrei gewesen ist oder höchstens 2—3 schwer zu erkennenden zersetzten Pollen und dann meistens von Birke und Kiefer enthalten hat.

In dem ganzen untersuchten Material wurde bisher nicht ein einziger Pollen von edlen Laubbäumen gefunden, den Iversen als sekundäre Fehlerquelle besonders betont. Untenstehend will ich einige Analysenresultate von finnischen Moränen darstellen. Hierzu habe ich zunächst diejenigen Proben ausgewählt, die ich selbst dem Fundort entnommen habe und deren Art- und Tiefenverhältnisangaben daher sicher sind.

Tabelle 1.

Fundort der Proben	Moränenart	Tiefe in Metern	Absolute Anzahl der Po'len				
			Picea	Pinus	Betula	Alnus	E. Laubb.
Rovaniemi, Rinteenmäki, ca. 100 m ü. M.	Podsolierte obere Moräne	0.30	3	7	20	1	—
	Graue, feste, steinreichere Moräne ..	1.50	—	2	5	—	—
	Graue, feste Grundmoräne	3.00	—	—	—	—	—

Fundort der Proben	Moränenart	Tiefe in Metern	Absolute Anzahl der Pollen				
			Picea	Pinus	Betula	Alnus	E. Laubb.
Kemijärvi, Joutsijärvi, ca. 220 m ü. M.	Lockere obere Moräne	0.30	10	48	10	—	—
	Feste Grundmoräne .	1.50	—	1	26	—	—
Kemijärvi, Hyyppiö, ca. 340 m ü. M.	Podsolierte obere Moräne	0.25	1	—	4	2	—
	Graue, feste Moräne	0.60	8	71	18	3	—
	Feste Grundmoräne	1.00	—	—	—	—	—
Sodankylä, Rovaselkä, ca. 240 m ü. M.	Lockere obere Moräne	0.20	5	46	15	—	—
Sodankylä, Rovaselkä, ca. 246 m ü. M.	Lockere obere Moräne	0.30	—	34	6	—	—
Rovaniemi, Hanhivaara, ca. 165 m ü. M.	Lockere obere Moräne	0.20	—	2	—	—	—
	Feste Grundmoräne	3.00	—	—	—	—	—
Sodankylä, Vuojärvi, ca. 218 m ü. M.	Lockere obere Moräne	0.30	1	—	—	—	—
	Feste Grundmoräne	1.00	—	—	9	—	—
Kuusamo, Toranginaho, ca. 270 m ü. M.	Feste Grundmoräne	4.00	—	—	—	—	—
Lahti, II Salpausselkä	Feste Moräne zwischen Cs-Material	?	—	—	—	—	—
Helsinki	Feste Grundmoräne	?	—	—	—	—	—
Karelische Landenge, Kuolemajärvi	Morämenton	4.00	—	—	—	—	—
Karelische Landenge, Valkjärvi	Moräne	?	3	11	15	—	—
	Moräne	?	—	—	—	—	—

Zu allen obigen Pollen enthaltenden Analysen sind durchschnittlich zwei Präparate (21 × 26) gezählt und 50—100 cm³ Untersuchungsmaterial gebraucht worden. Alle Pollen aufweisenden Moränen enthielten auch Nichtbaumpollen, von dem sich am häufigsten zeigte: *Ericaceae*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae* und *Sphagnum* oder also die

gleichen Arten, die etwa in den heutigen Sedimenten die gewöhnlichsten sind. Iversens »Hystrix«, den er für tertiärfossil und in postglazialen Sedimenten für einen sicheren Zeugen sekundärer Pollenflora hält, wurde vorläufig von uns nicht beobachtet. Hierzu ist wohl noch zu erwähnen, dass nach P. Groschopf (1936) das fragliche Leitfossil auch in den autoktonen postglazialen Sedimenten spärlich auftreten würde.

Die in Finnland bisher analysierten Moränen führen hinsichtlich des »Moränenpollens« zu folgendem Schluss. Die in den Moränen enthaltene Pollenmenge ist bei uns besonders klein und die Moränen weisen nur in ihren Oberschichten Pollen auf. Die grösste Pollenmenge liegt in einer Tiefe von 0.00—1.50 m, meistens in den ganz obersten Schichten. Am häufigsten zeigen sich *Pinus* und *Betula*; *Pinus* herrscht in der Mehrzahl der Fälle vor, während wiederum in unserer spätglazialen Flora und besonders gerade in Nordfinnland *Betula* den Vorrang hat. Auf Grund meiner Moränenanalysen und der schon früher erwähnten theoretischen Schlussfolgerungen scheint es sicher, dass die in den finnischen Moränen enthaltene Pollenflora ebensowenig tertiären als interglazialen Ursprungs ist, sondern postglaziale, teils auch spätglaziale Sedimentation an der Oberfläche der Moränen, von der der Pollen mit dem Wasser nach und nach tiefer in die Moränen geraten ist, je nach dessen Porosität und den von den Pflanzenwurzeln geschaffenen Kanälen. Wandert doch der Pollen in der lockeren Mineralerde auf diese Weise von der Oberfläche in die unteren Schichten wie schon L. von Post erwähnt (1928, S. 9), obwohl auch diese Frage nicht eingehender untersucht worden ist.

Es ist dennoch klar, dass in solchen Gebieten, wo die Moräne sichere interglaziale oder tertiäre pollenreiche Sedimente enthält, die von Iversen dargelegte sekundäre Pollenflora möglich und ein, sorgfältige Aufmerksamkeit verdienender, Faktor ist. Diese Frage, müssen wir auch noch in Finnland umfassender untersuchen, wenn man beim Fortgang der Forschung danach streben will, auf Grund der spätglazialen Pollenflora endgültig die Entwicklung des Klimas und der Wälder in spätglazialer Zeit zu erklären.

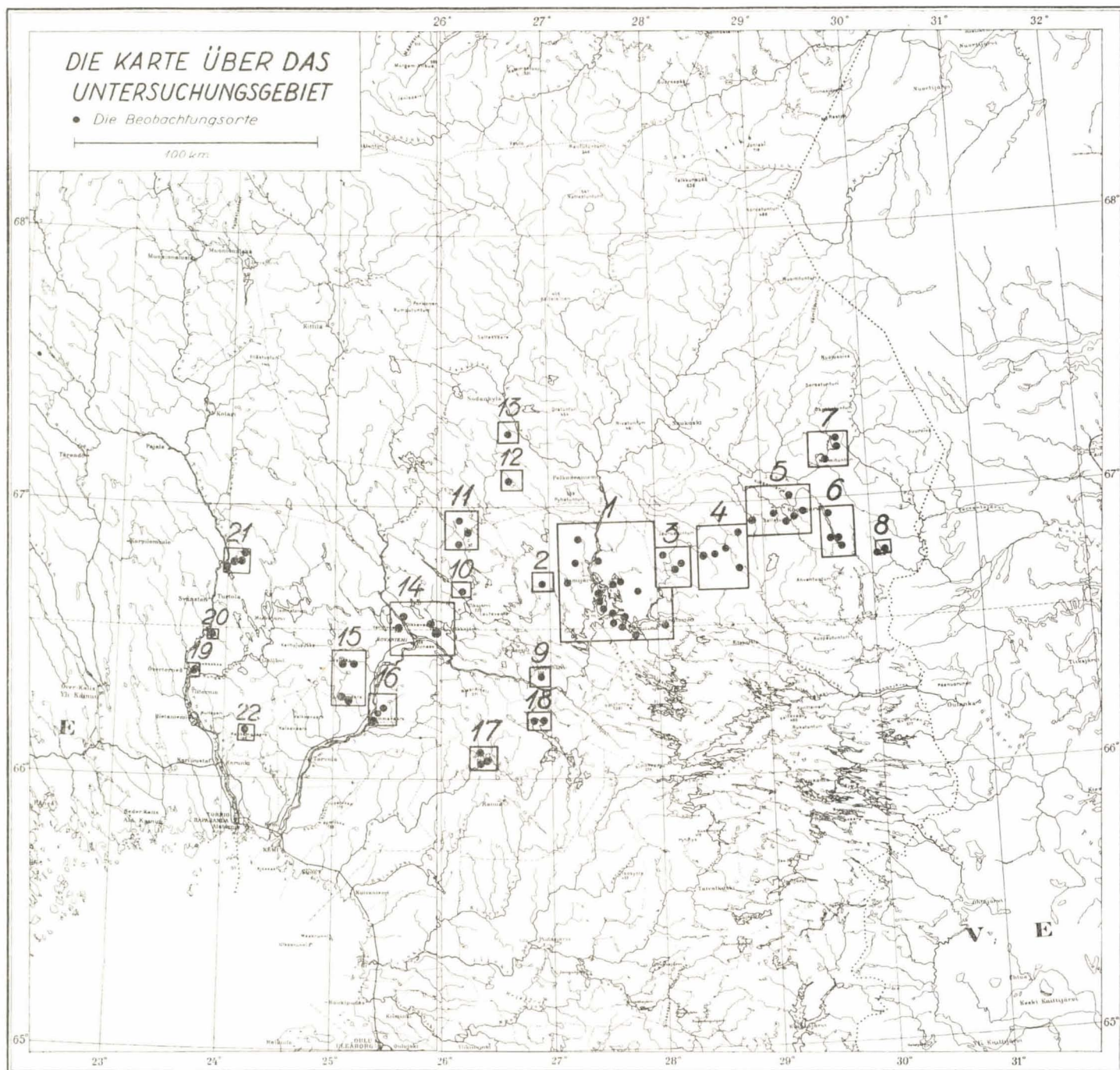
LITERATUR.

- AARIO, L., 1933. Vegetation und postglaziale Geschichte des Nurmijärvi-Sees. Ann. Bot. Soc. Zool. Bot. Fennicae, Vanamo, 3/2. Helsinki.
 ANUFRIEW, G. J., 1931. Der Aufbau der Torfmoore des Leningrad's Bezirk. Moskau.

- AUER, V., 1923. Suotutkimuksia Kuusamon ja Kuolajärven vaara-alueilta. Comm. ex instit. quaest. forest. Finlandiae, 6. Helsinki.
- 1927. Untersuchungen über die Waldgrenze und Torfböden in Lappland. Comm. ex instit. quaest. forest. Finlandiae, 12. Helsinki.
- 1928. Über die Einwanderung der Fichte in Finnland. Comm. ex instit. quaest. forest. Finlandiae, 13. Helsinki.
- 1933. Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. Acta Geogr. 5/2. Helsinki.
- BOEHTLINK, W., 1840. Bericht über eine Reise durch Finnland und Lappland. Bull. Scientif. publié par l'Acad. Imp. des Sciences de St Petersburg.
- BÜLOW, K., v., 1931. Präborealer Fichtenvorstoß in der Mark Brandenburg. Jahrb. preuss. geol. Landesanst., 52. Berlin.
- CAJANDER, A. K., 1916. Metsänhoidon perusteet. Porvoo.
- CLEVE-EULER, ASTRID, 1934. Det gotiglaciala havets utbredning samt maximumhöjd i Nordfinland och i trakterna omkring vita havet. Terra N:o 2. Helsinki.
- 1934. The Diatoms of Finnish Lapland. Societas Scient. comm. Fennica, Biologicae IV. 14. Helsinki.
- DE GEER, G., 1927. Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18 000 Jahren. Sonderdruck aus der Geol. Rundschau, Bd. XVIII, H. 6.
- 1929. Datering av den gotiglaciala isrecessionen i Scanodania. Geol. Fören. Förh., Bd. 51. Stockholm.
- DOKTUROWSKY, W. S. und ANUFRIEW, G. J., 1931. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie der Leningrader Torfmoore. Moskau.
- ENQUIST, FR., 1918. Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. S. G. U., ser. C., No. 285. Stockholm.
- FAEGRI, K., 1935. Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. Bergens Museums Årsbok. Bergen.
- FIRBAS, F., 1934. Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. Planta, 25.
- 1935. Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. Bibliotheca Botanica. H. 12. Stuttgart.
- u. GRAHMANN, R., 1928. Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). Abh. math.-phys. Kl. Sächs. Ak. Wiss., 40.
- GAMS, H., 1935. Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 28, N:o 1. Basel.
- GRAHMANN, R., 1931/31. Der Löss in Europa. Mitt. Ges. f. Erdkde., Leipzig.
- 1936 a. Spät- und postglaziale Süßwasserbildungen in Regis-Breitingen und die Entwicklung der Urlandschaft in Westsachsen. Mitt. a. d. Osterlande (Naturf. Ges. Altenburg i. Th.), 22.
- 1936 b. Über neue Beiträge zur Erforschung der Urlandschaften Mitteleuropas. Sonderabdruck aus der Geographischen Zeitschrift. 42. Jahrg. H. 2. Leipzig.
- GROSCOPF, P., 1935. Die spätglaziale Wärmeschwankung im östlichen Schleswig-Holstein. Sonder-Abdruck aus dem Zentralblatt f. Min. etc. Jahrg. Abt. B. No. 11. Plön.
- 1936. Die postglaziale Entwicklung des Grossen Plöner Sees in Ostholstein auf Grund pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen. Archiv für Hydrobiologie. Bd. XXX. Stuttgart.

- HACKMAN, V., 1899. Nya iakttagelser angående Yoldiahavets utbredning i Finland. *Fennia* 14, N:o 1. Helsinki.
- HYYPÄ, E., 1933. Das Klima und die Wälder der spätglazialen Zeit im Bereich der karelischen Landenge. *Acta forest. Fenn.* 39. Helsinki.
- 1936. Kittilän lusikkalöydön geologinen iänmääräys. *Suomen Museo* 1935. Helsinki.
- HÄNNINEN, K., 1912. Havaintoja Paanajärvestä. *Maat. yhd. Julkaisuja* 9. Helsinki.
- 1915. Drumlinmaisemien järvistä ja reiteistä Oulankajoen alueella Kuusamossa. *Maant. yhd. julkaisuja* 11. Helsinki.
- HÖGBOM, A. G., 1899. Till frågan om den sen-glaciala hafsgrensens i Norrland. *G. F. F. Bd.* 21. Stockholm.
- 1904. Nya bidrag till kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i norra Sverige. *Ibid.*, Bd. 26. Stockholm.
- IVERSEN, JOHS., 1936. Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. *Danmarks Geologiske Undersøgelse. IV. Række. Bd.* 2. Nr. 15. København.
- JAKOWLEW, S. A., 1926. Alluvium und Relief von Leningrad und Umgebung. Leningrad.
- KÖPPEN, W., 1933. Die Änderungen der Temperatur in Europa seit der letzten Eiszeit. *Meteorol. Zeitschr.*
- 1934. Der Umschwung der Windverhältnisse von Europa vor etwa 12 000 Jahren. *Meteorol. Zeitschr.*
- LINDBERG, H., 1916. Hvilka vittnesbörd lämnar fytopaleontologin om vårt lands och dess floras utvecklingshistoria sedan istiden. *Finska Vetenskaps-Societets Förhandlingar*, N:o 2. Helsingfors.
- LUNDQUIST, G., 1928. Studier i Ölands myrmarker. *S. G. U. Ser. C. N:o* 353. Stockholm.
- MAANMITTAUSHALLITUS 1928, Maanmittaushallituksen julkaisuja N:o 15. Pohjois-Suomen kolmiomittaukset. Helsinki.
- MARKOW, K. K. u. PORETZKY, W. S., 1935. Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen über die Geschichte des Finnischen Meerbusens, Ladoga- und Onegasees. Sonderabdruck aus Beihefte zum Botanischen Centralblatt. Bd. LII. Dresden.
- NILSON, T., 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. *G. F. F.*, Bd. 57. Stockholm.
- NORDHAGEN, R., 1933. De senkvartaere klimavekslinger i Nordeuropa och deres betydning for kulturforskningen. *Instit. f. Sammenlign. Kulturforsk.*, Forles. 12. Oslo.
- v. POST, L., 1928. Svea älvs geologiska tidsställning. *S. G. U. Ser. C. N:o* 347. Stockholm.
- 1933. A Gothiglacial transgression of the sea in south Sweden. *Medd. f. Stockholms Högskolas geol. instit.* Stockholm.
- SAURAMO, M., 1923. Studies on the Quaternary varve sediments in Southern Finland. *Bull. Comm. géol. de Finlande* N:o 60. Helsinki.
- 1929. The quaternary geology of Finland. *Bull. Comm. géol. de Finlande*, N:o 86. Helsinki.
- 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. (Vorl. Mitt.) *Compt. Rend. de la Soc. géol. de Finlande*, 8. Helsinki.
- SJÖGREN, O., 1905. Marina gränsen i Kalix- och Tornedalarna. *G. F. F. Bd.* 27. Stockholm.

- TANNER, V., 1914—1915. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i Finska Lappland och angränsande trakter. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o. 38. Helsingfors.
- 1930. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV. Bull. Comm. geol. Finlande N:o 88. Helsinki — Helsingfors.
- THOMASSON, H., 1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsinledning vid Kalmarsund. G. F. F. Bd. 49. Stockholm.
- 1935. Äldre baltiska skeden. G. F. F. N:o 403. Stockholm.
- THOMSON, P., 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta et Commun. Univ. Tartuensis (Dorpatensis), A 17/2. Dorpat.
- 1931. Beitrag zur Stratigraphie der Moore und zur Waldgeschichte Südwestlitauens. G. F. F. Stockholm.
- 1935. Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands. G. F. F. Bd. 57. Stockholm.
- WASMUND, E., 1933. Erfahrungen bei Dammbauten auf Unterwasserböden in Ostholstein. Geologie u. Bauwesen, Jahrg. 5.
-





Aufn. E. Hyypä.
Abb. 1. Uferböschung von Rho I am See Kemijärvi bei 206 m ü. M.



Aufn. E. Hyypä.
Ab. 2. Terrasse von Rho I bei ca. 206—207 m ü. M. in Ketola in
Kemijärvi.

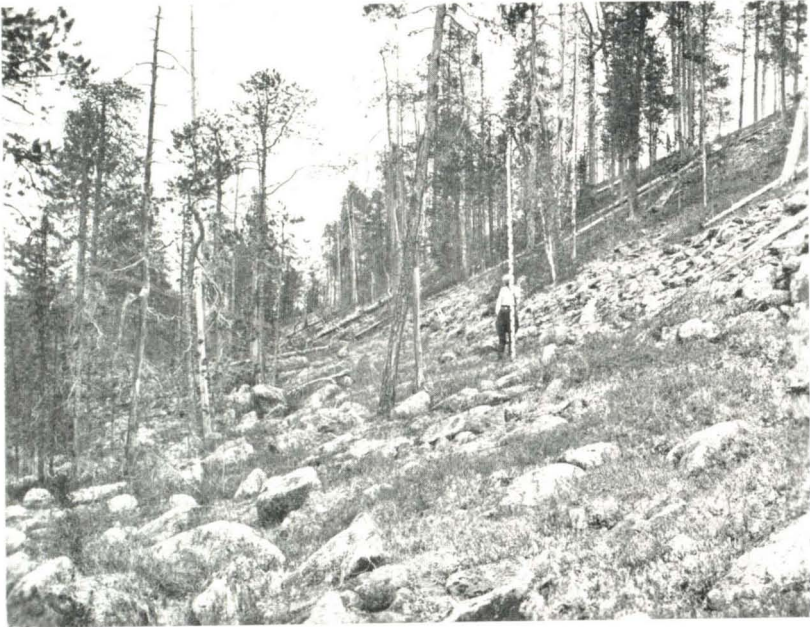
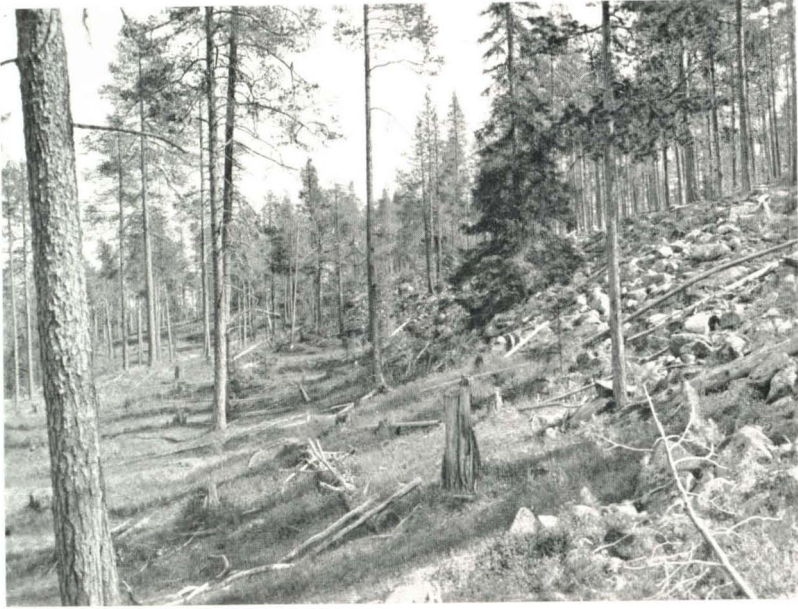


Abb. 3. Uferböschung bei 235 m ü. M. am Berg Kukkuravaara in Salmivaara. Aufn. E. Hyypä.



Abb. 4. Blockterrasse bei 231 m ü. B. am Berg Matovaara in Märkäjärvi. Aufn. E. Hyypä.



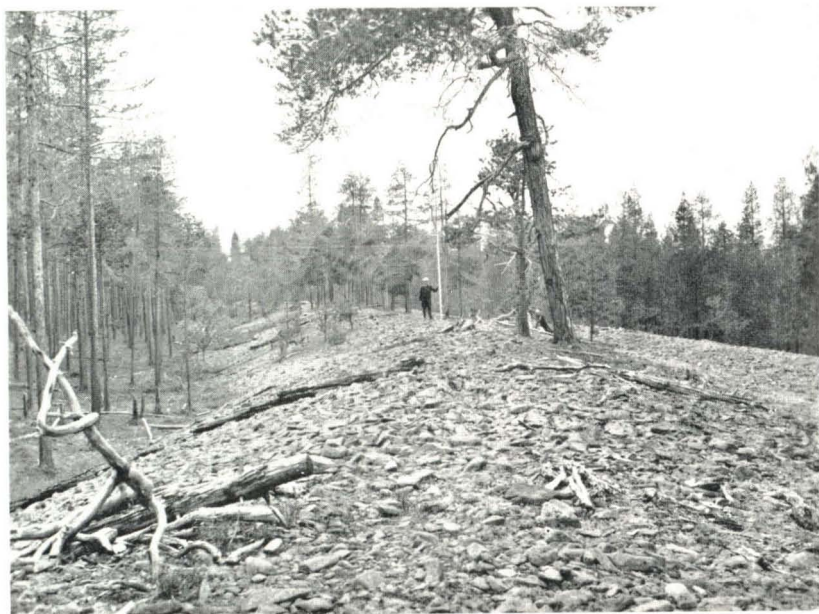
Aufn. E. Hyypä.

Abb. 5. Blockterrasse bei 218 m ü. M. am Berg Sallatunturi in Salla.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 6. Blockterrasse bei 220 m ü. M. am Berg Pikku-Särkivaara in Salla.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 7. Strandwall bei 235 m ü. M. am Berg Keskimmäinen Särkivaara in Salla.



Aufn. E. Hyypä.

Abb. 8. Blockterrasse bei 234 m ü. M. am Berg Jänisvaara in Salla.

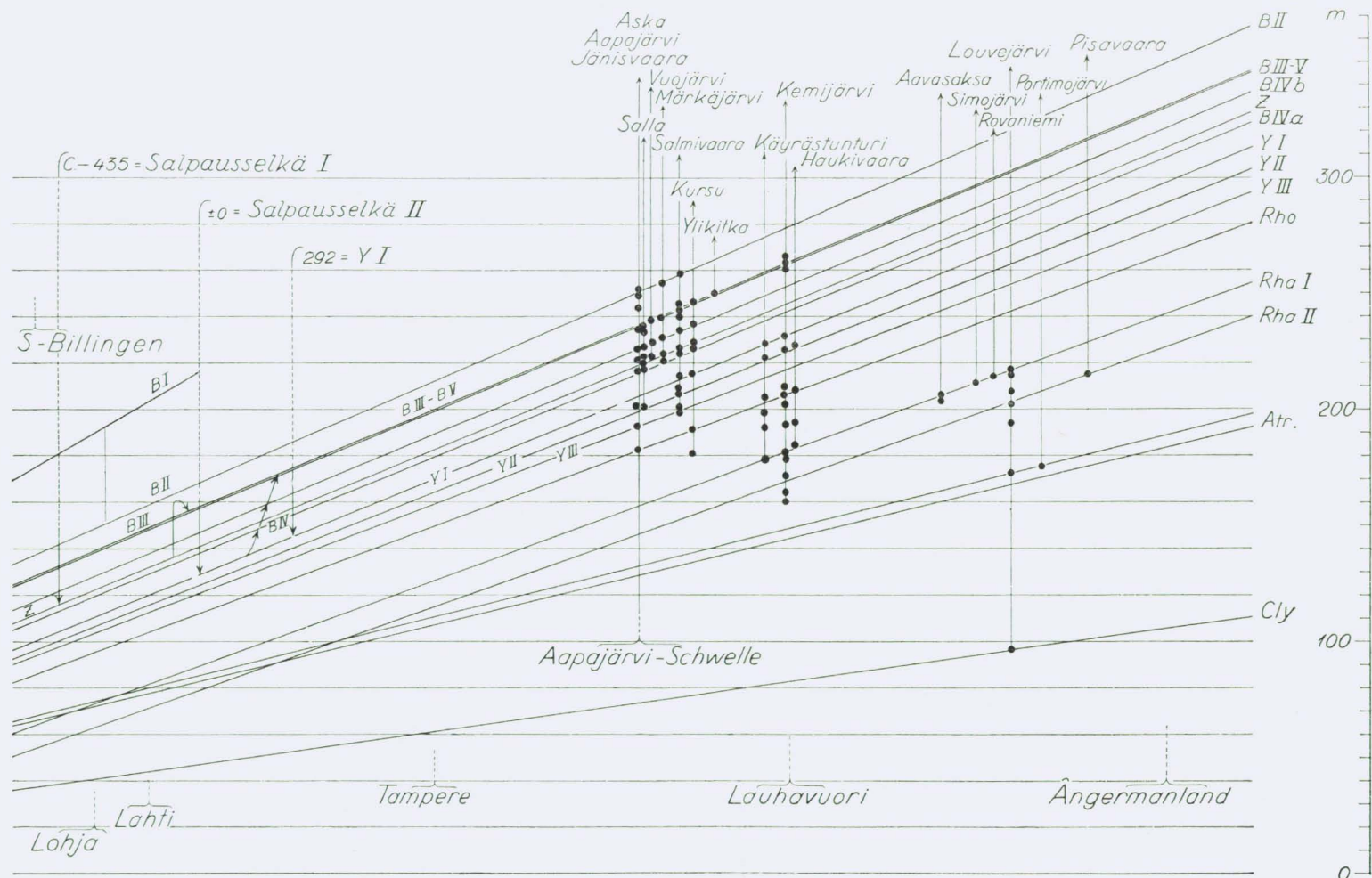


Aufn. E. Hyypä.
Abb. 9. Steinfeld am Berg Louvevaara in Louvejärvi, obere Grenze
bei 215 m ü. M.



Aufn. E. Hyypä.
Abb. 10. Auswaschungsgrenze bei ca. 214 m ü. M. am Berg Nuuksvaara
in Rovaniemi.

Relationsdiagramm der Strandlinien in Nordfinnland.



Bezeichnungen der Strandlinien: B I, B II, B III, B IVa, B IV b, B V = die sukzessiven Stadien des Baltischen Eistausees, Z = das etwaige marine Stadium der zweiten Salpausselkäperiode, Y I, Y II, Y III = die Strandlinien des baltischen Yoldiameres, Rho = Rhoicosphaeniameer, Rha = Rhabdonemameer, Atr. = Ancylustransgression, Cly = Clypeusgrenze. Die Benennungen der Strandlinien nach Sauramo 1934.

Die Ziffern C. -435, ± 0 , 292 geben das Alter nach Sauramos Chronologie an.

Die Pfeile zeigen die Richtung der Niveauverschiebungen.

ÜBER DIE BRAUCHBARKEIT DER PROJEKTIONSMETHODEN BEI DER UNTERSUCHUNG DES SOGENANTEN
»NADELQUARZES».

Von

TOINI MIKKOLA (geb. TEITTINEN).

Im Winter 1933—34 erhielt Verfasserin, die damals als Schülerin am mineralogisch-geologischen Institut der Universität Helsinki studierte, von Herrn Prof. Dr. Pentti Eskola die Aufgabe, eine Untersuchung der kristallographischen Eigenschaften des sogenannten Nadelquarzes zu versuchen. Verfasserin erfreute sich dabei auch des lebhaften Interesses und der Beratung des Herrn Prof. Dr. L. H. Borgström.

Die genannte Nadelquarzbildung trat in den sogenannten Bottenmeerporphyren auf, mit welchen Gesteinen sich Prof. Eskola eben beschäftigte.¹ Abb. 1, die das mikroskopische Bild eines Porphyrs wiedergibt, ist aus diesem Aufsatz genommen. Wie daraus ersichtlich ist, umgibt die Nadelquarzbildung,² mit den Bestandteilen der dichten Grundmasse innig durchwoben, das Quarzindividuum. Abb. 2 stellt zwei von der Verfasserin gezeichnete Quarzkristalle mit ähnlicher Bildung dar. Die optische Orientierung der Nadeln ist die gleiche wie die des in der Mitte befindlichen Quarzkristalles. Schon früher war die Vorstellung bekannt, das die Nadeln in Wirklichkeit Lamellen wären aber im Dünnschliff als schmale Linien erschienen. Da diese Schnittlinien bisweilen zwei oder sogar drei miteinander parallel laufend in Erscheinung traten, weckte dies den Gedanken, zu erforschen ob in der Stellung der Lamellen irgendeine Regelmässigkeit

¹ PENTTI ESKOLA: Über die Bottenmeerporphyre. C. R. Soc. géol. Finl. N:o 8, Bull. Comm. géol. Finl. N:o 104, 1934.

² Die Benennung »Nadelquarz« ist zuerst von Hedström für ähnliche Bildungen in den Porphyrgeschieben Gotlands eingeführt worden. Eingehendere Untersuchungen darüber hat Geijer gemacht. Vgl. die Literaturangaben in dem oben erwähnten Aufsatz von Eskola.

keit vorhanden wäre und in welchem Verhältnis sie kristallographisch zu dem Mittelkorn ständen.

Es ist klar dass ich sehr wenig bekannte und sehr viel unbekannte Faktoren habe, wenn ich davon ausgehe, dass sowohl die

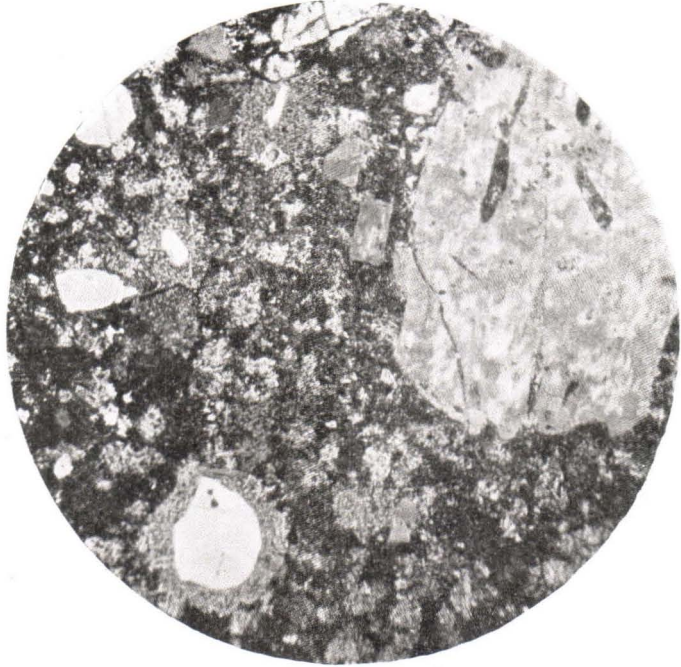


Abb. 1. Quarzporphyr, Geschiebe aus Blåklubben, Åland.
Vergr. 9. + Nik.

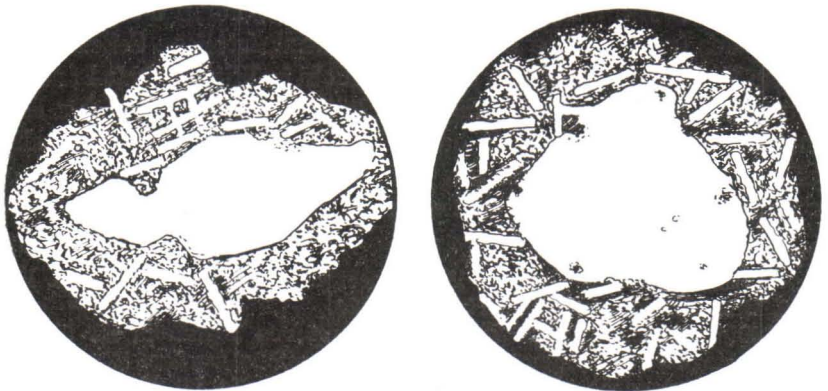


Abb. 2. Quarzkörner mit umgebenden »Nadeln« von Bottenmeerporphyren.

Schnittlinien der Lamellen mit der Schliffebene als auch die Richtung der C-Achse des Quarzes gemessen werden können. Vor allem kann ich den wirklichen Neigungswinkel der Lamellen nicht messen, bestenfalls bekommt man nur darüber Klarheit, nach welcher von den beiden Seiten sich die Lamelle neigt. Das Resultat, das ich so erhalte kann ich nicht als ein sicheres ansehen, aber dennoch war der Versuch interessant, wohin das Ergebnis weisen würde. Weil in der Kristallform des Quarzes eine grosse Zahl von Flächen möglich ist, musste ich mich vornehmlich mit der Betrachtung der Grundpyramiden zufrieden geben, weil ihr Auftreten am wahrscheinlichsten zu erwarten war.

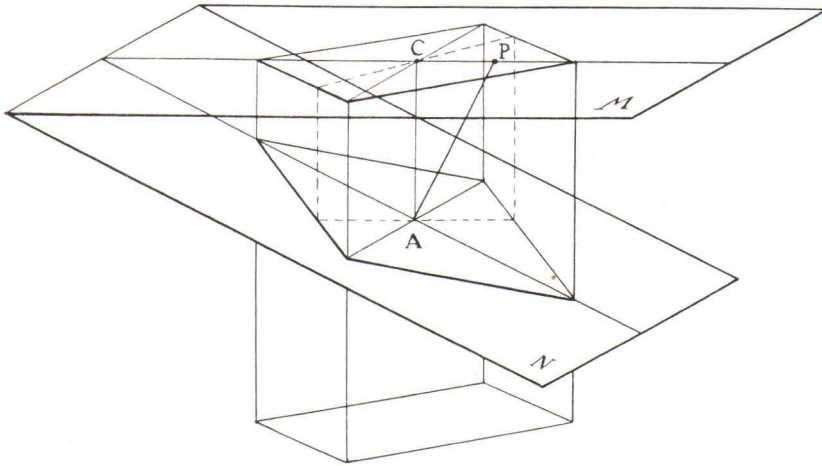


Abb. 3.

Als geeignetstes Hilfsmittel wurde die gnomonische Projektion gewählt. Zur Vereinfachung der Arbeit dachte Verfasserin den ganzen Vorgang in der gnomonischen Projektion folgendermassen:

In der Abb. 3 ist die Ebene M die Bildebene der gnomonischen Projektion und die Dünnschliffebene N schneidet sie in dem von der C-Achsenrichtung bestimmten Winkel. Den Winkel bestimme ich mit Hilfe des U-Tisches. Die punktierte Linie durch A ist die Schnittlinie der Lamelle. Wenn ich jetzt die Ebene M senkrecht mit einem vierseitigen Prisma schneide, so trennt es von M ein Quadrat und schneidet von N einen Rhombus, dessen längere Diagonale leicht zu bestimmen ist. Diese beiden Vierecke kann ich in die Bildebene der gnomonischen Projektion zwischen Parallele setzen (Abb. 4) und die Richtung der Lamelle ist dann leicht in die gnomonische Projektion zu legen. Alle Punkte auf der Senkrechten zur Lamellenrichtung

durch P stellen die Fläche dar, die die Schnitttrichtungslinie ergeben kann.

Auf diese Weise untersuchte ich viele Fälle und erhielt von ihnen eine Anzahl von Flächen, die Grundpyramiden darstellen konnten. Abb. 5 stellt einen von ihnen dar. Wie schon oben gesagt ist das Resultat zwangsläufig noch unsicher.

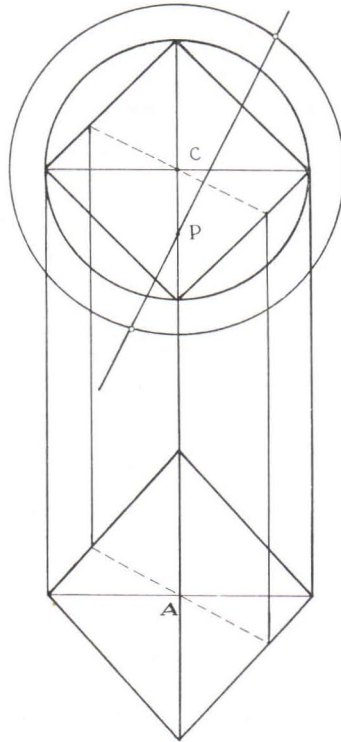


Abb. 4.

Um unbedingte Sicherheit zu erhalten habe ich das Verfahren geändert. Ich liess dickere Dünnschliffe anfertigen, um den Neigungswinkel der Lamellen bestimmen zu können und das Resultat wurde in der stereographischen Projektion dargestellt. Auf diese Weise untersuchte ich 20 Körner mit ihren Lamellen. Die deutlichsten von ihnen (13 Stck.) verwandte ich für die Zusammenstellung in Abb. 6. Die Projektionsbilder sind so aufeinander gelegt, dass die ursprüngliche Richtung der C-Achse vor ihrer Verschiebung auf den Mittelpunkt im Winkel ABC und der nächste für die Grundpyramide passende Punkt auf CA oder CB liegt. Hieraus ergeben sich die Punkt-

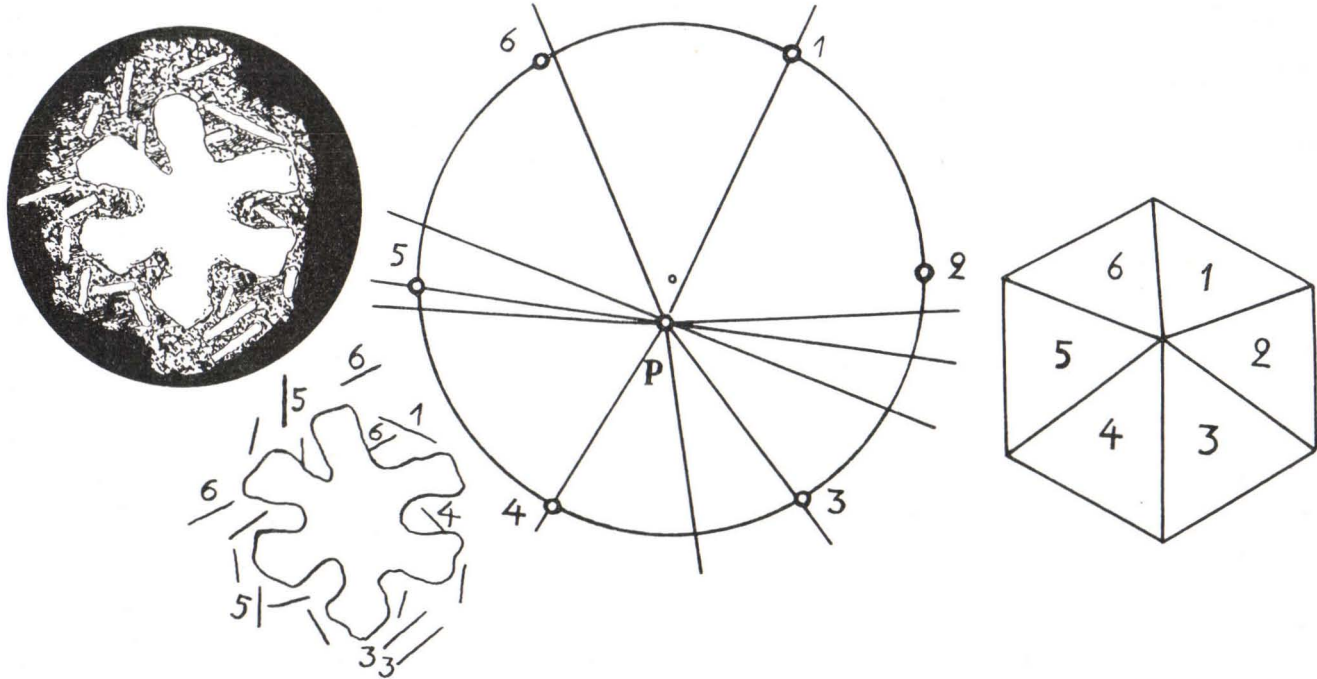


Abb. 5. Links oben ein mikroskopisches Bild von einem Quarzkristall, das eine sternförmig ausgebildete Skelettbildung ist und dessen C-Achse fast senkrecht steht. Unten sind die einzelnen Lamellen mit Zahlen bezeichnet, die die Grundpyramiden im gnomonischen Projektionsbild (Mitte) darstellen können. Alle Halbstrahlen durch P hat man unter Zuhilfenahme der Lamellenrichtungen erhalten. Rechts befindet sich die Grundpyramide des Quarzes in der Stellung, wo die Dünnschliffebene sie schneidet.

reihen auf diesen Radien. Die anderen Punkte werden dann nach dem einen gewählten Punkt bestimmt. Die Kreise stellen die Grundpyramidenflächen dar. Wie man aus der Abbildung ersieht ist immer eine gewisse Verdichtung zu bemerken besonders in der Nähe der Grundpyramidenflächen. Nur 13 Stück von allen Punk-



Abb. 6. In der Zusammenstellung zeigen vier auf verschiedene Weise bezeichnete Projektionsbilder die Flächenlage in den einzelnen Fällen. Wagerechte und stark geneigte Flächen kann man nicht messen. Deshalb muss der untere Teil der Figur flächenarm bleiben, nachdem die C-Achse senkrecht gestellt worden ist.

ten (mit einem Pfeilchen bezeichnet) sind entweder auf CA oder CB gestellt und doch sieht man eine grosse Anzahl von Flächenpolen auf diesen Radien oder in der Nähe. Eine Anhäufung von Flächenpolen bemerkt man auch zwischen den Grundpyramidenradien. Dazu ist noch hinzuzufügen, dass die Grundpyramidenflächen als Lamellen am

schärfsten waren und sehr genaue Messungen gaben, was sonst nicht immer der Fall war. Besonders deutlich waren sie in den auf verschiedene Weise bezeichneten Projektionsbildern.

Der mit einem geraden Kreuz bezeichnete Fall zeigt 5 Flächenpole in der Nähe der Grundpyramiden, ein Prisma und noch 3 Punkte fast auf den durch die Grundpyramidenpunkte gehenden Radien. Die drei übrigen Punkte sind schwer zu erklären. Die kleinen Dreiecke befinden sich bei 4 Grundpyramiden, während die anderen meistens auf Grundpyramidenradien oder mitten zwischen ihnen gelegen



Abb. 7. Quarzskelette nach Laemmlein.

sind. Von den schiefen Kreuzen fallen 4 auf die Grundpyramiden, und die anderen wie im vorigen Beispiel. Der vierte Fall (mit einem Halbkreis bezeichnet) liefert nur 3 Grundpyramiden, diese aber sehr genau in einem Abstand von 60° . Andere Punkte stellen sich wieder wie in den vorgenannten Fällen. Besonders diese Bilder sprechen für die Skelettbildung. Ganz überzeugend sieht die Zusammenstellung nicht aus, doch wollte Verfasserin dabei irgendeine Regelmässigkeit erkennen.

Eine andere Möglichkeit bietet Geijers Erklärung, dass die »Nadeln« Tridymitpseudomorphosen seien, deren Stellung zufällig ist. Die mit dem Kernkristall gemeinsame Orientierung wäre durch die induzierende Wirkung desselben entstanden.

Abb. 7 stellt zwei von Laemmlein untersuchte Skelettquarze aus Liparit dar.¹ Hier sieht man wie die Skelettbildung sich ursprünglich innerhalb eines grossen Kristallindividuums entwickelt. Die Verhältnisse waren in den Porphyren doch andere, denn die schliessliche Kristallisation der Nadeln hat in dem viskosen Medium erst

¹ GEORG LAEMMLEIN: Skelettartige Quarzkristalle in Lipariten. Min. u. petr. Mitt. Bd. 44, 1933.

in einem späteren Stadium stattgefunden. Die induzierende Wirkung des Kernkristalles war nicht hinreichend für die äussere Bildung der Kristallform.

Sobald dickere Dünnschliffe angefertigt wurden, eignete sich bei der Erforschung der Frage zur Bestimmung der Richtungen am besten der U-Tisch als auch für die Darstellung des Ergebnisses die stereographische Projektion. Die gnomonische Projektion war wiederum dann geeignet, wenn die von dem Dünnschliff gebildete Flächenfigur und dazu die Richtung der C-Achse des Quarzes zu untersuchen war.

A PARAGENESIS OF GEDRITE AND CUMMINGTONITE FROM
ISOPÄÄ IN KALVOLA, FINLAND.

By

PENTTI ESKOLA

with a contribution by TAUNO KERVINEN.

INTRODUCTION.

The collections of the Mineralogical Institute of the University of Helsinki contain several very old specimens of garnet amphibolite from Kalvola. One of them, being a fine example of amphibolite with perfect porphyroblasts of garnet, had been used in the microscopical courses held for the students long before I became teacher of petrography. This rock was found particularly interesting because it contains orthorhombic as well as monoclinic ferromagnesian amphibole in a fine-grained crystalloblastic ground-mass. As the two kinds of amphibole are different in colour, the orthorhombic variety being grayish green, while the monoclinic one is colourless, I thought it might be possible to separate them. This became even more probable when it was found by an immersion test that the coloured variety also has higher refractive indices. Mr. Kervinen was courageous enough to venture a trial and met with better success than could have been expected in view of the intimate mixture and the fine grain of the rock. He also analyzed chemically the two amphiboles.

The results of these analyses seem to be of considerable interest from a mineralogical point of view. Anthophyllite and cummingtonite are regarded as an example of polymorphism, and there has been little doubt of them being identical in composition, especially where they occur in one and the same rock, as frequently happens. It is well known, on the other hand, that the orthorhombic ferromagnesian amphibole may contain considerable percentages of alumina, such aluminous anthophyllites having been called gedrite. However, such examples in which gedrite and cummingtonite occur together,

as in the present case, were formerly unknown to me. This association would seem to throw some light upon the problem of the special kind of polymorphism sometimes called polysymmetry, or polysynony.

From the microscopical examination the two varieties of amphibole seem to have originated as blastic crystallizations, even if it is possible to argue that one of them has preceded the other, a conclusion as to which the reader may form his own opinion on the basis of the description below. In the present paper emphasis is solely laid on the mineralogical side, and a full discussion of the genesis of the rock is postponed until the field study of the occurrence, planned for the summer 1936, has been undertaken. It was thought advisable in this case to publish the results of our laboratory work in advance of the field study, as they seem to be fully conclusive as far as the mineralogy is concerned. In a case like this it may eventually be interesting to see what new light can be thrown on the genesis through a field examination.

HISTORICAL.

What is known about the occurrence of the garnet amphibolite in question is all of old date and may be summarized here in view of its historical interest. In his synopsis of the »geognosy» of Finland (1858) Holmberg ¹ writes under the parish of Kalvola (in translation):

»Somewhat east of Pakois farm within the estate of Niemis there is a more considerable trend of outcrops of hard gneiss-like mica-schist. Near the cottage of Isopää three pits have been quarried in this rock which here contains those so-called Kalvola garnets of dark red colour, remarkable for their very regular form and represented in almost all mineral collections».

Holmberg here refers to the diary of »Prospector and Mag. Phil.» S. Savenius of the year 1824, now kept at the State Archives in Helsinki. According to this diary Savenius had come to the cottage of Isopää on the 14th of June 1824. The narrative runs on:

»From here the cottage-owner led me to the well known Garnet ledge of Kalvola. — — — — — In the three pits quarried here I found, in a hard, greenish, fine-micaceous gneiss, garnets of rhomboidal dodecahedral form varying in size from a hemp-seed to a hen's egg and of a dark garnet colour. I could not remove any whole garnet crystals from the rock with my hammer».

From this account, as well as certain other circumstances, it would appear that the specimens in our collection were collected

¹ H. J. HOLMBERG, Materialier till Finlands geognosi. Helsingfors 1858. p. 136.

before 1824. They belong to the Steinheil collection, which is the oldest special collection of our Museum. The oldest labels attached to the specimens are written in German and seem to bear the handwriting of the famous mineral collector Count Fabian Steinheil himself (Governor General of Finland 1810—1823) who died in 1831. On the labels the name of the farm is written »Pakos», whereas Savenius in 1824 writes »Paakkonen» which is the correct Finnish spelling.

J. J. Sederholm, in his explanation of the map sheet 18, Tammela (1890), briefly mentions the garnets »at the well-known occurrence near the cottage of Isopää E of the farm of Paakkonen in Kalvola» saying that similar garnets of dodecahedral form occur at several places in the northern schist zone of the said map area.

To my query whether the three old pits at Isopää are still known to the local inhabitants Mr. A. Paakkonen, the owner of the farm, stated in a letter that this is the case. The garnets are common in many outcrops, he writes, and they are called »pearls». — No closer descriptions of the occurrence at Isopää are available at present.

THE SPECIMENS.

The old specimens are eight in number. They show considerable diversity in structure, though all consist of a rock that may be called garnet amphibolite. Especially variable is the size of the garnets. In one specimen the garnets measure from four to six cm in diameter but in another only two or three mm. Some crystals show the combination (110) (211) but most of them (110) only. The faces are ideal (Fig. 1). The frequency of garnet also varies, even in one and the same specimen, showing concentration along certain bands parallel to the mostly rather indistinct schistosity which is due to the parallel arrangement of the amphibole prisms.

1. The schistosity is quite pronounced in the specimen with the smallest garnets. This specimen contains biotite and gedrite, but no cummingtonite. Only the amphibole prisms but not the biotite scales show a parallel arrangement. They turn nicely around the garnets, but the individual prisms are not bent. The inner parts of the garnets contain numerous inclusions of quartz, while the ground-mass consists of plagioclase showing a pavement fabric with idio-blastic gedrite prisms and thick biotite plates. The biotite is nearly uniaxial and brown, of a medium intensity for rays vibrating parallel to the cleavage. Iron ore grains (ilmenite) abound all over, forming inclusions in all the other minerals.

2. A specimen containing sparse garnets, about 1.5 cm in diam., shows alternating darker and lighter bands. The darker bands contain abundant gedrite but very little cummingtonite. Plagioclase is subordinate, but occurs also as phenocrysts with a certain degree of



Fig. 1. Almandite-gedrite-cummingtonite amphibolite from Isopää, Kalvola. Specimen like N:o 4. About half nat. size.

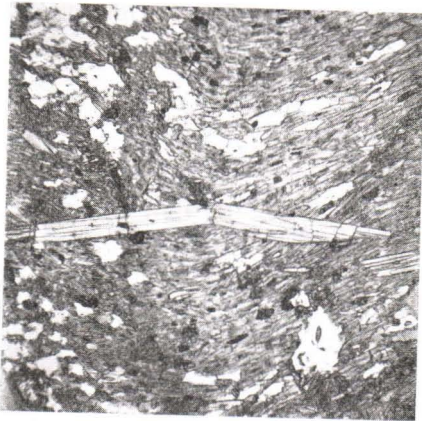


Fig. 2. A broken prism of cummingtonite in gedrite-cummingtonite amphibolite. Isopää, Kalvola. Magn. 15 diam.



Fig. 3. Gedrite-cummingtonite amphibolite. Isopää, Kalvola. + Nicols. Magn. 15 diam..

idiomorphism. It does not seem impossible that they really are relict blastoporphyritic phenocrysts. In the lighter band similar phenocrysts of plagioclase occur. Here the plagioclase, as a fine-grained granoblastic mass, forms more than 50 per cent of the ground-mass.

The amphibole is in part gedrite in the form of thick and long prisms, in part cummingtonite as smaller prisms, all in good parallel arrangement.

3. A specimen containing numerous garnets up to 4 cm in diam. and packed closely together; thus the ground-mass is a very subordinate part of this specimen. It shows gedrite and cummingtonite in a strikingly different development, the former as short but thick prisms and the latter as very long — up to 1 cm — and slender prisms which

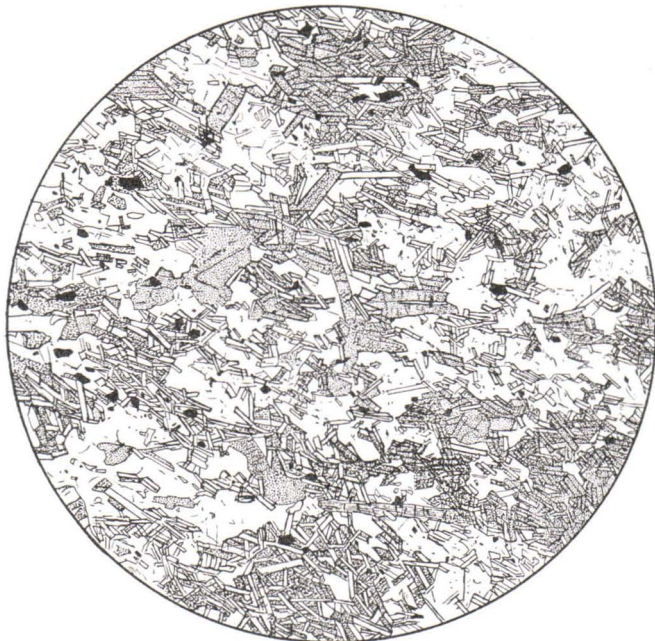


Fig. 4. Gedrite-cummingtonite amphibolite. Isopää, Kalvola. Gedrite, dotted; cummingtonite (prisms), and plagioclase, white. Magn. 15 diam.

pierce through the gedrite and plagioclase. The ground-mass is much folded by the growth of the garnets, but the individual long prisms of cummingtonite are never bent, although one prism was seen to be broken (Fig. 2). The gedrite appears to be crushed up along lines of flexure.

4. The specimen used for the quantitative study. One half of it is almost devoid of megascopical garnet phenocrysts which are very abundant in the other half. The band with no phenocrysts is rather pale in colour and contains more plagioclase than amphibole and,

among the latter, more cummingtonite (Fig. 3 and 4). The honey-combed mass of plagioclase is rather coarse-grained, more so than the gedrite. In the garnet-rich bands, again, the gedrite is prevalent and plagioclase subordinate. As usual, iron ore is evenly distributed throughout the rock, also in the garnet phenocrysts.

In general, the prisms of cummingtonite in this, as in the other specimens, show an idiomorphic relation to the gedrite piercing through the latter, though in the analyzed specimen the opposite case was also encountered. As an average the gedrite here forms bigger and thicker prisms. Another feature that may be important as an indication of the age relations between the two amphiboles is the fact that some of the coloured rhombic prisms have colourless monoclinic ends which have apparently crystallized as a homoaxial continuation of the former. On still other coloured crystals the light variety has grown on the sides, likewise in homoaxial continuation.

Among the rest of the eight specimens nearly all are very like n:o 4, the one used for the quantitative study. As a further noteworthy feature may only be pointed out that, in one of the specimens, there were some chalcopyrite grains.

THE SEPARATION OF THE AMPHIBOLES.

by

TAUNO KERVINEN.

A large part of the specimen was chipped and the visible garnets were removed. The remaining ground-mass material was ground up and sieved, finally through a sieve with 120 meshes to 1 inch. The portion that passed through was collected and the finest powder was removed thence by washing. After having been dried, it was examined microscopically and was found to consist of plagioclase, amphibole, iron ore, and garnet. The plagioclase was now separated by means of acetylene tetrabromide (d. 2.97). After having been washed with benzol and dried the garnet and iron ore were separated by means of a Clerici solution of d. 3.8. The remaining portion was now fairly pure amphibole. In order to separate the orthorhombic and monoclinic amphiboles one from the other the powder was centrifuged successively in Clerici solutions of d. 3.60 and 3.50 and each time the precipitated portion (ore and garnet) was removed. Thereafter the remaining portion was centrifuged in solutions d. 3.10 and 3.20 and the still floating salic minerals were removed. The next solution applied was d. 3.45, and then 3.40, in which the deposit was a little larger than in the former; it was found to consist of amphibole with inclusions of iron ore. The remaining mineral powder, whose density thus was between the limits 3.40 and 3.20, was repeatedly centrifuged with Clerici solution whose density was successively lowered by dilution to 3.39—3.38—3.37. In the two solutions d. 3.38 and 3.37 a considerable part of the

amphibole sank down and this was also the case when the dilution was continued to 3.36 and 3.34, whereas on further dilution the deposit did not increase noticeably, and the solution between the deposited and the floating portions quickly became clear. Both portions were taken separately out of the centrifuge tube, the heavier portion, between d. 3.40 and 3.34, was found to consist of the orthorhombic amphibole and the lighter one, between d. 3.20 and 3.34, of monoclinic amphibole.

A Clerici solution d. 3.33 was now prepared; very little material sank down in it. On successive dilution down to d. 3.318—3.316—3.314—3.312—3.310 with centrifuging after each dilution, the deposits increased more and more until, at d. 3.308, a large part of the powder had sunk. The solution was re-concentrated up to d. 3.310 and centrifuged with the deposited powder which now rose up again, with the exception of a small fraction which was removed. The tube was emptied. A new solution d. 3.310 was prepared and centrifuged with the powder, then successively diluted to d. 3.308—3.304 and centrifuged each time. At d. = 3.304 the greater part of the powder had sunk down. It was taken carefully out, washed and dried. A microscopical examination proved it to consist of exceedingly pure monoclinic amphibole.

The orthorhombic amphibole was centrifuged anew, beginning with a solution d. 3.390, in which a small part sank. Centrifuging was then repeated, with alternating dilution at d. 3.388—3.386—3.384—3.382—3.380—3.378—3.376—3.374. In the last-mentioned solution a large part of the powder sank down. The solution was concentrated up to d. 3.376 and centrifuged, with the result that the portion that had sunk down at the previous trial now rose up again. The deposit was removed and centrifuged with a newly prepared solution d. 3.376 which was successively diluted to 3.374—3.372—3.370—3.368—3.366. At the last-mentioned d. the greatest part of the mineral had sunk down. It was collected, washed and dried, and was found to consist of exceedingly pure orthorhombic amphibole.

CHEMICAL COMPOSITION OF THE MINERALS AND THE ROCK.

The density of the gedrite used for the analysis was thus determined between the limits 3.366 and 3.376 and that of the cummingtonite between 3.304 and 3.310. In both cases the variation was probably due to a certain nonhomogeneity of both amphiboles and not to admixture or inclusions of foreign substances. Very little material sank down at dilution between 3.366 and 3.310. This fact well illustrates the absence of solid solutions and the sharp distinction between the gedrite and the cummingtonite.

Both amphiboles were analyzed by Mr. T. Kervinen with the following results which were checked by several double determinations. The refractive indices γ (and γ') and α' were determined on cleavage splinters by Miss Anna Hietanen.

	Gedrite		Cummingtonite	
	%	Mol. numb.	%	Mol. numb.
SiO ₂	43.70	7 247	50.70	8 574
Al ₂ O ₃	10.88	1 065	1.72	168
FeO	26.53	3 692	26.63	3 705
Fe ₂ O ₃	3.52	220	3.11	195
TiO ₂	0.55	69	0.31	39
CaO	0.54	96	0.87	155
MnO	0.24	34	0.19	27
MgO	11.48	2 847	14.36	3 561
Na ₂ O	1.24	200	0.60	97
K ₂ O	0.15	16	0.15	16
H ₂ O	1.21	672	1.46	810
	<u>100.04</u>		<u>100.10</u>	
Sp. g.	3.371		3.307	
γ	1.697		γ' 1.681	
α'	1.674		1.661	

I shall not discuss the relations between the chemical composition and optical properties of these two amphiboles, nor shall I quote other analyses for comparison, as they are easily available in handbooks.

The rhombic form of amphibole contains a good deal of alumina and the monoclinic form very little. This is the remarkable fact that has been ascertained by the analyses and may lead to a discussion of its meaning. But even this discussion can be very brief, as the result at all events affords a new and undeniable proof that the rhombic amphibole lattice differs from the monoclinic one in its capability of having more of its silicon atoms replaced by aluminium atoms.

A question to which we must try to find an answer is this: Have the two amphiboles originated at the same time and under identical conditions, or can a sequence be traced? Here we have only to rely upon the structural features mentioned in the above description. There is a feature which may indicate that gedrite has preceded cummingtonite, *viz.* the fact that the latter was found to have sometimes grown upon the former, while the opposite relation was not encountered. The prisms of cummingtonite, on the other hand, may traverse the crystals of gedrite (Fig. 2). This apparently can not be interpreted as an evidence for an opposite sequence, but rather as an indication that cummingtonite goes before gedrite in the crystalloblastic energy, just as muscovite, though hevidently of later origin, goes before biotite and frequently has grown through the latter. The cummingtonite therefore may have originated later and

under different conditions, perhaps at a lower temperature, than the gedrite. There is nothing to contradict this conclusion if not the fact that gedrite is a little richer in iron, but in this case we cannot apply the general rule of crystallization of igneous rocks, especially as it is quite unknown what influence the content of alumina may exert.

If the two amphiboles are not of contemporaneous origin, then neither is it certain that they represent an equilibrium assemblage, in spite of the apparent stability of both in a granoblastic rock.

However it may be with the stability and the age relation, it is none the less apparent that the two varieties of amphibole are two independent mineral species and not only »polysymmetric» modifications in the sense which might be easily suggested by a mode of occurrence like that in the cordierite-anthophyllite gneiss at Kurksaari in the Orijärvi region¹ where, in the needles, a rhombic and a monoclinic amphibole are intergrown on (100) and the outer parts consist of anthophyllite containing one or several lamellae of cummingtonite identical with the rhombic mineral in every respect excepting its optical orientation. This kind of intergrowth, so extraordinarily similar to the twinning of the monoclinic amphibole, really would suggest a picture of their crystal structure somewhat like the following: Compare the silicon-oxygen bands of the amphibole with a group of soldiers standing in parallel rows. So long as all the rows are looking in the same direction they represent the monoclinic modification, but if every second row be commanded right about turn they will form an orthorhombic grouping. This would be equivalent to polysymmetry. In our case we must imagine some more essential difference between them.

Different and very interesting new aspects of the polymorphic phenomena have been recently presented by Sosman² and Barth.³

The type of polymorphism with which the case anthophyllite — cummingtonite should no doubt be classified is what Sosman calls »alterative polymorphism»⁴, and Barth »polysyngony».⁵

¹ P. ESKOLA, Bull. Comm. géol. Finl. N:o 40, p. 206.

² ROBERT B. SOSMAN, Change of Phase and Change of Constitution in the Solid State. Ceramic conference Proceedings, Bull. 14. 1934.

³ TOM F. W. BARTH, Polymorphic Phenomena and Crystal Structure. Amer. Journ. Sci., Vol. XXVII. 1934.

⁴ SOSMAN, L. c. p. 17: »The frame of the house is undisturbed but the lighter partitions are pulled out and replaced according to a revised plan». Example: High-quartz and low-quartz.

⁵ Barth, l. c. p. 283: »Polysyngony: A redistribution of chemically different atoms whereby the geometric points of the lattice remain unchanged. In certain cases the atoms may redistribute themselves so as to impart to the lattice a different syngony, whereby a very slight deformation may occur». Ex. Orthoclase and microcline.

It is left to the students of crystal structures to find out whether such a slight difference in the lattice structure can cause the different degree of possible replacement of silicon by aluminium, or how the different behaviour of cummingtonite and gedrite can be accounted for.

Still another circumstance in comparing these two minerals may be worth pointing out: The specific gravity and the indices of refraction of gedrite are considerably higher than those of the cummingtonite, while the percentage of FeO is even lower, and that of Fe₂O₃ just a little higher in the gedrite. Why, then, has it a higher density and refringence? Of course, its lower magnesia content, or rather its lower Mg:Fe ratio, accounts in part for the difference in the characters, but not wholly, and especially not for the very marked difference in colour. There must be some real difference in the lattice structure between gedrite and cummingtonite, comparable to that existing between common hornblende and tremolite-actinolite. This difference can only be caused by the working in of alumina in the hornblende and gedrite lattices.

To do all that could reasonably be done in the study of the old specimens I had also the garnet and the granoblastic ground-mass of the garnet amphibolite from Isopää analyzed chemically on pure materials picked out by hand. These analyses were carried out by Miss Elsa Ståhlberg with the following results:

	Garnet		Ground-mass	
	%	Mol. numb.	%	Mol. numb.
SiO ₂	37.31	6 187	48.20	7 993
TiO ₂	0.72	90	1.00	125
Al ₂ O ₃	20.00	1 957	16.04	1 569
Fe ₂ O ₃	—	—	1.44	90
FeO	34.56	4 810	17.14	2 385
MnO	1.00	141	0.20	28
MgO	3.89	965	7.00	1 736
CaO	2.48	442	3.70	660
Na ₂ O	—	—	3.26	526
K ₂ O	—	—	0.12	13
H ₂ O	—	—	1.02	566
	<u>99.96</u>		<u>99.74</u>	

The composition of the plagioclase could be approximately calculated from the analyses of the ground-mass and of the amphiboles. The result was Ab₅₇An₄₃. An optical determination of the refractive indices $\alpha' = 1.547$ and $\gamma' = 1.556$ corresponds to a plagioclase mixture Ab₆₀An₄₀.

The analysis of the garnet affords a new example of the well known rule that the garnets in the Archaean rocks of South Finland are almost pure almandites, even though the bulk composition of the rock may show a high Mg : Fe ratio. The refractive index of the garnet, determined in a polished prism, was found to be $N_D = 1.810$.

The rock, as mentioned above, is very non-homogeneous. Therefore no bulk analysis was carried out, nor can the bulk composition be calculated from the mineral analyses. Even the granoblastic ground-mass showed much variation, as appears from the above description (p. 477). To get an approximative idea of the composition of the rock, however, the composition was calculated for two mixtures of garnet and ground-mass, the above analyses being used and those proportions chosen which were found approximately to represent the composition of the two halves of the specimen used for the analyses:

	65 % garnet 35 % ground-mass		30 % garnet 70 % ground-mass	
	%	Mol. numb.	%	Mol. numb.
SiO ₂	41.11	6 818	44.92	7 449
TiO ₂	0.82	102	0.92	115
Al ₂ O ₃	18.64	1 824	17.28	1 691
Fe ₂ O ₃	0.50	31	1.01	63
FeO	28.46	3 961	22.37	3 113
MnO	0.72	102	0.44	62
MgO	5.17	519	6.46	1 602
CaO	2.91	1 282	3.34	592
Na ₂ O	1.11	179	2.23	360
K ₂ O	0.04	4	0.08	9
H ₂ O	0.36	—	0.71	—
	<u>99.84</u>		<u>99.76</u>	

Norms.

	65 % garnet 35 % ground-mass		30 % garnet 70 % ground-mass	
	%		%	
or	0.22	%	0.50	%
ab	9.42	»	18.93	»
an	14.47	»	16.62	»
c	11.47	»	7.42	»
Mg ₂ SiO ₄	1.83	»	2.70	»
Fe ₂ SiO ₄	8.16	»	7.31	»
MgSiO ₃	10.28	»	12.25	»
FeSiO ₃	41.36	»	30.13	»
il	1.55	»	1.75	»
mt	0.72	»	1.46	»
H ₂ O	0.36	»	0.71	»
	<u>99.84</u>	<u>%</u>	<u>99.78</u>	<u>%</u>

No words are needed to convince every petrographer of the general character of a rock whose composition varies between these limits. It is no ordinary igneous rock, nor is it a sedimentary rock. In the Archaean only the so-called magnesia-metamorphic rocks such as those known from the Orijärvi, Falun, or Åtvidaberg are comparable with the garnet-amphibolite described above. Among these it shows closest resemblance to the rocks of the Åtvidaberg area where, as in the Isopää rock, Fe-metasomatism is dominating.

POSTSCRIPTUM: THE FIELD OCCURRENCE.

Before this paper goes to press the field work in Kalvola has advanced far enough to allow of an additional remark as to the mode of occurrence of the almandite-gedrite-cummingtonite amphibolite at Isopää.

The said occurrence is situated close to the southern boundary of an elongated area of gneissous granite striking in an east-westerly direction and intrusive in a complex of metamorphic Archaean rocks which, on the southern side of the mass, are built up of basic volcanogeneous rocks, largely agglomerates and metabasalts. The metamorphosed volcanics form a narrow bay pointing westnorthwestward into the granite mass and ending a few hundred metres N. W. of Isopää. At its base the bay is two or three km broad. The volcanogeneous rocks are thus, at a length of about 4.5 km, on both sides bounded by the gneissous granite.

The area is heavily wooded and outcrops are very scarce. In most of them the rock exposed consists of basic agglomerates showing an inhomogeneous structure very characteristic of agglomerates in the Archaean of southwestern Finland. In some of the outcrops, however, the rock is gedrite-cummingtonite-almandite amphibolite like that at Isopää and of a very variegated appearance. One of the best exposures besides Isopää was found at Hannukkala, about 1.5 km S. E. of Isopää. In both these places the rock is well banded, some bands being very rich in dark gedrite, others rich in pale cummingtonite, and still others rich in almandite, even to the exclusion of all the other minerals. In both places, also, neighbouring outcrops show typical agglomerates in which gedrite or cummingtonite form narrow bands striking, independent of the agglomeratic structure, in the general direction of the foliation.

A number of other outcrops of the same kind of rocks were still found, the farthest more than 4 km from Isopää. In the eastern part of the area the rock is very rich in labradoritic plagioclase,

with long prisms of cummingtonite. Almandite-rich varieties, however, were found in this part of the zone as well. Chalcopyrite was met with in almost every outcrop and, during a systematic examination carried out by the Prospecting Company Suomen Malmi O. Y., several chalcopyrite-bearing boulders of the same rock were found.

Thus it seems very clear from the mode of occurrence that the gedrite-cummingtonite-almandite amphibolite has been formed by a metasomatic replacement from basaltic agglomerates. The regular occurrence of chalcopyrite is one more feature common with this and most related metasomatic complexes.

The petrology of the Isopää area offers many interesting aspects which, however, must be left for future communications as well as the geology of the volcanogeneous complex and its relations to the so-called uralite porphyrite area of Kalvola.

THE GRANITES OF THE FINNISH PART OF THE SWECO-
FENNIAN ARCHAEOAN MOUNTAIN CHAIN.

By

W. A. WAHL.

THE ARCHAEOAN AND PRECAMBRIC MOUNTAIN CHAINS OF
FENNOSCANDIA.

In a recently published paper on the granite groups and mountain folding processes in Sweden and Finland the author has pointed out the intimate relation which exists between the processes of mountain folding and the occurrence of certain groups of granites in the Archaeoan of Sweden and Finland (1). Already Durocher, who travelled in Finland in the early sixties of the last century and published a description of the geology of the country, showed that two different kinds of Archaeoan granites, one more gneissic in character and mainly grey in colour and one of more pegmatitic character and reddish colour, occur in most places in southern Finland. Later also Wiik in his work on the geology of southern Finland and the environs of Helsingfors, published in several papers during the period 1870—1890, has made a distinction between these two kinds of granites, calling the grey one »*oligoclase-gneissgranite*» and pointing out that it is older than the red one. Then, when Sederholm began his classic researches on the »Grundgebirge» of Finland, he immediately recognized the importance of keeping these two groups of granites apart in geologic field work and mapping of the country, and on account of their mutual age relations he called the grey gneissic granite »*äldre granit*» (= older granite) and the red granite, the occurrence of which at Hangö, where it is quarried on a large scale for technical purposes, he mentions as a type, »*yngre granit*» (younger granite) (2). Sederholm considers both these granites to be much older than the postarchaic »*rapakivi granites*» of the Viipuri-, Åland- and other districts in Finland and Sweden. As is well known, this different age of the »older granites», »younger granites» and the »rapakivi granite» for a long period formed a kind

of basis in Sederholm's efforts to elucidate the age of the rocks of Finland. Later Sederholm in his publications often refers to these »older granites» and »younger-granites» as the granites of the »first group» and the granites of the »second group». To these he later adds the granites of the »third group» (the occurrences of Obnäs and Onas being the first to which this designation is assigned), the rapakivi granites now forming Sederholm's »fourth group» (3).

The »rapakivi granites» of the fourth group form four large and two small districts in southern Finland. Among these the Viipurirapakivi represents one of the largest bulks of igneous rock so far known, »mise-en-place» through a single intrusion process (4). When the mapping of eastern and northern Finland began during the first decade of the present century, it was found that in these parts of the country a group of granites exists, which, although showing signs of having been subject to mechanical action and thus being older than the group of the rapakivi granites, has been intruded into a certain group of sedimentary formations belonging to the remainders of the Karelian mountain chain, which formations are younger than the »older» and »younger granite» groups of this district. These granites have been described as »postkalevian granites».

Sederholm tried during different periods to parallelize the granites occurring in Sweden with those in Finland. With regard to the youngest granites, those of the rapakivi group (Sederholm's fourth group) no difficulties arise from assuming that they in both countries belong to the same period of intrusion. But in dealing with his three older Finnish granite groups Sederholm encountered difficulties, which led him to change his views several times. Sederholm has himself given a comprehensive review of these problems in his last paper on the granites of Sweden and Finland, published in the Geologiska Föreningens Förhandlingar in 1928 (5). In this paper Sederholm tentatively divided the granites of the second and third groups into two subsections each, in order to facilitate the coordination of the granites of the two countries. The views of Sederholm as to the correspondence of certain of the Swedish granites with the Finnish granites of the first, second and third groups did not on the whole meet with the approval of his Swedish colleagues, the differences of opinion being summarized by Sederholm himself in his last publication mentioned above. Also the scheme containing the subgroups of the second and third groups was regarded as merely provisional, and the whole question of the correlation of the Finnish granites with those of Sweden was thus left open at the time of Sederholm's death in 1934. The last paper by Sederholm on the granites of Sweden and Finland

has, however, occasioned a rather prolonged discussion between several of the leading geologists of Sweden as to the mutual age of certain of the Swedish granites. This discussion has been carried on for the last two years in the »Geolog. Fören. Förhandlingar».

The present writer has recently, in a lecture given before the Geological Society of Finland and the Mineralogical Society of Stockholm, and published in »Geolog. Fören. Förh. (1), tried to find an explanation of the difficulties encountered by Sederholm in his efforts to correlate his Finnish granite groups with the different types of granites in Sweden. It is here pointed out *»that the explanation of those aspects of the Archaean of southern Finland which Sederholm wished to characterize by creating his »older» and »younger granite groups» is to be sought in the circumstance, that the main part of the Archaean rock surface of southern Finland consists of what we can, broadly speaking, attribute to the remnants of the »root-portions» or at one time most deep-seated parts of a former mountain chain.»* The fact that the Archaean of S. Finland consists of the deepest portions of a former mountain chain was first recognised by Wilhelm Ramsay, who used the name *»Svecofennian mountain chain»* for this ancient system of mountain-folds, which, as he pointed out, can be followed from Central Sweden, about half way between the Norwegian frontier and the Baltic, eastward through southern Finland and still further eastward through Russian Karelia as far as to the shores of the White Sea, interrupted however, in different places by the Bothnian Gulf, the rapakivi massives of the Åland Islands, the Viipuri-rapakivi and the remnants of the Karelian mountain system in eastern Finland and Russian Karelia.

In the lecture mentioned above, the present writer also pointed out that in an area once covered by an old mountain chain, of which the principal part has been removed by erosion, we always find similar conditions repeated, that is, the occurrence of two kinds of granites. On the one hand, we have granites, which now have the appearance of »gneissose granites», but which beyond doubt, originally have been intruded into the surrounding partly sedimentary, partly volcanic material during comparatively early stages of the orogenesis as igneous intrusions, but have received their present character of gneiss granites during following periods of orogenesis. On the other hand, we have another kind of granites, which have a more pegmatitic character and are intimately connected with and form part of the »migmatites». It is especially pointed out that independent of which views we hold with regard to the problems of the petrogenesis of these two kinds of granites, we have to recognize, from the facts met with in field

observations, that they occur in every mountain chain where denudation has proceeded far enough to permit us to study sections which at one time have been folded down to great depths. We find further that where these two kinds of granites occur, the one which is connected with the formation of migmatites breaks through the granites of gneissose granitic character, whereby they appear as »younger» than these. Both these kinds of granites are to be considered as belonging to a period of mountain folding and are thus of orogenic character. Compared to each other the gneissose granites appear as comparatively early orogenic, since they have been intruded and acquired their gneissic habit before being broken through by the migmatite granites. Therefore it is proposed to call the gneissose granites »*prim-orogenic granites*» and those connected with the formation of migmatites »*ser-orogenic granites*». It is thus considered that we in all »Archaean» districts, which are all held to represent the remains of old mountain chains now denuded sufficiently to permit of their once low-lying portions being brought up to the present surface, find a group of »*prim-orogenic granites*» and a group of »*ser-orogenic granites*». *In Fennoscandia we thus have to expect the occurrence of just as many different pairs of prim-orogenic and ser-orogenic granite groups as we have of mountain folding processes.* As to their general character and mode of occurrence, the prim-orogenic granites which belong to different periods of mountain formation will bear a greater resemblance to each other than to any ser-orogenic granites, but amongst themselves they may be of quite different ages. In the same way the ser-orogenic granites produced during different periods of mountain folding may resemble each other, but they are nevertheless of different ages.

If we consider Sederholm's classification of the granites of Finland, we find that he has referred all prim-orogenic granites to his »older granites» (his first group) and has referred all ser-orogenic granites to his »younger granites» (his second group). It seems that the explanation why this classification of Sederholm's has been successful in southern Finland, while failing to allow of a comparison between the granite groups of Finland and of Sweden, is that in southern Finland Sederholm dealt with a district where there are found only the remains of one single Archaean mountain folding, the »Sveco-fennian». But as soon as Sederholm tried to extend the classification to the whole of Fennoscandia, *where there occur the remains of more than one period of mountain folding*, he attempted to compare granite groups of quite different ages with one another. The attempt to classify them as granites of the first and second granite groups and correlate

them with the granite groups of southern Finland was therefore bound to fail.

The granites of Sederholm's »third group» are *postorogenic* with regard to a certain mountain folding and to the prim-orogenic and ser-orogenic granites of that mountain folding which they penetrate. In some districts, where the remains of two mountain chains meet, such granites of the third group may be postorogenic with regard to the one folding and preorogenic with regard to the other, and may of course more appropriately be styled *intraorogenic*.

With regard to the granites of western Sweden and the western part of southern Sweden it is pointed out that they belong to a separate old mountain system, which the author has designated the »*Gothic mountain chain*». The prim-orogenic (= »older») granites and ser-orogenic (= »younger») granites of these districts are therefore of a different age as compared with the »older» and »younger» granites of southern Finland.

The author's views upon the mountain chains and granite groups in Fennoscandia are summarized as follows:

Four great periods of mountain building may be traced in Fennoscandia, in connection with which there has been produced »Grundgebirge» with its »older» and »younger granites», »migmatites», »gneissose rocks», »hornblendegneiss», etc. These periods of mountain folding are:

- 1) The *Svecofennian* in Sweden and Finland.
- 2) The *Gothic* in SW Sweden and SE Norway.
- 3) The *Karelian* in E and N Finland and in Russian Karelia.
- 4) The *Caledonian* in Norway and N Sweden.

Together with each period of mountain folding there occur »prim-orogenic granites» and »ser-orogenic granites» and the mountain folding processes may be followed by the intrusion of »postorogenic granites». *The occurrence of such granite groups is repeated in connection with each period of mountain folding, and we have thus in Fennoscandia to reckon with the occurrence not only of three groups of granites, but with the occurrence of these three groups of granites the same number of times as we have mountain folding periods.*

In the same number of the Geol. Fören. Förh. in which the paper by the present author appeared, Dr. N. H. Magnusson, (6) and in the following number Prof. H. Backlund, have published their views upon the problems in question. Dr. Magnusson states, that he in principal points concurs with the author as to the mountain folding

and granite groups and their interdependence, and points out that the two »cycles» he has described in an earlier publication (7) in part cover what the present author reckons as belonging to the Svecofennian folding, in part what he reckons to the Gothic folding. Dr. Magnusson's remarks concerning the »Svecofennian» districts will be discussed in the following part of this paper.

Also Professor Backlund (8) states that he in principle concurs with the opinions of the author, and he especially points out that a discussion of details in local districts should be avoided at this stage of the discussion, so as not to obscure the leading principles by details. This same principle has in fact guided the present author in writing the paper on the granite groups and mountain folding in Fennoscandia; all detailed explanations having been avoided in order to bring forth the outstanding facts more clearly. When Backlund now in discussing this paper explains certain general circumstances in greater detail — pp. 351—354 of his paper — the present author wishes to state his entire concurrence with the views therein expressed. The writer has also all along been quite aware of what a radical break with the views of previous authors is an attempt to deal with the geology of Fennoscandia from the point of view that a series of different mountain folding processes is in the main responsible for the production of this present great block of Archaean (Backlund p. 351). In order to avoid misunderstanding it should, however, be pointed out here that since the mountain folding processes often cover several geological periods in time, the principles laid down in this paper do not in any way invalidate the conclusions by previous authors as to sedimentary formations of different age in the Archaean of Finland.

At the end of his paper Backlund gives a table briefly summarizing his views on the periods of mountain folding in Fennoscandia. This grouping differs from that given in the table of the present author, reprinted here above, in that Backlund adds as second folding a »*Norvegosamidic folding*» (comprising the Archaean of the Kola peninsula, the North Finnish »Granulite-district» and the South-Varangerformation) and unites the Gothic and the Karelian foldings to a single one, the »*Gotokarelides*» (comprising West Sweden, South Norway, North Sweden, North Finland and Karelia, together with south eastern Sweden).

As to the »granulite» district of Finnish Lapland and its continuation eastward into Russian Lapland and the western portion of the Kola peninsula, the present author quite agrees with Backlund, that we here have to do with a remnant of an ancient mountain system.

The reason why this district was not dealt with in the writer's paper on the granite groups and mountain folding was that the descriptions of the granulite district, which are at present being prepared by Dr. Mikkola (maps of the Geological Survey of Finland) and by Prof. Eskola (investigations on the origin of the granulites) have not appeared in print, and it was thought premature to discuss this district, the chief interest of which is connected with the peculiar processes which have led to the regional production of the granulites, just before the expected detailed descriptions are available. With regard to the »Gothic» mountain chain of the western part of South Sweden and the eastern part of South Norway, and the »Karelian» mountain chain of East and North Finland and Russian Karelia, the writer does not think that our present knowledge justifies a throwing together of these formations. In the opinion of the present author certain circumstances point towards the Gothic mountain system being older than the Karelian, but it seems appropriate to postpone a discussion, until Backlund has published the more detailed paper to which he has referred. Anyhow, so far as our knowledge at present goes, it seems better to deal with the Gothic mountain chain and the Karelian mountain chain as distinct foldings to which Fennoscandia has been subjected. Backlund further mentions a district of south eastern Sweden to which Magnusson has referred also in private discussion. As yet we know, however, too little of the character of this folding to warrant its being entered into the above scheme.

THE FINNISH PART OF THE SVECOFENNIDES.

Before entering upon an investigation of the general character and composition of the granites of the Svecofennian mountain chain it is necessary briefly to discuss some principal traits of the Finnish part of the mountain chain. Magnusson has recently questioned whether Ramsay, at the time when he introduced the name Svecofennian, had in mind only the older phase of leptite-gneissgranite folding, or the later phase, during which migmatization occurred, or the entire period of mountain building, and concludes that the latter was the case. I can only state that this conclusion is correct. The name »Svecofennian» was created by Ramsay to cover all the Archaean of South Finland and Central Sweden, which is strongly folded and shows a principal strike E to W. Although the views of Dr. Magnusson and the present author on the »Grundgebirge» of Fennoscandia in most respects are very similar, there is one point with regard to the process of mountain folding on which our views on the Sveco-

fennian formations differ to a certain extent. Magnusson divides the formation of the ancient mountain chain into two stages: »the leptite-gneissgranite folding and the migmatization, the latter of which phases leads to palingenic granites, while the first phase does not». He further puts the question whether the sinking of the rocks during the second phase was due to strong orogenic movements or to an epirogenic sinking, and chooses the latter alternative, together with its consequences. Among these is the conclusion, that a general sinking down of the wide areas of Central Sweden and South Finland to depths at which temperatures reign, which led to the formation of migmatites, took place during the second phase of the formation of the Svecofennides. The present author thinks that isostasy would not permit of such a great regional sinking taking place, while also the very different heights at which granitization and migmatization have occurred speak, as Backlund has pointed out, against such a uniform epirogenic movement and migmatization. It therefore seems more probable that also the second phase of the formation of the Svecofennides was due to orogenesis. But since Magnusson also in the case of an epirogenic movement thinks that »strong tangential pressure» has taken place, there is no fundamental difference in views. In some parts of the chains there might have been a hiatus between the first and second phases of the process, but this is not necessarily the case everywhere, and the »basic dykes» may very well have been intruded during the earlier parts of the second phase, and have had time to solidify before the depths of migmatization were reached. Also in some other respects the present author's opinions with regard to the orogenesis are more in accordance with the brief description of the processes outlined by Backlund (8 pp. 351 & 352).

Very little was known with regard to Central Finland and South Ostrobothnia at the time when Ramsay first pointed out that the Archaean of South Finland and Central Sweden were the remains of an ancient mountain chain with a principal E—W strike. According to our present knowledge the Svecofennides extend from South Finland through the districts NW of Tampere and South Ostrobothnia. As Sederholm has often pointed out, the narrow girdle of Bothnian schists and volcanics north of Tampere, for a stretch of about 160 km, form a kind of border between the »older granite» region south of this girdle and the »younger granites» of the »central area». The Bothnian schists of this girdle are tilted into a nearly vertical position, but mostly they are not very badly metamorphosed by the bordering »central granites», although migmatization occurs in some places. Already from Sederholm's earlier maps (9 & 10) it

is evident that the girdle of Bothnian schists, together with the intercalated andesitic and basaltic volcanics, (= »porphyritoides» of Sederholm's maps) forms part of a great arch, in its southern part having an E to W strike and then bending towards NW. The present author is of the opinion that this girdle of Bothnian schists and volcanics has formed the inner border zone of a huge bend of the Svecofennian mountain chain comparable with that of the Carpathian arch of the Alpine folding. Inside this border girdle large masses of granite magma have solidified, forming the present »central granite» of Finland.

According to the views of the present writer, the magmas of the central granites have originated by having been squeezed out from the most deep-seated portions of the central chains on their »migmatization» at the higher temperatures of the great depths to which they had at one time been pushed down. It is often postulated that migmatization takes place in consequence of the existence of a huge layer of »abyssal» granite magma, which by ascending to higher levels causes a granitization of the rocks it meets, together with a migmatization. However we never find such a huge granite mass which shows these abilities of ultrametamorphosis. At least the »central granites» of Finland are certainly not such ultra-abyssal masses. As we see on the shores of Lake Näsijärvi N of Tampere, where the Bothnian schists form the border of the big granite district to the north, the schists appear very little affected by the big granite mass, in the same way as in good exposures of the skerries of the south-coast of Finland east of Helsingfors, we see fragments of pillow lavas »floating» in the palingenic »younger granite» without having lost their beautiful pillow-structures before the granite solidified and was unable further to influence the schists. The present author is therefore of the opinion that the »palingenesis» (Sederholm) of the principal part of the lower portions of the Svecofennian mountain chain never produced a palingenic granite magma of a higher temperature than that which was required to melt it, that is to say about the temperature of the granite-eutectic (orthoclase-, albitic oligoclase-, quartz + volatiles), and by the continued pressing down of new portions of the mountain chain this comparatively cold, but owing to the volatiles nevertheless fairly liquid granite magma was forced sideways and ultimately under and past the steep inner border of the chain, where it accumulated inside the mountain arch, and we now find its solidified remains as the big »central granite» district of Finland. This area of »central granite» is by no means homogeneous; in many places, as for instance in the parish of Virrat and in northern Ruovesi, we find

smaller and larger parts of schists with intruded «older granite», «floating» in the «younger granites» and the appearance of the «central granite» as a more or less pure granite depends probably very much upon at how deep an original level the present surface is situated. The question whether the border girdle of Bothnian schists remains preserved will also of course to a great extent depend upon in which original level the present surface lies. North of Tampere we are now able to follow these schists for the remarkably long stretch of 160 km., during the W-part of which an archlike bending to NW takes place. Farther NW we find a continuation of the arch in the parallel belts of Suodenniemi, Lavia, Kankaanpää and N of Ikaalinen. The belt of Suodenniemi and Lavia contains much volcanic material and conglomerates and breccias of a peculiar character, recently described in detail by Sederholm (14). North of Ikaalis, to the north of Lake Kyrösjärvi, the present writer has observed a belt of schists entirely similar to the schists on the east shore of Lake Näsijärvi, N of Tampere. Farther to the NW the country is covered with vast sand deposits, and rock exposures in northwestern Satakunta are very few. This is also the case in southwestern Ostrobothnia, but in the region south of Seinäjoki we find belts of volcanics (plagioclase-porphyrites very similar to those of the Tampere district) striking N 20 E and farther NE striking N (Perho). Farther northwards they again bend to the NW (Terijärvi, Ylivieska), thus forming a second arch. These belts of volcanics and schists are continued on the Swedish side of the Gulf of Bothnia (Skelefteå, Boliden). Reckoning from Tampere we thus have to do with a kind of double arching of the shape of an inverted S, or more correctly, like a mark of interrogation. Inside the lower, larger bend we have the vast central granite district of Finland. NE of the Ylivieska belt of supracrustal rocks the Svecofennides are cut by rocks belonging to the Karelian mountain chain, as clearly shown on the recently published sheet C 4, «Kajaani» of the Geological Survey of Finland. The Svecofennides SW of the Kankaanpää-Suodenniemi belts are again bordered by the Jotnian formation of the Pori district, occupying another downfold. As is well known, Sederholm considered the «older» gneiss granites south of Tampere to be the bottom of the Bothnian sediments and thus held the «older granites» to be praebothnian. Most other geologists who have visited the Tampere district have all the while considered the «older granites» as breaking through the supracrustal formation and thus as being of younger age than the Tampere schists and porphyritoides, both being cut through by the «younger granites». Lately a number of new roads have been constructed

in this district and a great number of good new exposures of rock surface, cut through during road construction, are now available. The present author has examined a great many of these exposures and found a number of places where the granites, marked as »older granite» on Sederholm's earlier maps, are clearly and beyond doubt intruded into the Tampere schists and their intercalated volcanics (»porphyritoides»). These conditions are particularly well exposed along the new road from Orivesi southward to Kangasala, which leads through an area described on Sederholm's maps as praebothnian porphyric granite. These granites, which cut through the Bothnian supracrustal rocks, cannot be distinguished from other »older granites» of the district, and it would be absurd to describe them as »younger granites» in just those places where they cut the schists, as it is nowhere possible to find them cutting the other »older granites». Professor Eskola informs me that he has found that the belt of supracrustal rocks (Uralite porphyries of Sederholm) (17) which stretches through Tammela and Kalvola some 60 km south of the belt of Tampere schists, is also cut through by the »older gneiss granites», the supracrustal rocks thus being the oldest rocks of the district, and not younger than the gneiss granites, as believed by Sederholm. Conditions in the »Bothnian» district of Tampere are thus similar to those in southern Finland along the south coast east of Helsingfors (12) and in the Pellinge district (13), where supracrustal rocks, including volcanics, are the oldest rocks, older than the gneiss granite. Also in the Central Swedish part of the Svecofennian chain the oldest known rocks are supracrustal, being cut through by the oldest »urgranites». In this respect conditions thus seem to be similar in the entire area occupied by the Svecofennian mountain chain.

Sederholm considered that a great unconformity exists between the older supracrustal formations of southern Finland, the »Svionian» and the supracrustal Tampere formations, the »Bothnian» (9, 10, 3). He also considered the occurrence of granodioritepebbles in the conglomerates, especially in those of Suodenniemi, to be a proof of the existence of such a great unconformity below the »Bothnian». Now, mountain formation mostly is a slow process, covering several geological periods, and there is therefore no obstacle to prevent one considering two formations of different age, such as the »Svionian» and the »Bothnian» of Sederholm, as belonging to the same mountain chain, the Svecofennian. The present author would, however, like to point out that the Tampere conglomerates mostly contain pebbles of volcanic material (porphyrites) which are not greatly different from the erosion material found in most volcanic districts and on the outlying

slopes of recent great volcanoes, and that such conglomerates thus do not necessarily indicate the existence of great unconformities. With regard to the conglomerates of the Suodenniemi type, containing pebbles of igneous rocks (the granodiorite and diorite pebbles, Suodenniemi) and allied breccias and schists, recently described in great detail by Sederholm (11), which are cut by dykes of similar granodiorites, we have of course to admit the existence of two granodiorites (= »older granites») of different ages. But even in this case, the present author does not consider these occurrences as absolute proofs of the existence of great unconformities, sufficient to justify the setting up of different geological formations, since remains of supracrustal formations like those of Suodenniemi, occurring at the border zones of an old mountain chain and having very much the character of »Molasse» products, merely indicate an unconformity during the mountain-building process in that special mountain district, and not necessarily a geological unconformity of a quite general kind. Also this »Molasse» character of the supracrustals of the Suodenniemi and Lavia belts is in good accord with the view put forward in this paper, that these belts belong to a former border zone of the Svecofennian mountain chain.

Details as to the tectonics of the Svecofennian mountain chain in Finland are so far very little known. Only the coastal districts east of Helsingfors have been more closely investigated by Wegmann and Kranck, and their preliminary report of these investigations (12) is not only of great interest, but shows also that in certain localities valuable detail information can be obtained. These investigations have been extended by Kranck to the coastal districts west of Helsingfors (15). Over great areas of the Svecofennides it is probably not possible to obtain detailed information as to the local traits of the tectonics, since in those parts of the Svecofennian mountain chains, which have at times been brought down to great depths — parts which are probably very extensive — no traits of the build of the mountain chain remain, and the maps of such districts will show only migmatites, or migmatites in a more or less advanced state of change into granites.

THE COMPOSITION AND GENERAL CHARACTER OF THE GRANITES.

In this review of the granite groups and mountain systems of Sweden and Finland the present author has briefly pointed out that the *prim-orogenic granites* mostly have the character of *granodiorites* (»Oligoclase-gneiss granites» of Wiik) and that the *ser-orogenic granites* mostly are *microclinegranites*. In the following the general character

of these two groups of orogenic granites will be more closely investigated, the bearing of this special character of the orogenic granites being of great interest with regard to some general problems of mountain folding as well as of petrology.

Table I. Analyses of prim-orogenic Svecofennian Granites.

	I	II	III	IV	a.	V	VI	b.	VII	VIII	IX	c	X	d
SiO ₂	71.36	74.54	71.50	67.36	67.58	69.59	70.75	65.10	68.74	63.50	60.01	59.47	55.05	70.45
TiO ₂	0.34	0.58	0.34	0.61	0.41	0.37	0.32	0.54	0.43	0.57	1.06	0.64	0.91	0.50
Al ₂ O ₃	13.31	12.48	13.79	15.20	14.66	15.61	14.54	15.82	16.32	16.08	16.61	16.52	16.29	11.68
Fe ₂ O ₃	0.99	0.39	0.76	0.85	1.27	0.40	0.48	1.64	0.21	0.12	0.79	2.63	3.34	2.43
FeO	3.36	1.54	2.07	2.80	3.29	2.16	2.15	2.66	2.44	3.37	6.70	4.11	4.90	2.71
MnO	0.10	0.02	0.06	0.06	0.04	0.02	—	0.05	0.03	0.07	—	0.08	0.11	0.17
MgO	0.87	0.32	1.47	1.30	1.69	1.19	0.98	2.17	0.81	2.47	3.24	3.75	4.84	2.14
CaO	2.85	3.08	3.54	3.40	3.40	3.41	3.86	4.66	4.89	4.93	5.94	6.24	7.58	4.13
Na ₂ O	3.58	4.16	4.48	3.93	3.07	4.93	3.64	3.82	3.32	2.94	3.05	2.98	2.59	2.02
K ₂ O	2.26	1.06	1.11	3.12	3.56	1.32	2.03	2.29	1.76	3.05	1.95	1.93	2.53	2.28
P ₂ O ₅	0.21	0.70	0.10	—	0.11	0.15	0.88	0.16	0.21	0.15	0.27	0.26	0.50	0.16
H ₂ O +	0.45	0.75	0.39	0.84	0.79	0.64	0.53	1.09	0.63	2.11	0.71	1.39	0.61	0.97
H ₂ O —	0.25	0.16	0.17	0.84	0.13	0.11	0.53	1.09	0.06	2.11	0.71	1.39	0.61	0.97
	99.93	99.78	99.78	99.47	100	99.90	100.16	100	99.85	99.36	100.33	100	99.25	99.64

- I Granodiorite (»Oligoclasegranite») Orijärvi. Eskola. Bull. 40 p. 41.
- II Granodiorite, Bockholm, Kumlinge. Sederholm. Bull. 107 p. 34.
- III Granodiorite, Borderfacies of I. Orijärvi. Eskola. Bull. 40 p. 55.
- IV Granodiorite, Vätiskär, Pellinge. Sederholm. Bull. 58 p. 139.
- a. Average Finnish Igneous Rock, accord. to Sederholm. Bull. 70 p. 11.
- V Granodiorite, Iisvesi, Iisalmi. Wilkman, Map sect. C 4 p. 21.
- VI Granodiorite, Pävsjärvi, Barösundsfjärd. Sederholm. Bull. 77 p. 17.
- b. Average Granodiorite accord. to Daly. Igneous Rocks and their Origin.
- VII Granodiorite, Äystö, Teuva, Ostrobottnia. Saksela. Bull. 110 p. 16.
- VIII Granodiorite (»Ölder Granite») Sassi, Tottijärvi, SW of Tampere. Sederholm. Bull. 6 p. 142, Fig. 76 & Bull. 15 p. 50.
- IX Quartzdiorite, Naarajärvi, Lavia. Mäkinen, Geol. Fören. Förh. 37 p. 419.
- c. Average quartzdiorite accord. to Daly.
- X Quartzdiorite, Zoological Stat. Tvärminne. Sederholm. Geol. Fören. Förh. 34 p. 285.
- d. »Uppsala Granite». Bull. Geol. Inst. Uppsala, VII p. 266. Larsons analyses N:o 134.

The investigation is here limited to the Finnish part of the Svecofennian mountain chain. In Table I all trustworthy analyses of prim-orogenic granites from the district of the Svecofennides of Finland have been brought together. They are all »gneissgranites», which have the character of granodiorites, or are closely related to these. The first three with their somewhat higher silica content are well described by the old name given them by Wiik, »oligoclase-gneissgranites», but may also be considered as quartz-rich granodiorites. For comparison the analysis of the »average Finnish rock» according to Sederholm's estimates (16) has been inserted (a) and the average composition of granodiorites (b) and quartzdiorites (c) according to Daly (17). The medium silica-rich prim-orogenic granites agree fairly

well with the average rock of Finland — a circumstance of considerable interest — which is in fact a granodiorite, somewhat richer in quartz than the average and containing considerably more potash-felspar. Analyses VI, VII and VIII agree very closely with the average granodiorite. In the Tampere district gneissgranites which seem to have a similar composition abound, but there exists only (VIII) trustworthy analyses of these rocks. Considering the great areas which the Svecofennian districts occupy in Finland and the extent to which the primorogenic granites take part in building up these districts, the available analyses of these rocks are very few indeed. Locally these granodiorites of the Svecofennian of Finland pass over into quartzdiorites, diorites and occasionally more basic rocks, the analyses IX and X giving proofs of such varieties. Analysis (d) is that of an Upsala granite of Sweden. It shows that also in the Svecofennian of Sweden the prim-orogenic granites have the same granodioritic character.

I should like here to emphasize especially how widespread these granodiorites are and the great areas they occupy in the Archaean of Finland (and also of Sweden), because in older descriptions the name »granodiorite», in the sense in which it is so extensively used by American geologists, was not used at all by North European geologists, who described these rocks straitaway as granites. These granodiorites and quartzdiorites are the oldest plutonic rocks to be met with in the Archaean of Fennoscandia. When the first folding of the oldest supracrustals and volcanics took place, i. e., during the primary stage of the Svecofennian folding, these granodioritic magmas were intruded into the supracrustals, mostly as conform intrusive bodies, and solidified as what is here described as prim-orogenic granites. This process seems to have taken place over a considerable portion of the total area of Fennoscandia. This being so, there must have existed a layer of quartzdioritic magma under the entire surface area of Fennoscandia, and this granodioritic — quartzdioritic magma has thus during early Archaean times served as a »Sial» under this part of the earth crust.

In Table II all trustworthy analyses of »ser-orogenic» Svecofennian granites from Finland are collected. For comparison the analysis (a) of a granite dyke occurring in the quartzdiabases of the west coast of Lake Onega and the analysis of Stockholm granite (b) are given.

As seen from Table II, the ser-orogenic granites are all potash-rich granites, which in composition approach a residual granitic magma, as illustrated by the analysis of the granite dykelet from the quartzdiabase. This is in good accordance with the opinion that these ser-

orogenic granites have been formed through »palingenesis». When a rock is brought into a deep region and melting starts, those parts of the isomorphic minerals which in the formation of the rock have been the last to crystallize will also be the first to melt, that is potash feldspar, the soda rich parts of the soda-limefeldspars and such a quantity of quartz, as these will be able to hold in solution at the ternary eutectic of the three minerals. Simultaneously with this melting all the volatile substances, especially water vapour, contained in the part of the mountain material undergoing remelting, will collect in the molten parts and act as solvents, solution phenomena thus occurring simultaneously with melting. It is probably as a result hereof that the ser-orogenic granites are comparatively rich in quartz and also so often have a pegmatitic character. The analysis (b) of the Stockholm granite shows, as an example, that also the ser-orogenic Svecofennian granites of Sweden are similar in composition.

Table II. Analyses of serorogenic Svecofennian Granites.

	I	II	III	IV	V	a.	VI	VII	b
SiO ₂	74.20	73.91	74.76	73.18	74.30	74.93	73.03	71.75	72.24
TiO ₂	0.09	0.22	0.02	0.21	0.19	0.28	0.20	0.18	0.23
Al ₂ O ₃	14.02	13.90	13.37	13.71	13.85	11.37	14.41	14.13	13.52
Fe ₂ O ₃	0.48	0.14	0.72	0.52	0.32	1.34	0.68	1.12	1.40
FeO	1.15	1.01	0.86	1.22	1.44	1.32	1.25	1.37	1.04
MnO	0.01	Sp.	0.01	0.01	0.02	0.09	Sp.	Sp.	0.17
MgO	0.10	0.28	0.23	0.37	0.09	0.54	0.38	0.64	0.49
CaO	0.74	1.00	1.11	1.22	1.24	1.24	1.41	1.59	1.28
Na ₂ O	4.40	2.42	3.65	2.40	3.42	1.18	3.03	2.25	1.81
K ₂ O	4.57	6.53	4.62	5.70	4.66	6.72	5.58	5.85	6.40
P ₂ O ₅	0.14	—	Sp.	0.05	0.14	0.15	Sp.	0.07	0.15
H ₂ O +	0.32	0.33	} 0.50	} 0.69	0.47	} 0.75	} 0.39	} 0.83	} 0.81
H ₂ O —	0.05	0.19			0.10				
	100.27	99.93	99.89	99.28	100.24	100.19	100.36	99.78	99.63

- I Granite, Ylivieska. Wilkman. Map sheet C 4 p. 146.
 II Granite, Sillanpää, Kisko. Eskola. Bull. 40 p. 17.
 III Granite, Svenviken, Ingå. Sederholm. Bull. 77 p. 64.
 IV Hangö Granite, Drottningbärg, Hangö. Sederholm. Geol. Fören. Förh. 34 p. 285.
 V Granite, Kumlinge. Sederholm. Bull. 107 p. 30.
 a. Granite (Quartzdiabaseaplite) Onega Carelia. Wahl. Fennia XXIV N:o 3 p. 54.
 VI Centralgranite, Kuru. Hackman. Bull. 15 p. 31.
 VII Granite, Skarvkyrkan, Hangö. Sederholm. Geol. Fören. Förh. 34 p. 285.
 b. »Stockholm granite», Vasastaden. Larsons Analyses N:o 61.

The uniformity of the prim-orogenic Svecofennian granites as compared between themselves, and in the same way that of the ser-orogenic granites, and on the other hand the great difference in composition between the two groups is clearly brought out by the diagram Fig. I. In this the molar numbers for Silica are plotted as ab-

scisses and the proportion of the molecular numbers for K_2O to CaO as ordinates.

As has been pointed out previously in this paper, it is a fact of considerable general geological importance that the abyssal intrusive rocks of the Svecofennian mountain chain all over the entire area it occupies in Finland, the present »gneissgranites», are of such uniform character, indicating the presence during early Archaean time of a vast layer of such magma as a kind of »Sial». It is of interest to follow

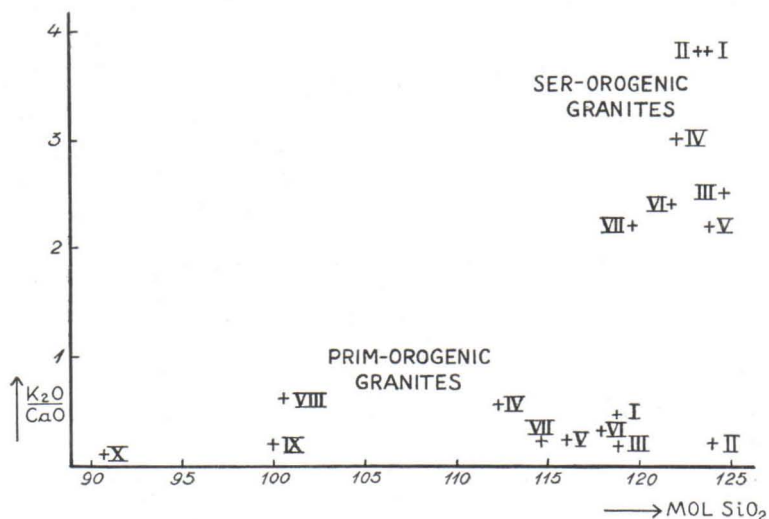


Fig. 1.

up this clue further. If we examine conditions during recent mountain-formation, we find scattered all along the Cordillera and Andes of North America and South America volcanoes furthering, or having furthered, dacitic and andesitic lavas and tuffs. And where erosion has had time to expose more deepseated parts of the chains, we find granodiorites and allied rocks forming huge laccolites. Since these big laccolites occur at intervals from Alaska down to Patagonia, it seems that also here a continuous, universal layer of granodioritic composition exists, which is affected by the mountain-building processes and forced upwards into the mountain structures. This occurrence in the early Archaean of extensive layers of granodioritic magma, and the similar occurrence of such magmas still in our times beneath a mountain chain which spans nearly half of the circumference of the earth, forces upon us the conception of such a magma forming a kind of »Sial» under the rigid part of the earth surface.

Comparing the occurrence of the huge granodiorite laccolites of the North-American Cordillera with the prim-orogenic granites and the way these seem to have been intruded during the folding of the Svecofennian mountain chain, we further arrive at the conclusion that the building up of the earlier phase of the Svecofennian mountain chain must have been a process very similar to the formation of the Cordillera of North and South America.

LITERATURE

- 1) W. WAHL, Om Granitgrupperna och Bärghedjeveckningarna i Sverige och Finland. Geol. För. Förh. 58 (1936) 90.
- 2) J. J. SEDERHOLM, Bärgrunden i Södra Finland, Fennia VIII (1893).
- 3) J. J. SEDERHOLM, On the Geology of Fennoscandia. Bull. Com. Geol. Finlande 98 (1932).
- 4) W. WAHL, Das Wiborger Rapakivigebiet, Fennia 45 N:o 20.
- 5) J. J. SEDERHOLM, Om Graniterna i Sverige och Finland. Geol. För. Förh. 50 (1928) 45.
- 6) N. H. MAGNUSSON, Om Cykelindelningen i det Svenska Urberget. Geol. För. Förh. 58 (1936) 102.
- 7) N. H. MAGNUSSON, Det Mellansvenska Urbergets Aldersskema. Geol. För. Förh. 55 (1933) 612.
- 8) H. BACKLUND, Till Frågan om Granitgrupper, Bergskedjeveckningar och Cykelindelning inom Fennoscandia. Geol. För. Förh. 58 (1936) 349.
- 9) J. J. SEDERHOLM, Über eine Archaische Sedimentformation. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 6 (1899).
- 10) J. J. SEDERHOLM, Beskrivn. till Kartbladet B 2, »Tammerfors» 1911.
- 11) J. J. SEDERHOLM, Beskrivn. till Kartbladet »Tammela» N:o 18. 1890.
- 12) C. E. WEGMANN & E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntniss der Svecofenniden in Finland. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 89, 1931.
- 13) J. J. SEDERHOLM, The Pellingé Region. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 58 (1923).
- 14) J. J. SEDERHOLM, On the Sub-Bothnian Unconformity. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 95 (1931).
- 15) E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntniss der Svecofenniden in Finnland. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 101 (1933) 30.
- 16) J. J. SEDERHOLM, The Average Composition of the Earth's crust in Finland. Bull. Com. Geol. Finlande N:o 70 (1925).
- 17) R. DALY, Igneous Rocks and their Origin. New York 1914.

OIKAISUJA — BERICHTIGUNGEN:

Sivu 37, rivi 4 ylhäällä: Levander, K. M. Fil. tri, eläintieteen professori; pitää
olla: Levander, G. V., lääkäri.

Seite 290, Zeile 20 von unten: Einterlung, lies Einteilung.

Seite 239, Zeile 2 von oben: (vgl. unten S.), lies (vgl. unten S. 243).

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.