

SUOMEN GEOLOGINEN  
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN  
I FINLAND

---

---

BULLETIN  
DE LA  
COMMISSION GÉOLOGIQUE  
DE FINLANDE

---

N:o 101

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

VI

AVEC 17 FIGURES DANS LE TEXTE ET 5 PLANCHES

---

---

HELSINKI — HELSINGFORS  
AVRIL 1933

---

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

---

SUOMEN GEOLOGINEN  
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN  
I FINLAND

---

---

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 101

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

VI

AVEC 17 FIGURES DANS LE TEXTE ET 5 PLANCHES

---

HELSINKI — HELSINGFORS  
AVRIL 1933  
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —  
SOMMAIRE.

	Siv.
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1932 .....	4
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1932 ....	4
ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1932 ....	4
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1932 .....	6
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN R. Y. SÄÄNNÖT .....	8
STADGAR FÖR GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND R. F. ....	10
STATUTS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE .....	12
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES .....	14
Wlad. Lehmann, Ursus spelaeus rossicus Borissjak und Ursus spe- laeus minor v. Nordmann .....	14
Th. G. Sahlstein, Optische Eigenschaften eines Alkali amphibols aus Feuerland, mit besonderer Berücksichtigung der »Vierachsig- keit« .....	23
L. H. Borgström, Beitrag zur Entwicklung der Immersionsmethode. II. Verwendung von Antimonbromid. Versuche mit Selen ....	28
E. H. Kranck, Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW-Finnland) .....	30
Heikki Väyrynen, Über die Stratigraphie der Karelischen For- mationen .....	54
Antti Salminen, On the Chemical Composition of Clays in a Vertical Profile through Layers of Different Ages .....	79
Th. G. Sahlstein, Struktur und Bewegungen in der Granulitfor- mation des Finnischen Lapplands .....	82
W. W. Wilkman, Über zwei Syenitvorkommen in Nilsjä, nördl. von Kuopio .....	91
G. Brander, Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland....	98

## SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1932.

Geologisella Seuralla on v. 1932 ollut 7 kokousta, joissa pidettiin 13 esitelmää.

Seuran sääntöjä muutettiin vuoden aikana, tehden ne yksinkertaisemmiksi ja paremmin tarkoitustaan vastaaviksi. Uusi sääntöehdotus hyväksyttiin huhtik. 7 p:nä, ja säännöt ovat painettuina tässä niteessä.

Uusiksi jäseniksi ovat Seuraan liittyneet toht. J. Ant-Wuorinen, maist. O. Järnefelt, maist. E. Kivinen ja prof. Fujio Homma. Jäsenistä on kuollut prof. J. E. Rosberg maalisk. 20 päivänä.

Seuran julkaisujen viides numero (77 siv.) on ilmestynyt vuoden aikana. Vakinaista painatusmäärärahaa on saatu 9 300 markkaa, ja ylimääräistä 3 700 markkaa.

---

## GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1932.

Geologiska Sällskapet har under året 1932 sammanträtt 7 gånger, varvid hållits 13 föredrag.

Sällskapets stadgar hava under året ändrats, varvid de förenklats och gjorts ändamålsenligare. Det nya förslaget till stadgar godkändes vid mötet den 7 april, och stadgarna föreligga i tryck i detta band av meddelandena.

Till nya medlemmar i Sällskapet hava invalts dr. J. Ant-Wuorinen, mag. O. Järnefelt, mag. E. Kivinen och prof. Fujio Homma. Av medlemmarna har prof. J. E. Rosberg avlidit den 20 mars.

Det femte numret (77 sid.) av Sällskapets meddelanden har utkommit under året. Som ordinarie tryckningsanslag har beviljats 9 300 mark och som extra anslag 3 700 mark.

---

## ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1932.

En 1932, la Société géologique a tenu 7 réunions, dans lesquelles on a présenté 13 conférences.

Les Statuts de la Société ont été modifiés au cours de l'exercice, pour les rendre plus simples et plus efficaces. Le nouveau projet de Statuts a été approuvé le 7 avril, et il figure en impression dans le présent fascicule.

On été reçus en qualité de membres: MM. le Dr. J. Ant-Wuorinen, O. Järnefelt et E. Kivinen, licenciés ès sciences, et le Prof. Fujio Homma. Un membre, le Prof. J. E. Rosberg, est décédé le 20 mars.

Le cinquième volume des publications de la Société, comprenant 77 pages, a paru durant l'exercice. Le crédit ordinaire d'impression s'est élevé à 9 300 mares et le crédit supplémentaire à 3 700 mares.

---

Vuoden 1932 lopussa Seuran taloudellinen asema oli seuraava:

I slutet av året 1932 var Sällskapet's ekonomiska ställning följande:

À la fin de l'année 1932, la situation de la Société était la suivante:

Saldo 1931 .....	9 413: 10
Painatusmääräraha — Tryckningsanslag — Crédit pour l'impression .....	13 000: —
Åbo Akademin avustus — Understöd av Åbo Akademi — Allocation de l'Åbo Akademi .....	260: —
Korkoja — Räntor — Intérêts .....	887: 40
Jäsenmaksuja — Medlemsavgifter — Cotisations .....	3 100: —
<u>Summa Smk. — Fmk.</u>	<u>26 860: 50</u>

Painatuskustannukset — Tryckningskostnader — Frais de l'impression .....	7 961: 65
Kokoukset — Sammanträden — Séances .....	199: 25
Kirjeenvaihto — Korrespondens — Correspondance .....	464: 20
Toimistomenoja — Expeditionsutgifter — Frais du bureau .....	33: 75
Saldo vuodelle — för året — pour l'année 1933 .....	18 256: 85
<u>Summa Smk. — Fmk.</u>	<u>26 860: 50</u>

Helsinki — Helsingfors

18. 1. 1933

In fidem

*E. Mikkola*

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1932. —  
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER ÅRET 1932.  
— SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1932.

28. I.

*Prof. L. H. Borgström:* NaF-apatit. — Apatite à soude et au fluore.

L. H. Borgström, Om apatitens formel och om syntetisk natriumfluoridapatit. Finska Kemistsamfundets meddelanden — Suomen Kemistiseuran tiedonantoja, 1932.

*Dr. E. H. Kranck:* Om And-dioriterna. — Sur les diorites des Andes.

E. H. Kranck, Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica 4, N:o 2, 1932.

18. II.

*Fil. toht. H. Väyrynen:* Petsamon eruptivikivilajien kemismistä. — Sur le chimisme des roches éruptives de Petsamo.

Esitelmän sisällys julkaistaan piakkoin. — La conférence sera publiée dans un des prochains numéros du Bull. Comm. géol. Finlande.

*Tekn. yliopp. O. Enwald:* Timantin kiteytymisen edellytyksistä. — Les conditions de cristallisation du diamant.

10. III.

*Fil. toht. Aarne Laitakari:* Eräiden kivien raskaista mineraleista. — Sur les minéraux lourds de certaines roches.

Aarne Laitakari, Suomen kivien raskaista mineraaleista. II. Eräiden rantarikasteiden ja kivien raskaat mineraalit. Teknillinen Aikakauslehti N:o 9, 1932.

*Tekn. yliopp. O. Enwald:* Inarin hiekkojen raskaista mineraleista. — Sur les minéraux lourds des sables du lac d'Inari.

Esitelmän sisällys julkaistaan myöhemmin. — La conférence sera publiée plus tard.

7. IV.

*Yliopp. Th. G. Sahlstein:* Piirteitä kivien mekanisesta deformatiosta. — Traits de la déformation mécanique des roches.

Th. G. Sahlstein, Några drag ur bergarternas mekaniska deformation och struktureglering. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 54, 1932, S. 43E—446.

*Fil. maist. E. Mikkola:* Pohjois-Lapin pinnanmuodostuksesta. — Sur la géomorphologie de la Laponie septentrionale.

Erkki Mikkola, On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 96, 1932.



28. IV.

*Prof. M. Sauramo:* Eräät harjuplatoot ja korkein ranta Länsi-Suomessa. — Sur quelques plateaux fluvio-glaciaires et sur les plus hautes lignes de rivage dans la Finlande du S. O.

Esitelmän sisällys julkaistaan lähiaikoina Fenniassa. — Le contenu de la conférence sera publié dans le Bulletin dit Fennia.

*Fil. toht. M. Saksela:* Karhunsaaren malmiesiintymä. — Le gisement de minéral de Karhunsaari.

Martti Saksela, Die Kieserzlagstätte von Karhunsaari in Nordkarelien, Finland. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 55, 1933, S. 29—58.

10. XI.

*Prof. P. Eskola:* Outokummun kromimineraaleista. — Sur les minéraux à chrome d'Outokumpu.

Esitelmän sisällys julkaistaan myöhemmin. — La conférence sera publiée plus tard.

*Yliopp. Th. G. Sahlstein:* Kivideformation fysikaliset perusteet. — Les fondements physiques de la déformation des roches.

Esitelmässä selostettiin Walter Schmidin teosta: — Résumé de l'ouvrage de Walter Schmidt: Tektonik und Verformungslehre.

15. XII.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1933, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi prof. L. H. Borgström, varapuheenjohtajaksi prof. M. Sauramo, sihteeriksi toht. E. Mikkola ja tilintarkastajiksi toht. A. Laitakari ja maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1933 valdes följande personer: ordförande prof. L. H. Borgström, vice ordf. prof. M. Sauramo, sekreterare dr E. Mikkola samt revisorer dr A. Laitakari och mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Conseil pour l'année 1933; sont nommés: président M. L. H. Borgström, vice-président M. M. Sauramo, secrétaire M. E. Mikkola, vérificateurs des comptes M. A. Laitakari et M. W. W. Wilkman.

*Prof. W. Wahl:* Stammagma och differentiationstyper. — Magma primitif et types de différenciation.

Föredraget skall publiceras på annan plats. — La conférence sera publiée ailleurs.

## 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 kirjeenvaihtajäsenten 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 pyrinnöt.

11 §.

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

## 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.

---

## 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.

---

KIRJOITUKSIA. — UPPSATSER. — ARTICLES.

I.

URSUS SPELAEUS ROSSICUS Borissjak und URSUS SPELAEUS  
MINOR v. Nordmann.

Von

WLADIMIR LEHMANN.

Im Jahre 1930 veröffentlichte Prof. A. Borissjak (Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de l'U. R. S. S. 1930) einen kurzen Artikel über *U. spel. rossicus* nov. n., welchen er für eine lokale kleinwüchsige Abart des Höhlenbären hält, gekennzeichnet nicht allein durch ihren kleineren Wuchs, sondern auch durch andere Unterscheidungsmerkmale. Die obengenannte neue Bezeichnung gründet sich auf einen Fund von fünf beinahe vollständigen Skeletten in einer alluvialen Terrasse (Risszeit), belegen in der Umgebung der Stadt Krasnodar (= Ekaterinodar des Kubankosakengebiets d. alten Geographie). Am Ende des Artikels macht H. Borissjak die Bemerkung, dass Reste derselben Form nicht nur in den nebenkaukasischen Steppen, sondern auch im Löss der Ukraine vorkommen (näheres ist nicht angegeben). Ausserdem stellt H. Borissjak seinen *U. rossicus* in näheren Zusammenhang mit *U. Deningeri* und meint, dass der *U. rossicus* eine Linie parallel dem grossen westeuropäischen Höhlenbären repräsentiert. Leider äussert sich Prof. Borissjak nicht über das Verhältnis, in welchem seine Form zum *U. spel. minor* (beschrieben von A. v. Nordmann<sup>1</sup> in der grosser Arbeit »Palaeontologie Süd-Russlands») stehen könnte.

---

<sup>1</sup> A. v. Nordmann wirkte in den vierziger Jahren des vor. Jahrh. als Lehrer der Naturgeschichte im Lyzeum zu Odessa; später wurde er Professor der Zoologie d. Universität zu Helsingfors und einer der Grundleger der palaeontologischen Sammlung derselben. In der Umgebung von Odessa machte er Ausgrabungen und sein grosses Material (beschrieben 1858 in der obengenannten Arbeit) befindet sich in der Helsingforser Sammlung. Seine Arbeit ist mit einem vortrefflichen Atlas versehen, nach welchem eine Menge von Nordmann's Originalen sich finden und feststellen liess.



A. v. Nordmann hat sein kleines Pikermi zum grössten Teil bei dem Dorfe Nerubaj (Nerubajskie hutorá), unweit von Odessa und nahe am Kujalnik Liman belegen, ausgegraben. Den Hauptteil der Reste (*Ursus*, *Hyaena*, *Felis*, *Ictitherium*, *Lupus*, *Bos*, *Equus*, *Cervus*, *Alces*, *Rhinoceros*) lieferte der Höhlenbär; nach Nordmanns Schätzung könnte man annehmen, dass dort die Reste »wenigstens von 400 Bärenindividuen« lagen. Von seiner Sammlung hat Nordmann auch manches an andere Museen verschenkt, auch an dasjenige der Petersburgschen Akademie. Den wichtigsten Teil der Sammlung machen natürlich die Zähne aus. Zur seiner Auffassung vom unzweifelhaften Vorkommen einer kleinwüchsigen Rasse kam Nordmann auf Grund des Fundes eines Schädels und dreier Unterkiefer und auf Grund der Überlegung, dass »damit zugleich der Schlüssel zur Einsicht der veränderlichen Grössenverhältnisse der Odessaer fossilen Bärenzähne gegeben« sei. Demgemäss hat v. Nordmann ausser *U. spel. major* (*Ursus fossilis Odessanus major* Nordmanns) noch das Vorkommen des *U. spel. minor* »welcher mit Schmerlings *U. fornicatus minor* identisch wäre« angenommen. Also haben wir jetzt zwei in der Literatur beschriebene kleinwüchsige Bärenrassen aus dem Pleistocän Süd-Russlands, und so entsteht natürlich die Frage, ob damit nicht des Guten schon zuviel sei und ob nicht vielleicht *U. minor* und *U. rossicus* ein und dieselbe Rasse vorstellen; in letzteren Falle könnte man der palaeontologischen Nomenklatur einen neuen Namen ersparen.

Ich bin dem Entgegenkommen des Direktors des Geologischen Museums zu Helsingfors, Herrn Prof. P. Eskola, der mir das Untersuchen und Behandeln der Nordmannschen Sammlung freigab, ganz besonderen Dank schuldig; auch dem H. Prof. M. Sauramo fühle ich mich für seine warme Teilnahme für meine Arbeit sehr verbunden. Dank dieser Liebenswürdigkeit bin ich imstande, hier folgende Bemerkungen über die vermutete Identität der beiden Bärenrassen zu veröffentlichen. Es sei zunächst vorausgeschickt, dass ich leider in H. Borissjak's Artikel einige Grösseangaben (der Zähne z. B.) vermisste. Diese wären aber gerade interessant, weil, wie ich denke, der Hauptunterschied zwischen dem *U. rossicus* und dem *U. minor* gerade in der Grösse liegt; andere Merkmale scheinen mir sehr übereinstimmend zu sein. Im weiteren werde ich der Beschreibung des *rossicus* von H. Borissjak folgen.

Der Schädel. Die Länge des Schädels des *U. minor*<sup>1</sup> erreicht nach Nordmann 435 mm (bei »major« 488); es war mir un-

<sup>1</sup> Pal. Südrussl. Taf. VI.

möglich die Abmessung noch einmal durchzuführen, da das Schädeldach seitdem zusammengebrochen war. Die untere Seite des Schädels aber ist noch gut erhalten geblieben und ihre Länge ist 387 mm (*major* 416). Der Abstand zwischen den inneren Seiten der beiden zweiten Molaren beträgt 91 mm, zwischen den vorderen Rändern der vierten Praemolargruben 82 mm, in der Mitte des Diastema 77 mm und zwischen den hinteren Rändern der Hauergruben 94 mm. Wir haben also hier dieselbe Verbreiterung der Schnauze nach vorne, wie sie bei *U. spelaeus* gewöhnlich ist und wodurch sich (»in noch schärferem Grad«, Borissjak) auch die Krasnodarsche Form kennzeichnet. Prof. Borissjak vermerkt besonders, dass auf einem der fünf Schädel (dem jüngsten) sich noch der dritte Praemolar befindet; im Zusammenhang mit diesem Umstande ist es interessant, dass auch bei dem von Nordmann abgebildeten Schädel auf einer Seite noch die Grube für P<sup>3</sup> erhalten ist, was auch sehr gut auf der Abbildung zu sehen ist. Es ist jedoch zu bemerken, dass der Schädel des *U. rossicus* kleiner ist (Die Länge von den Schneidezähnen bis protuber. occipit. beträgt 335—359 mm).

Die Zähne des Oberkiefers. Nach Borissjak erscheint es als typisch für den *U. rossicus*, dass die Schneidezähne beinahe geradlinig angeordnet sind und bei alten Individuen bildet dann die Abnutzungsfläche eine gemeinsame Oberfläche. Am Originalschädel des *U. minor* sind leider keine Schneidezähne erhalten geblieben (sowie auch am *major* Schädel) und ich halte es für wahrscheinlicher, dass hier die Schneidezähne einen schwachen Bogen bildeten. Es gibt aber in der Nordmannschen Sammlung ein Bruchstück von zwei Praemaxillaria (s. Fig. 1) mit I<sup>3</sup>, I<sup>2</sup>, I<sup>1</sup>, I<sup>1</sup> und hier bilden alle vier Zähne beinahe eine gemeinsame Abnutzungsfläche.<sup>1</sup> Die Länge der Fläche I<sup>3</sup>—<sup>1</sup> ist 34 mm, die Länge I<sup>2</sup>—<sup>1</sup>—<sup>1</sup> beträgt 30—31 mm. Der Grösse nach zu urteilen könnten wohl diese Praemaxillaria dem *major* angehören. Was die akzessorischen Höcker bei I<sup>3</sup> betrifft, so möchte ich hier zwei Gruppen dieser Zähne unterscheiden: die erste Gruppe umfasst die Zähne mit normaler glatter Krone mit Umwallung, bei der zweiten aber zeigen die Zähne an der nach I<sup>2</sup> gerichteten Seite eine dreieckige Grube und dort, wo der Rand dieser Grube auf die Umwallung stösst, entsteht ein Knoten,

<sup>1</sup> Ich kann nicht ganz der Bemerkung Borissjak's zustimmen, dass I<sup>3</sup> sogar bei starker Abnutzung den scharfen Kegel seiner Krone behält; von ungefähr 100 Stücken hier befindlicher I<sup>3</sup> kann man wohl deren ein Paar Dutzend rechnen, wo anstatt des Kegels nur eine runde oder ellipsoidale Fläche nachgeblieben ist.

welcher bisweilen einen echten Knopf bilden kann. Mir scheint, dass beide Gruppen sowohl bei *major* wie bei *minor* vorkommen können.

Die Tendenz, bei dem oberen vierten Praemolar akzessorische Höcker zu bilden, welche H. Borissjak für den *U. rossicus* hervorhebt, scheint an Zähnen aus der Nordmannschen Sammlung auch sehr bemerkbar zu sein; ungefähr die Hälfte der hier befindlichen Zähne — grösseren wie kleineren — zeigen deutlich diese Tendenz.

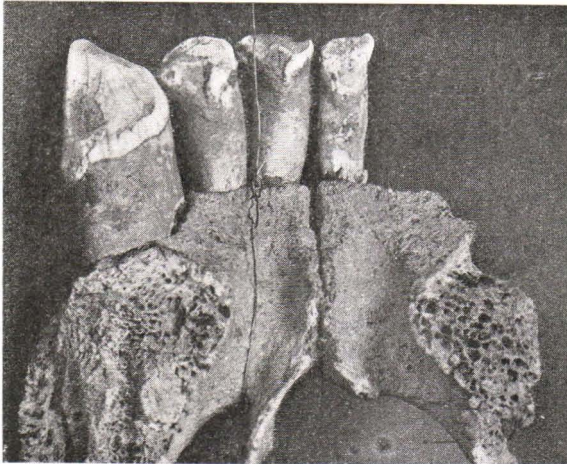


Photo: T. Olin.

Fig. 1. Obere Schneidezähne.  
III—II—I—I.

Der akzessorische Höcker scheint am gewöhnlichsten zwischen dem Trito- und Deuteroconus vorzukommen, sowie auch hinter dem Tritoconus scheinen sich Höckerchen vorzufinden. Viel seltener äussert der Deuteroconus die Tendenz, in zwei — oder sogar drei — Höckerchen zu zerfallen. Auf einem Zahne kann man ausser drei Haupthöckern fünf Knopfhöckerchen zählen (Länge des Zahnes 22 mm). Die Länge der hier vorhandenen losen Zähne beträgt 18—23 mm. Ich möchte hier noch einen Zahn erwähnen (ziemlich stark abgenutzt, Länge 20 mm), bei welchem, wie auch schon Nordmann hervorhebt, die hintere Wurzel deutlich von zwei Wurzeln gebildet ist.

Der erste obere Molar zeigt auch bisweilen diese Neigung akzessorische Wurzeln zu bilden, was schon Nordmann vermerkt hat. Sonst weist dieser Zahn wenig Variation auf. Die Länge schwankt von 26 bis 33 mm und die Zähne von 26—29 mm Länge gehören wahrscheinlich dem *U. minor* an. Der rechte  $M^1$ , welcher auf T. VI der

Nordmannschen Arbeit abgebildet ist, beträgt 26 mm. Wie grössere so auch kleinere Zähne zeigen bisweilen am hinteren Teil eine Tendenz zur Vermehrung der kleinen Höckerchen, sodass eine körnige Oberfläche, die sogar etwas auf die Umwallung übergreift, entsteht. Ich finde, dass bei kleineren Zähnen diese Erscheinung leichter zu Stande kommt, was möglicherweise mit der geringeren Grösse der Zähne zusammenhängt.

Die Länge der hier befindlichen zweiten Molaren ( $M^2$ ) fängt von 42 mm an (auch abgenutzte Zähne; ein junger Zahn 40.5 mm); das Original des Zahnes von 53 mm Länge (Taf. VII, Abb. 7), welchen Nordmann seiner Zeit für den grössten beschriebenen hielt, konnte ich nicht finden, aber auf einem unvollständigen abgenutzten Zahn konnte ich 54 mm messen; die wahre Länge war wahrscheinlich 56 mm. Die gewöhnlichsten Grössen in der Nordmannschen Sammlung betragen 44—45 mm und 47—50 mm; die erste Gruppe dürfte zum *U. minor* gehören. Die Zähne der beiden Gruppen sind veränderlich, und ich möchte diese Variationen wie folgt charakterisieren:

Vorderer Teil: Es bleiben gewöhnlich zwei Aussenhöcker (pa, me), und die inneren Höcker — wenn sie etwas erhöht sind — bilden mit den Aussenhöckern ein offenes V-förmiges Tal, dessen beide Abhänge Rippen tragen; öfters aber sind die inneren Höcker zu schwach entwickelt und bilden dann ein beripptes Plateau am Fusse des Paraconus.

Mittlerer Teil: vom Metaconus ausgehend quer über den Zahn sitzen zwei bis drei Höckerchen, vergleichbar mit einer Bergkette oder Schwelle, welche am Platze des Hypoconus endigt. Die Variation besteht hier darin, dass anstatt dieser Höckerchen sich eine körnige Oberfläche entwickelt, und im letztgenannten Falle hat man, wenn man den Zahn in Augenhöhe hält, eine freie, unbehinderte Aussicht über die ganze Oberfläche des Zahnes.

Der hintere Teil ist gross und erreicht beinahe die Hälfte der ganzen Länge; seine Oberfläche ist körnig und je kleiner die bedeckenden Körner sind, desto zahlreicher sind sie. Ich möchte jedoch nicht sagen, dass diese Variation entweder für die grösseren oder für die kleineren Zähne eigenartig ist, sondern alle Variationen erstrecken sich auf beide Gruppen. Die Vermutung liegt jedoch nahe, dass die Zähne mit zahlreichen Höckerchen, ohne Schwelle und mit unentwickeltem Protoconus, gerade die von Borissjak für den *U. rossicus* beschriebenen Zähne vorstellen. Ich möchte noch erwähnen, dass bei einem 44 mm langen Zahne auf seinem Talon ausser kleinen Höckerchen sich auch ein ziemlich grosser solcher gebildet hat und sein Kegel allein auf ganze 3 mm sich emporwölbt.

Nordmann beschreibt drei Unterkiefer vom *U. minor*, zu welchen ich noch ein Bruchstück hinzurechnen würde. Einer der drei ersteren Kiefer ist bei Nordmann auf Taf. VIII, Abb. 2 abgebildet; er muss einem sehr alten Tiere angehört haben, da alle Zähne sehr stark abgenutzt sind. Der Kiefer ist nicht vollständig erhalten, aber nach Nordmanns Schätzung dürfte seine Länge (auf Grund des Vergleiches mit anderen Kiefern) von dem Vorderrande der Schneidezähne bis zum hinteren Fortsatze etwa 286 mm erreichen. Der zweite Kiefer hat den Hauer behalten, es fehlt aber der Kronenfortsatz; alle Zähne sind stark abgenutzt. Die Länge der Zahn-

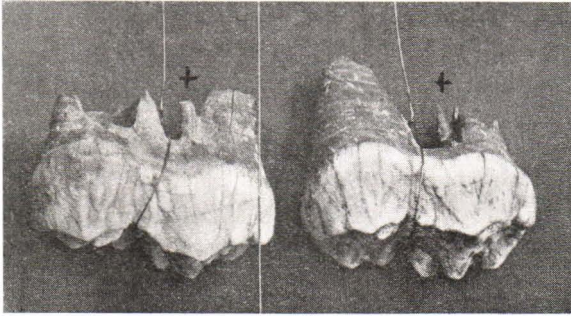


Photo: T. Olin.

Fig. 2. Unteres zweites Molar mit akzessorischem Wurzel.

reihe  $P_4-M_3$  beträgt 105 mm, die Breite des Hauer ungefähr 32 mm, das Diastema 45 mm. Das losesitzende  $M_2$  hat an der vorderen Wurzel ein kleines akzessorisches Würzelchen. Der dritte Kiefer, dessen Zähne wenig abgenutzt sind, ist vom hinteren Fortsatz bis zum äusseren Rande des Hauer 228 mm lang; die Zahnreihe  $P_4-M_3$  ist 117 mm lang, das Diastema 31 mm (in der Mitte des Diastems ein Grübchen für einen Lückenzahn). Auch hier hat das zweite Molar ein akzessorisches Würzelchen (Fig. 2). (In Borissjak's Mitteilung sind die Grössen nicht angegeben). Keiner von den Kiefern hat die Schneidezähne oder deren Ansatzplatz behalten, weshalb ich nichts näheres über die Lage der Schneidezähne aussagen kann; auch die Stärke der Symphyse ist nicht anzugeben. Jedenfalls, wenn man sich noch drei Schneidezähne hinzu denkt, müsste die Symphyse stark entwickelt sein.

Die Schneidezähne selbst variieren sehr wenig, eigentlich nur  $I_3$ . Die Länge des dritten Schneidezahnes beträgt 11—16 mm (diese letzte Länge scheint aber schon selten zu sein). Die Hauptvariation besteht hier in der Grösse des Winkels zwischen beiden Höckern; am

gewöhnlichsten ist diese Grösse ungefähr  $60^\circ$ , kann aber auch bis  $90^\circ$  steigen. Wenn Zusatzhöckerchen vorkommen, sitzen sie als kleine Knöpfe auf der inneren Seite der Umwallung; in einem der Fälle (von etwas über 100 Zähnen) erscheint der kleinere (äussere) Höcker zweiköpfig.

Von dem vierten Praemolar ( $P_4$ ) sind hier etwas über 50 Stücke vorhanden. Man kann hier nur bestätigen, dass dieser Zahn wirklich geneigt ist Variationen zu bilden. Ausser den Zähnen mit normalen drei Höckern gibt es solche, welche ihrer 5—6 haben. Im letzteren Falle teilt sich entweder einer der Höcker oder es bilden sich kleine Höckerchen auf dem inneren Abhang des Haupthöckers. Was ich aber hier betonen möchte ist der Umstand, dass diese Variationen gleichwohl beim *U. minor* als wie beim *major* vorkommen. Die Länge der Zähne (bei Borissjak nicht angegeben) beträgt, soweit ich sie gemessen habe,  $14\frac{1}{2}$ — $18\frac{1}{2}$  mm. Die im Kiefer losesitzenden Zähne sind 17—18 mm lang, sodass Prof. Borissjaks Bemerkung, dass dieser Zahn relativ der grösste ist, zutrifft. Ich möchte hier betreffend dieses Zahnes noch einmal anführen (was schon v. Nordmann in seiner Arbeit getan hat), dass auf einer Mandibula jede Spur von  $P_4$  fehlt und dass auf einer anderen  $P_4$  querüber sitzt («reitet») und dementsprechend auf diesem Platz die Mandibula eine Verdickung erhalten hat; auf dem dritten Kiefer (jüngeres Tier), welchen ich hier auch erwähnen möchte, sitzt  $P_4$  diagonal. Ausserdem gibt es solche Arten von  $P_4$ , wo beide Wurzeln zusammenschmelzen und wo (auf einem Zahne) sogar die Spuren der Verschmelzung verschwunden sind; diese Zähne sind kleiner, nur  $14\frac{1}{2}$ — $15\frac{1}{2}$  mm lang.

H. Borissjak teilt nichts näheres über die unteren Molaren mit; darum begreife ich mich auch hauptsächlich nur auf die Länge der Zähne. Diese beträgt beim  $M_1$  28—35 mm; letzte Grösse fand ich nur bei einem Zahne vor (von etwa mehr als einem Hundert). Die Zähne, welche im Kiefer des *U. minor* sitzen, sind 30 und 33 mm lang; also auch hier könnte man sagen, dass sie relativ grösser sind. Vom  $M_2$  befinden sich hier über 150 St. Die Länge beträgt 29—35 mm, welche Grösse das Maximum zu sein scheint. Beim *U. minor* (in situ) beträgt die Länge 29—31—33 mm.  $M_3$  ist in der Nordmannschen Sammlung auch durch beinahe 150 Stücke vertreten; die Länge schwankt von 23 bis 32 mm. Die in den Kiefern (in situ) des *U. minor* befindlichen  $M_3$  messen 24, 26 und 30 mm; die ersten zwei gehören alten Tieren an. Im vorderen Teil dieses Zahnes erscheint als typisch ein faltiger Hügel im Gebiete des Protokonids; das Hypokonid scheint gewöhnlich schwächer entwickelt zu sein. In der inneren Reihe ist das Parakonid am stärksten ausgebildet. Als ab-

weichende Variationen möchte ich zwei Zähne anführen: bei einem derselben sind eigentlich nur das Para- und Hypokonid entwickelt und die körnige Oberfläche nimmt eine diagonale Lage ein, beim anderen Zahne gibt es nur ein (nicht stark) faltiges Protokonid und alles übrige ist mit körniger Oberfläche belegt. Ein »ausgesprochen faltiges« Innenfeld<sup>1</sup> war deutlich nur in einem Falle festzustellen, öfters aber geschieht es, dass die Körnelung sich reihenartig anordnet, und dann entsteht eine körnig-faltige Oberfläche.

Zu den langen Knochen der Extremitäten übergehend muss ich zuerst noch einmal auf die schon erwähnte Verschwendung der Knochenexemplare zurückkommen. Es scheint nämlich, dass v. Nordmann wirklich freigebig damit gewesen ist. So z. B. sind von 40 Stücken Schulterblätter nur fünf nachgeblieben; von Humerus — »nachdem schon viele verteilt worden sind, besitze ich deren über dreissig« — ist jetzt kaum ein Dutzend vorhanden usw. Hierzu kommt noch der Umstand, dass A. v. Nordmann in seiner Arbeit nur die Dimensionen der grössten Knochen angibt, was im vorliegenden Falle gerade als ein grosser Mangel zu betrachten ist. In dieser Hinsicht bin ich also in ziemlich hohem Grade auf Vermutungen angewiesen. Auch in H. Borissjak's Artikel ist nur die Länge, nicht aber die Stärke angeführt.

Die Länge des H u m e r u s beträgt nach Borissjak (bei *U. rossicus*) 297 mm. Von hiesigen Stücken ist das kleinste 370 mm lang, aber — abgesehen von 3 Stücken von ungefähr 180 mm (nicht vollständige Länge), welche jüngeren Tieren angehören dürften — gibt es ein Bruchstück des Humerus, dessen ganze Länge nicht 250 mm übersteigen dürfte.

Die U l n a beträgt beim *rossicus* 258—268 mm. Die kleinste Ulna, welche sich hier befindet, ist unvollständig (epiphysis fehlt), erreichte aber wahrscheinlich ungefähr 300 mm Länge. A. v. Nordmann war geneigt »zwei Formverschiedenheiten anzunehmen, nämlich: unförmlich dicke und auffallend schmälere. Beide Formen gehören vollwüchsigen Tieren . . . .«

Der R a d i u s — beim *U. rossicus* 229—232 mm. Das hier befindliche kleinste Exemplar weist 250—270 mm auf; die Stärke (Peripherie) beträgt in der Mitte 72 mm.

Das F e m u r — beim *rossicus* 345—354 mm. Der kleinste hier vorhandene Femur, ist ungefähr 360 mm lang (gemessen von fossa intercondyloidea zur Grube zwischen trochanter major und condylus);

<sup>1</sup> K. RODE, »Über die Bären von Taubach und Ehringsdorf«. Pal. Zeitschr. B. 13.

die Peripherie hat in der Mitte 100 mm (grössere femora haben 140 mm). A. v. Nordmann macht folgende Mitteilung: »Andere Knochen der Art sind kleiner, ja kleiner als die des lebenden Bären, und besonders schwächlich war das Oberschenkelbein, welches mit» . . . dem Unterkiefer des *U. minor* . . . » ausgegraben wurde und ohne Zweifel einem und demselben Tiere angehörte . . . »

Die *Tibia* — beim *rossicus* 218—222 mm. Die kleinste hier befindliche ist 270 mm. A. v. Nordmann betont, dass besonders die Stärke im Verhältnis zu derjenigen des *U. arctos* bei diesem Knochen sehr auffallend ist, »auch gilt dieses von solchen, welche kürzer als die des lebenden Bären sind«. Von 180 St. Tibiae, welche in Nordmann's Besitz waren, befinden sich hier ungefähr ein Dutzend.

Von der *Fibula* gibt es hier kein vollständiges Exemplar, aber Nordmann erwähnt eine *Fibula* von 247 mm Länge, welche kürzer als bei dem *U. arctos* war. Für pelvis und os sacrum gibt Borissjak keine Zahlen an.

Das oben angeführte zusammenfassend scheint mir folgende Annahme begründet zu sein: 1. dass die von Prof. Borissjak für *Ursus rossicus* angeführten Merkmale bei dem *Ursus spelaeus* sehr variierend sind und dass es auf Grund derselben sehr schwer ist, einen neuen Namen aufzustellen; 2. dass der Hauptunterschied zwischen *U. rossicus* und *U. spelaeus (major)* in der Grösse liegt; 3. dass dieser Unterschied beim Vergleich mit *U. spelaeus minor* kleiner wird und 4. dass, da dieselben Reste ausser in den nebkaukasischen Steppen nach Prof. Borissjak eigener Angabe auch im Löss der Ukraine vorkommen (von wo gerade »*minor*« herkommt) die Wahrscheinlichkeit klar zu Tage liegt, dass der *U. rossicus* Bor. mit dem schon früher beschriebenen *U. minor* v. Nordm. identisch ist.

Dem H. Doktor V. Hackman spreche ich für das Durchsehen des deutschen Textes meinen aufrichtigen Dank aus.

Helsinki — Helsingfors, Geolog. Institut d. Universität, Juli 1932.



OPTISCHE EIGENSCHAFTEN EINES ALKALIAMPHIBOLS  
AUS FEUERLAND

MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER »VIERACHSIGKEIT«.

Von

TH. G. SAHLSTEIN.

Aus den postglazialen vulkanischen Aschen Feuerlands, die vom Verf. (1932) untersucht worden sind, wurden u. a. zwei typische Alkalimineralien, ein Aegirin und ein Alkali amphibol gefunden. Diese Mineralien, deren Vorkommen sonst ausschliesslich auf Alkaligesteine begrenzt ist, sind in diesen verhältnismässig Ca-reichen Laven offenbar allothigen und gehören also nicht zu den primären Bestandteilen der Asche.

Bei der Untersuchung des Alkali amphibols stellte es sich heraus, dass das Mineral ziemlich merkwürdige optische Eigenschaften besitzt und eine ganz besondere Erklärungsweise erfordert. Wegen dieser Eigenartigkeit scheint es vielleicht als berechtigt, in einer gesonderten Arbeit aufs neue die betr. Beobachtungen hervorzuheben und mit einigen Vergleichen zu vervollständigen, denn es erscheint wahrscheinlich, dass die optische »Vierachsichtigkeit«, die z. B. in dem feuerländischen Amphibol deutlich zu sehen ist, in gewissen Alkali amphibolen ziemlich allgemein vorkommt.

Zur Bestimmung der optischen Orientierung des in Frage stehenden feuerländischen Alkali amphibols wurde ein Stück der Probe Nr 1108 aus dem Fjordo Martinez mit Acetylen tetrabromid separiert und ein Teil der schwersten Fraktion (sp. Gew.  $> 2,785$ ) in Kanadabalsam eingebettet.

Wollte man das Resultat absolut eindeutig haben, so müsste man alle drei Schnitte (100), (010) und  $\perp c$  untersuchen. Bei der Betrachtung eines Amphibolpulvers in Kanadabalsam stehen natürlich die zwei ersteren zur Verfügung, der letzte Schnitt  $\perp c$  ist aber nur in einem geschliffenen Dünnschliff zu erreichen, denn die Spaltstücke stellen sich nie  $c \perp$  zum Objektträger. Darum ist man ge-

zwungen, bei der Bestimmung der optischen Orientierung sich mit den Schnitten (100) und (010) zu begnügen.

Zuerst wurde mit dem Berek'schen Kompensator an den betreffenden Schnitten  $\alpha'$  und  $\gamma'$  beobachtet. Das Resultat zeigt, dass  $\alpha'$  immer in der Nähe der Längsrichtung des Kristalls liegt und also dem Hauptbrechungsquotienten  $\alpha$  entspricht. Auf (010) beträgt der Auslöschungswinkel, mit einem Fuess'schen Monochromator gemessen, für verschiedene Farben:

$c \wedge \alpha'$	450 $\mu\mu$	14°	c:a
	475	15	
	515	17	
	550	18	
	570	19	
	600	20	

Welche von den beiden  $\gamma'$ -Richtungen auf (010) und (100) optisches  $\gamma$  und welche optisches  $\beta$  darstellt, ist wohl aus der relativen Lichtbrechung in den zwei Schnitten nicht zu entscheiden. Um diese Unterscheidung möglich zu machen, wurde versucht, mittels der Konoskopie die Lage der optischen Achsenebene zu bestimmen. Dann aber stellte sich das sehr merkwürdige Resultat heraus, dass die beiden Schnitte, sowohl (100) als (010), einen Bisektricienaustritt zeigen.

Denkbar wäre, dass diese Erscheinung von der gekreuzten Dispersion der Achsenebene herrührt und also die Achsenebenen für blau und rot senkrecht zueinander stehen. Dass dies aber nicht der Fall ist, sieht man sofort beim Konoskopieren mit einer Quecksilberlampe als Lichtquelle. Dann sieht man nämlich, dass sogar bei derselben monochromatischen Lichtart die beiden Achsenebenen gleichzeitig vorhanden sind. Die Bisektrix auf (100) ist für alle Farben gleich scharf und zeigt keinerlei Dispersion, diejenige auf (010) ist dagegen für blau (436  $\mu\mu$ ) sehr undeutlich aber doch wahrnehmbar und für grün (546  $\mu\mu$ ) sowie gelb (Mischung von 576  $\mu\mu$  und 579  $\mu\mu$ ) sehr scharf. Die Achsenbalken treten doch immer auf (010) in der Schärfe gegen diejenigen auf (100) zurück.

In der Achsenebene senkrecht zu (010) ist die Dispersion der optischen Achsen sehr stark und zwar  $2V_{\text{rot}} > 2V_{\text{blau}}$ .

Nach obigem gelangt man also zu der Auffassung, dass der Amphibol zwei Achsenebenen besitzt, von denen die eine parallel zu der kristallographischen Symmetrieebene und die andere senk-

recht dazu steht. Demgemäss kann man nicht auf Grund der Konoskopie eine Unterscheidung von  $\gamma$  und  $\beta$  ausführen; das wäre nur mit dem Berek'schen Kompensator von den Schnitten  $\perp c$  möglich. Eigentlich können wir bei einem solchen Mineral überhaupt nicht von den optischen Bezugsrichtungen reden, weil man es mit mehreren Indikatrix-Flächen verschiedener Orientierung zu tun hat. Die drei Hauptbrechungsquotienten sind Zusammenwirkungen der Indikatrices beider Komponenten und als solche sind sie nicht von dem konoskopischen Verhalten des Minerals in einzelnen Schnitten zu bestimmen. Darum ist die direkte vollständige Bestimmung der Lichtbrechung der theoretisch einzige Weg zur Identifizierung von  $\gamma$  und  $\beta$  in diesem Amphibolpulver. In einer Immersionsflüssigkeit, in der die Spaltstücke immer auf (110) liegen, ist aber die Unterscheidung zwischen  $\gamma$  und  $\beta$  sehr schwierig, man kann nur  $\alpha$  und  $\gamma'$  bestimmen:

$$\begin{aligned}\alpha &= 1,653 \pm 0,003 \\ \gamma' &= 1,662 \pm 0,003\end{aligned}$$

Dieses Resultat der Bestimmung der Lichtbrechung weist entschieden darauf hin, dass der zu untersuchende Alkali-amphibol nicht zu der eigentlichen Arfvedsonit-Riebeckit-Reihe gehört, wie es sonst nach den übrigen optischen Eigenschaften wohl denkbar wäre. Die Lichtbrechung der reinen Glieder dieser Amphibolgruppe ist nämlich immer bedeutend höher als bei der feuerländischen Varietät. So z. B. fand Kupletskij (1929) an zwei Arfvedsoniten aus Urma Waraka (Kola) folgende Werte:

	I	II
$\gamma$	1,700	1,704
$\alpha$	1,695	1,692.

Die Riebeckite zeigen praktisch dieselbe Lichtbrechung wie die Arfvedsonite. Vendl (1924) gibt von einem Riebeckit aus Portugal  $n = 1,693$ , Palache und Warren (1911) von demjenigen von Quincy, Mass.  $n_{Na} = 1,695$  usf. an.

Um die beiden  $\gamma'$  voneinander zu trennen, ist im folgenden bezeichnet:  $\gamma_1' // b$  und  $\gamma_2'$  senkrecht zu  $\alpha$  und  $\gamma_1'$ .  $\gamma_2'$  liegt also in der kristallographischen Symmetrieebene,  $\gamma_1'$  senkrecht dazu.

Es wäre natürlich interessant, die beiden existierenden Achsenwinkel mit dem U-Tisch von Leitz zu bestimmen. Von der parallelsymmetrischen Achsenebene gelang es auch, und zwar beträgt der halbe stumpfe Winkel  $c:a$   $60^\circ$ , wobei nur eine Achse erreichbar war.

In dieser Ebene ist demgemäss  $\gamma_2'$  die stumpfe Bisektrix und  $2V_2 = 60^\circ$ . Von der normalsymmetrischen Achsenebene kann der Achsenwinkel nicht bestimmt werden, weil  $\gamma_1'$  die stumpfe Bisektrix darstellt und die Dispersion zugleich so intensiv ist, dass die Achsen überhaupt keine Verdunkelung hervorrufen können. Der Pleochroismus des Amphibols ist deutlich:

$\alpha$  bläulichgrün  
 $\gamma_1'$  grünlichgrau  
 $\gamma_2'$  bräunlichgrün

Absorption:  $\gamma_1' - \alpha > \gamma_2'$ .

Was den Chemismus des Alkali-amphibols betrifft, so kann, weil das Mineral in so kleinen Mengen auftritt, dass gar keine Analyse denkbar ist, darüber vorläufig nichts sicheres gesagt werden. Denn trotz vieler wertvoller Untersuchungen von Gossner, Kunitz u. a. ist man noch nicht imstande, eine exakte Klassifikation der Alkali-amphibole aufzustellen sowie den Zusammenhang zwischen den chemischen Zusammensetzungen und den optischen Eigenschaften aufzuklären. Die Alkali-amphibole können wir nur grosszügig in drei Gruppen einteilen. Die erste Gruppe besteht aus verschiedenen Glaukophanen, die zweite aus der Arfvedsonit-Riebeckit-Reihe und die dritte aus einer Fülle verschiedenartiger Amphibole, die teilweise mit besonderen Namen und teilweise nur als »Alkali-amphibole« in der Literatur bezeichnet worden sind. Diese dritte Gruppe bildet einen Uebergang zwischen den zwei ersteren Gruppen und den gemeinen Hornblenden. — Der feuerländische Alkali-amphibol gehört offenbar zu unserer dritten Gruppe; seine genauere Charakteristik ist aber ohne Analyse nicht möglich.

Betrachtet man im Tageslichte die in Kanadabalsam eingebettete Amphibolfraktion, so sieht man, dass gewisse Schnitte des Alkali-amphibols überhaupt keine vollkommene Auslöschung zeigen. Diese Schnitte, die nach den Achsenbildern und dem maximalen Auslöschungswinkel der Spaltstücke zu urteilen, subparallel zu (010) sind, besitzen in der Stellung geringster Helligkeit immer einen eigenartigen bräunlichen Farbenton. In einfarbigem Lichte, mit einem Fuess'schen Monochromator gesehen, kann man konstatieren, dass die Auslöschung auch dann mit den langwelligen Strahlen keine vollständige ist und dass das Mineral in der Stellung der geringsten Helligkeit erst von etwa 500  $\mu$  herab ganz dunkel wird.

Das Phänomen scheint ganz identisch mit demjenigen zu sein, das von Eskola und Sahlstein (1930) in mehreren Hornblenden ent-

deckt und auf eine submikroskopische Perthitstruktur parallel zu (010) zurückgeführt wurde. Es wurde nämlich angenommen, dass in den betr. Alkali amphibolen die verschiedenen Komponenten nicht als isomorphe Mischungen vorhanden sind, sondern dass sie sich als äusserst feine Lamellen voneinander entmischen haben.

Denkt man sich im Lichte dieser Entmischungstheorie die »Vierachsigkeit« des feuerländischen Amphibols, so kann man unter Annahme solcher Perthitstruktur sehr leicht die Existenz von zwei Achsenebenen verstehen. Die eine der entmischten Komponenten ist normalsymmetrisch, die andere parallelsymmetrisch, und beide zusammen bilden den »vierachsigen« Komplex.

Es liegt nun ziemlich nahe anzunehmen, dass überhaupt alle solche normalsymmetrischen Alkali amphibole, welche parallel zu (010) eine unvollkommene Auslöschung aufweisen, eine ähnliche »Vierachsigkeit« als Folge der Perthitstruktur erkennen liessen. Um zu ergründen, in welchem Masse dies wirklich der Fall ist, wurden einige nichtauslöschende Amphibolvarietäten einer konoskopischen Untersuchung im homogenen Lichte unterzogen. Dabei konnte konstatiert werden, dass alle sieben Alkali amphibole (vgl. Eskola und Sahlstein 1930) — der Riebeckit aus Alter Pedroso, die Arfvedsonite aus Kangerdluarsuk, Lujavr-Urt, Norra Kärr, der Alkali amphibol aus Kiibte-lysvaara, der Hastingsit aus Almunge sowie der Taramit aus Mariupol — sowohl auf (010) als auch auf (100) einen mehr oder weniger deutlichen Bisektrixenaustritt aufweisen. Die Bisektrix tritt aus entweder in der Mitte des betr. Achsenbildes oder besitzt, dem Auslöschungswinkel auf (100) folgend, eine schräge Stellung.

#### LITERATUR:

- ESKOLA, P. und SAHLSTEIN, TH. G., Ueber die unvollkommene Auslöschung einiger Amphibole. C. R. Soc. géol. Finl. N:o 3, Bull. Comm. géol. Finl. N:o 92, 1930.
- KUPLETSEKIJ, B., Über zwei Alkali hornblendes von Urma-Waraka (Halbinsel Kola). Trav. du Mus. Min. pres l'Acad. des Sci. de l'URRS, IV, 1930. (Russisch, mit deutschem Referat).
- PALACHE und WARREN, Zeitschr. f. Krist., Bd. 49, 1911, p. 351.
- SAHLSTEIN, TH. G., Petrologie der postglazialen vulkanischen Aschen Feuerlands. Acta Geographica, 5, N:o 1, 1932.
- VENDL, A., Über einen Riebeckit. Zeitschr. f. Krist., Bd. 60, 1924, p. 135.

## BEITRAG ZUR ENTWICKLUNG DER IMMERSIONSMETHODE.

## II.

## VERWENDUNG VON ANTIMONBROMID. VERSUCHE MIT SELEN.

Von

L. H. BORGSTRÖM.

In 1931 stellte ich eine Reihe Lösungen von  $\text{SbBr}_3$  in Methylenjodid dar. Da diese Lösungen die Vorteile besitzen nicht arsenführend (nicht giftig), haltbar und lichtgefärbt zu sein, mag eine Angabe deren Brechungsexponente willkommen sein.

Durch Zusatz von gelbes  $\text{SnJ}_4$  lässt sich die Brechungsexponente dieser Flüssigkeiten bis 1.86 steigern. Die Lösungen wurden nach einem Jahre geprüft und zeigten meistens nur wenig veränderte optische Konstante wie folgende Tabelle zeigt:

$\text{SnJ}_4$	$\text{SbBr}_3$	N-gelb 16/3 1931	$\lambda = 577$ 12/5 1932 <sup>1</sup>	$\lambda = 546$ 12/5 1932	$\lambda = 436$ 12/5 1932
—	16. %	1.7656	1.7446	1.7507	1.7929
—	23. %	1.7863	1.7803	1.7879	1.8388
—	28.5 %	1.7923	1.7918	1.8007	1.8527
—	33.3 %	1.8080	1.8055	1.8158	1.8705
—	38. %	1.8154	1.8159	1.8223	1.8805
—	44.5 %	1.8229	—	—	—
27 %	30. %	1.8598	1.8579	1.8718	—

Ein Versuch der Brechungsexponent dieser Mischungen durch Zusatz von  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  zu steigern führte nicht zum Ziele, da Antimon-sulphid nicht merklich in Antimonbromid-Methylenjodid-Lösungen löslich ist.

Mischungen von Selen und  $\text{AsBr}_3$  wurden auf einem Objektglase geschmolzen. Trotzdem verschiedene Mischungen geprüft wurden, erstarrte die Schmelze immer bei Zimmertemperatur. Durch Zusatz von etwas  $\text{As}_2\text{S}_3$  gelang es bei niedrigem Temperatur flüssige

Mischungen darzustellen. Solche zeigten Brechungsexponente wie 1.883 und 1.932. Eine viel Selen enthaltende Mischung von sirupartiger Consistenz gab  $N = 1.9754$ , aber diese Flüssigkeit erstarrte während der Nacht und wurde nicht mehr durch erwärmen flüssig.

Haltbar und trotz der roten Farbe durchsichtig bei Roth, Gelb und Grün des Spektrums waren folgende flüssige Mischungen, die darum im mineralogischem Laboratorium Verwendung finden können:

85 %  $\text{AsBr}_3$  + 10 %  $\text{As}_2\text{S}_3$  + 5 % Se mit  $N = 1.884$

77 %  $\text{AsBr}_3$  + 9 %  $\text{As}_2\text{S}_3$  + 14 % Se mit  $N = 1.929$

74 %  $\text{AsBr}_3$  + 13 %  $\text{As}_2\text{S}_3$  + 13 % Se mit  $N = 1.974$

Entsprechende Mischungen mit  $\text{AsS}$  statt  $\text{As}_2\text{S}_3$  haben ähnliche Eigenschaften.

---

<sup>1</sup> Die Messungen von 1932 wurden von Herrn HARALD TÖTTERMAN gemacht, der auch die im Folgenden erwähnten Versuchen ausgeführt hat.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER SVECOFENNIDEN IN  
FINNLAND.

## III.

KINETISCH-GEOLOGISCHE STUDIEN IM SCHÄRENHOF VON  
EKENÄS (SW-FINNLAND).

Von

E. H. KRANCK.

mit 3 Textfig. und 6 Fig. auf 2 Taf.

## EINLEITUNG.

Der Schärenhof südlich der kleinen Stadt Ekenäs ist bekannt durch die klassischen Untersuchungen von Sederholm (1907, 8). Aus dieser Gegend stammen seine ersten genauen kartographischen Aufnahmen der Küstenzone von Süd-Finnland; hier wurden auch die theoretischen Grundlagen der Palingenese von ihm im Felde ausgearbeitet. Die früheren Aufnahmen und Beschreibungen von Moberg (1897, 1899, 5) geben nur eine oberflächliche Übersicht über die geologischen Verhältnisse dieser Gegend. Zuletzt (1932, 2) hat Hausen eine gemeinfassliche Beschreibung des Gebirgsgrundes der Umgebung von Ekenäs veröffentlicht.

Es war natürlich kaum zu erwarten, dass eine Untersuchung viel Neues betreffend die petrographische Zusammensetzung der Felsen in diesem gut aufgeschlossenen Teile des Landes geben würde. Dagegen schienen hier, eben weil die Geologie verhältnismässig gut bekannt war, gute Voraussetzungen für strukturelle und tektonische Spezialuntersuchungen vorzuliegen. Die Gesichtspunkte, nach denen die vorliegende kleine Studie ausgeführt wurde, waren dieselben, wie die, nach denen Wegmann und Verf. 1930—31 in der Gegend östlich von Helsingfors (12) arbeiteten, und meine Studie stellt eine direkte Fortsetzung dieser Arbeit dar. Die Feldarbeiten wurden im Sommer 1932 ausgeführt. Sie umfassten nur einen Teil des Schären-



hofes von Ekenäs, in der Hauptsache das Gebiet zwischen der Halbinsel von Hangö im W und einer Linie, die über die grosse Insel Elgö in der Richtung N—S verläuft (vergl. die Karte, Fig. 1). Im N bildet die Festlandsküste die Grenze, im S das offene Meer. Es ist deswegen vorläufig unmöglich sichere Angaben über die Grosstektonik der ausserordentlich weiten Schärenzone von SW-Finnland zu machen; dazu müssen die Untersuchungen weiter ostwärts ausgedehnt werden. Da die Feldbeobachtungen Ergebnisse gezeigt haben, die geeignet sein dürften einige Fragen zu klären, und besonders die Deformationsphasen des Urgebirges von SW-Finnland zu beleuchten, erscheint es doch angebracht dieselben schon hier vorläufig mitzuteilen, obgleich die Untersuchungen noch nicht beendigt sind. Die Darstellung beschränkt sich hauptsächlich auf einige Phänomene, welche in den früher behandelten Teilen der Südküste eine weniger hervortretende Rolle spielten. Nur auf die Hauptzüge der petrographischen Zusammensetzung des Gebirgsgrundes sei im Anschluss an die früheren Beschreibungen von Sederholm und Hausen noch einmal eingegangen, mit besonderer Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse.

Die Feldarbeit wurde durch ein Stipendium aus dem Sohlbergschen Fond der Vetenskaps societet unterstützt, wofür Verf. der Verwaltung hiermit seinen Dank ausspricht.

#### DER FELSGRUND.

#### Übersicht.

Der Felsgrund des Schärenhofes von Ekenäs gehört zu dem alten svecofennidischen Gebirgszug von S-Finnland. Wie schon die Beschreibungen von Sederholm und Hausen gezeigt haben, weisen die vorherrschenden Gesteinstypen dieser Gegend granitischen und gneisgranitischen Charakter auf. Auch basische Eruptivgesteine sind sehr verbreitet. Eine geringere Rolle als z. B. in der Küstengegend östlich von Helsingfors spielen typische suprakrustale Bildungen, effusive Grünsteine, Paraschiefer usw.

Wie überall in S-Finnland können die echten Granite im grossen gesehen in zwei Altersgruppen eingeteilt werden (8, 9), einen älteren Gneisgranit (I. Gruppe) von hauptsächlich plagioklasgranitischer bis granodioritischer Zusammensetzung und einen jüngeren, von tektonischen Vorgängen nur schwach beeinflussten, in der Hauptsache postkinematischen Mikroklinggranit (Hangögranit, II. Gruppe). Diese

beiden Typen können, worauf in der geologischen Literatur vor allem von Sederholm häufig hingewiesen ist, an der ganzen Südküste entlang verfolgt werden.

Im allgemein macht der Felsgrund infolge des Vorherrschens granitischer Gesteine einen recht einförmigen Eindruck; die genauere Untersuchung dagegen gibt ein höchst kompliziertes Bild migmatitischer Durchwebung von Graniten und älteren Schiefergesteinen und durchgreifender Deformationen der älteren Bildungen. Das Letztgenannte gilt übrigens in hohem Grade für fast alle Gesteine des Gebietes und lässt, wie wir sehen werden, äusserst wenig von der Primärzügen erkennen. Der komplexe Charakter des Gebirgsgrundes ist in überzeugender Weise von Sederholm (8) dargestellt worden. Es ist recht schwer in dieser verworrenen Mischung einheitliche, scharf abgegrenzte Zonen zu ziehen. Erst eine eingehende tektonische Analyse zeigt, dass die Einheitlichkeit oft nur scheinbar ist.

Die Verteilung der Gesteinstypen des Gebietes wird im allgemeinen durch eine ausgeprägte E—W-liche Streichrichtung der Strukturen bestimmt.

Wir wollen das Gebiet vorläufig in die folgenden Hauptzonen einteilen:

1. Die Gneisgranit- und Gabbro-Zone der äusseren Schären (Tvärminne und Hästö-Busö mit umliegenden Inseln).

2. Die Migmatit-Zone von Lernäs—Långnäs Kalvön—Mellanholmarna—S-Elgö usw.

3. Die Gabbro- und Diorit-Zone des Koö-Archipels—Elgö usw.

4. Die Migmatit-Zone der inneren Schären (Ekön—Hermansö—Danskog usw.).

Die Zonen verlaufen in der Hauptsache in der Richtung E—W.

Südlich der Gneisgranit- und Gabbro-Zone der äusseren Schären findet man auf den kleinen Felseninseln am offenen Meere reinen, ganz undeformierten Mikroklinggranit (Hangögranit). Er kommt schon am S-Strande von Hästö-Busö zum Vorschein und scheint ein grösseres, zusammenhängendes Gebiet zu bilden.

Weiter nördlich der inneren Migmatitzone besteht der Gebirgsgrund gegen das Festland ebenfalls grösstenteils aus mikroklingranitischem Gestein und Migmatit. Die obengenannten Hauptzonen, welche in der vorliegenden Arbeit behandelt werden, sind nach den charakteristischen Hauptgesteinen benannt. Quantitativ spielen die granitischen Gesteine, wie früher hervorgehoben wurde, eine viel bedeutendere Rolle als die Benennungen andeuten.

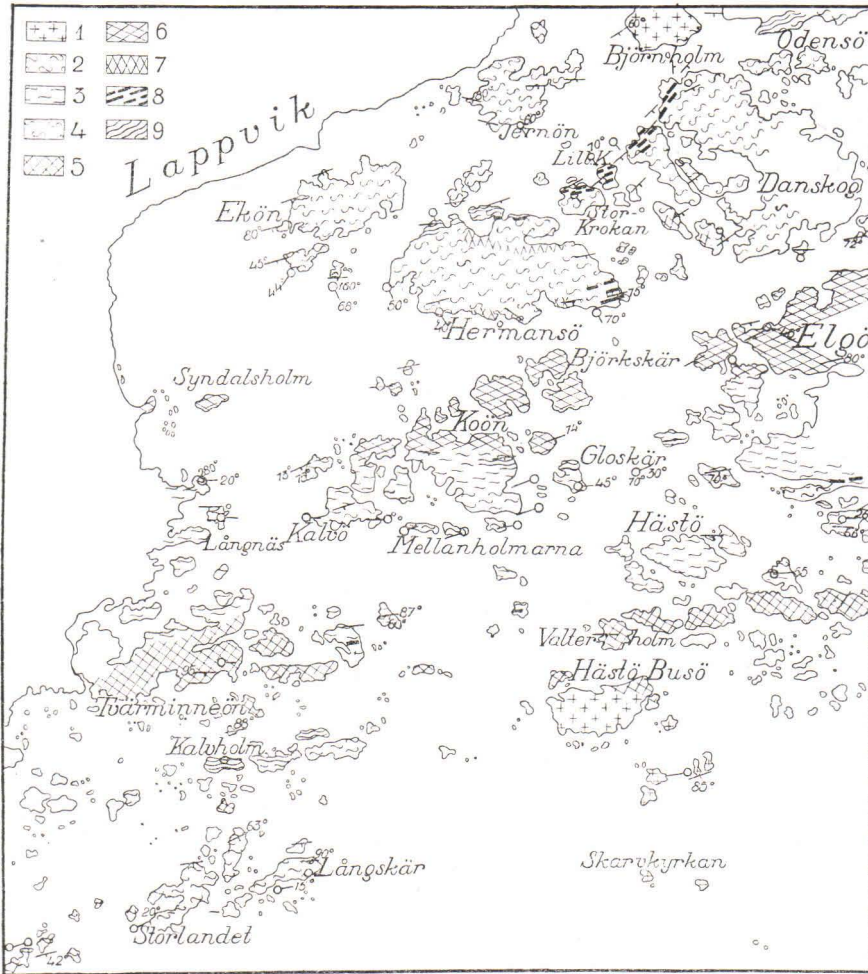


Fig. 1. Kinetisch-petrographische Übersicht über einen Teil des Schärenhöfes von Ekenäs. Masstab 1: 95000.

1. Hangögranit.
2. Gneisgranit und Gneisgranitmigmatite, 1. Deformationsstufe (S. 5).
3. » » » 2. » (S. 12).
4. » » » 3. » (S. 16).
- 5—7. Gabbro und Diorit in entsprechenden Deformationsstufen.
8. Kalksteine und Kalkleptite.
9. Grobflasrige kinzigitähnliche Gneise.

## Die Gneisgranit- und Gabbro-Zone der äusseren Schären.

Die äusseren Inseln S von Tvärminne (Långskär, Storlandet, Mellanskär, Spikarne usw.) bestehen hauptsächlich aus einem grobkörnigen, hellgrauen bis schwach rötlichen Gneisgranit, mit grösseren und kleineren eingeschlossenen Partien basischer dunkler Eruptivgesteine. Diese Gesteine sind von Sederholm (8) eingehend geschildert worden. Verf. möchte nur einige Beobachtungen, welche zum Verständnis der tektonischen Verhältnisse wichtig sind, hinzufügen.

Der Gneisgranit besitzt eine gut ausgebildete Parallelstruktur, die an den Kontaktregionen bisweilen in eine lamellare Schieferung übergeht. Die Scherflächen treten, infolge Anreicherung von dunklen Bestandteilen, vor allem Glimmer, deutlich hervor, und biegen gewöhnlich etwas wellenförmig um die widerstandskräftigeren hellen Bestandteile, besonders um die Feldspatkristalle herum, die häufig ein augenartiges Aussehen haben. Das sind durchaus dieselben Charakterzüge, die schon früher (12) aus der Umgebung von Helsingfors geschildert sind (Das Gneisgranitgebiet von Nordsjö—Degerö). Schon die äusseren Merkmale zeigen deutlich, dass die hier behandelten Granite unter denselben Bedingungen deformiert sind. Auch hier ist die Ähnlichkeit mit den Zentralgraniten der alpinen Überschiebungszone ganz auffallend. Dass diese Ähnlichkeit nicht nur zufällig ist, zeigen die tektonischen Verhältnisse der Gneisgranite von Tvärminne deutlich.

In den äusseren Schären liegen die Scherflächen im grossen und ganzen flach. Auf Långskär (vergl. die Karte Fig. 1), wo die Verhältnisse besonders schön zu beobachten sind, fallen sie flach nach N, am N-Strand jedoch allmählich steiler. Auf der S-Seite von Långskär sieht man in der steilen Felsenwand eine schöne liegende Falte in der Schieferung, die nach S überkippt ist. Die Axialrichtung in diesem Gebiete ist überall flach und fällt  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  nach E. Auf Långskär liegt sie teilweise horizontal. Auch dort, wo die Schieferung steil ist, wie auf der kleinen Felseninsel N von Långskär und auf der N-Seite von Storlandet und Spikarne liegt die Axialrichtung flach. Der ganze tektonische Stil deutet auf Überschiebungsbewegungen vom alpinen Typus hin, in welche auch die basischen Partien einbezogen sind. Die recht zahlreichen basischen Gänge (8) verhalten sich in derselben Weise wie in der Umgebung von Helsingfors. Sie durchdringen ziemlich scharf den Gneisgranit, der wenigstens teilweise schon vor der Intrusion der Gänge verschiefert war, und wurden

bei der Hauptfaltung (Überschiebungsbewegungen) im Zusammenhang mit einer kräftigen Durchbewegung der Granite deformiert. Infolge der verschiedenen Zähigkeit treten die Gänge jedoch, z. B. auf Rönnskär C. (12, Fig. 15, Taf. VIII.) immer scharf abgegrenzt aus dem umgebenden Gesteine hervor.

Im E werden diese Strukturen von den jungen Mikroklinggraniten durchbrochen, die schon auf den kleinen Inseln Skarvkyrkan und Äggharun fast ungemischt anstehen.

Die petrologische Beschaffenheit der Gesteine dieser Gneisgranitzone bietet manches Interessante. Die primäre Zusammensetzung war die eines Plagioklasgranites. Wie schon Sederholm gezeigt hat, war der Einfluss der Mikroklinggranite sehr bedeutend, und zwar viel stärker als in den entsprechenden Bildungen des Helsingforser Gebietes. Zahlreiche aplitische und pegmatitische Gänge und Adern durchqueren den Felsgrund in verschiedene Richtung. Sie sind grösstenteils verhältnismässig schwach, und bisweilen fast gar nicht von den Gesteinsdeformationen getroffen worden. Daneben sieht man fast überall eine Infiltration von Kalifeldspat, welcher den grauen Plagioklasgranit gradweise in rötlichen gemischten Granit umgewandelt hat. Dieselbe Injektion macht sich auch in den basischen Partien bemerkbar. An manchen Orten (z. B. am S-Strand von Långskär) ist sie bis zu einer vollständigen Veränderung der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen Granites weiter entwickelt, der in einen hellrötlichen sauren Mikroklinggranit übergeht. Es ist auffallend, dass hierbei die Deformationsstrukturen unverändert bleiben. Die Scherzone und die jüngeren Faltungen können noch als dunklere glimmerreiche Schlieren verfolgt werden. Der mechanische Einfluss während der Injektion der Hangögranite war m. a. W. hier ganz schwach (vergl. auch S. 49).

Sederholm hat die häufig vorkommenden sog. Diktyonitstrukturen eingehend beschrieben, die gewissermassen auf syn-intrusive Bewegungen zurückgeführt werden können. Die Scherungen, welche das lineare Element der Struktur formen, gehören indessen sicher zu den alten Deformationsphasen. Es ist zu bemerken, dass die sehr unruhige, lebhaft Miniaturfältelung in den typischen Vorkommen teilweise von dem flachen Axialfallen abhängt. Eine schwache Undulation der Scherflächen tritt unter diesen Umständen als kräftige Miniaturfältelung mit grosser Amplitude in der Horizontalprojektion hervor.

Eine weitere Bildung, die interessante Fragen stellt, sind die porphyrischen Varietäten des Gneisgranits,

die an mehreren Stellen vorkommen. Dies sind ziemlich grobkörnige Gesteine mit bisweilen dichtliegenden, bisweilen einzelnen gut individualisierten Mikroklineinsprenglingen von einer 1—3 cm Länge, die gewöhnlich als Karlsbader-Zwillinge ausgebildet sind.

Die Zusammensetzung der Einsprenglinge ist ungewöhnlich in einem Granit, der zu den Kalk-Natrongesteinen gehört, und in dem von dem jungen Granit unbeeinflussten Teile der Gesteinsmasse nur wenig K-Feldspat enthält. Die Mikroklineinsprenglinge kommen ebenso häufig in sehr basischen, fast gabbroiden Varietäten vor, bisweilen sogar in noch grösseren Mengen als in den sauren, granitischen Partien. Überhaupt scheint die Häufigkeit in keinem regelmässigen Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung der Gesteine zu stehen, und sie variiert innerhalb weiter Grenzen.

Das Verhalten zu der Deformation ist verschiedenartig und hängt von dem Deformationsgrade ab. In den schwächer verschieferten Teilen sind die Mikroklineinsprenglinge von der Deformation auffallend schwach beeinflusst worden, obwohl die Grundmasse kräftig ausgewalzt und rekristallisiert worden ist. Erst in den mehr verschieferten Partien findet man auch die Einsprenglinge teilweise ausgezogen, besonders dort, wo eine vertikale kräftige Verschieferung (in dem nördlichen Teile des Gesteinskörpers) dominiert (vergl. auch S. 41).

Die oben erwähnten Tatsachen sind bei Annahme einer primären porphyrischen Kristallisation der Gneisgranite schwer zu verstehen. Auch die mikroskopische Struktur zeigt, dass das Vorhandensein einer solchen in dem jetzigen Gefüge des Gesteines sehr problematisch ist. Die Auffassung, dass die Mikroklineinsprenglinge von den Scherbewegungen sehr wenig beeinflusst sind, wird hierdurch bestätigt. Die Zwischenmasse ist kräftig granuliert. Die Quarzkörner sind zu verschieden orientierten Körnern zerdrückt und die Glimmer- und auch die Hornblendekristalle an den Gleitzonen entlang angeordnet. Nach der Scherung ist das Gestein offenbar teilweise wieder umkristallisiert worden: die Plagioklas- und K-Feldspatkristalle sind im allgemeinen klar und eine Regelung tritt schwach hervor. Die Grenze der Kristallkörner ist gewöhnlich von Mörtelkränzen umgeben. Im Gegensatz hierzu sind die Mikroklineinsprenglinge nicht einmal in den Randzonen in höherem Grade granuliert; in den weniger schiefrigen Gneisen sind sie ganz klar und undulieren fast gar nicht. Die Grenze gegenüber den übrigen Mineralkörnern ist immer uneben, und man sieht, dass der Kalifeldspat um die Minerale der Zwischenmasse wächst und dieselben einschliesst. Häufig bemerkt man grosse Einschlüsse, die Reste von assimiliertem Plagioklas und Quarzkristalle darstellen;

also ganz in derselben Weise wie in dem spät auskristallisierten K-Feldspat eines normalen Granites.

Diese Tatsachen deuten entschieden darauf hin, dass die Mikroklinkristalle ziemlich spät gebildet sind, und zwar später als die Hauptdeformation (Durchbewegung) des Gesteines stattfand. Um den Sachverhalt zu klären, wäre es natürlich notwendig genauere Laboratoriumuntersuchungen auszuführen, vor allem Gesteinsanalysen vorzunehmen, aber schon die hier mitgeteilten Feldbeobachtungen scheinen einen anderen Erklärungsversuch als die gewöhnliche primärmagmatische Auffassung zu rechtfertigen, besonders weil solche »einsprenglingsartigen Bildungen« in dem ältesten Grundgebirge sehr verbreitet sind.

Anstatt die grossen Feldspatkristalle als primär auskristallisierte porphyrische Einsprenglinge zu betrachten, könnte man sie ebensogut als sekundäre Bildungen auffassen. Die Tatsache, dass sie teilweise in den kräftiger geschieferten Zonen von der Deformation angegriffen sind, zeigt, dass ihre Kristallisation wahrscheinlich im Zusammenhange mit den späteren Bewegungen vor sich ging, d. h. den Bewegungen, welche die Injektionen der Mikroklinggranite beförderten. Das Material stammt offenbar von den letztgenannten Injektionen. Die Kristalle wären demnach mit porphyroblastischen Bildungen zu vergleichen, wie die bekannten Cordierit-, Andalusit-, und Granat-Kristalle der metamorphen Schiefer.

Eine solche Deutung dieser im Grundgebirge sehr häufigen Erscheinung befremdet vielleicht den Urgebirgsgeologen, sie erklärt aber die Verhältnisse im Felde recht gut. Übrigens ist ja Feldspat als sekundärer Gemengteil nichts Überraschendes, und er ist oft auch als Porphyroblasten beschrieben worden. In den alpinen Prasiniten findet man häufig Albit als ähnlichen metasomatischen Gemengteil, aber auch K-Feldspate von einem Typus, der den hier geschilderten offenbar sehr ähnelt, sind als Porphyroblasten gedeutet worden. Es sei nur an die Einsprenglinge der Gneise der Silvretta-decke erinnert, die jüngst von Streckeisen, Spaenhauer und anderen Baseler Geologen untersucht und beschrieben worden sind (10, 11). Auch in Finnland sind ausser in den Gneisen von S-Finnland mancherorts Mikroklinkristalle beobachtet worden, welche vielleicht einen ähnlichen metasomatischen Charakter haben. Es ist eine allgemein bekannte Tatsache, dass in den Kontaktzonen der grobporphyrischen Zentralgranite von Finnland in dem Nebengestein häufig grosse Mikroklineinsprenglinge zu sehen sind, die bisweilen mehrere Meter

vom Kontakte entfernt liegen. Auch hier scheint eine metasomatische Einwanderung von K-Feldspat die einzig mögliche Erklärung zu sein. (In diesem Zusammenhange sei auch das Vorkommen von Feldspatovoiden in der Nähe vom Rapakivikontakten erwähnt (9. I), die ganz vom Nebengestein umgeben sind, wenn auch die Erklärung hier doch wohl eine andere ist.)

Diese Beispiele zeigen, dass man überhaupt vorsichtig sein muss, wenn man porphyränliche Gesteine besonders in den mehrfach umkristallisierten und metamorphosierten Gesteinen des Archäikums untersucht, ehe man dieselben als primäre Erstarrungsstrukturen deutet.

In den Schären von Ekenäs steht die Kalimetasomatose, wie gesagt, offenbar im Zusammenhang mit Scherungen. Vielleicht könnte man sich die Bildung der grossen Porphyroblasten in etwa derselben Weise denken, wie die Entstehung von Cordieriten usw. in bewegten Schiefen von Backlund (1) aufgefasst wird, nämlich unter allmählicher Zufuhr von Material bei gleichzeitiger Bewegung und Erweiterung des Auskristallisationsraumes.

Die obengegebene Erklärung ist vorläufig nur eine Hypothese, die noch bewiesen werden muss, aber sie scheint jedenfalls ebenso gut begründet zu sein, wie die häufig ausgesprochene Ansicht, dass die Verteilung der Feldspatkristalle durch fluidalen Transport im flüssigen Zustande der Grundmasse während der Kristallisation vor sich gegangen sei. Sie kann selbstverständlich nur in gewissen Fällen verwendet werden und schliesst das Vorkommen von grobkristallinen, primär-porphyrischen deformierten Graniten im ältesten Grundgebirge durchaus nicht aus.

Nördlich der oben beschriebenen Gneisgranitzone wird der Felsgrund gemischerter und die basischen Gesteine treten mehr hervor. Auf Furuskär und Skallotaholm dominieren noch die Gneisgranite, die oft sehr schön porphyrisch sind, aber die basischen Partien sind schon sehr verbreitet. In der Zone von Kalvholmen S von Tvärminneön (vergl. die Karte, Fig. 1) finden wir eine Übergangszone zu den Gabbros von S-Tvärminne, welche durch dunkle Schiefer mit intensiver *lit par lit*-Injektion von Apliten und Pegmatiten gekennzeichnet ist. Die Durchbewegung war sehr kräftig und im Zusammenhange mit derselben ist eine starke Biotitisierung vor sich gegangen. Die Schieferung steht hier fast vertikal und mag teilweise etwas jünger sein als die oben beschriebenen Deformationsstrukturen der Gneisgranite. Darauf deutet auch das synkinematische Eindringen von Mikroklinggranitlösungen hin.



Auf Tvärminneön folgen dunkle mittelkörnige Gabbros oder Hornblendeschiefer, die verhältnismässig wenig schiefrig sind. Dies hängt indessen offenbar weniger von der geringeren tektonischen Beanspruchung als von dem grösseren Widerstandsvermögen der zähen basischen Gesteine gegen die späteren Bewegungen ab, die das äussere Aussehen der Gesteine am meisten verändert haben. Eine deutliche mechanische Umformung mit nach E (ca. 45°) fallender Linearstruktur ist jedoch fast überall sichtbar.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine hornblendegabbroide bis hornblende-gabbrodioritische Zusammensetzung und enthält auch reichlich Biotit. Die Plagioklase sind oft trüb (saussuritisiert) und zeigen, dass der Einfluss der jungen Mikroklinggranite hier bedeutend schwächer ist als in den äussersten Zonen. Doch sind Aplit- und Pegmatitadern mit scharfen Grenzen in den Gabbro- und Diorit-schiefern häufig. Magmatisch gehört der Gabbro wahrscheinlich zu derselben Reihe wie die Gneisgranite; er ist aber etwas früher kristallisiert und wird von dieser durchsetzt. Die Aplitite von diesem alten Granite sind zusammen mit dem Gabbro ausgewalzt und bilden häufig parallel streichende Bänder in den Felsoberflächen.

Durch eine noch intensivere Injektion von Plagioklasgranit, wie man sie weiter nördlich in zunehmendem Masse beobachten kann, entstehen bandige Migmatite. Solche findet man an der N-Seite von Tvärminneön und auf den inneren Schären zwischen Tvärminne und Hästö-Busö und weiter an der S-Seite von Elgö. Diese Migmatite bestehen aus Gneisgranit in ausgewalztem Zustand mit dunklen Amphibolit- und Gabbroschiefereinschlüssen und -Lagern. Auch einige kleine Kalkvorkommen sind aus dieser Zone bekannt. Gewöhnlich handelt es sich nur um kleine Fragmente, die grösstenteils in Skarnminerale umgewandelt sind. Nur auf der S-Seite von Elgö findet sich ein etwas grösseres stark ausgewalztes Lager, dass sich einige hundert Meter weit verfolgen lässt. Hier kommen auch einige kleine Eisenerzlagerstätten vor, die jedoch ohne praktische Bedeutung sind. Diese Vorkommen sind indessen wichtig, weil sie zeigen, dass wir es schon hier mit Bildungen desselben Ursprungs zu tun haben, wie die Schiefer der inneren Schärenzone, und die zu den Basalformationen gehören.

Die Streichrichtung der Schieferung ist überall E—W. Die tektonischen Verhältnisse weichen von denen der obenerwähnten Zonen ab, indem ein steiles meistens fast vertikales Fallen der Schieferungsflächen an die Stelle der flachen Schieferung der äusseren Gneise tritt. Diese steile Schieferung ist gewöhnlich ausgeprägt lamellar und nur selten findet man eine gut ausgebildete Linearstruktur, welche die

Deformationsrichtung der Verschieferung zeigen könnte. Wo Linearstruktur zu sehen ist, scheint sie meist ziemlich steil zu stehen, und stellt offenbar eine spätere Bildung als die flachen Linearstrukturen der obenerwähnten Gneisgranite dar (vergl. S. 34). Die Mikroklinggranitpegmatite sind in dieser Zone oft stark deformiert, bisweilen brekziiert; ganz undeformierte Pegmatite wurden nicht beobachtet.

#### Die Migmatitzone von Lernäs—Långnäs—Kalvö—Mellanholmarne.

Diese Zone erstreckt sich von Lernäs und Långnäs über die südlichsten Inseln des Koö-Archipels bis Elgö. Sie weicht in bezug auf die petrographische Zusammensetzung nicht von den nördlicheren Inseln von Tvärminne ab, zeigt aber einige tektonische Züge, welche in jenen nicht vorkommen. Hier findet man wieder Spuren eines ähnlichen Deformationstypus wie in dem äusseren Schärengürtel.

Besonders lehrreich sind die Verhältnisse auf den Inseln Kalvö und Mellanholmarne S von Koön. Das Felsgrund besteht hier aus meist ziemlich regelmässig wechselnden Schichten (10—50 cm) feinkörnigen Amphibolits und hellgrauen Gneisgranites. Diese Lagerung ist wahrscheinlich durch eine *lit par lit*-Injektion von Granit in Amphibolit im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen entstanden. Auch überkreuzende und subparallele basische Gänge sind vorhanden. Die Schichten sind teilweise ganz flach, aber gewöhnlich recht steil aufgefaltet mit im Durchschnitt nach S geneigtem Fallen. Die Kleinfalten sind nach N überkippt und gleichzeitig verworfen (vergl. Fig. 2). Die Achsen liegen flach; auf W-Kalvö fallen sie östlich, auf den Mellanholmarne und weiter nach E liegenden Inseln westlich. Der Hauptstil der Tektonik ist hier also sehr klar und einfach.

Die Deformation des Gneisgranites ähnelt derjenigen des Gneises von Långskär (S. 34). Die Bewegung und demgemäss die Umwandlungen sind jedoch kräftiger; die Mineralgemengteile sind sämtlich mehr oder weniger granuliert. Stellenweise sind jedoch die flasrigen augengneisähnlichen Gefüge erhalten. Die dunklen amphibolitischen Schichten haben die bei Urgebirgsgrünstein gewöhnliche feinkörnige Struktur mit kurzprismatischer Hornblende und Plagioklas als Hauptgemengteile.

Weiter nach Norden zu verändert sich dieses einfache Strukturbild etwa in derselben Weise wie in der südlichen Zone. Die Verhältnisse sind hier aber leichter zu überschauen, weil die Veränderung z. B. auf der SW-Seite von Kalvö auf einer Strecke von nur einigen

Hundert Metern schon bemerkbar ist und in einem zusammenhängenden Profil studiert werden kann (Fig. 2). Die alte ursprünglich flachliegende Scherung wird immer kräftiger gefaltet und aufgerichtet, die Falten werden von Scheitelverwerfungen zerteilt und oft schuppenartig übereinander geschoben. Die gewöhnlich mit Glimmermineralen belegten Verwerfungsflächen werden immer zahlreicher und bilden schliesslich eine neue Scherung, welche die alte steil durchsetzt und vollständig überdeckt. Die Verschiebungen an diesen neuen Be-



Photo: E. H. K.

Fig. 2. Gefaltete Gneisgranit- und Amphibolitschichten am S-Strande von Kalvö. Die Felsenwand steht etwa senkrecht gegen die Axialrichtung, die hier ganz flach liegt. An der linken Seite des Bildes geht die flache Schichtung in eine steilgerichtete Schieferung über durch Bildung einer neuen Scherung (vergl. S. 41).

Um den Stil deutlicher zu zeigen sind einige Schichten retouschiert.

wegungsflächen verlaufen in einer anderen Richtung als entsprechend den älteren Faltungsachsen, mit ziemlich steilgestellten Verschiebungsachsen. Die letztgenannten sind indessen sehr schwer zu bestimmen, weil die kleinen Verwerfungsflächen oft Rutschstreifen zeigen, welche sich schwer von den Linearstrukturen parallel der Axialrichtung unterscheiden lassen. — Im Zusammenhange mit diesen späteren Bewegungen ist das Gestein kräftig neudeformiert und zwar etwas mylonitisiert. Die Plastizität war bei diesem Stadium der Deformation vermindert, worauf der ganze Stil hindeutet. Weiter nördlich ist die zuletzt beschriebene Deformationsstruktur, wo sie nicht von noch jüngeren Bewegungen überdeckt ist, dominierend.

Die kinetischen Momente, welche wir bisher untersucht haben, sind die folgenden: 1. Horizontale Überschiebungsbewegungen mit kräftiger Auswalzung, welche Bewegungsstrukturen mit »einschariger Deformation« (Schmidt, 7.) hervorbrachte. 2. Fältelung dieser älteren Schieferungen. Eindringen von Aplit und Pegmatitadern. 3. Die Fältelung geht infolge abnehmende Plastizität allmählig in eine neue Scherung über, welche die alte Schieferung überdeckt. Im Zusammenhang mit diesen scheint das Hervordringen der Mikroklinpegmatitlösungen einzusetzen.

Die Pegmatite, welche in diesem Stadium eindringen, werden kräftig deformiert und ausgewalzt und sind teilweise kaum von dem alten, zu den Plagioklasgraniten gehörenden Pegmatiten zu unterscheiden. Auch noch jüngere, mächtige Pegmatitmassen, welche nur schwach angegriffen sind, kommen häufig vor. Die Feldspatkristalle sind etwas voneinander gerissen und die dunklen Gemengteile epidotisiert. Wir erhalten die häufig unter den Benennungen Unakitisierung und Helsinkitisierung beschriebenen, durch schwache Brekzierung entstandene Veränderung der Pegmatite und Aplites des Grundgebirges<sup>1</sup> (4, 12).

Oben sind nur einige Stellen geschildert, welche besonders geeignet sind die Verhältnisse zu erklären. Wir finden gleichartige Bildungen auf allen Inseln der obenerwähnten Zone, aber meistens sind die Strukturen hier viel verworrener und schwerer zu deuten, infolge starker synkinematischer Infiltration von Pegmatitlösungen mehreren einander überdeckender Bewegungsrichtungen entlang.

### Die Gabbro- und Dioritschieferzone des Koö-Archipels, auf Elgö usw.

Von Syndalsholm dicht am Festlande erstreckt sich nach E über die nördlichen Inseln des Archipels von Koö und weiter nach Elgö eine Zone, wo dunkle basische Schiefer dominieren. Die Gesteine ähneln bisweilen dem Gabbro von Tvärminne, sind aber gewöhnlich mehr geschoren und schiefrig. Wahrscheinlich gehört die Hauptmasse doch zu derselben Reihe von Tiefengesteinen, die hier stärker deformiert sind. Dioritische und granitische Gesteine sind auch nicht selten, aber im Durchschnitt doch von untergeordneter Bedeutung, wodurch der Felsgrund ein dunkelgraues Aussehen erhält. Ziemlich

<sup>1</sup> Nachdem diese Ausführungen geschrieben waren, hat Dr. Mellis in Riga eine eingehende Erörterung dieser äusserst häufigen Phänomene veröffentlicht (4), die mit den Erfahrungen des Verf. vollständig übereinstimmt.

grobkörnige Gesteine mit Plagioklas, Hornblende und Biotit als Hauptgemengteile dominieren.

Die tektonischen und kinetischen Strukturen in dieser Zone lassen sich als Fortsetzung der eben geschilderten ansehen. Die Schieferung ist hauptsächlich durch eine steilstehende, grobe Scherung bedingt. Die Scherflächen liegen bisweilen ziemlich weit voneinander, wodurch das grobkörnige Aussehen noch auffallender wird. Wo die Scherflächen nicht ganz parallel verlaufen, sondern konvergieren, entsteht eine Art Brekzie mit grossen Fragmenten, in welchen man ältere Scherungen sehen kann (Fig. 1, Taf. I.). Diese Fragmente sind von jüngeren Scherzonen umgeben. Das ganze Gestein wird aufgelockert und besonders dort, wo karbonathaltiges Material in den Scherzonen einfiltriert ist, erhält die Felsoberfläche ein charakteristisches grobverwittertes Aussehen (z. B. N-Strand von Elgö).

Infolge der kräftig hervortretenden Lamellarstruktur in den jungen Gleitzonen sind auch hier ganz wie auf Koön usw. die Linearstrukturen schwach ausgebildet. Ein steiles südliches Fallen derselben scheint vorzuherrschen. In einzelnen Fällen wurden in diese jüngeren Strukturen eingeschlossene Fragmente mit Spuren einer flachen Axialrichtung beobachtet, eine sehr interessante Tatsache, welche zu zeigen scheint, dass die jüngere Deformation die Positionen der alten Deformationsstrukturen hier kaum verändert hat.

Die N-Grenze dieser Gabbro-Schieferzone wird häufig durch mächtige Pegmatitin intrusionen markiert. Solche mehrere Meter mächtige Pegmatitgänge finden wir am N-Strand der Insel Björkskär S von Hermansö, Heimusholm und Elgö. Sie verlaufen etwa parallel zum Streichen der Schieferung, sind aber kaum durch Bewegungen beeinflusst. Auch ältere deformierte Gänge sind sehr häufig.

#### Die Migmatitzone der inneren Schären (Ekön, Jernön, Hermansö, Danskog).

In den inneren Schären finden wir eine Reihe von migmatitischen Gesteinen, die mehrere neue Charakterzüge zeigen. Die Hauptkomponente ist hier ein Gneisgranit, der mit den obenerwähnten gneisigen Plagioklasgraniten wahrscheinlich magmatisch identisch ist, obwohl die äusseren Merkmale teilweise ganz andere sind, was wieder davon abhängt, dass hier eine neue Deformationsphase vorliegt. Ausserdem kommen die Gabbrogesteine in verschiedenen Phasen der Verschieferung vor, und ausserdem mehrere

wahrscheinlich superkrustale Bildungen wie Amphibolitschiefer, Quarzitschiefer, Karbonatgesteine und andere Schiefergesteine. Sehr häufig findet man Gesteine, die petrographisch den sog. Leptiten von Mittelschweden entsprechen, die entweder zu den obengenannten superkrustalen Bildungen gehören, oder eine andere Entstehungsart haben (s. 45).

Der Gneisgranit ist jünger als die übrigen oben erwähnten Gesteine. Er scheint hier durch teilweises Assimilieren der älteren Gesteine echte Migmatite zu bilden. An verschiedenen Stellen lassen sich schöne Eruptivbrekzien beobachten. Diese alten Migmatite sind, wie Sederholm gezeigt hat, wieder von jüngeren, zum Hangögranit gehörenden Granitlösungen durchdrungen und migmatitisiert worden. Wir werden im folgenden einige tektonisch-geologisch wichtige Phänomene und im Zusammenhang damit auch den petrographischen Charakter der verschiedenen Gesteinstypen betrachten.

Das uneinheitliche Aussehen des Felsgrundes dieser Zone hängt nicht nur von den primären Verschiedenheiten der Gesteinsgemengteile, sondern ebenso sehr von der äusserst komplizierten und durchgreifenden Deformation ab, welche häufig den Gesteinen derselben Herkunft ein sehr verschiedenartiges Aussehen geben können. Um diesen Vorgang zu beleuchten wollen wir zuerst das Hauptgestein, den Gneisgranit, schildern. Wollte man sich nur auf die äusseren Merkmale beschränken, so wäre es ziemlich schwer die meisten hier vorkommenden Varietäten dieser Gesteinsgruppe mit dem oben beschriebenen Gneisgranit der äussersten Schärenzone zu identifizieren. Das wird nur dadurch möglich, dass man an einzelnen Orten, z. B. am N-Strand von Hermansö verhältnismässig gut erhaltene Vorkommen findet, die mit den letztgenannten allem Anschein nach ganz identisch sind, und die bei der geologischen Kartierung mit Sicherheit als zu diesen gehörig nachgewiesen werden konnten.

Von diesen Typen findet man alle Übergänge, bis zu ganz feinkörnigen leptitähnlichen Gneisen einerseits, zu kräftig schiefrigen, dichten hälleflintähnlichen Gesteinen anderseits. Die Übergangstypen zeigen sehr schön, wie eine solche Veränderung vor sich gehen kann. Die alten grob-gneisigen Strukturen werden durch eine vollständige Auswalzung in Schieferstrukturen verwandelt, diese werden wieder in Miniaturfalten gefaltet, wobei die alten Scherflächen durch jüngere ersetzt werden. Bei wiederholter Miniaturfältelung und Granulierung verschwindet häufig die äussere Parallelstruktur der Gesteine und können erst unter dem Mikroskop erkannt werden.

Die Mikrostrukturen dieser »Leptitgneise« (Fig. 3, Taf. II.) zeigen, dass die Neudeformation unter kräftiger Regelung der Gefüge vor sich geht. Die Quarzkörner sind lamellar ausgezogen und kristallographisch einheitlich orientiert. Häufig sieht man, dass die Orientierung noch nicht vollständig ist, sondern dass die Komponenten, welche gegen die Regelung widerstandskräftig sind, wie Plagioklas und Hornblende, als unorientierte Relikte in der neuorientierten (umkristallisierten) Zwischenmasse liegen. Solche Strukturzüge zeigen mit grosser Deutlichkeit, dass wir es nicht mit primärer Erstarrungsstruktur zu tun haben, sondern mit oft mehrmals umkristallisierten, kräftig durchbewegten Sekundärstrukturen (Fig. 1, 2, 3, Taf. II). Recht interessant sind die Strukturtypen, die man in den dichten, hälleflintähnlichen Varietäten findet. Dieselben repräsentieren vollständig mylonitisierte Gesteine, wo die Hauptmasse bei der Deformation fein verteilt wurde. Besonders dort, wo ziemlich grobkörnige, z. B. pegmatitische Varietäten durch eine solche Mylonitisierung betroffen werden, bleiben grössere Feldspatfragmente häufig als einsprenglingsähnliche, gerollte Fragmente in der ausgewalzten Zwischenmasse liegen, wobei man Strukturen erhält, welche unter dem Mikroskop täuschend den Strukturen fluidaler Porphyrgesteine ähneln. Ein gutes Beispiel hierfür bietet Fig. 1, Taf. II, ein ausgewalzter, mylonitisierter Pegmatit, welcher direkt von einem umgewandelten Pegmatit hergeleitet werden kann. Die letztgenannten Strukturen findet man besonders in den Zonen der jüngsten Bewegungen, welche offenbar in niedrigem Temperaturbereiche vor sich gegangen sind (vergl. S. 46).

Bei solchen durchgreifenden Polydeformationen wird selbstverständlich auch die mineralogische Zusammensetzung verändert. Es ist auffallend, dass die feinkörnigen polydeformierten Gneisgranite fast frei von dunklen Gemengteilen sind und ein fast aplitisches Aussehen haben. Dies scheint hauptsächlich durch zwei Umstände bedingt zu sein. Teilweise war das Ausgangsmaterial sehr reich an hellen Bestandteilen (aplitbändige oder pegmatitbändige Migmatite), und wurde ausserdem von kalihaltigen Lösungen während der früheren Stadien der Bewegungen metasomatisch besonders mit K-Feldspat angereichert, teilweise sind während der späteren Phase der Bewegungen die femischen Komponenten in hellgefärbten Epidot, Muskovit und Chlorit mit Eisenoxidpigment verwandelt. Diese Bestandteile können nur unter dem Mikroskope identifiziert werden.

Solche Umwandlungen von granitischen Gesteinen in leptitische und hälleflintähnliche Gesteine erklären vielleicht in gewissem Masse das mehrmals erwähnte Vorkommen von Leptiten, welche allmäh-

lich in Granite übergehen. Das braucht also nicht immer ein Beweis dafür zu sein, dass die Leptite superkrustale Ergüsse der Granitmagmen sind (3).

Die obengeschilderte mechanische Umwandlung hat natürlich auch die übrigen Gesteine des Gebietes betroffen, und die äusseren Merkmale sind in diesen auch recht ähnlich. (Fig. 4, Taf. 2.). Vor allem findet man hier durchgehends die kräftige Kataklyse und Zerteilung der Mineralkomponenten, so dass die Gesteine durchschnittlich recht feinkörnig sind. Nur die sehr widerstandsfähigen groben gabbroähnlichen Grünsteine und durch Umwandlung von Kalkstein (S. 50) entstandenen groben Hornblendite und gewissermassen die jüngsten Pegmatite bilden hiervon eine Ausnahme (Fig. 2. Taf. I). Ziemlich widerstandskräftig sind auch die in den Kalkzonen (vergl. die Karte S. 33) Hermansö, Lill Krokan, Stor Krokan, Danskog) vorkommenden Epidot-Granatskarnbildungen, welche intakte Flecken in den mylonitisierten Gneisen bilden. Die Diopsidskarne sind dagegen häufig kräftig ausgewalzt (Fig. 3). Die mechanische Deformation ist in den Kalkzonen überhaupt sehr intensiv und verwickelt wegen Vorhandensein von Schichten verschiedener Plastizität. Das Kalk wird in Marmor mit Fließformen ausgewalzt, während quarzreiche Schichten brekzienartig zerbrochen sind. (Fig. 3). Solche Bildungen sind sehr häufig abgebildet und beschrieben worden. Eine vollständige Mylonitisierung ist in den Karbonatzonen häufig zu beobachten, wahrscheinlich weil wegen geringen Widerstandes des Materials, die letzten Bewegungen hier verhältnissmässig kräftig wirksam waren und der Umkristallisation der Gesteine häufig überdauerte.

Die Tektonik der inneren Schärenzone ist, wie wir oben gesehen haben, hauptsächlich durch Bewegungen bedingt, die offenbar später sind als in den äusseren Zonen. Schon ein Blick auf die Streichrichtungen zeigt beträchtliche Unterschiede des Bewegungsstiles. Auch hier dominieren die E—W-lichen Richtungen, aber daneben sieht man grosse Bogen, wie denjenigen der Karbonatzone von Hermansö—Krokan—Danskog. Neben den stark lamellar ausgezogenen Kleinformen, die in den früher geschilderten Gegenden dominierten, findet man auch grössere Faltungsformen, die der jüngeren Bewegungsphase angehören, während welcher das Gesteinsmaterial wenig plastisch war und deshalb in grösseren Einheiten reagierte. Recht grosse Falten können am E-Strand von Jernön und am S-Strand von Hermansö beobachtet werden. In Detail zeigen die Differenzialbewegungen dieser Zone einen sehr plastischen Stil (Fig. 3) mit durch äusserst intensive intramolekulare Differenzialglei-



tungen entstandenen Fließformen. Diese Formen, welche man fast überall in den Felsoberflächen beobachten kann, gehören indessen gewöhnlich zu einem etwas früheren Bewegungsstadium als die oben erwähnten Grossformen, und wurden durch Pegmatitintrusionen befördert. Die Axialrichtung der Falten steht immer recht steil ( $45^{\circ}$ — $80^{\circ}$ ). Das Fallen ist hauptsächlich gegen S.

Die Granit und Pegmatitintrusionen können in verschiedenen Stadien der Bewegung beobachtet werden. Die ältesten sind die



Photo: E. H. K.

Fig. 3. Kräftig gefaltete Kalksteinlager mit zerbrochenen Einlagerungen von Amphibolit. Um die Amphiboliteinschlüsse herum sieht man einen helleren Saum von Pyroxenskarn. Rechts oben ein linsenförmiges Fragment von deformiertem Mikroklingranit-Pegmatit.

Lill Krokan, O von Hermansö.

Gneisgranite, zu denen auch viele Pegmatite gehören. Alle diese Gesteine sind kräftig umgewandelt. Die nächstfolgenden Gänge gehören wahrscheinlich zu den jüngeren Graniten. Sie durchqueren verhältnismässig scharf die älteren Strukturen, stehen aber doch deutlich im Zusammenhang mit den jüngeren Faltungen, und sind auch mechanisch kräftig beeinflusst. Gute Beispiele hierfür findet man in den Kalklagern von Lill Krokan und Hermansö. In gewissen Zonen, welche im Zusammenhange mit den grossen Bogen von Hermansö—Danskog zu stehen scheinen (vergl. die Karte), ist die Injektion unter gleichzeitiger Durchbewegung vor sich gegangen, und wir erhalten grobflaserige Gneise, die den Kinzigitgneisen der Gegend

von Helsingfors ähneln, obgleich die mineralogische Zusammensetzung eine einfachere ist. Nur Granat kommt spärlich als Kontaktmineral vor.

Die alten deformierten Pegmatite dieser Reihe bestehen hauptsächlich aus saurem Plagioklas und Mikroklin und haben immer eine helle, fast weisse Farbe. Auch die jüngsten Pegmatite, die allem Anschein nach zum Hangögranit gehören, sind immer etwas deformiert und ähneln den obengenannten (Fig. 3). Es ist überhaupt bemerkenswert, dass die gewöhnlichen postkinematischen roten Pegmatite hier zu fehlen scheinen.

Es braucht kaum gesagt werden, dass primäre Strukturzüge unter den Basalformationen dieser Zone vollständig fehlen. Das gilt nicht nur für die Mikrostrukturen, sondern auch für die Makrostrukturen. Nur an einer Stelle am S-Strande von Hermansö wurde ein grosser Einschluss beobachtet, welcher aus Dioritporphyr bestand, in dem Einsprenglinge gut erhalten waren. Dass irgendwo primäre Schichtung zu finden wäre, ist sehr unwahrscheinlich. Die Schichtungen und Schlierbildungen, welche vorhanden sind, müssen mit geringen Ausnahmen auf Bewegungsvorgänge in der Gesteinskruste zurückgeführt werden.

#### Übersicht über die Tektonik und Kinetik des Felsgrundes im Schärenhofe von Ekenäs.

Die oben gegebene Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Schärenhofes von Ekenäs zeigt, dass wir es hier mit mehreren Bewegungs- und Deformationsphasen und zu diesen gehörigen Gesteinstrukturen zu tun haben. Im grossen und ganzen scheint die Hauptdeformation der Gesteine in den äusseren Schären älter zu sein als in den inneren.

Die ältesten, sicher zu erkennbaren Strukturen gehören zu den Gneisgraniten und Gabbros der äusseren Zonen, welche in der Hauptsache im alpinen Stile horizontalüberschoben und einscharig deformiert sind. Die hierhergehörigen Gesteine überqueren und decken noch ältere Drformationsstrukturen, die doch nicht erkannt werden können. Alle diese Bewegungen waren älter als das erste Hervordringen der jüngeren Granite, aber die Gesteine sind im Zusammenhange mit der Intrusion der letztgenannten wieder kräftig umkristallisiert worden. Deswegen sind die hier beschriebenen Gesteine nicht ganz mit den entsprechenden Bildungen der Alpen vergleichbar.

Bei einer späteren Phase wurde die horizontale Scherung von steilgerichteten Bewegungsflächen durchsetzt und ersetzt. Diese dominieren weiter nördlich und bestimmen den Deformationsstil in den mittleren Zonen. Die Axialrichtungen werden allmählich steiler; doch ist es wahrscheinlich dass es sich um eine Weiterentwicklung desselben fortgesetzten Bewegungsvorganges handelt. Die Plastizität des Materials ist geringer geworden.

In den inneren Schären werden die Gesteine später wieder einmal kräftig gefaltet und umgewandelt im Zusammenhang mit Gebirgsbildungen, welche noch während des Hervordringens der Hangögranite anhält und diese sogar überdauert. Hierbei werden die Gesteine zuerst plastisch deformiert und danach im Grossen gefaltet und schliesslich in grossem Umfange mylonitisiert. Die Axialrichtung ist überall steil (südlich). Auch die jüngsten Pegmatite sind hier beeinflusst, was in gewissem Masse auch davon abhängen mag, dass während der letzten Phase der Granitisation die mächtigen Gneisgranitmassen kein Durchringen der Pegmatite erlaubten (vergl. Wegmann 12, S. 45). Deshalb sind auch Kontaktmineralisationen hier sehr selten, wenn man von den alten Skarnbildungen absieht.

Die Entwicklungsgeschichte der untersuchten Gegend lässt sich kurz folgendermassen zusammenfassen:

1. Ablagerung der alten Superkrustalbildungen (Basalformationen), (Amphibolitschiefern, Quarzitschiefern, Kalksteine usw).
2. Faltung und Deformation der Basalformationen.
3. Hervordringen der Gabbro- und Diorit-Reihe. Danach wahrscheinlich Auflagerung von neuen Sedimentgesteinen und sinken der ganzen Formationen.
4. Hervordringen der Gneisgranite und teilweise Migmatitisierung der älteren Bildungen.
5. Orogenese mit tangentiellen Gleitbewegungen im Grossen.
6. Fortsetzung der Orogenese (in grösserer Tiefe?) mit steilgestellte Scherflächen (Grundgebirgsstil). Hervordringen der ersten Pegmatite der jüngeren Granite.
7. Neue Orogenese, wahrscheinlich nach einer längeren Pause und Denudation. Die Gesteine der inneren Schärenzone werden kräftig gefaltet und deformiert. Die Bewegungen verlaufen teilweise *en bloc*. Intrusion von Mikroklingraniten und Pegmatiten.
8. Hervordringen der Hauptmasse der Hangögranite in den äusseren Zonen (wahrscheinlich nach einem bedeutenden Sinken der Gesteinsformationen in tiefere Teile der Erdkruste).

## VERGLEICH MIT DEM FELSGRUND ÖSTLICH VON HELSINGFORS.

Obgleich die Untersuchung noch nicht zu Ende geführt ist, zeigt ein Vergleich mit dem Schären östlich von Helsingfors, dem einzigen Gebiete, das bis jetzt nach denselben Gesichtspunkten untersucht ist, schon viel Interessantes.

Die wichtigsten Ähnlichkeiten sind die folgenden:

1. Deutliche Übereinstimmung in den Hauptgesteinstypen. Die Gneisgranite der westlichen Küstengebiete entsprechen vollständig denjenigen der östlichen. Die jüngeren Mikroklinggranite haben dieselbe stratigraphische und kinetische Stellung in beiden, und auch die Basalformationen zeigen mehrere gemeinsame Züge.

Aber auch die Unähnlichkeiten sind bedeutend. Das Auftreten des Gneisgranits in den westlichen Schären zeigt eine ausgeprägtere Tieferuptivfazies mit kräftigerer Migmatitisierung der umgebenden älteren Bildungen. Die Basalformationen sind weniger gut entwickelt und Primärzüge wie Pillow-Lavastruktur, Mandelsteine usw. fehlen wegen der durchgreifenden Metamorphose vollständig. Kontaktbildungen spielen eine viel geringere Rolle; die mineralogische Zusammensetzung ist überhaupt sehr einfach. Nur die Kalkzonen zeigen Skarnbildungen, welche teilweise zu dem altem Gneisgranit gehören (Magnetit, Granat, Epidot, Pyroxen), teilweise zum Hangögranit (Hornblende, Epidot, Kondroit, Spinell).

Der Tektonik zeigt in den äusseren Schärenzonen ein einfacheres Bild mit geringeren Variationen in den Axialverhältnissen und Streichen und Fallen der Schieferungen. In den inneren Schären findet man wieder Bogen und Faltungen, welche denjenigen der westlichen Bogen von Helsingfors ähneln.

Bessere Möglichkeiten zum Vergleich bieten die *k i n e t i s c h e n* *B e o b a c h t u n g e n* in den beiden Gebieten.

Die Hauptdeformationen der Gneisgranitintrusive sind in beiden Gegenden ganz gleichartig, mit dem Unterschied, dass wir es in Ekenäs wahrscheinlich mit den zentraleren Partien eines grossen Intrusivkörpers zu tun haben. In beiden ist ein alpiner Deformationsstil zu beobachten. Die jüngere Bewegungsphase der inneren Schären entspricht der Hauptorogenese z. B. in den Faltungszonen von Nordsjö und Botby (12). In den beiden Gebieten können dieselben Entwicklungsstadien der Orogenese verfolgt werden. In Ekenäs hielten die Bewegungen indessen im Vergleich zu den letzten Granitintrusionen viel länger an, so dass auch die jüngsten Pegmatite kräftig deformiert sind (S. 47).

Wenn wir annehmen dürfen, dass die Intrusionen der Hangögranite an der ganzen Südküste von Finnland synchron sind, hat die letzte Orogenese im E ein etwas anderes Alter als im W. Wegmann hat gezeigt, dass weiter östlich von Helsingfors die jungen Pegmatite noch weniger beeinflusst sind. Andererseits könnte man auch annehmen, dass die verschiedenen Phasen der Bewegungen gleichartig sind, und dass die Intrusionen der Hangögranite in den einzelnen Teilen zu verschiedenen Zeiten die jetzige Erdoberfläche erreichten. Dabei muss die verschiedene Tiefe des Denudation in den einzelnen Abschnitten der Gebirgskette berücksichtigt werden.

Sehr interessant ist das allgemeine Vorkommen von kräftig deformierten mikroklinreichen Pegmatiten in allen bis jetzt untersuchten Teilen der S-Küste. Wegmann<sup>1</sup> hat besonders hervorgehoben, dass dieselben eine wichtige Phase der Granitisierung im östlichen Teile der Küstengegend bezeichnen, welche von den jungen Pegmatiten der Hangögranite durch ihren synkinematischen Charakter recht auffallend abweichen, ohne dass es bis jetzt möglich ist die beiden auseinander zu halten. Sederholm hat entsprechende Phänomene aus der Gegend E von Pellinge beschrieben und dieselben unter der Benennung Rysskärsgranit als freistehende Intrusion aufgefasst (9, I), obwohl diese Bildungen später meistens mit dem Hangögranite zusammengestellt wurde. In der Gegend von Ekenäs treten ähnliche Erscheinungen wieder auf. Auch hier hat man eine recht umfassende Granitisierung, welche jedoch älter ist als die eigentlichen Hangögranit-Intrusionen, obgleich die mineralogische Zusammensetzung darauf hindeutet, dass beide von demselben Magma herkommen. Jedenfalls muss die Frage offen bleiben, ob wir es vielleicht doch mit zwei selbständigen Intrusionsphasen zu tun haben.

Die obige kurze Übersicht zeigt, dass uns auch in den Schären von Ekenäs mehrere Probleme begegnen, welche von Bedeutung für das Verständnis des Baues des ältesten Urgebirges sind. Vor allem haben wir wieder zahlreiche Beweise dafür, dass, wie schon vor mehreren Jahren Backlund und später Sander und Wegmann (1, 6, 12) hervorgehoben haben, die Bewegungsstrukturen im Grundgebirge eine eben so grosse oder grössere Rolle spielen, als die magmatischen Strukturen und die rein regionalmetamorphen Strukturen. Mehrere wichtige Fragen wie das Leptitproblem und über-

<sup>1</sup> Unveröffentlichter Bericht über Untersuchungen im Sommer 1931.

haupt der Mineralbestand des ältesten Urgebirges können nicht ohne Berücksichtigung dieser Umstände gelöst werden.

Die hier gegebenen tektonischen Deutungen weichen von denjenigen, welche Holmquist in einer Beschreibung einer in vieler Hinsicht wahrscheinlich sehr ähnlichen Gegend in Schweden (Södertörn, 3) neulich veröffentlicht hat, ab. Holmquist ist der Ansicht, dass die hier beschriebenen Bildungen überhaupt nicht mit modernen Gebirgsketten vergleichbar sind, und führt als Beweis dafür die Unähnlichkeiten der Gesteinstypen und die verschiedenartigen Falungsstile usw. Diese Abweichungen — die übrigens, wie wir soeben gesehen haben, gar nicht so gross sind — hängen wohl hauptsächlich davon ab, dass wir in modernen Gebirgsketten niemals so tiefdenudierte Teile studieren können wie im ältesten Grundgebirge. Doch finden wir ja auch in diesen Wurzelbildungen Gesteine, deren Strukturzüge deutlich zeigen, dass sie einmal in höherem Niveau unter ähnlichen Bedingungen als diejenigen, die in rezenten Gebirgsketten studiert werden können, deformiert sind. Der Unterschied der Auffassungen scheint also hauptsächlich darin zu liegen, dass nach Holmquist die Phänomene in den obengenannten Gebieten aus einem recht hohem Niveau stammen, während die in der vorliegenden Studie beschriebenen Bildungen auf Vorgänge zurückgeführt werden, welche erst nach Denudation sehr mächtiger Gesteinsmassen zu Tage getreten sind. Die Diskussion muss also mit den Niveaufragen beginnen. Jedenfalls scheint die Behauptung, dass die archaischen Schiefer nicht in bestimmten Gebirgszonen, sondern gleichförmig über die ganze Erdkruste hin gebildet seien, durch die tektonischen Verhältnisse in S-Finnland nicht gestützt zu werden.

Auf diese Fragen werden wir später zurückkommen.

Helsingfors, 1. Febr. 1933.

---

TAFEL I.



Photo. E. H. K.

Fig. 1. Jüngere Scherungen, welche eine ältere Struktur durchschneiden (oben). Das Gestein ist ein Migmatit mit Gabbroschiefer und Gneisgranit. Felseninsel NW von Koön.



Photo. E. H. K.

Fig. 2. Durch Umwandlung von Kalkstein entstandener Hornblendit, welcher durch tektonische Bewegungen breckziert wurde. Die Zwischenmasse reagierte hierbei — wahrscheinlich infolge der Granitintrusionen — hochplastisch unter Bildung von Fließformen. E-Spitze von Hermansö.

TAFEL II.



Fig. 1. Mylonitisierter Pegmatit mit mechanischer Fliess-Struktur, in welcher einsprenglingähnliche gerollte Feldspatfragmente eingebettet sind. Mellungsby, E von Helsingfors. Nic. ||. Vergr. 13 ×.

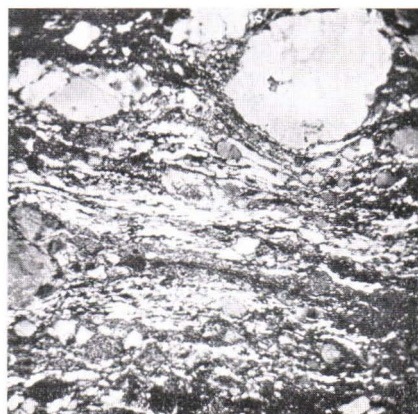


Fig. 2. Mylonitisierter Aplit mit Feldspatfragmenten und beginnende, streng geregelte Neukristallisation der Zwischenmasse. E Seite von Hermansö. Nic. ||. Vergr. 12 ×.



Fig. 3. Durch wiederholte Neukristallisation von Gneisgranit entstandener leptitähnlicher Gneis mit gut ausgebildeter Gefügeregelung. Fallholmen N von Lill Krokan. Nic, + Vergr. 25 ×.



Fig. 4. Deformierter Grünstein mit unvollständiger Neukristallisation. Hornblende und Plagioklas liegen als Fragmente in der sehr feinfertigten Zwischenmasse. Stor Krokan. Nic +, Vergr. 20 ×.

Photo. E. H. K.



## ZITIERTE LITERATUR.

1. BACKLUND, H. G., Några ledlinjer vid tydandet av metamorfa bergarter. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd. 49, 1918, S. 257—270.
2. HAUSEN, H. M., Ekenäs, I. Helsingfors, 1932, 32 S., 15 Fig.
3. HOLMQUIST, P. J., Den arkeiska lagerföljden och tektoniken inom Södertörns kustområde. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd. 54, 1932, S. 347—371, 15 Fig.
4. MELLIS, OTTO, Zur Genesis des Helsinki. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd. 54, 1932, S. 419—435, 8 Fig.
5. MOBERG, K. M., Beskrifning till kartbladen N:o 1 o. 2, Finlands Geologiska Undersökning, Hels., 1879—1880.
6. SANDER, BRUNO, Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verh. K.-K. geol. Reichsanst., Jahrg. 1914, S. 82—99, 7 Fig.
7. SCHMIDT, WALTER, Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932, 208 S., 49 Fig.
8. SEDERHOLM, J. J., Om granit och gneis. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 23. Hels., 1907, 110 S., 8 Taf., 11 Fig.
9. ——— On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland. Part. I. The Pelling Region. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 58, Hels., 1923, 153 S., 64 Fig., 8 Pl., 1 Karte.  
Part II. The Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and neighbouring Areas. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 77, Hels., 1926, 143 S., 57 Fig., 9 Pl., 1 Karte.
10. SPAENHAUER, F., Geologie und Petrographie der Vadret-Sursura-Gruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 12, 1932, S. 27.
11. STRECKEISEN, A., Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 8, 1928, S. 87.
12. WEGMANN, C. E.—KRANCK, E. H., Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsengrundes im Küstengebiete zwischen Helsingfors und Onas. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 89, Hels., 1931, 32 Fig. auf 16 Taf., 4 Textfig., 1 Karte.

# ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER KARELISCHEN FORMATIONEN.

Von

HEIKKI VÄYRYNEN.

## INHALT.

	Seite
Einleitung .....	55
Entwicklung der Auffassungen über das Alter der karelischen Formationen .....	55
Frühere Vorstellungen .....	55
Spätere Entwicklung der Altersgliederung .....	58
Über das Verhältnis der karelischen Sedimentformationen zueinander ....	60
Granitgneisgebiet .....	60
Jatulische Bildungen .....	63
Basalbildungen der kalevischen Phyllite .....	64
Kalevische Quarzit-Phyllitformationen .....	70
Westliches Kalevium .....	70
Ladogische Schiefer .....	72
Eruptivgesteine der karelischen Zone .....	73
Karelische Metabasite .....	73
Serpentine .....	74
Der postkalevische Granit .....	74
Zusammenfassung .....	75
Literatur .....	77

## EINLEITUNG.

Die karelischen Schieferformationen sind erst seit etwa 50—60 Jahren Gegenstand systematischer geologischer Untersuchungen gewesen. Ungeachtet dessen haben die Vorstellungen über ihre Stratigraphie und Tektonik mehrfach beträchtliche Umgestaltungen erfahren. Dies ist jedoch nicht verwunderlich, denn die Auffassungen über die Bildungsweise der Grundgebirgsformationen waren in dieser ganzen Zeit in stetiger Entwicklung begriffen und haben sich von Zeit zu Zeit wesentlich verändert. Es scheint uns aber, wenn wir die Entwicklung der diesbezüglichen Grundbegriffe ins Auge fassen, als ob diese Veränderlichkeit der Ansichten über die Bildung der karelischen Schieferformationen hauptsächlich durch die Entwicklung der Auffassungen über der Entstehung des Grundgebirges direkt bedingt gewesen wäre.

In der letzten Zeit sind wieder Arbeiten veröffentlicht worden, welche vieles von dem, was bisher beinahe allgemein angenommen wurde, verwerfen. Der Verfasser der vorliegenden Arbeit, welcher mehrere Jahre, meist als praktischer Geologe, in verschiedenen Teilen der karelischen Schieferzone vom Ladoga-See bis nach Kainuu, detaillierte wie auch Übersichts-Untersuchungen, bald für engere bald für weitere Gebiete ausgeführt hat, glaubt sich berechtigt zu dieser Frage Stellung zu nehmen und einige Resultate seiner Untersuchungen vorzulegen und zwar um so mehr, als eine gründlichere Behandlung der Sache noch einige Zeit erfordern wird.

Zunächst möchte ich jedoch mit einigen Worten die historische Entwicklung der Auffassungen über die Altersfolge der karelischen Formationen kurz berühren.

### ENTWICKELUNG DER AUFFASSUNGEN ÜBER DAS ALTER DER KARELISCHEN FORMATIONEN.

#### Frühere Vorstellungen.

F. J. Wiik (1874) war der erste, der versuchte, sich ein allgemeineres Bild von diesen Bildungen zu verschaffen (1, 2). Er ging von den damals noch verbreiteten Vorstellungen aus, dass die Grund-

gebirgsformationen von Beginn an kristalline Ausscheidungen aus dem heissen Urmeere seien. Die ältesten Formationen seien die Gneise; in dem Masse, wie sich das Urmeer abkühlte, setzten sich immer feinkörnigere Schiefer ab, aber erst nachdem sich festes Land über die Meeresoberfläche erhoben hatte, konnten klastische Bildungen entstehen. Eine natürliche Folge dieser Grundauffassung war, dass die Gneisformationen am ältesten sein mussten, auf diese folgten die Schieferformationen (Glimmer- und Chloritschiefer); alle Quarzite waren jünger. Es sei jedoch erwähnt, dass er in Einzelfällen manchmal diesen prinzipiellen Standpunkt aufgab.

Wiik war schon bekannt, dass die Phyllite in Kontiolahti auf dem Quarzit, oft sogar flach, liegen. Er nahm nun an, dass die ersteren älter und durch spätere Bewegungen in diese Lage gekommen seien. Eine Überschiebung im heutigen Sinne des Wortes scheint er aber nicht gemeint zu haben.

A. F. Tigerstedt dagegen (1892) ging schon von der aktualistischen Auffassung aus (4); er sah in den gleichmässig nach Westen einfallenden Formationsreihen: den Konglomeraten, Quarziten, Phylliten und den von ihm weiter vermuteten Kalksteinen eine normale Schichtenreihe, entstanden durch Ablagerung in einem sinkenden Sedimentationsraum. Aus der relativ wenig gestörten Lage zog er jedoch den Schluss, dass sie nicht zu den Gneisformationen des südlichen Finnlands gehörten, sondern jünger als diese seien.

A. Inostranzeff, der (1879) ähnliche Bildungen in Aunus (Olonez) untersucht hatte (3), ging so weit, dass er ihnen devonisches Alter zuschrieb; von den finnischen Geologen wurden dagegen auch diese Bildungen, auf Grund der Untersuchungen von W. Ramsay (11), den präkambrischen Bildungen, allerdings den allerjüngsten, zugewiesen.

J. J. Sederholm, welcher im Jahre 1897 seine klassisch gewordenen Untersuchungen über die Schieferformationen des Tampere-Gebietes (Tammerfors) veröffentlichte (6, 8), unterschied im südlichen Finnland zwei Formationsgruppen: die älteren gneisigen Schiefer und die diskordant darauf liegenden *bothnischen* *Formationen*. Er hielt es für wahrscheinlich, dass jene alten Gneise Süd-Finnlands über die Gegend von Mikkeli (St. Michel) und das Gebiet des Saimaa-Sees in direkter Verbindung mit den Schieferen des östlichen Finnlands stehen. Diese Schieferformationen seien also eine weniger metamorphe Entsprechung zu den ältesten Gneisen Süd-Finnlands.

Weil die Quarzitformationen im östlichen Finnland manchmal sehr wenig metamorph sind und noch eine deutliche klastische Struk-

tur zeigen, und weil sie ausserdem auch sonst einen von den besprochenen Formationen abweichenden Charakter haben, konnten sie nach Sederholms Ansicht nicht mit den Glimmerschiefern und Phylliten zu einer einheitlichen Formation gehören, sondern mussten viel jünger sein. Die letzteren seien darum durch spätere Überschiebungen in ihre jetzige Lage über den ersteren gekommen.

Für die Quarzitformationen schlägt er die Benennung *jatulische Formationen*, für die Phyllite und Glimmerschiefer die Benennung *ladogische Formationen* vor (7).

Nach Sederholms Auffassung war die »Granitgneisformation« Ost-Finnlands der ursprüngliche Ablagerungsboden der ladogischen Sedimentformationen; die diese Formationen durchsetzenden gneisigen Granite gehörten zur Unterlage der bothnischen, die postbothnischen Granite zusammen mit allen vorgenannten zur Unterlage der jatulischen Formationen. Damit war schon der Rahmen für die Einteilung aller präkambrischen Formationen gegeben.

Auf dieser Grundlage wurden die Untersuchungen weiter fortgesetzt und dabei das Hauptgewicht auf das Auseinanderhalten verschiedener Granittypen gelegt. Besonders wurde erstrebt, die präbothnischen Gneisgranite und die postbothnischen Granite vom zentralfinnischen Typus, kurz die »älteren« und »jüngeren« Granite genannt, an den einzelnen Orten zu unterscheiden. Kennzeichen waren sowohl die Zusammensetzung als die Struktur, besonders die Schieferung und das Korngefüge der Granite. Das Alter der Schieferformationen wurde aus dem Verhalten zu diesen Graniten geschlossen.

Der Grad der Metamorphose der Sedimentformationen zeigte auch eine deutliche Parallelität zum Alter: Die jüngsten präkambrischen Bildungen, die jotnischen Sandsteine, waren beinahe unmetamorph, die jatulischen Quarzitformationen zeigten bedeutende Schichtstörungen, aber ihre innere Struktur war davon relativ wenig beeinflusst. In den bothnischen Formationen war das mikroskopische Korngefüge total umgestaltet, aber der Unterschied zwischen den feinkörnigen und gröberen Ablagerungen war noch deutlich zu sehen und die Umwandlungen waren wahrscheinlich nur durch dynamische Prozesse verursacht. Die ältesten Gneise dagegen waren einer so gründlichen Granitinjektion unterworfen, dass keine Züge der ursprünglichen Struktur bewahrt waren; sogar ihre chemische Zusammensetzung war durch reichliche Feldspatbildung beeinflusst worden.

Nicht nur in Finnland, sondern auch in anderen Ländern war man zu ähnlichen Ergebnissen und damit auch zu der Folgerung gelangt, dass die Faltungsprozesse, durch welche die Metamorphose hervorgerufen war, in diesen Urzeiten sich nicht in engen Zonen,

wie in den späteren Erdperioden, abgespielt, sondern wahrscheinlich wegen der geringeren Dicke der Erdkruste eine allgemeinere Verbreitung gehabt hätten.

Einen weiteren Ausbau erhielt die Altersgliederung der karelischen Schieferzone durch die Untersuchungen von W. Ramsay und Benj. Frosterus. Der erstere traf in Aunus (11) unter den flachliegenden jatulischen Quarzitformationen aufrecht stehende Schiefer an, welche jünger waren, als die mit Granit durchsetzten älteren (ladogischen) Schiefer. Der zweite der erwähnten Forscher fand gleichzeitig (12, 13) im nördlichen Karelän einige mit Granit nicht durchsetzte Phyllitformationen, die gelegentlich deutlich von den granitdurchsetzten älteren (ladogischen) Schiefen verschieden waren. Diese Beobachtungen veranlassten Ramsay und Frosterus noch eine Formationsgruppe, die *kalevischen Formationen*, in Karelän zu unterscheiden. Diese standen nach der Ansicht der beiden Forscher in bezug auf ihr Alter zwischen den ladogischen und jatulischen Formationen und waren vermutlich jünger als das Bothnium, weil auch postbothnische Granite wahrscheinlich zu ihrer Unterlage gehörten.

Eine weitere Stütze bei der Aufstellung der kalevischen Formationen war, dass man im nördlichen Finnland die früher als jatulisch angesehenen Quarzitformationen an einigen Stellen von Granit durchdrungen fand. Man war damals nicht geneigt sich die jatulischen Formationen mit Granit durchsetzt zu denken. Aus diesem Grunde wurden auf der geologischen Übersichtskarte, Blatt Rovaniemi und Kuusamo (14, 18), die von Granit durchdrungenen Quarzite von Hackman und Wilkman als kalevisch kartiert, während die nicht von Granit durchsetzten Quarzite weiter als jatulisch betrachtet wurden.

### Spätere Entwicklung der Altersgliederung.

Die Anwendung der, auf die oben dargelegte Weise entwickelten Grundsätze bei der detaillierten Untersuchung stiess jedoch auf bedeutende Schwierigkeiten, ja sogar auf Widersprüche. Die Grenze zwischen den ladogischen und kalevischen Schiefen konnte nicht genügend bestimmt werden, sondern ihr Verlauf wurde einigermassen willkürlich gezogen (19). Mit den gleichen Schwierigkeiten war die Bestimmung einer Grenze zwischen den kalevischen und den jatulischen Formationen sowohl im nördlichen Finnland nach Mäkinen (22—24) als auch in Aunus-Karelän nach Eskola verknüpft (20).

Auch das Studium der Verbreitung der verschiedenen Granit-typen, das von grundlegender Bedeutung für die Altersgliederung der Grundgebirgsformationen sein sollte, führte zu keiner Klarheit. Es war unmöglich zu bestimmen, welche Granite im östlichen Finnland mit den Gneisgraniten des südlichen Finnlands und welche mit den Zentralgraniten zu parallelisieren waren. Gleich schwierig war es zu entscheiden, wie weit die postkalevischen Granite des nördlichen Finnlands sich nach Süden ausbreiteten (19).

Unterdessen hatten die Fortschritte in den geologischen Detailaufnahmen im östlichen Finnland die zonale Anordnung der Formationen mit verschiedenem Grad der Metamorphose und zwar gegen Westen zunehmend, immer deutlicher gemacht. Dies passte aber nicht zu der Annahme, dass die Faltungsprozesse bei der Metamorphose dieser karelischen Sedimentformationen eine allgemeinere Verbreitung gehabt hätten. Dieselben Formationen erschienen hier an verschiedenen Stellen verschieden stark metamorph, als ob sich die Metamorphose auf spezielle Faltungszonen beschränkt hätte. In solchen orogenetischen Zonen ist ja der Schieferungs- und Metamorphosegrad weder der Sediment- noch der Intrusivgesteine vom Alter, sondern von der Stellung im Orogen abhängig.

Pentti Eskola (21) fasste die Schieferformationen des östlichen Finnlands zu einer einheitlichen Formationsgruppe zusammen. Auf dem als Resistenzblock erhaltenen Gneisgranitgebiete sind diese Formationen schwächer metamorphosiert worden (jatulisch); gegen Westen wird die Faltung immer intensiver, so dass die Abtragung immer tiefer gelegene Horizonte aufgeschlossen hat. Darum treten im Westen immer stärker metamorphe Formationen (kalevisch und ladogisch) auf; wir finden zwischen ihnen keine deutliche Grenze, nicht einmal gegen die wirklich älteren Formationen des westlichen Finnlands. Eskola hat darum vorgeschlagen, jene Formationsgruppe unter der Benennung *karelische Formationen* zusammenzufassen.

Die Resultate der Untersuchungen von Heikki Väyrynen im Kainuugebiete stimmen in der Hauptsache damit gut überein (25, 26, 27). Auf einer ebenen Unterlage von beinahe ausschliesslich tief denudierten granitischen Tiefengesteinen hat sich hier eine kontinentale Sedimentformation, die jetzigen Serizitschiefer (kaolinführend) und Quarzite, abgesetzt. Diese später mit Metabasiten durchsetzte Formation hat aller Wahrscheinlichkeit nach eine weite Verbreitung gehabt, wurde jedoch zum grossen Teil wegdenudiert, ehe sich die zweite Formationsreihe von Quarziten, Phylliten und Kalksteinen auf derselben Unterlage ablagerte. Diese Bildungen haben sich auf

einer unebenen Unterlage abgesetzt und zeigen Flyschcharakter. Auch diese Sedimentformationen sind von Metabasiten, ophiolitischen, basischen und ultrabasischen Intrusiven und schliesslich von grossen Granitmassiven durchdrungen. Es ist vom Verf. weiter festgestellt worden, dass auch in noch nördlicheren Gegenden, in Kuusamo und im Rovaniemigebiet, wo man von Granit nicht durchsetzte, jatulische Formationen ausgeschieden hat, diese sich in demselben Geosynklinalraum wie die kalevischen Sedimente haben absetzen müssen, und mit ihnen zusammengefaltet worden sind, so dass hier wie im Kainuugebiet das Aufdringen der postkalevischen Granite den letzten Akt im karelischen orogenen Zyklus darstellt. Nirgends sind auf diesen Granitmassiven aufgelagerte vorkambrische Sedimente und diese Granite durchsetzende Eruptive nachgewiesen worden. Soviel bisher bekannt ist, folgte eine ununterbrochene Denudationsperiode.

In dieselbe Richtung haben auch die Resultate der tektonischen Untersuchungen von E. C. Wegmann gewiesen (29, 30).

Vor kurzem ist jedoch H. Hausen bei seinen Untersuchungen im Soanlahti-Gebiete von dieser konsequenten Entwicklungsrichtung abgewichen und hat wieder den vor 1902 herrschenden Standpunkt vertreten, dass die ausgedehnten (kalevischen) Phyllitformationen der karelischen Zone mit den alten Schieferen des südlichen und westlichen Finnlands zusammengehörten. Ausser den alten, granitdurchsetzten Schieferformationen sieht er in der karelischen Zone nur jatulische Bildungen; diese scheint er für jünger als alle Granite, mit Ausnahme des Rapakivi, zu halten. Die Benennung kalevisch ist daher nach ihm unnötig, weil sie keine reale Bedeutung habe (31, 32).

#### ÜBER DAS VERHÄLTNISS DER KARELISCHEN FORMATIONEN ZU EINANDER.

##### »Granitgneisgebiet».

Das ca. 100 km breite östliche Grenzgebiet Finnlands ist vorwiegend von Graniten mit wechselnder Zusammensetzung und Struktur und von den in ihnen eingeschlossenen alten Schieferformationen aufgebaut. Nach den Beschreibungen von Benj. Frosterus und W. W. Wilkman (12, 13, 33) treten zwei Reihen von granitischen Gesteinen auf. Die eine wird durch Oligoklasgranite, die andere durch Mikroklinggranite charakterisiert. Das Verhalten der beiden Gruppen von Eruptiven zu den Schieferen ist verschieden, indem die erstere nur als Lagergänge, die zweite auch als überquerende Intrusionen die Schieferformationen durchsetzt. Das Gebiet ist aber vor-



läufig nur so kursorisch kartiert, dass es nicht möglich ist, die relative Verbreitung dieser beiden Eruptivreihen und ihrer verschiedenen Modifikationen anzugeben.

Zu den alten Schiefen des Granitgneisgebietes gehören gabbroide Amphibolite, geschichtete, feinkörnige Amphibolschiefer, leptitartige, feinkörnige Gneisgesteine, Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise. Weil die Amphibolschiefer oft sehr dicht mit Phyllit- und Kalksteinschichten wechsellagern und gelegentlich (Koli, Ostabhang



Fig. 1. Agglomerat, östlicher Abhang des Berges Ipatti, nördlich des Touristenhotelles auf dem Koli.

des Berges Ipatti) mit mächtigen Agglomeratbildungen verbunden sind, müssen sie zum grossen Teil sedimentär sein, und sind wahrscheinlich von vulkanischem Material aufgebaut. Die grösseren gabbroiden Amphibolitmassive sind jedoch wahrscheinlich intrusiv. An die leptitartigen Gneise schliessen sich gelegentlich (Koli, nördlich der Bucht Purnulahti) hälleflintartige Gesteine an. Weil dichte Leptite als Einschlüsse in den obengenannten Agglomeraten auftreten, dürften jene teilweise effusive oder nahe der Oberfläche erstarrte Gesteine sein (Fig. 1.). An einigen Stellen (Niinilahti, N von Koli) treten leptitartige Gesteine als Intrusivgänge in den Amphiboliten auf.

Nördlich vom Koli, am Ufer des Sees Pielisjärvi, gehen die sich an die alten Schiefer anschliessenden Amphibolite in Serpentine über und diese Reihe von basischen und ultrabasischen Gesteinen erstreckt sich als beinahe zusammenhängende Zone in nordwestlicher Richtung

an den Ufern des Pielisjärvi entlang und scheint ungefähr 8 km NW von Nunnanlahti mit den Serpentin und Amphiboliten dieses Gebietes zusammenzuhängen. Es ist darum wahrscheinlich, dass auch diese letzteren und die von dort bis etwa zu den Seen Mölöjärvi und Saarijärvi sich erstreckenden basischen und ultrabasischen Gesteine zu diesen alten Bildungen zu rechnen sind.

Die schwer von diesen zu unterscheidenden jüngeren Metabasite verwickeln jedoch die Verhältnisse.

Sowohl die suprakrustalen als auch die infrakrustalen Bildungen des Granitgebietes im östlichen Finnland können am besten denen des westlichen Finnlands an die Seite gestellt werden. In tektonischer Hinsicht ist das ostfinnische Granitgebiet oft als Entsprechung zu dem westschwedischen Granitgneisgebiet betrachtet worden. Nach Ansicht des Verfassers spricht jedoch sowohl die überwiegend flache Lagerstellung der letzteren Gebilde wie auch die Verschiedenheiten in der Mineralparagenese der beiden gegen eine solche Annahme. Das in der Regel steile Einfallen und das wirbelnde Streichen der Gneise und Gneisgranite des ostfinnischen Gebietes ist auch dem alten Grundgebirgsblock des westlichen Finnlands eigen (24, S. 123). Ein solcher Bau wurde von Fr. E. Suess Intrusionstektonik genannt.

Ein Teil der im ostfinnischen Granitgebiete eingeschlossenen Amphibolit- und Amphibolschieferformationen ist den kalevischen Bildungen zugerechnet worden. Der grösste von ihnen ist die bogenförmige ca. 100 km lange Zone, die durch die Kirchspiele Kuhmoniemi, Hyrynsalmi und Suomussalmi streicht. Dazu kommen noch kleinere Gebiete weiter südlich und nördlich. Diese Gebiete sind von Amphiboliten, Amphibolschiefern, Chloritschiefern und Serpentin aufgebaut (33). Quarzite treten oft auf, aber Schiefer mit phyllitische Zusammensetzung sind selten. Konglomerate und andere Basalbildungen, die darauf deuten würden, dass die Schiefer auf der ursprünglichen Ablagerungsunterlage liegen, sind nicht bekannt. Das einzige Konglomeratvorkommen, das sich an ein kleines Amphibolschiefergebiet an der russischen Grenze anschliesst, beweist nicht viel in dieser Hinsicht. Wichtiger erscheint mir der Umstand, dass diese Formationen beinahe überall von Pegmatit-, Aplit- und Granitgängen durchsetzt sind; eine so reichliche Verbreitung von postkalevischem Granit auf diesem Resistenzblocke ist aber höchst unwahrscheinlich. Die Granitintrusionen sind schon am östlichen Rande der Schieferzone äusserst selten.

Die Amphibolite und Amphibolschiefer im Grenzgebiete zwischen den Kirchspielen Pudasjärvi und Taivalkoski sind auch von älteren Graniten durchdrungen und die von Mäkinen und Hackman (15, 16)

nachgewiesene Diskordanz in Kittilä (Kumputunturi) kann nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. Erkki Mikkola, welcher in den letzten Jahren das Grundgebirge Lapplands untersucht hat, einer ähnlichen Zweiteilung der Schieferformationen in diesem Gebiete zu Grunde gelegt werden.

Nach Ansicht des Verfassers müssen diese älteren Amphibolit- und Amphibolschieferformationen in Lappland zu den oben beschriebenen alten Schiefen gerechnet werden. Dem Alter nach dürften sie den Schiefen des westlichen Finnlands gleichgestellt werden.

### Jatulische Bildungen.

Frosterus und Wilkman haben überzeugende Beweise dafür beigebracht, dass die sog. jatulischen Quarzitformationen sich auf einer Denudationsfläche abgesetzt haben, in welcher die oben beschriebenen Schiefer schon von Graniten durchsetzt auftraten. Neue Beweise dafür hat Verf. u. a. im Koli-Gebiete, am Ostabhange des Ipatti-Berges und am Nordostabhange des Rintasaavaara gefunden.

An der Basis der jatulischen Formationen sind bedeutende Störungen häufig und im allgemeinen sind Quarzitschollen von Westen nach Osten aufeinander geschoben worden. Damit ist ein Schuppenbau zustande gekommen, in welchen oft auch die granitische, dioritische usw. Unterlage mit den Quarzitschollen verfrachtet worden ist. An der Basis der Quarzite kommen jedoch so oft echte Basalkonglomerate vor, dass der Quarzit im allgemeinen nicht als allochthon aufgefasst werden kann.

In den jatulischen Basalkonglomeraten können zwei verschiedene Typen unterschieden werden. Für die tillitartigen Konglomerate und Quarzite bei Koikari, Selliinkylä und Tshobina im russischen Karelien ist von Eskola (20) die Benennung sariolische Formation vorgeschlagen worden. Ähnliche Bildungen sind auch im finnischen Karelien gewöhnlich; zu ihnen gehören die Konglomerate des Latvajärvi-Gebietes, die Vorkommen von Viesimonjoki, Pölkkylampi u. a. Verf. möchte darum vorschlagen, dass diese Bildungen hiernach als sariolische Fazies zusammengefasst werden.

Im Koli-Gebiete und südlich davon bestehen die Konglomerate gewöhnlich nur aus Quarzgeröllen und aus einem serizitreichen Zement. Wenn diese Gebilde kräftig ausgewalzt sind, können sie als Mylonitschiefer aufgefasst werden; der Serizit wäre bei der Metamorphose aus Feldspat entstanden. Weil sie aber auch in wenig deformiertem Zustande die gleiche Zusammensetzung zeigen, muss

man wohl annehmen, dass der Feldspat ursprünglich durch Verwitterung zersetzt worden ist und der Serizit aus den kaolinartigen Zersetzungsprodukten bei der Metamorphose entstanden ist (25, 26, 27). Für diese Bildungen, die im Kainuugebiete, in der kainuuischen Quarzitformation (26) sehr verbreitet sind, möchte Verf. die Benennung *kainuuische Fazies* vorschlagen. Wo diese Fazies zusammen mit der vorigen auftritt, ist sie jünger als diese und die im allgemeinen scharfe Grenze ist durch ein dünnes Konglomeratlager ausgezeichnet (z. B. Ipatti im Koligebiete).

Im südlichen Karelien sowohl auf der finnischen, wie auch auf der russischen Seite der Grenze schliessen sich an die jatulischen Formationen als ihre obere Abteilung (Meso- und Neojatul, Metzger): Tonschiefer, Schungite und Dolomite (32, 34) an. Diese nach Metzger und Hausen marinen Sedimente können wir unter der Benennung *Marinjatul-Fazies* zusammenfassen.

Dieser Vorschlag betr. die Bezeichnungsweise der verschiedenen Faziesbildungen der unteren Gruppe der karelischen Formationen muss sich möglichst dem früheren Sprachgebrauch anschliessen. Werden diese Benennungen angenommen, so erhalten wir damit eine erhöhte Exaktheit bei der Behandlung dieser Formationen.

#### Basalbildungen der kalevischen Phyllite.

Von besonderem Gewicht in der Stratigraphie der karelischen Formationen ist das Verhalten der kalevischen Phyllite gegenüber den jatulischen Quarziten. Weil die Phyllite gelegentlich stark gefaltet und metamorphosiert sind, während die Quarzite oft noch die ursprüngliche klastische Struktur aufweisen, haben die meisten Geologen, die diese Frage behandelt haben, die ersteren für älter gehalten als die letzteren. Eskola sieht dagegen in den kalevischen Phylliten eine Entsprechung zu den oberen Abteilungen des Jatuls, den oben als jatulische Fazies bezeichneten marinen Ablagerungen. Verf. schreibt den jatulischen Quarziten dieselbe Stellung in Karelien zu, die von den kainuuischen Quarziten in Kainuu eingenommen wird. Die kalevischen Phyllite sind also nach Ansicht des Verfassers bedeutend jünger als die jatulischen Bildungen und durch eine Diskordanz von ihnen geschieden, gehören aber beide demselben orogenen Zyklus an.

In der letzten Zeit hat die Ansicht, dass die jatulischen Bildungen dieselben Faltungsprozesse durchgemacht haben wie die kalevischen, immer mehr Anhänger gefunden (29, 30). In den jatulischen Formationen kommen neben den wenig metamorphen Quarziten

gleich stark beanspruchte Quarzitschiefer wie in den kalevischen Bildungen vor. Es ist auf der anderen Seite ganz unmöglich die im südöstlichen Teile des Kirchspiels Juuka vom See Tuopanjärvi bis zum Dorfe Martonvaara hufeisenförmig um das N-Ende der langen Bucht Kuhnustanlahti des Sees Höytiäinen verlaufende Quarzitzone petrographisch von den jatulischen Quarziten z. B. des Koli-gebietes zu unterscheiden. Mit gleichem Recht wie die Koli-Kaltimo-Quarzitformation kann auch diese hufeisenförmige Quarzitzone des Kuhnustagebietes zu den jatulischen Bildungen gerechnet werden. Weil in diesem Gebiete die Faltenachse sehr flach  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  gegen SE geneigt ist, stellt diese Quarzitformation eine Mulde, gefüllt mit schwach metamorphosierten kalevischen Phylliten, dar. Sind nun diese Phyllite konkordant mit den Quarziten, oder, wenn diskordant, welcher Art ist die Unkonformität?

Höchst wahrscheinlich sind diese Formationen nicht konkordant. Denn 1) ist die Erstreckung der Quarzitformationen in südlicher oder südöstlicher Richtung bedeutend. Dieser Umstand und die einheitliche Beschaffenheit dieser Quarzite deutet darauf hin, dass sie einst zu ausgedehnteren zusammenhängenden Ablagerungen gehörten (siehe S. 59). Dessen ungeachtet liegen aber die Phyllite mit ihren basalen Bildungen sehr oft auf der granitischen Unterlage. 2) Die Quarzitformationen sind von Metabasiten durchsetzt, die Phyllite aber nicht. Der letztere Umstand ist jedoch weniger beweiskräftig wegen der verschiedenen Beschaffenheit dieser Formationen.

Aber auch die Unkonformität kann entweder tektonischer Art oder ursprünglich sein. In die letztgenannte Richtung weisen die Konglomerate, die an der Grenze dieser beiden Formationen angetroffen worden sind. Es ist nicht möglich sie hier eingehend zu beschreiben, weil aber dieser Gesichtspunkt bisher zu wenig Beachtung gefunden hat, soll hier eine Reihe solcher Vorkommen kurz aufgezählt werden.

In Karelilien sind folgende Vorkommen gefunden worden (siehe Fig. 2):

1. Im obenerwähnten Kuhnusta-Gebiete an der östlichen Grenze des in die Quarzitmulde eingeschlossenen Phyllites östlich des Sees Kuhnustanjärvi liegt bei dem kleinen See Pitkälampi ein Konglomeratvorkommen mit gut gerundeten Quarzitgeröllen in einer dunklen, glimmerreichen Schiefermasse. Sonst ist diese Grenze im allgemeinen verdeckt und nicht genauer bekannt.

Auch die Grenze zwischen dem Phyllitgebiet und dem Quarzitgebiet von Koli-Kaltimo ist an mehreren Stellen durch gut ausgebildete Konglomerate charakterisiert. Die folgenden sind beachtenswert:

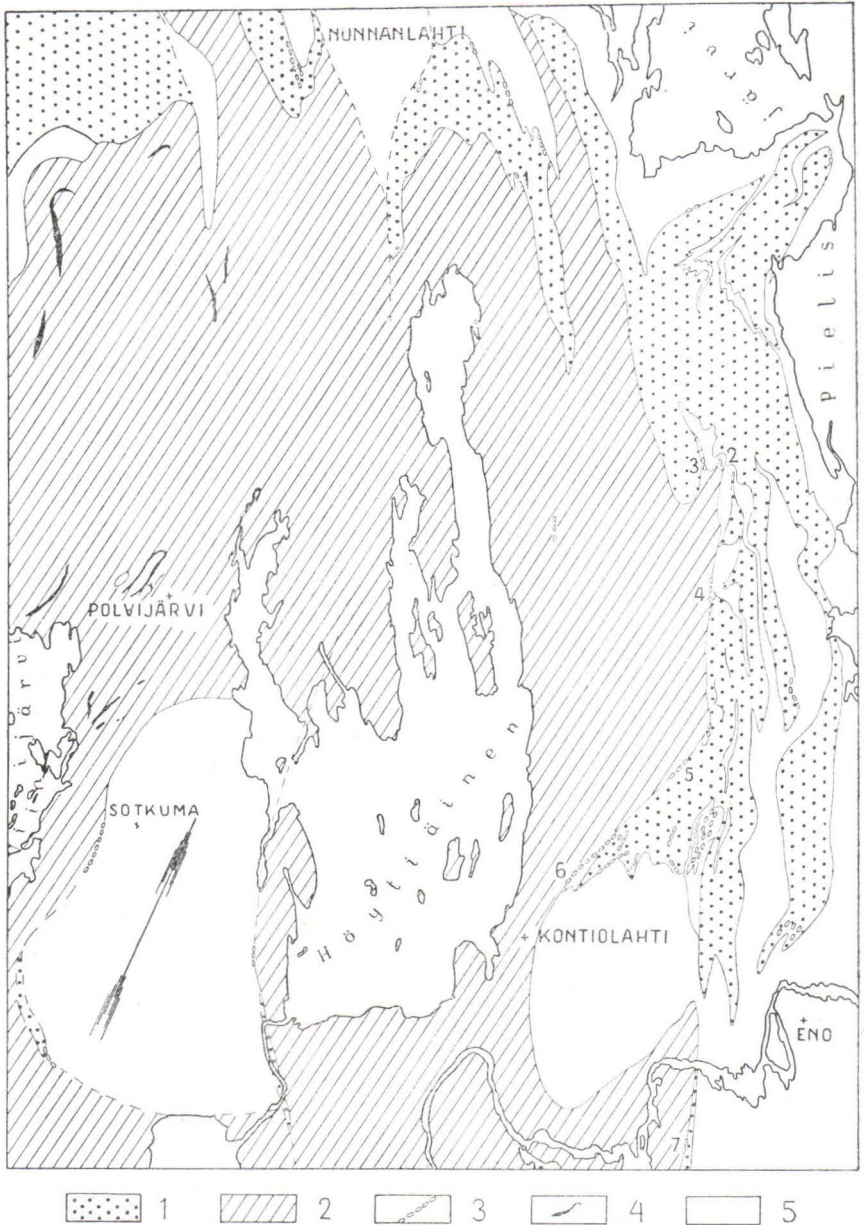


Fig. 2. Die karelischen Bildungen in der Gegend des Sees Höytiäinen.  
 Masstab 1:400.000

1 = Quarzite, 2 = Phyllite, 3 = Basalkonglomerate, 4 = Serpentine, 5 =  
 älteres Grundgebirge (z. T. jüngere Diabase).

2. Beim Gehöft *Ahvenlampi* im Dorfe *Puso*, Kirchspiel *Kontiolahti*, etwas über 1 km nordwestlich des *Pusonjärvi* steht ein Konglomerat, bestehend aus gut gerundeten Quarzitgeröllen und aus rostrotem glimmerreichem Zement, an. Das Vorkommen liegt in der nördlichen Spitze einer vom *Phyllit*gebiet zwischen die *Quarzite* vorspringenden Bucht.

3. Ungefähr 1 km weiter westlich steht beim Gehöft *Kuuskaallio* an der *Phyllit*grenze auch ein Konglomerat an. Es ist an zwei Stellen aufgeschlossen. Die Gerölle bestehen an der einen Stelle aus *Metabasit*, an der anderen Stelle aus *Quarzit* vom *jatulischen* Typus. Der *Zement* ist in beiden Vorkommen *quarzitisch*.

4. Im Dorfe *Puso*, 5 km südlich des Sees *Pusonjärvi*, in der Nähe des Gehöftes *Läsölä* geht der *Quarzit* bei der Annäherung an die *Phyllit*grenze in eine *Brekzie* über, die aus kantengerundeten *Quarzit*fragmenten und aus einer ziegelfarbigem *Zwischenmasse* besteht. Die *Zwischenmasse* nimmt allmählich überhand, wird geschichtet, *quarzitisch* und hie und da treten auch dunklere *biotit*-führende Schichten auf. In diese *Quarzite* sind sehr schöne *Konglomerate* eingelagert. Die Gerölle sind dann gut gerundet; der grösste Teil von ihnen besteht aus *Quarzit*, einige aus *Chloritschiefer*. Ähnliche Bildungen setzen sich in einigen Aufschlüssen ca. 800 m nach Süden fort. Der *Phyllit* ist jedoch nicht in der nächsten Umgebung aufgeschlossen.

5. Besser verhält es sich in dieser Hinsicht mit dem *Konglomerat* ca. 10 km weiter südlich,  $\frac{1}{2}$  km südlich des Gehöftes *Hautajärvi* beim gleichnamigen See. Dieses *Konglomerat* besteht aus gerundeten *Quarzit*geröllen mit einer dunklen *phyllitischen* *Zwischenmasse*, die z. T. geschichtet ist (Fig. 3.). In *Wechsellagerung* mit diesem



Fig. 3. Konglomerat  $\frac{1}{2}$  km S des Gehöftes *Hautajärvi* im Kirchspiel *Kontiolahti*.

Konglomerat tritt quarzreicher Phyllit auf. Im Liegenden des Konglomerates steht ein etwas feldspathaltiger Quarzit an. Dieser ist von Rissen mit dunkler Füllmasse durchsetzt. An der hangenden Seite steht der geschichtete, wenig metamorphe Phyllit nur 40—50 m weit vom Konglomerate an.

6. Am nordwestlichen Ufer des Sees *Latvajärvi*, unmittelbar unter dem Phyllit habe ich ebenfalls ein Konglomerat angetroffen, dessen Gerölle aus Quarzit und teilweise auch aus einem leptitartigen, kleinkörnigen Gneisgesteine bestehen. Unter dem Konglomerate erscheint, mit Serizitschiefer wechsellagernd, Quarzit.

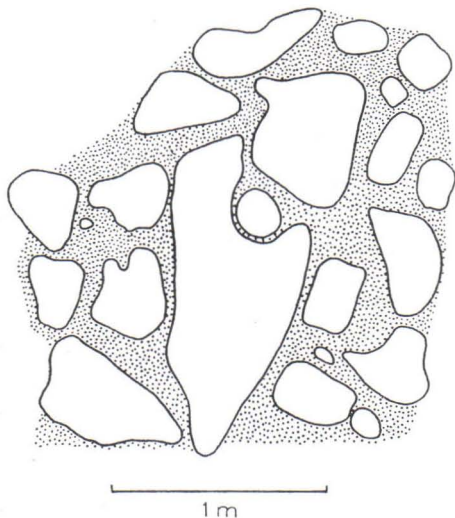


Fig. 4. Konglomeratbildung beim Gehöft *Puhakka* im Dorfe *Mönni*, Kirchspiel *Kontiolahti*.

Dieser ist vom Konglomerat deutlich diskordant überlagert. Etwas weiter, beim Weiler *Hepolampi*, ist auch der leptitartige Gneis anstehend angetroffen worden.

7. Im südlichen Teil desselben Kirchspiels, im Dorfe *Mönninvaara*, tritt beim Gehöft *Puhakka*, an der Grenze der Phyllitformation gegen den jatulischen Quarzit, eine Konglomeratbildung auf, in der die Quarzitzerölle in eine rötlichere und lockere Quarzitmasse eingebettet sind. (Fig. 4).

8—9. Die Konglomeratvorkommen von *Leinonen* im Kirchspiel *Kiitelysvaara* und von *Olli Partanen*

im Kirchspiel *Soanlahti* sind früher beschrieben worden (12, 13, 28, 32). Sie sind früher den jatulischen Bildungen zugerechnet worden (8, 12, 13), können aber nach Ansicht des Verfassers gleichwohl der kalevischen Phyllitformation zugezählt werden. *Hausen* behauptet (32) zwar, dass das letztgenannte Konglomerat »eine allochthone Linse oder ein »Fisch«, zwischen den Schieferen eingepresst« darstelle; er motiviert diese Auffassung in folgender Weise: »An den Grenzen ist die dynamische Einwirkung sehr stark, in der Mitte des Feldes aber sieht das Konglomerat ganz ungedrückt aus«. Aber auch diese Behauptung ist sehr anfechtbar, und auf seiner Karte sind die tektonischen Gleitflächen auf der einen Seite in den See, auf der anderen



durch eine aufschlusslose Stelle hindurch gezeichnet. Beachtenswert ist jedoch, dass der Verfasser der vorliegenden Arbeit im Konglomerat auch Quarzitgerölle vom jatulischen Typus angetroffen hat (28).

In den Fällen, wo der kalevische Phyllit den Granit direkt überlagert, sind mehrmals Konglomeratbildungen ebenfalls an dieser Grenze angetroffen worden. Von diesen sind die Vorkommen von Heinävaara und Sotkuma im Kirchspiel Polvijärvi sowie von Kuorinkajärvi und Leskelänvaara im Kirchspiel Liperi (12, 13) die wichtigsten. In diesen Konglomeraten bestehen die Gerölle überwiegend aus Granit.

Im Kainuu-Gebiet sind besonders folgende Stellen zu erwähnen:

10. Das Konglomerat von Rieskavaara im Kirchspiel Sotkamo (26, 33). Diese Bildung ist unmittelbar neben dem Quarzit eine typische Brekzie (»Rieskavaara-Brekzie») und enthält scharfeckige Fragmente von Quarzit, geht aber allmählich in ein polymiktes Konglomerat über; die gut gerundeten Gerölle bestehen neben dem Quarzit aus verschiedenen Typen von Granit und Gneis. Dieses Konglomerat wechsellagert schliesslich mit Phyllit.

11. Die Konglomeratbrekzie südöstlich vom See Kolmissoppi ca. 20 km SSW-lich des vorigen ist eine analoge Bildung.

12. Die Brekzie von Miesjärvi ca. 10 km ENE von der Eisenbahnstation Kontiomäki im Kirchspiel Paltamo enthält scharfeckige Fragmente von Quarzit in einer karbonat- und tremolitführenden Zwischenmasse.

Das Konglomerat von Jokijyrkkä im südöstlichen Teil des Kirchspiels Pudasjärvi besteht aus gut gerundeten Geröllen von Quarzit und aus einer geringen Menge quarzitischer Zwischenmasse (26). Dieses Vorkommen ist vom Verf. zu derselben Gruppe wie die vorigen gerechnet worden. Seine Stellung ist jedoch unsicher.

Die grosse Anzahl der Konglomerate (es gibt noch einige andere) mit vorwiegend oder ausschliesslich Quarzitgeröllen, wie aus der obengegebenen Zusammenstellung hervorgeht, ist eine so wichtige Tatsache, dass sie nicht ferner übersehen werden darf. Diese Konglomeratvorkommen deuten darauf hin, dass die kalevische Phyllitformation recht oft auf ihrer ursprünglichen Unterlage ruht. Ganz besonders muss aber das Auftreten solcher Konglomerate an der Grenze zwischen den kalevischen Phyllitformationen und den jatulischen oder kainuuischen Quarziten als starker Beweis dafür angesehen werden, dass die kalevischen Phyllite in Karelrien später abgelagert sind, als die obengenannten Quarzitformationen. Die

Quarzite treten ja so spärlich in den älteren Schieferformationen auf, dass man eine reichlichere Quelle für das Material dieser Bildungen suchen muss.

#### Kalevische Quarzit-Phyllitformationen.

Auch in den kalevischen Formationen können wenigstens zwei verschiedene Faziesgruppen unterschieden werden. Es ist schon früher erwähnt worden, dass im Kainuu-Gebiete die Oberfläche beim Absetzen der kalevischen Formationen viel unebener war als sie es bei der Ablagerung der kainuuischen Quarzitzfazies gewesen sein muss. Zwischen der Entstehung dieser beiden Formationsgruppen haben beträchtliche orogene Bewegungen stattgefunden; diese haben den Flyschcharakter der kalevischen Bildungen bedingt.

Im Kainuu-Gebiete sind an einigen Stellen zuerst mächtige Ablagerungen von Konglomeraten und Quarziten zustande gekommen. Da diese Gebilde in besonders typischer Form in der Umgebung des Sees Jaurakkajärvi im südöstlichen Teil des Kirchspiels Pudasjärvi verbreitet sind (26), können sie als Jaurakkafazies bezeichnet werden. Darauf folgen feinschiefrige Phyllite, Kalkphyllite, Grafitphyllite und zuletzt graue Glimmerschiefer. Diese Reihe, die im Kainuugebiete grosse Ähnlichkeit mit den kalevischen Bildungen in Karelien aufweist, kann man unter der Benennung *kalevische Fazies* zusammenfassen.

Die Jaurakkafazies dagegen ist in Karelien nur im Zusammenhange mit basalen Bildungen, und zwar spärlich, vertreten. Meistens beginnen die Phyllite unmittelbar über der granitischen oder quarzitischen Unterlage. Sonst ist die Schichtenfolge in Karelien dieselbe wie im Kainuu-Gebiete.

#### Westliches Kalevium.

Ausser der obenbehandelten östlichen Zone von Schieferformationen die durch Karelien und Kainuu streichen, sind zu den kalevischen Bildungen einige noch westlicher liegende Schiefergebiete gerechnet worden; das sog. Vieremä-Gebiet, das Utajärvi—Kiiminki-Gebiet und das Kemi—Rovaniemi-Gebiet. Auch ist die Ansicht ausgesprochen worden, dass das Kuopio- und das Nilsjä-Gebiet den kalevischen Formationen zuzuweisen seien (35). Das Auftreten von granitischer Unterlage mit basalen Konglomeraten an einigen Stellen macht dies auch wahrscheinlich.

Vom Standpunkt der Faziesvergleiche bieten diese westlichen Formationen viel grössere Schwierigkeiten. In diesen vereinzelt liegenden Schiefergebieten sind sehr wechselnde Faziesreihen vertreten. Eine einheitliche Faziesreihe stellen die Sedimentformationen des Kuopio—Nilsjö-Gebietes mit den ähnlichen Formationen von Pisa und Juuanvaarat dar. Diese Bildungen sind aus Quarzit, dolomitischen Kalkstein, Phyllit oder Glimmerschiefer und durchsetzenden basischen Eruptiven zusammengesetzt. Im Juuanvaara-Gebiet wenigstens sind diese Bildungen faziesfremd und wahrscheinlich allochthon, möglicherweise auch im Pisa-Gebiete, weil die letzteren von Augengneisen umgeben sind und weil zwischen den beiden Gebieten, östlich des Sees Vuotjärvi, ein typisch kalevisches Faziesgebiet entgegen kommt. Allochthon ist vielleicht auch die Quarzitformation des Nilsjö-Gebietes.

Unmittelbar verwandt mit diesen Bildungen sind wohl die Quarzite mit untergeordneten dolomitischen Kalksteinen und Phylliten in Paltamo nördlich des Oulujärvi-Sees. Auch diese sind von E. Wegmann als allochthon erklärt worden (29). Sie stehen in direkter Zonenverbindung mit den kalksteinführenden Formationen in den Gebieten Salmijärvi und Särkijärvi in Puolanka. Diese sind von mir früher (26) mit dem typischen kalevischen Faziesgebiete des westlichen Puolanka zusammengestellt worden; sie sind aber richtiger als faziesfremd und allochthon zu betrachten. Hier ist also wie im Gebirgszug Juuanvaarat die östliche und westliche Fazies wahrscheinlich zusammen verfrachtet worden.

Entfernter scheint dagegen die Faziesverwandschaft der Schieferformation im Utajärvi—Kiiminki-Gebiet mit der Kuopioformation zu sein. Der nordwestliche Teil jenes Gebietes (Kiiminki) ist zwar von ähnlichen Bildungen: Quarziten, dolomitischen Kalksteinen und Phylliten aufgebaut, aber im südöstlichen Teil (Utajärvi) haben Konglomerate und Arkose die grösste Verbreitung. An der nordöstlichen Grenze des Gebietes gehen die Phyllite in tektonische Gneise mit reichlichen Granitintrusionen über, aber nahe der Grenze taucht aus den Phylliten ihr ursprünglicher Ablagerungsboden mit Basalkonglomeraten hervor (23). Grösstenteils sind die Grenzen dieses Schiefergebietes jedoch mit Moräne bedeckt.

Die Sedimentformationen des Gebietes Kemi—Rovaniemi schliessen sich in fazieller Hinsicht dem Kiiminki-Gebiete an. Das isolierte Vieremä-Gebiet stimmt faziell am besten mit den Schieferen der Utajärvi-Gegend (südöstlicher Teil des Utajärvi—Kiiminki-Gebietes) überein. Unmittelbar über der Unterlage weist die Schieferformation von Vieremä Konglomerate und andere basale Bildungen auf und ist darum als autochthon betrachtet worden.

Weil wir in der östlichen Zone grosses Gewicht auf das Vorhandensein einer Unkonformität zwischen Quarziten und Phylliten gelegt haben, ist es am Platze hier zu betonen, dass in der westlichen Zone keine Anzeichen, die auf eine ähnliche Sachlage hinweisen, gefunden worden sind.

### Ladogische Schiefer.

An der nördlichen Küste des Ladoga von Ruskeala und Sortavala bis nach Pitkäranta ist eine Schieferformation verbreitet, die aus Amphibolschiefern, Kalksteinen und Phylliten zusammengesetzt ist. Das Verhältnis dieser Formation zu den kalevischen Phylliten, zur Kaleva-Fazies, ist immer einer der schwierigsten Punkte in der Stratigraphie der Karelischen Zone gewesen und bleibt vielleicht noch lange problematisch (9, 10).

In solcher Zusammensetzung, wie die Kaleva-Fazies oben charakterisiert wurde, ist sie so sehr von der ladogischen Fazies verschieden, dass die letztere in diesem Gebiete als faziesfremd angesehen werden muss. Dagegen erinnert die ladogische Schieferserie, wie von Hackman neulich betont worden ist (17), sehr an die Schiefer der Gebiete von Savonlinna und Kerimäki. Ähnliche Schiefer sind weiter westlich zwischen Savonlinna und Mikkeli weit verbreitet. Diese Schiefer sind aber nicht mit den kalevischen Phylliten zu parallelisieren, sondern besser mit den alten Schiefern des östlichen Granitgebietes, mit denen sie tatsächlich grosse Ähnlichkeit zeigen.

Die Grenze zwischen den karelischen und den ladogischen Schiefern hat wahrscheinlich tektonischen Charakter. Ihr Verlauf ist jedoch in diesem Gebiete noch ganz unbekannt. Es ist aber möglich, dass das Granitmassiv zwischen den Kirchdörfern Kitee und Ruskeala diese bewegliche Zone eingedrungen ist. Jedenfalls scheinen die Phyllite in der Umgebung des Sees Jänisjärvi eher mit den kalevischen Bildungen zusammenzugehören.

Weiter nordwestlich ist die Grenze dagegen von Savonranta beginnend als eine deutliche Schieferungszone vorhanden. Sie streicht geradlinig an der nordöstlichen Seite des Sees Kermajärvi vorbei, über den nördlichen Teil des Sees Suvasvesi und durch das Kirchdorf Vehmersalmi nach der Stadt Kuopio hin. Sie ist auf jeder Karte an den streifenartig ausgezogenen Seen zu erkennen. Auf der geologischen Karte, Blatt Joensuu, tritt sie ausserdem als scharf markierte Grenze der kalevischen Ophiolite gegen Südwesten hervor.

## ERUPTIVGESTEINE DER KARELISCHEN ZONE.

## Karelisthe Metabasite.

Die jatulischen Formationen sind überall von basischen Eruptiven durchdrungen. In dieser Hinsicht gleichen sie also allen anderen, auch den als älter (kalevisch) angesehenen Quarzitformationen. Darum ist es bemerkenswert, dass die kalevischen Phyllite nicht von denselben Eruptiven durchsetzt sind. Doch tauchen diese Gesteine oft unmittelbar unter den Phylliten hervor. Im Kainuu-Gebiete treten sie deckenartig innerhalb der kalevischen Quarzite (Jaurakkafazies) auf, überqueren diese sogar, erscheinen aber niemals eruptiv gegen die Phyllite. Weil sie in einigen Fällen deutliche Zeichen effusiven Ursprungs zeigen und ähnliche Gesteine gelegentlich als Gerölle in den Basalkonglomeraten der Phyllitformation vorkommen, können sie nicht jünger sein als die Hauptmasse der letzteren. Solche Einschlüsse sind im Kainuu-Gebiete z. B. im Konglomerate von Pääkkö im Kirchspiel Puolanka angetroffen worden (26). In Karelien sind solche ebenfalls bekannt, z. B. das unter N:o 3 beschriebene Konglomerat; hier haben sie jedoch geringere Bedeutung, weil in Karelien die älteren Metabasite häufig sind, was in Puolanka nicht der Fall ist.

Nördlich von Puolanka gewinnen die basischen Eruptive immer weitere Verbreitung, obgleich ihr Anteil an der Zusammensetzung des Felsgrundes von Sodankylä und Kittilä nach neueren Kartierungen von Mikkola geringer ist, als man früher glaubte (16). In Karelien ist es dem Verfasser in der letzten Zeit gelungen nachzuweisen, dass ein Teil der früher als kalevisch oder jatulisch angesehenen Metabasite tatsächlich zum Basalkomplex gehört. Petrographisch können diese Eruptive von den jüngeren nicht immer unterschieden werden; zuverlässige petrochemische Untersuchungen sind noch wenig angestellt worden.

Schon früher wurde erwähnt, dass die Metabasite im nördlichen Finnland von Granit-, Pegmatit- oder Aplitgängen in so grosser Ausdehnung durchsetzt sind, dass man eine zu grosse Verbreitung der postkalevischen Granite, sogar über das Resistenzgebiet hin annehmen müsste, um alle jene basischen Gesteine zu den jüngeren Metabasiten rechnen zu können. Es muss jedoch betont werden, dass das Auftreten der in dieses Resistenzgebiet eingesenkten jatulischen Formationen ein ganz anderes ist. Verf. ist darum der Ansicht, dass ein grosser, vielleicht der grösste Teil der basischen Gesteine des Kuusamogebietes und Lapplands zu den ältesten Schieferformationen gehört.

### Serpentine.

Es gibt jedoch eine Gruppe von basischen Intrusiven, die besonders die kalevischen Phyllite (kalevische Fazies) durchsetzen. Das sind die Serpentine und die sich an sie im Kainuu-Gebiete anschliessenden Amphibolite. Diese Gesteine treten immer an den am kräftigsten gefalteten Stellen auf; auch ihre Form ist die typisch linsen- oder fischförmige der ophiolitischen Intrusionen.

In Karelien sind die Serpentine, welche die kalevischen Phyllite durchsetzen, nicht von Gesteinen gabbroider Zusammensetzung begleitet. Sie folgen in der Regel einem bestimmten Horizont der Phyllitformation; dieser ist durch Quarzite, Kalksilikatgesteine und schwarze kohlen- oder kieshaltige Phyllite charakterisiert. In Outokumpu treten auch Dolomite auf. In den östlichen, am wenigsten metamorphosierten Teilen der Phyllitgebiete fehlen die Serpentine jedoch ganz und gar.

Im Kainuu-Gebiete begleiten die Serpentine nicht so deutlich einen bestimmten Horizont. Ihnen schliessen sich, in genetischem Zusammenhange, Amphibolite an.

Serpentine treten auch im nördlichen Finnland auf. Weil aber Serpentine auch zu den älteren Schieferen gehören, kann ein Teil dieser Vorkommen zur einen, ein anderer zur anderen dieser Gruppen gehören. Auch Mikkola ist auf Grund seiner Untersuchungen zu derselben Ansicht gekommen.

Die westliche Fazies der karelischen Formationen weicht von den kalevischen Faziesgebieten auch in der Hinsicht ab, dass sie keine Serpentine führt, sondern nur gabbroide Metabasite.

### Der postkalevische Granit.

An der ganzen karelischen Zone entlang sind die Schieferformationen von Graniten durchdrungen. Im allgemeinen werden diese durch folgende Eigenschaften charakterisiert: Sie sind reich an Mikroklin, gleichkörnig, nur selten porphyrisch, oft grob pegmatitisch. Sie stehen nicht in Zusammenhang mit basischen Modifikationen, wie Gabbro, Diorit, oder Granodiorit. Sogar hornblendeführende Abarten sind seltene Ausnahmefälle. Ausser Biotit führt dieser Granit oft Muskovit.

Ein solches Auftreten von nur alkalireichen Graniten auf einer Strecke von ca. 800 km Länge ist jedoch so eigentümlich, dass man Umschau halten muss, ob nicht auch andere Modifikationen zu dieser Gruppe gehören. Die weniger sauren Modifikationen können ja,

wie es in den älteren Formationen der Fall ist, in konformen Intrusionen auftreten und etwas geschiefert sein. Darum konnten sie früher leicht zu den älteren Graniten gerechnet werden.

Hackman hat neuerdings wirklich, zuerst in Kittilä (16) danach im Sortavala-Gebiet (17), zu diesen Graniten auch anders beschaffene Gesteine, wie Hornblendegranite, Granodiorite, Diorite und Gabbros gerechnet. Möglicherweise werden in Zukunft mehrere solche Gesteinsreihen entdeckt. Vielleicht wird dadurch viel Verwirrung hervorgerufen, aber das darf in dieser Frage keinen entscheidenden Einfluss haben.

#### ZUSAMMENFASSUNG.

Obleich die historische Entwicklung der Forschungen über die karelische Schieferzone manche Veränderungen und Umgestaltungen der Vorstellungen hervorgerufen hat, scheint Verfasser diese Entwicklung doch folgerichtig verlaufen zu sein, so dass weder eine radikale Änderung noch eine Rückkehr zu der alten Auffassung erforderlich ist. Aus den beobachteten Tatsachen können wir heute schon folgendes Bild gewinnen:

Auf einer ebenen, teils aus Schieferformationen, zum grössten Teil aber aus granitischen Gesteinen bestehenden Abtragungsfäche setzten sich zuerst tillitartige Konglomerate und Arkose ab. Auf diese, wahrscheinlich ariden Bildungen folgen Konglomerate mit serizitischem Bindemittel, Sericitschiefer und Quarzite. Die vollständige Zerstörung des Feldspatgemengteils scheint auf eine durchgreifende chemische Verwitterung während der Ablagerung zurückzuführen zu sein. Für die ersteren Bildungen wird die Benennung *sariolische Fazies*, für die letzteren die Benennung *kainuuische Fazies* vorgeschlagen. Im südlichen Teil der Zone folgt (in Soanlahti, Suojärvi und in Aunus) noch eine marine Abteilung, die als *jatulische Fazies* bezeichnet werden kann.

Diese Konglomerate und Quarzite wurden in weitem Umfang vollständig abgetragen, ehe die folgende Abteilung, die kalevischen Phyllitformationen, zur Ablagerung kam. Darum liegen diese teils auf dem Quarzit, teils aber direkt auf dem Granit und die basalen Konglomerate haben im ersteren Falle ihr Material aus den Quarziten, im letzteren aus den granitischen u. a. Gesteinen der alten Basal-komplexe erhalten. Im Kainuugebiete können diese Konglomerate und die mit ihnen zusammenhängenden Quarzite grosse Mächtigkeit erlangen (*Jaurakka-Fazies*), in Karelien ist ihre Mächtigkeit dagegen immer gering. Die Phyllitformation zeigt ihre charakteri-

stische Zusammensetzung (kalevische Fazies) im ganzen östlichen Teil der karelischen Schieferzone, in Karelien von der Gegend von Tohmajärvi bis nach Nunnanlahti, in Kainuu durch das ganze Kirchspiel Sotkamo und weiter über Puolanka zum Kirchspiel Pudasjärvi. Besonders ist zu bemerken, dass diese Formationen überall von ophiolitischen Serpentinien begleitet sind.

Im westlichen Teil der karelischen Schieferzone ist keine Unkonformität in der Formationsserie festgestellt worden. Eine Reihe von Quarziten, dolomitischen Kalksteinen und Phylliten stellen die Sedimentformationen des Kuopio-Gebietes und die ähnlichen Bildungen in den Gebieten Nilsjä, Pisa und Juuanvaarat dar. In den letztgenannten Gebieten treten diese Formationen faziesfremd zusammen mit der kalevischen Fazies auf. Sie sind also wahrscheinlich allochthon. Auch nördlich des Oulujärvi-Sees sind ähnliche Bildungen auf die östliche Fazies in Paltamo und Puolanka überschoben worden. Aus Quarziten, dolomitischen Kalksteinen und Phylliten sind auch die Schieferformationen des Kemi—Rovaniemi-Gebietes zusammengesetzt. Gewisse Ähnlichkeit mit diesen zeigt der westliche Teil des Kiiminki-Gebietes, während das mit dem vorigen zusammenhängende Utajärvi-Gebiet einen faziiellen Übergang zum Vieremä-Gebiet bildet. Im letztgenannten Gebiete sind die Schiefer sicherlich autochthon. Auch im Kemi-Gebiet ist die Grenze der Schieferformation gegen ihre Unterlage im S durch basale Brekzien bezeichnet (23). Die Kontakte im Utajärvi—Kiiminki-Gebiete sind aber mit Moräne bedeckt.

Die westliche Grenze der karelischen Formationen ist z. T. durch eine ausgeprägte Schieferungszone markiert. Diese Zone streicht vom Kirchdorfe Savonranta an der nordöstlichen Seite des Sees Kermajärvi vorbei und durch das Kirchdorf Vehmersalmi gegen die Stadt Kuopio hin. Die Fortsetzung sowohl im SE als im NW ist weniger ausgeprägt. Die Grenze zeigt also tektonischen Charakter.

Die karelischen Sedimentformationen sind von sowohl basischen wie sauren Eruptiven durchdrungen. Ein Teil der früher als durchsetzend angesehenen Metabasite ist jedoch nach neueren Beobachtungen zum basalen Komplex zu rechnen. Die jüngeren Metabasite durchsetzen die sariolische Fazies, die kainuuische Fazies und auch die Jaurakka-Fazies, aber nicht die kalevische Fazies. Das Fehlen der Metabasite in den kalevischen Phylliten kann jedoch durch die plastische Faltung dieser Schiefer erklärt werden. Mehrere Beobachtungen zeigen aber, dass wenigstens ein Teil von ihnen wirklich älter ist als die Phyllite. Die kalevische Fazies ist dagegen von anderen Intrusiven begleitet, und zwar von Serpentinien. Im



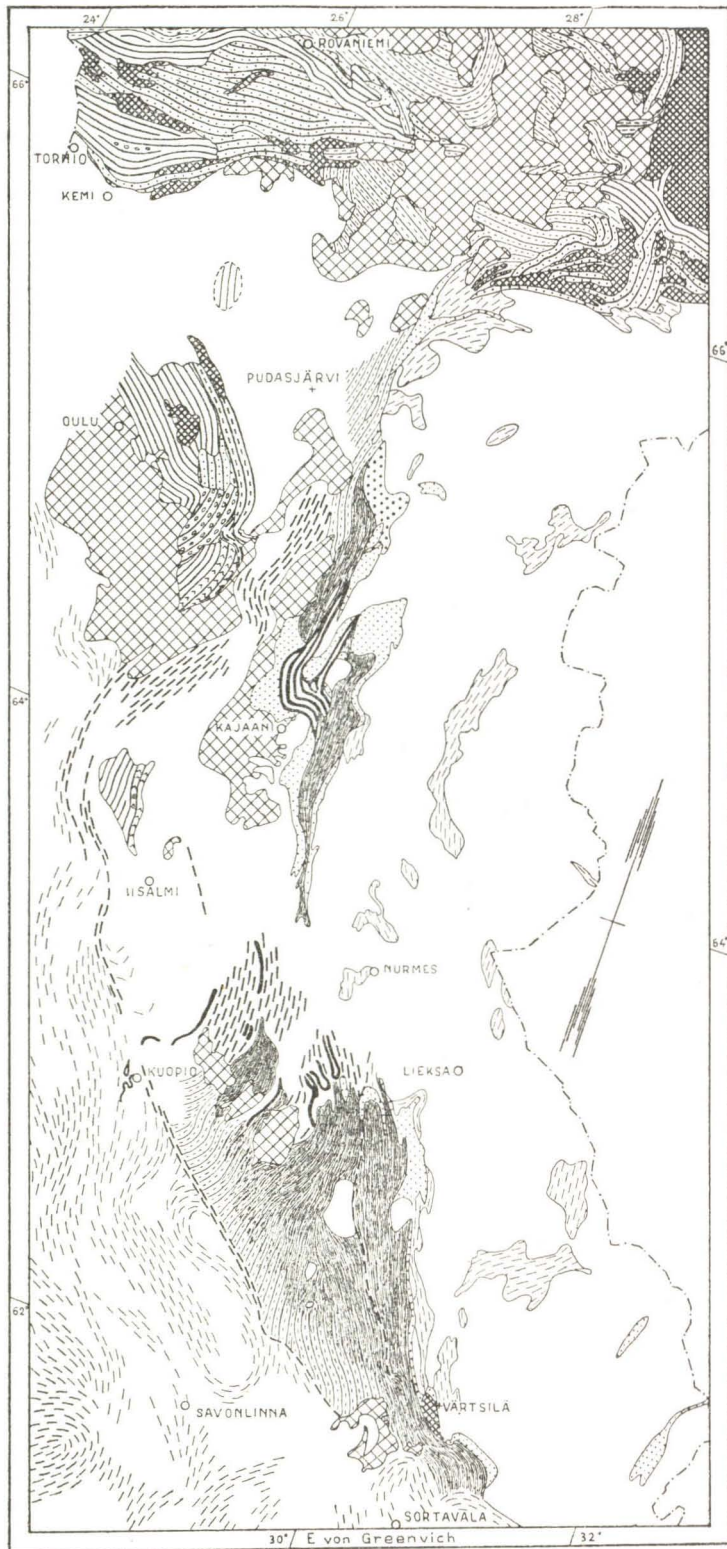
Kainuu-Gebiete sind sie mit gabbroiden Amphiboliten verbunden, in Karelien sind solche jedoch nicht angetroffen worden. Die Serpentine treten an den am stärksten bewegten Stellen als ophiolitische Intrusionen auf.

Zu den sauren Intrusiven sind gewöhnlich nur alkalireiche Granite, z. T. mit pegmatitischer Ausbildung, gerechnet worden. Nach neueren Untersuchungen gehören zu ihnen auch basische Gesteine, Diorite und Gabbros.

## LITERATUR.
















1. WILK, F. J., Om östra Finlands primitiva formationer. Vet. Soc. Bidr. känned. Finl. nat. o. folk, Bd. 21, 1874.
2. — Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. I. Akad. Afh., Helsingfors, 1876.
3. INOSTRANZEFF, A., Studien über metamorphosierte Gesteine im Gouvernement Olonez. Leipzig, 1879.
4. TIGERSTEDT, A. F., Om traktens mellan Höytiäinen och Pielisjärvi geologiska och topografiska byggnad samt några därstädes förekommande malmförande kvartsgångar. Fennia 5, N:o 10, 1892.
5. SEDERHOLM, J. J., Über das Wesen und die Ursache der Metamorphose. Min. petr. Mitt., Bd. XII, 1891.
6. — Om bärggrunden i södra Finland. Fennia 8, N:o 3, 1893.
7. — Om indelningen af de prekambriskas formationerna i Sverige och Finland och nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 19, 1897, S. 20—53.
8. — Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 6, 1897.
9. — Det kalevisk-ladogiska åldersproblemet. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 34, 1912, S. 661—686.
10. — Ladogium redivivum. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 38, 1917, S. 25—65.
11. RAMSAY, W., Om de prekambriskas formationerna och bergveckningarna i den sydöstra delen af Fennoskandia. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd., 24, 1902, S. 28—36.
12. FROSTERUS, BENJ., Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 13, 1902.
13. — und WILKMAN, W. W., Vuorilajikartan selitys, lehti D 3, Joensuu — Beskrivning till bergartskartan, sektionen D 3, Joensuu. Suomen geologinen yleiskartta, 1916, 1920.
14. HACKMAN, V., Vuorilajikartan selitys, lehdet C 6, Rovaniemi, B 5, Tornio ja B 6, Ylitornio — Beskrivning till bergartskartan, sektionerna C 6, Rovaniemi, B 5, Torneå och B 6, Över-Torneå. Suomen geologinen yleiskartta, 1914, 1918.
15. — Porkosen—Pahtavaaran rautamalmikentän geologiasta — Bidrag till Porkonen—Pahtavaara järnmalmfältets geologi. Geoteknillisiä julkaisuja, N:o 39, 1914, 1925.

16. HACKMAN, V., Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä—Lappmark. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 79, 1927.
17. —»— Beskrivning till bergartskartan, sektionen D 2, Nyslott. Geol. översiktskarta över Finland, 1931.
18. —»— und WILKMAN, W. W., Kivilajikartan selitys, lehti D 6, Kuolajärvi — Beskrivning till bergartskartan, sektionen D 6, Kuolajärvi. Suomen geologinen yleiskartta, 1931.
19. BERGHELL, HUGO, De prejutuliska skiffrarna norr om Ladoga. Geol. Fören. Stockh., Förh., Bd. 34, 1913, S. 647—660.
20. ESKOLA, P., Huvuddragen av Onega-Kareliens geologi. Teknikern XXIX, 1919, 37—39. — Meddelanden från geologiska föreningen i Helsingfors 1917—1918.
21. —»— On the Petrology of the Eastern Fennoscandia. I. The Mineral Development of basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, N:o 19, 1925.
23. MÄKINEN, EERO, Österbottens prekambrium. Ref. eines Vortrages. Teknikern XXV, 1915, S. 343—344.
23. —»— Översikt av de prekambrisk bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 47, 1916.
24. —»— Om urbergsgeologien i mellersta Finland. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 39, 1917, S. 455—461.
25. VÄYRYNEN, HEIKKI, Die geologischen Verhältnisse eines Vorkommens von Kaolin im finnischen Grundgebirge. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd., 46, 1924, S. 393—406.
26. —»— Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuu-Gebiete. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 78, 1928.
27. —»— Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen verglichen mit Verwitterungssedimenten. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 87, 1929, S. 128—158.
28. —»— Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehöft Olli Partanen, Soanlahti. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 85, 1929, 67—69.
29. WEGMANN, C. E., Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, N:o 16, 1928.
30. —»— Beispiele tektonischen Analysen des Grundgebirges in Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 87, 1929, S. 98—127.
31. HAUSEN, H., Soanlahtifältet och jutulfrågan. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd., 51, 1929.
32. —»— Geologie des Soanlahti-Gebietes im südlichen Karelien. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 90, 1930.
33. WILKMAN, W. W., Vuorilajikartan selitys, lehti D 4, Nurmes — Beskrivning till bergartskartan, sektionen D 4, Nurmes. Suomen geologinen yleiskartta, 1920—1921.
34. METZGER, A. A. TH., Die jutulischen Bildungen von Suojärvi im Ostfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 64, 1924.
35. SUNDIUS, NILS, Intryck från sommarens exkursioner i Finland. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 46, 1924, S. 753.



Kartenskizze  
 der Hauptzüge der  
 KARELISCHEN FORMATIONEN  
 im östlichen und mittleren Finnland  
 Masstab 1:3.000.000

ZEICHENERKLÄRUNG

-  Postkalevischer Granit
-  Karelische Metabasite
-  Kalevische Phyllite (Kaleva-Fazies)
-  Stärker metamorphe Kalevische Schiefer
-  Kalevische Quarzite (Jaurakka-Fazies)
-  Jatulische Formationen
-  Phyllite der westlichen Fazies
-  Staurolithschiefer » » »
-  Quarzite » » »
-  Arkosquarzite » » »
-  Konglomerate » » »
-  Allochthone Bildungen » » »
-  Tektonische Gneise
-  Ältere Schiefer
-  Ältere Granite

ON THE CHEMICAL COMPOSITION OF CLAYS IN A VERTICAL  
PROFILE THROUGH LAYERS OF DIFFERENT AGES.

By

ANTTI SALMINEN.

Soil Institute of Finland, Helsinki.

During the agrogeological mappings in the valley of the river Kalajoki in Central Pohjanmaa in the parishes of Nivala and Ylivieska, some borings through the clay layers were carried out. The present writer had not noticed any complete chemical analyses made from clay samples at different depths in the same vertical profile. Therefore, to begin with, from the samples taken 10 kms. southeast from the church of Nivala parish complete analyses were carried out from five different depths, viz. 120—150, 220—250, 420—450, 720—750 and 1 020—1 050 cms. in the same bore-hole.

The mechanical composition of the samples is seen from Table 1. With the exception of the deepest sample the textures are almost the same. The amounts, however, of finest grain-size group increase slightly with the depth.

Table 1. *Mechanical composition of Nivala clay at different depths.*

Depth cms.	Grain-size groups					
	< 0.002	0.002— 0.006	0.006— 0.02	0.02— 0.06	0.06— 0.2	0.2—0.6
120— 150.....	24.99	22.78	28.98	20.00	4.80	—
220— 250.....	25.60	29.05	31.51	10.88	1.79	—
420— 450.....	28.80	26.83	19.70	16.06	5.65	1.28
720— 750.....	32.44	27.46	24.48	12.97	1.79	—
1020—1050.....	37.50	47.96	13.10	0.59	0.18	—

As the results of the chemical analyses were very interesting, small samples were sent to Dr. Cleve-Euler in Stockholm for the

determination of the diatoms. The complete lists of these determinations will be published later. The clay is typical late-glacial clay in the deepest layer. Only few occasional diatoms were to be found. Possibly they had come from the upper layers during the boring. The layers 420—450 and 720—750 are a type of ancyclus clay with very many diatoms. The two uppermost layers were rich in diatoms, and the flora is typical Litorina.

The chemical compositions are quoted in Table 2. It can be seen without any doubt, that the chemical composition is independent on the depth and also upon the geological age of the layers concerned. The deepest layer differs most from the others. Especially the amounts of  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ , ferrous and ferric iron are present in greater amounts. The percentage of  $\text{SiO}_2$  is correspondingly lower.

Table 2. *Chemical composition of clay in Kalajoki valley.*

Analyses by A. Zilliacus.

	Depth cms.				
	120—150	220—250	420—450	720—750	1020—1050
$\text{SiO}_2$ .....	64.24	62.98	62.67	62.56	60.36
$\text{TiO}_2$ .....	0.74	0.74	0.74	0.74	0.83
$\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	15.85	14.61	15.76	15.14	15.98
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ .....	1.12	2.52	1.76	2.80	3.12
$\text{FeO}$ .....	3.16	3.30	3.45	3.23	3.74
$\text{MnO}$ .....	0.08	0.08	0.08	0.08	0.12
$\text{MgO}$ .....	2.01	2.08	2.30	2.18	2.90
$\text{CaO}$ .....	2.51	2.51	2.57	2.55	2.60
$\text{Na}_2\text{O}$ .....	3.30	3.31	3.57	3.57	3.97
$\text{K}_2\text{O}$ .....	2.83	2.83	2.60	2.89	2.58
$\text{P}_2\text{O}_5$ .....	0.15	0.14	0.13	0.16	0.18
Loss on ignition .....	4.32	4.92	4.45	4.34	3.67
	100.31	100.02	100.08	100.24	100.05
$\text{H}_2\text{O}$ .....	3.14	3.73	3.31	3.46	3.13
Above analyses reduced to 100 without loss on ignition					
$\text{SiO}_2$ .....	66.92	66.23	65.53	65.24	62.63
$\text{TiO}_2$ .....	0.77	0.78	0.77	0.77	0.86
$\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	16.51	15.36	16.48	15.79	16.58
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ .....	1.17	2.63	1.84	2.92	3.24
$\text{FeO}$ .....	3.29	3.48	3.61	3.37	3.88
$\text{MnO}$ .....	0.08	0.08	0.08	0.08	0.12
$\text{MgO}$ .....	2.09	2.19	2.41	2.27	3.01
$\text{CaO}$ .....	2.62	2.64	2.69	2.66	2.70
$\text{Na}_2\text{O}$ .....	3.44	3.48	3.73	3.72	4.12
$\text{K}_2\text{O}$ .....	2.95	2.98	2.72	3.01	2.68
$\text{P}_2\text{O}_5$ .....	0.16	0.15	0.14	0.17	0.18
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

In Table 2 the original analyses are also reduced to 100 without loss on ignition. This manipulation has no great influence upon the original figures in this case, but principally it is correct always to compare analyses from clays and soils in general not before they have been thus reduced.

In looking for the causes of the slight differences in chemical composition which can be observed in the analyses of Table 2, the small differences in mechanical composition must be remembered. The mechanical composition seems to determine the chemical composition of clays in such a manner that with the increasing amounts of finest grain-size group the amounts of bases increase and the amount of  $\text{SiO}_2$  decreases. This phenomenon can be partly explained as depending upon the hardness of quartz and upon the softness of some other minerals e. g. of micas. Also the different capacity of minerals to be transported during the sedimentation process causes differences in the composition of sediments. Because of its hardness and roundish shape quartz, as larger grains, remains more on the places, where the mechanical weathering is going on, on the coastal lines of seas and lakes and in the river beds. In this series of analyses the occurrence of quartz seem to follow the above principle.

Table 3. *The normes of quartz after the American quantitative classification of igneous rocks.*

Depth cms. . . . .	120—150	220—250	420—450	720—750	1020—1050
Quartz . . . . .	25.62	24.72	22.74	22.14	17.16

In Table 3 are the normes for quartz computed after the American quantitative classification of igneous rocks. It can be seen that the percentage of quartz decreases very closely with the increase of the finest grain-size group. The variation between the figures in other grain-size groups have no influence upon the percentage of quartz. The total amount, however, of all other grain-size groups is parallel with the percentage of quartz.

STRUKTUR UND BEWEGUNGEN IN DER GRANULITFORMA-  
TION DES FINNISCHEN LAPPLANDS.

PRELIMINÄRE MITTEILUNG.

Von

TH. G. SAHLSTEIN.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Vorwort .....	83
Gesteine .....	83
Regelungstypen .....	84
Differentialbewegungen .....	86
Gefügesymmetrie .....	87
Grosstektonische Deformation .....	88

---

#### VORWORT.

Die Granulitformation Lapplands, die von der russischen Seite beginnend als ein 40 bis 90 Km breiter Bogen durch die finnischen Kirchspiele Petsamo, Sodankylä, Inari und Utsjoki hindurch bis in norwegisches Gebiet hinein sich erstreckt, bildet den grössten einheitlichen Komplex des ganzen nördlichen Finnlands. Ihre petrologischen und tektonischen Verhältnisse sind bis jetzt noch nicht im Detail untersucht worden, doch liegen einige mehr oder weniger grosszügige Arbeiten vor, die z. T. schon vor kurzem publiziert, z. T. aber erst in naher Zukunft zu erwarten sind. Unter den Arbeiten der neuesten Zeit, die sich in irgendwelcher Hinsicht mit der Lappländischen Granulitformation beschäftigen, lenkt in erster Hand diejenige Mikkolas (1932) unsere Aufmerksamkeit auf sich. Er behandelt hauptsächlich die Geomorphologie des Gebietes, gibt auch dabei eine Übersicht über die spätglazialen Bildungen und referiert im Anfange seiner Untersuchung kurz den festen Gesteinsgrund. Die petrologische Seite der Granulitformation ist in den letzten Jahren vor allem von Eskola eingehend bearbeitet worden, seine Untersuchungen sind aber noch nicht am Ende und stehen uns vorläufig nur in drei in anderen Zusammenhängen gegebenen Mitteilungen (1929 a und b, 1932) zur Verfügung.

In den zwei letzten Jahren hat schliesslich der Verf. die betr. Formation untersucht und zwar von einem gefügeanalytischen und tektonischen Standpunkte aus, wie wir ihm in den Arbeiten Sanders, Walter Schmidts usf. begegnen. Es sei ihm gestattet bei dieser Gelegenheit eine kurze preliminäre Mitteilung seiner Arbeit den Interessenten vorzulegen.

#### GESTEINE.

In petrographischer Hinsicht bietet die Granulitformation recht grosse Variationen dar. Die eigentlichen quarzreichen Granulite, gleichgültig ob sie strukturell zu den echten »Granuliten« zu zählen sind oder nicht, repräsentieren eine ziemlich weite Skala von äusserst sauren, fast nur Quarz und Granat führenden Typen hinüber zu solchen, in denen der Quarz nur untergeordnet hervortritt und der Feldspat den überwiegend grössten Teil eingenommen hat. Diese Variation der Zusammensetzung, die in überraschender Schärfe



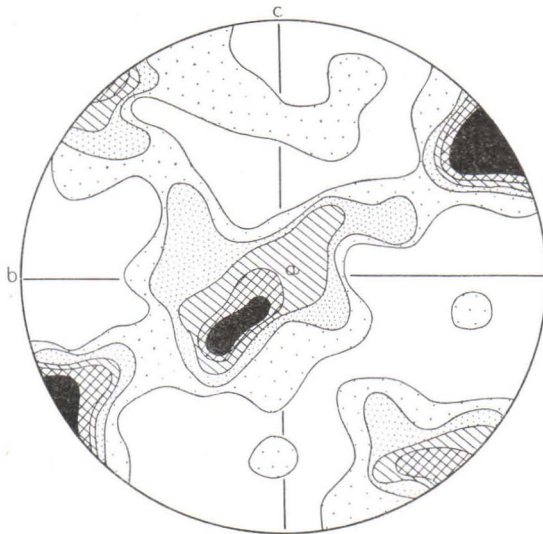
oft schon auf einer Strecke von einigen Zentimetern die ganze Skala durchläuft, verursacht im Gestein sowohl in dem kleinteuktonischen Bereiche als sogar im Gesichtsfeld des Mikroskops eine schön gebänderte Struktur, die zum grössten Teil eine Folge der parakristallinen Quarz-Feldspat-Differentiation darstellt. Die basischeren Gesteine, die hypersthenhaltigen Norite sowie die Peridotite, sind nach Eskola als Differentiationsprodukte aus dem Granulitmagma aufzufassen.

Die meisten Gesteinstypen der Granulitformation gehören nach der Klassifikation Eskolas zu einer bestimmten Gesteinsfazies, die er als Granulitfazies bezeichnet und deren Zustandekommen ganz spezielle physikalisch-chemische Bedingungen voraussetzt.

#### REGELUNGSTYPEN.

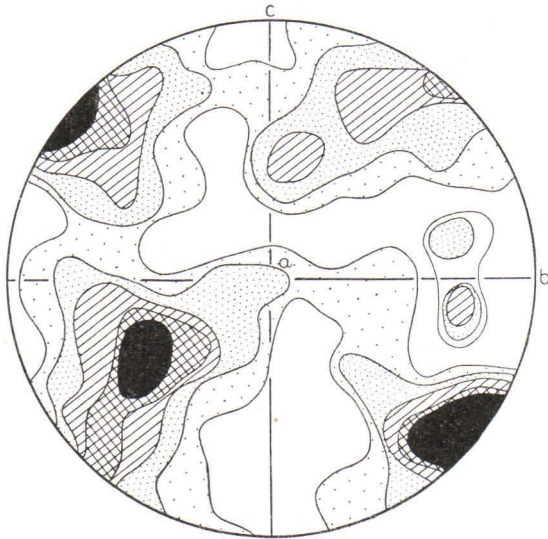
Von den in der Granulitformation vorhandenen Mineralien gelangten nur Quarz und Glimmer zu einer gefügeanalytischen Behandlung mit dem U-Tisch. Der Quarz, der vielleicht mit gutem Recht den hauptsächlichlichen Träger der Bewegungen repräsentiert, spiegelt sicherlich besser die Kinetik der Deformation wieder als der Glimmer und stellt daher das Hauptobjekt der Untersuchung dar.

Nach der mikroskopischen Struktur sowie der Quarzregelung gruppieren sich die Granulite in vier Haupttypen, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind:



Diagr. 1. 151 Quarzachsen. Karigasnjarga-Ailigas.  
0— $\frac{1}{2}$ —(1— $1\frac{1}{2}$ )—2—3—4—

1. Zu dem ersten Typ gehören die deutlich gebänderten Granulite, die gewöhnlich zugleich eine starke Streckung aufweisen. Ihre Quarzdiagramme zeigen immer ein mehr oder weniger deutliches Zweigürtelbild, in dem das stärkste Maximum im Idealfall die a Achse des Gesteins besetzt (Max. I nach Sander; Diagr. 1). Durch dieses Maximum gehen zwei (Okl)-Zonen, die mit etwas wechselndem Winkel fast senkrecht zueinander stehen und eine symmetrische Stellung zu der megaskopischen s-Fläche besitzen. Beide Zonen zeigen um  $90^\circ$  vom Max. I entfernt ein anderes scharfes Maximum (Max. III).

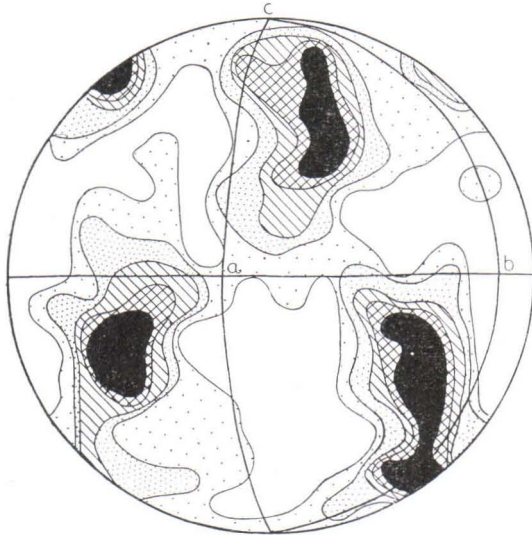


Diagr. 2. 200 Quarzachsen. Kodosavvonoaivi, Marastotunturit.  
 $0-1/2 - (1-1 1/2) - (2-2 1/2) - (3-3 1/2) - 4 - - -$ .

Neben den Fällen, wo das Maximum I von seiner Umgebung sich scharf unterscheidet, gibt es auch solche Typen, in denen das Maximum I vollkommen fehlt und hauptsächlich die beiden Maxima III auftreten (Diagr. 2). Diese zwei Arten der Regelung, die beide als Zweigürtelbilder aufgefasst werden müssen, sind in der Natur nebeneinander vorhanden und weisen offenbar auf eine analoge Entstehungsweise der resp. Maxima hin.

Die streng symmetrische Stellung des Regelungsbildes in einem Zweigürtelbild gegen das abc-Achsenkreuz, die im Idealfall zu erwarten ist, findet man in dem Granulitgebiete nur ziemlich selten verwirklicht. Nach den bis jetzt gemachten Untersuchungen kann man wohl ruhig sagen, dass die Regelung von Quarz in den meisten

Fällen besonders in den nördlichsten Teilen des Gebietes triklinen Züge aufweist, die in den Diagrammen bald stärker bald schwächer in die Augen fallen (vgl. Diagr. 3).



Diagr. 3. 180 Quarzachsen. Kamaoavi, Paistunturit.  
 $0-1/2-1-1 1/2-2-3$  ———.

2. Zu dem zweiten Typ gehören solche granoblastische Granulite, die megaskopisch und oft auch mikroskopisch eine deutliche Schieferigkeit erkennen lassen, die aber fast unregelmäßig erscheint.

3. Der dritte Typ ist durch solche massige, bzw. schwach schiefrige Granulite vertreten, deren Quarzdiagramme einen einzigen ac-Gürtel ohne irgendwelche scharfe Maxima zeigen.

4. Den vierten Typ bilden schliesslich die massigen Granulitvarietäten, die gänzlich unregelmäßig sind.

#### DIFFERENTIALBEWEGUNGEN.

Was die Differentialbewegungen des Granulits betrifft, so ist es verständlich, dass die Gesteinsvarietäten, die in ihrer Regelung sich voneinander unterscheiden, auch in der Kinetik ihrer Deformation entsprechende Unterschiede aufweisen.

Die zu dem ersten Strukturtypus gehörenden Granulite, deren Quarze nach obigem nach einem Zweigürtelbild geregelt liegen, sind vermutlich durch eine starke parakristalline Deformation hindurch-

gegangen. Die Schnittgerade beider (0kl)-Zonen, die entweder besetzt oder unbesetzt sein kann, entspricht immer der Richtung der Durchbewegung.

Die granoblastische Struktur des zweiten Typus weist wohl darauf hin, dass Bewegungen auch in ihnen stattgefunden haben, dass diese aber einen gestörten und unregelmässigen Charakter trugen und keine bestimmten Richtungen erkennen liessen; z. T. sind sie vielleicht auch durch eine spätere verwischende Umkristallisation entstanden.

Aus den Diagrammen des dritten Typus kann man überhaupt keine einzelnen Bewegungsrichtungen konstruieren, weil die ac-Zone ziemlich gleichmässig besetzt erscheint. Die b-Achse repräsentiert das einzige herauszulesende tektonische Element.

In dem vierten Typus lässt sich keinerlei Durchbewegung nachweisen.

#### GEFÜGESYMMETRIE.

Der erste Strukturtypus, der die überwiegend grösste Verbreitung in der Granulitformation besitzt, weist in den weitaus meisten Fällen eine mehr oder weniger deutlich hervortretende trikliner Gefügesymmetrie auf. Die Quarzdiagramme zeigen trotzdem manchmal eine ziemlich scharfe und unverwischte Regelung, obschon gestörte und unregelmässige Zweigürtelbilder keineswegs Seltenheiten darstellen. Der trikliner Charakter der Quarzregelung äussert sich oft und am schönsten dadurch, dass die Schnittgerade der beiden Schiefzonen nicht mit der a-Achse des Gesteins zusammenfällt, sondern eine beliebige Lage besitzt. Ausserdem können diese Schiefzonen ungleichwertig sein oder nur einfach unsymmetrisch gegen die Schieferungsebene liegen.

Nimmt man an, dass die Schnittgerade der Schiefzonen die Richtung der Durchbewegung angibt, so gelangt man folgerichtig zu dem Resultat, dass die Bewegungen nur hier und da in der Schieferungsebene, dagegen äusserst allgemein schief zu s geschehen. Es scheint wohl, als wäre die Schieferung in der Granulitformation mit dem Begriffe vergleichbar, den Sander als Plättungs-s bezeichnet und parallel mit der Unterlage zu entstehen erklärt.

Betrachtet man das Verhältnis der megaskopischen Streckung zu der aus den Diagrammen konstruierten Richtung der Durchbewegung, so wird man die merkwürdige Sachlage konstatieren, dass sich die Streckung sehr oft nicht senkrecht zur Bewegungsrichtung stellt, sondern einen grösseren oder kleineren Winkel mit ihr bildet.

Und in der Tat erhält man auch leicht im Granulitgebiete die Auffassung, dass auf Grund megaskopischer Feldbeobachtungen überhaupt nichts exaktes über die Bewegungsrichtungen sich sagen lässt und dass die gefügeanalytische Untersuchung an einem naturorientierten Material den einzigen Weg zur Lösung dieser Fragen darbietet. Das triklone Gefüge, das anderorts gewöhnlich als eine mehr minder lokale Ausnahme erklärt wird, scheint hier die Regel zu sein und gerade deswegen ist die gefügeanalytische Methode beim Studium der Granulitformation ganz unumgänglich.

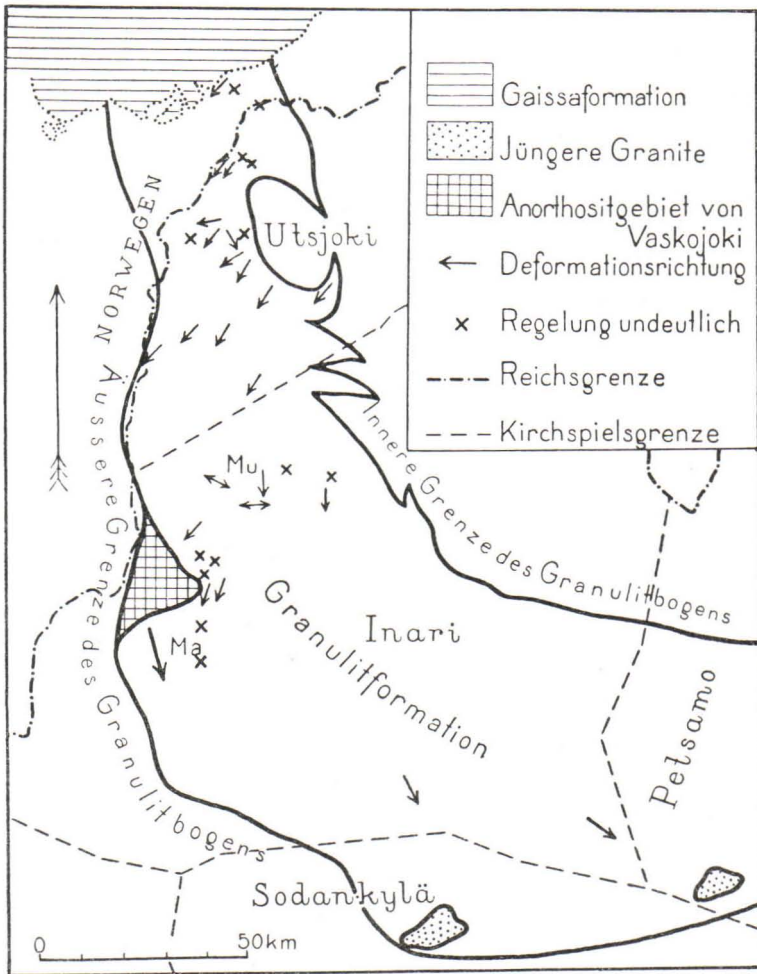
Man hat in diesem Zusammenhange noch keine Gelegenheit zu entscheiden, ob die triklone Natur der Durchbewegung dem fenno-skandischen Archäikum überhaupt als eine Folge des relativ tieferen Niveaus zukommt oder ob sie nur eine spezielle Eigenschaft der Granulitformation darstellt, denn die gefügeanalytische Bearbeitung unseres archaischen Grundgebirges ist vorläufig in den ersten Anfängen und liefert keinen Beleg hierfür.

#### GROSSTEKTONISCHE DEFORMATION.

Von einem Gestein, wie dem Granulit, der hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung sowie seiner megaskopischen Struktur auf einer kurzen Strecke im Felde in ziemlich weiten Grenzen variieren kann, könnte man wohl denken, dass auch die Regelung entsprechende Variationen sogar in einem und demselben Aufschlusse zeige. Obschon es Fälle gibt, wo dies in der Tat zutrifft, kann man doch auf Grund der bis jetzt gemachten Untersuchungen sagen, dass die Regelung überhaupt über grosse Areale verhältnismässig konstant verbleibt und dass die eventuellen Variationen zu derselben Grössenordnung gehören wie diejenigen der übrigen tektonischen Daten. Der Umstand, dass die von den orientierten Diagrammen konstruierten einzelnen Deformationsrichtungen am meisten mit den benachbarten Beobachtungen wenigstens befriedigend übereinstimmen, weist darauf hin, dass die Quarzregelung, wie wir sie in den resp. Diagrammen sehen, wirklich im engen Zusammenhange mit den grosstektonischen Bewegungen steht und ihren unmittelbaren Indikator darstellt.

Die 82 vorläufig gemessenen Diagramme, die ziemlich gleichmässig über den nördlichen Teil des Granulitgebietes zerstreut sind, sind natürlich nicht imstande, die ganze Granulitdeformation in ihren Einzelheiten zu erklären; sie geben uns jedoch ein Bild davon, wie die Bewegungen in grossen Zügen geschehen sind und wie weit einige bestimmte Regelungstypen verbreitet sein können.

Betrachtet man die auf Grund des naturorientierten Diagrammenmaterials in die beistehende Karte gezeichneten Bewegungsrichtungen in der Granulitformation, so bemerkt man, dass in den



Deformationsrichtungen in dem Granulitgebiete nach den naturorientierten Quarzdiagrammen. Mu = Muotkatunturit; Ma = Marastotunturit.

allernördlichsten Gebieten, die grösstenteils dem finnischen Kirchspiele Utsjoki angehören, die Bewegungen ziemlich regelmässig von NE nach SW geschehen sind. In die Karte sind bloss die Streichrichtungen der Bewegungen eingezeichnet; das entsprechende Fallen

ist überhaupt sehr flach und steigt nur ausnahmsweise über 35°. In den nördlichsten Teilen von Inari, in der Gebirgsgegend von Muotkatunturit scheint die Bewegung etwas unruhig gewesen zu sein, um sich noch südlicher in den Bergen Marastotunturit wieder in eine zielbewusste Richtung NNW—SSE zu verwandeln. In Marastotunturit sind die einzelnen Richtungsangaben wegen des kleinen Massstabes der Karte zu einem einzigen, dem Mittelwert entsprechenden Pfeile vereinigt worden.

Zusammenfassend führt ein Blick in die Karte zu der Auffassung, dass die Bewegungen in grössten Zügen längs des Granulitbogens vorsichgegangen sind und nicht radial. Diese Frage wird jedoch nicht an dieser Stelle näher diskutiert, weil die Beobachtungen in den südlichsten Teilen der Granulitformation noch unzureichend erscheinen.

#### LITERATUR.

- ESKOLA, P., Om mineralfacies. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 51, p. 151, 1929 (a).  
—→— On the rôle of pressure in rock crystallization, C. R. Soc. Géol. Finl., Bull. Comm. géol. Finlande, No 85, p. 77, 1929 (b).  
—→— On the origin of granitic magmas. Min. Petr. Mitt. Bd. 42, p. 455, 1932.  
ΜΙΚΚΟΛΑ, E., On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. Bull. Comm. géol. Finlande, No 96, 1932.
-

ÜBER ZWEI SYENITVORKOMMEN IN NILSIÄ,  
NÖRDL. VON KUOPIO.

Von

W. W. WILKMAN.

Nahe der Dampfschifflinie Kuopio—Kuuslahti und Pajulahti, etwa 30 km nördlich von Kuopio, kommen inmitten des älteren Gesteinsgrundes zwei in N—S sich erstreckende Massive von interessanten Syenitgesteinen vor, vergl. die Karte Fig. 1. Das westlichere der beiden Massive, etwa 10 km lang, ist das grössere und erstreckt sich vom Hügel Jaakonmäki nordwärts bis zum Dorfe Pajujärvi. Das östlichere bildet eine verhältnismässig kleine Zone zwischen den Buchten Pajulahti und Kaareslahti. Die Vorkommen wurden vom Verfasser im Jahre 1914 beim Kartieren des Kartenblattes Kuopio entdeckt, aber erst neulich, als Verf. im Jahre 1932 das genannte Gebiet von neuem revidierte, einer genaueren Untersuchung unterzogen.

Der Syenit zwischen Kuuslahti und Pajujärvi. Im grösseren, westlichen Vorkommen erscheint der Syenit in Anhöhen und Felsen, welche auf der Karte durch die Anfangsbuchstaben der Namen der betreffenden Stellen bezeichnet sind. Das Gestein ist mittel- bis ziemlich grobkörnig, von roter Farbe, und einwenig gestreift dadurch, dass die dunklen Minerale nicht ganz gleichmässig verteilt sind, sondern sich hier und da in unscharf begrenzten Streifen angehäuft haben, zwischen welchen sich reichlicher Feldspat vorfindet.

Den allgemeinen Typus dieses Gesteines repräsentiert der in einem kleinen Felsen nördlich vom Hofe Saenharju zutage tretende Syenit. Seine Hauptgemengteile sind ein Mikroklin mit schöner Gitterstruktur und ein bräunlich grüner Augit. Ausserdem enthält er in wechselnden Mengen eine bläuliche Hornblende, reichlich Kalzit und Apatit sowie etwas Albit, Quarz, Hämatit und Pyrit.



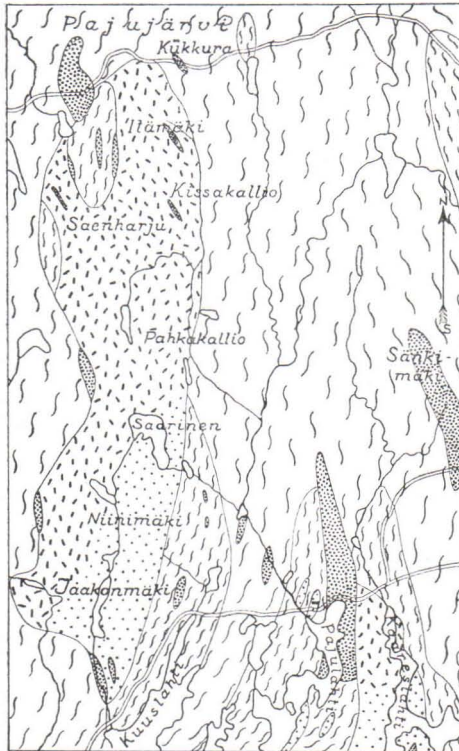


Fig. 1. Karte der Syenitvorkommen in Nilsia N von Kuopio. Masstab 1 : 150 000.

Der zuerst ausgeschiedene Bestandteil ist der Apatit, der in gerundeten, 0.2—4 mm grossen Körnern erscheint, eingeschlossen in allen übrigen Mineralen. Darnach sind der Augit und der Mikroklin ungefähr gleichzeitig auskristallisiert. Der Augit bildet 0.2—1.2 cm lange Stengel oder Aggregate von Stengeln, welche allotriomorph gegen die Mikroklinfelder begrenzt sind und neben Apatitkörnern stellenweise auch kleine eingewachsene Mikroklinkörner enthalten (Fig. 2). Makroskopisch erscheint der Augit auf dem roten Grunde des Gesteines als dunkle Flecken



Fig. 2. Syenit von Saenharju.

Gekreuzte Nikole, 15 mal vergrößert. ap = Apatit (dunkelgrau oder schwarz), a = Augit; übrige graue Felder sind Mikroklin, die kleinen, weissen, parallelen Stengel Hornblende.

mit schwach blaugrüner Tönung. Quantitativ enthält das Gestein viel weniger Augit und Hornblende als Mikroklin.

Der Augit ist schwach pleochroitisch,  $\alpha$  grasgrün  $> \beta$  bräunlich grün  $> \gamma$  bräunlich oder gelblich;  $c : \gamma = 60^\circ$ ,  $c : \alpha = 30^\circ$  (Mittelwerte zahlreicher Ablesungen), Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = \text{ung. } 0.028$ , optischer Charakter +, Achsenwinkel  $2V = \text{ung. } 70^\circ$ ,  $2V_{\text{rot}} > 2V_{\text{blau}}$ , Achsenebene // 010. Der Winkelwert  $c : \gamma = 60^\circ$  erweist, dass das Mineral den Ägirinaugiten nahesteht. Die Augitstengel sind reichlich von feinen Spaltrissen nach 100 durchzogen und hier und da zeigen sich vereinzelte gröbere Risse nach 001.

Die Hornblende erscheint als Umwandlungsprodukt des Augites entweder an den Rändern der Stengel oder längs feinen Querrissen und bildet Stengel, die in der Richtung der  $c$ -Achse mit dem Augit verwachsen sind. Sie ist schwach pleochroitisch,  $\alpha$  gelblich  $< \beta$  bläulich grau  $< \gamma$  blaugrün;  $b = \beta$ ,  $c : \gamma = \text{ung. } 22^\circ$ , Doppelbrechung ung. 0.018. Die Menge der Hornblende wechselt, ist aber im typischen Syenite im allgemeinen gering. In den grobkörnigen Varietäten, die man z. B. NW vom Hofe Saenharju und S vom Hofe Kukкура an den Grenzen gegen die älteren Gesteine antrifft, findet sie sich in viel grösserer Menge vor und bildet bis zu 2—3 cm lange, einheitlich auslöschende Felder, die pegmatitisch mit dem Mikroklin verwachsen sind.

Als Ausfüllungsmasse der zwischen den Mikroklinkörnern und den Augitstengeln befindlichen feinen Quetschspalten trifft man neben sekundären Mikroklin, Albit und Kalzit auch etwas Quarz an. Obgleich kein perthitischer Albit in den Mikroklinfeldern nachgewiesen werden kann, trifft man Albit doch in diesen Spalten in Verwachsung mit Mikroklin an.

Analog dem bei Saenharju vorkommenden ist der Syenit der übrigen Stellen in den Nord- und Mittelteilen dieses Massives. Das Gestein ist im allgemeinen grobkörnig und enthält grössere Aggregate von Augit und Hornblende, welche zum Teil zu Streifen oder zu vereinzelten Knauern angehäuft sind. Im Kukkurankallio bildet der Syenit Gänge im Granitgneise und umschliesst Bruchstücke dieses Gesteines.

Der Syenit vom Jaakonmäki unterscheidet sich von den oben beschriebenen darin, dass der Mikroklin ein gitterstruierter Mikroperthit ist, welcher ungefähr 5 % feine Albitschnüre enthält und grosse tafelförmige Körner bildet. Hornblende findet sich mehr vor als Augit und sie erscheint in ziemlich deutlichen, 4—6 mm breiten und 1 cm langen Stengeln. Apatit ist reichlich vorhanden in gerundeten Körnern. Kalzit findet sich hier und da vor in bis zu

2 mm grossen Körnern an den Rändern der Hornblendestengeln und als Ausfüllung von Rissen zusammen mit Mikroklin, Albit und Quarz.

Vom Jaakonmäki nach Osten und Südosten hin geht der Syenit in Granit über dadurch, dass der Pyroxen und die Hornblende allmählich verschwinden und an ihrer Stelle Quarz und Biotit eintreten. Der Syenit erscheint also hier (gleichwie im Gebiete von Kaareslahti) als eine alkalireiche Randbildung des Mikroklinbiotitgranites und gehört zur Gruppe der postbothnischen Granite. Dieser Granit ist nämlich über weite Areale nach Süden hin in den Schiefergebieten von Kuopio verbreitet. Als Einschlüsse finden sich im Syenite Amphibolit-, Diorit- und Gneisgesteine. Die Parallelstruktur rührt wahrscheinlich von ursprünglicher Fluidalstruktur her.

Der Syenit von Kaareslahti. Dieser unterscheidet sich makroskopisch vom vorhergehenden darin, dass das Gestein massige Struktur besitzt, die jedoch im übrigen sehr eigentümlich ist (Fig. 3). Der Feldspat bildet 1—1.5 cm lange und 0.2—0.6 cm breite idiomorphe Tafeln, die leistenförmig, oft schwach subparallel dicht angeordnet sind. Zwischen ihnen sind die dunklen Bestandteile gleichmässig verteilt, indem sie kreuz und quer angeordnete grünlich schwarze Stengel bilden und zusammen mit einer fein-



Fig. 3. Strukturbild des Syenites von Kaareslahti. Natürliche Grösse.

körnigen Masse heller Bestandteile die Zwischenräume zwischen den Feldspäten ausfüllen.

Mikroskopisch erscheinen die Feldspatkristalle als Albit (Auslöschung  $\perp$  MP  $15^\circ$ ), in welchem sich zahlreiche, kleine antiperthitische Mikroklinflecke sowie hier und da eingewachsene Augit-, Titanit- und Erzkörner vorfinden. Zwischen den Feldspatkörnern sieht man allotriomorph begrenzte Stengel von gelblich grünem Augit und bläulich grüner Hornblende sowie feingekörneltten Quarz, Magnetit, Ilmenit, Titanit, Apatit und vereinzelt Kalzit.

An den Rändern der Albittafeln findet man stellenweise kleinere Mikroklinpartien. An den Grenzen zwischen diesen und dem Albite sieht man dann im Mikrokline aus den Albitfeldern sich aderartig verzweigende Albitstreifen. Am Augit wurde gemessen:  $c : a = 35^\circ$  und  $c : \gamma = 55^\circ$ , an der Hornblende:  $c : \gamma = \text{ung. } 24^\circ$ . Freier Quarz findet sich in feingekörnelter Masse zwischen den Feldspäten viel reichlicher vor als im Syenite von Saenharju, in welchem er nur mit Schwierigkeit mikroskopisch nachgewiesen werden kann. Im Quarz sieht man keine undulöse Auslöschung, was daraufhin deutet, dass er zuletzt auskristallisiert ist, als der Hauptteil des Magmas bereits erstarrt war. Der Titanit erscheint auch sekundär, ringförmig die Ilmenitkörner umgebend und in den Augitstengeln in der Richtung der Spaltrisse eingewachsen. Apatit findet sich in sehr geringer Menge im Gesteine vor.

Der Syenit von Kaareslahti tritt in einer grösseren, Turulanmäki genannten Felsengruppe zwischen den Buchten Pajulahti und Kaareslahti zutage. Das Gestein ist seiner Beschaffenheit nach sehr einförmig, ziemlich frei von Klüften, sodass bis zu 1.5 m dicke Blöcke hier aus den Felsen gewonnen werden können. Die Absonderung ist parallelepipedisch und die Lage ist vorteilhaft, nahe dem Schiffverkehrswege. Stellenweise trifft man im Syenite freilich feinkörnige aplitartige Adern, bestehend aus Albit, Quarz und Mikroklin sowie sehr wenig Hornblende, Ilmenit, Titanit, Apatit und Kalzit, und an der Grenze gegen den Diorit am Strande des Pajulahti geht das Gestein in diesen über dadurch, dass die Menge der dunklen Gemengteile allmählich zunimmt. An der Kontaktzone finden sich im Diorite undeutlich begrenzte syenitische Adern vor. Der Diorit enthält folgende Gemengteile: Oligoklas  $An_{25}$ , Mikroklin, Biotit, Diopsid und Hornblende sowie spärlich Quarz, Titanit, Apatit und Epidot. Der Diopsid ist fast farblos oder schwach grünlich ( $c : \gamma = 43^\circ$ ), die Hornblende ist stark pleochroitisch mit gelben und grünen Farben. Sie ist ein Umwandlungsprodukt des Diopsides. Beide Minerale sind mit einander in der Richtung der  $c$ -Achse verwachsen und bilden Stengel. Die Struktur ist panallotriomorph körnig.

*Syenit von Saenharju, Nilsjö. Anal. L. Lokka.*

	%	Mol.	Norm	Modus	%	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58.75	0.974	Q . . . . .	9.05	Mikroclin . . . . .	48.01
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.14	0.002	or . . . . .	48.01	Augit und Hornblende	20.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.86	0.136	ab . . . . .	16.83	Albit . . . . .	12.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.76	0.011	an . . . . .	5.02	Quarz . . . . .	8.87
FeO . . . . .	1.73	0.024		<u>Σ sal</u> 78.91	Kalzit . . . . .	6.60
MnO . . . . .	0.06	0.001	ap . . . . .	2.48	Apatit . . . . .	2.48
MgO . . . . .	2.06	0.051	cc . . . . .	6.60	Hämatit . . . . .	0.50
CaO . . . . .	7.01	0.125	il . . . . .	0.30	Ilmenit . . . . .	0.30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.00	0.032	mt . . . . .	2.55		<u>99.55</u>
K <sub>2</sub> O . . . . .	8.10	0.086	di . . . . .	3.78		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1.15	0.008	hy . . . . .	4.91		
CO <sub>2</sub> . . . . .	2.90	0.066		<u>Σ fem</u> 20.62		
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0.55			78.91		
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0.09			<u>99.53</u>		
	<u>100.16</u>					

Niggli's Werte:

si 204, ti 0.4, p 1.7, co<sub>2</sub> 13.8 | al 28.5, fm 20.5, c 26, alk 25 | k 0.73, mg 0.52,  
c/fm 1.27 | qz = + 4.

Das Gestein ist also ein kalireicher Quarzsyenit von etwas ungewöhnlicher Zusammensetzung. Bei der Ausrechnung des Modus wurde in Übereinstimmung mit den mikroskopischen Beobachtungen der Hämatitgehalt auf 0.5 % geschätzt, worauf der übrig bleibende Teil der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-menge mit der entsprechenden Na<sub>2</sub>O-menge von Albit auf das Ägirinsilikat übergeführt wurde. Ägirin, Diopsid, Hypersten und Anorthit der Norm bilden somit zusammen den Augit und die Hornblende des Modus.

*Syenit von Kaarelahti, Nilsjö. Anal. L. Lokka.*

	%	Mol.	Norm	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.87	1.076	Q . . . . .	10.49
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.55	0.007	or . . . . .	16.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.53	0.162	ab . . . . .	56.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.04	0.013	an . . . . .	6.97
FeO . . . . .	1.76	0.025		<u>Σ sal</u> 90.49
MnO . . . . .	0.05	0.001	ap . . . . .	0.62
MgO . . . . .	0.36	0.009	cc . . . . .	0.71
CaO . . . . .	2.97	0.053	il . . . . .	1.06
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6.61	0.107	mt . . . . .	3.01
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.80	0.030	di . . . . .	3.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.24	0.002		<u>Σ fem</u> 8.84
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.32	0.007		90.49
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0.51			<u>99.33</u>
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0.16			
	<u>99.77</u>			

Modus: Albit, Mikroclin, Augit und Hornblende, Quarz, Magnetit, Ilmenit, Titanit, Kalzit, Apatit.

Niggli's Werte:

si 259, ti 1.7, p 0.5, co<sub>2</sub> 1.7 | al 39, fm 14.5, c 13, alk 33.5 | k 0.28, mg 0.15,  
c/fm 0.87 | qz = + 25.

Das Gestein ist also ein natronreicher Quarzsyenit, in welchem die Kali- und Natronmengen im entgegengesetzten Verhältnisse zu diesen Mengen im Saenharjusyenite stehen.

# ÜBER DEN DOPPLERIT VON HAAPAMÄKI IN FINNLAND.

Von

G. BRANDER.

## INHALT.

	Seite
Vorwort .....	99
Lage und Terrainverhältnisse .....	99
Die Stratigraphie .....	100
Der Dopplerit .....	102
Dopplerit im Torfe .....	102
Dopplerit im Untergrunde .....	102
Kontakt gegen den Torf .....	103
Kontakt gegen die Mineralerde .....	103
Physikalische Eigenschaften .....	104
Der Chemismus des Dopplerits .....	105
Allgemeines über Doppleritbildung .....	107
Die Genesis des Haapamäkidopplerits .....	112
Einige Data über Alter und Bildungszeit des Doppleritmoores und des Dopplerits von Haapamäki .....	113
Literatur über den Dopplerit .....	118
Bemerkungen zu den Abbildungen .....	119

## VORWORT.

Im Herbst 1930 wurde vom Herrn Eisenbahnbeamtern Ilmari Heinonen an die Geologische Kommission in Finnland eine Probe einer eigentümlichen, amorphen, pechähnlichen Substanz eingesandt, die bei Eisenbahnbauten in der Nähe der Station Haapamäki blossgelegt worden war. Eine nähere Untersuchung stellte die Identität dieser Substanz mit jener fest, die der Bergrat Doppler im Jahre 1849 der kaiserlichen Wissenschaftsakademie in Wien vorgelegt und Haidinger späterhin zur Ehre Dopplers Dopplerit benannt hatte (a). Durch die Vorsorge der Kommission erhielt der Verfasser Gelegenheit, an Ort und Stelle diejenigen Untersuchungen anzustellen, deren Resultate nebst den Ergebnissen verschiedener Arbeiten im Laboratorium nachstehend erläutert werden.

Herrn Heinonen, dank dessen lebhaftem naturwissenschaftlichem Interesse der Fund dieses interessanten, bei uns bisher noch nicht angetroffenen Kaustobiolithes bekannt wurde, möchte ich hiermit für Gastfreundlichkeit und grosse Hilfsbereitschaft bei der Felduntersuchung meinen besten Dank aussprechen.

Helsingfors im März 1933.

Der Verfasser.

## LAGE UND TERRAINVERHÄLTNISSE.

Die neuentdeckte Doppleritlagerstätte ist auf  $62^{\circ}15.6'$  nördlicher Breite und  $0^{\circ}30.9'$  westlich vom Helsingforsmeridian <sup>1</sup>, oder näher bestimmt, 2 km nordwestlich von der Eisenbahnstation Haapamäki belegen. Im Kamme eines in NNW—SSE-licher Richtung dem Strande des kleinen Sees Petäjäisenjärvi entlang verlaufenden Oses ist hier ein in dieselbe Richtung gestreckter Graben eingefällt, der bis an die Ränder mit Torf ausgefüllt ist. Von diesem Ose ist Material für Eisenbahnbauten eifrig genommen worden, weshalb der Rücken zum grossen Teil abgetragen ist, aber wegen des am Fundplatze reichlich anstehenden Torfes ist gerade dieser Teil des Oses, weil untaug-

<sup>1</sup> der  $42^{\circ} 37' E$  von Ferro gelegen ist.



liches Baumaterial liefernd, teilweise aufgelassen worden. So ist die Ausgrabung hier unterbrochen worden, nachdem eine 3 m tiefe, senkrechte Profilwand durch das Moor in beinahe der ganzen Länge und Tiefe desselben blossgelegt war. Die Dimensionen der Grube sind: Länge 50 m, die Breite dürfte kaum 25 m übersteigen haben, während ihre Tiefe etwa  $3 \frac{1}{2}$  m beträgt. Die Abhänge sind somit ziemlich steil; ein Fallen bis Max.  $40^\circ$  wurde gemessen.

Die Höhe des Moores über dem See ist 5 m, die Höhe über dem Meere wurde durch Nivellement auf 124 m festgestellt.

#### DIE STRATIGRAPHIE.

(Tafel IV, Figg. 1 a u. 1 b).

**T o r f.** — Das kleine Moor ist abgeholtzt und mit Reisern bewachsen. Nach den Baumstümpfen zu urteilen wuchsen an dem Platze früher Kiefern. In seiner grössten Mächtigkeit ist der Torf ein Sphagnetum, zuoberst bis an die Mitte des Profils lose und locker, lichtbraun und mit zahlreichen Baumresten vermengt. Mächtige Baumstämme ragen aus der Profilwand hervor. Tiefer abwärts wird die Farbe dunkler; Erlenweige und berindete Birkenstämme wurden in dem hier dichteren und stärker gepressten Torfe beobachtet. Der unterste, gegen die Mineralerde unmittelbar grenzende schmale Horizont schliesslich besteht aus Amblystegium—Carex-Sumpftorf, worin ein Filz von mehrenteils noch gut erkennbaren Birkenblättern zu unterscheiden ist. Diese Torfmasse ist schwarz, sehr stark gepresst und ulmifiziert.

Der Torf grenzt überall direkt an unterlagernde Mineralerde, ohne Vermittlung einer Gytjaschicht. Der Kontakt gegen den Feinsand ist scharf, gegen den Grobsand etwas undeutlicher. So wurde auf dem südlichen Abhang, wo der Torf auskeilt, beobachtet, dass er, obwohl im übrigen ganz frei von mineralischen Beimengungen, hier von Zahlreichen kleineren, durch Humusinfiltration braungefärbten Grobsandlinsen durchsetzt ist.

**G r o b s a n d.** — Auf den Abhängen des Grabens ist der Torf von grobkörnigem Sand unterlagert, der eine gegen den Grund der Grube auskeilende Schicht bildet. Beiderseits des kleinen Moores ist dieser Sand rostgefärbt, gelbbraun, und ziemlich locker, wird aber, wo er unter den Torf taucht, zu einer dunkelbraunen steinharten Ortsteinmasse, in welcher die groben Mineralkörner durch hinabsickernde humiöse Lösungen zusammengekittet worden sind. Noch tiefer abwärts (auf der nördlichen Böschung) verschwindet dieser

Ortstein, die Farbe ist fortgesetzt dunkelbraun, aber die Konsistenz lockerer.

**F e i n s a n d.** — Am Grunde des Osgrabens wird der Torf von einer 1—1 ½ m mächtigen Feinsandschicht sehr gleichförmiger Beschaffenheit unterlagert. Er ist hier durch Humusinfiltration graubraun, geht aber gegen die Grubenwände hin allmählich in einen rein blaugrauen Farbenton über. Diese Erde besitzt Fliesseigenschaften. Eine Schlämmanalyse ergab folgende Zusammensetzung:

< 0.002	0.002—0.006	0.006—0.02	0.02—0.06	0.06—0.2 mm.
5.65	9.62	16.30	{ 32.92	34.51 % S:a 99%.

**B ä n d e r t o n.** — Unter dem Feinsande folgt eine 10—15 cm dicke, den Abhängen aufwärts sich verengende Schicht gebänderten Tones, die zweifelsohne die ganze Grube unterlagert.

**S a n d.** — Am tiefsten im Profile folgt der glazifluviale Ossand, bald parallel mit den Abhängen des Grabens, bald kreuz und quer geschichtet. Hie und da kommen grössere unregelmässige, bunt rostgefärbte Flecken vor; stellenweise finden sich Ortsteinschichten und in vertikalen Spalten niedergeschlagener Limonit, wie es in den auf Fig. 1, Tafel IV sichtbaren zahlreichen Verwerfungsrissen am N-Ende des Profiles der Fall ist.

Wie ersichtlich, weicht schon der Os selbst im Aufbau von der Masse der in unserem Lande so zahlreichen Radialose dadurch ab, dass das glazifluvial abgesetzte Osmaterial hier von einem dicken Mantel später abgelagerter Erden wechselnder Beschaffenheit bedeckt ist. Dass Bänderton und andere feinkörnige Erden ursprünglich allgemein den wenigstens in grösserer Tiefe unter der Oberfläche des ehemaligen Eismeres bzw. Eissees abgelagerten Osrücken bedeckte, ist einleuchtend, obwohl dieser Mantel späterhin durch Strömungen und Wellenschlag der allmählich sinkenden Gewässer fortgeschafft wurde, und nur an besser geschützten Stellen, wie z. B. bei diesem Osgrabens in Haapamäki, zurückbleiben konnte.

In dem Vorkommen dieser feinkörnigen Erden, in erster Linie demjenigen des für Wasser schwer durchlässlichen Bändertones, erblicken wir die Ursache dafür, dass das Niederschlagswasser in der Grube geblieben war, und somit eine solche ungemein starke Torfbildung auf sonst schnell drainierendem Osboden möglich machen konnte, eine Torfbildung, die in der vollständigen Torf-Ausfüllung eines tiefen Osgrabens auf der Höhe eines aus seiner Umgebung emporragenden Oses resultierte!

## DER DOPPLERIT.

Dopplerit im Torfe. — Wie oben erwähnt ist die unterste Schicht des Torfes dunkler gefärbt als das darüber liegende Sphagnetum. Bei näherer Untersuchung sind in dieser 5 cm mächtigen, aus stark gepresstem und umgewandelten Birkenblatt—Carex—Amblystegium-Torf zusammengesetzten Zone zwei gleich dicke Horizonte auseinanderzuhalten. Der untere unmittelbar über dem Mineralboden liegende Horizont besteht aus einer dichten und festen, wegen der parallel abgesetzten Blätter u. a. Pflanzenreste horizontal spaltenden Torfmasse. In dieser wurden zahlreiche kleine Körner, Schnürchen und Linsen einer pechschwarzen, festen Substanz beobachtet, die in Bezug auf alle ihre Eigenschaften mit dem Stoff übereinstimmt, der unter dem Namen Dopplerit bekannt ist. In dieser untersten Torfschicht kommen ausserdem lichtbraune, ziemlich gut erhaltene Pflanzenfasern, Rindenstücke der Birke usw. vor, wodurch diese ganze Mischung eine schwarzbraune Gesamtfarbe erhält.

Der höhere Horizont ist mit einer schwarzen ölähnlichen Flüssigkeit von noch unausgefälltem Dopplerit vollständig durchtränkt, welche die ursprüngliche braune Farbe des Torfes verdeckt. Es wurde beobachtet, dass derartige kolloidale Lösungen durch vertikale Spalten im Torfe hinabsickerten; sie sind alkalisch danach zu urteilen, dass sie sich seifig anfühlten und Spödigkeit der Haut verursachten.

Häufig wurde ausserdem in den unteren Teilen des Moores Equisetumhalme u. a. mit Höhlungen versehene Pflanzenreste gefunden, woraus Dopplerit wechselnder Festheit auszupressen war. Überdies wurde der Fund eines zusammengedrückten Birkenzweiges annotiert, in welchem Dopplerit als eine glänzende homogene Masse zwischen Rinde und Holz an denjenigen Seiten sich niedergeschlagen hatte, wo der Druck am kleinsten gewesen war. Der ganze Stamm war übrigens mit der obengenannten schwarzen Flüssigkeit vollständig durchtränkt.

Dopplerit im Untergrunde. — Vom Kontakte zwischen Torf und Mineralerde erstreckt sich ein breiter, von Dopplerit vollständig ausgefüllter Spalt senkrecht in den Feinsand hinab. Das auf Tafel V, Fig. 1 sichtbare südliche Ende des Ganges tritt in 3 m tiefe aus der Profilwand hervor, zieht sich von hier schwach schlängelnd und kürzere Apophysen seitwärts aussendend (Taf. V, Fig. 2), auf einer 20 m langen Strecke entblösst, längs dem Grunde der Sandgrube hin, um an der Stelle, wo die nördliche Böschung des Osgrabens zu steigen anfängt, wieder unter den Torf zu tauchen. Das genauer studierte südliche Ende des Ganges ist am Torfkontakte

5 cm breit, das nördliche 10 cm. Wegen des an dieser Stelle reichlich angesammelten Regenwassers konnte die Tiefe des Ganges nicht festgestellt werden; seine nach unten hin regelmässig abnehmende Breite und an der tiefstentblössten Stelle weniger als 1 cm betragende Dicke lässt aber vermuten, dass er den Bänderton nicht durchsetzt.

Dem unbewaffneten Auge erscheint das Gangmaterial äusserst homogen, frei von sowohl Pflanzenresten als mineralischen Beimengungen. Nur am nördlichen Abhang, wo der Gang die Grobsandschicht durchquert, ist ein Sandklumpen dem Dopplerite beigemischt.

**K o n t a k t g e g e n d e n T o r f.** (Taf. V, Figg. 3 u. 4) — Gerade in der Mündung des Ganges buchten sich die Torffasern nach unten hin aus, die Doppleritstreifen verdichteten sich und homogener Dopplerit wird sehr bald im Gange alleinherrschend.

**D e r K o n t a k t g e g e n d i e M i n e r a l e r d e** ist überall vollkommen scharf ausser an der Stelle, wo der Gang den Grobsand durchsetzt und wo der Dopplerit sich ein Stück seitwärts ausgebreitet hat, die groben Mineralkörner als ein Zement zusammenkittend. Ganz gleichartig bis an den Feinsandkontakt ist das Material des Ganges jedoch nicht, indem seine Randzone bis auf 3 mm Entfernung von der Wand etwas lichter gefärbt, dunkelbraun wird, woraus ersichtlich ist, dass der Gang, wo er sehr schmal ist, durchweg diesen helleren Farbenton besitzt. In dieser schmalen Kontaktzone besitzt der Dopplerit die Eigenschaft, sich in bergfeuchtem Zustande gewissermassen in dünne, mit den Gangwänden parallele Schichten aufblättern zu lassen, im Gegensatz zu dem vollkommen strukturlosen Materiale der Gangmitte. Mit Ausnahme der Farbe hat aber das Material in der Randzone vollkommen dasselbe Aussehen als in der Gangmitte. Die Schichtung tritt auf den Querschnitten der bei dem hie und da zu findenden kurzen, fingerähnlichen Ausprägungen des Dopplerits in der Mineralerde deutlich hervor, eine Schichtung, die an die konzentrischen Jahresringe eines Baumstammes erinnern. Der braune Kontaktstoff wird in der Luft allmählich schwarz.

Die Mineralerde ist auch nicht bis an den Doppleritkontakt ganz gleichgeartet; ihre Randzone ist, wie aus Fig. 1, Taf. V ersichtlich, auch heller gefärbt als sonst.

---

Dieser doppleriterfüllte Spalt ist am Fundplatze nicht der einzige; auch ein weiterer wurde auf der nördlichen Böschung, etwas oberhalb der Austrittsstelle des grossen Ganges beobachtet, obwohl

von ganz kleinen Dimensionen. In seiner Gesamtheit ist er aus Fig. 5, Taf. V zu ersehen. Die Verhältnisse sind hier mit denjenigen des grösseren Ganges ganz gleichartig; das Füllmaterial ist wegen der Schmalheit des Spaltes durchweg braunschwarz. In diesem Gange wurden kleine unausgefüllte Hohlräume beobachtet.

Ausser als Spaltenausfüllung findet sich der Dopplerit im Untergrunde stellenweise auch in der Gestalt dünner Drähte oder Streifen vor, die aus dem Torfe hineinragen.

**Physikalische Eigenschaften.** — Der Dopplerit ist so wie er in der Gangmitte im frischen, bergfeuchten Zustande auftritt, eine pechschwarze, amorphe Masse, so weich, dass sie mit dem Fingernagel leicht geritzt werden kann, schwach elastisch, aber gleichzeitig so spröde, dass sie bei stärkerem Druck in Stücke mit muschligem Bruch zerspringt. Die Bruchfläche ist glänzend, wird aber an der Luft bald matt. Die Masse ist geruch- und geschmacklos. Dem unbewaffneten Auge erweist sie sich als vollkommen homogen; nicht einmal zwischen den Zähnen lässt sich eine etwaige mineralische Beimischung erkennen. Unter dem Mikroskope wurden jedoch im Alkaliextrakte des Dopplerits einzelne Mineralkörner wahrgenommen.

Infolge seines hohen Wassegehalts — laut Literaturangaben gibt Dopplerit verschiedener Lagerstätten beim Trocknen bis 100° 76.1—87.2 (äusserst gelatinös) % Wasser ab—setzt beim Trocknen des naturfrischen Materials eine sehr starke Kontraktion ein (vgl. Taf. V, Figg. 3 u. 4). Bei Zimmertemperatur trocknet der Dopplerit äusserst langsam, dabei knisternd in kleine, etwa 1 cm grosse Würfel zerberstend, die ihrerseits von einem Spaltensystem durchzogen sind, längs dem sie bei leichter Berührung oder sogar nur durch die Wärme der Hand in noch kleinere Körner zerspringen. Diese Spaltwürfel erinnern sehr an Steinkohlenstücke; sie sind tiefschwarz, kräftig glasglänzend, hart und scharfeckig. Die Kanten sowie dünne Splitter sind rotbraun durchscheinend. Ein aus einem solchen Bruchwürfel angefertigter Dünnschliff liess eine vollkommen homogene, von einem dichten Spaltensystem durchquerte Masse erkennen. Dickere teile des Präparates waren rötlich durchscheinend, die dünneren gelbbraun.

Lufttrockener Haapamäkidopplerit gibt beim trocknen auf 110° 9.68 % Wasser ab.

In der Luft ist der Dopplerit schwer zu verbrennen. Anfangs kann man zwar sogar eine unter Entwicklung von Moorbrandgeruch brennende kurzlebige Flamme erzeugen, aber danach geht die Ver-

brennung äusserst langsam von statten. So erwiesen sich feinkörnige Probenstücke selbst nach viertägiger Erhitzung mit vier Bunsenbrennern nur oberflächlich verascht. Feinpulverisierter Dopplerit verbrennt doch ziemlich rasch.

Diese physikalischen Eigenschaften des Dopplerites von Haapamäki stimmen vollständig mit den Charakteristiken des Dopplerites anderer Fundorte überein, die in der Literatur anzutreffen sind und aus denen die folgenden komplettierenden Angaben herausgegriffen sind:

	Naturfeuchtes	getrocknetes	Material.
Härte .....	0.5	2—2.5	
Spez. Gew. ....	1.0504—1.052	1.39—1.466	

Frischer Dopplerit mit destilliertem Wasser digeriert, gibt etwas gelöste Materie ab, während getrocknetes Material unlöslich bleibt. Trockener Dopplerit erweicht sich jedoch im Wasser nach einigen Tagen soweit, dass der Fingernagel Eindruck hinterlässt, aber irgendwelche andere Einwirkung lässt sich selbst nach Monaten nicht erkennen. Der Dopplerit löst sich auch nicht in kochendem Wasser, Äther, Alkohol, Terpentinöl oder Ligroin, in Alkalilaugen dagegen gänzlich oder teilweise je nach seiner chemischen Zusammensetzung.

Der Chemismus des Dopplerits. — Aus dem Verrotungsprozesse als ein Endprodukt der Umwandlung gewisser Konstituenten des Torfes hervorgegangen, ist der Dopplerit in der Literatur als ein wechselndes Gemenge verschiedener kolloidaler Humussäuren, humussaurer Salze (Absorptionsverbindungen), Humin und indifferenten anorganischer Gemengteile bezeichnet. Die organische Elementarzusammensetzung geht aus folgender, aus 15 in der Literatur vorhandenen Analysenresultaten zusammengestellter Tabelle hervor:

Kohlenstoff .....	51.05—60.12 %
Wasserstoff .....	4.77— 6.29
Sauerstoff nebst Stickstoff .....	34.63—43.65
Asche .....	2.00—14.32 <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Die Analysensubstanz ist bei 110° getrocknet und das Resultat aschenfrei berechnet. Der Stickstoffgehalt steigt, wo er getrennt bestimmt ist, auf höchstens 2.27 %. Bei einigen Analysen war Stickstoff nicht einmal qualitativ nachzuweisen.

Die Verbrennung einer bei 110° getrockneten Probe des Haapamäkidoppleris ergab:

Kohlenstoff .....	56.01 %
Wasserstoff .....	5.37
Sauerstoff (+ event. Stickstoff) .....	38.62
	<hr/>
	100.06 %
Asche .....	7.32 % <sup>1</sup>

(Auf Stickstoff wurde nicht geprüft).

Mit dieser Zusammensetzung lässt sich, wie ersichtlich, der Dopplerit von Haapamäki gut in obiger Tabelle einreihen.

Obgleich diese Tabelle somit bestätigt, dass der Dopplerit ebenso wenig wie derjenige Torf, woraus er entstanden ist, eine einfache Verbindung ist, der irgendeine chemische Formel zukäme, ist eine bemerkenswerte Konstanz in der Elementarzusammensetzung doch wahrzunehmen, wobei besonders berücksichtigt werden muss, dass die verschiedenen Analysenproben von weit entfernten Lokalitäten herkommen und eine beträchtlich wechselnde Zusammensetzung besitzen. So besteht der Dopplerit an einigen Stellen hauptsächlich aus Humaten, an anderen wiederum aus Humussäuren, oft enthält er keinen Humin u. s. f.

Nach gefälliger Mitteilung des Herrn Prof. Dr. O. Aschan, der einige Probenstücke des Haapamäkidopplerites erhielt, besteht ihre organische Substanz aus

in 5 %iger Kalilauge lösliche Huminsäuren <sup>2</sup>	64.15 %
in 5 %iger Kalilauge unlöslicher Humin	35.85 %

Während also die organische Elementarzusammensetzung sich ziemlich konstant verhält, variiert dagegen, wie aus der Tabelle ersichtlich, der Aschengehalt innerhalb weiter Grenzen. Dies beruht in erster Linie auf der wechselnden Menge rein mechanisch beigemengter Mineralpartikeln, aber auch die Mengen der an der organischen Doppleritsubstanz stärker oder schwächer gebundenen Konstituenten der Asche variieren erheblich. Das ergibt sich zur Genüge schon aus den wenigen (5) in der Literatur vorhandenen und dazu unvollständigen Analysen des Salzsäureextraktes der Asche. Demgemäss enthält die Asche sowohl Phosphorsäure als (des öfteren) Schwefelsäure, aber in allzu geringen Mengen, um die Basen vollständig an sich zu binden. Ein Teil derselben muss somit an die

<sup>1</sup> Anal. M. Törnros.

<sup>2</sup> und Humaten, nach dem Resultate der Aschenanalyse.

organische Substanz gebunden sein. Diese Metallbasen sind äusserst starken Mengenvariationen unterworfen; so hat ein Forscher einen Gehalt an Kalk von über 70 % gefunden, während ein anderer in seiner Analyse kaum Spuren von CaO nachweisen konnte. Weiter sei noch annotiert: Alkalien < 2 %, MgO 1.5—5.58 % und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8.52—50.0 %, (wovon die Hauptmenge dem Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zukommen dürfte danach zu urteilen, dass sämtliche Forscher die reinweisse bis gelblichweisse Farbe der Asche hervorheben).

In der Absicht, den eventuellen Gehalt an Humaten in der Zusammensetzung des Haapamäkidopplerits zu ermitteln, wurde seine Asche analysiert. Das Resultat ergab<sup>1</sup>

SiO <sub>2</sub> .....	0.63 %
TiO <sub>2</sub> .....	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	63.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5.59
MgO .....	Spuren
CaO .....	17.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	9.93
SO <sub>3</sub> .....	etwas
	98.05 %

(Die Analyse wurde auf dem Königswasserextrakte der Asche gemacht, weshalb die SiO<sub>2</sub>-Menge sicherlich aus beigemischten Mineralpartikeln herkommt. Der unlösliche Rest beträgt 0.89 % der ganzen Aschenmenge. Wie ersichtlich ist die Analyse soweit unvollständig, als die Alkalien nicht bestimmt worden sind und die Anwesenheit der Schwefelsäure nur qualitativ festgestellt ist. Die Aschenmenge in dieser Probe betrug nur 5.25 %).

Wie ersichtlich ist ein ziemlich grosser Überschuss von Basen den Säuren gegenüber vorhanden, welcher Überschuss somit an die organische Substanz gebunden sein muss. Zu einem Teile dürfte der Dopplerit von Haapamäki demgemäss auch aus Humaten bestehen, in Anbetracht des besonders hohen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehaltes in erster Linie desjenigen des Aluminiums.

#### ALLGEMEINES ÜBER DOPPLERITBILDUNG.

Wie bekannt sind die Gewässer der Torfmoore heller oder dunkler braungefärbt, je nach der Menge der darin gelösten Humusstoffe. Diese sog. »Schwarzwässer« werden grösstenteils durch Drainierung, natürlicher oder künstlicher, aus den Mooren entfernt, teils geben sie

<sup>1</sup> Anal. L. Lokka.



ihren Humus als Humusortstein an die Mineralerde unter den Mooren ab, teils können sie schliesslich auch an der Stelle, wo sie gebildet werden, also in den Torfablagerungen selbst, oder eventuell auch in die Spalten und Risse des mineralischen Untergrundes hinabtransportiert, zu Ausfällung gelangen. Dieses Ausfällungsprodukt ist der Dopplerit.

In Anbetracht der von Ort zu Ort wechselnden Zusammensetzung des Dopplerits, muss die Natur dieses Ausfällungsprozesses an verschiedenen Fundplätzen verschieden gewesen sein. Wo der Dopplerit wesentlich aus Kalziumhumaten aufgebaut ist, hat eine rein chemische Niederschlagsbildung stattgefunden. Diese Schwarzwässer sind mit kalkhaltigem Wasser zusammengetroffen, welches einen Niederschlag von Dopplerit verursacht hat. Die Mehrzahl der Doppleritlagerstätten scheint durch eine solche chemische Fällung entstanden zu sein. Ein grosser Teil der Doppleritführenden Moore des europäischen Kontinents liegen auf einem Grund von Mergel, woraus die Herkunft des zur Ausfällung nötigen reichlichen Kalkes erklärlich ist. Wo dagegen der Dopplerit frei von Humaten ist, oder diese nur eine untergeordnete Rolle in der Zusammensetzung spielen, und wo das Moorwasser also nur schwach mineralführend gewesen ist, erklärt man die Doppleritbildung als einen durch Elektrolyten, Kälte u. a. solche Agentien bewirkten Koagulationsvorgang. Oder auch sind die doppleritischen Kolloide einfach nur durch allmählich zunehmende Konzentration aus Sol- zum Gelzustand übergegangen.<sup>1</sup>

Über die Bedingungen für die Doppleritbildung erhält man durch vergleichende Literaturstudien eine gute Auffassung. Denn dass der Dopplerit, obwohl als ein ganz normales Endprodukt des Vertorfungsprozesses charakterisiert, nicht unter allen Umständen gebildet wird,

<sup>1</sup> Hier muss der Begriff des Dopplerits etwas näher erörtert werden. Zu dem Obengesagten steht nämlich im gewissen Widerspruche die in der Literatur hervorgehobene Tatsache, dass der Dopplerit oft, als noch unerstarres Produkt, in der Form ölähnlicher, dickflüssiger Flüssigkeiten auftritt (vgl. S. 110). Dehnt man aber den Doppleritbegriff auch auf die letzteren aus, so kommt man zu dem unsinnigen Schlusse, dass auch die Schwarzwässer, die ja gemäss dem Obengesagten die wässrigste Phase in der Reihe der doppleritischen Kolloide darstellen und die durch einfache Konzentrationsvergrösserung zu Dopplerit übergehen können, auch als Dopplerit bezeichnet werden müssten. Irgendwo muss daher die Grenze gezogen werden, und das geschieht meines Erachtens am geeignetsten zwischen dem Sol- und Gelzustand der Kolloide. Demgemäss ist im vorliegenden Aufsätze der Begriff der doppleritischen Kolloide, also m. a. W. der doppleriterzeugenden Kolloide, von demjenigen des (in irgendeiner Weise ausgefällten, gallertartigen) Dopplerits auseinandergehalten.

geht schon aus den in Bezug auf die grosse Zahl der europäischen Torfmoore relativ spärlichen Beobachtungen über diese Substanz hervor. Gemäss einer Zusammenstellung vom Jahre 1904 (c, S. 166) wurde ein ähnlicher Stoff, vor 1883 beinahe ausschliesslich aus wenigen präalpinen Mooren in der Schweiz und Österreich bekannt, nachher nur an einzelnen Örtlichkeiten in Livland, NW-Deutschland, Holstein, Dänemark, Holland, England und Schweden beobachtet. Die Tatsache, dass der Dopplerit nicht in allen Mooren gebildet wird, wird auch nicht dadurch verneint, dass Potonié im Jahre 1910 (d, S. 37) wie folgt schreibt: »Der Dopplerit hat sich nach und nach in so vielen Mooren gefunden, dass eine Aufzählung der Fundplätze nicht verlohnt».

Der Dopplerit ist niemals in den oberen Teilen der Moore beobachtet worden, sondern immer in tieferen Zonen, in reifen, pechtorf-ähnlichen Schichten. Daraus erhellt schon, dass das Torflager eine gewisse Mächtigkeit und der Moor somit auch ein relativ hohes Alter erreicht haben muss.

Früh versuchte seinerzeits (b, S. 75) den Einfluss der meteorologischen Elemente auf die Doppleritbildung aufzuklären, und wies nach, dass eine niedrige Jahrestemperatur, grosse relative Feuchtigkeit und eine bedeutende Niederschlagsmenge dazu nötig wären. Damals waren nur erst die hochgelegenen alpinen Lagerstätten bekannt, weshalb diese klimatischen Verhältnisse keine grössere Rolle spielen dürften, da späterhin der Dopplerit auch im Tieflande, an Lokalen mit ganz anderen Klimabedingungen angetroffen wurde.

Von sehr grosser Bedeutung sind dagegen die Drainierungsverhältnisse der resp. Torfmoore. Wie bekannt werden gewaltige Mengen humiöser Gewässer alljährlich von den Mooren an das Weltmeer fortgeführt. Wo der Wasserablauf erschwert ist, bleiben die gelösten Humusstoffe in grösserem Ausmasse zurück und die Chancen für die Doppleritbildung werden damit vermehrt.

Da unter obengenannten Vorbehalten der Dopplerit überall, wo nur Torfbildung vorsichgeht, gebildet werden kann, darf man annehmen, dass er in der Tat eine ziemlich allgemein vorkommende Substanz ist, welche nur wegen der Schwierigkeit, die Verhältnisse in tieferen Zonen wässriger Moore genauer zu studieren, unbeachtet geblieben ist. Bezüglich der Art der Erscheinung des Dopplerits auf den in der Literatur beschriebenen Lagerstätten sind volle Übereinstimmungen mit den Verhältnissen in Haapamäki festzustellen. So wird geschildert, wie er mancherorts kleine linsen-, nestern- und trümchenförmigen Kavitäten zwischen den Pflanzenresten, aber auch grössere, meistens durch Austrocknen, aber auch durch Rutschungen

oder Absenkungen entstandene Spalte und Risse am Grunde des Moores ausfüllt. Hierbei hat sich der Dopplerit meistens als fest erwiesen; er hat m. a. W. seine endgültige Konsistenz erreicht. Frisch niedergeschlagener Dopplerit ist nämlich sehr weich und gelatinös. Mit solchem gelatinösen Dopplerit durchtränkte Moorhorizonte sind einigerorts beobachtet worden. So ist aus Aurich in Friesland eine zusammenhängende Schicht von Doppleritgallerte über dem Sande am Grunde eines Moores beschrieben und von Papenburg (NW-Deutschland) wird berichtet, dass der Dopplerit auf weite Strecken hin den Scheuchzeriatorf am Grunde eines Hochmoors als dicker teerartiger Brei<sup>1</sup> die Zwischenräume zwischen den Pflanzenresten erfüllt (c, S. 166). — An einigen Lokalen sind doppleritgefüllte Spalten im mineralischen Untergrunde der Moore beobachtet worden. Leider ist es dem Verf. nicht gelungen, Literaturangaben über Dopplerit derartiger Vorkommen zu erhalten, was sehr wünschenswert gewesen wäre, um vergleichende Studien auch in diesem jetzt für uns wesentlichen Punkte führen zu können.

Ergänzungsweise sei noch die Art des Auftretens von Dopplerit am Boden eines 3 ½ m tiefen Reiser Moores auf Andø im nördlichen Norwegen erwähnt (e). Ausser dass der Dopplerit hier bis ein Paar cm dicke Klumpen in der untersten Schicht des Torfes selbst bildet, füllt er auch die bis 15 cm weiten Zwischenräume zwischen denjenigen wohl abgerundeten Strandsteinen, auf welchen der Torf abgelagert ist, als eine homogene Masse vollständig aus.

Wenden wir uns schliesslich zu den Verhältnissen in Finnland, so finden wir, dass hier bei uns keine besonderen Bedingungen für die Doppleritbildung ausser den bereits genannten erforderlich sind. Unser Gebirgsgrund ist überwiegend sauer und kalkarm, aber dies ist wie oben erwähnt kein Hindernis, obwohl man annehmen darf, dass die Voraussetzungen für die Doppleritbildung hierdurch etwas vermindert sind. Weshalb finden sich nun von früher her keine Berichte über Doppleritvorkommen in Finnland vor? Freilich ist sog. Pechtorf von vielen Örtlichkeiten bekannt, der nach Früh ein Übergangsglied zwischen Torf und Dopplerit wäre, und zwar erwähnt Frosterus<sup>2</sup> das Vorkommen einer sog. Pecherde, die er zu den »doppleritartigen Moorböden« zählt, die aber seiner Beschreibung nach ein humusinfiltrierter Schlammboden ist, und also ebensowenig wie der

<sup>1</sup> Vgl. Anm. S. 108.

<sup>2</sup> B. FROSTERUS, Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwest-Europas Moränengebieten V. Geologiska Kommissionen i Finland, Geotekniska meddelanden N:o 14, S. 68.

obengenannte Pechtorf als Dopplerit im wahren Sinne zu betrachten ist.

Freilich darf man annehmen, dass die Torfmoore Finnlands in grösserem Ausmasse als diejenigen des europäischen Kontinentes auf Groberde wie Moräne, Sand und anderen leichter wasserdurchlassenden Erden abgelagert sind, was natürlich die Zahl der Moore, in welchen Dopplerit gebildet werden konnte, herabsetzt. Doch gibt es zahlreiche Torfablagerungen auf Tongrund, weshalb diese Erklärung nicht genügt. Somit gilt auch für Finnland, dass der Dopplerit als eine nicht allzu spärlich erscheinende Substanz angesehen werden kann, die nur wegen der Schwierigkeit, die Verhältnisse in tieferen Schichten wässriger Torfmoore eingehender zu untersuchen, unbemerkt geblieben ist. Am verbreitetsten dürfte die gelatinöse Erscheinungsart des Dopplerits sein, und dass er in dieser Form auftretend sich leicht der Aufmerksamkeit entzieht, ist einleuchtend. Die Mooruntersuchungen werden ja meistens mit Hilfe des Torfbohrers ausgeführt; in dem durch Drehen des Bohrers zusammen gemischten Probenmateriale ist eine eventuelle Anwesenheit von Dopplerit schwer festzustellen. Dasselbe gilt auch in dem Falle, wo er, wie jetzt aus unserem neuen Fundplatze beschrieben, feste Körnchen und Linsen bildet; grössere Klumpen sind bei uns kaum anzutreffen, da ein Entstehen solcher Trockenspalten in den tieferen Teilen der Moore, in denen der Dopplerit Gelegenheit hätte, sich in grösserer Menge anzuhäufen, in unserem feuchten, kalttemperierten Klima kaum denkbar ist. Dass der Dopplerit bei uns jetzt als Ausfüllung von Spalten des mineralischen Untergrundes eines Moores angetroffen wurde, ist, wie aus vorliegendem Aufsatze erhellen dürfte, ein durch viele zusammenwirkende Faktoren bedingter, streng lokaler Zufall.

---

Wie aus dem Obengesagten hervorgeht, ist die Grundursache der Entstehung der Doppleritlagerstätte von Haapamäki in dem Vorkomis feinkörniger Erden, in erster Linie demjenigen des für Wasser schwer durchlässigen Bändertones im Liegenden des Moores zu erblicken, welche das Abfliessen der in der Osgrube angesammelten Niederschlagswässer, sowie ein Zementieren der Doppleritkolloide in diesem Mineralboden verhinderten und sie dadurch zwangen, sich an der Bildungsstelle selbst niederzuschlagen.

Hinsichtlich des Obengesagten ist

## DIE GENESIS DES HAAPAMÄKIDOPPLERITS

folgendermassen aufzufassen:

Nachdem der Torf eine gewisse Mächtigkeit und Reife erreicht hatte, begann die Doppleritbildung in den tieferen Teilen des kleinen Moores. Teils wurde der Dopplerit in der untersten Torfschicht in situ abgesetzt, teils wurde er in etwas höheren Horizonten gebildet, durch schwach alkalisches Wasser daraus ausgelaugt und in kolloidaler Lösung nach dem Boden des Torfgrabens hinab befördert. In die unterlagernde Mineralerde vermochten diese Kolloide jedoch nicht einzudringen, wegen deren Undurchlässigkeit solchen grobmolekularen Substanzen gegenüber, sondern wurden in der Bodenschicht des Torfes angereichert. Darnach wurden sie durch Zunahme der Konzentration, durch Kälte oder auch durch das Zusammenwirken dieser beiden Faktoren koaguliert und zu festen Dopplerit erhärtet.<sup>1</sup>

Zu einem gewissen Zeitpunkt setzte so die Spaltbildung im Untergrunde des Torfes ein. Die doppleritischen Lösungen, die in der Bodenschicht des Torfes langsam zu den Abhängen hinab sickerten, stiessen nun auf soeben geöffnete Spalten, drangen in sie hinein, konzentrierten sich und setzten Dopplerit Schicht auf Schicht an den Spaltwänden ab.

Dass der Gang — wir beachten zunächst nur den grösseren derselben — in dieser Weise entstanden ist, geht aus folgenden Umständen hervor:

Wie erwähnt ist seine Grenzzone heller gefärbt und der Dopplerit besitzt hier, im Gegensatz zu dem vollkommen strukturlosen Materiale der Gangmitte, die Eigenschaft sich im bergfeuchten Zustande gewissermassen in dünnen, mit den Spaltwänden parallel verlaufende und deren kleinsten Ausbuchtungen eng sich anschmiegende Schichten aufblättern zu lassen. Am einfachsten erklärt sich diese Schichtung als ein Resultat eines Rhythmus bei der Absetzung. Eine jede der Schichten wäre demgemäss als die im Verlaufe eines Sommers durch Konzentration der Kolloide niedergeschlagene, oder als die beim Eintritt der kalten Jahreszeit durch Kälte koagulierte Doppleritmenge aufzufassen. Die Schichtung ist jedoch hierdurch allein nicht erklärt, denn weshalb ist dann die Gangmitte ungeschichtet? Die Schichtung der Randzone steht offenbar im Zusammenhang auch mit der dortigen helleren Farbe, die ihrerseits darauf deutet, dass

<sup>1</sup> Gemäss dem Zeugnis der Aschenanalyse (vgl. S. 107) dürfte zu einem geringen (?) Teile auch chemische Ausfällung an der Doppleritbildung beteiligt sein.

ein Stoffwechsel mit der umgebenden Mineralerde stattgefunden hat. Dasselbe lässt auch der hellere Farbenton der Mineralerde am Kontakte erkennen. Da Angaben über derartige Kontaktverhältnisse, soweit es dem Verf. bekannt ist, in der Literatur fehlen, wäre es um so interessanter gewesen, die Natur dieses Stoffaustausches klarzulegen zu versuchen. In Ermangelung hinreichenden Probenmaterials ist es leider nicht möglich gewesen. Die Verhältnisse in der Grenzzone des Feinsandes erinnern sehr an gewöhnlicher Bleicherdebildung an der Bodenoberfläche. Dass auch hier wenigstens ein Auslaugungsvorgang stattgefunden hat ist offenbar; das Eisen ist ausgelaugt und der Feldspath kaolinisiert worden. Dieser Stoffaustausch hat sicherlich auch periodisch stattgefunden, in demselben Rhythmus wie die Absetzung des Dopplerits, mit dem Resultate, dass die Schichtung dadurch noch deutlicher zum Vorschein gekommen ist.

Durch fortschreitendes Dickerwerden des Wandbelages wurde dieser Austausch inzwischen nach und nach erschwert — die Farbe wird allmählich dunkler und die Schichtung immer undeutlicher gegen die Mitte des Ganges — um schliesslich ganz aufzuhören. Mit Rücksicht auf die obige Bildungserklärung wäre auch die Gangmitte durch eine solche Schicht-auf-Schicht-Ablagerung gebildet worden, obwohl genügende Voraussetzungen dafür, dass dies in der Struktur zum Vorschein kommen würde, hier nicht vorhanden gewesen sind. Übrigens spiegelt sich dieser Verlauf der Ablagerung deutlich in dem Vorkommen der in dem kleineren Gänge beobachteten unausgefüllten Kavitäten ab. Diese sind zweifelsohne in der Weise entstanden, dass die Stoffzufuhr durch Zufüllen der engen Gangmündung ins Stocken geriet. Die Wände der Höhlungen sind mit einer gleich dünnen, den Unebenheiten der Spaltenwände sich dicht anschmiegenden, oberflächlich ebenen Doppleritmasse bekleidet, in der Form sehr an Limonit als »eiserner Hut« ausgebildet erinnernd.

Ausser in der Gangform kommt der Dopplerit wie erwähnt auch in der Gestalt dünner, aus dem Torfe ausgehender, drahtähnlicher Streifen im Untergrunde vor. Die doppleritischen Kolloide sind hierbei längs Pflanzenhöhlungen, wie Equisetumrhizome u. dgl. hinabgeleitet worden.

#### EINIGE DATA ÜBER ALTER UND BILDUNGSZEIT DES DOPPLERIT-MOORES UND DES DOPPLERITS VON HAAPAMÄKI.

Über die interessante Frage der zur Doppleritbildung nötigen Zeit findet man in der Literatur kaum weitere Angaben als die, dass

es sich um einen ausserordentlich langsam fortschreitenden Prozess handeln muss, um die Bildung solch eines homogenen Stoffes in der Natur zu ermöglichen. Dass nähere Aufklärungen hierüber fehlen, beruht vielleicht teilweise auf der Schwierigkeit, an den best bekannten Fundstellen, nämlich den zentraleuropäischen, die Datierung in eine absolute Chronologie einzupassen. Da eine solche bis auf die Details gehende Chronologie bekanntlich für Nordeuropa existiert, wurden die vom Fundplatze mitgebrachten Proben einer näheren Untersuchung auf Makro- und Mikrofossilien unterzogen, in der Hoffnung in dieser Weise einen Einblick in die Frage über Alter und Bildungsgeschichte des Moores und somit auch des Dopplerits zu gewinnen.

Nach der auf das Zählen der Jahresschichten des Bändertons basierten postglazialen Chronologie liess der Rand des sich zurückziehenden Landeises die Haapamäkigegend etwa um das Jahr 7400 v. Chr. hinter sich.<sup>1</sup> Da die höchste Uferlinie auf der nahegelegenen Murtomäki-Höhe in 161—162 m Höhe<sup>2</sup> und der See Petäjäisenjärvi nach dem Nivellement des Verfassers in 119.32 m Höhe ü. d. M. liegen, wurde also der Osrücken von Haapamäki auf etwa 42 m Tiefe unter dem Spiegel des Anzylussees abgelagert. Nachdem das Eis sich noch etwas zurückgezogen hatte, setzten die Schmelzwasserströme eine dünne Schicht gebänderten Tones zur Bedeckung des Oses ab.

Wegen der fortschreitenden Landhebung erhob sich der Rücken allmählich bis zur Oberfläche des Wassers. Infolge der Ackumulationstätigkeit der Küstenströmungen erfolgte jetzt ein Anwachsen des Osmantels durch die Absetzung des Feinsandes, der immerfort den Bänderton des Grabens überlagert, der aber samt diesem Bänderton durch Abrasion von den äusseren Abhängen des Oses fortgeschwemmt wurde, als der Rücken endlich sich über das Wasserniveau erhob.

Von der letzten Epoche vor der endgültigen Trockenlegung datieren die spärlichen Diatomeen, deren Vorhandensein es dem Verf. gelungen ist, in der obersten Schicht der Mineralerde festzustellen. Eine geschlämmte Probe wies nur die Anzylusformen *Melosira arenaria*, *M. helvetica* subsp. *islandica* (1 Ex.) und Fragmente von *Cymbella aspera* auf.

Der Zeitpunkt, als der Os sich übers Wasser emporhob, ist in Ermangelung genügender Unterlagen für die Berechnung schwer

<sup>1</sup> Berechnet nach der Karte S. 32 in MATTI SAURAMO, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti B 2, Tampere, Maalajikartan selitys, 1924.

<sup>2</sup> W. RAMSAY, Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveaushiftungen in Finnland. Fennia 54, 1931, S. 141.

festzustellen. Durch Interpolation kommt man auf die ungefährliche Zeit von 5500 Jahren v. Chr. Während dies geschah, fasste hier auch die Vegetation Wurzel. Durch gefälliges Entgegenkommen des Herrn Doktor H. Lindberg, hatte der Verf. Gelegenheit, unter seiner sachverständigen Leitung eine Anzahl Bodenproben des Torfes zu schlämmen. Die Untersuchung ergab:

Sph.—Moostorf.	260—263 cm	<i>Carex rostrata</i> r, <i>C. filiformis</i> rr. <sup>1</sup>
	263—268 »	<i>Carex rostrata</i> cc, <i>C. filiformis</i> +.
	268—273 »	<i>Carex rostrata</i> cc, <i>C. filiformis</i> c.
	273—276 »	<i>Carex rostrata</i> cc, <i>C. filiformis</i> c, <i>C. canescens</i> c, <i>Cicuta</i> r, <i>Sparganium simplex</i> +.
Sumpftorf.	276—278 »	<i>Potamogeton</i> r, <i>Cladoceren</i> r.
	278—280 »	<i>Potamogeton</i> c, <i>Cladoceren</i> r, <i>Nymphaea</i> rr.
Feinsand.	280—282 »	<i>Potamogeton</i> c, <i>Menyanthes</i> rr, <i>Nymphaea</i> r, <i>Carex</i> rr, <i>Ceratophyllum</i> c, <i>Spongilla</i> cc, <i>Cladoceren</i> c, <i>Daphnia</i> r.

Von der Kiefer wurden in sämtlichen Proben zahlreiche Überreste, wie Nadeln, Samen, Zweige und Pollen, beobachtet, so auch von der Birke Kätzchenschuppen, Blätter, Zweige, Rindenstücke und Pollen.

Die Schlämmung des untersten Horizonts des Torfes ergibt somit, dass auf dem Boden der Osgrube anfangs ein seichter Tümpel vorhanden war, in dem eine *Potamogeton*—*Nymphaea*-Vegetation gedieh. Diese machte später, infolge der fortschreitenden Verseichung des Wassers und des schliesslichen Verschwindens der freien Wasseroberfläche, einer Seggenvegetation Platz, deren Spuren jedoch schon im obersten Teile der untersuchten Zone zu verschwinden scheinen.

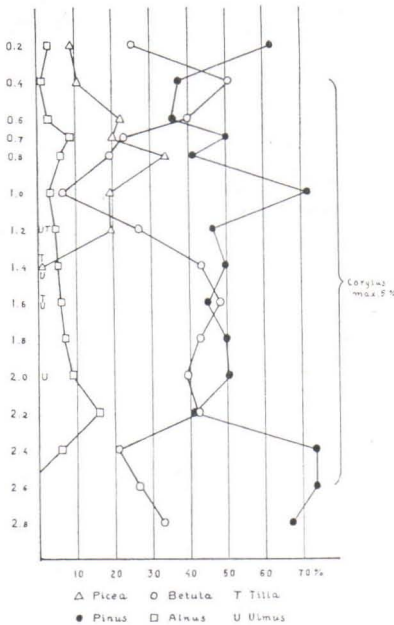
Der Zeitpunkt für die Einwanderung der Fichte ist von verschiedenen Forschern für verschiedene Teile des Landes bestimmt worden. Um das Niveau in der Torfdecke, in welchem die Fichte in die Gegend von Haapamäki eingewandert ist, festzustellen, und dadurch ein weiteres Datum in der absoluten Chronologie zu ermitteln, wurde das ganze Torfprofil einer Pollenanalyse unterzogen. Wie aus

<sup>1</sup> cc copiosissime, c copiose, + sat copiose, r raro, rr rarissima.



beistehendem Diagramme hervorgeht, wandert die Fichte in der Mitte des Profils ein<sup>1</sup>. Da sie ein aus dem Osten kommender Einwanderer ist, und das Vanajavesibecken ein wenig vor 4000 Jahre

(Auer), das Kalajokital etwa 2000 Jahre (Backman) und N-Satakunta etwa 2500 Jahre v. Chr. (Aario) erreichte, ist ihre Ankunft nach Haapamäki schätzungsweise auf etwa 3000 Jahre v. Chr. festzustellen.



Das Pollenspektrum des Torfprofils.

Auf eine Stockung in der Absetzung des Torfes deutet auch sein im bezüglichen Niveau stattfindender Charakterwechsel von ziemlich gut ulmifiziert zu rauh hin. Dies ist im übrigen mit der Blytt — Sernanderschen Theorie der Klimaschwankungen gut im Einklang zu bringen, gemäss welcher dieser Zeitpunkt, also 3000 Jahre v. Chr., in die warme und trockene subboreale Zeit einfällt.

<sup>1</sup> Um diesen ziemlich ungewöhnlichen Umstand, dass die Fichte gerade bei ihrer Ankunft solch eine hohe Frequenz erreichte zu kontrollieren, wurden noch zwei weitere Proben beiderseits des »Eintrittshorizontes« analysiert. In diesen wurden im ganzen (pollenreichen) Präparate gezählt

im Probe aus 130 cm 7 Pollen der Fichte,

» 140 » 3 »  
 » 150 » 0 »

Was das Pollenspektrum im übrigen anbetrifft mögen die Frequenzkurven für sich selbst sprechen. Wegen der Schwierigkeit, auf Grund dieses einzigen Diagrammes stichhaltige Schlüsse zu ziehen, verzichtet der Verf. einen Versuch den Verlauf dieser Kurven genauer zu erklären.

Zu irgendeiner genauer Auffassung betreffs des Alters des Dopplerits kommt man durch diese wenigen und dazu sehr approximativen Daten nicht. Für die Wahrscheinlichkeit, dass die Bildung des Dopplerites an einem sehr frühen Zeitpunkte eingesetzt hat, spricht folgende Überlegung, die auf einem Versuche, das Alter der Spalten zu bestimmen, basiert ist.

Wann sind also diese Spalten entstanden? Erstens können sie nicht allzu jungen Datums sein; das beweist der Umstand, dass die am Nordende der Profilwand befindlichen Verwerfungsrisse, die aller Anschein nach durch dieselben Senkungsbewegungen, welche die Bildung der Doppleritsspalten verursacht haben, entstanden sind, schon mit fester Limonit vollständig ausgefüllt worden sind. Zweitens können sie nicht älter sein als, dass das Torflager bei ihrer Bildung schon eine gewisse Mächtigkeit erreicht hatte. Dies geht daraus hervor, dass keine Pflanzenwurzeln in dieselben eingewachsen sind und dass keine freie Wasseroberfläche mehr Gelegenheit gehabt hat, sie anzuschlämmen. Drittens hängt diese Frage mit der folgenden eng zusammen: Wie ist es überhaupt möglich gewesen, dass wassergefüllte Spalten in einer Feinerde mit der auf S. 101 ersichtlichen Zusammensetzung — eine Erde, die Fliesseigenschaften aufweist (!) — während der zur Doppleritabsetzung nötigen Zeit offen geblieben sind? Wenn man auch annehmen darf, dass hierzu keine besonders lange Zeit nötig gewesen ist, da die zuerst abgesetzte dünne Doppleritsschicht die Zuschlämmung des Spaltes verhinderte, bleibt doch die einzige Erklärung übrig, dass die Spaltenbildung während der kalten Jahreszeit oder wahrscheinlicher im Zusammenhang mit der Frühjahrschmelze, als der Boden noch gefroren war, stattgefunden hat. Der Umstand, dass die Mineralerde gefroren gewesen sein muss, setzt aber seinerseits voraus, dass die Torfschicht zu diesem Zeitpunkte eine gewisse Mächtigkeit nicht hat übersteigen können. Welche diese »gewisse Mächtigkeit« oder m. a. W., wie gross die Tiefe gewesen ist, bis zu welcher der Frost in einem derartigen Moore auf dem Breitengrade von Haapamäki sich erstreckte, ist in Ermangelung diesbezüglicher Untersuchungsergebnisse nicht genauer feststellbar. Nach Rücksprache mit in der Sache initiierten Personen, ist der Verf. jedoch zu der Auffassung gekommen, dass diese Tiefe nicht einmal  $1\frac{1}{2}$  m betragen kann, welches die Mächtigkeit des Torfes bis zum Erscheinen der Fichte ausmacht.

Wenn die Doppleritbildung vor dem Erscheinen der Fichte eingesetzt hat, was mit Rücksicht auf das Obengesagte wahrscheinlich ist, wird die Literaturangabe, dass sie ein äusserst langsam fortschreitender Prozess ist, hiermit bestätigt. Denn nach dieser langen

Zeitperiode liegen nur die untersten wenigen Zentimeter des ganzen 3 m mächtigen Torflagers als »fertig gebildete« vor. Diese Bestätigung über der Langsamkeit des Doppleritbildungsprozesses wird auch nicht durch die Annahme verneint, dass auch sie möglicherweise unter der während der obengenannten Baumvegetationsperiode herrschenden Dürre »gelitten« hat. Dass der Prozess noch in unseren Tagen weiter vorsichgeht, geht aus der Beobachtung der schwarzen Doppleritkolloiden hervor, die längs den infolge der Absenkung des Moores durch die Ausgrabung entstandenen vertikalen Spalten des Torfes hinabsickerten.

#### LITERATUR ÜBER DEN DOPPLERIT.

- a. Sitzungsberichte der math.-nat. Classe der Kaiserl. Akad. der Wissenschaften, Jahrg. 1849, dritter Band, Heft 6—10.
- b. FRÜH, J. J., Über Torf und Dopplerit, Zürich 1883.
- c. — und SCHRÖTER, C., Die Moore der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, III Lieferung, Bern 1904, S. 164—168.
- d. POTONÉ, H., Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Abh. d. Königl. Preuss. geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 55, II, Berlin 1911, S. 35—42.
- e. VOGT, T., Om dopplerit fra Andøen i Vesteraalen. Norsk geologisk tidsskrift, Sjette Bind, Kristiania 1922, S. 217—221.

Vollständige Literaturangaben sind in den unter b, c und d bezeichneten Werken zu finden.

## BEMERKUNGEN ZU DEN ABBILDUNGEN.

### TAFEL IV.

Figg. 1 a und 1 b. — Das Doppleritmoor von Haapamäki. a Torf, der bei a<sub>1</sub> mit Sand vermischt ist, b Grobsand, c Feinsand, d Bänderthon, e glazifluvialer Os-Sand. Bei x die Austrittsstellen des Doppleritganges aus der Profilwand. Die aufrecht stehenden Baumstämme sind von der Grabungsmaschine aufgerichtet worden. Die Latte ist 4 m, das Moor 50 m lang.

### TAFEL V.

- Fig. 1. Die südliche Austrittsstelle des Ganges. Er erstreckt sich senkrecht in die Mineralerde hinein; die Knixe rühren von der terassenweise fortgeschafften Sanderde her. Die Gangmündung ist 5 cm breit.
- Fig. 2. Der Gang am Boden der Sandgrube von herabgerutschtem Torf entblösst. Die Breite beträgt hier etwa ein Paar cm.
- Fig. 3. Die südliche Gangmündung nach einem mitgebrachten Probenstück photographiert. Die Risse im Dopplerite sowie im Torfe sind durch beginnendes Trocknen entstanden.
- Fig. 4 zeigt dasselbe. Man sieht hier, wie Doppleritkolloide durch einen herabgebogenen Strohalm in den Gang befördert sind.
- Fig. 5. Der kleinere Doppleritgang; maximale Breite etwa 1 ½ cm.
-





Fig. 1 a.

Photo. V. Tanner.

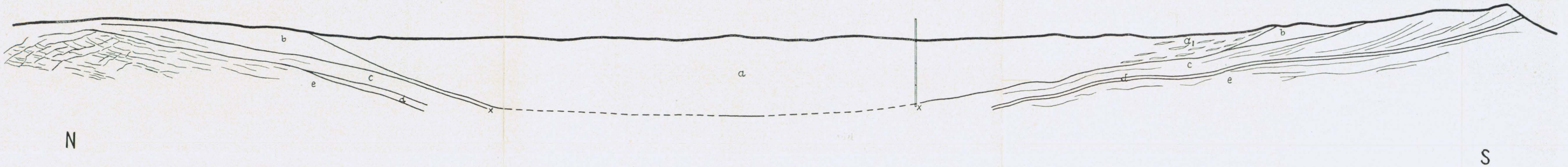


Fig. 1 b.

G. Brander: Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

*G. Brander:* Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland.

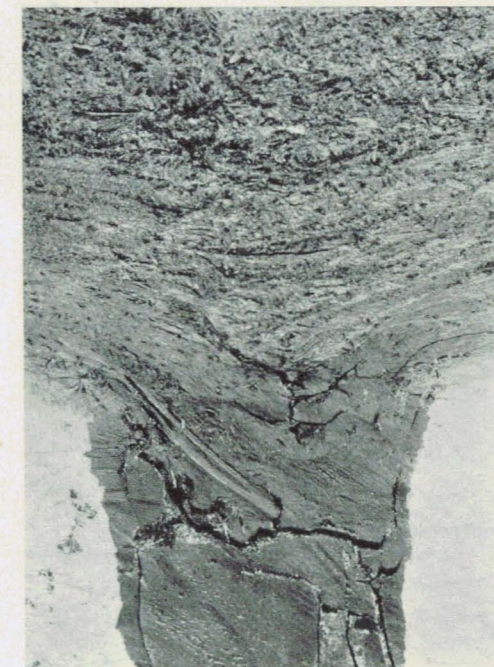


Fig. 4.



Fig. 5.

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 — Helsingfors.**

---