

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 87

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

II

AVEC 48 FIGURES DANS LE TEXTE ET 6 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
JUN 1929

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers 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 87

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

II

AVEC 48 FIGURES DANS LE TEXTE ET 6 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
JUN 1929
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —
SOMMAIRE.

	Siv.
JÄSENLUETTELO — MEDLEMSFÖRTECKNING — LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1928	5
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1928	7
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1928	7
COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1928	8
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1928	9
SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS	13
L. H. Borgström, The kaolin of Cornwall	13
V. Tanner, Anmerkungen zum Vortrage des Herrn H. Väyrynen den 1. Nov. 1928	14
V. Tanner, Anmerkungen zum Vortrage des Herrn E. Mikkola den 13. Dez. 1928	15
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES	17
Matti Sauramo, Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nuckö, Estland	17
Pentti Eskola, Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide zwischen den Bargusin und der oberen Angara in Transbaikalien	37
L. H. Borgström, Ein Beitrag zur Entwicklung der Immersions- methode	58
Aarne Laitakari, Über Mineralbildung längs schmalen Spalten	64
C. E. Wegmann, Note sur la depression axiale d'Åland	71
Walter Wahl, Contributions to the chemistry of igneous rocks II. Eutectics and the crystallization of igneous rocks	78
Walter Wahl, Note on the bearing of eutectic surfaces on cryst- allization-differentiation	96
C. E. Wegmann, Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland	98
Heikki Väyrynen, Über den Chemismus der finnischen Kaolinvor- kommen verglichen mit Verwitterungssedimenten	128
Benj. Frosterus, Anmerkungen zu einem Vortrage und einem Auf- satze von Dr. H. Väyrynen »Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen»	159

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO 31. XII. 1928.
MEDLEMSFÖRTECKNING 31. XII. 1928.
LISTE DES MEMBRES 31. XII. 1928.

- Aarnio, B., fil. tohtori, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
Ailio, J., fil. tohtori, Töölönk. 10, Helsinki.
Aschan, J., bergsingeniör, Estnäsgr. 12, Helsingfors.
Auer, V., fil. tohtori, Fredrikink. 66, Helsinki.
Backlund, H., professor, Upsala, Sverige.
Backman, A. L., fil. doktor, Vilhelmsg. 4, Helsingfors.
Barbour, G. E., professor, 4 Charlotte Square, Edinburgh, Scotland.
Bengelsdorff, G., direktör, Södra Strandvägen 14, Helsingfors.
Blankett, H., bergsråd, Myntg. 1, Helsingfors.
Borgström, L. H., professor, Museig. 3, Helsingfors.
Brander, G., fil. magister, Idrottsg. 16, Helsingfors.
Brenner, Th., fil. magister, Järnvägsstyrelsen, Helsingfors.
Brenner, W., fil. doktor, Bergmansg. 15 B, Helsingfors.
Clopatt, J. A., fil. magister, Lotsg. 11 B, Helsingfors.
Collet, L. W., professeur, Lab. de géologie, Genève, Suisse.
Ehrnrooth, E., fil. magister, Fredsg. 13, Helsingfors.
Enwald, O., tekn. yliopp., Fredrikink. 66 B 21, Helsinki.
Eskola, P., professori, Tehtaank. 7 E, Helsinki.
Forstén, R., ingeniör, St. Robertsg. 36—40 C, Helsingfors.
Frosterus, B., professor, Boulevarden 30, Helsingfors.
Geol.-pal. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel, Schweiz.
Granö, J. G., professori, Kauppiask. 9, Turku.
Grönros, Y., insinööri, Vänrikki Stoolink. 3 A, Helsinki.
Hackman, V., fil. doktor, Parkg. 5, Helsingfors.
Hausen, H., professor, Åbo akademi, Åbo.
Hellaakoski, A., fil. maisteri, Museok. 30, Helsinki.
Järnefelt, H., fil. tohtori, Ritarik. 9 B, Helsinki.
Kokkonen, P., fil. tohtori, Fredrikink. 12, Helsinki.

- Korvenkontio, V. A., fil. maisteri, Eläintiet. museo, Helsinki.
 Kranck, E. H., fil. magister, Engelplassen 5, Helsingfors.
 Laitakari, A., fil. tohtori, Teknillinen Korkeakoulu, Helsinki.
 Leiviskä, I., professori, Museok. 9, Helsinki.
 Lindberg, L., studerande, Åbovägen 31 A 6, Helsingfors.
 Linkola, K., professori, Kasvitiet. puutarha, Helsinki.
 Lokka, L., fil. tohtori, Ehrensvärdintie 4—6 B, Helsinki.
 Lupander, K., studerande, Högborgsg. 24 A, Helsingfors.
 Lönnroth, E., professori, Liisank. 21, Helsinki.
 Metzger, A. A. Th., fil. doktor, Pargas.
 Metzger, C., professor, Jungfrustigen 2 A, Helsingfors.
 Mikkola, E., fil. maisteri, Geol. Toimikunta, Helsinki.
 Min.-petr. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel, Schweiz.
 Mäkinen, E., fil. tohtori, vuori-insinööri, Outokumpu.
 Nordensvan, E. A. O., fil. maisteri, Turuntie 31 A 5, Helsinki.
 Palmunen, M. K., vuori-insinööri, Outokumpu.
 Pehrman, G., fil. doktor, Åbo akademi, Åbo.
 Petra, A. H., fil. maisteri, Juhani Ahon tie 6, Helsinki. († 1. II. 1929).
 Rosberg, J. E., professor, Idrottsg. 6, Helsingfors.
 Ryselin, V., insinööri, Aleksis Kivenk. 17 C, Helsinki.
 Sahlstein, T., ylioppilas, Vironk. 1 B, Helsinki.
 Salminen, A., fil. maisteri, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
 Sauramo, M. R., fil. tohtori, Tunturik. 4, Helsinki.
 Saxén, M. O., fil. tohtori, Temppeilik. 23, Helsinki.
 Sederholm, J. J., professor, Fredriksg. 39, Helsingfors.
 Schjerfbeck, M., fil. magister, Mikaelsg. 10, Helsingfors.
 Sihvonen, V., fil. tohtori, Meritullink. 28—30, Helsinki.
 Soikero, J. N., geologi, Geol. Toimikunta, Helsinki.
 Sundell, I. G., direktör, Skeppareg. 10, Helsingfors.
 Suomalainen, A. J., fil. maisteri, Vaajakoski.
 Talvitie, A. H., insinööri, Helsinki.
 Tanner, V., fil. doktor, ingeniör, Grankulla.
 Toivonen, N. J., fil. tohtori, Vironk. 11 B, Helsinki.
 Tolvanen, V., fil. tohtori, Museok. 23 A, Helsinki.
 Trüstedt, O., fil. doktor, ingeniör, Aurorag. 11, Helsingfors.
 Törnqvist, K. H., insinööri, Lappeenranta.
 Wahl, W., professor, Marieg. 7, Helsingfors.
 Weggmann, C. E., dr. sc., zur Hagar, Schaffhausen, Schweiz.
 Wilkman, W. W., fil. maisteri, Pietarink. 2 C, Helsinki.
 Väyrynen, H., fil. tohtori, Temppeilik. 13, Helsinki.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1928.

Geologisella Seuralla on v. 1928 ollut 8 kokousta, joissa pidettiin 13 esitelmää. Valtioneuvoston myöntämää painatusmäärärahaa on tälle vuodelle saatu 13 000 markkaa. Vuoden kuluessa on toimitettu painoon Seuran julkaisujen 1 numero, 88 siv. (Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 85 (ilmestyi helmikuussa 1929). Seuran päätöksen mukaan annetaan tekijöille 100 kpl. ylipainoksia ilmaiseksi.

Vuoden kuluessa on Seuralla ollut tilaisuus lähettää jäsenensä, fil. maist. *E. H. Kranck* tutkimusmatkalle geologina siinä retkikunnassa, joka fil. toht. *V. Auerin* johdolla syysk. 15 pnä lähti Argentiinaan ja Chileen tutkimaan Etelä-Amerikan suomuodostumia, kvartärisiä ilmastovaihteluita ja kasvillisuuden kehitystä. Osanoton teki mahdolliseksi Valtioneuvoston raha-arpajaisten voittovaroista taroitukseen myöntämät 50 000 markkaa.

Helsingissä, maaliskuussa 1929.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1928.

Geologiska Sällskapet har under året 1928 hållit 8 sammanträden med 13 föredrag. Det av Statsrådet beviljade tryckningsanslaget har i år varit 13 000 mark. Under året har det första numret av Sällskapets meddelanden lämnats till tryckning (utkommit i februari 1929). Enligt Sällskapets beslut erhålla författarna gratis 100 st. särtryck.

Under årets lopp har Sällskapet varit i tillfälle att utsända sin medlem, fil. mag. *E. H. Kranck*, såsom geolog i den expedition, vilken under ledning av fil. dr. *V. Auer* den 15 september begav sig till Argentina och Chile, för att undersöka torvmarker, kvartära klimatväxlingar och vegetationens utveckling i Syd-Amerika. Deltagandet möjliggjordes genom att Statsrådet på Sällskapets framställning beviljade ett anslag på 50 000 mark för ändamålet.

Helsingfors, mars 1929.

COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE EN 1928.

La Société géologique a tenu pendant l'année 1928 8 séances avec 13 conférences. Pour couvrir les frais d'impression le gouvernement a accordé un crédit de 13 000 mk. Le premier numéro des »Comptes Rendus» de la Société fut livré à l'impression pendant l'année (sorti de presse février 1929). La Société a décidé de livrer aux auteurs gratuitement 100 tirages à part.

La Société a eu l'occasion de déléguer un membre, M. *E. H. Kranck*, pour prendre part comme géologue à une expédition, qui se rendit en Argentine et en Chile le 15 septembre pour y étudier sous la direction de M. *V. Auer* les tourbières, les changements du climat et l'évolution de la végétation pendant le quaternaire de l'Amérique du Sud. En accordant à la demande de la Société la somme de 50 000 mk le gouvernement a permis à notre membre d'accompagner l'expédition.

À la fin de l'année 1928, la situation de la Société était la suivante:

Excédent de l'année précédente	13 415: 82
Crédit pour l'impression des C. R.	13 000: —
Intérêts	117: 35
Cotisations	1 460: —
Credit extraordinaire pour contribution aux frais de voyage	50 000: —
	77 993: 17
 Séances	 344: 80
Correspondance	16: 80
Télégrammes	44: 80
Timbres	20: —
Traductions	180: —
Dactylographie	35: 50
Rectifications des manuscrits	110: —
Contribution aux frais de voyage de M. E. H. Kranck	50 000: —
Excédent	27 241: 27
	77 993: 17

Helsinki, mars 1929.

In fidem

E. Mikkola.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1928.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER
ÅRET 1928.
SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE
EN 1928.

Kokous helmik. 9 pñä. — Mötet den 9 febr. — Séance du 9 février.

Puheenjohtaja lausui muutamia muistosanoja Seuran kuolleesta jäsenestä, prof. Wilhelm Ramsaysta, jota kokous kunnioitti seisomaan nousten.

Ordföranden yttrade minnesord till Sällskapets avlidne ledamot, prof. Wilhelm Ramsay, vars minne medlemmarna hedrade genom uppstigning.

Le président évoque en quelques paroles le souvenir du professeur Wilhelm Ramsay, membre de la Société, décédé depuis la dernière séance. L'assemblée se lève à son honneur.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Prof. J. J. Sederholm, Om de yngre prekambrisk formationerna i Fennoskandia. — Sur les formations du précambrien supérieur de la Fennoscandie.

J. J. Sederholm, Ännu några ord om jotnium och om formationsindelningen i Fennoskandia. Geol. För. Stockholm Förh. 51, p. 263, 1929.

Kokous helmik. 23 pñä — Mötet den 23 febr. — Séance du 23 févr.

Esitelmä — Föredrag — Conférences.

Dr. sc. C. E. Wegmann, Tektonik der jüngerer Faltung in Ostfinnland.

C. E. Wegmann, Über die Tektonik der jüngerer Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, N:o 16, 1928.

Prof. L. H. Borgström, Om Cornwalls kaolin. — Sur le kaolin de Cornwall.

Résumé p. 13.

Kokous huhtik. 26 pñä — Mötet den 26 april — Séance du 26 avril.

Puheenjohtaja esitti Seuran puolesta Opetusministeriölle jätetyn kirjelmän, jolla anottiin 50 000 markan avustusta yhden geologin mukaan ottamiseksi fil. toht. V. Auerin Etelä-Amerikan retki-kuntaan.

Ordföranden föredrog en skrivelse, som å Sällskapets vägnar inlämnats till Undervisningsministeriet, med anhållan om ett understöd på 50 000 mark, för att sätta en geolog i tillfälle att deltaga i fil. dr. V. Auers expedition till Syd-Amerika.

Le président fait part d'une lettre adressée au nom de la société au ministère de l'instruction publique, dans laquelle on sollicite la somme de fmk 50 000: —, pour permettre à un géologue de participer à l'expédition de M. Väinö Auer en Amérique du Sud.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm, En knölgranit i Brändö. — Un granite nodulaire de Brändö.

J. J. Sederholm, Nodular granites dans »On orbicular granites etc.», Bull. Comm. géol. Finlande N:o 83, p. 80—82, 1928.

Fil. toht. H. Väyrynen, Magneettikiisun magneettisista ominaisuuksista. — Sur les propriétés magnétiques de la pyrite magnétique.

Heikki Väyrynen, Über die magnetischen Eigenschaften des Magnetkieses. Fennia 50, N:o 41, 1928.

Kokous toukok. 24 pñä — Mötet den 24 maj — Séance du 24 mai.

Fil. maist. E. H. Kranckin ulkomaanmatkan takia valittiin uudeksi sihteeriksi fil. maist. E. Mikkola.

På grund av fil. mag. E. H. Krancks utrikesresa valdes i hans ställe till Sällskapets sekreterare fil. mag. E. Mikkola.

M. E. H. Kranck partant pour l'étranger, M. E. Mikkola est nommé secrétaire.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. W. Wahl refererade ett av Skotlands geologiska undersökning publicerat arbete: Tertiary and Post-Tertiary Geology of

Mull, Loch Aline, and Oban, by E. B. Bailey and others, 1924, med särskilt beaktande av de så kallade »ring-dykes» på ön Mull. — *M. W. Wahl* présente un ouvrage, publié par le Service géologique d'Ecosse: Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull, Loch Aline, and Oban, 1924, by E. B. Bailey and others. Il insiste particulièrement sur le phénomène des »ring-dykes» de l'île de Mull.

Fil. mag. E. H. Kranck, Om en beryll-pegmatit från Uuksu. — Sur la pegmatite à béryl d'Uuksu.

E. H. Kranck, A beryl-bearing pegmatite from Uuksu in Carelia (E-Finland). C. R. Soc. géol. Finlande N:o 1, Bull. Comm. géol. Finlande N:o 85, 1929.

Prof. W. Wahl, Kemiska jämvikter i magmat. — Les équilibres chimiques des magmes.

La communication parait en partie sous le titre: W. Wahl, Contributions to the Chemistry of Igneous Rocks, Fennia 50, N:o 29, 1928. Une autre partie sera publié dans les C. R., voir p. 79.

Kokous lokak. 11 pnä — Mötet den 11 okt. — Séance du 11 octobre.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

C. E. Wegmann, Über die Geologie von Val d'Hérens.

Yliopp. O. Enwald näytti erästä Kuopion läheisyydestä löydettyä hyaliittilohkarettä. — *M. O. Enwald* présente un spécimen d'hyalite, trouvé dans les environs de Kuopio.

Kokous marrask. 1. pnä — Mötet den 1 nov. — Séance du 1 novembre.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Fil. toht. A. Laitakari, Teknillisen Korkeakoulun mineralogis-geologinen laitos ennen ja nyt. — L'institut de minéralogie et de géologie de l'Ecole polytechnique; son état antérieur et actuel.

Résumé dans la Teknillinen Aikakauslehti 1928, N:o 11.

Fil. toht. H. Väyrynen, Petsamon Tunturien geologisesta rakenteesta. — Sur la structure géologique du massif montagneux des Petsamon Tunturit.

La conférence paraitra dans le numéro suivant des C. R.

Discussion: V. Tanner, p. 14.

Kokous marrask. 15 pñä — Mötet den 15 nov. — Séance
du 15 novembre.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. P. Eskola, Mineralifacies-periaatteesta. — Sur le principe des facies minéraux.

P. Eskola, Om mineralfacies. Geol. För. Stockholm Förh. 51, p. 157, 1929.

Fil. toht. H. Väyrynen, Suomen kaoliniesiintymien kemismistä. — Sur la composition chimique des kaolins de la Finlande.

Voir p. 131.

Discussion: *B. Frosterus*, p.

Fil. toht. A. Laitakari näytti Suursaarelta löydettyä, seudun vulkaniseen muodostumaan kuuluvaa hohkakivikappaletta. — *M. A. Laitakari* fait la démonstration d'un bloc de pierre-ponce trouvé sur l'île de Suursaari et provenant des formations volcaniques de cette région.

Kokous jouluk. 13 pñä — Mötet den 13 dec. — Séance
du 13 décembre.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1929, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi prof. *J. J. Sederholm*, varapuheenjohtajaksi fil. toht. *M. Saxén*, sihteeriksi fil. maist. *E. Mikkola* ja tilintarkastaprof. *L. H. Borgström* ja fil. maist. *W. W. Wilkman*. Toimituskuntaan valittiin lisäjäseneksi fil. toht. *M. Sauramo*.

Till funktionärer för år 1929 valdes följande personer: ordförande prof. *J. J. Sederholm*, vice ordf. fil. dr. *M. Saxén*, sekreterare fil. mag. *E. Mikkola* samt revisorer prof. *L. H. Borgström* och fil. mag. *W. W. Wilkman*. Till en ny medlem i redaktionskommittén valdes fil. dr. *M. Sauramo*.

On procède à l'élection du Bureau pour l'année 1929; sont nommés: président *M. J. J. Sederholm*, viceprésident *M. M. Saxén*, secrétaire *M. E. Mikkola*, vérificateurs des comptes *M. L. H. Borgström* et *M. W. W. Wilkman*, membre du comité de rédaction *M. M. Sauramo*.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Fil. maist. E. Mikkola, Glasifluvialisista muodostumista Inarin Lapissa, etenkin Iivalon alueella. — Sur les formations fluvio-glaciaires de la Laponie d'Inari, spécialement de la région d'Iivalo.

Le conférence paraîtra prochainement dans le Fennia.

Discussion: *V. Tanner*, p.15.

SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS.

THE KAOLIN OF CORNWALL.

By L. H. BORGSTRÖM.¹

At the invitation of the Mineralogical Society, the lecturer had taken part in the geological excursion to Cornwall, arranged in connection with the jubilee of the society. He gave an account of the very interesting journey and of the geology of the district. The mining industry has already in older times forwarded the knowledge of minerals and rocks and the study of geological questions. Cornwall is the classical field for the study of such tin veins accompanied by topaze invaded country rock (Greisen) as are in evident connection with granite. Not so generally known is the fact that the granite massives are surrounded by broad areas of contact-metamorphic origin in which occur numerous skarn ores of true contact-ore type and carrying Fe, Cu and Zn. These ores are of far less economic value than the tin veins which often carry high values both in Cu and Sn, but are of great interest to the mining geologist and mineralogist who study the genesis of such ore bodies. The granite is rarely quite unaltered (according to Finnish conception), not even where there are large and deep quarries. Over great areas, the granite is totally kaolinized to a very great depth, in many places to more than 100 metres. It may therefore be questioned whether the kaolinization at all depends on the nearness to the surface. It seems as if the kaolinization in some way would be connected with the formation of topaze. The minerals are chemically nearly related, the fluor in the topaze being replaced by hydroxyl in the kaolinite. Some geologists think that the now kaolinized areas were formerly parts of the granite massive, which contained a small amount of pyrite which influenced and accelerated the weathering of the feldspar to kaolinite. Kaolinized

¹ Lecture 23 February 1928.

granite, containing from 15 % to 25 % kaolin is mined in immense quarries by hydraulic mining. The kaolin is separated by washing from the quartz and the mica of the rock and sold as china clay, of which a quite important quantity is shipped to Finland.

ANMERKUNGEN ZUM VORTRAGE DES HERRN H. VÄYRYNEN:
 ÜBER DIE GEOLOGISCHE STRUKTUR DER FJELDGRUPPE
 PETSAMON TUNTURIT, DEN 1. NOV. 1928.

Von

V. TANNER.

Herr TANNER fand, dass der Zeitpunkt für eine wissenschaftliche Lösung der komplizierten tektonischen Probleme in den Bergen von Petsamo vielleicht noch nicht gekommen sei. Die Lösung hat einen wesentlichen Einfluss auf die jetzt aktuelle Frage der Erze.

Nach der Behauptung des Vortragenden sollen die Petsamoberge ihren jetzigen Bau durch Ueberschiebungen, welche von S. nach N. gerichtet waren, erhalten haben. Irgend ein Beweis wurde vom Votr. nicht beigebracht, am wenigsten z. B. für die auf den Profilen dargestellten, recht regelmässigen Luftsättel, welche durch die angenommenen Ueberschiebungen auf einander gestappelt wurden. Der Votr. scheint diese ausschliesslich auf die petrographische Struktur der Schiefer zu gründen: In manchen Fällen findet man in ihnen eine Struktur, welche stark an Warwigkeit erinnert. In den ersten Jahren wurde mit diesem Gedanken dort oben gearbeitet. Es zeigten sich jedoch so viele Widersprüche, dass die Ansicht aufgegeben werden musste.

Es ist einigermassen befremdend, dass der Votr. in seiner Darstellung von der Altersfolge der Gesteine vollständig abstrahiert. Diese scheint dem Sprechenden von grosser Bedeutung für das Studium der Erze. Dass der Votr. die Altersfrage unterdrückt hat, kann nur auf seiner Auffassung, dass die Erze in keiner direkten Verbindung mit den Peridotiten stehen, beruhen. In Bezug auf die Genese der Erze sind also die Ansichten des Votr. und die der anderen Geologen, welche die Vorkommen besucht haben, vollständig verschieden. Der Votr. behauptete, dass die Erzbildung an den Ueberschiebungen aufgetreten sei. Infolge des Schwefeldampfdruckes hätte sich Pyrit bilden sollen, wenn das Erz eine magmatische Ausscheidung

wäre; da dies nicht der Fall ist, glaubt der Vortr., das die Erze sich nicht aus dem Peridotitmagma ausgeschieden haben. Da der Vortr. behauptet, dass das Erz gleichzeitig mit der Ueberschiebungsbewegung von S. nach N. eindrang, muss man daraus schliessen, dass die topographische Verknüpfung von Erz und Peridotit nach ihm auf einem reinen Zufall beruht; d. h., dass seine Ueberschiebungen hier gerade in der Nähe der Peridotite durchstreichen. Man fragt sich, warum das Erz dann gerade nur auf einer dieser Ueberschiebungsebenen und nicht auch auf den anderen, vom Vortr. angenommenen Ueberschiebungsebenen auftritt. Der Vortr. betonte, dass die langen Erzkörper auf den Rücken der Ueberschiebungsfalten liegen. Untersucht man daraufhin die Profile des Vortr., welche *längs* der Ueberschiebungsrichtung und *senkrecht* zum Berghange gelegt waren und als Querprofile bezeichnet wurden, so muss man sich wundern, warum die Erzlinsen sich dann nicht *längs* des Berghanges erstrecken.

Nach der Meinung des Sprechenden hat der Vortr. keine Beweise oder Tatsachen angeführt, welche uns dazu zwingen würden, die bisherige Arbeitshypothese, welche für die Prospektierungsarbeiten leitend war, aufzugeben. Wir gingen nämlich davon aus, dass die nickelhaltigen Kiese auch in dieser Gegend sich aus dem Peridotitmagma ausschieden. Darum war die Aufgabe in der Praxis, längs den Kontakten des Peridotites nach Erz zu suchen. So weit man bis jetzt beurteilen kann, bildeten sich nur an den Kontakten Kiese, welche man im praktischen Leben als Erze bezeichnen kann. Die in den Schiefen verteilten Kiesmineralien, sowie der Magnetkies, welchen man in Brekzien ausserhalb der Peridotitkontakte antrifft, haben sich bis jetzt nickelfrei gezeigt und bilden keine eigentlichen Erze.

Herr HAUSEN glaubte sich nach den Ausführungen des vorherigen Redners nicht weiter aussprechen zu müssen, sondern schloss sich der Auffassung Herrn TANNER's an.

ANMERKUNGEN ZUM VORTRAGE DES HERRN E. MIKKOLA: ÜBER
DIE GLAZIFLUVIALEN BILDUNGEN IN INARI-LAPPLAND,
DEN 13. DEZ. 1928.

Von

V. TANNER.

Herr TANNER, welcher im J. 1914 (B. C. G. F. N:o 38, S. 445—654, 723—787) die Hauptzüge der glazifluvialen Erosionserscheinungen

nungen in den Gegenden der Wasserscheiden des Lapplandes geschildert hat, beglückwünschte den Votr. zu den durch seine topographischen Detailstudien der Trockentäler und Erosionszonen erreichten Resultaten.

Die gegebene Schilderung der Ablagerungserscheinungen im Iivalo-tale haben ein besonderes Interesse. Sie deuten darauf, dass unterhalb der Palsinoja-Mündung eine schwache Transgression einer spätglazialen Wasserfläche stattgefunden hat. Die Verhältnisse im unteren Teile des Iivalo-tales sollten deshalb einer systematischen Untersuchung der Ablagerungs- und Höhenverhältnisse unterworfen werden, um dieses zu bestätigen. Liegt hier wirklich eine Transgression vor, kann sie nur vom finiglazialen *Yoldia*-Meere herrühren. Dass die Delta-ablagerungen unter subarktischen Klimaverhältnisse stattgefunden, beweist schon LINDBERGS Fund von *Dryas*-blättern in den Bändertonen des Iivalo-deltas.

Unzweifelhaft wäre es lohnend, das vom Votr. geschilderte Os mit dem Erosionszyklus in Verbindung zu stellen, denn hierdurch könnte man sicher wichtige Erläuterungen zur Genesis dieses Oses erhalten.

KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES.

I.

ZUR KENNTNIS DER GEOLOGIE
VON WORMS UND NUCKÖ,
ESTLAND.

Von

MATTI SAURAMO.

INHALT.

	Seite
Einleitung	19
Das Relief und die Quartärbildungen	20
Die Aufschlüsse und die Stratigraphie	22
Die Versteinerungen	24
Lithologisches	27
Rakvere-(Wesenberg-) Stufe	27
Saaremoisa-(Lyckholm-) Stufe	28
Porkuni-(Borkholm-) Stufe	31
Über die Sedimentationsbedingungen der Kalksteine	32
Literatur	35

EINLEITUNG.

Unsere Kenntnisse über den Bau des anstehenden Berggrunds der an der Nordwestküste Estlands liegenden Insel Worms und der Halbinsel Nuckö (Fig. 1) basiert hauptsächlich auf den Untersuchungen FR. SCHMIDTS, des Altmeisters der geologischen Forschung in den ostbaltischen Ländern (1858, 1881, 1885, 1894, 1898, 1901). Vor SCHMIDT ist die Geologie der genannten Gegend eingehender, auf Grund eigener Beobachtungen von A. v. OSERSKY (1844) behandelt worden. Er machte Beobachtungen über Quartärbildungen, u. a. Findlinge, Strandwälle, sowie über die Regression des Meeres. Ferner zählt er eine grosse Menge Fossilien auf, die er selber in mehreren Kalksteinbrüchen gesammelt hat. Von früheren Forschern, die die fragliche Gegend untersucht haben, erwähnt er ENGELHARDT, EICHWALD und ULPRECHT, dessen Name speziell mit dem bekannten Fossilfundplatz von Lyckholm verknüpft ist.

Es ist möglich, dass E. KOKEN auf seinen Forschungsreisen nach den ostbaltischen Ländern 1895 und 1897 auch das in Rede stehende Gebiet besucht hat, da er (1925) bemerkt, dass er in Sutlep, gegenüber Nuckö, einige Fossilien aufgelesen habe. Von der jetzigen Geologengeneration hat keiner, abgesehen von dem kurzen Besuche CURT TEICHERTS, geologische Forschungen auf Worms und Nuckö ausgeführt. Aus diesem Grunde empfahlen die Herren Dr. A. ÖPIK und Dr. A. TAMMEKANN diese geographisch einheitliche Gegend als geeignetes Studienobjekt dem Unterzeichneten, der sich am Ausgang des Sommers 1928 einige Wochen reserviert hatte, um an irgend-einem Platze die paläozoischen Ablagerungen Estlands genauer kennen zu lernen. Das von mir gesammelte Material wurde in demselben Sommer im Geologischen Kabinett der Universität Dorpat behandelt. Bei der Bestimmung der makroskopischen Fossilien wurde ich von den Herren Dr. A. ÖPIK und Dr. ORVIKU unterstützt. Die petrographische Untersuchung der Gesteinsproben wurde in Helsinki ausgeführt, wobei mir Herr Dr. E. WEGMANN von der Universität zu Neuchâtel wertvolle Hinweise auf die neuere sediment-petrographische Literatur gegeben hat. Von ihm habe ich auch Vergleichsmaterial

aus der Schweiz und von Åland erhalten. Allen genannten Herren Geologen spreche ich meinen besten Dank aus.

DAS RELIEF UND DIE QUARTÄRBILDUNGEN.

Worms und Nuckö sind, wie das nahe estländische Festland, in bezug auf ihr Relief ebenes Plateau, das sich nur 8—10 m über den Meeresspiegel erhebt. Die Ebenheit rührt bekanntlich von der Natur des anstehenden Berggrundes her, paläozoischer Ablagerungen, die ihre ursprüngliche horizontale Lage fast beibehalten haben und nur

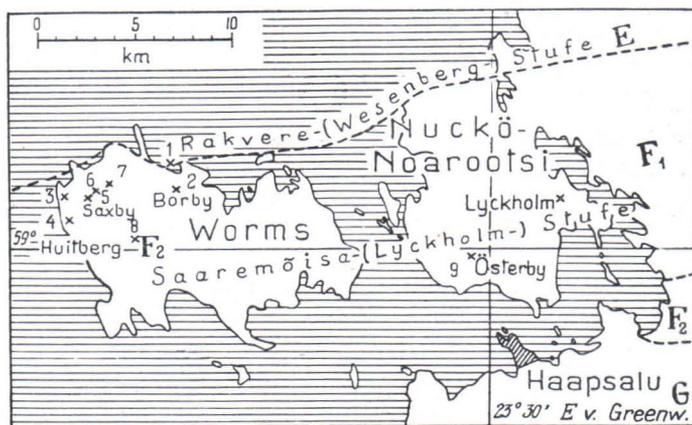


Fig. 1. Das Untersuchungsgebiet.

wenig, etwa 2—3 m auf 1 km, nach SE geneigt sind. Das Plateau steigt sehr sanft, ohne das steile Kliff, den Glint, der im allgemeinen für die Nordküste von Estland charakteristisch ist, über den Meeresspiegel an. Auch in den inneren Teilen der Inseln finden sich im Felsgerüst keine Stufen. Die einzige durch dieses verursachte Erhebung ist, mitten auf Worms, der Huitberg, der einen unbedeutenden Erosionsrest aus härterem Kalkstein darstellt.

Alle übrigen kleineren Züge des Reliefs beruhen auf Quartärbildungen, und sie sind sehr geringfügig. Der Boden ist auf weite Erstreckungen ganz eben, was sich zum grossen Teil daraus erklärt, dass der Untergrund unter einer ebenen, im allgemeinen bloss etwa 0.5 m mächtigen und noch dünneren Bodendecke verbleibt. In der östlichen Hälfte von Worms dehnt sich weithin Sand aus, dessen Mächtigkeit in manchen Brunnen bis 10 m gefuneeen worden ist.

Die bemerkenswerteste Erhebung auf Worms ist ein mitten über die Insel hin, an der westlichen Grenze des ebenerwähnten Sandgebietes von SSE nach NNW verlaufender Os. Er stellt einen schönen ununterbrochenen Rücken dar, der sich 3—6 m über die Umgebung erhebt. Sein Material ist an den meisten Stellen Geröll, der petrographischen Zusammensetzung nach fast ausschliesslich Kalkstein.

Auf Nuckö zieht sich von Österby bis Paschlep ebenfalls ein unbedeutender Rücken hin, dem der Weg unausgesetzt folgt. Diese Bildung baut sich jedoch vorzugsweise aus Moräne auf. Sortiertes Geröll ist nur an wenigen Stellen zu sehen.



Fig. 2. Meeresstrand bei dem Leuchtturm von Saxby, Worms, mit den Strandwällen und dem blossgelegten Gesteinsuntergrund im Wasserniveau.

Eine weitere Abwechslung bringen in die Oberflächengestaltung die Strandwälle. Diese finden sich am zahlreichsten auf der W- und NW-Seite von Worms. Ihre Entstehung lässt sich gegenwärtig am westlichen Ufer der Insel, zwischen dem Leuchtturm von Saxby und Förby, verfolgen (Fig. 2). Hier tritt der anstehende Kalkstein gerade am Wasserrand und unterhalb desselben zutage. Die Abrasion benagt das Felsgerüst und löst ein Stückchen nach dem anderen aus ihm heraus. Gewiss helfen auch die Frostwirkungen bei der Zerkümmerung des Kalksteines mit. Die losgelösten Stücke werden durch den Wellenschlag abgenutzt, zerkleinert, und schliesslich sind sie soweit, dass sie bei stärkerem Wellenschlag so hoch und weit auf das Land geschleudert werden können, dass die zurückkehrende Welle sie nicht wieder mit sich zu nehmen vermag. Das Ufer wird überall von einem durch die Brandung akkumulierten Geröllwall

gesäumt, der in der Weise anwächst, dass neues Material seewärts von dem früheren aufgeworfen wird. Die früheren Wälle bleiben infolgedessen ganz ausserhalb der Einwirkung des Wellenschlags. Abgesehen davon, dass sie sich weiter weg befinden, liegen sie auch um so höher, je älter sie sind (Fig. 2). Dies beruht auf der fortgesetzten Regression, die ihrerseits durch die Landhebung verursacht wird. Wir haben also hier denselben Komplex von Strandwällen, doch in kleinerem Massstabe, den A. ÖPIK (1927) aus Odensholm beschrieben hat.

An dem in Rede stehenden Ufer kann man in einem gewissen Grade konstatieren, wie schnell der Strandwall an Breite zunimmt. Während des Weltkrieges waren an dem Ufer Truppen stationiert, die natürlich allerhand Bedarfsgegenstände erhielten, darunter solche, die in Holzwolle und andere weiche Stoffe verpackt waren. Diese sind am Ufer zurückgelassen worden, und die Brandung hat sie mit Steinen an den Strandwall geworfen, wo sie jetzt als Bestandteile einer eigenen bestimmten Zone 0.5—1 m vom Aussenrand des Walles landeinwärts anzutreffen sind.

Die alten Strandwälle bedecken sich mit Vegetation, zuerst mit Flechten, darauf mit Moosen und schliesslich mit Wald. Die höchsten Wälle von Worms im Dorfe Saxby steigen 4.5 m auf. Sie stammen also aus dem späten Postglazial, aus den letzten Jahrtausenden. Da das Litorinaufer in diesen Gegenden nach RAMSAY etwa 22—24 m hoch liegt, kann man berechnen, dass die 10 m hohen Stellen der Insel im ersten Jahrtausend v. Chr. über den Meeresspiegel aufzutauchen begonnen haben.

DIE AUFSCHLÜSSE UND DIE STRATIGRAPHIE.

Es kommen auf Worms und Nuckö folgende paläozoische Ablagerungen vor: 1) der oberste Teil des Mittel-Ordoviziums, die Rakvere-(Wesenberg-) Stufe, E, sowie das ganze Ober-Ordovizium, (2) die Saaremoisa-(Lyckholm-) Stufe, F₁, und die Porkuni-(Borkholm-) Stufe, F₂. Auf der Karte Fig. 1 ist die regionale Ausbreitung jeder einzelnen Stufe zu verfolgen.

Beobachtungen über die genannten Ablagerungen habe ich im ganzen an zehn Stellen gemacht. Von diesen sind vier natürliche und die übrigen künstliche Aufschlüsse.

Von den ersteren liegt die Beobachtungsstelle 1 (auf der Karte Fig. 1) im Dorfe Borby, am Meeresufer, am Wasserrand, und sie ist die einzige Lokalität, wo die Stufe E in dem Gebiet konstatiert wurde. In dem grössten Aufschluss, an der W-Küste von Worms, von dem schon auf Seite 7 die Rede war, kommt Stufe F₁ im Niveau des

Meeresspiegels über 2 km weit zum Vorschein. Da das Ufer ziemlich senkrecht gegen die Neigungsrichtung der Schichtenfolge verläuft, entblösst sich da die Stufe F_1 in 5—6 m Mächtigkeit. Das Nordende des Aufschlusses, bei dem Leuchtturm (3), nenne ich im folgenden Saxby Strand N, den südlichen Teil (4) Saxby Strand S.

Ein vierter Aufschluss ist die obenerwähnte Erhebung Huitberg im mittleren Teil der westlichen Hälfte von Worms (8), Stufe F_2 vertretend.

Von den künstlichen Aufschlüssen ist Saxby Westerlund (5) ein Brunnen mit einer Tiefe von 6.5 m; sein Grund liegt 2 m unter und sein oberer Rand 4.5 m über dem Meeresspiegel. Saxby Dorf (6) ist eine kleine, 1.5 m tiefe Grube, deren Boden sich etwa 3 m über dem Meeresspiegel befindet. Der Steinbruch von Kerslätt (7) liegt in demselben Niveau, während sich der kleine in Borby (2) gefundene Aufschluss nur umg. 1 m über den Meeresspiegel erhebt. Die von mir auf Nuckö untersuchten Gruben W von dem Dorfe Österby (9) und etwa 0.5 km NW von dem Gutshof Lyckholm (10) sind von ähnlicher Art wie diejenigen in Saxby.

Von den früher durch ihren Fossilreichtum berühmten Steinbrüchen von Lyckholm (Saaremoisa), nach denen die Stufe F_1 ihren Namen trägt, liegen die einen jetzt unter Wasser, während die anderen zugewachsen sind. Man hätte umfangreiche Schürfe ansetzen müssen, um ein brauchbares Profil zu erhalten. Sie sind nämlich seit dem Weltkrieg nicht in Betrieb gewesen. Ebenso verhält es sich in Magnushof auf Worms. Auch aus den ziemlich grossen Steinbrüchen von Saxby werden nur wenig Steine genommen, weil sich das Brennen und die Ausfuhr von Kalk, womit sich die Inselbewohner früher beschäftigten, nicht mehr rentiert.

Da es in dem Gebiet keinen einzigen grösseren Aufschluss gibt, in dem alle Ablagerungen oder auch nur ein Glied derselben als Ganzes zu sehen wäre, muss man sich begnügen, die stratigraphischen Verhältnisse bloss mit Hilfe dieser zerstreuten Beobachtungen zu behandeln. Aus diesen geht hervor, dass der unterste Teil der Ablagerungen, die Rakvere-(Wesenberg-) Stufe an der Nordküste von Worms im Dorfe Borby, etwas unterhalb des Meeresspiegels zutage tritt.

Früher ist konstatiert worden, dass sich die Rakvere-(Wesenberg-) Stufe von E nach W nur bis zur Küste von Estland ausdehnt, und SCHMIDT glaubte, dass sie weiter im W ganz fehlte. Später wurden davon jedoch lose Steine auf den Inseln der Ostsee angetroffen, und 1927 stellte ÖPIK sie nach freundlicher Mitteilung auch anstehend auf der nördlichen Landzunge von Dagö fest. Da sie nun

auch an der Nordküste von Worms hervortritt, darf man mit grosser Wahrscheinlichkeit behaupten, dass sie sich wenigstens primär zusammenhängend durch das ganze ostbaltische Gebiet erstreckt. — Auf ganz Worms kommt sie allgemein in losen Moränenblöcken vor.

Das Auftreten der Porkuni-(Borkholm-) Stufe auf Worms ist bisher gleichfalls unbekannt gewesen. Der Huitberg, aus äusserst hartem, kristallinem Kalkstein bestehend, ist ein deutlicher Erosionsrest einer früher weiter ausgedehnten Ablagerung. Er ist eine Korallenbank, die sich gerade wegen ihrer Härte, hier wie beispielsweise auf Gotland, besser als ihre Umgebung gegenüber den angreifenden Agentien hat behaupten können.

Sonst überall auf Worms und Nuckö kommt die Saaremoisa-(Lyckholm-) Stufe vor. In den Aufschlüssen von Saxby tritt sie in 8—9 m Mächtigkeit zutage. Es handelt sich offenbar nur um den untersten Teil dieser Stufe. Ihre Gesamtmächtigkeit lässt sich mit Hilfe des zur Porkuni-(Borkholm-) Stufe gehörenden Vorkommens im Huitberg (8) schätzen. Diese mehrfach erwähnte Lokalität liegt etwa in der Ebene der 10 m-Isohypse und 4 km südlich der Grenze, bei der der Wesenberger Kalk an den Meeresspiegel kommt. Vorausgesetzt, dass die Neigung der Schichten 2 m auf 1 km beträgt, ergeben sich für den senkrechten Abstand der Stufen E und F₂ ca. 18 m (10 + 8 m), was also die Mächtigkeit der ganzen Lyckholm-Stufe bezeichnen würde. BEKKER (1925) nennt als Mächtigkeit des unteren Teils 8.5 m und als Mächtigkeit des oberen Teils 8 m, nach SCHMIDT (1881) ist die Gesamtmächtigkeit der Stufen ca. 15 m. Die obige Schätzung weicht also nicht sehr von den Ergebnissen ab, die anderswo durch direkte Messungen gefunden worden sind.

DIE VERSTEINERUNGEN.

Unter den von dem Verfasser aufgelesenen Versteinerungen konnten folgende bestimmt werden.

B o r b y.

Lingula quadrata Eichw.

Nicolella actoniae (Sow.)

S a x b y S t r a n d N.

Chasmops eichvaldi Schmidt

Discoceras antiquissimus

Encrinurus seebachi Schmidt

(Eichw.)

Illiaenus angustifrons Holm

Endoceras vertebrale Schm.

Illiaenus roemeri Volb.

Ortoceras chlatrato-annullatum

Cyrtoceras sp.

Roemer

<i>Ortoceras sinuoso-septatum</i> Krause	<i>Sowerbyella schmidti</i> (Törnquist)
<i>Phragmoceras</i> sp.	
<i>Bucania radiata</i> (Eichw.)	<i>Sowerbyella sericea</i> (Sow.)
<i>Euomphalus</i> sp.	<i>Porambonites gigas</i> Schmidt
<i>Eotomaria notabilis</i> (Eichw.)	<i>Rafinesquina semipartita</i> Roemer.
<i>Holopea ampullacea</i> Eichw.	<i>Triplecia insularis</i> (Eichw.)
<i>Murchisonia insignis</i> (Eichw.)	<i>Halysites escharoides</i> Lamarck
<i>Palaeomphalus laminosus</i> Ko.	<i>Heliolites dubia</i> Schmidt
<i>Subulites gigas</i> Eichw.	<i>Heliolites inordinata</i> Sow.
? <i>Worthenia estona</i> (Eichw.)	<i>Heliolites placenta</i>
<i>Modiola</i> sp.	<i>Petraia silurica</i> Dyb.
<i>Clitambonites sinuata</i> (Pahlen)	<i>Streptelasma corniculum</i> Hall
<i>Clitambonites verneuili</i> (Eichw.)	<i>Streptelasma europaeum</i> Roemer
<i>Hebertella solaris</i> (v. Buch)	<i>Diplotrypa petropolitana</i> (Nicholson)
<i>Leptaena tenuistriata</i> (Sow.)	
<i>Lingula quadrata</i> Eichw.	<i>Graptodictya obliqua</i> Bassler
<i>Nicolella actoniae</i> (Sow.)	<i>Koremograptus fibratus</i> Bulman
? <i>Orthis sadewitzensis</i> Roemer	(1927)
<i>Platystrophia biforata</i> (Schlth.)	

Saxby Strand S

<i>Chasmops eichwaldi</i> Schmidt	<i>Triplecia insularis</i> (Eichw.)
<i>Isotelus platyrhachis</i> (Steinhardt)	<i>Halysites catenularia</i> Linn.
<i>Discoceras antiquissimus</i> (Eichw.)	? <i>Halysites labyrinthica</i> var.
<i>Palaeomphalus laminosus</i> Ko.	Schmidt.
<i>Clitambonites verneuili</i> (Eichw.)	<i>Syringophyllum organum</i> Linn.
<i>Nicolella actoniae</i> (Sow.)	<i>Diplotrypa petropolitana</i> (Nicholson)
<i>Platystrophia biforata</i> (Schlth.)	

Saxby Westerblom.

<i>Conularia</i> sp.	<i>Sowerbyella schmidti</i>
<i>Worthenia estona</i> (Eichw.)	Törnquist
<i>Dalmanella</i> sp.	

Saxby Dorf.

<i>Murchisonia</i> sp.	<i>Schuchertella pecten</i> Linn.
? <i>Subulites</i> sp.	<i>Halysites catenularia</i> Linn.
<i>Clitambonites verneuili</i> (Eichw.)	<i>Syringophyllum organum</i> Linn.
<i>Dalmanella</i> sp.	<i>Acestra subularis</i> Roemer
<i>Hebertella solaris</i> (v. Buch)	

Ker sl ä t t.

<i>Illaeus romeri</i> Volb.	<i>Sowerbyella schmidti</i> (Törn- quist)
<i>Discoceras antiquissimus</i> (Eichw.)	<i>Halysites catenularia</i> Linn.
<i>Murchisonia</i> sp.	<i>Diplotrypa petropolitana</i> (Nichol- son)
<i>Palaeomphalus laminosus</i> Ko.	
<i>Subulites</i> sp.	
<i>Worthenia estona</i> (Eichw.)	

H u i t b e r g.

<i>Illaeus romeri</i> Volb.	<i>Halysites escharoides</i> Lamarck
<i>Atrypa mariginalis</i> Dalman	<i>Halysites catenularia</i> Linn.
<i>Leptaena acuteplicata</i> Schmidt	<i>Syringophyllum organum</i> Linn.
<i>Nicolella actoniae</i> Sow.	

Auf Worms kommen nach Angaben von SCHMIDT noch hinzu: *Lichas angustata* Beur., *Illaeus linnarssonii* Holm, und nach KOKEN: *Bucania cornu* Ko., *Salpingstoma dilatatum* Eichw. und *Worthenia soluta* Ko.

L y c k h o l m.

<i>Discoceras antiquissimus</i> (Eichw.)	<i>Dictyonema lonsdalei</i> Schrenk.
<i>Ortoceras chlatrato-annullatum</i> Roemer	<i>Lingula quadrata</i> Eichw.
? <i>Eotomaria notabilis</i> (Eichw.)	<i>Platystrophia biforata</i> (Schloth.)
<i>Holopea ampullacea</i> Eichw.	<i>Sowerbyella sericea</i> (Sow.)
<i>Modiola</i> sp.	? <i>Strophomena</i> sp.
<i>Hebertella solaris</i> (v. Buch)	<i>Halysites escharoides</i> Lamarck
<i>Nicolella actoniae</i> (Sow.)	<i>Halysites catenularia</i> Linn.
<i>Sowerbyella sericea</i> Sow.	<i>Streptelasma europaeum</i> Roemer
<i>Rafinesquina semipartita</i> (Roemer).	<i>Syringophyllum organum</i> Linn.
	<i>Dictyonema lonsdalei</i> Schrenk.

Lyckholm hat noch folgende Versteinerungen geliefert: *Chasmops eichwaldi* Schmidt, *Bucania cornu* Ko., *Bucaniella conspicua* Ko., *Eotomaria chamaeconus* Ko., *Euomphalus carinifer* Ko., *Helcion Lyckholmensis* Ko., *Megalomphala crassa* Ko., *Palaeacmea humilis* Ko., *Salpingstoma dilatatum* Eichw., *Subulites subula* Ko., *Worthenia esthona* Ko., *Worthenia silurica* (Eichw.) mut.

Ö s t e r b y.

<i>Encrinurus seebachi</i> Schmidt	<i>Eunema rupestre</i> v. <i>sulcifera</i> Eichw.
<i>Proetus</i> sp.	
<i>Ortoceras</i> sp.	<i>Leptaena tenuistriata</i> Sow.

LITHOLOGISCHES.

Rakvere-(Wesenberg-) Stufe.

Das Gestein ist auf Worms, wie anderswo in dieser Stufe, dicht, hart und von Farbe hellgrau, wodurch es an den lithographischen Kalkstein erinnert. Die einzige von mir beobachtete Versteinerung, *Cyclocrinus*, kommt spärlich vor.

Die mikroskopische Untersuchung lässt erkennen, dass sich der dichte Kalkstein dieser Stufe hauptsächlich aus zu zwei verschiedenen Grössenklassen gehörigen Bestandteilen aufbaut: (1) aus einer Grundmasse und (2) aus grösseren Kalzitkristallen. (Siehe Tafel I, 1.) Die Grösse der letzteren schwankt zwischen 0.03 und 0.05 mm. Ihrer Form nach sind es idiomorphe, nach verschiedenen Richtungen orientierte Rhomboeder, die sich im allgemeinen gleichmässig auf die Grundmasse verteilen. Stellenweise gruppieren sie sich jedoch unmittelbar aneinander zu 0.3—0.5 mm, ja zu 13 mm grossen Kugeln, die gewissermassen Körner einer dritten Grössenklasse bilden. Die Grundmasse ist grau, und in ihr lassen sich bei stärkerer Vergrösserung nur ungenau die Körner der Bestandteile unterscheiden. Abgesehen von dem obenerwähnten *Cyclocrinus*, waren in den von mir untersuchten Präparaten keine Fragmente von Organismen in dem Material zu erkennen. Schwefelkies ist in dem Gestein spärlich enthalten.

Die chemische Analyse zeigt, dass das Gestein über 97 % Carbonate enthält, davon annähernd 94 % CaCO_3 und 3.6 % MgCO_3 .

Tabelle 1.

Analysator: L. LOKKA.

	1	2	3	4
Unlöslich.....	2.54 %	3.30 %	21.16 %	0.82 %
Fe_2O_3 , Al_2O_3 , usw.	0.52 %	0.36 %	3.08 %	0.30 %
CaO	52.46 %	53.12 %	37.18 %	55.08 %
MgO	1.72 %	0.47 %	4.35 %	0.27 %
Glühverlust.....	43.04 %	42.52 %	33.80 %	43.61 %
	100.28 %	99.77 %	99.57 %	100.08 %

1. Borrby, 2. Saxby Dorf, 3. Saxby Westerblom, 4. Huitberg.

Ich habe diesen dichten Kalkstein mit einer Probe aus Schaffhausen verglichen, welche den Horizont von Malm (Portlandien), d. h. denselben wie der bekannte lithographische Kalkstein von Solnhofen vertritt. Zwischen diesen ist in sofern ein Unterschied zu be-

merken, als die Grundmasse bei dem Schaffhausener Kalkstein viel feinkörniger ist und die darin spärlich vorkommenden grösseren Kalzitkristalle nicht idiomorph, sondern rund sind. Ferner findet man darin einige wenige Fragmente von Organismen. Die feine Schichtung ist besser als in dem Gestein von Worms zu sehen.

Ein zeitlich und räumlich näherstehendes Vergleichsobjekt bieten gewisse von den losen Blöcken, die auf Åland gefunden worden sind. Über diese findet sich die erste bekannte Erwähnung bei F. J. WIK, später wurden sie dort von mehreren Geologen (METZGER 1927) aufgesammelt. Der Mutterfels der Blöcke liegt, wie man angenommen hat, auf dem Boden der Ostsee. Neuerdings ist dieser ordovizische Kalkstein auch anstehend an dem Lumparfjärd, unter dem Wasserspiegel konstatiert worden (KULLING 1927, METZGER 1927), doch ist das Vorkommen noch nicht näher untersucht.

Es ist festgestellt, dass von den Blöcken die einen die Stufe E und andere die Stufe F_1 vertreten. Die ersteren sind in ihrem mikroskopischen Bau feinkörniger als der Kalkstein von Worms. In manchen Blöcken sieht man zugleich eine feine Schichtung von der Art wie in dem Plattenkalk von Schaffhausen.

S a a r e m o i s a-(L y c k h o l m-) S t u f e.

Über den Bau der Lyckholm-Stufe äussert sich SCHMIDT (1881), wie folgt: »Oft lassen sich zwei Gesteinsarten neben einander beobachten: ein weisser, dichter, kieselreicher Kalk, ähnlich dem Wesenberg, mit wenig Korallen, und ein grauer, mergeliger Kalk, der stellenweise voller Korallen ist. Der erstere scheint unten zu liegen, wie Beobachtungen bei Turwast unter Piersal und bei Palloküll auf Dago gezeigt haben.»

Faziesveränderungen lassen sich auch auf Worms beobachten. An der Beobachtungsstelle Saxby Strand N wird von der in Rede stehenden Stufe der unterste Teil sichtbar, und dieser ist weisser, ziemlich harter Kalkstein, während das Gestein an der Beobachtungsstelle Saxby Strand S, wo dieselbe Stufe weiter oben auftritt, grau und mergeliger ist. In dem Stein finden sich reichlicher dünne Tonschichten, und der zwischen diesen liegende Kalkstein zerfällt am Ufer in kantige Stücke.

Blaugrau und noch tonreicher ist das Gestein bei Westerblom in Saxby, im untersten Teil des Brunnens, wie u. a. aus der chemischen Zusammensetzung, S. 13, hervorgeht. Sein Niveau ist nach einer Nivellierung zwischen -2 und $+1$ m, und es entspricht in bezug auf seine stratigraphische Lage demselben Teil wie Saxby Strand S.

Im oberen Teil aber und in den im selben Niveau befindlichen Aufschlüssen von Saxby Dorf und Kerslätt ist der Kalkstein heller und anscheinend härter, von ähnlicher Art wie in Saxby Strand N. Am nächsten zu diesem Typus gehört auch der Kalkstein in dem Aufschluss, den ich bei Lyckholm gesehen habe.

Dieser Unterschied wird aus der chemischen Analyse (siehe Tab. S. 13) gut ersichtlich. Der mittlere Teil enthält nämlich über 21 % unlösliche Stoffe, und zwar natürlich Ton; im obersten Teil finden sich davon nur 3.3 %. Auch in den Karbonaten ist ein Unterschied zu bemerken. Der tonreiche Kalkstein enthält an CaCO_3 über 66 % und an MgCO_3 ganze 9 %, also mehr als irgendeine andere analysierte Probe. In Kerdla und Paluküla auf Dagö ist der Kalkstein nach Analysen von KUPFFER (WINKLER 1921) von ähnlicher Art wie im obersten Horizont von Worms.

In sämtlichen Proben wurde Schwefelkies gefunden. Regelmäßige, mit bloßem Auge erkennbare Pyritwürfel sind nicht selten. Wahrscheinlich sind jene auch im Mikroskop sichtbaren Mengen Pyrit. Dieses füllt oft die Hohlräume in den mikroskopischen Organismen aus. Die Ausscheidung von Schwefelkies hängt wohl mit der Verwesung organischer Eiweißstoffe zusammen (ANDRÉE 1920).

Zu dem, was oben über die Gesteine der betreffenden Stufe gesagt worden ist, kann die mikroskopische Untersuchung, die meines Wissens nur in sehr geringem Masse auf die Kalksteine der baltischen Länder angewendet ist (RAYMOND 1916), zahlreiche interessante Aufschlüsse liefern.

Unter dem Mikroskop lassen sich im Dünnschliff durch Gesteine Bruchstücke von Organismen scharf von der dichten, schlammigen Kalkmasse unterscheiden. Um den Anteil beider Bestandteile festzustellen, wurde von den Dünnschliffen mit einem Projektionsapparat eine möglichst genaue Nachbildung auf Papier gezeichnet und danach die Papiermengen, welche die Fläche der Bruchstücke und der Grundmasse angeben, getrennt gewogen.

Auf die Grundmasse kamen 50—65 %. Bei stärkerer Vergrößerung sind in der Grundmasse Kalzitkristalle und einige Bruchstücke von Organismen zu erkennen. In dem blaugrauen, mergelreichen Horizont enthält sie auch Ton, wie aus der chemischen Analyse geschlossen werden kann. Die Grundmasse erscheint hier grauer und weniger durchsichtig als in den anderen Horizonten.

Die Bestimmung der organischen Fragmente wurde auf Grund der Literatur (LAPPARENT 1923, CAYEUX 1916 und HEIM 1916) ausgeführt, und dabei hat mich Dr. E. WEGMANN angeleitet. Nach den auf die obenerwähnte Art ausgeführten Messungen ist der Anteil

der verschiedenartigen Einstreulinge an den Kalksteinen folgender:

1. Bruchstücke von Echinodermen 15—20 %. Es handelt sich offenbar um Crinoideen, da man in ein und derselben Probe Zwischenschichten sieht, die sich hauptsächlich aus Stielfragmenten der erwähnten Tiere aufbauen. Unter dem Mikroskop sind manche Fragmente als Querschnitte des Stieles, andere als Längsschnitte zu erkennen. Die meisten Fragmente sind Plättchen mannigfacher Form (Tafel I, Fig. 2). Die Grösse dieser wie der meisten anderen Einstreulingen ist im Durchmesser gewöhnlich 0.05—0.2 mm.

2. Bruchstücke von Bryozoen 1—3 %. Einige Fragmente sind besonders gross, bis mehrere Millimeter im Durchmesser (Fig. 3, 1—3, Tafel I, Fig 2).

3. Fragmente von Brachiopoden sind zu 2—5 % vorhanden (Fig. 3, 4—5).

4. Unbestimmte Fragmente 8—20 %. Zum Teil Echinodermen-Trümmer?

5. Gebilde, die allem Anschein nach Foraminiferen sind, weniger als 1 %. Diese verdienen besonderes Interesse, weil Foraminiferen im Silur der baltischen Länder früher nicht bekannt gewesen und auch überall sonst in Formationen höheren Alters als das Karbon (CAYEUX 1916) sehr selten sind. Sie wurden im Silur und Kambrium Englands u. a. von BRADY (1880) und CHAPMAN (1901) gefunden. EHRENBERG soll Foraminiferen im kambrischen Ton des Baltikums, STROMER (1906) in der Nähe von Petersburg konstatiert haben. STROMER hält von diesen Bestimmungen einige ältere für nicht ganz zuverlässig.

Später hat J. SMITH (1916) mehrere Foraminiferen aus Gotland, also räumlich und zeitlich recht nahe den vorliegenden Ablagerungen, bestimmt und abgebildet. Ihr Vorkommen auch in der Stufe F der Insel Worms wäre also nichts Überraschendes. Dabei ist es nur seltsam, dass sie hier reichlicher als auf Gotland zu sein scheinen. MUNTHE (1916) erwähnt nämlich in seinem Referat über die zuletzt erwähnte Veröffentlichung SMITHS, dass Foraminiferen nicht in mikroskopischen Dünnschliffen angetroffen seien, obwohl solche zu Hunderten untersucht worden sind. In den vorliegenden Proben treten sie in sämtlichen Dünnschliffen so zahlreich auf, dass sie der Aufmerksamkeit nicht entgehen können.

Der häufigste, in allen Proben konstatierte Typus ist von Form zylindrisch und repräsentiert offenbar die Familie *Lagenidae*. Die Querschnitte (Fig. 3, 6, Tafel I, 2 a) sind ganz ähnlich wie die in LAPPARENTS Petrographie z. B. auf den Tafeln XIV und XXII mitgeteilten Bilder. Poren sind auf den Querschnitten 12—16 und

in der Längsrichtung ziemlich ebenso viel zu sehen. Die Länge schwankt zwischen 0.6 und 0.7 mm, die Breite zwischen 0.11 und 0.18 mm. Die Figur 3, 7 gibt den Typus so wieder, wie er nach den mikroskopischen Schnitten zu schliessen ist. Unter den von SMITH abgebildeten Formen erinnert er am nächsten an *Lagena parkeriana*, ist aber weniger zugespitzt.

Figur 3, 8 veranschaulicht eine andere, in mehreren Proben vorkommende Form, die ebenfalls zu den *Lageniden* gehören kann.

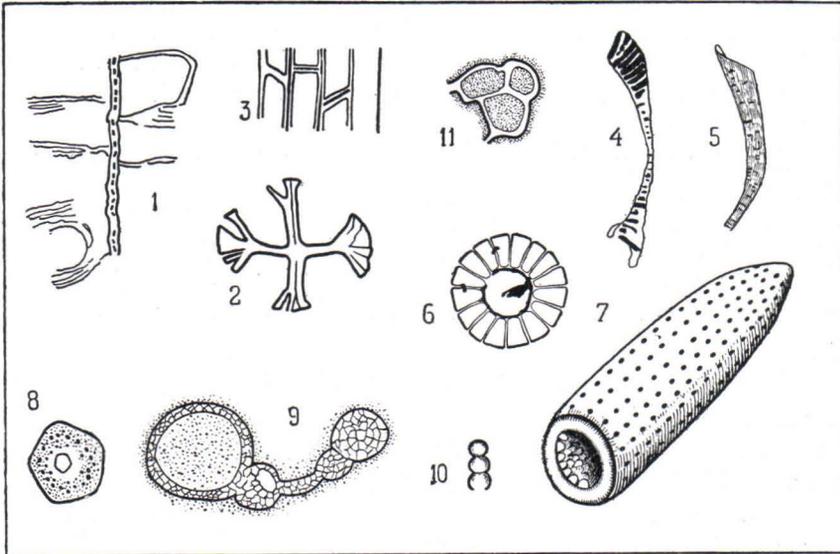


Fig. 3. Aufzeichnungen von Organismen in den Dünnschliffen. 1—3 = Bruchstücke von Bryozoen, 4—5 = Bruchstücke von Brachiopoden, 6—8 = Lagenidae, 9—11 = Andere Foraminiferen. Vergrößerung in Fig. 1—3 und 9 = etwa 1:25; 4 = 1:30; 5 = 1:10; 6—8 = 1:60; und in Fig. 10—11 = 1:16.

Die zu Stufe F_1 gehörenden äländischen Blöcke sind ihrem mikroskopischen Bau nach von ganz ähnlicher Art wie der Kalkstein von Worms. So sind in ihnen z. B. ebenso viel Foraminiferen zu finden. Die beobachteten Typen sind ebenfalls dieselben Vertreter der Familie Lagenidae.

Porkuni-(Borkholm-) Stufe.

Die die Stufe F_2 vertretende Korallenbank des Huitbergs ist, wie oben erwähnt wurde, linsenförmig. Der Kern besteht aus einer völlig kompakten Masse ohne jede Schichtung. Man hat versucht, ihn auf der SW-Seite anzuschürfen, aber mit geringem Erfolg. An

den Rändern dagegen bemerkt man in dem Kalkstein eine Tendenz, sich in von der Bank nach aussen geneigten Flächen zu zerklüften.

Die hauptsächlichsten Bildner der Bank sind in der Mitte die Korallen *Halysites* und *Syringophyllum*, die je für sich grosse Partien einnehmen. Ausserdem sieht man namentlich an den Rändern reichlich verschieden grosse Fragmente von Stromatoporen, Bryozoen, Brachiopoden, Crinoideen und Trilobiten. Zwischen diesen findet sich als Füllmasse Korallensand.

Die Fauna ist also im grossen und ganzen ungefähr dieselbe wie bei den Bänken von Gotland, und gegenüber den von N. GRABAU (1903) beschriebenen paläozoischen Korallenbänken von N.-Amerika bemerkt man einen Unterschied vor allem nur in der Artzusammensetzung.

Aus der mikroskopischen Untersuchung (Tafel II, 3—4) geht hervor, dass hier, wie anderswo, die Füllmasse neben den einst am Orte lebenden kalkbildenden Organismen eine grosse Rolle bei dem Aufbau der Bank gespielt hat. Die Füllmasse wiederum ist am nächsten mit den Kalksteinen in Stufe F_1 zu vergleichen, indem sie sich aus dichter Grundmasse und darin eingebetteten organischen Einstreuungen aufbaut.

Von den letzteren sind manche als die gleichen Foraminiferen der Familie *Lagenidae* zu erkennen wie oben. Ausserdem sieht man in den Präparaten mehrfächerige Gebilde, unter denen eine Form (Fig. 3, 10) stark an die von J. SMITH abgebildete *Reophax pilulifera* erinnert. Ihre Länge ist 0.4 mm und ihre Breite 0.15 mm. Die in Figur 3, 11 wiedergegebene Form kann möglicherweise die Familie *Textularidae* vertreten. Eine dritte Form wird durch einen Organismus repräsentiert, der in Fig. 3, 4 abgebildet ist.

Chemisch (Tab. 1. Analyse 4, S. 13) besteht die Bank aus allerreinstem Kalk, der 98.3 % CaCO_3 und 0.56 % MgCO_3 enthält.

ÜBER DIE SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN DER KALKSTEINE.

Aus der mikroskopischen Untersuchung geht hervor, dass sich die Saaremoisa-(Lyckholm-) Stufe aus Organismenfragmenten und einer feinverteilten Grundmasse aufbaut. Der Anteil beider Bestandteile ist fast gleichgross, da es sich gezeigt hat, dass die Grundmasse bei diesem organischen Kalkstein annähernd 50 % ausmacht. Dies ist ohne Zweifel ein beachtenswertes Verhalten, denn beim ersten Blick richtet sich die Aufmerksamkeit bei den Präparaten vor allem

auf die organischen Bestandteile, und es scheint, als seien diese stark vorherrschend und überwiegend. Dies ist jedoch, wie aus den Messungen ersichtlich wird, nicht der Fall.

Mit diesem Ergebnis vor Augen ist es von Interesse, den in Rede stehenden Kalkstein mit entsprechenden Bildungen an anderen Orten zu vergleichen. Kalksteine, die als hauptsächlich Bestandteil Echinodermenfragmente enthalten, sind häufig. Ein Analogon bilden manche Kalksteine der Alpen, insbesondere der Schratzenkalk, der von ARN. HEIM (1916) eingehend untersucht und beschrieben worden ist. Er besteht zum grössten Teil aus dichter Kalkgrundmasse, in welcher Ooide, Bruchstücke von Organismenschalen, hauptsächlich Echinodermentrümmern und dickschalige Foraminiferen eingestreut sind.

Diese Kalksteine sind früher wegen gelegentlichen Auftretens von Korallen als Riffkalke bezeichnet worden. Nach ARN. HEIM (1916, 1924) haben die Grundmasse und die Oolithe nichts mit Korallenbildungen zu tun; es sind chemische Präzipitate, begünstigt durch die Tätigkeit von Bakterien. Diese Sedimente sollen in solchem Wasser entstanden sein, wo der Kalkgehalt zum Ausscheiden neigt.

Die rezente Kalkbildung findet auf dieselbe Weise statt. Die Globigerinenschlicke der Tiefsee enthalten, wie sich bei ARN. HEIMS Revisionsuntersuchungen herausgestellt hat, viel reichlicher dichten Kalkschlamm und spärlicher Globigerinen, als nach früheren Schätzungen für sicher gehalten wurde. Ebenso hat man erkannt, dass die Kalkbildung in der Schelfzone im Meere sowohl in süßem als in brackischem Wasser in vielen Fällen anorganisch ist.

Da nun die in Rede stehenden paläozoischen Kalksteine des Ostbaltikums in bezug auf ihren lithologischen Bau ganz ähnlich wie die ebenerwähnten Ablagerungen sind, können alle diese Sedimente auch ihrer Entstehung nach als analog angesehen werden, und zwar nicht nur in bezug auf die erkennbaren organischen Bestandteile, sondern auch auf die Grundmasse. Die als so wichtiger Bestandteil auftretende Grundmasse wäre mithin auch im Ostbaltikum eine chemische Ausscheidung, in der Organismenrümmern eingestreut sind.

Vom Standpunkt dieser Erklärungsweise aus kann die Ablagerung von Wesenberg in ihrer Gesamtheit als ein chemisches Präzipitat angesehen werden, haben doch zahlreiche Forscher die Auffassung, dass die dichten organismenarmen Kalksteine auf anorganischem Wege entstanden sind. Auf keinen Fall verleiht die mikroskopische Untersuchung der Vorstellung eine Stütze, dass sich die Ablagerung aus feinstem, zerriebenem Detritus makroskopischer Hartkörper von Tieren und Pflanzen aufbaute.

Ihrem ganzen Umfang nach hat sich die Kalkbildung in den fraglichen Stufen E, F₁ und F₂ andauernd in derselben Richtung entwickelt. Der älteste Teil, der lithographische Kalkstein von Wesenberg, baut sich fast ausschliesslich aus feiner Grundmasse auf. Die Ablagerung derselben setzt sich auch in der Schicht von Lyckholm immer noch fort, aber daneben beginnen sich auch reichlich Organismenfragmente, vor allem Echinodermentrümmern abzusetzen, sowie zeitweise Ton, was darauf deutet, dass das Festland und Flüsse in der Nähe gewesen sind.

Diese Veränderung in der Ablagerung scheint nicht allmählich erfolgt zu sein, sondern ziemlich plötzlich, weil zwischen den Stufen E und F₁ eine verhältnismässig grosse Diskontinuität in dem lithologischen Bau besteht. Dagegen findet der Übergang zu der Stufe F₂ ganz allmählich statt. Das Eindringen von Tonschlamm nimmt ab, das Wasser klärt sich, und in der Sedimentation, die in der seichten Schelfzone vor sich geht, wird der Anteil der Organismen immer merkbarer. Zugleich werden die Faziesunterschiede grösser, da auch die Korallenriffe an der Küste Entwicklungsmöglichkeiten gefunden haben.

Die lithologischen Züge im Bau der Kalksteine geben also deutlich zu erkennen, dass in den geographischen Verhältnissen solche Veränderungen stattgefunden haben, wie sie früher auf Grund der Fossilien erschlossen worden sind.

LITERATUR.

- ANDRÉE, K. (1920), *Geologie des Meeresbodens*, Bd. II, Leipzig, S. XX + 689, mit 7 Tafeln und einer Karte.
- ANDRÉE, K. (1925), *Geologische Tätigkeit der Organismen*, in Salomons »Grundzüge der Geologie«, S. 715—790.
- BASSLER, RAY S. (1911), *The early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces*, Smithsonian institution United States National Museum Bull. 77, S. 382, mit 13 Tafeln. Washington 1911.
- BEKKER, HENDRIK (1925), *Lühike ülevaade Eesti geoloogiast*, in dem Sammelwerke *Eesti*, Tartu (Dorpat), S. 1—32.
- BRADY, HENRY B. (1888), *The Geolog. Magazin*, Decade III, Vol. V, S. 431—483, mit einer Tafel.
- BULMAN, O. M. B. (1927), *Über Koremograptus fibratus sp. n. (grapt. Dendr.) Senckenbergiana*, Bd. 9, Heft 1.
- CAYEUX, M. LUCIEN (1916), *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris 1916, S. VIII + 524, Atlas mit 56 Tafeln.
- CHAPMAN, FREDERICK (1900), *Foraminifera from an Upper Cambrian Horizon in the Malverns*, *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, Vol. 56, S. 257—263, mit einer Tafel.
- GRABAU, AMADEUS W. (1903), *Paleozoic Coral Reefs*, *Bull. of the Geological Society of America*, Vol. 14, S. 337—352, mit 2 Tafeln.
- HEIM, ARNOLD (1916), *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*, *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz*, Neue Folge, XX Lief., S. 369—573.
- HEIM, ARNOLD (1924), *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*, *Geologische Rundschau*, Band XV, Heft 1, 1924, S. 1—47.
- VON HUENE, F. und ERNST KOKEN (1912), *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1912*, II Band, S. I—XI.
- KOKEN, ERNST und PERNER, JAR. (1925), *Die Gastropoden des Baltischen Unter silurs*, *Mémoires de l'Académie des sciences de Russie*, VIII Série Tome XXXVII, No 1, S. VII + 326, mit 41 Tafeln.
- KULLING, O. (1927), *Nya data till Ålands geologi, II. Den nyupptäckta östersjökalken i Lumparfjärden*, *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.* Bd. 48, S. 503—509.
- DE LAPPARENT, JACQUES (1923), *Leçons de pétrographie*, Paris 1923, S. 501, mit 28 Tafeln.
- METZGER, ADOLF A. TH. (1927), *Zur Kenntnis des nordbaltischen Kambrosilurs auf Åland und im südwestlichen Küstengebiet Finnlands*, *Fennia* 47, No 12, S. 20, mit einer Tafel.
- MUNTHE, HENRIK (1915), *Referat über: JOHN SMITH, Upper Silurian Foraminifera of Gothland*, *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.* Bd. 37, S. 339—340.

- ÖPIK, A. (1927), Die Insel Odensholm und Rogö, Publ. of the Geological Institution of the University of Tartu No 9, Tartu (Dorpat) 1927, S. 69, mit 3 Karten und 10 Tafeln.
- VON OSERSKY, A. (1844), Geognostischer Umriss des Nord-westlichen Esthlands, Verhandl. der russisch-kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St.-Petersburg, S. 105—164, mit einer Tabelle.
- RAYMOND, PERCY E. (1916), Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914, part 1. The correlation of the Ordovician strata of the Baltic Basin with those of eastern North America. Bull. of the Museum of Comparative Zoölogy at Harvard College, vol. LVI, No 3, S. 179—286, mit 8 Tafeln.
- SCHMIDT, FRIEDRICH (1858), Untersuchungen über die Silurische Formation von Esthland, Nord-Livland und Oesel, Archiv für die Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands, I. Serie, Bd. II., Dorpat 1858, S. 250, mit einer Karte.
- (1881) Revision der Ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des Ostbaltischen Silurgebietes, Abt. I. Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden, Mém. de l'Académie impériale des sciences de St.-Petersbourg, (Mém. Acad. Pétersb.) VII. Série, Tome XXX, No 1, S. I—IV 238, mit 16 Tafeln.
- (1885) Revision etc. Abt. II. Acidaspiden und Lichiden Mém. Acad. Pétersb. VII. Série, Tome XXXIII, S. 127, mit einer Tafel.
- (1886) Revision etc. Abt. III. Illaeniden, von GERHARD HOLM, Mém. Acad. Pétersb. VII. Série, Tome XXXIII, No 8, S. 173, mit 12 Tafeln.
- (1894) Revision etc. Abt. Calymmeniden, Proetiden, Bronteiden, Harpetiden, Trinucleiden, Remopleuriden und Agnostiden, Mém. Acad. Pétersb. VII. Série, Tome XLII, S. 93, mit 6 Tafeln.
- (1898) Revision etc. Abt. V. Asaphiden Lief. I. Mém. Acad. Pétersb. VIII. Série, Vol. VI, No 11, S. II + 46.
- (1901) Revision etc. Abt. V. Asaphiden, Lief. II. Mém. Acad. Pétersb. VIII. Série, Vol. XII, No 8, mit 12 Tafeln, S. V 113.
- SMITH, JOHN (1915), Upper Silurian Foraminifera of Gothland, The Annals and Magazine of Natural History, Vol. XV, London 1915, S. 301—309, mit einer Tafel.
- STROMER, ERNST (1906), Bemerkungen über Protozoen, Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, S. 225—231.
- TEICHERT, CURT (1928), Die natürlichen Baumaterialien Estlands, ihre Gewinnung und Verwertung, Zeitschr. »Steinbruch und Sandgrube« 1928, No 1 u. 2, S. 8.
- TWENHOFEL, W. H. (1916), Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia, 1914, part 2, The Silurian and high Ordovician strata of Esthonia, Russia and their Faunas, Bull. of the Museum of Comparative Zoölogy at Harvard College, vol. LVI, No 4, S. 289—354, mit 5 Tafeln.
- (1926) Treatise on Sedimentation, Baltimore, S. XXV + 1—661.
- WIJK, F. J. (1878), Bidrag till Ålands geologi. Öfversigt af Finska Vetenskaps-societetens Förhandlingar Bd. 20, Helsingfors, S. 40—63.
- VON WINKLER, HENRY (1922), Eestimaa geologia I, Tallinna (Reval) 1922, S. VII + 179, mit 3 Tafeln und 2 Karten.

BEOBSACHTUNGEN ÜBER DIE GLAZIALBILDUNGEN IN
 DER GEGEND DER WASSERSCHIEDE ZWISCHEN DEM
 BARGUSIN UND DER OBEREN ANGARA
 IN TRANSBAIKALIEN.

Von
 PENTTI ESKOLA.

EINLEITUNG.

Diese Beobachtungen wurden auf einer Expedition nach Transbaikalien im Jahre 1914 gemacht. Die Expedition wurde zum Aufsuchen von Radium, grösstenteils auf Kosten des Herrn P. RJABUSCHINSKIJ in Moskau unternommen. Der Leiter der Expedition war Herr M. SOBOLEW, und es folgten mit als Mineraloge Professor Dr. A. HIMMELBAUER aus Wien, als Geologen Professor K. WISCONT, Moskau, und der Verfasser, sowie mehrere Spezialisten und Assistenten. Zuerst wurde die Halbinsel Swjatoi Noss auf der Ostküste des Baikalsees erforscht. Danach teilte sich die Expedition, der eine Teil, wozu HIMMELBAUER und WISCONT gehörten, erforschte das Bargusintal, während der andere Teil, mit SOBOLEW und dem Verf. und als Assistenten A. MAMUROWSKIJ und N. SMOLJANINOW sowie mit einem Topographen, W. ODROW, und einem Photographen, M. SOJUSOW, dem von den Postführern benutzten Reitweg folgend über die Wasserscheide zwischen Bargusin und Oberer Angara zog und dabei besonders eingehend die Gegend des Namamaflusses studierte. (Fig. 1.) Alle hier veröffentlichten Photographien sind von Herrn SOJUSOW aufgenommen worden.

Die Petrographie der Eruptivgesteine von Swjatoi Noss wurde vom Verf. früher in einer Abhandlung behandelt.¹ Es war dies eine Zusammenfassung eines ausführlichen Berichtes, den ich im Jahre

¹ PENTTI ESKOLA, On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Översikt finska Vet. soc. förh. Bd. LXIII, 1920—1921. Avd. A. N:o 1.

1916 zur Veröffentlichung nach Moskau gesandt hatte. Die Berichte der Expedition wurden sorgfältig vorbereitet, und sie sollten möglichst vollständig die auf der Expedition und bei der Bearbeitung des gesammelten Gesteins- und Mineralmaterials erzielten wissenschaftlichen Resultate enthalten. Verf. arbeitete weiter eine geologische und petrographische Beschreibung der Gegend der Namama und der genannten Wasserscheide aus. Dabei war auch ein Bericht über die glazialgeologischen Beobachtungen beigelegt.

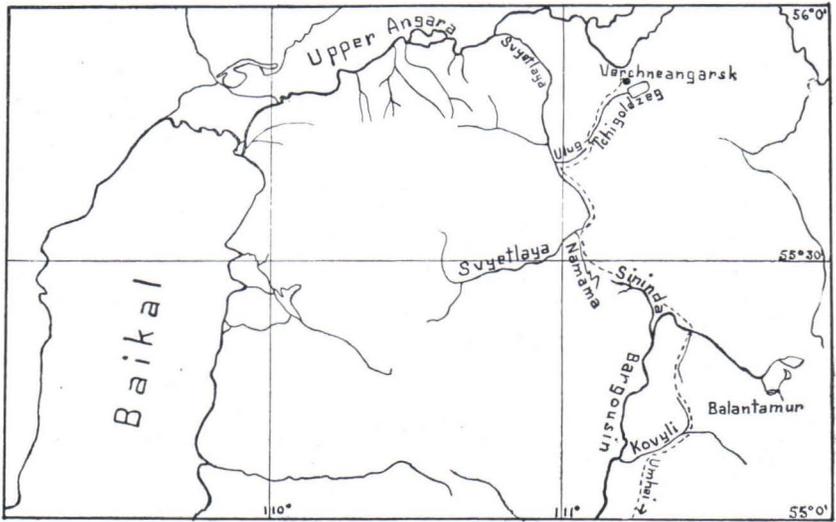


Fig. 1. Situationskarte des Gebietes NE vom Baikal. Reitweg zwischen Umhei und Verchneangarsk gestrichelt. Nach Kotulsky.

Die Berichte der Moskauer Radiumexpedition von 1914 sind noch nicht erschienen und können wohl überhaupt nicht mehr in der ursprünglich geplanten Form veröffentlicht werden. Darum werden die Fragmente, von denen Duplikatmanuskripte in meinem Besitz erhalten sind, jetzt in Finnland gedruckt. Ich hätte die jetzt vorliegenden Beobachtungen schon früher publiziert, aber es fehlten die Höhenangaben, die nach den barometrischen Beobachtungen des Topographen der Expedition später eingesetzt werden sollten. Da es mir nicht bekannt ist, ob die genannten Beobachtungsdaten überhaupt aufbewahrt sind, finde ich es am richtigsten, diese Beobachtungen auch ohne Höhenangaben jetzt an die Öffentlichkeit zu bringen, weil sie doch einiges zur Kenntnis der quartären Glaziation von

Zentralasien beitragen können, zumal da aus dem fraglichen Gebiet bisher nur ganz wenig Angaben über die Glazialbildungen vorliegen.¹

DIE GEGEND VON UMHEI UND KOVYLI.

Auf der Reise von Umhei nach Werchne-Angarsk wurden glaziale Ablagerungen zum erstenmal beim Postweg 11 km N von Umhei beobachtet. Ein NW-SE streichendes Tal südöstlich des Postwegs ist von einem Moränenrücken in zwei parallele Täler geteilt. Der Rücken besteht aus einem System von parallellaufenden drumlinähnlichen Hügeln. Die Landschaft erinnert um so mehr an eine Moränenlandschaft, als zahlreiche grössere und kleinere erratische Blöcke auf der Oberfläche vorkommen. Diese bestehen meistens aus demselben hellen gleichkörnigen Granit, der auch in der Nähe anstehend gefunden wurde und übrigens in der Gegend sehr verbreitet ist, so dass wohl keine Schlüsse auf die Richtung des Blocktransports gezogen werden können. Die Oberfläche neigt gegen NW, was wahrscheinlich macht, dass es sich hier um einen einstmaligen Gletscher handelt, der sich von den Gebirgen im Südosten gegen NW bewegt hat.

Das Kovylytal erinnert wohl an ein von Gletschern ausgeformtes Tal, strenge Beweise für eine Gletschertätigkeit wurden hier jedoch nicht gefunden. Das Flussbett ist eben und besteht aus fluviatilem Grus mit ziemlich kleinen Geröllen. Am linken Ufer des Flusses unterhalb der Mündung des Briankur trifft man ein steppenartiges Plateau an, das sich etwa 10 m über den Fluss erhebt und aus feinem Sand besteht. Diese Bildung könnte wohl als eine glazifluviale Ablagerung erklärt werden.

DAS BALANTAMURGEBIET.

Dass die Gegend des Sees Balantamur durch Gletschertätigkeit beeinflusst worden ist, wird mit grosser Sicherheit schon aus der Karte

¹ V. KOTOULSKY, Les explorations par itinéraires dans le district de Bargousin en 1912—1913. (Russisch mit franz. Referat.) Геологич. изслѣдов. въ золотоносныхъ областяхъ Сибири: Ленскій золотоносн. районъ, вып. XI, Петроградъ 1915.

KOTOULSKY schreibt (im franz. Ref. S. 72): »Les indices de la glaciation sont de même rencontrés en un autre endroit de la region, dans les sources de la Namama et de l'Ilbikaïtchi, où il y a toute une série des lacs morainiques et ceux d'érosion.»

Bezüglich der Ausdehnung der quartären Gletscher in Zentral- und Nordasien siehe V. A. OBRUTSCHEW, Geologie von Sibirien. Fortschr. d. Geol. u. Pal. N:o 15, 1926.

ersichtlich. Diese Annahme wird auch durch eine vom Photographen der Expedition, Herrn M. SOJUSOW, aufgenommene Photographie bestätigt: Es ist eine ganz typische Moränenlandschaft. Die Gegend wurde von den übrigen Teilnehmern der Expedition nicht besucht.

In welcher Richtung sich die Landeismassen des Balantamur bewegt haben, davon kann man sich gegenwärtig keine Vorstellung bilden. Das Tal des Bargusin oberhalb der Mündung der Sininda und in der Gegend, wo der Postweg den letzteren Fluss überquert, zeigt im allgemeinen denselben Charakter wie das Kovylital, und auch hier wurden keine sicheren Spuren von Glaziation angetroffen.

Da das obere Bargusintal stark gegen W neigt, so hat sich der Balantamurgletscher wohl nach Westen bewegt und vielleicht bis zum Zusammenfluss der Sininda und Bargusin erreicht und davon sich nach Süden dem Bargusin entlang gewendet, zumal da bei der Sininda unweit vom Zusammenfluss Moräne angetroffen wurde.

DAS SININDATAL.

Unmittelbar westlich von der Stelle, wo der Bargusin statt der ostwestlichen Richtung seines Oberlaufes eine nordsüdliche annimmt, kommt der Reisende längs dem Postweg zum ebenen Flusstal der Sininda, eines rechten Nebenflusses des Bargusin. Die Landschaft ist kleinhügelig, und in den Einschnitten, wie beim Bach Uksukta O von Rufflovskavo Simovje (Karte fig. 12), findet man unter den Blöcken und Geröllen verschiedenartige Gesteine. Weiter oben in demselben Bachtal wurden die Blöcke eingehend untersucht. Es treten hier manche Gesteine auf, die in der Umgebung nicht anstehend gefunden werden, wie porphyrtiger Mikroklinggranit, Quarzmonzonit, Hornblendegranit und speziell ein äusserst charakteristischer Hornblendegranodiorit mit idiomorpher Hornblende, der hier zum erstenmal als Geschiebe beobachtet wurde. Es ist ganz ausgeschlossen, dass alle diese Blöcke vom Uksukta hierher gebracht worden sein könnten, denn der Bach ist ganz kurz, kaum mehr als einen Kilometer lang, und die Berge, die seine Quellen umgeben, bestehen ausschliesslich aus Kalkstein und Schiefen, wie vom Punkt 45 aus gut zu sehen war. Ebensowenig können sie von der Sininda herbeitransportiert worden sein, denn die Stelle liegt mehrere Meter über dem Flussbett. Die Blöcke messen oft bis einen Meter im Durchschnitt und sind also grösser als die im Flussbett vorkommenden abgerollten Steine. Übrigens wurden in der unmittelbaren Umgebung der Sininda überhaupt nirgends solche Gesteine anstehend beobachtet.

Wo Grusablagerungen in ungestörter Lage angetroffen wurden, wie es vielerorts in den Einschnitten am Ufer der Sininda der Fall war, erwiesen sie sich als durchaus moränenähnlich: in einer sandigen Masse liegen etwas kantenabgerundete Blöcke von sehr verschiedenen Dimensionen und von wechselndem Charakter, ganz ungeordnet. Dies ist sehr gut z. B. beim Lagerplatz bei Rulowskavo Simowje zu sehen. Da liegt ein kleiner Moränenrücken von einigen Metern Höhe rechtwinklig gegen einen Zweig der Sininda und ist von diesem durcherodiert worden. Die Zusammensetzung der Moräne ist im ganzen Sinindatal dieselbe wie bei Uksukta. Die auffallenden Hornblende-Granodioritgeschiebe sind überall häufig.

Etwas nördlich vom Punkt 57 auf der rechten (südlichen) Seite der Sininda wurde ein interessanter Findlingsblock beobachtet. Seine Dimensionen sind $3.6 \times 3.8 \times 3$ m; er besteht aus einem rötlichen porphyrtartigen Granit von einem Typus, den in den Moränen des Flusstales sehr häufig vorkommt. Der Kalifeldspat (Mikroklin) bildet rote idiomorphe Einsprenglinge, der Quarz ist wasserklar. Dieses Gestein ist den das Sinindatal umgebenden Gebirgen sicher fremd. An Ort und Stelle tritt Kalkstein auf, der oberhalb dieses Punktes viele kleine rundliche Höcker bildet. Die Neigung des Abhangs ist 22° nach NW, und die Höhe beträgt mehrere Zehntel Meter über dem Flussbett.

Dieses Vorkommen darf als ein sicherer Beweis glazialer Tätigkeit angesehen werden, denn alle anderen Transportmittel als Landeis sind in diesem Falle ausgeschlossen.

Auf die Frage nach der Bewegungsrichtung des einstmaligen Landeises im Sinindatal ergibt sich die Antwort, dass sie von NW nach SE, also das Tal abwärts, gerichtet gewesen sein muss. Der Hornblende-Granodiorit steht an im Norden der Wasserscheide zwischen der Sininda und Namana. Ein ebenfalls charakteristischer gestreifter Granit, der am Unterlauf der Sininda (topographische Punkte 49 und 52) ansteht, wurde oberhalb dieser Stellen nicht gefunden. Der porphyrtartige Granodiorit mit dem wasserklaren Quarz wurde nirgends anstehend beobachtet, aber er ist allgemein als Geschiebe im Namagebiet verbreitet. Die Frage wird dadurch kompliziert, dass, wie sich später erwies, auch die ziemlich hohen Gebirge im Süden der Wasserscheide von Eis bedeckt gewesen sind. Es handelt sich hier also nicht nur um einzelne Talglaziationen, sondern um ziemlich ausgedehnte Landeismassen. Wie wir später sehen werden, muss man annehmen, dass der fragliche porphyrtartige Granit von Süden, etwa aus dem Quellgebiet der Namama her stammt, und er kann somit auch auf dem direkten Weg über das Gebirge hierher transportiert worden sein.

Die Sininda bildet die gerade nordwestliche Fortsetzung des oberen Bargusintales, und man könnte geneigt sein anzunehmen, dass sich die Eisbewegung vom ersteren Tal in das letztere fortgesetzt hätte. Dies scheint jedoch nicht der Fall gewesen zu sein, denn im Bargusintal wurden die Findlinge, die so charakteristisch für das Sinindatal sind, nicht gefunden. Dieser negative Beweis allein ist natürlich nicht bindend, aber dazu kommt, dass die Neigung des



Fig. 2. Flussebene der Sininda unterhalb von Ruflovskavo Simovje. Vom topographischen Punkt 49 aus gegen W gesehen.

Bargusin oberhalb der Umbiegung nach Süden alsbald sehr stark ist, während das Sinindatal sich schon etwas westlich von dieser Stelle mit ebenfalls starker Neigung nach Süden biegt. Man scheint also annehmen zu dürfen, dass der Gletscher des Sinindatales, nachdem er im breiten unteren Teil des Tales sehr angeschwollen war, sich dann wieder in dem schmalen und von steilen Bergen umgebenen nordsüdlichen Bargusintal zusammengepackt hat. Es bleibt eine Aufgabe der künftigen Untersuchungen nachzusehen, wieweit dort Spuren von Glaziation zu finden sind.

Unterhalb von Ruflovskavo Simovje erweitert sich das Sinindatal zu einer Flussebene, wo viele Flusszweige über den steinigen Boden hinabfließen (Fig. 2). Auf der ganzen rechten Seite grenzt diese Ebene unmittelbar an die Gebirge. Links dagegen bestehen

die Ufer grösstenteils aus Moränen und Sumpfablagerungen. Nur an einigen Stellen (topographische Punkte 46 und 47) sind anstehende kristalline Gesteine vorhanden. Es sind Kalksteine und Schiefer. Die nächsten Flusszweige haben in diese weichen Gesteine steile Terrassen einerodiert. Beim topographischen Punkt 48 verengt sich die Ebene wieder, was dadurch bedingt ist, dass da widerstandsfähigere Amphibolitgesteine anstehen. — Vielerorts ist sehr deutlich zu sehen, wie die seitliche Erweiterung der Flussebene in ganz rezenter Zeit geschehen ist und noch immer fortschreitet. So findet man beim topographischen Punkt 46 ein etwa 10 m hohes, in den Torf eingeschnittenes Steilufer. In den Moränenuffern sind überall unlängst von den untergrabenen Moränen abgestürzte Bäume zu sehen.

Links vom ebenen Flussbett sind die glazialen Ablagerungen grossenteils in ungestörter Lage geblieben, so dass auch die Oberflächenkonfiguration noch viele primäre Züge aufweist, wie sie zur Zeit der Abschmelzung des Eises geblieben sind. In solch flacher kleinhügeliger Moränenlandschaft hat sich also der Fluss durch eine Seitenerosion sein jetziges ebenes Bett gebildet. Möglicherweise fanden sich an ihrer Stelle ursprünglich ein oder mehrere Seen, wie sie in ungestörten Moränenlandschaften häufig sind (vgl. Fig. 3 und 4), aber die wesentlichste Bedingung für die Entstehung solcher Flussbetten ist nur das Vorhandensein flacher Landschaften unterhalb steilerer Partien des Flusslaufes, wodurch Akkumulation und damit eine fortgesetzte Abzweigung des Flusses zustande kommen kann.

Dieses ebene Flussbett wurde, obwohl seine Entstehung nicht glazialen Ursprungs ist, ziemlich eingehend beschrieben, weil uns die hier leicht zu entziffernden Erscheinungen viele Züge der Geomorphologie der jetzigen Täler dieser Gegend verständlich machen. In den Gegenden der Wasserscheiden sind die Moränenlandschaften vorzüglich erhalten, weil dort keine erhebliche Flusserosion tätig ist. Sind die glazialen Ablagerungen mächtig gewesen und haben sie viel von den Tälern ausgefüllt, können Teile von ihnen an den Abhängen noch erhalten geblieben sein. Das ist der Fall mit dem Namamatal, wie wir weiter unten sehen werden. Aber es ist auch möglich, dass alle glazialen Bildungen eines Talbeckens von den Flüssen weggespült oder umgelagert worden sind. Dies wird speziell in solchen Tälern der Fall sein, wo der Talboden flach und die begrenzenden Gebirge steilwandig sind. Sehr möglich ist z. B., dass im oben beschriebenen Kovytilal sowie im Bargusintal bei der Mündung des Lowochtokon die einstmaligen Moränen in dieser Weise wieder erodiert und umgelagert worden sind.

DIE GEGEND DER WASSERSCHIEDLICHE ZWISCHEN
SININDA UND NAMAMA.

Die im Süden der Wasserscheide zwischen Sininda und Namama gelegenen Gebirge, die aus verschiedenen Schiefnern bestehen, zeigen vom gewöhnlichen Typus abweichende Oberflächenformen. Sie sind flach, fast plateauartig, mit abgerundeten Gipfeln, wie aus den Figuren 3 und 4 ersichtlich ist. Im Gegensatz dazu sind die höheren Gebirge im Norden der Wasserscheide, die teilweise aus denselben



Fig. 3. Die Moränenlandschaft mit Seen bei der Wasserscheide zwischen Sininda und Namama. Hinten abgerundete, von Gletschertätigkeit zeugende Höhen. Aussicht von dem Lagerberg gegen Süden.

Gesteinsarten bestehen, steiler und haben spitzere Gipfel und gebrochenerere Formen, wie es übrigens in den Hochgebirgen von Transbaikalien die Regel ist. Schon diese abweichenden Formen lassen erraten, dass irgendwelche speziellen Agentien bei der Ausbildung dieser Gebirgsformen tätig gewesen sind.

Nun wurden eben an diesen Bergen bei den topographischen Punkten 60, 63 und 64 vielerorts Blöcke von demselben rötlichen porphyrartigen Granit wie beim P. 57 gefunden. Da die genannten Punkte auf einer isolierten Kuppe liegen, wo Granite gar nicht anstehen, ist damit sichergestellt, dass diese Berge gänzlich von einer ziemlich ausgedehnten Landeismasse, die sich etwa von Süden her bewegt hat, bedeckt gewesen sein müssen.

Auf diesen flachen Bergen ist der Boden zum grössten Teil von lokalen Geschieben und *in situ* gelegenen Blöcken bedeckt, und eigentliche Moränen wurden nicht beobachtet.

Auch die höheren Granitgebirge, die auf der Photographie (Fig. 3) in der Mitte und rechts zu sehen sind, zeigen ähnliche abgerundete und flache Formen. Die nördlichsten Teile dieser Gebirge bis zum höchsten Gipfel (topographischer Punkt 59) wurden besucht, aber es wurde nur konstatiert, dass die ganzen Berge mit riesigen Anhäufungen von Blöcken des lokalen gneissartigen Granits bedeckt sind, und Merkmale von Glaziationen wurden nicht gefunden. Es ist jedoch



Fig. 4. Das Namamatal, von dem Lagerberg gegen Südwesten gesehen. Links einige Moränenseen der Gegend der Wasserscheide zwischen Sininda und Namama; hinten die quartär vergletscherten Höhen im Süden.

zu bemerken, dass auf der fraglichen Exkursion eine sehr neblige und regnerische Witterung herrschte, die die Beobachtungen sehr beeinträchtigte.

Der weite Pass zwischen Sininda und Namama ist eine ausgeprägte Moränenlandschaft mit vielen kleinen Hügeln, Tälern und Seen (Fig. 3 und 4). Die Formen der Unebenheiten sind sehr unregelmässig und zeigen keine speziell bevorzugten Richtungen. Demgemäss zeigen auch die Seen und Pfuhe äusserst verwickelte Konturen. Die Sumpfbildung ist beträchtlich, und viele von den kleinen Moränenbecken sind wieder ganz oder teilweise von Torfmooren ausgefüllt worden.

Das Moränenmaterial ist sehr gemischt. Überall trifft man Geschiebe von vielen verschiedenen Gesteinsarten an. Am häufigsten

sind die rötlichen porphyrtigen Granite mit dem wasserklaren Quarz und zweitens die Hornblendegranodiorite mit idiomorpher Hornblende. Daneben sind Diorite und Gabbros reichlich repräsentiert, ebenso auch die in den angrenzenden Gebirgen anstehenden Schiefer und Amphibolite, obgleich sie wohl in der Minderheit sind. Im ganzen ist die Zusammensetzung der Moränen die gleiche wie im unteren Sinindatal. — Die grösseren und kleineren Blöcke liegen unsortiert in einer sandigen oder mehligten Grundmasse. Auf der Oberfläche findet man überall zahlreiche Findlingsblöcke.

Die Hornblendegranodioritgeschiebe stammen vom nördlich des Passes gelegenen »Lagerberge« her und sind zuerst von einem kleineren Gehängegletscher herbeitransportiert worden, wie unten eingehend beschrieben wird. Die Herkunft der rötlichen porphyrtigen Granite kenne ich nicht. Wegen ihrer allgemeinen Verbreitung im Namamagebiet wird die Frage weiter unten im Zusammenhang diskutiert. Hier sei nur betont, dass diese Granite auf den im Norden gelegenen Berge höchst wahrscheinlich nicht anstehen. Erstens wurden solche Gesteine auf dem »Lagerberge« weder anstehend noch als Blöcke beobachtet, zweitens wurde festgestellt, dass nach dem Hornblendegranodiorit im Osten wieder dieselben Schiefer folgen, die die gegenüberliegenden Gebirge bilden (topographische Punkte 60—64). Weiter war vom Tal aus ersichtlich, dass dieselben Schiefer, die an ihrer von den verwitterten Kiesen herstammenden rostigen Farbe schon aus der Ferne zu erkennen sind, sich weit nach Osten fortsetzen, wahrscheinlich bis zu den bei Ruflowaskavo Simowje anstehenden Kalksteinen. — Wenn diese Beweise auch nicht streng bindend sind, ergibt sich doch aus anderen, weiter unten zu erwähnenden Gründen, dass der Ursprungsort der porphyrtigen Granite irgendetwo im Süden zu suchen ist.

DER EHEMALIGE GLETSCHER DES LAGERBERGES.

Am rechten (östlichen) Ufer der Nanama und im Süden des Passes zwischen Namama und Sininda erhebt sich ein prachtvoller Berg, das westliche Ende eines grossen, nach Osten sich fortsetzenden Komplexes. Da die auf diesem Berge gemachten Beobachtungen viel sowohl geologisches wie petrographisches Interesse darbieten, erschien es zweckmässig, dem Berg einen Namen zu geben, und er wurde im Felde provisorisch als »Lagerberg« bezeichnet, weil sich das Lager der Expedition lange Zeit unter demselben befand.

Vom Namamatal aus sieht man den Lagerberg als eine gewaltige Höhe mit zwei Gipfeln, links einem niedrigeren und rechts einem höheren, der wohl der höchste Punkt der ganzen Gegend ist, und von wo nach Osten ein fast ebenso hoher Rücken anfängt. In Wirklichkeit sind die beiden Gipfel durch einen bogenförmigen Kamm miteinander verbunden. Das Amphitheatertal zwischen den beiden Gipfeln ist das Karbecken eines Gletschers gewesen, und daselbst fängt ein Moränenrücken an, der vom Kartal bis zum Namamatal hinab ununterbrochen fortsetzt (siehe Karte, Fig. 12).



Fig. 5. Karsee auf dem Lagerberg.

Der westliche Abhang des westlichen Gipfels besteht aus einem felsitähnlichen Schiefer (topographischer Punkt 70). Der etwas südlicher gelegene Gipfel ist aus Diorit aufgebaut. Der hintere Teil des bogenförmigen Kammes sowie der östliche höchste Gipfel bestehen aus dem Hornblendegranodiorit mit idiomorphen Hornblendekristallen. In den südlichen Abhängen des Berges stehen jedoch wieder Schiefergesteine an. Im hintersten Teil des Gletscherbeckens, wo die umgebenden Berge ausschliesslich aus dem Hornblendegranodiorit bestehen, befindet sich ein kleiner Karsee (Fig. 5). Schon auf der westlichen Seite des Sees findet man rückenartige Moränenablagerungen. Unterhalb des Sees nimmt der Rücken einen kleinhügeligen Charakter an und füllt den ganzen Talboden aus. Weiter unten verlegt sich der Moränenrücken an den Abhang des westlichen Berges. Er besteht ausschliesslich aus grossen Hornblendegranodioritblöcken, während der östliche, tiefere Teil des Talbodens,

wo ein Bächlein hinabfließt, mit feineren Moränenmaterialien ausgefüllt ist. Die mächtigsten Moränen sind also aus dem inneren Karbecken transportiert und im Bogen gegen den äusseren Rand des bogenförmigen Tales abgelagert worden.

Dort, wo das Kartal ausmündet und der Abhang steiler wird, ist der Moränenrücken sehr angeschwollen und verlegt sich wieder in die Mitte des Tales, Fig. 6. Es ist bemerkenswert, dass, obgleich die seitlichen Abhänge hier schon längst nur aus Diorit bestehen, die Moränen doch ausschliesslich Hornblendegranodiorit aufweisen. Die Photographie, Fig. 6, zeigt die Beschaffenheit der Moräne sehr schön.



Fig. 6. Die Moräne auf dem südwestlichen Abhang des Lagerberges.

Blöcke von allen Grössen liegen umeinander in dem feineren Material eingebettet. Weiter unten im ziemlich steilen Abhang ist das Material mehr ausgespült worden, so dass man an der Oberfläche Anhäufungen von grossen Blöcken sieht. Auch hier bestehen sie noch alle aus Hornblendegranodiorit. In den seitlichen Teilen des Moränenrückens nimmt indessen eine heterogene Beschaffenheit abwärts immer mehr zu. Es kommen Dioritblöcke und bald auch Schieferblöcke vor, die Hauptmasse des Materials aber besteht immer noch aus dem Hornblendegranodiorit und stammt also vom hintersten Teil des Karbeckens her.

Der Gletscher des Lagerberges hat sich unten im Tal mit dem nach E sich bewegenden Gletscher vereinigt. Dies geht daraus ganz sicher hervor, dass die Hornblendegranodioritgeschiebe zwar sehr reichlich in den Moränen der Passgegend und ebenso im Sinindatal, aber gar nicht im Namamatal W vom Lagerberge zu finden waren.

DAS NAMAMATAL.

Die Namama fließt in ungefähr süd-nördlicher Richtung in einem breiten Tal hinab, dessen flacher Boden zum grossen Teil mit Moränen bedeckt ist. Mehrerorts ist das Flussbett eine breite Geröllebene, und der Fluss teilt sich in verschiedene Zweige. Hie und da verengt sich das Flussbett, und das Wasser sucht sich seinen Weg in einer einzigen Rinne. Dies ist dadurch bedingt, dass das Tal selbst schmaler als gewöhnlich ist. Eine solche Stelle findet sich W vom topographischen Punkt 76, wo am rechten Ufer schon die Felsen des Bergabhangs anstehen. Unterhalb dieser Stelle macht der Fluss eine Biegung nach



Fig. 7. Steilufer der Namama in der Moräne unter dem Lagerberg.

W, und die Rinne hat sich in Moränen eingeschnitten mit Steilab-sätzen von 10 bis 20 m Höhe. Danach verbreitert sich das Flussbett wieder stark. Dieser Teil des Flusslaufes ist auf der Photographie (Fig. 4) ersichtlich. Beim Lagerberge verengt sich das Flussbett wieder zu einer schmalen Rinne, die in Moränen eingeschnitten ist.

Selten beobachtet man in der Flussebene anstehende niedrige Felsen, wie die Schieferaufschlüsse bei dem topographischen Punkt 92. Ihre aufwärts hin abgerundeten Formen erinnern an glaziale Abtragung, aber natürlich sind sie später auch vom Flusswasser abgenutzt worden.

Im ganzen zeigt das Namamatal die Form eines vom Gletschereis ausgetieften U-Tales. Diese ist besonders im oberen Teil des Flusslaufes, südlich von dem Gebiet, das von der Expedition besucht wurde, sehr typisch, wie vom topographischen Punkt 82 aus gesehen werden konnte. Von links und rechts vereinigen sich hängende Nebentäler mit dem Haupttal.

Ausserhalb des Flussbettes ist die Landschaft im Namamatal uneben mit zahlreichen kleinen Seen und Hügeln. Wo die Bergabhänge eine sanfte Neigung haben, erstrecken sich die Moränen wenigstens hundert Meter oberhalb des Flusses.

In ungestörter Lage sind die Moränen des Namamatales fest zusammengepackt, und die feinste Masse ist mehlig. Die Materialien liegen ganz unsortiert aufeinander. Die Struktur der Moränen ist aus der Photographie (Fig. 7) gut ersichtlich.

Die Zusammensetzung der Moränen ist äusserst heterogen, aber es wurde keine prinzipielle Verschiedenheiten in den von mir besuchten Teilen des Flusslaufes, von der Gegend des Lagerberges bis zum topographischen Punkt 84 wahrgenommen. In dem frischen Einschnitt beim Lagerberge (Fig. 7) wurden folgende Gesteine als Moränengeschiebe beobachtet: rötliche porphyrtartige Granite mit wasserklarem Quarz, helle gleichkörnige Granite, Diorite, Hornblendegabbro, Diabase, Uralitporphyrite (geschiefert), Aplite, verschiedene Schiefer, dabei viele kiesführende Phyllite und Kalksteine. Manche Geschiebe zeigen sehr deutliche Schrammen.

Seltenere, aber sehr konstant im ganzen Laufe vorkommende Gesteinsarten sind grobstengelige Hornblendite, kristalline Quarzkonglomerate und Kalksteinkonglomerate mit roten Kalksteingeröllen.

Diese Gesteine können teilweise von den angrenzenden Gebirgen herkommen, aber die meisten sind dieser Gegend fremd und müssen von entfernteren Lokalitäten herbeitransportiert worden sein.

Das Fehlen des Hornblendegranodiorits mit idiomorpher Hornblende in allen Moränen des Namamatales ist sehr bemerkenswert. Im oberen Teil konnte man ihn natürlich auch nicht erwarten, aber wohl unterhalb des Lagerberges. Doch war das Suchen nach ihm sowohl in den Flussgeröllen als in den Moränen vollkommen resultatlos. Erst viel weiter abwärts, im Swjetlajatal, kommt derselbe Granodiorit wieder vor; sein Vorkommen dort wird dadurch erklärt, dass bei dem Lagerberge auch Moränen an den nördlichen und nordwestlichen Abhängen anfangen.

DIE TÄLER DES OKTOKIT UND LAMBAUSCH.

In allen Tälern zwischen Namama und Swjetlaja in der Gegend der Kupfergruben kommen Moränen und ortsfremde Findlingsblöcke vor. Die meisten Beobachtungen beziehen sich auf die Täler der Flüsse Oktokit und Lambausch, die beide bei einem Pass (Fig. 8) anfangen.

Schon im obersten Teil des Oktokittales findet man am geröllreichen Talboden neben den lokalen Amphibolit- und Dioritblöcken auch Blöcke des porphyrtartigen Granits, des grobkörnigen Hornblendits und anderer Gesteine, die in den umgrenzenden Gebirgen nicht anstehen. Es ist somit bewiesen, dass sich die Eismassen über den Pass bewegt haben:

Weiter unten im Oktokittal werden die Findlinge in den Geröllern immer zahlreicher. Auch in den Tälern der mit dem Oktokit sich



Fig. 8. Ursprung des Lambausch. Aussicht vom Pass zwischen Lambausch und Oktokit gegen W.

vereinigenden Bäche wurden Findlingsblöcke und in den niedrigeren auch Moränenablagerungen gefunden. Eingehendere Beobachtungen wurden im Tal des Klytsch Bjesimjannyi gemacht. Ausser den gewöhnlichen Gesteinstypen wurden hier viele porphyrtartige Granite, Hornblendite und Konglomerate gefunden.

Das in die Swjetlaja mündende Tal des Lambausch ist dem Oktokittal ähnlich. Im oberen Teil (Fig. 8) findet man auch hier keine eigentlichen Moränenablagerungen, aber Findlingsblöcke sind überaus häufig. Beim Besteigen des südlichen Berges vom topographischen Punkt 129 am Lambausch aus wurden auf dem Abhang Findlingsblöcke des roten porphyrtartigen Granits wiederholt angetroffen. Der höchstgelegene Block befand sich auf einem scharfen Grat in einer Höhe von etwa 330 m über dem Punkt 129. Die Stelle

liegt noch auf dem nach Norden neigenden Abhang des Bergkammes, und dieser besteht ausschließlich aus Grünsteinen, ebensowie die nördlich vom Lambausch gelegenen nächsten Berge. Dieser Fund hat also eine sehr grosse Beweiskraft hinsichtlich der einstmaligen Existenz von ausgedehnten Eismassen, die sich quer über das Gebirge bewegt haben. Doch darf man nicht etwa behaupten, dass die Eismasse ununterbrochen gewesen sei. Die spitzen und wilden Formen der höchsten Gipfel und die Schärfe der Grate (Fig. 9) scheinen



Fig. 9. Supraglaziale Gebirgslandschaft zwischen der Namama und der Swjetlaja nördlich vom Lambausch.

vielmehr anzudeuten, dass sie während der Eiszeit sich über die Eisdecke erhoben und selbst eisfrei waren. Die Höhe mancher Gipfel der Gegend beträgt auch viele hundert Meter mehr als die höchsten Stellen, wo Spuren von glazialer Tätigkeit gefunden wurden.

Vom höchsten Gipfel auf der südlichen Seite des Lambausch (topographischer Punkt 133) war im S und W eine schöne Berglandschaft im Quellgebiet der Namama und Swjetlaja sichtbar. Leider herrschte während des ganzen Tages ein starker Nebel, so dass man fast nichts von der Landschaft sehen konnte. Nur einige Minuten lang hob sich der Nebel, und es breitete sich vor unseren Augen eine Landschaft aus, die einem Glazialgeologen viel von Interesse dar-

bieten könnte. Die breiteren Täler waren von hügeligen Moränen ausgefüllt. Hoch auf den Bergen waren viele Zirkustäler mit Kahrseen zu sehen, und von diesen fingen Moränenrücken an, die sich talab hinstreckten. Bei der Vereinigung zweier solcher Moränenrücken waren an einer Stelle grossartige Mittelmoränen entstanden. Die Landschaft wurde photographiert, aber diese Aufnahme war sehr wenig gelungen. Es könnte also nur konstatiert werden, dass im Quellgebiet der Swjetlaja und Namama für den Glazialgeologen noch viel zu tun ist.

DAS SWJETLAJATAL.

Das breite Tal der Swjetlaja zwischen der Mündung der Namama und der Simovje Emma ist grösstenteils mit Moränenablagerungen



Fig. 10. Ein von Osten in das Swjetlajatal mündendes, mit Moränen ausgefülltes Tal bei der Simovje Emma.

bedeckt. Bis zum topographischen Punkt 157 ist die Zusammensetzung der Moräne hauptsächlich dieselbe wie im Namamatal, aber bei diesem Punkt, an einem von E herfliessenden Bach, treten wieder viele Verschiedenheiten auf. Der grösste Teil der Moränenblöcke besteht hier aus dem Hornblendegranodiorit mit idiomorpher Hornblende, der, wie oben erwähnt, im Namamatal unterhalb des Lagerberges nicht zu finden ist.

Daneben kommen andere, z. T. porphyrtartige Granite vor und ziemlich reichlich auch Konglomerate mit Geröllen von einem hellen quarzitäen Schiefer und mit einer Grundmasse von grünem kristallinen Amphibolit.

Die Ursache des Auftretens dieser Gesteine ist darin zu suchen, dass hier wieder Materialien beigemischt sind, die vom Lagerberge

herstammen. Es wurde schon von den Bergen links der Swjetlaja aus beobachtet, dass auch vom Lagerberge nach Westen ein Moränenrücken anfängt, und zwar ein noch grösserer als der vorher beschriebene. Leider ist die vom genannten Punkt aus gemachte Aufnahme nicht unter den vom Photographen abgelieferten zu finden. Es sind zwei parallele Moränenrücken vorhanden (die beiden Seitenmoränen eines Gletschers), die bei einem zwischen zwei Gipfeln gelegenen Kahrtal anfangen. Der genannte Bach (topographischer Punkt 157) fliesst gerade aus dem Tal zwischen den beiden Moränenrücken herab, woraus es erklärlich wird, dass die vom Lagerberge stammenden Blöcke hier vorherrschen.

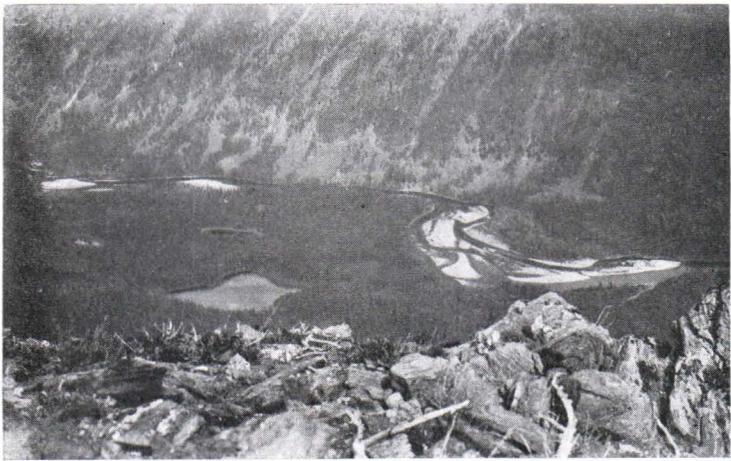


Fig. 11. Swjetlaja unterhalb der Simovje Emma. Der Talboden ist mit Moränen ausgefüllt. Die Flussebene schneidet sich in die Moränenlandschaft ein.

Bei der Simovje Emma mündet von E ein mit Moränen ausgefülltes U-förmiges Tal in das Swjetlajatal. Dieses Tal wurde nur vom gegenüberliegenden Berge aus gesehen und photographiert (Fig. 10). Der obere Teil dieses Tales ist ziemlich wagerecht bis zum Rande des Swjetlajatales, wo sich ein von den Moränen abgedämmter See befindet, etwa 300 m oberhalb der Swjetlaja.

Unterhalb der Simovje Emma verengt sich das Swjetlajatal etwas und ist beiderseits von steilen Bergen begrenzt. Auch dort ist jedoch der Talboden flach und von hügeligen Moränen mit Seen und Pfuhlen bedeckt (Fig. 11). Weiter unten verengt sich das Tal noch mehr, und hier kann man keine Spuren von Gletschertätigkeit

wahrnehmen. Die Flussgerölle sind äusserst mannigfach, Amphibolite und Grünsteine sind jedoch vorwiegend.

Das Swjetlajatal erweitert sich wieder in der Nähe der Mündung des Ulug. Hier ist die Landschaft wieder eine sehr typische Moränenlandschaft mit steinigten Hügeln, die hier in der Richtung des Tales ausgezogen sind und somit einen Drumlincharakter zeigen. Unter den Geschieben wurden hier noch die altbekannten Hornblendegranodiorite mit idiomorpher Hornblende sowie die porphyrtartigen Granite mit dem wasserklaren Quarz angetroffen. Es sei betont, dass diese Gesteine vom Lagerberge, bzw. vom oberen Lauf der Namama und Swjetlaja hierher gebracht sein müssen, denn sie treten sicher nicht bei der Swjetlaja an deren mittlerem Laufe auf.

Das Swjetlajatal in der Gegend der Mündung des Ulug ist hier die niedrigste Stelle, wo sichere Spuren der Eiszeit beobachtet wurden. Es ist jedoch ganz sicher, dass der Gletscher des Swjetlajatales sich noch weiter erstreckt hat, denn hier verspürt man nichts von Endmoränen oder glazifluvialen Sandablagerungen, wie sie häufig an den äussersten Rändern von Landeismassen auftreten.

Die Reise wurde vom Ulug zum Tal des Tschigoldscheg gerichtet. In diesem Tal konnten keine Moränenablagerungen beobachtet werden, was jedoch nicht notwendigerweise beweist, dass es hier keine Gletscher gegeben hätte, denn die Bergabhänge sind beiderseits steil, und die glazialen Ablagerungen können vom schnellen Wasser wieder abgspült oder umgelagert worden sein.

ZUSAMMENFASSUNG.

Aus unseren Beobachtungen geht mit Sicherheit hervor, dass in allen Tälern des Namamagebiets sowie in den Tälern der Sininda und Swjetlaja bis unterhalb der Mündung des Ulug früher beträchtliche Landeismassen vorhanden waren. Auch die niedrigeren Berge und Pässe, wenigstens bis etwa 400 oder 500 m oberhalb der Talböden, waren mit umfangreichen Eisdecken überzogen. Die höchsten Gipfel waren jedoch eisfrei, und kleinere Gletscher strömten längs ihrer Abhänge hinab, um sich mit den Haupteisströmen zu vereinigen.

Die Bewegungsrichtung der Gletscher geht in manchen Fällen aus der Richtung des Blocktransports mit genügender Deutlichkeit hervor. Andere Zeugnisse davon, etwa Rundhöcker oder Schrammen, waren nicht verfügbar.

Im Sinindatal hat sich das Landeis abwärts gegen E und SE bewegt, wie aus dem Auftreten des Lagerberg-Granodiorits in den Moränen mit Sicherheit hervorgeht. Dasselbe Zeugnis haben wir

auch dafür, dass sich das Eis im Swjetlajatal abwärts bewegt hat. Vom Namamatal besitzen wir keine solchen Zeugnisse, da wir den Ursprungsort der hier auftretenden erratischen Blöcke nicht kennen, aber der Gletscher muss natürlich eine obere Fortsetzung des Swjet-

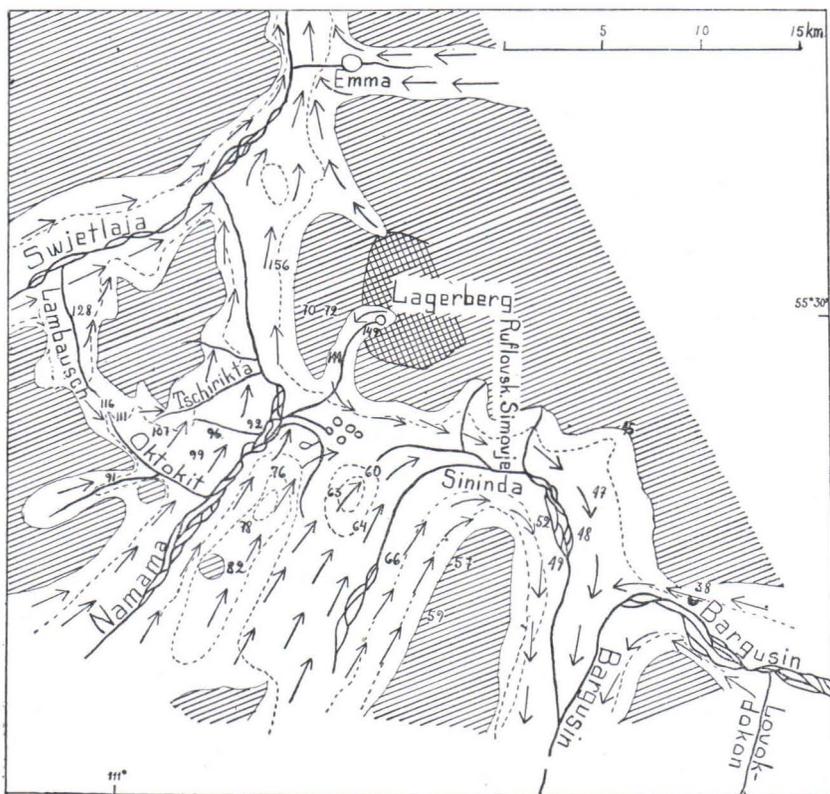


Fig. 12. Die Gegend der Wasserscheide zwischen dem Bargusin und der Namama. Weiss mit Pfeilen = Areale mit Spuren von Gletschertätigkeit; Pfeile geben die vermuteten Bewegungsrichtungen an. Schraffiert = Berge mit Gipfeln ohne Spuren von Gletschertätigkeit. Kreuzschraffiert = Verbreitungsgebiet des Granodiorits auf dem Lagerberg. Nach früheren Karten und den topographischen Aufnahmen der Expedition skizziert.

lajagletschers gewesen sein und sich somit auch in dem Tal abwärts bewegt haben. Eine Bewegung nach S, aufwärts, wäre auch ganz unerklärlich, da das Quellgebiet der Namama sehr hoch zu sein scheint und die Neigung des Landes von da nach N ganz allgemein ist und von keiner entgegenwirkenden Neigung kompensiert gewesen sein kann.

Damit ist auch bewiesen, dass die Geschiebe des porphyrtartigen Granits mit dem wasserklaren Quarz irgendwo von Süden herkommen müssen. Aus der grossen Häufigkeit dieses Gesteins in den Moränen des ganzen Gebietes kann man schliessen, dass es auch anstehend eine grosse Verbreitung haben muss und wahrscheinlich ein umfangreiches Massiv bildet.

Es ist nun sehr bemerkenswert, dass derselbe Granit in ungestörten Moränen überall im untersuchten Gebiet, im Sinindatal sowie im Namamatal und dessen Nebentälern wie auch im Swjetlajatal vorkommt. Dieser Umstand kann nur dadurch erklärt werden, dass der grosse Eisstrom des oberen Namamatales sich geteilt, d. h. einen Zweig nach Osten ins Sinindatal, einen anderen nach Norden ins Swjetlajatal entsandt hat. Aus dem Quellgebiet der Namama hat der Sinindagletscher auch längs des Tals seines rechten Quellzweiges sowie auf dem direkten Weg über die südlich vom Pass gelegenen Berge strömende Eismassen aufgenommen.

Die Eisscheide zwischen Sininda und Namama muss ganz in der Nähe der Namama gelegen haben, denn die vom Gletscher des Lagerberges hinabgeführten Moränen sind, wenigstens zum allergrössten Teil, wenn nicht ganz und gar, vom Sinindagletscher nach Osten transportiert worden, und nicht vom Namamagletscher nach Norden.

Die wahrscheinliche Verbreitung der eiszeitlichen Gletscher und deren Bewegungsrichtungen sind in der beigefügten Kartenskizze bezeichnet (Fig. 12).

EIN BEITRAG ZUR ENTWICKLUNG DER
IMMERSIONSMETHODE.

Von

L. H. BORGSTRÖM.

Unter den Flüssigkeiten, die im mineralogischen Laboratorium bei Bestimmung der Brechungsexponenten nach der Immersionsmethode sich bewährt haben, besitzt Methylenjodid die stärkste Lichtbrechung, 1.74. Durch Auflösung von Schwefel kann der Brechungsexponent bei Beibehaltung der Farblosigkeit der Flüssigkeit bis etwa 1.79 gesteigert werden. Und durch Sättigung mit einer Mischung von S, AsJ₃, SbJ₃, SnJ₄ und Jodoform kann man nach MERWINS¹ Vorschriften einen Brechungsexponent von 1.86 erreichen. Die Jodide machen jedoch die Flüssigkeit rötlich und dunkel und bei Verwendung grösserer Mengen von Jodiden wird der gelbe Teil des Spektrums so stark absorbiert, dass Messungen in Na-Licht, das sonst am besten verwendet wird, sehr erschwert werden.

Der Verfasser hat darum versucht, die Metylenjodid-Jodidmischung mit AsBr₃ und Lösungen vom AsS in AsBr₃ zu ersetzen. AsBr₃ bildet bei Zimmertemperatur farblose Kristalle. Diese schmelzen jedoch schon bei 31°. Durch geeignete Zusätze gelingt es auch leicht den Schmelzpunkt herabzudrücken und die AsBr₃-Mischung bei Zimmertemperatur flüssig zu halten. Der Brechungsexponent von reiner geschmolzener AsBr₃ beim Schmelzpunkt ist 1.778. Schon wenige Tropfen Methylenjodid lösen 1 Gram AsBr₃. So erhält man Flüssigkeiten deren n zwischen 1.74 und 1.78 liegen. Wenn man ein wenig AsS in AsBr₃ bei etwas über 30° auflöst, bekommt man klare, schwach gelblich gefärbte Flüssigkeiten, deren n zwischen 1.78 und 1.92 beträgt, und die zu Immersionsflüssigkeiten geeignet sind. Die bromidreicheren unter ihnen können wochenlang im offenen Gefäss stehen ohne sich merklich zu zersetzen, aber die sulphidreicheren

¹ MERWIN, Media of high refraction, Wash. Ac. Sc. Jour. 3 (1913).

verändern sich jedoch mit der Zeit, wobei AsS als gelbe Trübung sich ausscheidet. Da As giftig ist und AsBr_3 schon bei Zimmertemperatur etwas flüchtig ist, wird man die Flüssigkeiten in Glasflaschen mit geschliffenen und eingefetteten Stopfen aufbewahren.

Die Brechungsexponenten von reinem AsBr_3 bei verschiedenen Temperaturen und für Licht von verschiedenen Wellenlängen sind nach Messungen in folgender Tabelle zusammengestellt:

	Li	Na	Tl
24°	1.7716	1.7849	1.7983
30°	1.7678	1.7815	1.7939
35°	1.7637	1.7764	1.7908
42°	1.7614	1.7721	1.7875
44°	1.7582	1.7710	1.7824
50°	1.7537	1.7671	1.7792
58°	1.7511	1.7643	1.7767
69°	1.7473	1.7640	1.7710

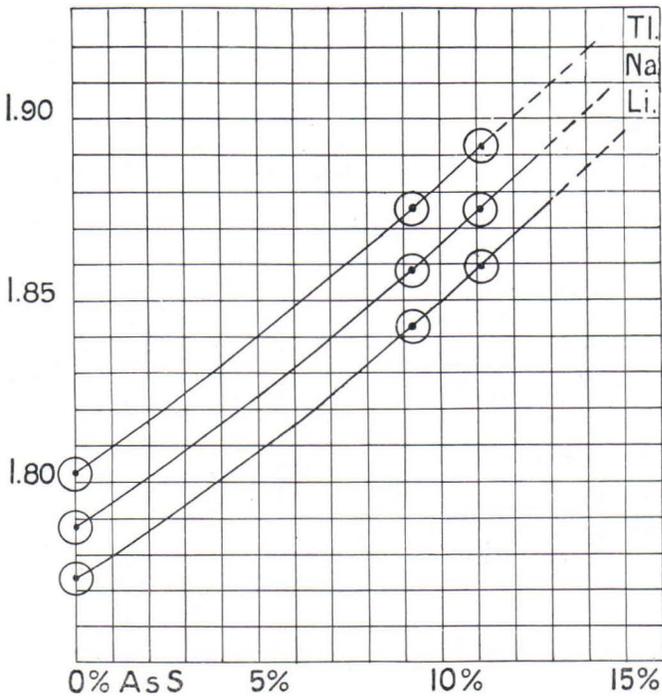


Fig. 1. Lichtbrechung von Mischungen von AsBr_3 mit AsS bei 18° C.

Die Brechungsexponenten der Mischungen von AsBr_3 und AsS können wiederum durch die folgende Äquation berechnet werden (vgl. Fig. 1 und 2):

$n_{\text{Na}} = 1.787 + p \times 0.0078$ wo $p = \% \text{AsS}$. Z. B. $N = 1.933$ für 20 % AsS .

$$n_{\text{Li}} = 1.774 + p \times 0.0076$$

$$n_{\text{Tl}} = 1.802 + p \times 0.0081$$

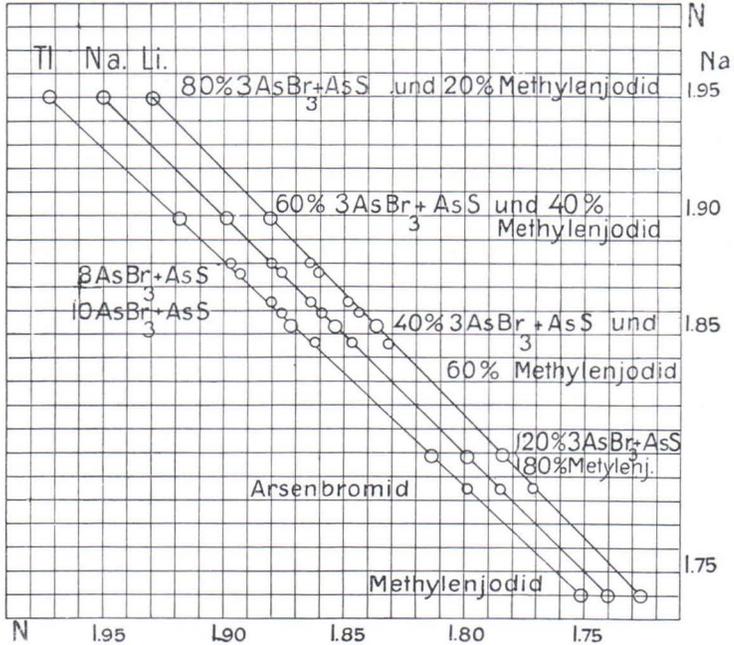


Fig. 2. Dispersion der Mischungen von m Gewichtsteilen $3 \text{AsBr}_3 + \text{AsS}$ mit n Teile Methylenejodid und von m Teile AsBr_3 mit n Teile AsS im Verhältnis zur Lichtbrechung in Na-Licht.

Mischungen mit unter 7 % AsS ($n_{\text{Na}} = 1.841$) erstarren bei Zimmertemperatur vom 16° — 18° . Diejenigen mit mehr als etwa 14 % AsS (1.896) halten sich nur ein Paar Wochen, ehe die Ausscheidung von Sulphid sich durch wesentlich erniedrigtem Brechungsexponent kund gibt. Die sulphidreichere Lösungen können daher bei der Immersionsmethode nicht als Standardflüssigkeiten verwendet werden, ohne dass der Brechungsexponent der Flüssigkeit oft neu bestimmt wird.

Lösungen von AsBr_3 und AsS in Methylenejodid z. B. von $3 \text{AsBr}_3 + 1 \text{AsS} + n$ Methylenejodid können als Immersionsflüssigkeiten in

der Intervalle zwischen $n_{Na} = 1.741$ (Methylenjodid) und etwa 1.90 verwendet werden. Sie sind klar, licht gelblichbraun und haltbar. Von der angegebenen Mischungsreihe wurden zwar Flüssigkeiten mit n_{Na} bis 1.95 geprüft, Fig. 2, aber diese stark brechenden Proben waren nur einige Tage klar und danach nahm der Brechungsexponent von Tag zu Tag schnell ab.

Wenn man zu Lösungen von AsS in $AsBr_3$ noch AsJ_3 fügt, steigt der Brechungsexponent der Lösung, wie folgende Versuchsreihe zeigt; die erhaltenen, stark brechenden gelblichen Flüssigkeiten sind schlecht haltbar. (Möglicherweise würden AsS-ärmere Mischungen z. B. 8 $AsBr_3 + 1 AsS + 1$ bis 2 AsJ_3 beständiger sein.)



m	n	
1.0	1.9617	Nach einigen Tage trüb und $n = 1.956$.
1.5	1.9744	Am folgenden Tag von Ausscheidungen getrübt.
2.0	1.9976	Die Flüssigkeit war nach 24 Stunden sehr dick.
2.5	2.013	d:o
3.0	2.021	Nach 24 Stunden erstarrt.

Zusätze von SbJ_3 zu $AsBr_3$ erhöhten den Schmelzpunkt, wahrscheinlich zufolge Bildung von $SbBr_3$ durch doppelte Umsetzung.

Mischungen von $3AsBr_3 + 1AsS + 6$ Methylenjodid + 1 bis 2 AsJ_3 gaben n_{Na} 1.8708 zu 1.9127, aber die Lösungen waren rötlich, und trübten sich beim Erkalten. Mischungen von $4 AsBr_3 + 1 AsS + 1 AsJ_3 + 0.5$ und 1.5 Methylenjodid gaben $n_{Na} = 1.9121$ und 1.9485. Sie waren aber schon innerhalb einiger Tage fast vollständig erstarrt.

Von Flüssigkeiten mit noch höheren Brechungsexponenten wurden Selenbromid und Mischungen von Phosphor mit Schwefel und Selen geprüft.

$SeBr$ ist etwas dickflüssig und dunkelrot, fast schwarz; im durchfallenden Lichte schön dunkelrot. Der Brechungsexponent wurde zu 2.08 bis 2.15 bestimmt; die Proben mit höheren n enthielten wahrscheinlich freies Se in Lösung. Die Färbung ist derart kräftig, dass nur ganz dünne Schichten bei Immersionsbestimmungen verwendet werden können. Der $SeBr$ ist unangenehm auch in der Weise, dass er sich beim Stehen im offenen Gefäß merklich zersetzt, wobei ein rötlicher Anflug von Se sich auf der Gefäßmündung absetzt.

Gelbes Phosphor schmilzt bei 44.8° und löst reichliche Mengen von Schwefel und Selen, wobei der Schmelzpunkt der Mischung stark

herabgesetzt wird. So sind die Mischungen von P mit 20 % bis 30 % S, wie Phosphorselen-Mischungen mit 30 bis nahe 60 % Se, bei Zimmertemperatur flüssig. Bei meinen Versuchen löste sich Schwefel leicht in unter Wasser geschmolzenem gelben Phosphor zu einer fast farblosen gelblichen Flüssigkeit mit $n_{Na} = 2.07$. Die Flüssigkeit

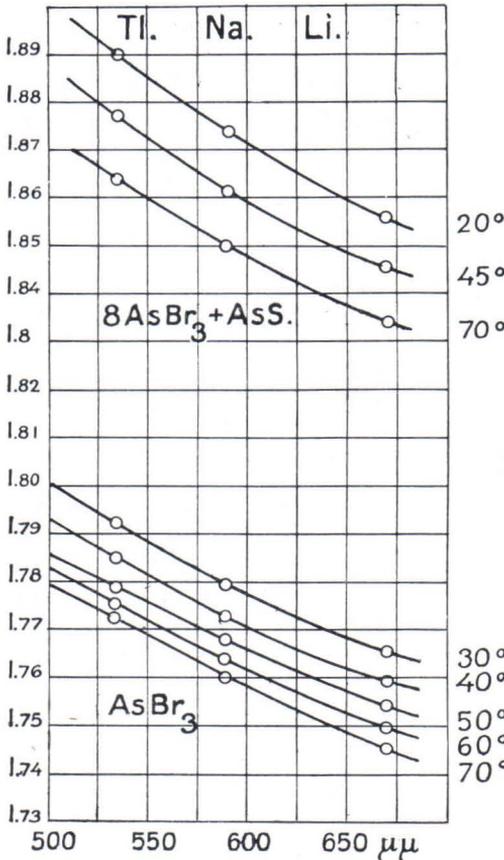


Fig. 3. Lichtbrechung von reinem $AsBr_3$ und von 8 Gewichtsteilen $AsBr_3 + 1$ Teil AsS bei verschiedenen Temperaturen und für verschiedene Wellenlängen.

lässt sich unter Wasser aufbewahren und mit Schwefelkohlenstoff verdünnen. Da diese Flüssigkeiten in der Luft wie Phosphor rauchen, muss bei ihren Verwendung als Immersionsflüssigkeit immer ein Deckglas auf dem Tropfen gelegt werden und, wenn nötig, noch durch einen Tropfen Wasser die Luft von der Berührung mit der Lösung abgehalten werden. Eine Lösung von etwas Selen in gelbem Phosphor unter CO_2 gab $n_{Na} = 2.17$ und war dabei hell gelbbraun, enthält also wahrscheinlich nur wenig Selen (etwa 20 %). Die Lösung von

Se in Phosphor kann nicht unter Wasser aufbewahrt werden, da dieses zersetzend wirkt, wobei rote Flocken von Se sich bald in den bedeckenden Wasserschicht zeigen. Die Schwefel-Phosphor resp. Schwefel-Phosphor-Schwefelkohlenstoff-Mischungen können unter Umständen in mineralogischen Laboratorien Verwendung finden, wie die in ihren Eigenschaften ähnlichen Lösungen von Phosphor in Methylenjodid, welche Lösungen z. B. von NORIN bei der Bestimmung der Brechungsexponenten von Högbomit ¹ benutzt wurden.

Um die Verwendbarkeit von AsBr_3 und von den AsBr_3 — AsS Lösungen für die Dispersionsmethode von EMMONS ² zu untersuchen, wurden Bestimmungen der Brechungsexponenten in Li, Na, und Tl-Licht bei verschiedenen Temperaturen von reinem AsBr_3 und von einer Lösung von 1 g AsS in 8 g AsBr_3 ausgeführt. Die Resultate sind in der Tabelle Seite 59 und im Diagram Fig. 3 zusammengestellt.

¹ Bei GÄVELIN, Bull. Min. Geol. Inst. of Upsala, XV, (1916).

² Amer. Mineral. XI (1926) und XIII (1928).

ÜBER MINERALBILDUNG LÄNGS SCHMALEN SPALTEN.

Von

AARNE LAITAKARI.

Zufälligerweise bekam ich Gelegenheit die Mineralbildung in zwei Skapolithamphibolitgesteinen zu studieren. Weil ich in diesen typische und gute Beispiele von Mineralbildung längs schmalen Spalten angetroffen habe, will ich diese näher beschreiben.

Früher haben SUNDIUS, GEIJER u. a. verschiedene Skapolithamphibolite aus dem Kiirunagebiet in Nord-Schweden beschrieben. In den Sammlungen des mineralog.-geologischen Institutes der Universität zu Helsinki befindet sich eine Probe von skapolithisiertem Grünstein, aus einem losen Blocke bei Kiiruna. In diesem sind die Skapolithindividuen ausserordentlich gross (im Durchschnitt 10×20 mm) und voll von Plagioklas, Hornblende und Erzkörnern (Magnetit-Ilmenit- und Hämatit-Ilmenitentmischung). Diese Probe ist durchaus skapolitisiert und keine Spuren von Spalten längs welchen Lösungen hinein wandern konnten, sind zu beobachten. Darum bietet dieses Gestein in diesem Zusammenhange weniger Interesse. Ebenso verhält es sich mit dem, von H. J. STJERNVALL angetroffenen (Skapolitsyenit) Skapolithamphibolit von Enontekiö in Finnisch-Lappland. Andere basische Skapolithgesteine kennen wir bisher in Finnland ausser dem Finnisch-Lappland nur in einigen Gängen im Kalkstein von Parainen, die letztgenannten sind aber sowohl strukturell, wie auch nach der Bildungsweise ganz und gar von den lappländischen verschieden.

Im Herbst 1925 fand ich in Kuivaniemi südöstlich von der Stadt Kemi (NE-Ufer vom bottnischen Meerbusen) ein rundliches Geröll von etwa 15 cm Durchmesser. Dieses dunkelgefärbte Gestein mit vielen weissen Punkten zeigte sich als ein Skapolithamphibolit, der den nordschwedischen ähnelt. Abb. 1.

Etwas später, im selben Jahr, wurde zu der geologischen Landesanstalt zu Helsinki, von Kolari, Ylläsjärvi, Finnisch-Lappland, ein

ähnlicher Skapolithamphibolit als Erzprobe gesandt. Dieses Gestein enthält nämlich auch etwas Schwefelkies und Kupferkies. Bei Ylläsjärvi soll ziemlich viel von diesem Gestein anstehend sein.

Skapolithamphibolit von Kuivaniemi,
S.E. von der Stadt Kemi.

Der Skapolithamphibolit enthält als Hauptbestandteile Hornblende und Skapolith, daneben etwas Plagioklas. Accessorisch kommen Apatit und Biotit in sehr kleinen Mengen vor. Die rundlichen grossen Skapolithkörner liegen in einer viel feinkörnigeren Grundmasse von Hornblende, etwa wie porphyrische Einsprenglinge. Die Hornblendeindividuen haben eine Grösse von 0.15×0.35 mm im Durchmesser. Im Hornblende ist γ grün = β bräunlichgrün > α blassgelb. Kleine Plagioklaskörnchen (0.10 mm) sind nur hie und da zwischen den anderen Mineralen zu sehen. Er ist etwa Ab_{20} .



Abb. 1. Skapolithamphibolitgeröll, Kuivaniemi, Kemi. $\frac{1}{2}$ natürl. Grösse.

Die Skapolithkörner besitzen alle eine Kugelige oder ellipsoide Form; sie sind auch alle von ungefähr derselben Grösse, etwa 4—5 mm im Durchmesser. Bisweilen ist etwas von dem tetragonalen Habitus zu sehen. Im Gestein sind sie hauptsächlich in Zonen geordnet. An der Oberfläche sehen diese wie weisse Ränder oder wie Perlschnüre aus. Zwischen dem Skapolithindividuum und der umgebenden Hornblende gibt es eine dünne Rinde von verschieden orientiertem Plagioklas. Die Skapolithkörner sind einheitlich, jedoch in nur wenig verschieden orientierten Feldern mit scharfen Grenzen verteilt, besonders in der Randpartei des Skapoliths.

Die Brechungsexponenten sind, mit der Immersionsmethode bestimmt:

$$\begin{aligned} \omega &= 1.550 \pm 0.001 & \frac{\omega + \varepsilon}{2} &= 1.544 \\ \varepsilon &= 1.539 \pm 0.001 \\ \omega - \varepsilon &= 0.011 \end{aligned}$$

Der Skapolith ist also nach Sundius etwa Ma_{80} , $Co_2 =$ etwa 1.7 %.

Inmitten des Skapoliths, besonders im Mittelteil sind viele winzig kleine Hornblende- und Plagioklasindividuen vorhanden. Die dünnen Hornblendeprismen sind 0.03—0.04 mm lang; nur selten kann man 1 mm lange Prismen finden. In den Randteilen des Skapoliths gibt es 3—4 mal weniger von den fremden Mineralien und darum ist er auch viel heller als in der Mitte. Die kleinen Plagioklasindividuen,



Abb. 2. Skapolithamphibolitgeröll, Kuivaniemi, Kemi, Natürl. Grösse.

welche auch hie und da in Skapolithkörnern vorkommen, sind etwa 0.3 mm im Durchmesser. Sie sind ohne Einschlüsse.

In den Skapolithkörnern sind kleine rundliche (0.04 mm) Erzkörner auf ähnliche Weise verteilt, wie die anderen Einschlüsse: in der Mitte viel, in der Randpartei weniger und in der Plagioklasrinde gar nichts. Das Erzmineral ist Ilmenit und Ilmenit-Hämatitentmischung.

Von den Abbildungen 1 und 2 kann man gut sehen, wie die Skapolithindividuen hauptsächlich zonenweise, entweder eng neben

einander oder etwas länger von einander, vorkommen. Einige von diesen Zonen sind beinahe nur mit Skapolith gefüllte Spalten (Abb. 1, im Rande des Bildes.) Längs der Spalte wird das Gestein leicht zerklüftet. Wo die Skapolithindividuen perlbandartig vorkommen kann man eigentlich nicht mehr von Spaltengängen, sondern von Verdrängungsgängen sprechen; zwischen diesen gibt es doch nicht scharfe Grenzen.

Von wo dieses Skapolithamphibolitgeröll von Kuivaniemi, Kemi, her stammt, weiss man nicht. Man kann nur sagen dass es von einer weit nördlicher liegenden Stelle während der Eiszeit nach Kuivaniemi gekommen ist. Im finnischen und schwedischen Lappland kennt man verschiedene Stellen, wo solche Gesteine anstehend vorkommen, obgleich sie nirgends grössere einheitliche Areale einnehmen.

Skapolithamphibolit von Ylläsjärvi, Koları.

Der Skapolithamphibolit von Ylläsjärvi steht in einigen kleinen Felsen in einem Moore, am Ufer des Ylläsjärvi-sees an. Die Proben, welche ich zur Verfügung gehabt habe, stammen nach Angabe des Bauers Aug. Ylläsjärvi von zwei Felsen, die etwa 200 m von einander liegen. Ich selbst habe die Stelle nicht besucht. Diese Gesteinproben sind nach Helsinki als erzhaltige Steine geschickt worden. Sie enthalten nämlich auch etwas Schwefelkies und Kupferkies.

Im Skapolithamphibolit von Ylläsjärvi kann man auch, wie in dem Gesteine von Kuivaniemi die hellen Skapolite und den dunklen Hornblendefels sogleich makroskopisch gut unterscheiden, obgleich die Skapolite nicht so hell und darum nicht so deutlich zu sehen sind, wie in den vorher beschriebenen.

Als Hauptbestandteile kommen hier Skapolith, Biotit, Hornblende, Plagioklas, Turmalin und sulphidisches Erz vor. Einige von den Skapolithindividuen (etwa 4—5 mm im Durchschnitt) zeigen einen deutlich tetragonalen kurzprismatischen Habitus, andere sind ohne regelmässige Form. Zonale Struktur ist bisweilen wahrnehmbar, $\omega - \varepsilon$ in der Mitte am grössten. Die Skapolithindividuen sind einheitlich und nicht zerquetscht.

Die Brechungsexponenten des Skapoliths sind mit der Immersionsmethode bestimmt:

$$\begin{aligned} \omega &= 1.550 \pm 0.001 & \frac{\omega + \varepsilon}{2} &= 1.543 \\ \varepsilon &= 1.537 \pm 0.001 \\ \omega - \varepsilon &= 0.013 \end{aligned}$$

Also nach Sundius etwa Ma_{75} , und $\text{CO}_2 = 2.1 \%$.

Einige Skapolithkörner sind ziemlich rein von Einschlüssen, andere dagegen haben viel Einschlüsse von folgenden Mineralien: Turmalin, Biotit, Hornblende, Schwefelkies und Plagioklas.

Der Turmalin, der reichlich vorkommt, ist idiomorph und bildet einsame Kristalle (0.4—0.5 mm lang und 0.05 mm stark). Zonaler Aufbau und trigonaler Schnitt ist oft zu sehen. ω dunkel braun $> \epsilon$ hell rötlich braun. Der Biotit (α hell gelb $< \beta = \gamma$ dunkel braun) kommt in grösseren und kleineren Schuppen reichlich im Skapolith vor, ebenso die Hornblende (α blass gelb $< \beta$ grün $= \gamma$ blaugrün). Von einigen Hornblendekörnern ist nur der äusserste Rand skelettartig übrig geblieben. In seiner Mitte kommt jetzt nur Biotit und Plagioklas vor. Zuweilen kommt Plagioklas (etwa Ab_{20}) auch im Skapolith vor.

Den Raum zwischen den grösseren Skapolithindividuen mit Einschlüssen füllt ein feinkörniges Gewebe von Biotit, Hornblende und Plagioklas, zuweilen kommt dazu noch Turmalin, sogar reichlich. Dieses Gewebe ist nicht homogen, denn einmal ist beinahe nur Biotit, einandermal Hornblende oder beide zusammen vorhanden. Die Struktur geht aus den Abbildungen N:o 5 und 6 hervor.

Hie und da, sowohl in den Skapolithkörnern als auch in der Zwischenmasse giebt es Schwefelkies, (und Kupferkies und Magnetkies) besonders reichlich in einigen Spaltengängen, wo dazu nur Skapolith mit Einschlüssen vorkommt. Chalkographisch kann man die verschiedenen sulphidischen Erze leicht unterscheiden.

Wie im Skapolithamphibolit von Kuivaniemi sind die Skapolithindividuen auch hier perlbandartig in Zonen angeordnet oder bildet der Skapolit allein einheitliche Spaltengänge, die das Gestein durchkreuzen. Die Spaltengänge sind so schmal, dass gewöhnlich nur ein oder zwei Skapolithindividuen neben einander liegen. Das Gestein ist dicht mit Spalten versehen, so dass die Spaltengänge in einer Entfernung von nur einigen cm von einander liegen.

Die Skapolithamphibolite von Kemi und Kolari sind in vielen Hinsichten denjenigen von Nord-Schweden ähnlich, aber sie sind doch in einigen Beziehungen auch ziemlich verschieden. Erstere sind viel grobkörniger als die nord-schwedischen. Zweitens gehört der Turmalin in dem Gestein von Kolari zu den Hauptmineralien, dagegen ist er in den nordschwedischen selten, accessorisch gefunden worden. Das reichliche vorkommen von Turmalin bietet einen guten Beweis dafür, dass die Metamorphose des Skapolithamphibolits hydrothermal-pneumatolytisch vorsichgegangen ist. In den beiden, hier oben beschriebenen Fällen ist die Skapolithisierung hauptsächlich und beweisbar längs schmalen Spalten fortgeschritten. Längs den Spalten

haben eindringende Flüssigkeiten oder Gase die besten Möglichkeiten gehabt, sich fortzubewegen. Nebst den, für die Skapolith- und Turmalinbildung erforderlichen Bestandteilen B, Cl, sind längs denselben auch ansehnliche Mengen von S, Fe und Cu hineingedrungen. Die gebildeten Sulphidmineralien sind meistens in den breitesten Gängen geblieben. Turmalin und auch Skapolith, obgleich nicht so deutlich, haben sich dagegen auch länger von den Spalten, in der zwischen den Spalten und Perlbandartigen Zonen liegenden Grundmasse von Hornblende und Biotit gebildet. Bor und Chlor waren also im Stande, das ganze Gestein zu durchdringen. Skapolith hat grosse Kristallisationsenergie gehabt, weil er die anderen früheren Mineralien durchaus verdrängt hat. In Skapolithkörnern sind reichlich Interpositionen von Plagioklas, Hornblende u. s. w. Reste vom früheren Mineralien liegen geblieben. Dabei wurden oft die Hornblendekristalle skelettartig verdrängt und der aufgelöste Teil weggeführt.

Die Skapolithisierung, welche in Nord-Schweden ein regionales Phänomen ist, erscheint ähnlich auf weite Areale im finnischen Lapplande, wo sie stellenweise vorkommt. Bis jetzt kennen wir nur einige Fundstellen, aber sie liegen weit von einander. Enontekiö, Kolari und nach einer mündlichen Angabe von Herrn E. Mikkola bei Kitinen, Akankoski in Pelkosenniemi gibt es Vorkommen von skapolithisierten Grünsteinen. Einige von diesen Skapolithamphibolitfundstellen, wie Ylläsjärvi und Akankoski liegen nicht weit von Dolomitlagern und die Skapolithisierung steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit diesem Verhältnisse.

Diese Beispiele beleuchten die Skapolithisierung und die Mineralbildung längs schmalen Spalten und wenn die geologische Untersuchung des nördlichsten Finnland länger fortgeschritten sein wird, werden wir wohl viele ähnliche Gesteine finden und können diese Phänomene weiter studieren.

LITTERATURVERZEICHNIS:

- N. SUNDIUS, Beiträge zur Geologie des südlichen Teiles des Kirunagebiets. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland anordnade av Luossavaara—Kiirunavaara aktiebolag. Geologie des Kirunagebiets 4, Upsala 1915.
- » Beiträge zur Kenntniss der Skapolithe. Bull. of the geol. Instit. of Upsala Univ. Vol. 16, 1918.
 - » Zusammenhang zwischen d. opt. Eigenschaften u. d. chem. Konstitution d. Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 15, S. 1.

PER GEIJER, Om apatitens och skapolitens förekomstsätt i norra Lapplands urberg. G. F. F. Bd. 41, S. 53. 1919.

» Nautanen området. Sveriges geol. unders. Ser. C. N:o 283, 1918.

H. J. STJERNVALL, Lisiä Suomen Lapin geognosiaan. II. Koe Könkämäenon ja Norjan välisen seudun geologisten suhteiden selvittämiseksi. Suomen Teollisuushallituksen tiedonantoja 17 vihko. Helsinki 1893. S. 95—149. Försök till en framställning av de geologiska förhållandena i trakten emellan Könkämäeno och norska gränsen. Medd. fr. Industristyrelsen i Finland. 17 häftet, 1892, S. 93—146.

AARNE LAITAKARI, Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). Bull. Comm. géol. Finl. N:o 54, Helsinki 1921.

Miner.-Geolog. Institut der Techn. Hochschule, Helsinki 1927.

NOTE SUR LA DÉPRESSION AXIALE D'ÅLAND.

Par

C. E. WEGMANN.

L'archipel d'Åland occupe une situation spéciale au centre de la chaîne des Svéco-Fennides. Il les partage en une branche finlandaise et en une autre qui occupe principalement le Bergslag de la Suède centrale.

Après avoir parcouru la Finlande méridionale, la branche orientale commence, une fois parvenue à la côte W., à plonger sous l'archipel d'Åland. La descente axiale est très prononcée. Dans les parties orientales de l'archipel, les axes sont souvent subverticaux ou verticaux.

Le segment svéco-fennide est plus complètement conservé du côté suédois; on en voit la trace sur la côte suédoise entre Gävle et Västervik. La descente axiale semble très accentuée dans l'archipel de Stockholm et tout autour de la région côtière de la Suède centrale qui est convexe vers l'E.¹ Les axes sont souvent presque verticaux; les valeurs des angles diminuent en général vers le S. On voit sur la belle carte de M. ASKLUND² qu'ils plongent en général entre 30° et 50° (fig. 1). La direction générale des axes est E.—W.; certaines déviations semblent dues à des obstacles locaux. En 1910 M. HOLMQUIST a publié un travail très intéressant sur l'île d'Utö accompagné d'une belle carte géologique.¹ Ses considérations tectoniques ressemblent en plusieurs points à notre interprétation. Dans le profil longitudinal (fig. 11, p. 85) la série d'Utö ne serait selon notre hypothèse pas un synclinal mais la trace d'un étage tectonique plongeant sous un angle très ouvert.

L'archipel et la mer d'Åland occupent donc à peu près le centre de la dépression. Les explorations géologiques des deux côtés présentent un intérêt particulier: La descente axiale étant souvent très prononcée, les cartes correspondent alors à des profils, qui nous donnent des renseignements importants sur la structure de la chaîne

et des données particulièrement intéressantes pour la mécanique profonde des chaînes de montagnes. On peut y étudier plusieurs types de plissements qui se recouvrent; ce n'est pas toujours un avantage, parce que l'analyse géométrique en devient plus difficile. La mer et les dépôts quaternaires recouvrent de grandes étendues, ce qui ne facilite par la tâche du tectonicien.

Il faut partir de certaines régions à structure plus claire et dont l'étude est facilitée par les conditions géographiques.

Ce sont, sur la côte suédoise, la région de *Torönsborg* ² et certaines parties de l'archipel de Stockholm. La première région a un style tectonique très semblable à celui du Helgeland (Norvège) de la chaîne calédonienne, connue par les cartes norvégiennes et par les stéréogrammes de l'auteur. Il n'a pas été déterminé jusqu'ici en Suède. Ici comme là, les feuillets intrusifs semblent suivre, sur de grandes étendues, des surfaces tectoniques. La roche encaissante semble avoir progressé avant, pendant et après l'intrusion. Les feuillets granitiques ont donc souvent des allures de nappes; comme ceux des nappes, leurs mouvements sont dirigés vers l'avant de la chaîne. Les déviations locales s'expliquent par des obstacles. Ici comme dans la chaîne calédonienne, les plissements transversaux ³ n'existent que dans l'imagination des auteurs peu familiers avec les méthodes de l'analyse tectonique. La continuation de la région de *Torönsborg* est cachée sous le golfe de Finlande et sous le cambrosilurien d'Esthonie. Le style se répète du côté finlandais où il a été mis en lumière par l'auteur en 1927. Les remarquables travaux de M. METZGER à Svartå ⁴ et à Pargas le montrent plus en détail. On en trouve aussi de beaux exemples sur la carte de M. ESKOLA ⁵. Cet éminent pétrographe a étudié à fond le mécanisme physico-chimique des masses intrusives et a ainsi créé un modèle-type pour la chaîne.

Les exemples cités portent souvent les traces d'une évolution tectonique où il est possible de distinguer plusieurs phases: Des feuillets d'intrusion avancent chacun dans son étage et sont plissés ensemble plus tard; parfois, ils sont refoulés sur leurs parties frontales (Pargas), encapuchonnés par des masses plus puissantes, avançant plus vite ou refoulés en arrière par des obstacles.

La région d'Enklinge (à l'E. de l'archipel l'Åland), étudiée particulièrement par M. SEDERHOLM ⁶ en montre un cas intéressant. Sans parler des découvertes stratigraphiques de cet éminent géologue, nous ne desirons que préciser quelques points de la tectonique: les schistes et les roches vertes d'Enklinge remplissent des corps fusiformes. Leurs axes plongent dans le sol sous des angles très ouverts. Les schistes et les roches vertes ne représentent donc pas un synclinal ou synclino-

rium ouvert directement vers l'ancienne surface et allongé du S. au N. mais la trace d'un étage tectonique renfermé à l'intérieur d'une chaîne plissée et recoupant la surface topographique grâce à la descente axiale.

La direction des axes et des plis montre que les étages supérieurs se meuvent du S. au N. Ce n'est que dans le rebroussement (dans les parties occidentales d'Enklinge) que le mouvement a un sens opposé. Comme dans le reste de la chaîne, la force orogénique semble dirigée du S. au N. et pas de l'E. à l'W.

La nouvelle interprétation de la tectonique de cette région met aussi sous un jour nouveau les intéressantes découvertes stratigraphiques de M. SEDERHOLM.

La dépression d'Åland est très ancienne. Elle doit remonter au moins au temps du plissement du type alpin. Tout en se déformant, elle fut probablement accentuée par l'intrusion des granits du premier groupe de M. SEDERHOLM, les roches à formes d'intrusion ophiolithoïdes ayant souvent la tendance d'accroître les dépressions et les culminations.

Nous sommes encore peu orientés sur le rôle spécifique de la région pendant le plissement de fond qui suivit. Celui-ci correspond à l'intrusion des granits du second groupe. Ces intrusions suivies de granitisations sont devenues classiques grâce aux travaux de M. SEDERHOLM. Le niveau topographique actuel de la branche finlandaise se trouvait dans l'espace de décollement principal des plis de fond ou un peu en dessus. Ces espaces de décollement principaux marquent la zone de passage entre le socle continental susceptible d'être plissé et une région à propriétés presque hydrostatiques. C'est autour de ces espaces de décollement principal que, activés par le plissement, les phénomènes de la palingénèse, de l'anatexe, etc. prennent leur origine. C'est de là que part le diapirisme plutonique.⁷

Il y a plusieurs raisons qui nous font admettre qu'une puissante dénudation a suivi; ce fut la plus effective dans toute l'histoire de la chaîne. Il se peut qu'elle ait accentué la dépression en ce que les deux ailes ont monté plus vivement et ont été érodées plus profondément.

La manifestation tectonique suivante est principalement attestée par l'intrusion des granits du troisième groupe. Elle semble avoir le caractère d'un plissement de fond. Le style des intrusions est à peu près le même dans la branche finlandaise (Obbnäs⁸) que dans l'archipel d'Åland (Åva⁹ Mosshaga et Lemland). Elles appartiennent toutes au même étage géomécanique; les roches encaissantes ont formé des parois solides: le magma a rencontré des diaclases et il a enveloppé des morceaux anguleux de roches encaissantes. Les espaces de décollement suivis par le magma ne sont pas des décollement principaux; ils ne font que suivre des diaclases dans des étages beaucoup moins profonds. Si nous admettons que ces espaces se trouvaient à une profondeur qui était du même ordre de grandeur le long de la chaîne, on pourrait dire qu'à Åva nous trouvons dans le niveau de l'espace de décollement, tandis qu'à Obbnäs, etc. on est probablement en dessous.

Entre les mouvements qui accompagnent les granits du second groupe et ceux qui ouvrent le chemin à ceux du troisième groupe, le niveau de la topographie actuelle s'est donc déplacé dans un autre étage géomécanique. Pour chacune de ces périodes, il se trouve à une profondeur moindre. Les connaissances actuelles sur la tectonique de la région ne permettent de se faire une idée que de leur ordre de grandeur:

Pour la fin du premier plissement, il faut compter avec une vingtaine de km pour la région d'Enklinge, p. ex.; ailleurs on peut obtenir des valeurs plus élevées. Pour le premier plissement de fond, les chiffres restent probablement dans le même ordre de grandeur. Lors du second plissement de fond, la profondeur du niveau actuel ne se mesure plus qu'avec quelques milliers de mètres.

L'intrusion du rapakivi correspond probablement à un nouveau plissement de fond. Le niveau actuel se trouvait déjà bien près de la surface de ce temps. Il est probable qu'il la recoupe dans l'W. d'Åland, au S. d'Eckerö. Par cette intrusion, la dépression fut réduite à la mer d'Åland.

Des restes de grès jotniens se groupent autour de la dépression. Ils forment le sous-sol d'une grande partie du Satakunta en Finlande, recouvrent probablement des étendues considérables sous le golfe de Bothnie au N. d'Åland et réapparaissent dans la région de Gävle en Suède. On les retrouve en lambeaux restreints dans l'archipel de Stockholm et d'Åland.

Le cambro-silurien est conservé en plusieurs endroits dans les eaux d'Åland, tandis qu'il n'en subsiste sur les terres environnantes que des restes de grès cambriens conservés dans les fentes du

socle cristallin. La pénéplaine subcambrienne avec ses formations subjacentes semble aussi marquer la vieille dépression. Elle a été dérangée dans des temps plus récents par la surélévation du horst d'Åland, de sorte qu'elle présente maintenant des dénivellations d'environ 200 m. Dans la topographie actuelle, la mer d'Åland conserve son caractère de dépression.

Cette région a donc montré une t e n d a n c e à la d é p r e s s i o n depuis les temps du plissement svécofennique jusqu'à nos jours. Cette tendance est le plus marquée dans les temps les plus éloignés, elle semble diminuer par endroit pour faire place à un bombement lors de l'intrusion des rapakivis; ceci se répète lors de la surélévation du horst d'Åland, celui-ci étant centré sur le massif de rapakivi.

Après le dépôt des schistes d'Enklinge à caractère de flysch et après l'éruption des roches vertes, la région a plongé rapidement dans les profondeurs de la chaîne de montagne pour ne réapparaître que dans la période du troisième plissement de fond. Depuis le dépôt du flysch jusque dans les temps jotniens, nous n'avons pas de traces attestant que la région ait fait partie d'un bassin d'accumulation; elle doit avoir livré du détritius, surtout avant le second plissement de fond.

L'accumulation jotnienne est probablement suivie en beaucoup d'endroits par une période de dénudation. Pendant les temps cambrosiluriens, la région fait partie du bassin d'accumulation baltique. Ce n'est que grâce aux seuils cristallins que les dépôts se sont conservés çà et là. Jusqu'au quaternaire, une grande partie de la région semble être restée entre la zone d'érosion et celle d'accumulation, tandis que chaque orogénèse a soulevé un petit peu les pays environnants sous la scie de l'érosion.

L'amplitude des oscillations de la surface topographique a diminué depuis les plissements précurseurs des Svéco-Fennides. Le sous-sol a été stabilisé depuis le néoprécambrien. C'est probablement pour une grande partie grâce aux granitisations du premier plissement de fond. Le problème de la stabilisation a été abordé dernièrement d'une manière originale par M. BACKLUND.¹⁰ Ces quelques données malheureusement bien incomplètes montrent peut-être l'intérêt qu'il y a à appliquer des raisonnements tectoniques à l'étude du problème.

Ouvrages cités:

¹ HOLMQUIST, P. J., The Archaean geology of the coast-regions of Stockholm. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar (G. F. F.) bd. 32, II. Stockholm 1910, p. 789—911, 53 fig., pl. 35—38.



Fig. 1. Directions et inclinaisons (en degrés) des textures linéaires, des plissements, étirements, etc. sur la feuille Torönsborg (côte de la Suède centrale), d'après la carte du service géologique de Suède.² La figure donne un bon exemple des variations du flux (perpendiculairement aux traits) à mobilité activée par les granits.

Cartes géologiques: Törnebohm, A. E. Geologisk öfversiktskarta öfver mellersta Sveriges Bergslag. 1 : 250 000. Stockholm 1878—82. 9 feuilles.

Carte géologique au 50 000^{me} du Service géologique de Suède (toutes les feuilles de cette région ne sont pas également instructives au point de vue tectonique):

No 95, Rådmansö. 1885. No 111, Grisslehamn. 1895.

No 96, Grundkallegrundet. 1885. No 97, Svartklubben. 1887.

No 93, Furusund. 1885. No 88, Vaxholm. 1883.

No 72, Möja. 1879. No 73, Gustafsberg. 1881.

No 80 et 81, Dalarö och Utö. 1882. No 50, Årsta. 1874.

No 51, Nynäs. 1874. No 52, Trosa. 1874.

No 53, Björksund. 1874. No 64, Gottenvik. 1878.

HOLMQUIST, P. J., Stockholmstraktens berggrundstektonik. En översikt. G. F. F. bd. 43, Stockholm, 1921, p. 216—240, 6 fig.

HOLMQUIST, P. J., Rumarötraktens berggrund. G. F. F. bd. 42, Stockholm 1920, p. 314—322, 2 fig.

² ASKLUND, B. och Sandegren, R., Beskrivning till kartbladet Torönsborg. Sveriges geol. Unders. Ser. Aa. No 153. Stockholm 1923, 74 p., 19 fig., 1 pl., carte 1 : 50 000.

³ ASKLUND, loc. cit. p. 41—43.

Asklund, B., Några urbergstektoniska problem från Östergötland. G. F. F. bd. 43. Stockholm 1922, pp. 596—611, 7 fig.

⁴ METZGER, ADOLF A. TH., Über die Tektonik des Grundgebirges um Svartå im SW-Finnland. Fennia 50, No 17, Helsinki—Helsingfors 1928, 8 p., 1 pl.

⁵ ESKOLA, PENTTI, On the petrology of the Orijärvi region in south-western Finland. Bull. Comm. géol. de Finlande, No 40, Helsingfors 1914, 277 p., 55 fig., 2 pl., 2 cartes.

⁶ SEDERHOLM, J. J., Om indelningen av de fennoskandiska graniterna och en urbergskordans i skärgården. G. F. F. bd. 47, Stockholm 1925, pp. 536—542.

SEDERHOLM, J. J., A newly discovered unconformability in the Archæan of the Åland Islands. Bull. Comm. géol. de Finlande, No 85, Helsinki—Helsingfors 1929, p. 40—41.

⁷ NICOLESCO, C.-P., Anticlinaux diapirs sédimentaires, volcaniques et plutoniques. C. R. sommaire, Soc. géol. de France, Paris 1929, pp. 21—24.

⁸ SEDERHOLM, J. J., On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part. II. The region around the Barösundsfiärd W. of Helsingfors and the neighbouring areas. Bull. Comm. géol. de Finl. No 77. Helsinki—Helsingfors, 1926, pp. 89—117.

⁹ SEDERHOLM, J. J., Granit-gneisproblemen i Åbo—Ålands skärgård. G. F. F. bd. 46. Stockholm 1924, I. p. 129—152, 6 fig. II p. 253—27. 13 fig.

¹⁰ BACKLUND, H. G., On the stability of the earth's crust in central Fennoscandia, Fennia, 50 No 25. Helsinki—Helsingfors 1928, 32 p., 2 fig.

CONTRIBUTIONS TO THE CHEMISTRY OF IGNEOUS ROCKS II.
EUTECTICS AND THE CRYSTALLIZATION OF
IGNEOUS ROCKS.

By

WALTER WAHL.

I. INTRODUCTION.

Two different views have principally been held with regard to the conditions prevailing in the magmas of igneous rocks before the minerals forming the solid rock have separated out. According to one of these, the same molecules which on cooling crystallize as minerals from the magma, are contained in it already in the molten condition. The magma is accordingly to be considered as a solution of the mineral components in each other. During the era of microscopic descriptive petrography this view has probably been held by most petrographers. The French school of petrography further assumed that the minerals crystallize from the magma in the order of their melting points. According to another view, however, which has been held by some petrographers, especially by *IDDINGS*, the minerals were only formed during the crystallization of the magmas, and these were thus to be looked on as solutions of the oxides of which the minerals are built up, not as solutions of the mineral-molecules themselves.

Already as early as 1861, *BUNSEN*¹ pointed out that the separation of the minerals from rock magmas, which according to him ought to be considered as solutions of molten silicates, is bound to take place according to the physico-chemical laws that govern the separation of crystals from aqueous solutions. At this period, however, the conditions of crystallization of molten mixtures were not yet sufficiently understood to allow of much progress along the line indicated by *BUNSEN*. Then, some twenty years later, the mode of crystalliza-

¹ *R. BUNSEN*, *Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft*. XIII (1861), p. 61.

tion of «eutectic solutions» was discovered by GUTHRIE¹ and the theory of the crystallization of simple solutions of this kind was elaborated by him. The microscopic study of the crystallization structures of such «eutectic mixtures» was not very long afterwards undertaken by his fellow countryman TEALL, who compared the granophyric structures occurring in the porphyritic rocks rich in silica with the structures of the eutectic mixtures of GUTHRIE. The noteworthy pages in «British Petrography» devoted by TEALL to this subject² must in reality be regarded as the first attempt to give a scientific explanation of the structures of igneous rocks, and is the more remarkable as it was undertaken as early as 1888, at a time when petrography was largely of a descriptive character.

If we review the development of petrology during the later part of the last century, we find, however, that the views of BUNSEN and TEALL as regards the applicability of physico-chemical laws to the study of rock crystallization and rock structures were not much appreciated, and that instead certain theories and «rules on the order of crystallization» of the rock-forming minerals were deduced purely from the microscopic study of rock structures, regardless of physico-chemical theory. We have also now to admit that such views on the part of the leading petrographers of that time — which is in reality not so very distant — as the one of FOUQUÉ and MICHEL-LÉVY on the crystallization of the rock-forming minerals according to the order of their melting points, and the one of ROSENBUSCH on a fixed order of crystallization of the rock-forming minerals, which thus would be independent of the chemical composition of the magma in question and of the mutual proportions in which the minerals occur, are, at least in part, in contradiction with the laws of the chemistry of solutions.

It must be regarded as principally due to the difficulty of experimental study of silicate solutions that physico-chemical theory was not earlier applied to a greater extent to the study of rock crystallization. It is principally through the publications of J. H. L. VOGT and the workers in the «Geophysical Laboratory of the Carnegie Institution of Washington» that the importance of the views of BUNSEN and TEALL has in recent time again become apparent. Even at the present time, however, the major part of the work on igneous rocks is of a purely descriptive character, and the description of the struc-

¹ GUTHRIE, Phil. Mag. (5) 17 (1884), p. 462.

² J. J. H. TEALL, British Petrography. London 1888 p. 395—402. Comp. also TEALL's presid. addr. Quart. J. Geological Society LVII (1901), pp. LXXV & LXXVI.

tures are still to a large extent influenced by the »rules on the order of crystallization» of the minerals.

Under such circumstances it is hardly possible to overrate the importance of the systematic research carried out by accurate methods in the Geophysical Laboratory on heterogeneous equilibria, where the components of the systems chosen are the oxides contained in the analyses of rocks. These very accurate investigations show beyond dispute — contrary to older laboratory experiments of a more qualitative character — that the theories on heterogeneous equilibria are applicable also to the molten silicate mixtures. On the other hand they also indicate that a large amount of difficult experimental work must yet be carried out before systems as complicated as the simplest ones occurring in natural rocks, may be dealt with. Furthermore, theoretical discussion on heterogeneous equilibria and experimental research has so far not been extended to certain types of systems occurring in rocks, and in this direction also further work is necessary, which, at least in its preliminary stages, is more conveniently carried out with substances melting at lower temperatures and more easy to handle experimentally than the silicates.

From a chemical point of view, the chemical equilibria during igneous rock formation may be classed in two groups: homogeneous equilibria occurring in the molten magma before crystallization, or before the entire mass has crystallized, and heterogeneous equilibria governing the actual separation of the minerals in solid state and any further changes in the cooling and already solid components. The present author has recently tried to show the importance of changing homogeneous equilibria with regard to mineral formation and the development of similar magmas into rocks of different character.¹ In this paper the bearings of the theory of heterogeneous equilibria, especially the theory of »Eutectics», will be discussed.

II. THE THEORY OF EUTECTICS.

When a mixture of substances which are soluble in each other in the liquid phase but not at all soluble in the solid phase, is cooled, a certain final portion of the liquid solidifies at a constant temperature, the eutectic point, as a mixture in which the different substances occur in a definite proportion, the eutectic mixture.

¹ W. WAHL, Fennia 50 (dedicated to J. J. Sederholm), 1928, N:o 29.

Depending on the number of components in the mixture, we obtain »binary», »ternary», »quaternary», or »polynary» eutectic mixtures, at the eutectic points of which two, three, four or n components crystallize simultaneously in »eutectic proportions».

The simple case of a binary system is pictured in fig. 1. where C and D represent the melting points of the pure substances A and B, and E is the eutectic point. In the ternary system, fig. 2 A, B, C represent the melting

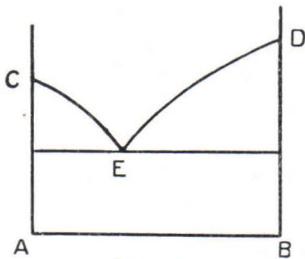


Fig. 1.

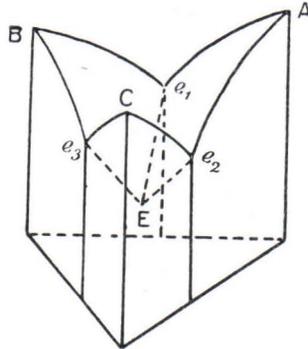


Fig. 2.

points of the three pure components; e_1 , e_2 and e_3 the three binary eutectic points and E the final ternary eutectic. In the quaternary system, Fig. 3 A, B, C and D represent the four pure components; e_1 , e_2 , e_3 , e_4 , e_5 and e_6 the six binary eutectics; t_1 , t_2 , t_3 and t_4 the four ternary eutectics and E the final quaternary eutectic.

In the space diagram of the quaternary system (fig. 3) the temperature relations can of course no longer be shown and the points mentioned thus represent only the eutectic proportions. Quinary and polynary systems can of course not be represented by simple graphic diagrams. Attempts to deal with such systems graphically have been made by BOEKE, EITEL, PHILLIPSBORN and others.¹

The above cases deal with systems in which the components are not at all soluble in the solid state. If again the components of a binary system are soluble in each other in all proportions also in the solid state, we obtain a series of mixed crystals and no eutectic mixture at all. As shown by Bakhuis Roozeboom, we have in all five types of binary isomorphous mixtures. In two of these

¹ For a summary see: BOEKE-EITEL, Grundlagen der chemischen Petrographie, Berlin 1923, p. 157 and the recent publication by PHILLIPSBORN, Neues Jahrb. Beil. B. LVII A. (1928), p. 973.

the components are not soluble in all proportions and we obtain two sets of mixed crystals. The one of these systems, fig. 4, which is usually described as »Roozebooms type V», contains an eutectic point.

Here A and B are the melting points of the pure components, E is the eutectic point. The eutectic mixture in this case, however, does not consist of the pure components A and B as such, but of the mixed crystals C and D which represent the limits of miscibility of the two components. We have

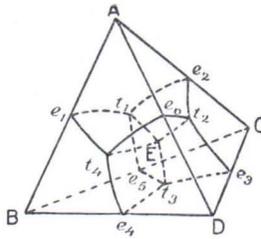


Fig. 3.

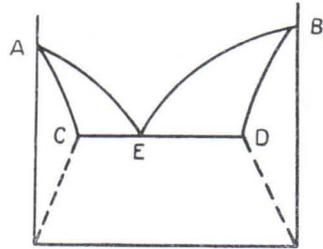


Fig. 4.

thus here not quite as simple a case of eutectic mixture as that represented by Fig. 1, and conditions are complicated by the change in composition of the mixed crystals C and D, which may take place when the temperature falls. On the other hand, the more the gap of immiscibility C—D is widened, the more the system approaches the simple binary system of Fig. 1. These kinds of eutectic mixtures (as in Fig. 4) were not included in the original conception of eutectics, but general usage has since extended the term to cover also these mixtures of mixed crystals.

In ternary and quaternary systems containing components which form isomorphous mixtures, further complications may occur. Thus in a ternary system two components may form a continuous series of mixed crystals, the third component being insoluble in both of them in the solid state, forming eutectic mixtures with each. In such a case we obtain a curve uniting both eutectic points, Fig. 5.

A, B and C here represent the melting points of the pure components, e_1 and e_2 the two binary eutectic points, of which e_1 is figured as being at a higher temperature than e_2 . In a melt of composition within A, e_1 , e_2 the component A will first separate, the melt becoming subsequently richer in the isomorphous pair BC, until a composition corresponding to a point on the curve e_1 — e_2 is reached, when A and a mixed crystal BC will separate simultaneously. When the temperature decreases, this mixed crystal BC will, however, change composition, the simultaneous crystallization of A and the mixed crystals BC proceeding along the curve e_1 — e_2 in the direction of e_2 , until the melt is completely used up. If again the melt initially has a composition corresponding to a point in the field B, C, e_2 , e_1 the mixed crystals BC will first separate out, but the composition of the melt will then change until a point on the curve e_1 — e_2 is reached when a simultaneous crystallization of the

mixed crystal BC and of A will take place along e_1-e_2 , the temperature gradually sinking during this simultaneous separation of the components.

In a system like this, therefore, no eutectic point occurs, nor is there crystallization at a fixed eutectic temperature, but the simultaneous crystallization of the components along the curve e_1-e_2 may

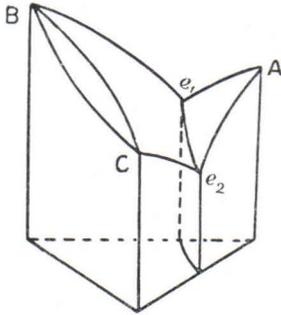


Fig. 5.

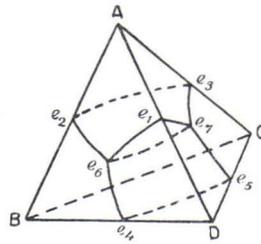


Fig. 6.

be regarded as a kind of eutectic crystallization, and the curve e_1-e_2 is usually described as a »eutectic curve». — In ternary systems with eutectic curves further complications may arise owing to the occurrence of maximum or minimum points on the eutectic curve.

If we proceed to quaternary systems, we find that a eutectic point occurs only when all four components of the system are completely insoluble in each other in the crystallized state. In Fig. 3 such a case has already been represented. If two of the components form mixed crystals we obtain a eutectic curve. Fig. 6 may serve as an illustration of such a case, where B and C are the components forming mixed crystals, A and D the insoluble components, e_1 the binary eutectic point between A and D; e_2-e_3 , e_4-e_5 the ternary eutectic curves and e_6-e_7 the quaternary eutectic curve.

Again if three components form mixed crystals with each other, the fourth not being soluble in any of these, or if we have a quaternary system consisting of two pairs of mixed crystals, which are not soluble in each other in the crystalline state, we obtain respectively three and four ternary eutectic curves, the ultimate, simultaneous crystallization of all components of these systems taking place on a eutectic surface running through the ternary eutectic curves of the systems. Figures 7 a 8 may serve to illustrate such eutectic surfaces.

In fig. 7, B, C and D are the components forming a continuous series of mixed crystals and A the component which in the crystalline state is not soluble in B, C, D, and e_1 , e_2 , e_3 are the eutectic points of the three binary systems. In the ternary system ABC we have the eutectic curve e_1-e_2 , in the ternary system ACD the eutectic curve e_2-e_3 and in the ternary system ABD the eutectic

curve e_3-e_1 . The surface passing through these three eutectic curves e_1-e_2 , e_2-e_3 , e_3-e_1 is the eutectic surface $e_1e_2e_3$ of the system. From mixtures of a composition corresponding to a point inside the pyramid $A e_1e_2e_3$ the component A will crystallize first, the composition of the melt gradually changing along a line running through the point indicated by the original composition of the mixture and through A, and away from A. When the point

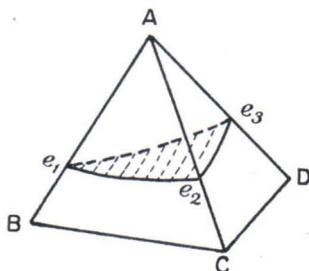


Fig. 7.

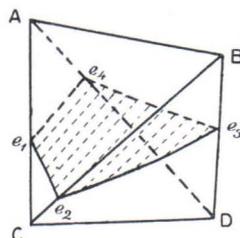


Fig. 8.

where this line intersects with the surface $e_1e_2e_3$ is reached, a mixed crystal BDC will begin to crystallize simultaneously with A, and this crystallization will then proceed on the eutectic surface $e_1e_2e_3$, the temperature further decreasing. — In case the original mixture corresponds in its composition to a point inside the segment $e_1e_2e_3$ BCD, then mixed crystals BCD will first separate. As these separate, the liquid becomes richer in A, and when a composition corresponding to a point on the surface $e_1e_2e_3$ is reached, a simultaneous crystallization of A and the mixed crystal sets in, the temperature all the while sinking and the composition of the mixed crystal of this «eutectic mixture» gradually changing. A system of this kind has not so far — to the knowledge of the author — been experimentally investigated, but it occurs, as we shall presently find, in certain rocks and meteorites.¹

In Fig. 8, we have a diagram of a quaternary system consisting of two binary systems A—B and C—D, each of which are composed of a continuous isomorphous series. As neither C nor D form mixed crystals with A—B, nor A or B with C—D, we have in all:

two binary isomorphous series A—B and B—C,

four binary, eutectic systems A—C, A—D, B—C and B—D
with the binary eutectic points e_1 , e_2 , e_3 and e_4 ,

four ternary systems with the four ternary eutectic curves
 e_1-e_2 , e_2-e_3 , e_3-e_4 and e_4-e_1 ,

the quaternary system with the eutectic surface
 $e_1e_2e_3e_4$.

The binary eutectic systems all correspond to the case of fig. 1, the ternary systems are similar to that of fig. 5. The quaternary

¹ For further details with regard to the crystallization of such a system compare G. TAMMANN, Lehrbuch der heterogenen Gleichgewichte. Braunschweig 1924, pp. 281—283 and 308.

system represents a case where two isomorphous series of mixed crystals which are not soluble in each other in the crystalline state, crystallize simultaneously on a eutectic surface, the composition of both the mixed crystals changing continuously, while crystallization proceeds with gradually falling temperature.

A quaternary mixture having a composition corresponding to any point inside the upper portion $AB e_1 e_2 e_3 e_4$ of the »concentration-tetrahedron» ABCD will solidify in such a way that mixed crystals AB first begin to separate. The liquid will then gradually become richer in the components C and D, whereby a point on the eutectic surface $e_1 e_2 e_3 e_4$ will be reached. From this moment both mixed crystals AB and CD separate simultaneously, but both have to keep in equilibrium with the melt, and consequently their composition changes continuously during the further cooling of the melt, until all of the liquid has been used up, when a mixture of homogeneous mixed crystals AB and CD results. If again the rate of cooling and diffusion in the melt are such as not to permit of equilibrium being entirely kept up between the growing mixed crystals and the liquid, then of course zoned mixed crystals will be formed, and also the crystals formed simultaneously on the eutectic surface, will both of them be of a different composition in their inner and outer portions.

If the original quaternary mixture has a composition corresponding to a point inside the lower part of the concentration tetrahedron ABCD (Fig. 8), then the mixed crystals CD will first separate from the melt, the melt gradually becoming richer in A and B until the eutectic surface $e_1 e_2 e_3 e_4$ is reached, when both mixed crystal series will crystallize together until all liquid is used up.

As systems of this kind are, of fundamental importance when more than one series of mixed crystals crystallize from the molten condition, as is the case with most igneous rock magmas, and as hitherto no such system seems to have been experimentally investigated, the author has some time ago taken up the investigation of such a system and a preliminary report on this work has been published recently.¹ The quaternary system investigated is that of Naphthalene— β -Naphтол, Azobenzene—Stilbene, in which the two binary systems naphthalene— β -naphтол and azobenzene—stilbene form continuous mixed crystal series which are not soluble in each other. This system was chosen,

¹ W. WAHL, III Nordiska Kemistmötet, Helsingfors 1926. Förhandlingar & Föredrag, pp. 180—183. Helsingfors 1928.

after preliminary tests had been made with a number of isomorphous pairs, because it proved to be of a sufficiently simple character and because the mixed crystals containing azobenzene can easily be distinguished by their orange-red colour from the colourless naphthalene- β -Naphthol mixed crystals, observations on the structures of the crystallized products thus being possible. To date the six binary systems and the four ternary systems have (in collaboration with a research student, Mr. BRANDER) been investigated in sufficient detail to allow of the location of the four binary eutectic points and the four ternary eutectic curves inside the concentration tetrahedron to be fixed accurately. Fig. 8 represents the actual orientation of the eutectic surface of this system. A more comprehensive description of the points of interest of this system together with a description of the structures resulting in the ternary and quaternary systems will be published elsewhere.

In a quaternary system consisting of two series of mixed crystals, further complications may arise if maximum or minimum points occur on one or more of the ternary eutectic curves. In such cases the eutectic surface itself may also possess maximum or minimum points, or it may be saddle-shaped. The result will then be that the final portions of the mixture will crystallize at these »singular points» of the surface, the composition of the mixed crystals not changing further, since it is at these points the same as that of the coexisting liquid. It may also in this connection be pointed out that what in the case of ternary systems has been named »impassable lines» may occur on an eutectic surface in case this is of saddle-shape.

In all these cases it has been assumed that the pairs of substances which form mixed crystals are soluble in each other in all proportions. If this is not so, we obtain gaps in the series of mixed crystals and the simultaneous separation of two mixed crystals of a limiting composition, in the same way as explained by fig. 4 for a binary system. Such mixtures will also in the case of quaternary systems be characterized by the occurrence of a »critical temperature point», below which homogeneous mixed crystals split up into two mixed crystals, and we may have the simultaneous crystallization on a eutectic surface of three different mixed crystals: of AB and of C_1D_1 and C_2D_2 .

Polynary systems. The system with two series of mixed crystals not soluble in each other, Fig. 8, is of special importance also because it represents a limiting case from which many other systems of a more complex character may be derived, and towards which such systems approach, when some components occur only in small amounts. Thus, if one or both of the mixed crystal series, not soluble in each other,

are composed, not of two components as in the quaternary system of fig. 8, but of three or more components soluble in all proportions, we obtain polynary systems, the crystallization of which takes place exactly in the same way as that of the quaternary system of fig. 8.

With regard to the crystallization of polynary systems, we may quite generally say that where one or more mixed crystal series are present, eutectic curves and surfaces will occur, a simultaneous crystallization of two or more mixed crystals taking place with falling temperature and the composition of the mixed crystals changing as the temperature falls. Further, where mixed crystal series as well as single components occur, a comparison with figs. 6, 7 and 8 shows that a simultaneous crystallization of several components may take place with falling temperatures. Representation in space of such polynary systems by simple methods is, however, not possible.

As a general result of this review of the theory of eutectic systems we thus find that an *eutectic point* is the limit towards which systems composed solely of compounds insoluble in each other in the crystalline state always approach on cooling, whereas systems containing one mixed crystal series crystallize along an *eutectic curve*, and systems containing two mixed crystal series, not soluble in each other in the crystalline state, on *eutectic surfaces*.

III. IGNEOUS ROCKS CONSIDERED AS EUTECTIC SYSTEMS.

As mentioned in the introduction, TEALL was the first petrologist to compare a structure occurring in igneous rocks with the structures shown by ordinary binary eutectic mixtures of salts. Later »eutectic structures» have, especially through the metallographic study of the metal alloys, become exceedingly well known. A great number of petrologists like VOGT¹, ZEMCUZNYJ and LOEWINSON-LESSING,² BECKER,³ LANE,⁴ HARKER,⁵ DESCH,⁶ HALLIMOND,⁷ and others have discussed rock structures and rock formation from the

¹ J. H. L. VOGT, Die Silikatschmelzlösungen II (1904) 117 and Quart. Journ. Geol. Soc. LXV (1909) 81; Compt. rend. XI Congr. géol. 1910, p. 947.

² F. LOEWINSON-LESSING u. M. S. ZEMCUZNYJ, Verh. Russisch-Kaiserlich mineralog. Ges. XLIV (1906), p. 243. Abstr. Geol. Zentr. (1906), p. 393.

³ G. F. BECKER, 21 Ann. Rep. U. S. Geol. Survey III (1901), p. 519.

⁴ C. A. LANE, Journ. Geology XII (1904), p. 2 & 82.

⁵ A. HARKER, Natural History of Igneous Rocks. London 1909.

⁶ C. H. DESCH, Trans. Faraday Soc. XX (1925), p. 469.

⁷ A. F. HALLIMOND, Trans. Faraday Soc. XX (1925), p. 489.

standpoint of the eutectic theory. Especially the numerous publications of VOGT have contributed largely to make these theories familiar to petrologists. On the other hand, the opinion has also been expressed that it has not been sufficiently proved that for instance the granophytic intergrowths of quartz and felspar occurring in rocks in reality represent «eutectic structures». A summary of these views has recently been given by FENNER.¹ This criticism of the applicability of the theory on eutectics to rock crystallization, must however be regarded principally as a consequence of the way in which rock systems containing mixcrystals have been dealt with, that is as if they were systems of single components not soluble in each other in the crystalline state, thus according to the simple schemes of Fig. 1, 2 or 3. Such a treatment of these complicated systems is, of course, as seen from the previous review of systems containing mixcrystal series, not permissible. As a matter of fact, the theory on eutectics contains in itself nothing hypothetical, it represents the facts established by physico-chemical research with regard to the way solutions behave on cooling and during crystallization. The differences of opinion mentioned must be attributed to the difficulties which have arisen from application of an as yet not sufficiently developed theory to these complicated systems, which it in its initial stages did not yet cover to their full extent. — The criticism of the applicability of eutectics to rock crystallization offered by some authors on account of the occurrence of volatile constituents in the magma, a criticism which in some instances has led to the suggestion that the eutectic theory requires that an eutectic mixture containing ice as a component should be the final crystallization product of acid magmas, not quartz and felspar, need not be closer considered here as it apparently arises from misinterpretation of the processes occurring (pressure changes, separation of gas phases) when such a complex system as a magma cools. It is not in this place possible to enter upon a discussion of these complicated phenomena, it may here suffice to refer to the excellent treatment of such systems by NIGGLI,² and to point out that conditions of crystallization with regard to the separation of high melting components along eutectic boundary lines and surfaces will not be to such extent influenced by the presence of the volatiles, that the conditions prevailing in dry melts would be entirely changed. Also, in most lava flows, where the gases have in principal been given

¹ Cf. FENNER, The Katmai Magmatic Province. Journ. Geology, XXXV, (1926), p. 750.

² P. NIGGLI, Die Leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.

off before solidification, we have to do with practically »dry melts» to which the eutectic theory is applicable without modification.

Of a different kind are the objections raised by BOWEN as to the general occurrence of eutectic mixtures among rocks. In a very important paper on the crystallization of magmas composed of diopside, albite and anorthite mixtures, BOWEN¹ has shown that no eutectic points exist in these systems, and holds that consequently no eutectic mixtures of definite composition corresponding to a gabbro or a diorite and so forth are to be expected. The different components separate instead out in certain proportions — a possibly occurring primary surplus of either component first having crystallized out — along the two-phase boundary line (eutectic curve e_1 — e_2 Fig. 5, here), »haplobasaltic» and »haplodioritic» magmas thus only differing in their behaviour by corresponding to a crystallization at different parts of this curve. VOGT has also subsequently modified his views on the quartz-felspar eutectic by representing it by a diagram of the type of Fig. 5.²

On account of the non-existence of a definite eutectic temperature-point and a definite eutectic mixture in a system like that dealt with by BOWEN (containing two components which form mixed crystals), BOWEN has drawn the conclusion that eutectics are quite generally of little importance in crystallisation of igneous rock magmas. In subsequent petrographical work we then, not seldom, meet with the further statements by other authors that eutectics do not occur at all in rock magmas. Now these views are at least to a certain extent dependent on the manner in which we define the term »eutectic», whether we limit it — as BOWEN has done — to systems containing components not at all soluble in the crystalline state, or whether we use it in petrology in the extended sense in which it is used by physical chemists, that is, to cover all cases where we, after separation of any component initially occurring in surplus over the eutectic proportion, have a simultaneous crystallization of two or several components (chemical substances or mixed crystals). Eutectic points and eutectic temperatures may accordingly be regarded as special features of those simple systems in which solid solution does not occur.

Just as a representation of »graphic granite» by a binary scheme like that of Fig. 1 is an approximation, — i. e. we deal only with orthoclase and quartz and neglect the presence of the other felspars, —

¹ N. L. BOWEN, Am. Journ. of Science (IV), XL, (1915), p. 161.

² J. H. L. VOGT, Journ. of Geology, XXIX, (1921), p. 337.

so the representation of the gabbroid rock by a ternary scheme as that of Fig. 5, containing a mixed crystal series (albite-anorthite) and diopside is also only an approximation, i. e. the other components of the pyroxene mixed crystals, as they occur in natural rocks, are neglected. As in reality quartz is the only rock-forming mineral which is not composed of two or more isomorphous compounds, all other more important rock-forming minerals being mixed crystals, neither the simple eutectic systems of fig. 1, 2 or 3, nor the systems with eutectic curves as in fig. 5 can possibly serve to represent more than quite special cases of heterogeneous equilibria occurring in rock formation. The way according to which rock crystallization may quite generally be represented is by means of systems containing eutectic surfaces as in Fig. 7 and 8, or eutectic curves and surfaces.

From the standpoint of the general theory of heterogeneous equilibria, all the processes leading from the molten condition to completely crystallized products like separation of the components, formation of double salts, their further reactions with the liquid and the reactions of the mixed crystals with the remaining liquid, are all adjustments of equilibria necessitated by the falling of temperature, and we can understand the behaviour of such complex systems as the rock magmas only if we consider them from the general point of view of the theory of complex systems, and not by comparing them with simple binary systems. It is for this reason that it has been thought necessary to give, in the preceding chapter, a review of the principal cases of heterogeneous systems. In order, however, to cover all possible cases during crystallization of a rock magma, the formation of double compounds and their splitting up on »incongruous melting» (as in the case of for instance the systems clinoenstatite = olivine + quartz, and of orthoclase = leucite + quartz), ought to have been included, but as these cases have been dealt with by BOWEN previously, they are here omitted and only the general cases of components melting congruently are considered.

The presence of volatile constituents in the rock magmas is also of considerable importance. The theory of such systems has been dealt with in a very comprehensive way by NIGGLI¹, and for the present purpose it may here suffice, as already pointed out, to refer to this work.

¹ P. NIGGLI, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Jablonowsky Preisschrift. Leipzig 1920.

Comp. also the discussion by J. H. L. VOÛR, Journ. of Geol., XXX, (1922), p. 659.

At present, of course, no detailed diagrams of the crystallization of special rock magmas can be given, but a quite general discussion of the principal types of crystallization diagrams may be of use in further petrological research.

From what has been said, it seems evident that we may agree with BOWEN that eutectic points are not generally met with during the crystallization of igneous rock magmas. But also eutectic curves may only in some special cases be expected. Of these, that of the crystallization of »graphic granite» is probably the one most generally occurring. The diagram given by VOGT¹ represents those cases in which the content of anorthite is so small that it is permissible to neglect it. But when anorthite is present in the magma together with orthoclase and albite, then this system should in reality be represented by a diagram derived from a quaternary system containing a eutectic surface. Anorthite, however, not being soluble in orthoclase and orthoclase and albite (probably) not being soluble in all proportions, we should obtain a comparatively complicated diagram. Considering that orthoclase is practically insoluble in plagioclase containing any appreciable amount of anorthite, the system — at least for the »alkalicalcic», acid magmas may be represented as containing a continuous series of mixed crystals (albite-anorthite) and two compounds, orthoclase and quartz, insoluble in the crystalline state. The system may thus approximately be represented by Fig. 6, containing two eutectic surfaces intersecting in a eutectic curve, where for instance B would be anorthite, C albite, A orthoclase and D quartz. In the leucocratic alkaline magmas, however, where the anorthite component is almost entirely wanting, and the mutual solubility of orthoclase and albite instead becomes considerable, this of course does not apply and we have to deal with a system consisting of a mixed crystal series containing either a gap or a maximum or minimum (felspars) and an insoluble component (quartz).

As long as we tried to explain the behaviour on crystallization of the magmas rich in silica from the point of view of the simple ternary eutectic (Fig. 3), the difficulty always appeared that phenocrysts of both quartz, orthoclase and plagioclase simultaneously appear in the acid porphyries. According to Fig. 3, such porphyries ought then to represent the ternary eutectic mixtures, but, this being so, the whole quantity of these minerals ought to have crystallized

¹ J. H. L. VOGT, Journ. of Geol. XXIX (1921), p. 337, comp. also Skrifter Norsk Videnskaps-Akad. Mat.-Naturv. kl. 1926, N:o 4.

simultaneously, the crystallization taking place at the eutectic temperature, whereas all circumstances (resorption phenomena etc.) clearly indicate that these phenocrysts have been gradually separating as the temperature fell (or occasionally the pressure was raised, which amounts to the same thing). Such behaviour, as observed, is however easily explained by a diagram of the type of Fig. 6., where the «eutectic» crystallization, once eutectic proportions are reached, takes place with falling temperature, along a eutectic curve or on a eutectic surface, and not at constant temperature at a definite, eutectic endpoint of crystallization.

Further cases where eutectic curves occur and which may be treated as approximating to comparatively simple ternary systems, are the combinations quartz-plagioclase which occasionally occur, and which could be represented by the diagram Fig. 5, A then representing quartz, B anorthite and C albite.

A case where we have only one mixed crystal series together with another component (represented by the quaternary diagram, Fig. 7) is that of the meteoric eucrites, consisting of anorthite (free from albite) and pyroxene of the enstatiteaugite-series, composed of three isomorphous compounds MgSiO_3 , FeSiO_3 , CaSiO_3 forming a continuous series of mixed crystals.

In most other igneous rocks, however, there occur at least two, but often several, different series of mixed crystals, which are not mutually soluble in the crystalline state. Here crystallization thus takes place on eutectic surfaces and with gradually falling temperatures.

As an example of a comparatively simple case of crystallization on a eutectic surface we may take the combination of plagioclase and monoclinic pyroxene as it occurs in certain magnetite- and olivine-free gabbros. Here we have the continuous binary mixed crystal series albite — anorthite, represented for instance by A—B of the diagram fig. 8, and another mixed crystal series consisting of monoclinic pyroxene, containing mostly diopside — hedenbergite with some admixture of the Tschermak-silicate and the metasilicates MgSiO_3 and FeSiO_3 , but which may be treated as a continuous series (C and D of the diagram, fig. 8, thus standing for diopside and hedenbergite). For concentrations represented by the upper portion AB $e_1e_2e_3e_4$ of the tetrahedron ABCD, the crystallization will start with the separation of a basic plagioclase crystallizing in laths and gradually becoming richer in albite, then, when a point on the surface $e_1e_2e_3e_4$ is reached, pyroxene also starts crystallizing, both growing side by side without much interference with each another as long as space

permits. As the temperature falls, crystallization proceeds further in this way, the rate of cooling principally determining to what extent the plagioclases and pyroxenes formed have a zonal structure, or by exchange with the magma are able gradually to change into mixed crystals of uniform composition. We have thus in this case principally a simultaneous crystallization of the two mineral components, not occurring, however, at constant temperature, but gradually, with sinking temperature.

Another similar case of this kind, which may here be discussed as an example, is that of the »allivalites», consisting of plagioclase rich in anorthite and olivine rich in fayalite, which have been described by HARKER from the isle of Rum.¹ »In the more peridotitic varieties the olivine has crystallized first; in the more felspathic varieties the anorthite; and when the two minerals were present in certain proportions they have crystallized simultaneously.» We have here two continuous mixed crystal series, plagioclase varying in composition between bytownite and anorthite, and olivine with varying contents of forsterite and fayalite, but considerably richer in fayalite, and what has previously been said of the crystallization of the system azobenzene — stilbene and naphthalene — β -naphthol, fig. 8, applies in a general way also to this system. — Besides the allivalites, HARKER describes a rock which he calls »harrisite», consisting of beautiful coarse grained intergrowths of the same two minerals.² This rock probably corresponds to a simultaneous crystallization of the components on the same eutectic surface, but at a point nearer to the anorthite point of the surface.

In rock systems like those just discussed it is to be noted that the composition of the simultaneously growing crystals is not always the same, as crystallisation may take place at different regions of the eutectic surface according to what the original composition of the magma has been. There is therefore in such a system containing an eutectic surface no single, special »eutectic mixture», but in each mixture a simultaneous crystallization takes place at a different point of the eutectic surface. A further consequence is that there may be simultaneous, »eutectic» crystallization of different combinations of the same minerals whenever these are members of isomorphous series. Their composition may accordingly be different in practically every rock that occurs. This also explains why for instance gabbros

¹ A. HARKER, The Geology of the small Isles of Inverness-Shire. Mem. Geol. Survey. Scotland N:o 60 (1908), pp. 85—87 & Fig. 25, and Nat.-Hist. of Igneous Rocks, London 1909, p. 170.

² loc. cit. Fig. 26.

and dolerites may contain plagioclase and pyroxene of a different composition in nearly every special case, and why we have no »eutectic gabbro rock» of constant composition, as would be the case were rocks to crystallize according to the simple eutectic scheme of fig. 3. According to the diagram of fig. 8, we obtain instead from crystallizing rock magmas whole rock families and not special rock types always containing quantitatively exactly the same mineral mixture, as would be the case if rock formation took place according to the diagram of fig. 3. The theory of eutectic surfaces explains thus the occurrence in nature of great numbers of related rocks built up of the same minerals in varying proportions, forming rock families.

The mineral combinations discussed above are unusually simple ones. Most gabbros contain in addition to plagioclase and pyroxene also iron ore. As this is an isomorphous mixture of magnetite and ilmenite, we thus have three series of mixed crystals not soluble in each other in the crystalline condition. In olivine-gabbro a fourth series, forsterite-fayalite is added to these, and in olivine-norite a fifth series, enstatite-hypersthene. All these mineral components are composed of mixed crystal series and crystallization will occur on eutectic surfaces, which in the main must be of a similar character to that of figure 8. Here further »incongruous melting» of the pyroxene silicates occurs, giving rise to equilibria changing with the temperature between the olivine and augite components. This shows how complicated these systems containing eutectic surfaces may be.

Often the rock minerals contain only two isomorphous components as, for instance, the plagioclases, nephelite, leucite and the magnetite-ilmenite series, but very often they contain a great many more components, as is the case with the pyroxenes, amphiboles, micas and melilites. For the future development of petrology it is therefore of importance that the minerals contained in the rocks, not only the rock itself, be analysed. Only thus a more exact knowledge of the formation and crystallization of the igneous rocks can be gained.

As already pointed out on page 9, further complications may occur if maximum- or minimum- or saddle-points occur on the eutectic surface. It is however premature in the present state of our knowledge to discuss such diagrams in more detail. It may here only briefly be pointed out that the occurrence of such singular points will result in a mixed crystal series having a zonary structure only up to that composition at which the singular point on the eutectic surface is reached when the composition of the mixed crystal becomes uniform with that of the melt and the mixed crystal continues to grow without

further changing its composition. We would thus in such cases find a mixed crystal showing a zonal structure in its central part but with a marginal portion of uniform composition. Such cases seem to occur in rocks not unfrequently, as for instance in certain ijolite rocks, where the first crystallized part of the pyroxene is composed of a diopside more rich in aegirite-augite in its outer part, followed by an aegirite-rich border of uniform composition. Further examples of this kind may be seen among the amphibole constituents of certain rocks.

It is also noteworthy that when a maximum point occurs on an eutectic surface the mixed crystals separating on opposite sides of the maximum point will be of different character, each containing in its central portion more of that component by which the temperature of the beginning of crystallization is increased. The order of formation of the components in an isomorphous series may therefore in certain portions of the concentration diagram, as compared with others, appear inverted.

The above review on the influence of eutectic surfaces on the behaviour of rock magmas during crystallization shows that this is of a profound character. It is evident from what has been said, that it is not permissible, when dealing with complicated rock systems containing one or more series of isomorphous compounds, to treat them — as has previously often been done — as systems containing a single component instead of an isomorphous series, the crystallization of such systems taking place in quite a different way. The treatment of complicated rock systems, not approximately as simple binary or ternary eutectic systems, but according to the real requirements of the theory on heterogeneous equilibria, gives us also — as shown above — the clue to an understanding of the way igneous rocks occur in nature, that is as large rock families in which the single members, although very similar between themselves, differ from geological occurrence to occurrence and contain minerals which, although belonging to the same mineral groups or isomorphous series, are of varying composition from case to case. The mode of crystallization on eutectic surfaces explains thus the variation among rocks and the existence of whole rock families instead of a number of definite mineral mixtures of always the same fixed composition.

NOTE

ON THE BEARING OF EUTECTIC SURFACES ON CRYSTALLIZATION-DIFFERENTIATION.

By

WALTER WAHL.

In the preceding paper on «Eutectics and the Crystallization of Igneous Rocks» it has been explained that the mixed crystals separating on different sides of a singular point on a eutectic surface are of a different composition, and are as crystallization proceeds enriched in opposite ways. In consequence, even in magmas which differ in composition but slightly, *crystallization-differentiation* may proceed in a different way in cases where the concentration of a singular point is located between the concentration points of the magmas. — It may also be pointed out that when eutectic surfaces of irregular shape occur, crystallization-differentiation may lead to the production of magmas of fairly extreme composition. A few theoretical examples may serve to illustrate some such cases which are of interest from the point of view of petrographic provinces and rock differentiation.

If we have a rock magma containing a «salic» mixed crystal series A—B and a «femic» mixed crystal series C—D, and a singular point occurs on the eutectic surface, then the behaviour of the magma during crystallization may differ according to whether the initial concentration point of the magma is located on the convex (maximum) side or whether it is located on the concave (minimum) side of the eutectic surface. We shall here at first deal with a case in which the femic component C—D is in excess and the eutectic surface is convex towards C—D. Crystallization begins by separation of the femic mixed crystals C—D alone, until the eutectic surface is reached, when mixed crystals of both series crystallize simultaneously with gradually falling temperature. It will now depend upon the initial composition of the magma, that is upon the location of its concentration point with regard to that of the maximum point on the eutectic

surface, whether the remaining liquid is enriched in the component A or in the component B of the salic series. After part of such a magma has crystallized, the remaining liquid »differentiate» will thus, as compared with the initial magma, be enriched in one of the salic components, the crystallization process leading to the formation of differentiation products of a rather extreme character.

On the other hand, if initially the salic series A—B is in excess over the proportions given by any point on the eutectic surface, then mixed crystals A—B will separate to begin with, and when the eutectic surface is reached, crystallization will proceed towards the minimum point. All such magmas, independently of the initial proportions between A and B will, after crystallization of part of them has taken place, leave a liquid differentiate in composition approaching that of the minimum point, that is, they will all produce the same final differentiate. — When the eutectic surface is convex towards the salic series, the behaviour of the system will be opposite to that of the system described above, but otherwise analogous to it.

The occurrence of singular points or of an »impassable line» on a eutectic surface may thus in certain cases be the cause of the formation by crystallization-differentiation of rocks of an extreme composition, and the examples given above show in what a profound way the course of differentiation of magmas may be influenced by the shape of a eutectic surface occurring between mixed crystal series contained in the original magma.

It must further be remembered, that even where there occurs no maximum or minimum point on the »liquidus» curve of a continuous mixed crystal series of two pure substances, the shape of this curve may change by the addition of further components soluble to some extent in the solid state. And, as TAMMANN has pointed out,¹ even change of pressure may produce a change in the location of maximum or minimum points on the liquidus curve of a mixed crystal series, and consequently also on a eutectic surface. Crystallization-differentiation occurring at different pressures may therefore possibly result in different differentiates being produced from the same magma.

These examples may serve to show how complicated the circumstances governing crystallization-differentiation may be and the possible influence exerted by mixed crystal series present in rock magmas and by the character of the eutectic surface.

¹ G. TAMMANN, Heterogene Gleichgewichte, p. 195.

BEISPIELE TEKTONISCHER ANALYSEN DES GRUNDGEBIRGES IN FINNLAND.

Von

C. E. WEGMANN.

(mit 9 Figuren und 2 Tafeln).

I N H A L T.

	Seite
VORWORT	99
EINLEITUNG	102
DAS AUFsuchen DES AXIALSTREICHENS UND DES AXIALFALLENS, ZUSAMMEN AXIALRICHTUNG	103
PROFILKONSTRUKTION	107
<i>Q u e r p r o f i l e</i>	107
1. Beispiel: Profil senkrecht zur Axialrichtung. Mölönjärvi. Geologisches zum Profile von Mölönjärvi	107 109
2. Beispiel: Querprofile senkrecht zur topographischen Ebene. Paltamo—Sotkamo Serienprofil	111 113
3. Beispiel: Kulissprofile	115
a. Ruskeala	117
b. Petrovaara—Juuanvaara	117
<i>L ä n g s p r o f i l e</i>	120
KONSTRUKTION VON STEREOGRAMMEN	121
1. Das Verhältnis der topographischen Oberfläche zum Unter- grunde, also hauptsächlich der geologischen Karte zum tieferen Bau	122 122
a. Oberfläche eben	122
b. Oberfläche nicht eben	123
2. Die räumlichen Verhältnisse eines geologischen Körpers dar- stellen	124 124
Gegend von Kuopio	124
ZITIERTE LITTERATUR	126

VORWORT.

Wie so manche andere neue Ideen auf dem Gebiete der Geologie und der Petrographie, so wurden auch die Methoden und Gedankengänge der modernen alpinen Tektonik zuerst in *Finnland* auf das Studium der alten Gebirge verwendet. Diese den Erforschern der jungen Kettengebirge entlehnten Arbeitsweisen haben sich dort nützlich gezeigt; in verschiedenen Gebieten Finnlands wird von verschiedenen Forschern damit gearbeitet; einiges davon ist bereits publiziert.

Der Verfasser dieses Büchleins hat bei der Einführung und Anpassung dieser Methoden mitgeholfen; er wurde von Kollegen ersucht, einige Beispiele tektonischer Analysen zu veröffentlichen; dabei sollte sowohl die Konstruktion der Figuren, als auch einiges, was aus diesen herausgelesen werden kann, erklärt werden. Die einzelnen Beispiele werden nicht in ihrem geologischen Zusammenhange aufeinander folgen, sondern eher in einem methodischen. Immerhin wird versucht werden, einige Ausblicke über die Zusammenhänge, wie sie aus den neuen Konstruktionen hervorgehen, zu skizzieren. Für weitere Zusammenhänge sei auf die Arbeit über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland (12) hingewiesen. Die Vorgänge der Faltung, Scherung und Intrusion von Magmen müssen berührt werden. Sie werden so elementär als möglich, ohne allzu grossen Aufwand an Begriffen und Ableitungen, dargestellt werden. Davon ausgehend werden sich ohne Schwierigkeit kompliziertere Fälle ergeben, ohne dass wir sie hier auseinander setzen. Eine bessere Approximation an die Geschehnisse werden wir später in einer Darstellung der Gebirgsbewegungen versuchen. Hier liegt das Hauptgewicht auf der *Anatomie* der Gebilde; dass es doch nicht ganz ohne Genetik und Kinetik abgeht, dürfte klar sein.

Die Konstruktionsmethoden sind eine Abart derjenigen, welche in der Schweiz schon lange angewendet und gelehrt wurden; sie mussten den Verhältnissen angepasst werden. Dabei war es dem Verfasser von grossem Nutzen, dass er einen Teil dieser Gedankengänge bereits auf das kaledonische Gebirge in Skandinavien anzuwenden versucht hatte; diese Ideen fanden aber dort nicht das gleiche Verständnis wie hier in

Finnland, wo das Aktualitätsprinzip so viele Jahre die Forschung leitete, und man daher nicht darauf eingestellt war, in der alten Gebirgsbildung exceptionelle Verhältnisse zu erwarten; vielmehr bedeutete hier die Vergleichung mit jungen Gebirgen nur eine Erweiterung des Aktualitätsprinzips, also eine Fortsetzung der besten Traditionen.

Wenn man von den klassischen Arbeiten TÖRNEBOHMS und REUSCHS und den Darstellungen einiger bekannter Gruben absieht, so wurde bisher im Grundgebirge fast keine Tektonik im modernen Sinne getrieben. Man betrachte die Profile, welche sogar oft mit den allermodernsten Methoden ausgeführte Arbeiten begleiten. Man kann doch überhaupt erst von Tektonik reden, wenn es möglich ist, die Raumform der Objekte zu erfassen. Wenn man die Kontakte der verschiedenen Formationen auf ihre Natur hin untersucht, und eventuell auf einer Karte darstellt, so kann das noch nicht Tektonik, höchstens Beitrag zum Studium der Bewegungsphänomene, genannt werden; denn durch das Studium der Natur der Kontakte wird die Raumform nicht erfasst. Erst dadurch, dass man nicht mehr jede Lokalität mit ihrem Streichen und Fallen für sich betrachtet, sondern die verschiedenen Lagen im Raume aller Kontakte zu einem Raumbilde zusammenzufassen versucht, kann man den Bau des Gebirges aufklären. Ein Tektoniker ohne die Möglichkeit, die Raumform der Objekte zu erfassen, ist wie ein Petrograph ohne Mikroskop oder ein Chemiker ohne Reagenzien. Meistens wurde die Tektonik im Grundgebirge als Nebensache betrachtet; sie musste sich den stratigraphischen oder petrologischen Ideen beugen.

In Gebirgszonen ist aber der Bau, die Tektonik, meistens derjenige Zug, welcher zuletzt entstanden ist; in ihm spiegeln sich die letzten Ereignisse ab. Bevor man also die älteren erklären will, muss man diese jüngeren kennen, um ihre Wirkungen zu subtrahieren; gerade wie man für ein metamorphes Gestein zuerst seinen jetzigen Zustand untersuchen muss, bevor man etwas über das Ausgangsmaterial aussagen kann. Bevor man die jüngeren Ereignisse ableiten kann, muss man den Bau, wie er sich in der Jetztzeit darstellt, kennen. Man muss also das Gebirge zuerst rein anatomisch untersuchen.

Die obige Überlegung scheint vielleicht manchem überflüssig. Wenn man jedoch skandinavische Arbeiten über das Grundgebirge und über die kaledonische Gebirgskette, auch kanadensische und nordamerikanische Publikationen, daraufhin analysiert, wie der Verfasser zu seiner Auffassung des Baues kommt, so findet man, dass

meistens petrologische und stratigraphische Gedankengänge leitend sind; meistens wird vorausgesetzt, dass das oberste das jüngste sei, und wo das mit der angenommenen Regel nicht übereinstimmt, werden in allen Richtungen Bögen in der Luft und unter der Erde gezeichnet, ohne dass irgendwelche Punkte auf dem Terrain die Annahme solcher Bögen berechtigten. Daher stimmen denn auch die Profile mit dem Kartenbilde wenig gut überein, oft verschiedene Profile untereinander ebensowenig.

Im Herbste 1927 gaben mir Herr Prof. RAMSAY und Herr Prof. ESKOLA Gelegenheit, eine Reihe ausgezeichneter Forscher in dieses Arbeitsgebiet einzuführen. Sie und Herr Prof. SEDERHOLM forderten mich auf, mich eingehender mit den Problemen zu befassen, und ebneten mir auf alle Weise den Weg. Herr Prof. ESKOLA hatte die Güte, mit mir grosse Teile des Landes zu bereisen. Das Material der Universität und besonders der geologischen Kommission standen zu meiner Verfügung. Alle Kollegen standen mir in liebenswürdiger Weise mit Rat und Tat bei. Wenn dabei etwas Brauchbares herausgekommen sein sollte, so haben alle diejenigen, welche mir dabei halfen und mich dazu anregten, einen grossen Anteil daran. Mein herzlichster Dank möge sie alle erreichen.

Helsingfors, Februar 1928.

EINLEITUNG.

Wenn wir uns eine Falte vorstellen, so ist es in der Regel ein längliches Gebilde. Über eine gewisse Strecke liegen die Geraden, welche man auf die gekrümmte Oberfläche der Falte legen kann, die Mantellinien oder Generatricen, parallel oder ungefähr parallel. Diejenige Richtung, welche den Mantellinien parallel ist, oder bei kleinen Abweichungen den besten Mittelwert darstellt, nennen wir *Axe der Falte*. Diese Betrachtungsweise kann von den Falten auch auf andere deformierte Gebilde übertragen werden; entspricht doch die eigentliche Faltung nur einer herabgesetzten Bruchfestigkeit. In einem resistenteren Material erscheinen früher Brüche, Gleitflächen, Clivagen, usw.; aber auch diese haben eine Orientierung: Jedes Material habe eine gewisse Durchbiegungsfähigkeit; es kann unter bestimmten Bedingungen und in bestimmten Dimensionen nur eine bestimmte Krümmung erreichen; wird es über diese hinaus beansprucht so erscheinen Scherflächen von der Ordnung der Falte. (Dass sich schon vorher Scherklüfte niederer Ordnung, Zerrklüfte usw., bilden, und wie sie mit der Durchbiegung höherer Ordnung zusammenhängen, wollen wir hier übergehen.) Die Scherungen sind also übertriebene Durchbiegungen. Die Hauptscherflächen haben darum eine bestimmte Lage in der Biegung, also auch zur *Axe*. (Für ein genaueres Studium vergl. das ausgezeichnete Buch von G. F. BECKER (1). Von Scherflächen begrenzte Körper wie Keile, Gleitbretter, abgeschorene Schollen (welche oft Fisch- oder Spindelform bekommen) können also im gleichen Sinne wie die Falten eine *Axe* haben.

Im grossen und ganzen stehen die *Axen* senkrecht zur Deformationsrichtung. Sie brauchen jedoch nicht parallel zum jetzigen Erdboden zu verlaufen; ist dieser doch meistens schief in irgend ein altes Deformationssegment eingeschnitten. Parallelität der *Axen* mit der jetzigen Topographie ist nicht, wie manche nordischen Autoren trotz der klassischen Arbeiten von REUSCH (8) anzunehmen scheinen, der allgemeine Fall, sondern eine Ausnahme. Die grossen Tektoniker des Nordens, REUSCH und TÖRNE-

BOHM, haben in ihren Arbeiten darauf hingewiesen; eine jüngere Generation hat aber jene Wege verlassen und die für die damalige Zeit so fortschrittlichen Ideen nicht weiter entwickelt.

Die *Axe* ist nicht nur geometrisch eine wichtige Richtung, sondern auch *mechanisch*: die Falten, wie auch die meisten anderen Deformationsgebilde sind mechanisch *anisotrop*; ihre Richtung geringster Durchbiegungsfähigkeit entspricht meistens ungefähr der geometrischen *Axe*. Bei Schuppenbau muss man natürlich in dieser Hinsicht *den Komplex der aus einer krummen Platte entstandenen Gebilde betrachten*.

DAS AUFSUCHEN DES AXIALSTREICHENS UND DES AXIALFALLENS, ZUSAMMEN AXIALRICHTUNG.

Eine Falte stehe schief zur horizontal gedachten, ebenen Topographie (Fig. 1). Die letztere schneide also durch alle Teile des Deformationsgebildes. Die Krümmung der Schichten wird sich in Schlingen mit veränderlichem Streichen und Fallen abbilden. Die

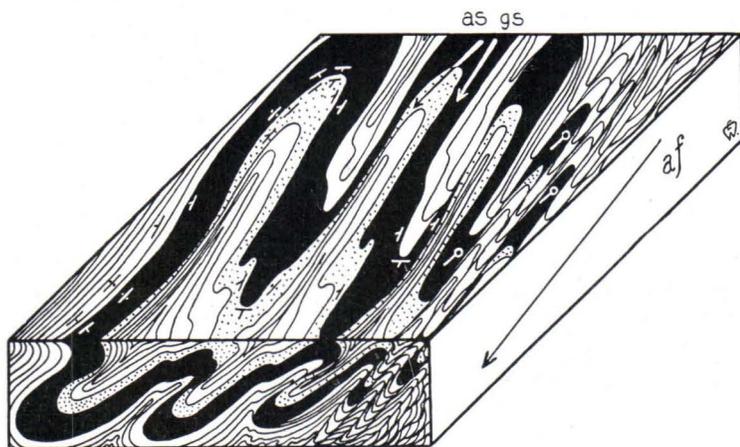


Fig. 1. Schematisches Blockstereogramm.

Die Oberseite zeigt eine Karte, die Vorderseite das entsprechende Profil.

af = Axialfallen

as = Axialstreichen

Letzteres ist vom sogenannten Generalstreichen der Gegend (gs) verschieden. Man beachte die verschiedenen Streich- und Fallzeichen der Schichten und die Fallzeichen der Lineartexturen. Was oft in einer Gegend als »anormales Streichen und Fallen« (weil es nicht gleich der Mehrzahl der Beobachtungen = gs ist) bezeichnet wird, ist, wie man aus der Figur sieht, wichtig für die Auflösung der Tektonik. Wenn, wie es hierzulande meistens der Fall ist, ein grosser Teil des Felsgrundes bedeckt ist, so sind die Chancen, tektonisch entscheidende Punkte zu finden, ziemlich klein. Man darf also die sogenannten »anormalen Streichen und Fallen« nicht als beiläufige Sache behandeln.

Veränderungen sind regelmässig; die Figur 1 dürfte lange geometrische Auseinandersetzungen erübrigen. Im einfachsten allgemeinen Falle ist die Axialrichtung leicht zu bestimmen: *das Streichen wird durch dasjenige senkrechter Schichtstellung, das Axialfallen durch den geringsten Schichteinfallswert bestimmt.* Die Richtung des flachsten Schichteinfallens kann auch, wenn auch nicht immer, in der Praxis, zur Bestimmung der Axialrichtung benutzt werden: sie entspricht ja der Firstlinie (oder der Linie tiefster Punkte einer Synklinale) der

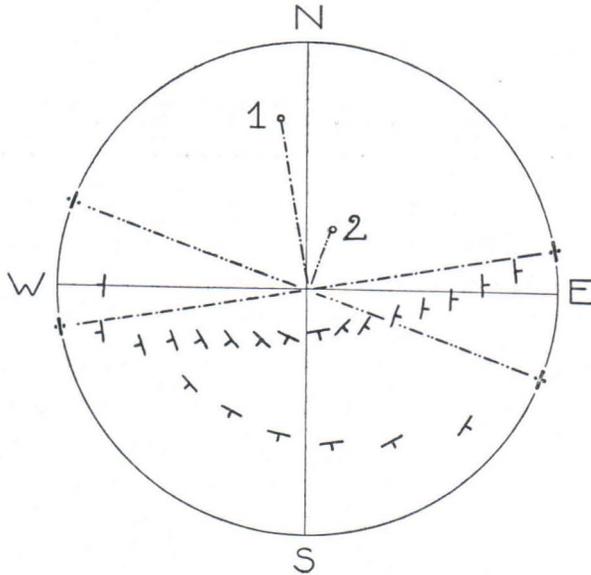


Fig. 2. Streich- und Fallwerte zweier Falten, im Wulff'schen Netze aufgetragen.

Die Werte ordnen sich in Zonen auf Grosskreisen; die Axen der letzteren sind mit 1. und 2. bezeichnet. 1. streicht N 10° W und fällt 20°, 2. streicht N 20° E und fällt 60°.

tektonischen Gebilde. Den Grenzfall lotrechter Axialrichtung wird man an anderen Merkmalen leicht erkennen. In vielen Fällen wird man bereits aus der Karte die Axialrichtung herauslesen können; Karten mit ebener Topographie sollten daher mit Fallzeichen (und wenn möglich Fallwerten) versehen sein.

Wo die Verhältnisse komplizierter sind (wenn z. B. verschiedene übereinander gelegte Faltungsrhythmen vorkommen) haben wir schon lange *das Wulff'sche oder Fedorow'sche Netz* benützt: Jedes Fallzeichen wird als eine durch das Zentrum der Halbkugel gelegte Fläche oder als Tangente an die Halbkugeloberfläche betrachtet; die Senkrechte auf diese Fläche schneidet die Halbkugel in einem Punkte;

diesen benützen wir für unsere Statistik (vergl. Fig. 2). Trägt man eine grosse Menge solcher Fallzeichen ein, so ergibt sich im theoretischen Falle eine Zone. Sie entspricht einem Grosskreise. *Die Axe dieses Grosskreises gibt das Streichen und Fallen der Faltenaxe an.* In der Praxis werden sich die Punkte über einen mehr oder weniger breiten Gürtel verteilen; schon infolge der nicht ganz genauen Messungen kann man eine gewisse Streuung erwarten. Infolge von Falten niederer Ordnung passt das einzelne Streichen und Fallen nicht genau in die geometrische Zone, welche dem in Frage kommenden Gebilde entspricht. Über grössere Strecken wechselt die Axialrichtung. Wenn man in einem begrenzten Gebiete über eine grosse Zahl von Messungen verfügt, werden sie sich fast immer in einer gewissen Zone häufen. Konstruiert man aus dem Streuungsgürtel eine mittlere Axiallage, so hat man zugleich in den Abweichungen *eine Kontrolle über die Fehler*, welche man beim Benützen dieser Axiallage machen wird; diese Fehler können in manchen Konstruktionen ausgeglichen werden.

Es hat sich gezeigt, dass man am besten eine grössere Karte in verschiedene Quartiere einteilt, und diese besonders statistisch behandelt. Die Veränderungen von einer Gegend zur anderen treten dann klarer hervor. Man legt am besten Stücke von Pauspapier über das Wulff'sche Netz, für jede Gegend ein besonderes und trägt darauf die Beobachtungen ein. Zum Vergleiche können sie nachher übereinander gelegt werden. Oft empfiehlt es sich, die Beobachtungen in verschiedenen Gesteinen verschieden zu bezeichnen, z. B. mit Kreuzen, Kreisen, etc. Die einzelnen Gesteine haben verschiedenen Deformationsstil und -Rhythmus; eine leichter deformierbare Formation wird die Grossformen einer resistenteren zu umfliessen suchen. Solche Phänomene treten oft, je nach der Zahl der Beobachtungen, deutlich hervor. Beobachtete Axialrichtungen von Kleinfaltungen, Lineartexturen etc. wird man ebenfalls eintragen. Sie werden so notiert, als ob sie Radien der Halbkugel wären. Derjenige Punkt, wo der Radius durch die Oberfläche der Halbkugel sticht, symbolisiert durch seine Koordinaten die Messung (vergl. Fig. 2). Diese Art der Statistik ist wichtig für alle diejenigen, welche mit der makrotektonischen Untersuchung mikrotektonische nach der Methode Sander's (10) und Schmidt's (11) verbinden.

Oft wird man die Axen kleiner Fältelungen oder die Spuren sich kreuzender Scherflächenscharen (besonders in Phylliten) auf dem Terrain messen können; sind die Spuren ziemlich steil, so wird man auf dem Terrain besser tun, das Streichen und Fallen der Fläche zu messen, und hierauf zu bestimmen, wieviel die Axialspur von der

Horizontalen auf dieser Fläche abweicht. Es ist dann sehr leicht, die Axialrichtung mit Hilfe des Wulff'schen Netzes zu bestimmen: Man lege die Fläche als Ebene durch das Centrum und zeichne auf diese die Spur der Falten oder Scheraxen; der Scherpunkt mit der Halbkugeloberfläche ergibt die Werte für die Richtung des gerichteten Elementes.

Die Richtungen der Axen von Kleinfalten, Lineartexturen u. s. w. weichen meistens von einander ab und ergeben eine mehr oder weniger geöffnete *G a r b e*. Die Grösse der Streuung erlaubt ein Urteil über den Mobilitätsgrad des Gesteins bei der Deformation. Bei höheren Mobilitätsgraden sind die Axenrichtungen veränderlicher. Man kann sie dann nur für Nahkonstruktionen benutzen. In diesem Falle werden natürlich auch die Streich- und Fallpunkte über breitere Gürtel zerstreut.

Bevor man eine Axenrichtung benützt, muss man ihre Eigenschaften untersuchen und ihre Anwendungsmöglichkeit beurteilen. Auch wenn man ziemlich sicher ist, soll man nicht pedantisch damit operieren, sondern sich vorsichtig den Verhältnissen anzupassen suchen.

Die Axengarben und Streuungsgürtel zeigen oft deutlich die fisch- und zigarrenartigen Deformationskörper einer Formengruppe, welche in jedem Gebirge in gewissen Räumen vorkommt. Die Lineartexturen bilden oft in interessanter Weise die Bewegungen resistenterer Körper in mobileren Medien ab; aber auch der Fluss dieser leichter deformierbaren Medien (Schiefer, Kalke etc.) zwischen resistenteren Backen kann durch die Aufzeichnung der Axenrichtungen zum Vorschein kommen.

In manchen Fällen ist es empfehlenswert, die Axen der Kleinfältelungen, Lineartexturen etc. auf einer besonderen Karte zu notieren, am besten auf einem Pauspapiere, welches man über die Originalkarte legen kann. Besitzt man Angaben über die relativen Bewegungsrichtungen, wie man sie in Falten, Abscherungen etc. feststellen kann, so werden sie am besten auf derselben Darstellung verwendet.

Die Statistik dieser gerichteten Elemente ist auch für die Intrusivgeologie wichtig. Frühere und spätere Faltungen (als die Intrusion) verhalten sich manchmal verschieden. Sie können abweichende Richtungen haben. Oft haben sie auch verschiedenen Charakter, wenn die Intrusive die Mobilität der Gesteine aktivieren. Es entstehen Strukturen, welche im Detail ziemlich verwirrend sind; durch eine eingehende Statistik dürften sie oft auflösbar sein. Das Studium der Axenverhältnisse der gerichteten Formelemente kann auch helfen, die Deformation in Episoden aufzuteilen.

PROFILKONSTRUKTION.

QUERPROFILE.

Ist die Axialrichtung über ein gewisses Gebiet konstant, so ist die Herstellung von Profilen recht einfach. Sie sind, wie auch die Karten, *Schnitte durch den anisotrop gebauten Körper*. Ist nun die Richtung der Hauptaxe bekannt, so ist die Profilkonstruktion ein Problem der elementären darstellenden Geometrie.

Wir unterscheiden zwischen Längsprofil und Querprofil; d. h. längs der Axialrichtung oder quer zu ihr. Die Querprofile können

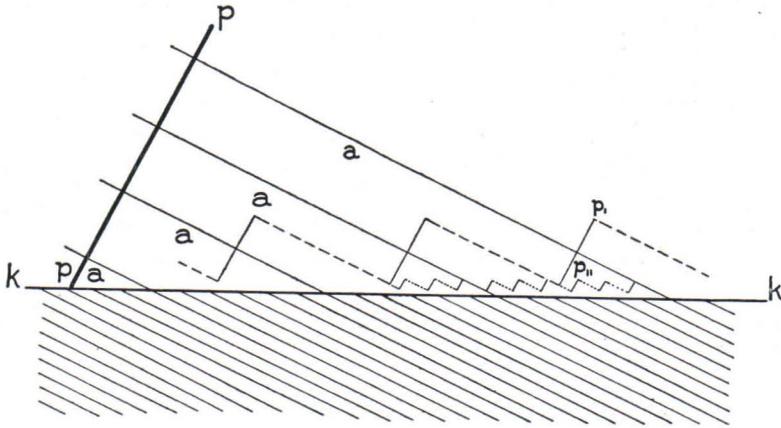


Fig. 3. Schema der Profilkonstruktion senkrecht zur Axe.

k = topographische Oberfläche = flache geologische Karte.

a = Axialrichtung.

p = Projektionsebene = Profil.

Letzteres kann man sich aus kleinen Kulissen p_1 zusammengesetzt denken; man kann sie immer kleiner werden lassen (p_{11}), bis zu minimalen Streifen; die gestrichelten Teile der geknickten Profilebenen verschwinden auf dem Hauptprofile.

wiederum senkrecht auf der topographischen Ebene, oder senkrecht auf der Axialrichtung stehen.

Die erstere Art gibt im allgemeinen Falle, ebenso wie die Karte, ein deformiertes Bild, da sie die tektonischen Gebilde schräg durchschneidet. Die Querprofile zur Axialrichtung geben die wirklichen Mächtigkeiten der einzelnen Gebilde.

1. Beispiel: Profile senkrecht zur Axialrichtung. Mölönjärvi.

Um das Bild aufzufangen, denken wir uns senkrecht zur Axe eine Ebene; auf sie wird das Bild von der Karte projiziert (vergl. Fig. 3). Das Bild, das wir so erhalten, ist nicht ein Querschnitt im

gewöhnlichen Sinne; man kann es sich als aus einer Menge ganz kleiner Profile zusammengesetzt denken. Es gibt die Verhältnisse der Karte von der interessantesten Seite wieder. Der Einwand, dass die Gestalt wenig unter dem Erdboden ganz verschieden sein könne, fällt für jeden, der sich ein wenig länger mit diesen Dingen beschäftigt hat. Dass sich die Verhältnisse über grössere Strecken, also bis in grössere Tiefen unter dem Erdboden oder grössere Höhen über demselben ändern können, ist ja klar; ein Fisch kann z. B. auskeilen. Wenn ein solches Gebilde noch innerhalb des Raumes, für welchen das Profil repräsentativ sein soll, auskeilen sollte, so wird an seiner Stelle ein tektonischer Kontakt bleiben; für das Studium des Stiles wird es aber interessanter sein, das Bild mit dem Fische zu haben als mit einer Lücke, von welcher man nicht weiss, was hineingehört. Diese Profile zeigen also den Baustil mit grösstmöglicher Approximation. Jedenfalls ist die Approximation viel besser als in vielen phantastischen Profilen aus Skandinavien.

In der Praxis ist diese Konstruktion einfach: man ziehe senkrecht zum Axialstreichen eine Grundlinie; alle Abstände auf dieser Linie oder auf Parallelen zu ihr bleiben unverändert. Alle Abstände senkrecht dazu, also parallel zum Axialstreichen werden verändert und zwar im Verhältnis

$$k \cdot \sin \alpha = p,$$

wobei k ein solcher Abstand auf der Karte, p derselbe auf dem Profile, und α der Winkel des Axialfallens bedeutet. Am schnellsten arbeitet man, wenn man über die Karte ein transparentes Millimeterpapier legt; auf dem Zeichnungspapier (eventuell auch ein Millimeterpapier) wird das deformierte Netz, also mit entsprechend reduzierter Ordinate, und auf dieses wird die Karte reproduziert; vorausgesetzt, dass die Topographie keine nennenswerten Höhenunterschiede zeigt.

Stimmt die Konstruktion, so müssen alle Senkrechten senkrecht bleiben, und die Minima der Fallwerte Horizontalen entsprechen.

Die Darstellung des Gebietes von Mölönjärvi wurde nach der ausgezeichneten Karte von WILKMAN (14) versucht. Die Axialbestimmung stützt sich auf die Mittelwerte der Axen der kleinen Falten nach eigenen Beobachtungen. Als Mittelwert ergab sich ungefähr 45° ; die Schwankungen betragen bis 60° aufwärts und bis gegen 30° abwärts. Dies hängt mit der Fischform dieser Gesteinskörper zusammen. Das Streichen der Axen weicht vom Generalstreichen der Schichten 25° — 30° nach N. ab.

Geologisches zum Profile von Mölönjärvi

Vergleicht man das Profil mit den Angaben der Karten, so ergibt sich: Die Gneiskörper von Mölönjärvi schwimmen als Fische in den Sedimenten und Ophioliten. Sie wurden von Keilen (wahrscheinlich denjenigen von Nunnanlahti) abgeschoren und glitten

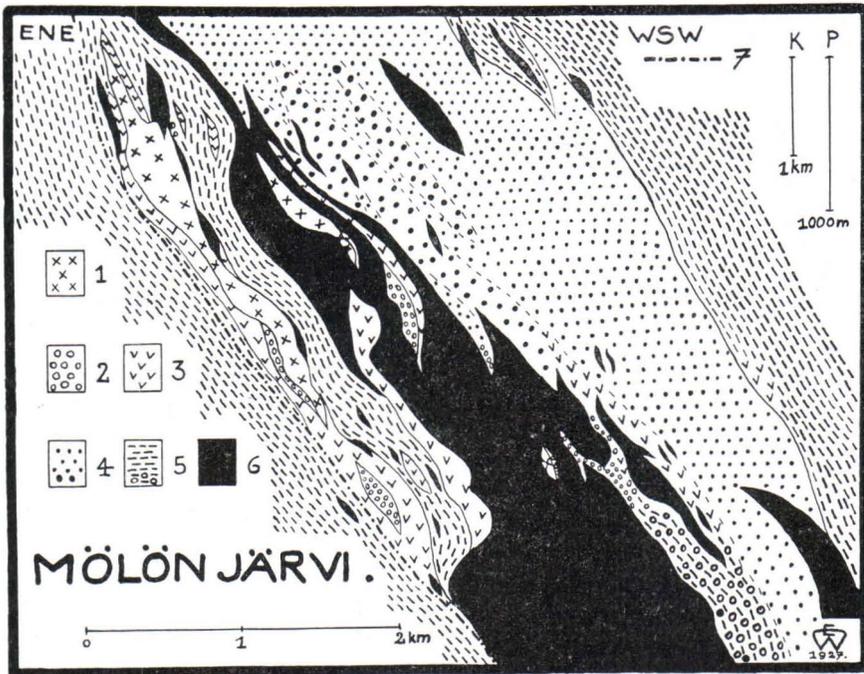


Fig. 4. Profil der Gegend von Mölönjärvi.

1. Altkristallin.
 2. Konglomerat.
 3. Augenschiefer und andere Deformationsprodukte.
 4. Quarzite und Quarzitschiefer, z. T. mit Quarzgeröllen.
 5. Glimmerschiefer und Phyllite, z. T. mit Quarzgeröllen.
 6. Ophiolite.
 7. Tektonischer Kontakt.
- k = Tiefenmasstab auf der Karte.
 p = Tiefenmasstab auf dem Profile.

an der Überschiebungsfäche in die Höhe. Der grössere Fisch trägt an seiner Unterseite Transgressionsbildungen (Konglomerate, besondere Arkosen usw. (Ein Teil der als Grundbildungen (bottenbildningar) bezeichneten Schiefer dürften Mylonite sein, wie schon HAUSEN es angenommen hat.) Der grössere Gneisfisch stammt von

einem Keile, welcher vorher umgekippt war, also seine alte Oberfläche an der Unterseite trägt. Dieser Keil liegt im E der Ophiolite bei Nunnanlahti. Ähnliche Verhältnisse sind schon lange an den Keilen des Aarmassives in den Schweizer Alpen bekannt; sie wurden neuerdings COLLET und PAREJAS (2) und von ROHR (9) genauer dargestellt.

Die verschiedenen Glieder der Zone dürften von einem verzweigten System von Scherkeilen stammen.

Für die Altersbeziehungen sei auf die vorzügliche Arbeit WILKMAN's hingewiesen. Künftige Forscher werden vielleicht zu untersuchen haben, ob ein Teil dieser Konglomerate nicht zur Flyschserie gehört, also an den Embryonen der Massive und Keile und vor dem Walle der westlicheren Gebirge gebildet wurde.

Die Form der Ophiolite ist interessant und typisch für die Tiefenstufe: Die Ophiolite drangen vor dem Schlusse der Bewegung, aber in einem ziemlich späten Stadium derselben, ein. Diese Ansicht wird auch von WILKMAN vertreten. Das Magma benützte hauptsächlich die Schubfläche unter den grossen Quarzschuppen; die Sohle dieser Schuppen bildeten vorher die Gneise, welche jetzt als zwei kleinere Fische in den Ophioliten schwimmen. In die anderen Scher- und Schubflächen drangen wenig oder keine Ophiolite; sie zogen hier, wie an verschiedenen anderen Stellen in Ostfinnland, die Wege längs den resistenteren Gesteinen, in diesem Falle den Quarziten, vor.

Ein Stress wird in solchen Gesteinen zum allergrössten Teile als gerichteter Druck weiter gegeben. Die Schiefer reagieren in hohem Grade makroplastisch; sie verwandeln einen Teil des gerichteten Druckes in allseitigen. Das Vordringen des Magmas wird unter diesen Umständen, wenn es nicht einen grossen Überdruck hat, erschwert. Die Zufuhr wird in einem gewissen Rhythmus immer wieder abgedrosselt. Es entstehen so charakteristische Körper, welche gegen eine Tropfenform tendieren.

Die Quarzite wurden ungefähr in der Profilebene schräg nach oben geschoben, also ungefähr parallel der Intrusionsbahn, bewegt. Auf den Intrusionsraum wirkte von oben das Gewicht der überliegenden Gesteinsmassen. Da aber das ganze System der resistenten Gesteine (Schuppen von Quarzit, Konglomerat, Gneis etc.) in den Schiefermassen eingebettet lag, so wirkte ein Teil des Gebirgsdruckes als allseitiger Druck auf das Ganze; diese Drucke bildeten, auf die Intrusionsbahn bezogen, die Schliesskomponenten. Unter oder in den vorrückenden Quarzschuppen wurde ein grosser Teil der Schliesskomponenten neutralisiert.

Da also hier der kleinste Gegendruck herrschte, drang das Magma hier vor. Auf der Unterseite wurde die Intrusivplatte gegen den Phyllitdruck durch den Altkristallin-Quarzitfisch geschützt, in den tieferen Teilen durch die Altkristallinlamelle von Nunnanlahti (ausserhalb des Profiles). Zwischen diesen beiden (unterer Teil des Profiles) dehnte sich die Intrusivmasse in einem Bauche gegen die Phyllite aus. Im makroplastischen Materiale dehnt sie sich also besser aus, zwischen dem resistenteren dringt sie leichter vor. Der Druck des Magmas war also grösser als der allseitige der Phyllite; dieser wechselt dort periodisch samt dem einseitigen.

Diese Überlegungen führen also zu folgendem: die Quarzite waren resistent und ziemlich spröde, die Schiefer bereits makroplastisch; ihr allseitiger Druck war um einiges kleiner als der des Ophiolitmagmas. Aus der Verteilung der basischen und der ultrabasischen Gesteine wird sich sicher noch manches Interessante ableiten lassen.

Wenn die Axen keine grossen Veränderungen zeigen, aber doch von einem Teil des Gebietes zum andern abweichen, kann man sich die Projektionsebene so gebogen denken, dass die Axen überall senkrecht auf ihr stehen. Bei der Konstruktion wird dann die Reduktion des Höhenmassstabes veränderlich, wenn die Axen ungefähr in derselben Vertikalenebene bleiben. Verändert sich die Axialrichtung auch im Plane, so muss die Grundlinie für die Projektionsebene ebenfalls gebogen werden. Verzerrungen können dabei kaum umgangen werden. Im Übrigen geht man auf die gleiche Weise, wie oben beschrieben, vor.

2. *Beispiel: Querprofile senkrecht zur topographischen Ebene.*
Paltamo—Sotkamo Serienprofil. (Taf. V.)

Oft wünscht man, die Querprofile nicht senkrecht zur Axialrichtung, sondern zur topographischen Ebene zu legen. Die Konstruktion gleicht dann der Vorigen insofern, als eben wieder alle tektonischen Elemente von der Karte mit ihren Axialrichtungen auf eine Ebene projiziert werden. Die Tiefe unter oder Höhe über der Erdoberfläche (welche man in den meisten Gegenden Finnlands als Ebene betrachten kann), ist für einen gewissen Punkt

$$h = a \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

wobei h die Tiefe oder Höhe über der Spur der Erdoberfläche auf dem Profile, a den Abstand des Punktes von der Spur der Profilebene auf der Karte, und α den Winkel des Axialfallens bedeutet.

Die Konstruktion geschieht auf ähnliche Weise wie die vorherige.

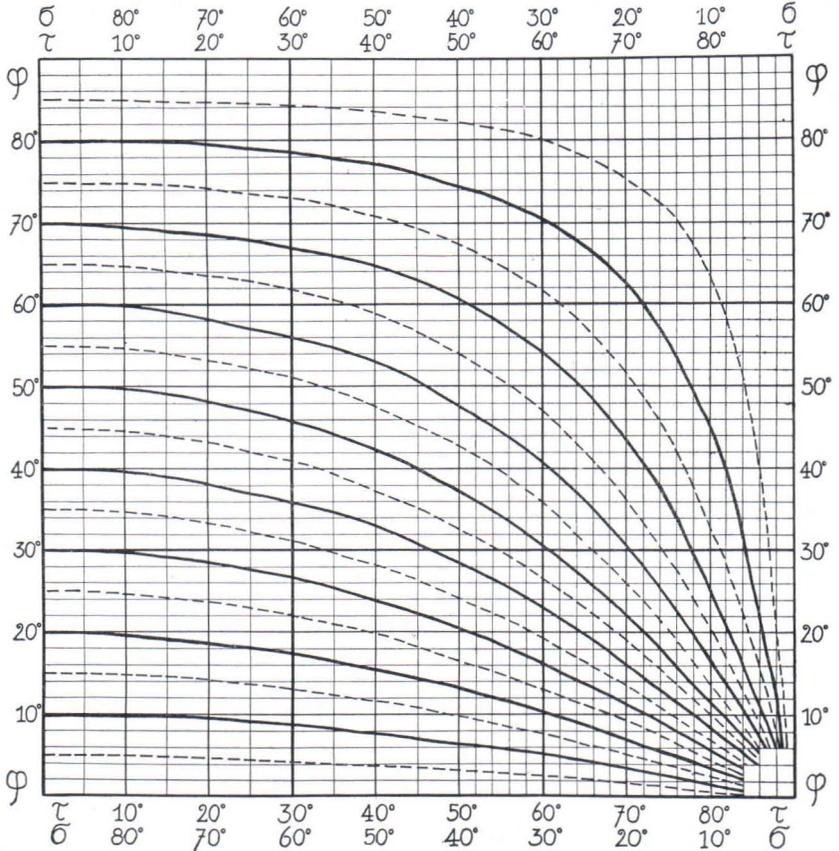


Fig. 5. Diagramm zur Bestimmung des Fallwinkels auf Profilebenen, welche die Ebenen des Streichens und Fallens schief schneiden.

Wenn in Profilen, senkrecht zur topographischen Oberfläche, die Profilebene nicht parallel der Fallrichtung, d. h. senkrecht zur Streichrichtung läuft, ist:

- φ = ursprünglicher Fallwinkel.
- σ = Winkel der Streichrichtung mit der Profilebene.
- τ = Winkel der Fallrichtung mit der Profilebene.

Das Einfallen der Spur derjenigen Flächen, welche nicht senkrecht auf der Profilebene stehen, muss berechnet werden; dies kann mit speziellen Diagrammen (vergl. Fig. 5), wie man sie an verschiedenen Orten findet, oder mit einem Fedorowschen Netze leicht bestimmt werden.

Für eine Gegend mit flachem Relief empfiehlt es sich, eine ganze Serie von einzelnen, nicht zu tief gehenden Profilen zu zeichnen. Aus diesen kann man dann schematische Profile zusammen stellen.

Die Profile der kalevischen Zone in der Oulujärvi-depression wurden nach den Aufnahmen WILKMAN's (15, 17) konstruiert. Die Profile sind hie und da ein wenig skizzenhaft, da die Daten aus Mangel an guten Aufschlüssen nicht immer eindeutig sind.

Einige Profile wurden schematisiert, und zum Teil aus der Vertikalstellung herausgedreht und schräggelegt. Bei Hietalahti und an einigen anderen Orten, wo die Axen steil stehen, würde ein Vertikalprofil die Deformationskörper in einem ganz kleinen Winkel mit der Axe schneiden. West-östlich ausgezogene Elemente würden als vertikal verzerrte Streifen erscheinen, und ein für die meisten Betrachter wenig verständliches Bild geben.

Die ganze Profilerie dürfte ziemlich gut zeigen, wie sich die einzelnen tektonischen Elemente längs der Zone verändern. Für den Zusammenhang vergleiche man sie mit WILKMAN's Karte (15). Die Axialschwankungen erkennt man am Sinken und Steigen der einzelnen Elemente. Eine andere Darstellung dieser Verhältnisse, sowie ein Stereogramm des nördlichen Teiles der Zone wurde bereits an anderer Stelle publiziert (12).

Geologisches zum Serienprofilen Paltamo—Sotkamo.

Einige Zusammenhänge gehen bereits aus der Legende der Figur hervor; auf andere haben wir bereits hingewiesen (12). Einiges sei hier noch verdeutlicht:

Der altkristalline Grund ist im Osten von Sotkamo bis zum Miesjärvi über die Quarzit- und Schieferzone zurückgebogen. Nördlich des Miesjärvi fällt die Oberfläche des Altkristallinen wieder gegen W. In der Wölbung von Sotkamo wuchs die Masse der Vuokattiquarzite durch Zusammenschub. Westlichere Schuppen wurden über den ausgezogenen Scheitel weg in den Wirbel von Naapurinvaara gerissen.

Nördlich der Miesjärvidislokation und nördlich des tiefsten Punktes der Oulujärvidepression taucht das Iivaaramassiv steil auf. Ein grosser Teil seiner Bedeckung ist abgeschoren und auf den Seiten über den sinkenden Scheitel hinweggeschoben. Dabei wurden auch altkristalline Fetzen mitgerissen. Bei Iivaara taucht es steil unter, um erst wieder im Puolankagebiete aufzutauchen.

Das Petrovaaramassiv (12) begrenzt im S. den Ausstrich des Sedimentstreifens. Gegen N. taucht es bei Sopenvaara und Korholanmäki unter die Quarzitschuppen. Diese entsprechen den Vesivaaradecken im Süden. Sie haben die Bedeckung des Scheitels des Petrovaaramassives verschürft. Ihre Stirnen tauchen nach unten in die Schiefer.

Über den Vesivaaradecken liegt die Paltamodecke; sie ist in verschiedene Lamellen geteilt. Nördliche der Transversale von Kajaani dringt sie vor und weicht hinter dem Massive von Iivaara zurück. Gegen N. hebt sie sich aus der Topographie heraus. Ihr altkristalliner Boden keilt seitwärts aus. Sie beherrscht aber auch die Verhältnisse weiter nördlich; an Stelle der auskeilenden Granitlamellen tritt eine anormale Kontaktfläche, an welcher weit aus einander gehörige Quarzitkomplexe einander berühren. Weiter nördlich, im Puolankagebiet, enthält diese Überschiebungsdecke wieder Altkristallinlamellen.

Die Zone der Schuppen von Melalahti liegt über der Paltamodecke. Sie und ihre nördliche Fortsetzung gehören einer ganz anderen tektonischen Etage an als die Quarzite und Schiefer unter der Paltamodecke. Diese letzteren gehören zu den Vesivaaradecken und zum Petrovaaramassiv. Drei verschiedene Quarzitkomplexe liegen also hier übereinander und kommen dank dem Axialsteigen gegen N. untereinander und dann infolge der Wölbung in Streifen nebeneinander und zwischen einander vor. Eigentlich lag die unterste und innerste Zone am weitesten östlich; weiter westlich lag die zweite (Vesivaaradecken) und noch weiter westlich diejenige von Melalahti. Diese letztere ist sehr breit, besteht sie doch bis zum jüngeren Granite hin hauptsächlich aus übereinander getürmten Quarziten; sie wurde auf ihrer Unterlage, der Paltamodecke zusammengeschuppt und fuhr auf dieser gegen E. Wo nun ältere (Altkristallin) oder jüngere (Dolomit oder Schiefer) Zwischenlagen fehlen, also Quarzite aus ganz verschiedenen Zonen direkt auf einander liegen, sind stratigraphische Fehlschlüsse leicht möglich.

Das Gebiet von Melalahti—Kiehimä ist daher ein Schlüsselgebiet (vergl. Stereogramm Taf. 3) (12).

WILKMAN hat in dieser Zone sehr viele Breccienzonen gefunden; er scheint die Verschuppung, im Gegensatz zu anderen Geologen, erkannt zu haben.

Die Verbiegung der Vesivaaradecken und der Paltamodecke haben wir bereits früher kurz erklärt (12). Dadurch, dass sich das Petrovaaramassiv in die bereits darüber liegen-

den Decken hineinbohrte, wurden diese gebogen, und bilden jetzt eine sekundäre Antiklinale; diese scheint sich gegen N. zu accentuieren. Diese Einwicklung ist eines des letzten tektonischen Ereignisse. Die Ophiolite am Kiehimäflusse sind vorher eingedrungen. Sie haben wahrscheinlich ihre Wurzel in der Melalahtizone und westlich davon. Die Einwicklung hilft auch die Verteilung der einzelnen Seditmentzonen nördlich von Karjamäki zu erklären.

Die Intrusion der postkalevischen Granite ist jünger. Sie dringen auf den tiefgehendsten Scherzonen empor, nämlich zwischen dem Massive von Iivaara und dem Vorlande, und in der Zone über der Paltamodecke bis zu den westlichen Gneisgebirgen. Von diesen Stellen breiten sie sich auch gegen E. und W. aus.

3. Beispiel: Kulissprofile.

a. Ruskeala. b. Petrovaara—Juuanvaara.

Anstatt die einzelnen Profile in regelmässigen Abständen unter oder neben einander zu gruppieren, kann man dieselben so zusammenstellen, dass das eine das andere ergänzt. Man kann dies jedoch nur für solche Strecken, innerhalb welcher der Sinn des Axialfallens derselbe bleibt.

Die einzelnen kleineren Profile, welche man nach der oben angegebenen Methode konstruiert, werden also als Mosaiksteine zu einem grösseren Bilde zusammengefügt und zwar auf folgende Weise: einem gewissen Punkte in der Luft über dem einen Profile entspreche einer unter der topographischen Oberfläche des nächsten. In der Zeichnungsebene müssen zwei solche Punkte auf einander zu liegen kommen. In diesem Falle ist also das eine Profil die direkte Fortsetzung des anderen nach oben oder nach unten. Entsprechende Punkte oder geometrische Orte, z. B. die Spuren der topographischen Oberfläche, sind in der Zeichnung so weit von einander entfernt, als die Axen auf der Strecke zwischen den beiden Profilen gesunken ist (Fig. 6).

Verändert sich der Horizontalabstand der Profile auf der Karte, so wird auch, bei gleichem Axialfallen, der Vertikalabstand der Profile auf der Zeichnung verändert. Schwankt die Hauptaxenrichtung, so kann man ihr die Profile so folgen lassen, dass sie weiter dazu senkrecht stehen. Man kann also auf diese Weise kleine Abweichungen korrigieren.

Auch hier kann man die Profile entweder senkrecht zur Axe oder senkrecht zur topographischen Oberfläche zeichnen. Mächtigkeitsveränderungen im Streichen können durch diese Konstruktion erfasst werden.

Betonen wir noch einmal, dass es sehr wichtig ist, eine einigermaßen einheitliche Axialrichtung zu haben, was im Grundgebirge nicht immer der Fall ist. Man muss dies also zuvor untersuchen, und die Fehlergrenzen der Konstruktion in jedem Falle zum Voraus zu beurteilen suchen, um grobe Fehler zu umgehen.

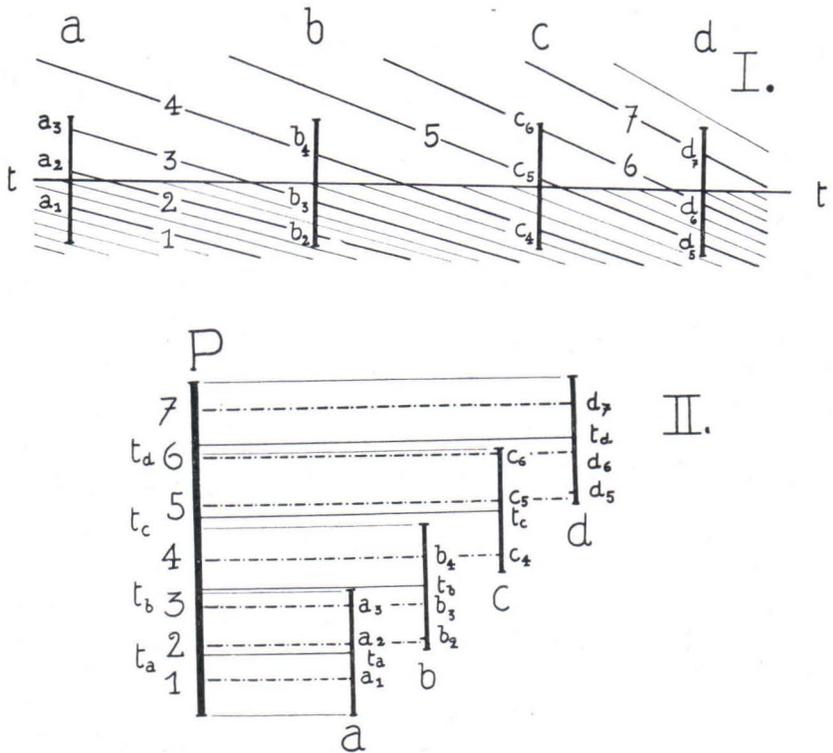


Fig. 6. Schema der Konstruktion von Kulissprofilen.

I. $t-t$ = topographische Oberfläche.

Ein Faltenbau fällt mit zunehmendem Axialgefälle nach rechts ein. 1—7 seien geologisch feststellbare Referenzflächen oder Linien, a—d Einzelprofile senkrecht zur topographischen Oberfläche, a_1-d_5 Schnittpunkte der Referenzlinien mit den Profilebenen.

II. P = Projektionsebene für das fertige Kulissprofil.

Die Teilprofile a—d werden so aufgestellt, dass sich die gemeinsamen Referenzpunkte in ihnen decken, und dann auf die Hauptprofilebene projiziert; die Referenzlinien kommen dorthin, wo man sie, längs der Axenrichtung auf die Einzelprofile sehend, finden würde. Die Spur der topographischen Ebene (t_a-t_d) steigt jeweils um den Betrag, um welchen die Axe von einem Profile zum anderen fällt.

Wenn man zwei Profile zusammensetzt, so sollte nicht nur der benutzte Referenzpunkt, sondern auch alle anderen Punkte sich decken, wenn die Axenrichtung und die Mächtigkeiten konstant sind. Verändern sich Axenrichtung oder Mächtigkeiten, so ist dies nicht mehr der Fall (vergl. Punkt b_2 und d_5). Dies ist ein Mittel zur Kontrolle.

a. R u s k e a l a.

Das Profil wurde nach der schönen Karte von A. A. TH. METZGER (6) konstruiert. Es wurde ziemlich schematisch gehalten; immerhin erkennt man den Unterschied zwischen der alten und der neuen Auffassung.

Der Axialfall bildet einen Winkel von mehr als 60° mit der topographischen Oberfläche. Gegen S. scheint er flacher zu werden; das Axialstreichen scheint damit zu drehen. Die Stirne der Falte, welche wir als interessanteste Stelle gezeichnet haben, taucht in die ladogischen Schiefer unter den mächtigeren Teil ihres Hauptkörpers. Im Verhältnis zur Hauptbewegungsrichtung ist sie nach rückwärts gerichtet. Diese Rückfaltung lässt sich nicht erklären ohne auf die Geologie der ganzen ladogakarelischen Gegend einzugehen. Wir hoffen später Gelegenheit dazu zu finden.

b. P e t r o v a a r a—J u a n v a a r a.

Das Kulissprofil umfasst eine ziemlich grosse Gegend (vergl. 3). Der Sinn des Axialfallens ist einheitlich; aber der Winkel schwankt: er ist im E. zum Teil ein wenig steiler als im W. Wir haben uns mit Mittelwerten geholfen, da die Differenzen nicht sehr gross sind. Der Mittelwert wechselt von den unteren Partien zu den oberen. Die Formen gewisser Objekte sind dadurch ein wenig verzerrt; die Verzerrung ist jedoch nicht gross. Sie beeinflussen den Stil des Ganzen nicht.

Ein gutes Beispiel dafür ist der Timovaarakeil; sein Axialfallen ist ein wenig verschieden von demjenigen der Umgebung und sein Axialstreichen schwenkt leicht aus der Hauptaxenrichtung gegen S.S.E. heraus. Wir haben diese Schwankungen nicht ausgeglichen; daher sind die Konturen von einer Kulisse zur anderen leicht verschoben. Man hat also hier wieder eine Kontrolle für die Anwendbarkeit der Konstruktionsmethode.

Da die Aufschlüsse oft spärlich und die gegebenen Konturen approximativ sind, so kann man an diese Profile nicht die gleichen Genauigkeitsforderungen stellen wie an die meisten alpinen.

Diese Gegend gibt den Schlüssel für die Tektonik der nordkarelischen Depression: Der Keil von Timovaara tritt deutlich hervor. Die Störungen auf seinem Westhange können auf dieser Darstellung nicht erkannt werden. Das Petrovaaramassiv ist am deutlichsten; als eine hohe Klippe dringt es in die Schiefer und in die darüberliegenden Decken. Seine

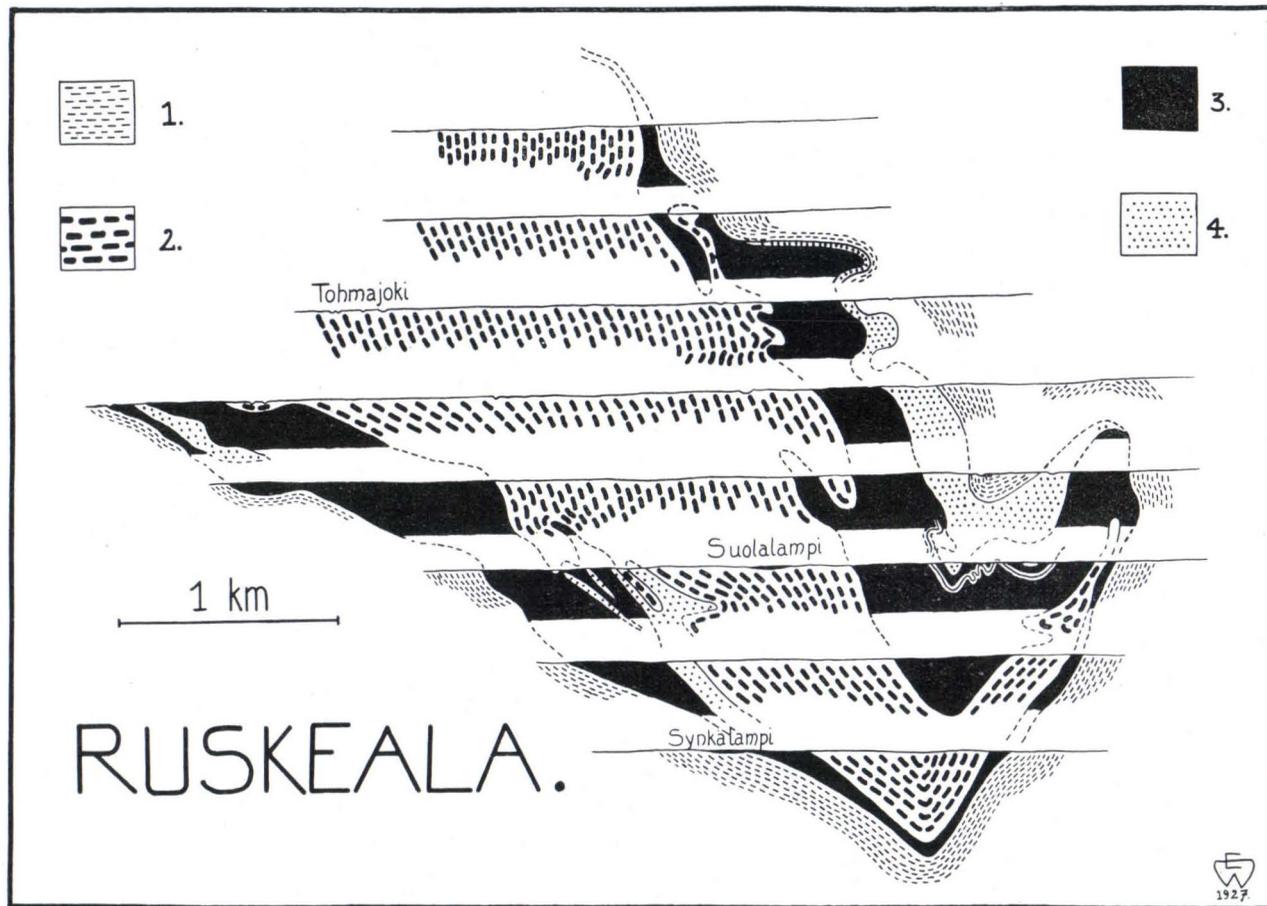


Fig. 7. Kulissprofil durch die Kalksteinvorkommen von Ruskeala (ungefähr S.E.—N.W.).

1. Glimmerschiefer. 2. Hornblendeschiefer. 3. Kalkstein. 4. Dolomit.

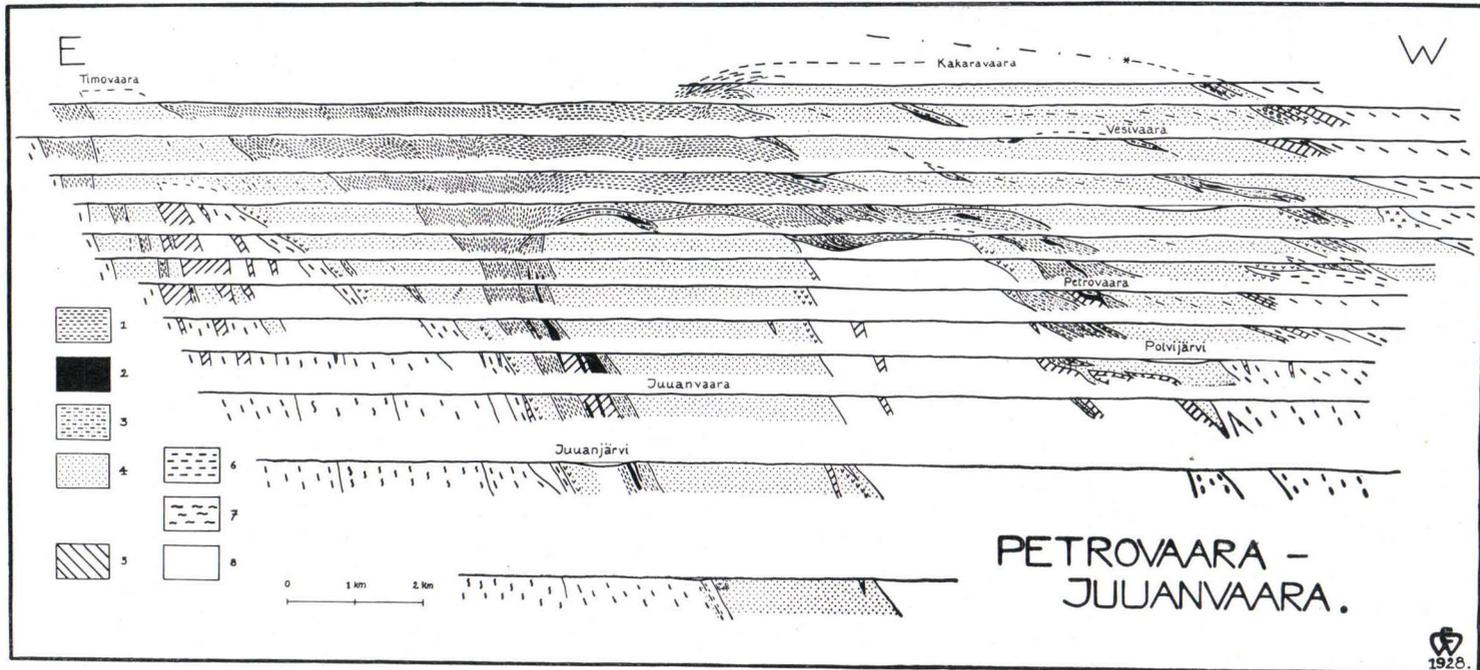


Fig. 8. Kulissprofil durch die Gegend von Petrovaara—Juuanvaara, nach den Aufnahmen W. W. WILKMAN's.

1. Glimmerschiefer und Phyllit. 2. Dolomit und Kalkstein. 3. Strahlsteinschiefer. 4. Quarzit. 5. Amphibolit. 6. Gneis und Glimmerschiefer. 7. Augengneis. 8. Granitgneis.

ehemalige Oberfläche ist nach E. übergekippt. Die anderen Kontakte dürften tektonisch sein.

Auf seine Westflanke schieben sich die Vesivaaraschuppen. Es sind hauptsächlich Quarzschuppen, deren kristalline Kerne zurückgeblieben sind. In den synklinalen Stockwerken zwischen ihnen sind Linsen von Dolomiten und ihren metamorphen Produkten erhalten geblieben. Zwischen diese Schuppen und das Petrovaaramassiv zwängt sich ein kleines Massiv von kristallinen Gesteinen. Es könnte dem Massive von Liperinsalo weiter im S. entsprechen, dessen Tektonik und sein Verhältnis zu den Graniten von Karhunsaaari wir nach modernen Gesichtspunkten umgedeutet haben.

Die Vesivaaraschuppen bilden die Unterlage der Paltamodecke; vielleicht stammen sie von ihr, wenn das Altkristallin in ihr, wie im Petrovaaramassiv umgekippt sein sollte. Vesivaaraschuppen und Paltamodecke wurden durch das sich unter ihnen kräftiger bewegende Petrovaaramassiv deformiert.

Die Amphibolite entstammen verschiedenen alten Gesteinen. Sie spielen verschiedene Rollen, wie aus der Figur hervorgeht.

LÄNGSPROFILE.

Die Spuren der Längsprofile werden meistens parallel dem Axialstreichen gelegt. Auf diese Weise tritt das Axialfallen deutlich hervor. Umfasst das Profil eine längere Strecke, so ergeben sich die Axialschwankungen. Sie zeigen die Mächtigkeiten einzelner tektonischer Elemente.

Diese Profile werden ähnlich wie die Querprofile konstruiert. Die Profilebene steht senkrecht zur topographischen Oberfläche. Man muss auch hier darauf achten, dass die Fallwinkel auf die Profilebene bezogen werden müssen (vergl. Fig. 5).

Anstatt nur die Verhältnisse des Schnittes der Profilebene darzustellen, kann man auch die Verhältnisse der Räume zu beiden Seiten der Profilebene auf diese projizieren. Dabei wird man die geometrischen Orte wichtiger Punkte wählen, hauptsächlich Linien höchster und niederster Punkte, wie zum Beispiel: Firstlinien von Antiklinalen, von Massiven, Keilen, Deckenantiklinalen, Böden von Synklinalen u. s. w. Das Bild, welches man so erhält, ist nicht mehr ein reines Profil; aber es gibt viele interessante Aufschlüsse. Man kann auch verschiedene solche Längsprofile zu einer schematischen Darstellung der Axialschwankungen eines breiteren Segmentes zusammensetzen (vergl. Taf. 1) (12).

Durch die Karte, die Querprofile und die Längsprofile sind die räumlichen Verhältnisse eines Deformationssegmentes bestimmt. Es scheint jedoch nicht Jedermanns Sache zu sein, sich diese verschiedenen Schitte zu einem Raumbilde zusammenzudenken. Um sich besser verständlich zu machen, wird man hie und da gerne eine Konstruktion benützen, welche eine gewisse Raumillusion gibt. Diese Konstruktionen haben den Vorteil, dass man alle drei Schnitte, wenn auch verzerrt, im gleichen Bilde und in ihrem gegenseitigen Verhältnis vor sich hat.

Wegen dieser grösseren Klarheit und Übersichtlichkeit haben die alpinen Geologen schon seit langer Zeit keine Mühe gescheut, für geeignete Gebiete Stereogramme zu konstruieren. Mit der Zeit haben sich vereinfachte Arbeitsmethoden ergeben. Sie wechseln von Autor zu Autor und von Schule zu Schule.

Manches sind Atelierkniffe, welche mit wenigen Worten zu erklären nicht gerade leicht ist. Wir müssen uns hier auf einige wenige Anweisungen beschränken. Wir werden hauptsächlich die Hauptpunkte einiger Konstruktionsarten erwähnen, welche wir schon seit manchen Jahren benützen und gelehrt haben, welche bis jetzt aber noch nicht publiziert wurden.

KONSTRUKTION VON STEREOGRAMMEN.

Die Stereogramme sind perspektivische Darstellungen; da man aber auf ihnen auch messen können soll, so wählt man eine *Parallelperspektive*.

Zuerst muss man sich für einen bestimmten *Blickwinkel* entschliessen: für viele tektonische Darstellungen, besonders für Gebiete mit flacher Topographie, wird man am besten eine Projektion wählen, bei welcher die Diagonale des zu projizierenden Würfels senkrecht auf der Projektionsebene steht; oder mir anderen Worten: der Beschauer sieht auf den Würfel in der Richtung der Würfel-diagonale. Diese Projektion hat den Vorteil, dass alle drei Kanten des Würfels in gleicher Weise verkürzt werden.

Da man jedoch bei dieser Projektion ziemlich steil auf die Landschaft hinunter sieht, wird man oft da, wo es gilt, die Landschaftsformen darzustellen, flachere Blickwinkel vorziehen. Landschaften mit Terrassen, Strandlinien, markanten Bergprofilen u. a. werden besser unter flacherem Winkel gesehen, da sie sonst zu sehr der Karte gleichen.

Auf Taf. VI sind drei Projektionen dargestellt, jede mit ihrer Längen-, Tiefen- und Höhenskala. Daneben ist das Bild eines Würfels unter dem betreffenden Gesichtswinkel gegeben.

Wir können verschiedene Arten der Darstellung unterscheiden: Bei einer ersten Gruppe soll hauptsächlich

1) *das Verhältnis der topographischen Oberfläche zum Untergrunde, also hauptsächlich der geologischen Karte zum Untergrunde*, dargestellt werden.

Ist die

a) *topographische Oberfläche eben*,

so bildet die Karte eine einzige Schnittfläche durch den Bau. Die Raumwirkung der geologischen Körper kommt durch eine Kombination der geologischen Karte mit verschiedenen Profilen zustande.

Man denke sich aus der Erde einen Kuchen herausgeschnitten; die geologische Karte bilde dessen Oberfläche. An interessanten Stellen wird dieser Kuchen aufgeschnitten und die Stücke auseinandergerückt.

Bevor man ans Konstruieren geht, muss man den Bau der Gegend begriffen haben. Man muss die Axenrichtungen kennen. Für die Darstellung dreht man die Karte am besten so, dass die Axialrichtung schräg vom Beschauer weg in die Tiefe des Bildes fällt. Es ist meistens besser, die Axen nicht senkrecht aus dem Bilde heraus in das Auge des Beschauers stechen zu lassen, sondern sie so zu drehen, dass man sie ein wenig von der Seite nach hinten fallen sieht. Wenn die Axialrichtung schwankt, ist dies besonders angezeigt, da dann die Schwankungen besser zum Vorschein kommen.

Man konstruiert solche Figuren ziemlich schnell auf folgende Weise:

Man lege über die geologische Karte ein durchsichtiges Millimeterpapier, oder teile die Karte in Quadrate. Auf diese Weise kann man die Konturen schnell auf die Oberfläche des Blockes übertragen. Man kann sich ein Netz für den Block auf ein Zeichenpapier zeichnen, je nach dem Blickwinkel nach Taf. VI. Über dieses Netz legt man ein Pauspapier und auf dieses zeichnet man die Konturen. Auf diese Weise kann man die Netze immer wieder benützen.

Die Konturen werden auf diese Weise für die gewählte Perspektive deformiert. Man kann sie auch mit einer speziellen Art von Pantographen deformieren. Ein grosser Teil des folgenden Konstruk-

tionen lässt sich auch mit einer Apparatur ausführen, auf welche wir später zurückzukommen hoffen.

Die Linien, längs welchen man den Block aufschneiden und Profile legen will, werden ebenfalls aufgezeichnet. Durch diese Linien wird das Ganze in einzelne Blöcke aufgeteilt. Man fängt am besten mit dem vordersten Blocke an. Wenn man an eine Profillinie kommt, schliesst man den Block ab, setzt die Kante des nächsten Blocke um einen gewissen Betrag zurück, zeichnet von dieser Kante die Karte bis zum nächsten Profilschnitt u. s. w. Die Profile müssen nach den früher angegebenen Methoden konstruiert werden. Namentlich muss man darauf achten, dass die Spuren der Einfallswinkel richtig gezeichnet werden (vergl. Fig. 5). Die Profile werden ebenfalls perspektivisch deformiert. Bohrlöcher und Grubenaufschlüsse müssen auf den Profilen an ihren richtigen Orten verwendet, also auf die Koordinaten des Stereogrammes umgerechnet und gezeichnet werden.

Wenn die

b) Oberfläche nicht eben

ist, so ist das Übertragen der Karte ein wenig komplizierter; der Verfasser hat dafür schon lange einen einfachen Atelierkniff angewendet, welcher viel Zeit und Rechnungen spart:

Das gewählte Netz sei in der nötigen Grösse auf einem Zeichenpapier ausgezogen. Darüber lege man ein Pauspapier. Auf diese zeichne man die tiefste Isohypse und alle Konturen, welche in diesem Niveau vorkommen. Hierauf verschiebe man das Pauspapier im Verhältnis zum Zeichenpapier um den Betrag des Isohypsenabstandes parallel nach unten. Dadurch kommt die Oberfläche des Netzblockes im Verhältnis zu demjenigen auf dem Pauspapier auf ein höheres Niveau zu liegen; für dieses werden wiederum Isohypsen und Konturen eingezeichnet. Darauf wird das Pauspapier wieder um den Betrag der Aequidistanz nach unten parallel verschoben u. s. w.

Die Profilschnittlinien werden nicht mehr gerade, sondern krumme Linien, welche sich heben und senken; sie erscheinen bei der Übertragung automatisch. Im übrigen ist die Konstruktion der vorigen ähnlich.

Hie und da zeigt eine Gegend, unter einem bestimmten Winkel gesehen, auch die Tiefengeologie genügend, so dass man keine Profilschnitte anbringen muss. Für quartärgeologische Zwecke wird eine gute Darstellung der Oberflächenformen oft genügen; Profile können auf den senkrechten Begrenzungsflächen angebracht werden.

Hie und da wird man nur

2) *die räumlichen Verhältnisse eines geologischen Körpers darstellen*

wollen. Diese Konstruktionen sind im Prinzip einfach, die Ausführung ist aber nicht immer leicht.

Hat man eine Karte und eine Reihe von Längs- und Querprofilen, so kann man sie in einem Stereogramm zusammensetzen. Statt nun aber die Schnittspuren auf den einzelnen Ebenen auszuzeichnen, zeichnet man die Flächen selber; durch die Kombination dieser Flächen erhält man die Form der Körper. Um die Struktur richtig zu zeigen, muss man den Gebirgskörper so sezieren, dass seine einzelnen Teile auf eine möglichst klare Art blossliegen. Dazu braucht es aber ausser einer gut entwickelten Raumphantasie eine Art von künstlerischer Begabung. Es ist daher kaum möglich, für diese Art von Konstruktionen allgemeine Rezepte zu geben.

Verschiedene Beispiele der ersten und zweiten Art wurden bereits über Finnland veröffentlicht (4, 5, 7, 12, 13). Dass man die oben beschriebenen Typen von Raumfiguren auf die verschiedenste Art kombinieren kann, möge ein Beispiel aus der

Gegend von Kuopio (Fig. 9)

zeigen. Es wurde nach der ausgezeichneten Karte von W. W. WILKMAN (16) konstruiert. Der Verfasser hatte Gelegenheit, sich während mehrerer Tage von der bewunderungswürdigen Genauigkeit dieser Aufnahmen zu überzeugen.

Wilkman hat eine ältere Gneis-, eine darüberliegende Quarziteformation und eine Füllmasse von jüngeren, stark metamorphen Schiefen unterschieden.

Auf dem Stereogramm ist die obere Ebene diejenige der Karte in denjenigen Gebieten, in welchen älterer Gneis und Quarzit den Boden bildet. Die jüngeren Schiefer wurden bis auf eine gewisse Tiefe weggeschafft gedacht; dadurch wird die stratigraphische Oberfläche der Quarzite blossgelegt. Man sieht, dass die Generatricen dieser krummen Flächen über grosse Strecken subparallel sind. Wir haben wahrscheinlich Deckfalten mit steilem Axialgefälle vor uns; die Karte ist einem Profile ähnlich. Ähnliche Axenrichtungen beobachtet man als Kleinfaltungssachsen und Lineartexturen in den Schiefen an verschiedenen Orten. Leider verhindern die jüngeren Granite die Auswertung dieser Konturen nach N. und nach S.; es ist einstweilen noch schwer, den regionalen Bau zu erfassen. Hier, wie an manchen anderen Orten in Finnland, zeigt es sich, dass man die jüngeren

Granite durch neue Methoden der Tektonik dienstbar machen muss, um weiter zu kommen.

Für alle diese Konstruktionen, von den Profilen bis zu den Struktursteriogrammen, braucht es eine gewisse Schulung und etwas, was man tektonischen Takt nennen könnte. Wo man mit Interpolat-

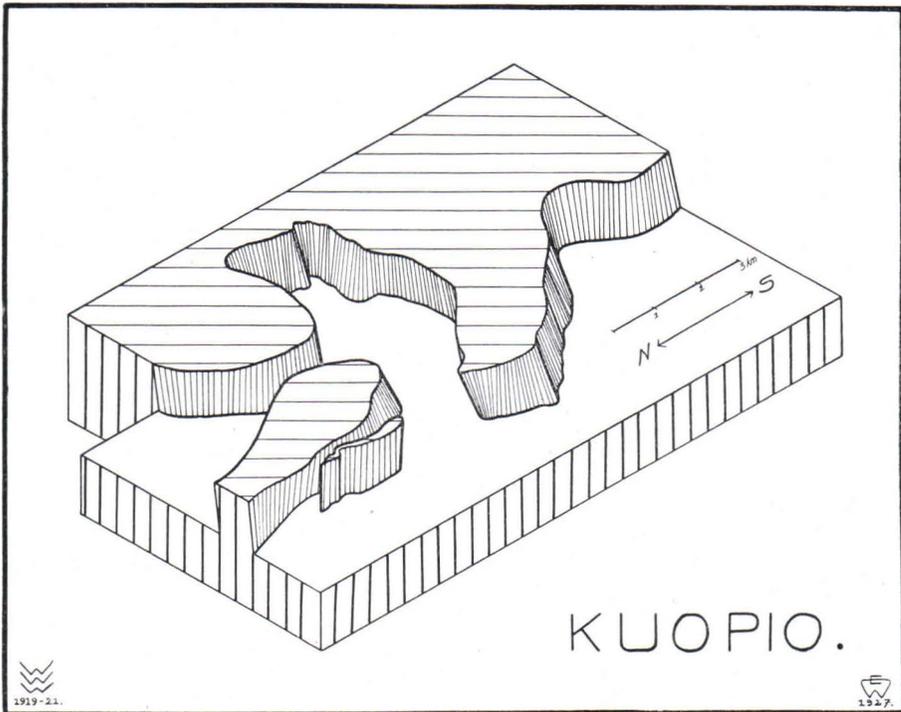


Fig. 9. Stereographische Darstellung der stratigraphischen Oberfläche der Quarzite in der Gegend von Kuopio.

tion oder gar mit Extrapolation arbeitet, muss man den Stil des Ganzen erfassen, um richtig zu ergänzen. Man muss also analoge Fälle kennen; vom Bekannten schliesst man auf das Unbekannte, und kontrolliert, ob die Ergänzung befriedigt.

Es gibt viele tektonische Stilarten; die meisten gehen in einander über. Derjenige, welcher nur wenige Stilarten kennt, wird die Fakta in einen der ihm bekannten Rahmen zu zwängen suchen. Derjenige, welcher mehr kennt, kann unter vielen verschiedenen Deutungsmöglichkeiten viel eher eine adäquate auswählen. Ein

Tektoniker sollte daher möglichst viele Stile beherrschen. Dies erreicht man nur durch intensive Schulung, durch das Studium gut aufgeschlossener Gegenden verschiedenen Stiles und durch das Vergleichen guter Karten und Profile.

Im Obenstehenden konnten wir nur kurze Anweisungen geben. Für schnelle und sichere Arbeit gibt es viele Atelierkniffe; ihre Ausführung ist meistens einfach, ihre Beschreibung aber würde Seiten füllen, und demjenigen, welcher der Sache ferne steht, doch nicht den richtigen Begriff geben. Wir haben daher darauf verzichtet. Am besten eignet man sich dieselben durch praktische Arbeit an. Nur derjenige, welcher selber konstruiert, wird auch die Arbeiten anderer verstehen und beurteilen können. Das rein theoretische Verständnis der Methoden nützt recht wenig; gut entwickeltes, klar arbeitendes Raumvorstellungsvermögen ist die Hauptsache, und dieses wird nur durch die Praxis geschärft.

ZITIERTE LITTERATUR:

1. BECKER, GEORGE F., Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 4, Rochester 1893, p. 13—90, 22 fig.
2. COLLET, L. W. et PARÉJAS, ED. Carte géologique de la chaîne de la Jungfrau. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, Carte spéciale No 113, 1928. 1 : 25 000.
3. FROSTERUS, BENJ. och WILKMAN, W. W., Joensuu. Geol. översiktskarta över Finland. Sekt. D, 3. Helsingfors 1916, VII—197 p., 70 fig., 8 Tabellen. Résumé en français. Geol. Karte 1 : 400 000.
4. KRANCK, E. H., A stereogram of Suursaari (Hogland). Fennia, 50, No 18. Helsinki—Helsingfors 1928. 7 p., 1 pl.
5. KRANCK, E. H., Hoglands berggrund. Geol. för. i Stockh. förh. bd 51, Stockholm 1929, p. 173—198, 10 fig.
6. METZGER, A. A. TH., Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. Bull. comm. géol. de Finl. (B. c. g. F.) No 74, Hels. 1925, 24 p., 9 fig., 2 Karten.
7. METZGER, A. A. TH., Über die Tektonik des Grundgebirges um Svartå im SW-Finnland. Fennia, 50, No 17, Hels. 1928, 7 p., 1 pl.
8. REUSCH, HANS., Bømmeløen og Karmøen med omgivelser. Kristiania (Oslo), 1888, 422 p., 205 fig., 3 pl. (Karten), English summary.
9. ROHR, KARL, Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 57, Lief. I. Abt. Bern 1926, 62 p., 7 fig., 5 pl.
10. SANDER, BRUNO, Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt in Wien, Bd. 73, Wien 1923, p. 183—253, 3 fig. Bd. 75, Wien 1925, p. 181—236.

11. SCHMIDT, W., Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturh. Museums in Wien, Bd. 3, Wien 1925, 64 p.
 12. WEGMANN, C. E., Ueber die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia, 50, No 16, Hels. 1928, 22 p., 3 pl.
 13. WEGMANN, C. E., Stereogramm des Gebietes von Soanlahti—Suistamo. Bull. comm. géol. Finl. No 85, Hels. 1929, p. 58—66, pl. 1.
 14. WILKMAN, W. W., Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi. Bull. comm. géol. Finl. No 43, Hels. 1915, 36 p., 11 fig., résumé en français.
 15. WILKMAN, W. W., Nurmes. Geol. översiktskarta över Finland, sekt. D. 4, Hels. 1920, 134 p. 140 fig., 5 Karten, résumé en français. Geol. Karte 1 : 400 000.
 16. WILKMAN, W. W., Kuopio-traktens bergarter. Geotekniska meddelanden, No 36, Hels. 1923, 65 p., 20 fig., 1 Karte (1 : 80 000), deutsches Referat.
 17. WILKMAN, W. W., Kajaani—Kajana. Geol. översiktskarta över Finland, sekt. C. 4. 1 : 400 000 (im Drucke).
-

ÜBER DEN CHEMISMUS DER FINNISCHEN
KAOLINVORKOMMEN VERGLICHEN MIT
VERWITTERUNGSSSEDIMENTEN.

Von

HEIKKI VÄYRYNEN.

Mit 10 Figuren und 10 Tabellen.

INHALT.

Einleitung	129
Chemische Untersuchungen	131
Kaoline	134
Kambrische Tone	135
Jüngere Tone, Schiefertone und Tonschiefer	135
Glazialtone	137
Serizitschiefer	138
Chlorit-Serizitschiefer	139
Biotit-Serizitschiefer	139
Phyllite aus Mittel-Europa	140
Phyllite und andere Schiefer des skandinavischen Silurs	141
Seveschiefer	143
Phyllite und andere Schiefer des Grundgebirges	146
Über die Verwitterung	147
Einfluss der Metamorphose	149
Das Verhältnis der Kaoline zu den Serizitschiefern	150
Geologische Erscheinungsweise der Kaolinvorkommen	151
Zitierte Litteratur	158

EINLEITUNG.

Von Anfang an waren diejenigen finnischen Geologen, welche sich mit den Untersuchungen der im Grundgebirge Finlands ange-
troffenen Kaolinvorkommen beschäftigt haben, verschiedener An-
sicht über ihre Entstehung. Der Verfasser dieser Zeilen hat im De-
zember 1921 über das Thema einen Vortrag in der geologischen
Gesellschaft zu Helsinki gehalten. Der Inhalt des Vortrages wurde
in finnischer Sprache veröffentlicht; der Verfasser vertrat dabei die
Auffassung, dass mehrere Umstände dafür zu sprechen scheinen,
dass die Kaolinvorkommen zur Lagerserie der sedimentären Schiefer,
mit welchen sie auftraten, als ursprüngliche Ablagerungen gehörten.
Alle die 8, im Kirchspiel Puolanka zum Teil weit von einander ge-
legenen Vorkommen schliessen sich ganz ähnlichen Quarziten an und
sind eng mit den zu den unteren Teilen dieser Quarzite gehörigen
Serizitschiefern verknüpft.

Im Vorkommen von Pihlaja zeigt das Material, welches im mitt-
leren Teile der Lagerstätte vollkommen homogen ist, am W-rande,
eine Wechsellagerung von verschieden farbigen: roten, braunen,
grauen, gelben und weissen Schichten. Das Streichen dieser Schichten
ist wie im daneben anstehenden Quarzite N. 5° W., das Fallen ist auch
dasselbe, 70° W. Der Kaolin fällt also unter den Quarzit. Gelegentlich
wird Glimmerschiefer als eine dünne Einlagerung angetroffen, ebenso
glasiger Quarzit, der jedoch nicht als ein ununterbrochenes Lager
auftritt, sondern als eine Reihe von Knollen mit unregelmässigen
Formen. Sie folgen aber ein und dieselbe Schichtfläche.

Bei einer nähereren Betrachtung nimmt man die Schichtung auch
in den mittleren Partien des Vorkommens wahr: das Material spaltet
sich leicht nach ihr. Auch in den mittleren Teilen der Lagerstätte
wird bei eingehender Untersuchung eine Abwechslung von härteren,
licht bläulichgrauen und weicheren, weissen Lagen wahrgenommen.
Die Lagerung ist hier beinahe horizontal, fällt aber in den östlichen
Teilen ca 30° E. Einige Partien sind gefältelt und brekziiert. Weil
auch die Quarzitformation hier antiklinalen Bau hat, scheint das
Kaolinvorkommen, dem granitischen Antiklinalkern zunächst, in
der Achsenrichtung 50° S. unter den Quarzit hinunterzutauchen.

In der dem Vortrag folgenden Diskussion verteidigte Dr. B. FOSTERUS eine von der obenerwähnten Auffassung abweichende Ansicht. Diese war, nach dem Autoreferat, übersetzt wie folgt:

»Einschnitte, die dabei (bei den Grabungen) zustande gebracht wurden, boten eine gute Gelegenheit zu Beobachtungen. Diese zeigten, dass das kaolinisierte Lager auf beiden Seiten in den unverwitterten, ziemlich glimmerreichen Quarzit übergeht und dass in der Mitte des Lagers vollkommen kaolinisierte Partien mit noch erhaltener, schiefriger Struktur und mit einem Aussehen, welches dafür spricht, dass sie ursprünglich ein phyllitisches Gestein gewesen sind, auftreten. Die von den verschiedenen Teilen des Kaolinlagers ausgeführten chemischen Analysen zeigen, dass die Seitenteile eine bedeutend niedrigere Menge von nicht kaolinisiertem Kaliglimmer enthalten, während in der Mitte des Lagers alle Silikate mit Ausnahme des Quarzes von der Kaolinisierung betroffen worden sind. Man kann sich nicht gut vorstellen, dass hier oberflächlicher Verwitterungsschutt vorliege, sondern die Erklärung der Kaolinbildung ist in der Annahme zu finden, dass der Kaolin unter Einwirkung von pneumatolytischen Prozessen entstanden sei.»

Weiter hob er noch besonders hervor, dass nach einigen Forschern die kristallinen Kaoline, die sich durch Schlemmen nicht vom Eisenhalt freimachen lassen, besonders zu den pneumatolytisch gebildeten Kaolinen zu rechnen seien. Bei den ausgeführten technischen Untersuchungen habe sich auch der Kaolin von Puolanka als dieser Gruppe gehörig erwiesen.

Bei den fortgesetzten, eingehenden petrographischen Studien konnte ich keine Daten in den Gesteinen des Gebietes entdecken, die eine solche Auffassung gerechtfertigt hätten. Also sprach ich mich im Jahre 1924 (S. 402) folgendermassen aus: »Wenn wir hierbei wiederholen, 1) dass der Kaolin sehr dünne, aber aushaltende Glimmerschieferinlagerungen enthält, 2) Brekziebildungen aufgewiesen hat und dazu 3) das quarzitisches Nebengestein eine so ausgeprägte dynamometomorphe Struktur zeigt, so müssen wir zugeben, dass diese Erscheinungen unmöglich tief eingreifende pneumatolytische oder thermale Prozesse hätten überleben können und dass eine solche Entstehung des Kaolins sehr schwer zu begründen ist.« An einem anderen Orte (S. 404.): »Ausser der Intrusion von jüngerem Granit, dem kaum das Zustandekommen von Kaolinbildung zugeschrieben werden kann, ist keine Spur von einer eruptiven Tätigkeit, die später als die Eruption der Amphibolite stattgefunden hätte, beobachtet worden; und letztere sind doch nicht viel jünger als die Quarzite. Hätte der Kaolin dagegen einer jüngeren Verwitterung seinen Ur-

sprung zu verdanken, dann müssten ja irgendwelche Spuren davon auch in anderen Gesteinen zu finden sein. Gleiches gilt, wenn der Kaolin postvulkanisch nach den Eruptionen der Amphibolitmagmen entstanden wäre.»

Die chemische Seite der Frage hat jedoch bis zu diesem Jahre der Beleuchtung entbehrt. In der Festschrift für Herrn Prof. J. J. SEDERHOLM veröffentlichte dann B. FROSTERUS das im Verlaufe der Jahre bei den Kaolinuntersuchungen angehäuften Analysenmaterial. Dabei hat er aber seine frühere Auffassung vom pneumatolytischen Ursprunge der finnischen Kaoline aufgegeben und ist gestützt auf die chemischen Daten zu der Ansicht gelangt, dass diese Bildungen als Produkte einer späten Verwitterung aufzufassen seien. Da seine Darlegungen auch sonst schwer mit den von mir vorgelegten Daten in Übereinstimmung zu bringen sind, muss ich die Frage einer nochmaligen Auseinandersetzung unterziehen.

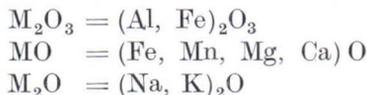
CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.

FROSTERUS hat das gesammte Analysenmaterial, in allem 26 Analysen, der bekannten Kaolinvorkommen in den Kirschspielen Puolanka und Soanlahti in 4 Tabellen zusammengefasst. Die Analysen der ersten Tabelle (9 Anal.) beziehen sich auf das Vorkommen Pihlaja, Puolanka, die der zweiten (5 Anal.) auf die Vorkommen von Holstinvaara und Kerkkä, beide in Puolanka, und die beiden letzten Tabellen auf das Vorkommen von Prolanvaara, Soanlahti.

In den unter jeder Tabelle gegebenen Verzeichnissen ist die Beschaffenheit des analysierten Materials kurz angegeben. Das hier als Kaolin (weisser, grauer, roter, u. s. w.) bezeichnete Material ist auch im Text als solches bezeichnet worden. Hier ist der erste Punkt, gegen welchen ich eine Anmerkung machen muss, denn die Benennung Kaolin ist ziemlich willkürlich ausgefallen. So ist u. a. von Kerkkä ein grauer Kaolin mit 19.69 % Al_2O_3 , 5.20 % MgO , 4.86 % K_2O , und 2.02 % Na_2O angeführt. Von diesem Vorkommen, das also kein Kaolin ist, sind wichtige Schlüsse über den Ursprung der Kaoline gezogen worden.

Um einen mehr objektiven Standpunkt für die Beurteilung der chemischen Daten zu gewinnen, hat der Verfasser dieser Zeilen sich bemüht, eine geeignete graphische Darstellung zu finden. Man kann dabei verschiedene Wege gehen. Stremme hat die verschiedenen Oxyde der Tonanalysen, auf $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ bezogen, wiedergegeben. In dieser Weise können wichtige Schlüsse gezogen werden; aber man muss zu vielen Komponenten Rechnung tragen. Man müsste nach

höchstens drei Komponenten streben, um eine graphische Darstellung in einer Ebene möglich zu machen. Die von H. SEGER verwendete Formel $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$ ist auch nicht zweckmässig, weil es sich hier um kristallines Material handelt (auch der Kaolin mitberechnet), in welchem oft eine beträchtliche Menge Glimmerminerale enthalten ist. Hier ist es angemessen, die Alkalien von dem Eisen- und Magnesiumoxyd zu trennen, weil sie eine ganz verschiedene Rolle in den genannten Mineralien spielen. Aus demselben Grunde ist es besser, Fe_2O_3 nicht mit FeO , sondern mit Al_2O_3 zu vereinigen, obgleich das erstgenannte Oxyd in dem zu behandelnden Analysenmaterial nicht immer bestimmt worden ist. Wird weiter beachtet, dass in diesem Material, das aus Verwitterungsprodukten besteht, die zwei Komponente SiO_2 und H_2O , die immer im Überschuss anwesend sind, weggelassen werden können, so kommen wir zu den drei Komponenten



Um den, von HARRASSOWITZ aufgestellten Begriff »Siallitisierung« einer genaueren Betrachtung zu unterziehen, wäre es von gewissem Interesse, auch die Schwankungen der Kieselsäure verfolgen zu können. Aber vom Standpunkte der mineralogischen Gleichgewichtsverhältnisse aus, sind sie, wie die des Wassers, in diesem Material ohne Bedeutung.

Fig. 1 ist eine Dreieckprojektion mit den genannten Komponenten; alle die von FROSTERUS veröffentlichten Analysen aus den Kaolin-gebieten, mit Ausnahme der Analyse III, Tab. 4 (ein Metabasit) sind eingetragen. Als Vergleichsmaterial sind ausserdem 5 vollständigere Analysen von kambrischem Ton aus Kiviniemi und 1 aus Piikkilä, 6 Analysen von quartären Tonen und 39 Analysen von Tonen, Schiefer-tonen und Tonschiefern mitgenommen worden. In allem also 74 Analysen.

Um einen tatsächlichen Grund für die Beurteilung der mineralogischen Gleichgewichte zu gewinnen, sind noch einige Analysen von Muskoviten, Biotiten und Chloriten von extremer Zusammensetzung, also aus den Rändern ihrer Existenzbereiche eingetragen worden.

In dieser Weise wird das Dreieck in Felder geteilt, von denen jedes einen bestimmten einfachen oder einen zusammengesetzten Mineralbestand eines kristallinen Materials, dessen Analysenpunkt in ihm liegt, repräsentiert. Aber auch die amorphen Tone und andere Verwitterungsprodukte werden in Gruppen, die bestimmten Mineralbeständen entsprechen, verteilt.

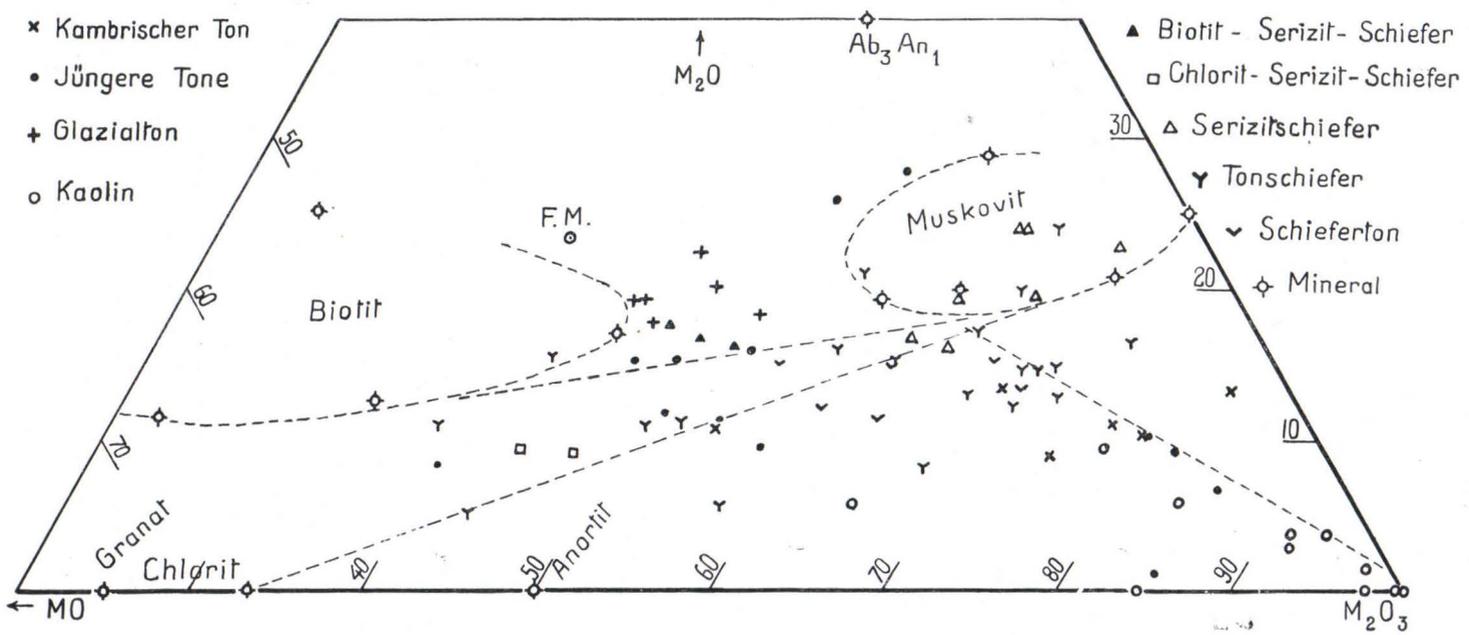


Fig. 1. Dreieckdiagramm. Kaoline und verschiedene Verwitterungssedimente.

Wenn also kristalline Bildungen in Frage stehen, kann man nur dann von Kaolingehalt sprechen, wenn der Analyspunkt im Dreiecke unterhalb der unteren gemeinsamen Tangente der Existenzfelder des Muskovit- und Chloritgebietes liegt. Die Existenzfelder der einzelnen Minerale bedeuten, dass das Material der Analyspunkte, welche in ihnen liegen, ausser Quarz nur das betreffende Mineral enthält. Die Felder zwischen den Existenzbereichen der einzelnen Mineralien bedeuten eine Kombination der betreffenden Mineralien.

Nach diesem Diagramme kann das zu behandelnde kristalline Material in folgende Gruppen geteilt werden: Kaoline in Tone übergehend, Serizitschiefer, Chlorit-Serizitschiefer, Biotit-Serizitschiefer. Die quartären Tone scheinen eine eigene Gruppe auszumachen.

KAOLINE.

Die Analyspunkte der Kaoline (siehe auch Tab. I) gruppieren sich auffälligerweise gegen die Al_2O_3 -Ecke. Man könnte anmerken, dass alles Eisen als Fe_2O_3 in den Kaolinalysen bestimmt worden ist und als solche die Analyspunkte näher an die Al_2O_3 -Ecke rückt. Der Fe_2O_3 -Gehalt der Kaoline ist jedoch im allgemeinen ziemlich unbedeutend. Die Analyspunkte 7 und 8, in denen der Eisengehalt am grössten ist, verschieben sich, wenn man den Eisengehalt weglässt,

Tab. I.

N:o	Benennung (Frosterus 1928)		M_2O_3	MO	M_2O
K a o l i n e					
1	Geschlämmer weisser Kaolin, Soanlahti,	S. 21, IV	100.0	0.0	0.0
2	Reinster weisser » »	» » I	99.7	0.3	0.0
3	Roter » »	» » II	97.6	2.4	0.0
4	» » Pihlaja	» 17 III	97.0	1.5	1.5
5	Grauweisser » Pihlaja	» » I	93.7	2.6	3.7
6	» » »	» » II	91.9	5.2	2.9
7	Brauner » Soanlahti	S. 21 III	91.7	4.6	3.7
8	Roter » Pihlaja	» 17 IIIa	84.7	15.3	0.0
9	Kaolinisierter Quarzitschiefer, Soanlahti	» 21 V	84.2	10.0	5.8
10	Rötlich gefärbter » »	» » VI	79.1	12.5	9.4
11	Kohlenhaltiger Schiefer. unter dem Kaolin, Pihlaja »	17 VI	65.5	28.8	5.7
K a m b r i s c h e T o n e (Frosterus 1925).					
12	Schwarzgrauer Ton S von Kiviniemi.....	S. 29, 4	83.3	3.5	13.2
13	» Piikkilä.....	» » 3	79.8	10.0	10.3
14	» S von Kiviniemi.....	» » 2	77.8	11.3	10.9
15	Schlamm mit Korn > 1 μ	» » 5	75.1	16.0	8.9
16	» Kiviniemi.....	» » 1	70.2	16.5	13.3
17	Grünlich grauer Ton, Tikkahti.....	» 42	55.0	34.3	10.6

von $MgO = 4.6$ bzw. 13.3 nur bis 5.9 bzw. 16.9 , die anderen Punkte erleiden noch kleinere Verschiebungen. Das Gesamtbild wird also nur unbedeutend verändert. Als eine Tatsache kann also festgestellt werden, dass die Kaolinanalysen eine eigene Serie ausmachen, die durch eine bedeutende Lücke von den Gesteinsanalysen der Kaolingebiete getrennt ist. Nach der Ansicht des Verfassers dürfte das bedeuten, dass die Kaolinisierung eine sehr gründliche gewesen ist.

Einen Anhang an die Kaoline bilden der »rötlich gefärbte Quarzitschiefer« von Soanlahti (Analysepunkt 10) und der kohlenhaltige Schiefer über dem Kaolin in Pihlaja (Analysepunkt 11). Über den ersteren drückt sich FROSTERUS folgendermassen aus: »Sowohl der mikroskopische Befund als die chemische Analyse zeigen keine Verwitterungserscheinungen an diesen Gesteinen« (dieser und Analysepunkt 21).

Auffallend ist, dass alle Kaolinanalysen von Holstinvaara und Kerkkä zur Gruppe der Serizitschiefer übergehen; eine der letzteren Fundstelle sogar bis zur Gruppe der Biotit-Serizitschiefer.

KAMBRISCHE TONE:

Die kambrischen Tone der karelischen Landenge (Tab. I) bilden ebenfalls eine ziemlich geschlossene Gruppe in der Lücke zwischen den Kaolinen und den Schiefergesteinen. Auch diese Analysen sind in der Hinsicht mangelhaft, dass FeO in ihnen nicht bestimmt worden ist. Der Eisengehalt ist in dieser Gruppe beträchtlicher als in den Kaolinen, wenn wir aber $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ von der Fe_2O_3 -Menge (wie in den quartären Tonen) als FeO betrachten, so können wir uns davon überzeugen, dass dadurch keine wesentliche Änderung im Gesamtbild verursacht wird.

Dieser Ton muss also Kaolinisierungsprodukte enthalten, aber sowohl der hohe Eisengehalt, als besonders die Lagen der Analysepunkte zeigen, dass die Kaolinisierung nicht so weit gegangen ist wie in den Kaolinen.

JÜNGERE TONE, SCHIEFERTONE UND TONSCHIEFER.

Die jüngeren Tone, Schiefertone und Tonschiefer (Tab. II) bilden eine lückenlose Reihe zwischen den Kaolinen und den am wenigsten verwitterten Glazialtonen. Am reichlichsten sind sie in die Nähe der Linie $MO : M_2O = 1$ gruppiert. Nach der M_2O_3 - MO -Seite des Dreiecks zu hat die Ausbreitung der Analysepunkte keine bestimmte Grenze, sondern treten zerstreute Analysepunkte noch in

Tab. II.

N:o	Benennung (Rosenbusch, Elemente)	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
Jüngere Tone (S. 546).				
18	Oligocäner Ton, Klingenberg Aschaffenburg	97.8	2.2	0.0
19	Blätteriger Ton, Kinkora, New Jersey	85.8	7.6	6.6
20	Oligocäner Ton, hellgrau, Ebernahn, Nassau	85.0	13.9	1.1
21	Weisser Ton, Miocän, Pfirsching bei Malgersdorf, Bayern	82.2	8.7	9.1
22	Oligocäner Ton, grauweiss, Hillscheid, Nassau	80.0	9.8	10.2
23	Toniger Tiefseeschlamm, 4 256 m Tiefe, Stiller Ozean	58.2	32.3	9.5
24	Lösslehm, Ziegelhausen bei Heidelberg	57.5	14.9	27.6
25	Mischung von 52 Tonproben aus Tiefen 256—3 880 m aus allen Ozeanen	54.9	33.9	11.2
26	Toniger Tiefseeschlamm, 5 422 m T. zwischen Neuseeland und Tahiti	54.5	19.7	25.8
27	Grüner, plastischer diluvialer Tonmergel, Stienitzsee, Rüders- dorf	51.6	36.7	11.7
28	Roter Tiefsee-Ton, Mischung von 51 Proben	50.5	34.3	15.2
29	Grünlichgrauer Ton, New Ulm, Minnesota	48.1	36.8	15.1
30	Bläulichgrauer, ziemlich plastischer Septarienton, Offenbach, Maintal	40.2	51.6	8.2
Schiefer-ton (S. 549).				
31	Schiefer-ton, Rock Creek, Colorado	71.4	15.4	13.2
32	» karbonisch, schwarz, Dry Gap bei Lafayette, Walker Co, Georgia	68.9	16.0	15.1
33	» karbonisch, England	64.0	24.7	11.3
34	» graublau, cambrisch, Reval, Estland	63.2	22.1	14.7
35	» mittelcambrisch, Coosa Walley, Alabama	60.5	27.5	12.0
36	» Nushbaum Spring, Colorado	56.6	28.5	14.9
Tonschiefer (S. 553).				
37	Devonischer Tonschiefer, Schloss Vollraths, Rheingau	76.1	7.5	16.4
38	Flimmernder Tonschiefer, phyllitähnlich Eulenhämmer b. Rehau, Fichtelgebirge	73.6	13.5	12.9
39	Streifiger Tonschiefer, untersilurisch, Leimitz bei Hof, Fichtel- gebirge	72.5	12.6	14.9
40	Dachschiefer aus dem Culm, Dürrenweid, Fichtelgebirge	71.6	13.8	14.6
41	Hunsrückschiefer, devonisch, mattgrün, Olevig bei Trier	71.3	16.4	12.3
42	Steiger Schiefer, hellgelblichweiss, Breitenbach, Vogesen	70.6	14.4	14.7
43	Violetter cambrischer Tonschiefer, reich an Eisenglimmer, Viel Salm, Ardennen	68.3	18.7	13.0
44	Graugrüner Tonschiefer, cambrisch, zwisch. Lauenstein u. Frankenstein	68.2	7.9	23.9
45	Grauer Tonschiefer, oberes Culm, Pressig bei Kronach, Fichtel- gebirge	68.2	23.5	8.3
46	Unterhuronischer Tonschiefer, Mansfield	68.0	12.1	19.9
47	Tonschiefer, silurisch, Oslo	66.9	15.9	17.2
48	Hunsrückschiefer, devonisch, schwärzlich, Kürnaberg b. Cassel, Trier	63.1	21.7	15.2
49	Roter Schiefer, zwisch. Rofna u. Tinzen. N. Engadin, Schweiz	59.4	24.2	16.4
50	Dachschiefer aus dem Culm, weisslich, Kupferberg, Fichtel- gebirge	58.5	20.5	21.0
51	Wieder Schiefer, devonisch, Trautstein, Harz	57.8	36.6	5.6
52	Tonschiefer, Dauville, Prov. Quebec, Canada	52.8	36.1	11.1
53	» » »	50.8	38.3	10.9
54	Roter weicher Tonschiefer, oberdevonisch, Langen-Wolschen- dorf, Thüringen	43.5	57.3	5.2
55	Dachschiefer, Wales	43.2	41.2	15.6
56	Hunsrückschiefer, devonisch (Dachschiefer). Erbstollen bei Caub am Rhein	38.9	50.0	11.1

der Nähe der Dreieckseite auf. Nach der Seite M_2O_3 - M_2O dagegen hat ihre Ausbreitung eine scharfe Grenze, an welcher sich die Analysenpunkte am dichtesten zusammendrängen. Dieser Umstand weist darauf hin, dass hier eine Sättigungsgrenze auftritt, bei der die reichsten Tone mit den Alkalien absorbtiv gesättigt worden sind.

Ausserhalb der genannten Grenze treten nur zwei Analysenpunkte; der eine ist ein kambrischer Ton mit aussergewöhnlich hohem Eisengehalt, in welchem die Oxydulmenge nicht bestimmt ist; der zweite Analysenpunkt bezieht sich auf einen devonischen Tonschiefer.

GLAZIALTONE.

B. AARNIO hat Analysen von glazialen und postglazialen Tonen aus dem westlichen Finnland veröffentlicht (1928). In diesem Gebiete hat Aarnio drei Haupttypen der Tone, nach ihrem physikalischen Charakter, unterschieden: schwerer Ton (finn. jäykkä savi), leichter Ton (kevyt savi) und Bröckelton (urpasavi). Der erstere Typus ist hier durch zwei, der zweite durch drei Analysen und der dritte nur durch eine Analyse vertreten. Aus diesen (Tab. III) geht mit Sicherheit hervor, dass das physikalische Verhalten der Tone keinen erkennbaren Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung hat, sondern eine Funktion der Feinheit des Materials sein muss. Alle diese verschiedenartigen Tone gruppieren sich eng an einander. Diese Gruppe liegt nahe der von SEDERHOLM (1927) berechneten Mittelzusammensetzung des finnischen Grundgebirges (F. M. in Fig. 1), etwas in der Richtung nach der M_2O_3 -Ecke verschoben. Diese Verschiebung ist z. T. durch die chemische Verwitterung des Materials, durch Auslangung von Kalk und Natron verursacht; die durch sekundäre Infiltration von Eisenoxyden bedingte Veränderung der Zusammensetzung dieser Tone ist jedoch noch wichtiger. Der Zufluss des letzteren Bestandteils ist wahrscheinlich nach der Ablagerung

Tab. III.

N:o	Benennung (Aarnio)	M_2O_3	MO	M_2O
Glazialtone.				
57	Leichter schluffhaltiger Ton, Mynämäki	53.8	27.9	18.3
58	Schwerer Ton, Paattinen	50.4	29.4	20.2
59	Leichter schluffhaltiger Ton, Nousiainen	48.3	29.2	22.5
60	Schwerer Ton, Mietoinen	47.8	34.3	17.9
61	Leichter schluffhaltiger Ton, Mietoinen	46.7	33.9	19.4
62	Bröckelton, Mietoinen	46.1	34.6	19.3

der Tone eingewandert. Die primäre Verwitterung bei der Entstehung des Materials ist also sehr unbedeutend.

SERIZITSCHIEFER.

Eine Gruppe von besonderem Interesse ist die der Serizitschiefer mit 7 Analysenpunkten (Tab. IV). Drei von ihnen gehen in der Arbeit von FROSTERUS unter Benennung »grauer Kaolin« (Analysenpunkte 63, 68, 69), einer ist als »brauner Kaolin« (67) und ein weiterer als »graugrünes kaolinisiertes Gestein« (64) bezeichnet. Die beiden Analyser von Holstinvaara-Vorkommen (68, 69) gehören hierher, ebenfalls zwei Analysen vom Kerkkä-Vorkommen (63, 67), während die dritte Analyse vom letzteren Vorkommen zu den Biotit-Serizitschiefern gehört. Ausserdem gehören noch zwei echte Serizitschiefer (65, 66) hierher. Der Verfasser ist erst bei diesen Berechnungen darauf aufmerksam geworden, dass die Analysenpunkte des Serizitschiefers von Soanlahti und des Phyllits von Liejeenjoki (VÄYRYNEN 1928) einander beinahe decken, während der Serizitschiefer von Similä sich denen der Phyllite nähert. Die Proben von Liejeenjoki und Similä müssen beim Analysieren verwechselt worden sein, denn der Serizitschiefer von Similä enthält keinen Biotit, wohl aber der andere. Darauf ist oben Rücksicht genommen worden.

Tab. IV.

N:o	Benennung (Frosterus 1928)	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
Serizitschiefer.				
63	Grauer Kaolin, Kerkkä S. 19, III	72.2	5.1	22.7
64	Graugrüner kaolinisierter Gestein, Pihlaja..... » 17, V	69.1	11.4	19.5
65	Serizitschiefer, Similä, Puolanka	66.4	9.6	24.0
66	» Soanlahti..... » 21, VII	65.8	10.2	24.0
67	Brauner Kaolin, Kerkkä » 19, V	65.7	18.2	16.1
68	Grauer » Holstinvaara » » II	64.8	15.9	19.3
69	» » » » » I	63.3	20.0	16.7
Chlorit-Serizitschiefer.				
70	Braunes, phyllitähn. Gest. im Kaolin, Soanlahti .. S. 23, I	47.6	43.2	9.2
71	Grünlich-braunes siallisert » » » .. » » II	44.5	46.1	9.1
Biotit-Serizitschiefer.				
72	Kaolinisierter Serizit-Schiefer, Pihlaja, S. 17, IV	53.4	30.5	16.1
73	Chloritähnliches Gestein ü. d. Kaolin, Pihlaja..... » » VII	51.2	32.1	16.7
74	Grauer Kaolin, Kerkkä » 19, IV	49.0	33.4	17.6

Neben dem Serizit dürften die Materialien N:os 67 und 69 etwas Chlorit enthalten. Der erstere Analyspunkt steht etwas ausserhalb des Stabilitätsfeldes der Chlorit-Serizitschiefer, was aber durch den hohen Fe_2O_3 -Gehalt des Materials (11.02 %) erklärlich ist; ein Teil dürfte als freies Oxyd auftreten. Es braucht keinen Kaolin zu enthalten.

Es muss zugestanden werden, dass dieses Resultat der chemischen Untersuchungen, nach welchem das Vorkommen von Holstinvaara keinen Kaolin enthält, etwas überraschend für den Verfasser gewesen ist. Nach dem, was ich aber am Platze gesehen habe, scheint mir doch wahrscheinlich, dass man bei weiterer Untersuchung auch dort Kaolin nachweisen können wird.

Einen Anhang zu dieser Gruppe bilden einige Analyspunkte von Phylliten und Tonschiefern. Es sind: der Kohlenphyllit von Päähkö, Puolanka, der Kupferschiefer von Stora Strand, Dalsland, Tonschiefer von Mansfield, blauschwarzer, kieshaltiger Schiefer von Sulitjelma, Norwegen, die alle durch Kohlen- und Kiesgehalt ausgezeichnet sind. Von den unmetamorphosierten Tonen gehört kein einziger Fall hierher. Das Fehlen eines Zusammenhanges zwischen den Kaolinen und anderen Verwitterungsprodukten von einer Seite und den Serizitschiefern von anderer Seite hat also eine allgemeine Gültigkeit.

CHLORIT-SERIZITSCHIEFER.

Einige der Analyspunkte der mit den Kaolinen verknüpften Schiefer stehen zwischen den Existenzbereichen von Chlorit und Serizit (Tab. IV). Der eine von diesen (71) ist von FROSTERUS als »grünlich-braunes, phyllitähliches Gestein im Kaolingang» bezeichnet worden; beide stammen vom Vorkommen in Soanlahti.

Eine Reihe von Analysen aus den unmetamorphosierten Tonen, Schiefertonen und Tonschiefern nebst einigen Phylliten stimmen mit den Zusammensetzungen der obengenannten Gesteine überein, sodass sie als richtige Verwitterungssedimente angesehen werden können.

BIOTIT-SERIZITSCHIEFER.

Von den Kaolinvorkommen gehören nur drei Analysen hierher (Tab. IV); zwei davon sind Schiefergesteine, die im Anschluss an das Kaolinvorkommen von Pihlaja auftreten. Das dritte Material hat FROSTERUS »grauer Kaolin, Kerkkä» genannt. Weil er von diesem Vorkommen wichtige Schlüsse über den Ursprung der Kaoline gezogen hat, muss ich es etwas eingehender behandeln. FROSTERUS erwähnt

von ihm: »In einer Niederung im NNW des Torpes tritt eine grau und braune plastische kaolinartige Erdart auf; als man durch die Moräne grub, werde sie entblösst. Das Lager fällt steil unter die Quarzite. Aus den, infolge der Erdbedeckung recht unvollständigen Beobachtungen bekommt man den Eindruck, als folgten die kaolinartigen Produkte hier einer breiten Kluft, welche quer über das Streichen der Quarzite schneidet; sie wären dann keine direkte Fortsetzung der Vorkommen beim Torpe.« Auf diese Beobachtungen als ein Beweis dafür, dass die Kaolinvorkommen Kluftfüllungen sind, wird in der Arbeit von Frosterus mehrfach hingewiesen.

Aus diesem, von Prof. HAUSEN entdeckten Vorkommen hat auch der Verfasser eine Probe erhalten. Es war eine graubraune rostgefärbte Masse, in der man reichlich Glimmer- oder Chloritblätter erkennen konnte. Das Material sah genau so aus, wie die so oft an den Rändern der Metabasitmassive und in Gängen angetroffenen schieferartigen Bildungen, welche gelegentlich in lockere Massen von Glimmer- oder Chloritschuppen übergehen (Verf. 1928, S. 61). Dafür spricht auch die chemische Zusammensetzung des Materials, weil sein Analyspunkt (74) so nahe bei dem Lepidomelan von Lichtfield, Me, liegt. Wenn dieses Vorkommen auch als eine sedimentäre Bildung aufgefasst könnte, so sollte man beachten, dass sie dann zur Gruppe der am wenigsten verwitterten Glazialtone gerechnet werden muss. Diese Bildung ist also am wenigsten geeignet, als Beweis dafür zu dienen, dass die Kaolinbildungen Kluftfüllungen seien. Sie hat wahrscheinlich keinen genetischen Zusammenhang mit den Kaolinvorkommen.

PHYLLITE AUS MITTEL-EUROPA UND DEN ALPEN.

Um den Einfluss der Metamorphose auf den Chemismus der Sedimentgesteine beurteilen zu können, habe ich Analysen von Phylliten, Glimmerschiefern, Hornfelsen und Gneisen gesammelt und in das gleiche Dreieck eingetragen. Rosenbusch hat Analysen von Phylliten aus Mittel-Europa und den Alpen zusammengestellt. In unser Dreieck (Fig. 2) wurden 13 vollständiger von diesen eingetragen. Diese Analysenpunkte liegen fast über das ganze Gebiet der tonigen Sedimente ausgebreitet, die kaolinreichsten Tone ausgenommen. Einige sind reine Sericit-Biotit-Schiefer, andere kalkhaltige Phyllite und wieder andere stehen bedeutend unterhalb der äusseren Grenze der Kombination Sericit-Chlorit: einer noch unterhalb der Kombination Sericit-Chloritoid.

Tab. V.

N:o	Benennung (Rosenbusch, Elemente, S. 561)	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
Phyllite. Mittel-Europa.				
75	Phyllit, dachschieferähnlich, hellgrau, seidenglänzend. Hagenschwanzbruch bei Lössnitz, Sachsen	69.5	18.0	12.5
76	» violett, Fumay, Ardennen	65.0	19.9	15.1
77	» Lerchenberg bei Zschorlau, Erzgebirge	64.4	22.5	13.1
78	» Dachschiefer, St. Loretto bei Eger	61.6	29.7	8.7
79	» Sta Guiliana bei Recoara, Lombardische Alpen	59.3	26.0	14.7
80	» graulichblau, Rimogne, Ardennen	58.6	28.5	12.9
81	» grünlichgrau »	57.7	27.2	15.1
82	» stark glänzend. Arzberg, Fichtelgebirge	57.5	22.5	20.0
83	» fast rein weiss, glimmerglänzend. Wernersreuth, Bayrischer Wald	55.3	15.1	29.6
84	» stark glänzend, mit braunen Glimmerblättchen, Juliushammer, Fichtelgebirge	54.2	25.0	20.8
85	» Königsquelle bei Recoara, Lombard. Alpen	54.0	31.8	14.2
86	» Penna, Sachsen	50.7	40.5	8.8
87	» Selgegrund bei Wechselburg, Sachsen	49.2	39.9	10.9

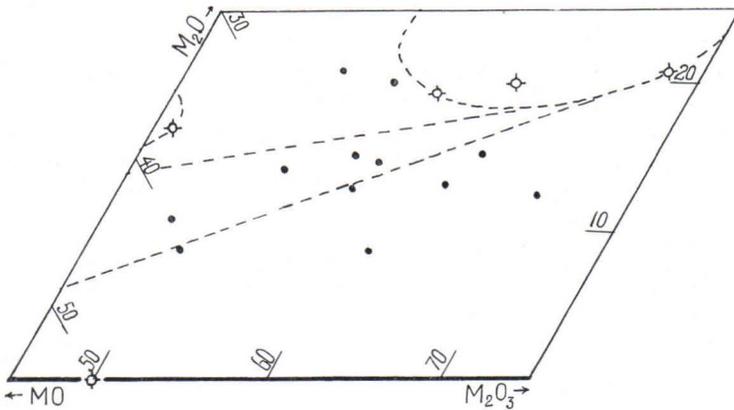


Fig. 2. Phyllite aus Mittel-Europa und den Alpen.

PHYLLITE UND ANDERE SCHIEFER DES SKANDINAVISCHEN SILURS.

Von den oben dargelegten mitteleuropäischen und alpinen Phylliten weichen die skandinavischen Phyllite in chemischer Hinsicht sehr scharf ab. Das Verbreitungsgebiet dieser Schiefer ist ganz scharf gegen das der Tone und weniger metamorphosierten Schiefer begrenzt. Die Grenze beider Gebiete fällt ganz genau mit der Grenze

der Kombination Serizit—Biotit zusammen. An die Grenze selbst und besonders in die Umgebung des Analyspunktes von Biotit aus Baltimore sind die am wenigsten metamorphosierten Phyllite zusammengedrängt. Weiter davon stehen die Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer; die der Gneise sind am meisten in die Richtung gegen dem Analyspunkt von Alkalifeldspat verschoben. Manche der Analyspunkte von Hornfelsen treten zusammen mit den am wenigsten metamorphosierten Phyllite auf und bestätigen dadurch die Ansicht GOLDSCHMIDTS, dass die Hornfelsbildung manchmal ohne Materialzufuhr vor sich geht.

Von den verschiedenen Gebieten des skandinavischen Silurs liegen vorzügliche Monographien und Abhandlungen vor. Diese Bildungen sind in ihnen sehr eingehenden petrographischen und chemischen Untersuchungen unterzogen worden. So kennen wir von Norwegen das Oslogebiet durch den mustergültigen Untersuchungen von BRÖGGER, GOLDSCHMIDT u. a., das Stavangergebiet durch GOLDSCHMIDTS, das Trondhjemgebiet durch CARSTENS und das Sulitelmagebiet durch TH. VOGTS Untersuchungen. In diesen sind die chemischen Zusammensetzungen sowohl der sedimentären Bildungen als auch der sich ihnen anschliessenden Eruptivgesteine jedes Gebiets durch eine Reihe von Analysen dargelegt worden (Tabellen VI—IX).

In den Figuren 3—5 sind solche Analysreihen von den einzelnen Gebieten dargestellt. Sie zeigen deutlich, dass die sedimentären Bildungen dieser Gebiete einen engen Zusammenhang mit den ihnen anschliessenden effusiven Gesteinen haben.

Tab. VI.

Trondhjemgebiet nach Carstens.

N:o	Benennung	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
88	Muscovit-Biotit-Schiefer, Selbu	39.0	44.1	16.9
89	Stuedalsschiefer, Hjerkin	38.6	47.8	13.6
90	» Busjö	38.3	50.2	11.5
91	Phyllit-Glimmerschiefer, Kongens Grube	38.2	52.5	9.3
92	Stuedalsschiefer, Reisfjeld	37.0	47.8	15.2
93	Garbenschiefer, Kongens Grube	35.7	49.9	14.4
94	Quarzarmer Mühlstein, Selbu	35.5	51.6	12.9
95	Garbenschiefer, Kongens Grube	31.9	54.4	13.7
96	Quarzreicher Mühlstein, Selbu	31.6	53.6	14.8
97	Kissenlava, (Wulstlava)	29.8	61.4	8.8
98	Dunkelgrüner Grünstein, Bjørnlivand, Lökken	27.1	58.1	14.8
99	Grünsteinschiefer, Skjødskift	26.8	64.2	9.0
100	» Dragset Grube	23.7	68.1	8.2
101	Hellgrüner Grünstein, N des Frilsjöen	23.0	70.8	6.2

SEVESCHIEFER.

Das Verhältniß der »östlichen» und der »westlichen Fazies» des skandinavischen Silurs ist mehrmals diskutiert worden. Vergleiche der chemischen Zusammensetzung sind von GAVELIN (1919), HOLMQUIST (1919), QUENSEL (1919), BACKLUND (1919) und TH. VOGT

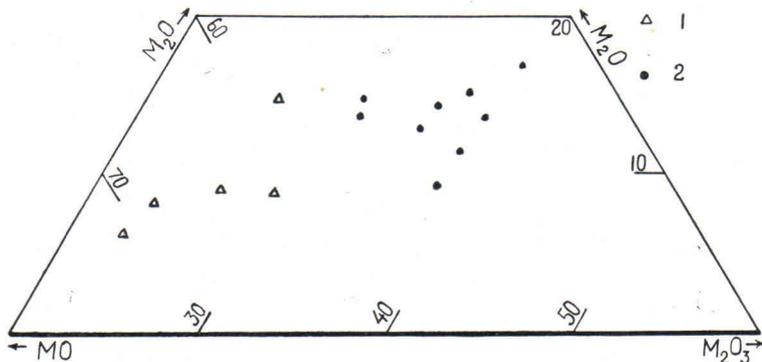


Fig. 3- Das Trondhjemgebiet. 1 = Effusivgesteine, 2 = Schiefer.

Tab. VII.

Sulitelma gebiet nach Th. Vogt.

N:o	Benennung	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
102	Oligoklasgneis, Mittel, Skjönstådalen	42.7	44.2	13.1
103	Albit-Porphyrat aus Konglomerat östlich des Lommijaure ..	39.7	48.2	12.1
104	Chlorit-Muskovit-Schiefer, Mittel. Muorkischiefer	38.9	48.7	12.4
105	Labradoritischer Olivingabbro	38.1	54.7	7.2
106	Furulundschiefer	35.0	52.2	12.8
107	» Mittel	32.4	55.0	12.6
108	Albit-Chlorit-Fels oberhalb des Furulund	31.8	54.1	14.1
109	Chlorithaltiger Epidot-Amphibolit, Ny-Sulitelma	29.5	51.5	19.0
110	» » » oberhalb des Charlotta-Grube	29.3	58.2	12.5
111	Grünstein mit aktinolithischer Hornblende, oberhalb des Ny-Sulitelma	28.8	60.0	11.2
112	Quarzhaltiger hornblendereicher Grünstein, Valfojokk, Rapisvare	28.1	57.4	14.5
113	Grünstein mit aktinolithischer Hornblende, oberhalb des Furulund	27.8	58.7	13.5
114	Pyroxenhaltiger Epidot-Amphibolit zw. Ny-Sulitelma und Vardetoppen	27.6	62.2	10.2
115	Epidot-Amphibolit zw. Ny-Sulitelma und Vardetoppen....	26.2	60.5	13.3
116	Chlorit-Muskovit-Schiefer, Muorkijaure	25.6	62.4	12.0
117	Chlorit-Albit-Schiefer oberhalb des Grönlid	25.4	72.5	2.1
118	Hornblendegabbro ohne Klinozoisit, Stortoppen	23.7	69.9	6.7
119	Normal Olivingabbro	23.6	69.4	7.0
120	Hornblendereicher Grünstein, oberhalb des Charlotta-Grube	22.1	71.7	6.2

(1927) angestellt worden. Dabei hat es sich ergeben, dass sie zwei, von einander bedeutend abweichende Gruppen von Schiefen ausmachen. Zu der westlichen Fazies gehören, nach der angeführten Litteratur und einer gütigen Mitteilung von Herrn Dr. E. WEGMANN als von Westen gegen Osten überschobene Decken die Schiefer des Trondhjem- und des Sulitelma-Gebietes; zu der östlichen Fazies

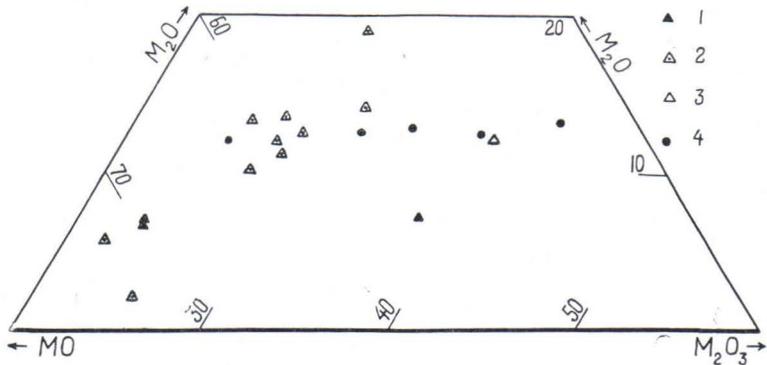


Fig. 4. Das Sulitelmagebiet. 1 = Gabbro, 2 = Grünstein, 3 = Porphyrit, 4 = Schiefer.

Tab. VIII.

Stavanger- und Oslogebiet nach Goldschmidt.

N:o	Benennung	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
Stavangergebiet				
121	Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, Mittel	51.9	31.8	16.3
122	Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, Mittel	51.2	32.1	16.7
123	Quarz--Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, Mittel	44.8	36.7	18.5
124	» » » » Phyllit, Bru	44.0	39.3	16.7
125	Chloritoid-Phyllit, Bru	41.4	53.8	4.8
126	Brauner Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, Mittel	40.5	42.6	16.9
127	Albitporphyroblasten-Schiefer	40.4	37.7	21.9
128	Amphibolit, Naversnes, Finnö	28.6	64.0	7.4
129	Glimmerschiefer, reich an Amphibol und Klinozoisit, Naversnes, Finnö	28.3	56.5	15.2
Oslogebiet				
130	Dichter Hornfels, Sölvserget	38.3	50.8	10.9
131	Schiefer der Etage 4 a α zw. Melbostad und Gran	37.9	49.7	12.4
132	Tonschiefer d. Etage 4, Tyveholmen	37.8	49.1	13.1
133	Körniger Hornfels, Berget am Ostabhang von Sölvserget ..	37.7	49.0	13.3
134	Tonschiefer d. Etage 4, Tyveholmen	37.4	49.1	13.5
135	Körniger Hornfels, Sölvserget	36.7	52.3	11.0
136	Schiefer d. Etage 4 a α »	35.7	54.2	10.1
137	Hornfels der Klasse 3, Kolaas	35.6	50.3	14.1

werden die autochtonen Schieferformationen des Stavanger- und des Oslo-Gebietes gerechnet; ausserdem die s. g. Seveschiefer, die als eine schmale Zone vor dem eigentlichen Hochgebirge auftreten. In der Tab. IX und Fig. 7 sind nach GAVELIN und QUENSEL einige Analysen der Seveschiefer mit einigen Analysen der Hochgebirgsschiefer (westlicher Fazies) zusammengestellt.

Das Verbreitungsgebiet der Seveschiefer im Diagramme ist dasselbe wie das der Glazialtone. Sie sind also von gleichem Material wie diese, unter schwacher Verwitterung, ableitbar. Weil das Material

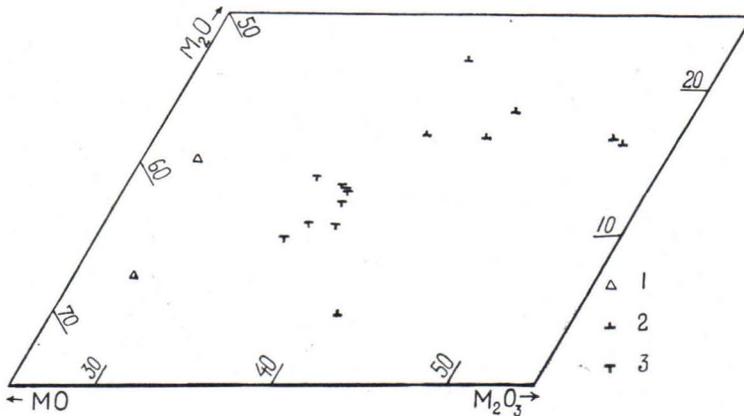


Fig. 5. Stavanger- und Oslogebiet. 1 = Amphibolit und Amphibolschiefer, 2 = Schiefer vom Stavangergebiet, 3 = Schiefer vom Oslogebiet.

Tab. IX.

Seve- und K ö l i s c h i e f e r nach Gavelin und Quensel.

N:o	Benennung	M ₂ O ₃	MO	M ₂ O
Seveschiefer				
138	Biotithaltiger Quarz-Granat-Muskovit-Schiefer, Kvikkjokk ..	51.4	27.6	21.0
139	Sevegneis, Tjåkkjtjavagge, Knebekaise	49.9	31.3	18.8
140	Dunkelgrauer Tonschiefer, Kådtjojokk	49.1	34.8	16.1
141	Sevegneis, Storjola	48.8	30.0	21.2
K ö l i s c h i e f e r				
142	Granat- und amphibolhaltiger Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer, Kvikkjokk	42.0	37.3	20.7
143	Biotitschiefer, Slengajaure	37.7	48.5	13.8
144	Phyllit, Rödberg, Kultsjön	35.8	51.4	12.8
145	» Stekevare	34.3	48.9	16.8
146	» Flemsjokk, Ransarån	31.6	55.8	12.6

der Glazialtöne des westlichen Finnlands aus dem Grundgebirge des nördlichen Schwedens und aus dem analog zusammengesetzten Gesteinsgrund des bottnischen Meerbusens her stammt, erscheint diese Erklärung ganz natürlich.

Die Zusammensetzung der Hovin- und Kälischiefer weist dagegen auf bedeutend abweichendes Material hin. Die angeführten Analysen stimmen mit den Schiefen des Trondhjem- und des Sulitelma-Gebietes, die einen nahen Verband mit den basischen Eruptiven haben, gut überein. Eine Zwischenstellung nehmen die Schiefer des Stavanger-

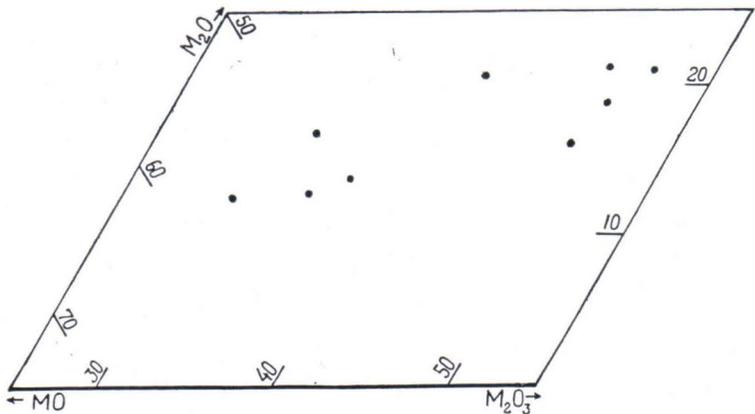


Fig. 6. Seve- und Kälischiefer.

und des Oslo-Gebietes ein. Obwohl die Schiefer der östlichen Fazies hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung bedeutend von den Schiefen der westlichen Fazies abweichen, so ist dies wahrscheinlich eine Folge des Ursprungs-Materials, nicht aber des verschiedenen Verwitterungsgrades. Zu demselben Resultate ist E. WEGMANN auf tektonisch-stratigraphischem Wege gelangt.

PHYLLITE UND ANDERE SCHIEFER DES GRUNDGEBIRGES.

Die zum Grundgebirge gehörigen Phyllite stimmen mit den silurischen Schiefen Skandinaviens gut überein. Sie sind auf dasselbe Verbreitungsgebiet im Diagramme beschränkt, unterscheiden sich aber von diesen dadurch, dass der grössere Teil von ihnen in einem gewissen Abstände von der unteren Grenze des Serizit-Biotit-Feldes stehen, und besonders auf dem Existenzbereiche des Biotits konzentriert sind. Eine Ausnahme macht der Phyllit von Kintsinniemi, der

unterhalb der Grenze des Serizit-Biotit-Feldes steht. Es gibt auch andere Beispiele dafür, wie oben angedeutet, dass solche Analysen, welche einen aussergewöhnlich hohen Eisengehalt zeigen, eine Ausnahmestellung im Diagramme haben. Solche sind ausser diesem N:o 12, 67, die 9—12 % Fe_2O_3 enthalten, während der FeO-Gehalt unbedeutend oder nicht bestimmt ist. Es ist wahrscheinlich, dass diese Materialien freies Eisenoxyd enthalten.

Ausserhalb des Biotitfeldes treten, ausser den Gneisen, die in der Richtung gegen den Alkalifeldspat vorgeschoben sind, und dem Phyllit von Liejeenjoki, Puolanka, der ein Serizit-Biotit-Schiefer ist, noch der Kohlen-phyllit von Pääkkö, Puolanka, und der Kupferschiefer von Stora Strand, Dalsland, welche letztere im Muskovitfeld liegen. Von den silurischen Schiefen kommt hierher ein kieshaltiger Schiefer aus dem Sulitjelmgebiet.

Tab. X.
Grundgebirgsschiefer.

N:o	Benennung	M_2O_3	MO	M_2O
147	Kohlenphyllit, Pääkkö, Puolanka	71.2	4.3	24.5
148	Phyllit, Stora Strand, Dalsland	55.4	20.1	24.5
149	» Liejeenjoki, Puolanka	54.9	25.0	20.1
150	» Kintsinniemi, Soanlahti	51.9	34.3	13.8
151	Graugrüner Tonschiefer, Hällefors, Grythytted	49.0	35.1	15.9
152	Dunkler, graugrüner Schiefer, Grythytted	47.8	37.1	15.1
153	Phyllit, Messukylä	46.8	31.8	21.4
154	» Veljakkajoki	46.2	36.3	17.5
155	Fleckenschiefer, Lervik, Persberg	45.7	39.3	15.0
156	Grauer Schiefer, relativ reich an Fragmenten, Glasmästarviken, Persberg	45.5	37.3	17.2
157	Glimmerschiefer, Kelontekemjärvi, Kittilä	43.1	36.6	20.3
158	Phyllit, Stora Strand, Dalsland	42.8	35.9	21.3
159	» Messukylä	42.3	36.8	20.9
160	Gröberes Band im Schiefer, Grythytted	41.8	39.0	19.2
161	Phyllit, Kammikivinturi, Petsamo	39.6	46.5	13.9
162	» Sarvipuro, Puolanka	37.5	42.4	20.1
163	» Persberg	35.2	47.3	17.5
164	» Sätkänenvaara, Kittilä	34.0	51.9	14.1
165	» Kuolajärvi	30.4	45.5	24.1
166	» Grythytted	82.8	61.1	10.1

ÜBER DIE VERWITTERUNG.

Das dargelegte Material lässt einige Hauptzüge der Verwitterung im allgemeinen und besonders der Kaolinverwitterung überblicken. Wir haben in den Tonen, Schiefertönen und Tonschiefern eine ununter-

brochene Reihe von den am wenigsten verwitterten Glazialtonen bis zu den reinen Kaolinen. Wir können aber noch nicht sagen, in welcher Weise sich die Entstehungsart der Tone in ihrer Zusammensetzung widerspiegelt.

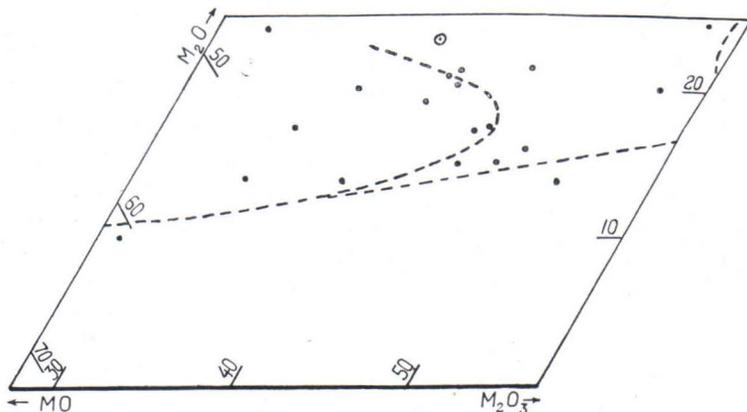


Fig. 7. Grundgebirgsschiefer.

Die Figuren 3—5 zeigen aber, welche Richtung die gewöhnliche Verwitterung in den verschiedenen Materialien einnimmt. In der Figur 6 sind diese Resultate zusammengestellt. Daraus geht hervor, dass der relative molekularprozentische Alkaligehalt bei der Verwitterung der alkaliarmen Gabbrogesteine in den ersten Phasen sogar zunehmen kann (Trondhjemgebiet) und im allgemeinen bei den basischen Gesteinen im Beginne nicht abnimmt (Stavanger- und Sulitjelmagebiet).

Der Vergleich der Zusammensetzungen von Glazialtonen mit dem Durchschnitt des finnischen Grundgebirges (S. 133) scheint dagegen eine deutliche Abnahme des Alkaligehaltes (besonders Na_2O) bei der Verwitterung der saureren Gesteine zu verraten. Wie aber diese, »gewöhnliche« Verwitterung sich zur Kaolinverwitterung verhält, ob letztere eine direkte Fortsetzung der ersteren ist, darüber geben die oben dargelegten Zusammenstellungen keine sicheren Aufschlüsse.

Die Zerstreung der Analysenpunkte in der Fig. 1 nach unten von dem (aus der Fig. 8 hervorgehenden) Verwitterungswege, scheint darauf zu deuten, dass die Kaolinisierung, wenigstens in einzelnen Fällen, unberuhend von der oben dargelegten Verwitterung vorsichgehen kann.

Jedenfalls zeigen die meisten Analysenpunkte der kaolinreichen Tone eine auffallende Anhäufung in der Nähe einer Linie, die ungefähr mit der Formel $M_2O : MO = 1$ bezeichnet werden kann. Dieser, reichlich mit Analysenpunkten besetzte Verwitterungsweg kann als eine unmittelbare Fortsetzung des oben dargelegten, anfänglichen Verwitterungsweges aufgefasst werden. Dies scheint wieder dafür zu sprechen, dass die Verwitterung ein ununterbrochen fortlaufender, zur Kaolinbildung führender Prozess ist.

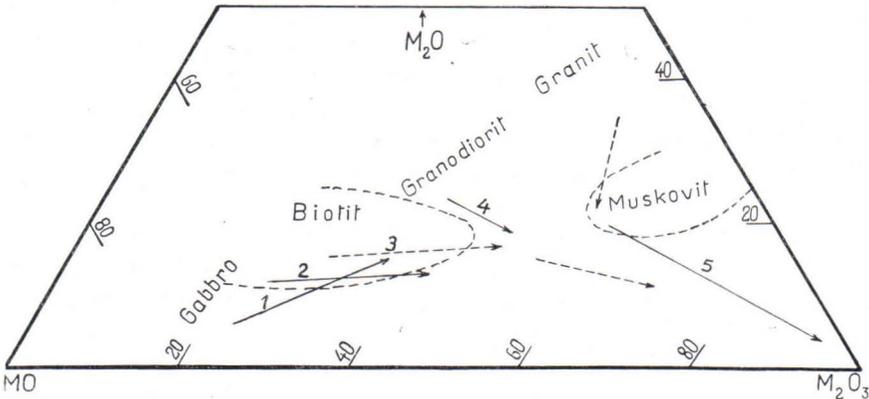


Fig. 8. Verwitterung der verschiedenen Materiale. 1 = Trondhjemgeb.,
 2 = Sulitelmageb., 3 = Stavangergeb., 4 = Glazialtone,
 5 = Grenze der Alkaliadsorbtion.

Eine sehr auffallende Eigenschaft der Verwitterung geht jedoch aus der Fig. 1 mit vollkommener Deutlichkeit hervor: der Alkaligehalt der Tone zeigt an der Linie $M_2O : MO = 1$ ein Maximum, über welches er in den nicht metamorphen Tonen niemals steigt. Diese Grenze ist wohl am besten als ein Adsorbtionsmaximum, eine Sättigungsgrenze zu deuten.

Diese Erscheinung hat eine besondere Bedeutung für die Frage nach der Entstehung der finnischen Kaoline: es bedeutet, dass solche Serizitschiefer (Kaoline nach FROSTERUS) die in den Vorkommen von Pihlajavaara, Holstinvaara, Kerkkä und anderswo auftreten (63, 64, 68) ausserhalb der deutlichen Grenze der Verwitterungssedimente stehen und als solche nicht durch Verwitterung entstehen können.

EINFLUSS DER METAMORPHOSE.

Wie oft hervorgehoben wird, ist die Metamorphose ein der Verwitterung entgegengesetzter Prozess, nicht nur in mechanischem,

sondern auch in chemischem Sinne. Diese Auffassung wird auch durch die obigen Zusammenstellungen, sowohl im Allgemeinen, als auch für Einzelfälle, unterstützt.

Die am wenigsten metamorphosierten Schiefertone und Tonschiefer haben dieselbe Verbreitung wie die nicht metamorphen Tone. Die Phyllite von Mittel-Europa und dem Alpengebiet nehmen eine Zwischenstellung ein, da der grösste Teil von ihnen den Chlorit-Serizitschiefern entsprechen und einige ausserhalb des Gebietes dieser Kombination auftreten. Die kräftiger metamorphosierten Phyllite, sowohl die zum Grundgebirge gehörigen (Tab. X) als auch die jüngeren stehen gänzlich ausserhalb des Verbreitungsgebietes der nicht metamorphen Tone. Es ist wahrscheinlich, dass die »westliche Fazies« des skandinavischen Silurs aus einem wenig verwitterten vulkanischen Material besteht und dadurch schon ursprünglich eine von dem in der Fig. 1 dargestellten Tonmaterial abweichende Zusammensetzung gehabt hat, man kann aber nicht annehmen, dass alle Grundgebirgs- und andere kräftiger metamorphosierten Phyllite durch so schwache Verwitterung ursprünglich entstanden seien. Man hat im Gegenteil Grund anzunehmen, dass ihr Alkaligehalt bedeutend zugenommen hat.

DAS VERHÄLTNIS DER KAOLINE ZU DEN SERIZITSCHIEFERN.

In welchem Verhältnis stehen die Kaoline zu den Serizitschiefern? Welches ist das Edukt und welches ist das Produkt?

Die Serizitschiefer können beim Diastrophismus direkt entstehen; ein grosser Teil der finnischen Serizitschiefer ist sicher solchen Ursprungs. Nach der Ansicht des Verfassers ist es aber unmöglich, dass die mächtigen Lager von Pihlaja und Holstinvaara in Puolanka sowie manche anderen mylonitischer Entstehung wären.

Wäre aber der Serizitschiefer das Edukt, der Kaolin das Produkt, so möchte man zwischen dem ungewandelten Schiefer und den ziemlich reinen Kaolinen allerlei Zwischenstufen erwarten. An ihrer Stelle haben wir aber eine Lücke. Wie ist dieser Umstand bei einem Auslaugungsprozess wie bei der Kaolinisierung zu verstehen? Nach meiner Ansicht bildet dies eine grosse Schwierigkeit.

Denken wir aber umgekehrt, dass die Serizitschiefer durch Metamorphose aus dem Kaolin entstanden seien, so haben wir ganz einfach eine mit der oben dargelegten Phyllitbildung parallele Erscheinung. Dann ist es selbstverständlich, dass keine Zwischenprodukte entstehen; so wenig wir Zwischenprodukte zwischen den Kalksteinen und den »Skarnbildungen« antreffen.

Denken wir, dass bei der Metamorphose einem durchlässigen Lager entlang, Basen enthaltende Lösungen in die Kaolinlagerstätte eindringen; dann haben wir eine Erscheinung, welche der »behinderten Diffusion« von LIESEGANG analog ist, die Lösungen stehen in einem Reaktionsverhältnis zum Kaolin. Sie dringen nur so tief ein, bis sie unumgewandelten Kaolin antreffen, nicht aber weiter. Sobald aber der Kaolin gesättigt ist, kann er nicht mehr reagieren, und das Eindringen der Lösungen setzt weiter fort. Das Resultat ist: entweder ist der Kaolin unumgewandelt geblieben oder er ist mit Basen gesättigt geworden: Zwischenprodukte sind nicht möglich.

Für diese Erklärung spricht weiter der Umstand, dass die zusammen mit dem Kaolin angetroffenen Serizitschiefer im Diagramme an der unteren Grenze des Muskowitfeldes angehäuft sind, wie die Phyllite an der unteren Grenze des Biotit-Serizitfeldes gesammelt sind. Die ausserhalb der Kaolinvorkommen auftretenden Serizitschiefer (20, 21) liegen dagegen in der Mitte des Muskowitfeldes.

Jedenfalls scheint die Entstehung der z. T. mächtigen Lagererien von reinem Serizitschiefer des Kainuu-Gebiets nur unter dieser Annahme erklärlich zu sein, weil sie keine Vertreter unter den Verwitterungssedimenten haben. Daraus ergibt sich dann auch die Genesis der Kaoline.

GEOLOGISCHE ERSCHEINUNGSWEISE DER KAOLINVORKOMMEN.

FROSTERUS ist in seinen letzten Untersuchungen zum Schlusse gekommen, dass die Kaolinvorkommen im finnischen Grundgebirge allgemeiner als Kluftfüllungen aufzufassen seien. Mehrmals beruft er sich auf ein Vorkommen von Kerkkä (S. 19, Tab. 2, Anal. IV) als einen Beleg für diese Auffassung. Wir haben aber gesehen, dass diese Bildung mit der Kaolinisierung nichts zu tun hat (S. 141). Die beiden anderen Analysen der »Kaoline« von Kerkkä beziehen sich wahrscheinlich auf die dünnen lockeren Schichten, die beim Gehöfte Kerkkä mit dem härteren Quarzite abwechseln. Diese, wie das Material von Holstinvaara, bestehen aus Serizit, wie wir gesehen haben (S. 138), und sind wahrscheinlich keine unumgewandelte Verwitterungsprodukte.

Über das Vorkommen von Pihlaja berichtet FROSTERUS folgendermassen (S. 5):

»Bei genauerer Untersuchung der Einschnitte zeigt sich, dass die östlichen Teile des Profiles aus kaolinisiertem, serizitreichen Quarzschiefer bestehen; gegen das Innere des Kaolinlagers wird es

kaolinreicher und grusartig. Das Streichen fällt mit demjenigen des Quarzites der Umgegend zusammen (N 15° E). Es fällt steil (ca. 75° WNW). In den oberen Teilen, gleich unter der Moräne, ist die Kaolinmasse ziemlich homogen erdig. Gegen unten geht sie ohne deutliche Grenze in den Schiefer über. In der Mitte des Profiles

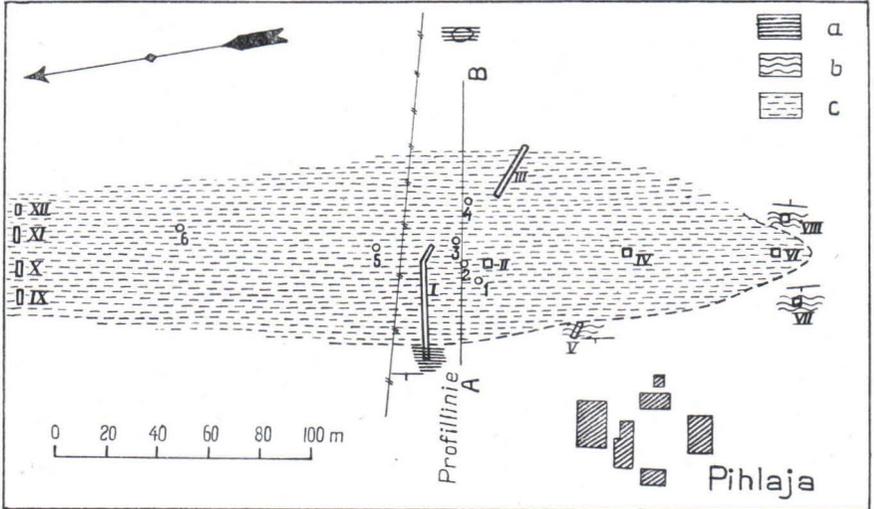


Fig. 9. Kartskizze über das Auftreten von Kaolin beim Gehöft Pihlaja, Puolanka. I—XII = Gräben, 1—6 = Bohrlöcher, a = Quarzit, b = Schiefer, c = Kaolin.

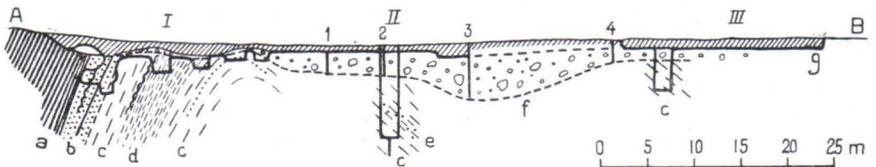


Fig. 10. Profil durch das Kaolinvorkommen von Pihlaja. I—III und 1—4 wie in Fig. 9, a = Quarzit, b = roter Kaolin, c = weisser Kaolin, d = grauer Kaolin, e = Serizitschiefer, f = eingelagerter Kaolin mit Moränenmaterial, g = Moräne.

strecken sich die homogenen Teile mehrere Meter tief. An einer tieferen Stelle des Einschnittes stossen sie gegen stark kaolinisierte Partien dunkler phyllitischer Schiefer, welche breccienartig zerrieben sind.

Der westliche Teil des Profiles unterscheidet sich vom östlichen hauptsächlich dadurch, dass hier in den hellen Kaolinmassen grössere

zusammenhängende lager- und linsenförmige Partien von rot, gelb und braungefärbtem Kaolin auftreten; diese biegen sich mantelförmig um das eigentliche Lager.»

Der Verfasser hatte Gelegenheit, den Aufschlussarbeiten ununterbrochen zu folgen; seine Beobachtungen sind auf der Karte (Fig. 9) und im Profile (Fig. 10) dargestellt.

Die östlichen Teile sind nicht aufgeschlossen worden; im östlichsten Graben III (siehe Karte und Profil) wurde nur der umgelagerte Kaolin entblösst; er war mit Moränenmaterial und sogar mit grossen, unverwitterten Blöcken vermischt.

Nur in einem Brunnen wurde dieses Lager durchgegraben. Es war von kaolinfreier Moräne unterlagert; erst darunter kam der unberührte Kaolin zum Vorschein. Die Schichtung fällt hier 30° E. Der Kaolin ist weiss und homogen.

In der Mitte des Vorkommens wurde ein 10 m tiefer Brunnen gegraben (Gräbung II) und von Boden desselben 2 m tief gebohrt. In der Tiefe 7—9 m wurde ein etwas härterer Schiefer durchgegangen. Er fiel 40° gegen E und war an einer Stelle brekzienartig zerrieben. Es war aber nicht »dunkler phyllitischer Schiefer«, wie FROSTERUS erwähnt; er war beinahe gleich weiss, wie der Kaolin selbst, etwas graubläulich oder graugrünlich. Die Analyse V, Tab. 1, (FROSTERUS) bezieht auf dieses Material (hier N:o 64). Am Boden des Brunnens hatte das Material vollkommen dieselbe Beschaffenheit wie an der Oberfläche. Die Bohrung musste wegen einer Wasserader, welche den Kaolin nass und weich machte, eingestellt werden. Wir haben also keine Beobachtungen, nicht einmal Anzeichen, die darauf hindeuten, dass der Kaolin gegen unten in die Schiefer übergehe, wie FROSTERUS meint. Aus den oben (S. 130) wiedergegebenen Zitaten geht hervor, dass er nach Beendigung der Grabungen eine andere Auffassung hatte,¹ und erst später zu seinem Schlusse gekommen ist. Hätte er schon damals die Beobachtung gemacht, dass der Kaolin gegen unten »ohne deutliche Grenze in die Schiefer übergeht«, so hätte er nicht seine Entstehung von unten her verteidigt. Nachher aber waren alle Grabungen zugefüllt; später hat er diese Beobachtung nicht machen können.

Die westlichen Teile sind am besten durch Aufschlussarbeiten blossgelegt. Die Gräbung I, die an einer Stelle eine Tiefe von 6 m erreicht, zeigte hier eine Abwechslung von roten, gelben, braunen, grauen und weissen Lagern, dazwischen einige dünne Schichten von chloritschieferartigem Gestein und Lagergänge, die aus unregel-

¹ Die Sitzungsberichte sind erst im Jahre 1924 im Drucke erschienen.

mässigen, löcherigen Quarzknollen bestehen. Das Fallen der Lager ist dasselbe wie das des angrenzenden Quarzits 70° W., die Lagerköpfe sind jedoch entlang der Oberfläche nach Osten ausgezogen, wie die Fig. 3 in meinem Aufsatz i. J. 1924 zeigt. Linsförmige Partien sind in diesen Aufschlüssen nicht beobachtet worden. Gegen die Mitte wird das Fallen immer flacher und ca. 15 m von der Westgrenze schwenken die Lager um; weiter im Osten ist das Lagerfallen 30° — 40° östlich.

Ungef. 60 m südlicher, im Graben V, wurde unter der Moräne ein sehr zerriebener Chloritschiefer, z. T. kohlenhaltig (Anal. VI, Tab. 1, FROSTERUS, hier Anal. 11) und unter diesem zuerst roter und dann weisser Kaolin angetroffen, wie die Abbildung fig. 2 in der Abhandlung von FROSTERUS zeigt. Weitere ca. 80 m südlicher wurde in zwei Schürfungen VII und VIII ähnlicher Schiefer mit entgegengesetztem Fallen, im östlichen ostwärts im westlichen westwärts, und in einer Schürfung VI zwischen diesen beiden Kaolin angetroffen.

Diese Beobachtungen zeigen, dass die Lagerstruktur im Kaolin dieselbe antiklinale Form hat, wie die Quarzit-Schieferformation. Wie ich früher dargelegt habe, ist die Faltenbildung in dieser Formation so eng gedrängt, dass sogar 3 Antiklinalen per Kilometer auftreten. Es ist selbstverständlich, dass bei einer so kräftigen Quetschung der isoklinalen Falten bedeutende Überschiebungen vorsichgehen müssen. Wie die stark zerriebene Beschaffenheit des Schiefers im Graben V zeigt, ist die Annahme, dass der an der westlichen Seite des Kaolinvorkommens anstehende Quarzit dem ersteren aufgeschoben ist, wahrscheinlich. Dadurch wird auch die tektonoblastische Struktur des Quarzits gut motiviert; diese Ausbildungsform gegen dem Kaolin wäre sonst unerklärlich.

Solche Überschiebungen machen aber von FROSTERUS' Standpunkt die Sache nicht einfacher; sie haben im Anschluss an die karelichen Faltung stattgefunden. Die Spitze dieser Einwendung ist also ihm selbst zugewendet.

Die 8 bekannten Vorkommen von kaolinartigem Material in der Gemeinde Puolanka sind folgende:

1. Pihlajavaara. Oben beschrieben.
2. Östlich des Gehöftes Leppälä, 2 km südlich des Pihlaja: roter Kaolin unter einem Bergabhange von Quarzit.
3. Honkavaara, 12 km NE vom Kirchdorfe Puolanka: weicher, weissgrauer Schiefer mit härteren quarzitischen Zwischenlagern. Fallen vertikal.

4. Pahkavaara, 5 km SSE vom kleineren Salmijärvi: wie der vorige.

5. Kerkkä, 11 km SE von kleineren Salmijärvi: wie die vorigen.

6. Holstinvaara, 10 km E vom kleineren Salmijärvi: weicher Serizit in härtere Serizitschiefer übergehend.

7. Latvajoki, 14 km SE vom kleineren Salmijärvi: roter, etwas mit Moräne gemischter Kaolin am Uferabhänge des Baches Latvajoki. Das primäre Vorkommen nicht aufgeschlossen.

8. Soikka, 13 km SE vom kleineren Salmijärvi: beim Brunnen-graben angetroffen. Nicht sichtbar.

Das Kaolinvorkommen von Prolanvaara, Soanlahti, ist nicht so gut aufgeschlossen wie das Vorkommen von Pihlajavaara. Seine Beziehungen zum umgebenden Grundgebirge können nicht so leicht studiert werden, weil die Moränendecke hier 4—5 m dick ist; am Pihlajavaara ist sie nur 0.5—1 m dick.

Es muss hier hervorgehoben werden, dass man nicht im Voraus sagen kann, dass auch das Kaolinvorkommen von Prolanvaara eine mit den Vorkommen der Gemeinde Puolanka analoge Bildung sei. Es kann einen ganz abweichenden Charakter haben. Einige Tatsachen müssen jedoch hier betont werden.

FROSTERUS schreibt von diesem Vorkommen: »Der ersten Annahme, dass der Kaolin längs dem Streichen der Quarzite auftreten sollte, widersprachen die Beobachtungen, welche im Laufe der Grabarbeiten gemacht wurden. Der Kaolin kommt in einer von glatten Gleitflächen begrenzten Kluft vor; sie quert in NW-licher Richtung 70—80° gegen SW fallend, die Schieferigkeit der Quarzite. Auf beiden Seiten der Kluft ist der Quarzit nur wenig kaolinisiert.»

Das Vorkommen liegt in einer Formation, deren Hauptstreichen ca. N. 70° W. ist. Die Schieferung in der Umgebung des Kaolinvorkommens ist N. 20°—30° E. und in der Wasserschnelle Prolankoski, ca. 1 km S.W. vom Kaolinvorkommen, streichen die alternierenden Quarzit- und Phyllitlager N. 20° E. Es ist also unmöglich, zu sagen ob das Lagerstreichen (FROSTERUS spricht von der Schieferigkeit) der Quarzite parallel dem Kaolinvorkommen (N. 30° W. nach der Messung des Verfassers) geht oder nicht.

Auch hinsichtlich der Vorkommen von Prolanvaara sowie der anderen ist FROSTERUS zu dem Schlusse gekommen, »dass sie als Teile siallitischer Lager, welche durch tektonische Bewegungen eingeklemmt wurden, aufzufassen sind. Dafür sprechen auch die Gleitzonen, welche die Kluft begrenzen, die teilweise deutliche Schieferigkeit, besonders in den dunklen Teilen und die Anordnung der Kaolinklüfte in sich kreuzenden Richtungen. Eine weitere Stütze

für diese Annahme sind die braunen Siallitisierungsschmitzen, welche als schmale Linsen parallel der Hauptklüft in den Schiefem liegen, und von jener durch unkaolinisierte Quarzitschiefer getrennt sind.»

Falls aber Formationen mit so geringer Ausdehnung von so reichlichen Gleitzonen, teilweise mit »deutlicher Schiefriigkeit« durchzogen sind, so ist dies ja ein positiver Beweis dafür, dass sie eine sehr lebhaftete tektonische Phase durchgemacht haben. Nach unseren bisherigen Kenntnissen ist das östliche Finnland nach dem Abklingen der karelischen Orogenese keiner so intensiven Grundfaltung ausgesetzt gewesen. Die geologische Erfahrung hat gezeigt, dass die Kaolinbildung immer mit der Reife der Einebnung zusammenfällt. Sollten sich im östlichen Finnland noch nach der vollkommenen Einebnung des karelischen Faltengebirges so bedeutende radielle und tangentielle Bewegungen abgespielt haben, so hätten jüngere Formationen nicht nur in der Ausbildung der Kaolinlagerstätten in diesem Gebiete angetroffen werden müssen, wie z. B. in Schweden.

Weil FROSTERUS die Gelegenheit angewandt hat, meine Ansichten über die stratigraphische Folge der karelischen Sedimentformationen zu kritisieren, muss auch ich diese Fragen mit einigen Worten berühren.

FROSTERUS schreibt: »Die serizitreichen Schiefer, welche VÄYRYNEN als eine besondere, kainuuische Formation abtrennen möchte, wurden von mir und der Mehrzahl der finnischen Geologen als karelvisch angesehen.»

»Nach VÄYRYNEN sollen die Kaolinvorkommen einen der wichtigsten Beweise für das Bestehen einer Diskordanz in dieser Schieferformation liefern.»

Eine solche Deutung meiner Ansichten ist jedoch ganz und gar irreführend. Die K a o l i n v o r k o m m e n habe ich keineswegs als »einen der wichtigsten Beweise für das Bestehen einer Diskordanz« angewandt, ihnen überhaupt keine entscheidende Rolle in dieser Hinsicht zugeschrieben, wovon sich jeder überzeugen kann, welcher die Seiten 35—36, 90—92 und 121 von meiner Abhandlung durchliest.

Auf der letztgenannten Seite habe ich geschrieben. »Kurzgefasst können wir sagen, dass die kainuuische Quarzitformation einer sehr ebenen, von einer tiefen, chemisch veränderten Verwitterungsrinde bedeckten, Fastebene aufgelagert ist, und ihre Lagerfolge ist auf dem ganzen hier behandelten Gebiete dieselbe: grobe serizithaltige Quarzite, Serizitschiefer, reine feinkörnige Quarzite.»

»Die Glimmerschieferformation setzte sich also auf einer ziemlich uneben geformten, von chemischer Verwitterung unangegriffenen Oberfläche ab. Diese Formation überlagert jeweilig die kainuuischen Quarzite, öfters aber sind sie beide demselben Granit aufgelagert. Diese Formationen können folglich nicht konkordant sein.»

Als weiterer Beleg für die Diskordanz dient das verschiedene Verhalten der Metabasite zu den beiden Formationen (S. 123—124).

Diese Behauptung FROSTERUS' ist ersichtlich dem »Vorwort des Herausgebers«, welches Herr Prof. J. J. SEDERHOLM meiner Abhandlung vorausgeschickt hat (S. 8), entnommen. Aber auch die Vertrautheit SEDERHOLMS mit meiner Arbeit geht hervor aus seiner, gleich darauffolgenden Erwähnung der »strittigen Bildungen des Naapurinvaara-Berges auf dem Kartenblatt Nurmes, welche VÄYRYNEN hier als Bodenbildungen seiner Kainuuformation deutet«. Diese Bildungen habe ich S. 87 als Basalbildungen der Glimmerschieferformation (kalevisch) behandelt, während die Basalbildungen der Kainuuformation auf den Seiten 26—30 beschrieben sind.

ZITIERTE LITTERATUR:

- AARNIO, B., Lounais-Suomen Savityypit. Bull. of the Agrogeol. Inst. of Finland, N:o 28, 1928.
- CARSTENS, C. W., Der underordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjem-gebiete. Norsk Geol. Tidskrift, Tidskrift, Bd. VII, 1924, S. 185—270.
- Petrologische Studien im Trondhjem-gebiet. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter 1928, N:o 1.
- FROSTERUS, BENJ., Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 75, 1925.
- Diskussion. Helsingin Geologisen Yhdistyksen Tiedonantoja — Meddelanden från Geologiska Föreningen i Helsingfors. 1921—1923. Forssassa 1924. S. 16—17.
- Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finnlands. Fennia 50, N:o 39, Helsinki 1928.
- GAVELIN, AXEL, Till frågan om de kristallina seveskiffrarnas ursprung och metamorfos. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 41, 1919, s. 313—328.
- GOLDSCHMIDT, V. M., Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Skrifter. Vidensk.-selsk. i Kristiania. I. Matem. naturvidensk. Kl. 1 Bd. 1912, N:o 1.
- Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Ibid. 2 Bd., 1921, N:o 10.
- HACKMAN, VICTOR, Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä—Lappmark. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 79, 1927.
- HAUSEN, H., Über die prequartäre Geologie des Petsamogebietes am Eismeere. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 76, 1926.
- JOHANSSON, H. E., Om kopparmalmsförekomsterna vid Stora Strand i Dalsland. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C. N:o 214, 1908.
- H. E., Stora Strands-områdets kopparmalmsförekomster. Sveriges ädlare malmer och bergverk. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. Ca N:o 17, 1924, S. 365—368.
- MAGNUSSON, NILS, H., Persbergs malmtrakt och berggrunden i de centrala delarna av Filipstads bergslag. Kungl. Kommers. Kollegium. Beskrifningar af mineralfyndigheter, N:o 2, 1925.
- QUENSEL, PERCY, Nya data till kännedom om Seve- och Kölibergarternas kemiska karaktär. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 41, 1919, S. 369—382.
- ROSENBUSCH, H., Elemente der Gesteinslehre. Dritte Aufl. Stuttgart 1910.
- SEDERHOLM, J. J., Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 2, Tampere. Vuorilajikartan selitys. Helsinki 1913.
- The average Composition of the Earth's Crust in Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 70, 1925.
- SUNDIUS, NILS, Grythyttfältets geologi. Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C N:o 312, 1923.
- VOGT, THOROLF, Sulitelmafältets geologi og petrografi. Norges Geol. Undersökelse, N:o 121, 1927.
- VÄYRYNEN, HEIKKI, Pihlajavaaran kaoliinin geologisesta esiintymisestä. Teknillinen Aikakauslehti N:o 3, 1922. Helsinki, S. 1—14.
- Die geologischen Verhältnisse eines Vorkommens von Kaolin im finnischen Grundgebirge. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 46, 1924, S. 393—406.
- Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 78, 1928.

ANMERKUNGEN ZU EINEM VORTRAGE UND EINEM
AUFSATZE VON DR. H. VÄYRYNEN »ÜBER DEN
CHEMISMUS DER FINNISCHEN KAOLINVORKOMMEN».

Von

BENJ. FROSTERUS.

In einem Vortrag, betitelt »Über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen« (Versammlung der geol. Gesellschaft in Finnland, den 15. 11. 1928) fährt Herr VÄYRYNEN fort, eine von ihm früher schon vertretene Ansicht zu behaupten, nämlich: dass die Kaolinlager, welche in den Quarzitschiefern von Puolanka auftreten, zum Grundgebirge gehörten, und dass sie das Ausgangsmaterial der Serizit-schiefer dieser Gegend seien (Die geologischen Verhältnisse eines Vorkommens von Kaolin im finnischen Grundgebirge. Geol. För. i Stockh. Förh. Bd. 46, H. 5, 1924). Im Aufsätze, welcher den Vortrag zusammenfasst, baut er seine Ansichten auf eine theoretische Auseinandersetzung über die chemische Zusammensetzung der Kaoline und der tonreichen Sedimente. Sowohl in seinem Vortrage, als in seinem Aufsätze, greift er meine Ansichten über die Entstehung der Kaoline jener Gegenden (Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finnlands. Fennia 50, 1928) an; und zwar geschah dies im Vortrage auf eine solche Weise, dass eine geordnete Diskussion unmöglich war. Da ich jedoch Gelegenheit bekam, den für den Druck bestimmten Artikel des Herrn VÄYRYNEN durchzulesen, möchte ich in aller Kürze einige hieher gehörige Fragen von meinem Standpunkte aus beleuchten.

In seiner Einleitung hält mir Herr V. vor, dass ich meine frühere Ansicht, dass die Kaolinbildung in Puolanka pneumatolytischer Natur sei, aufgegeben habe, und dass ich mich nun der Ansicht V:s angeschlossen habe, nämlich, dass die Kaoline atmosphärische Verwitterungsprodukte seien. Warum diese Änderung meines Standpunktes so verdammenswert sein soll, kann ich nicht verstehen. »Hominis est errare, neminis nisi insipientis in errore perseverare».

Ich habe meine Ansicht über die Entstehung der Kaolinlager nach eingehenden Studien über das geologische Auftreten und den Aufbau der Kaolinlagerstätten von Soanlahti verändert. Diese Studien führten mich zu dem Schlusse, dass die letzteren einen von denjenigen von Pihlaja in Puolanka abweichenden Typ darstellten (vergl. meinen Aufsatz in Fennia 50).

Herr V. behauptet dessen ungeachtet: »FROSTERUS ist in seinen Untersuchungen zu dem Schlusse gekommen, dass die Kaolinvorkommen im finnischen Grundgebirge allgemein als Kluftfüllungen aufzufassen seien» und dass ich in dem »Vorkommen von Kerkkä (Puolanka) einen Beleg für meine Auffassung suche». Dies ist eine Missdeutung meines Aufsatzes; ich hebe dort deutlich hervor, dass die weitverbreiteten Lager von Puolanka in situ liegen und durch Blockverschiebungen von nicht kaolinisiertem Felsgrund bedeckt wurden. Das Vorkommen von Soanlahti hingegen repräsentiert eine Kluftfüllung; ihre primäre Herkunft konnte nicht nachgewiesen werden. Zu diesem Typ, schien mir, könnte man auch eventuell ein Vorkommen von Puolanka (Kerkkä) rechnen. Diese Lagerstätte soll ich, nach Herr V., als Typ einer Kluftausfüllung aufgestellt haben. Darüber, dass ich die Hypothese der Kluftausfüllung für die Vorkommen von Soanlahti aufgestellt habe, und diejenigen von Puolanka auf eine gewisse Wahrscheinlichkeit für diese Hypothese hin geprüft habe, geht Herr V. hinweg. Ich zitiere meinen eigenen Aufsatz (S. 26): »Nach dieser Betrachtungsweise würden die Soanlahti-Vorkommen Resten einer Siallitisierung, welche älter als die tektonischen Bewegungen wäre, darstellen. Das eigentliche Liegende des Kaolinmaterials fehlt hier, im Gegensatz zu den Vorkommen in Puolanka. Die Vorkommen von Kerkkä, wo der Kaolin wahrscheinlich gangartig auftritt, scheinen ihnen am ehesten vergleichbar.»¹

Herr V. baut seine Ausführungen über die Chemie der Kaoline auf eine rechnerische Methode: er will den chemischen Typ aus der Totalanalyse herauslesen, indem er das Verhältnis der Sesquioxyde, der Erdalkalien und der Alkalien ausrechnet, und SiO_2 und H_2O weglässt. Herr V. hat sich grosse Mühe gegeben, aus der Litteratur Analysen von Kaolinen und tonreichen Sedimenten zu sammeln, umzurechnen, und die Resultate in ein Diagramm einzuzeichnen, um die Typengruppierung anschaulich zu machen. Gemäss dieser

¹ Ich benutze die Gelegenheit, einen Druckfehler, welcher sich unter die Zahlen der Kerkkä-Analysen geschlichen hat, zu verbessern: Auf S. 19 müssen die Zahlen für Ki in den Analysen IV und V, 4.6 und 3.26 sein (nicht 2.72 und 1.90).

seiner Betrachtungsweise hat er in seine Tabellen Analysen, welche vollständig ausserhalb des Begriffes Kaolin fallen, aufgenommen. Dies ist erklärlich, da V. den Wassergehalt unbeachtet lässt. So findet man unter anderen eine Analyse eines rötlich gefärbten Serizitschiefers, welchen ich in meiner Arbeit als nicht verwittert bezeichne. Der hohe Tonerde- und Eisengehalt und ein gewisser Gehalt an Erdalkalien und Alkalien waren deutlicherweise alzu verführerisch, dass er sich nicht an ihr vergriffen hätte. In Wirklichkeit stammt die Analyse von einem eisenimprägnierten, arkoseartigen Quarzitschiefer ohne alle Kaolinisierungsphänomene. Mit ebenso viel Grund könnte Herr V. Analysen von finnischen Quarziten mit 3—5 % Al_2O_3 und einem Kieselsäuregehalt von 94—96 % anführen. Ihre Zusammensetzung würde ihnen sehr wohl erlauben, in seine Tabellen aufgenommen zu werden. Als Typen von Kaolin kann man sie aber nicht anführen, da Kaolinisierung in ihnen vollständig fehlt. Das Resultat von Herrn V:s Zusammenstellung ist, dass man die finnischen Vorkommen nach ihrer chemischen Zusammensetzung in vier von einander getrennte Gruppen einteilen kann, nämlich: die Kaolinsedimente, die kambrischen Tone, die glacialen und die postglacialen Sedimente.

Dieses Resultat ist aber wenig neu; es stimmt mit derjenigen Einteilung, zu welcher ich schon lange gekommen bin, als ich diese Bildungen nach der SEGER'schen Formel zu ordnen versuchte. Man findet diese Einteilung in meinem Aufsätze über die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge (Bull. Comm. géol. de Finlande, N:o 75, S. 44—47, 1927); sie wird hingegen von Herrn V. umgangen. Mit diesen Einteilungen kommen wir aber der Frage der Genesis der Kaoline nicht näher. Wenn es Sedimente gilt, so ist dies ein Spiel mit Zahlen, welches uns eine Vorstellung über den Typ des Materiales gibt, aber nichts mehr. Jedenfalls gibt es keinen geologischen Beweis.

In meinem Aufsätze habe ich versucht, ein Bild der Kaolinbildung im kristallinen Berggrunde von Finnland zu geben; ich bin dabei von einer anderen Betrachtungsweise ausgegangen. Ich habe versucht, die Gedankengänge, welche HARRASSOWITZ in seiner Arbeit »Laterit« dargelegt hat, auf die finnischen Kaoline zu übertragen: Die Genese der Verwitterungsprodukte wird beleuchtet durch den Vergleich des Chemismus des Eduktes und des klimatischen Verwitterungsproduktes. Es kommt daher nicht darauf an, ob das Kaolinisierungsprodukt chemisch vollständig gleich dem reinen Kaolinsilikat ist, sondern ob kaolinartige Verwitterungsprodukte, entstanden durch einen sogenannten Siallitisierungsprozess, vorhanden

sind oder nicht. Sowohl basische als saure Gesteine können solchen Prozessen ausgesetzt sein. Die Produkte werden durch chemische Analysen charakterisiert; und zwar wird der Grad der Siallitisierung nach HARRASSOWITZ durch das Verhältnis zwischen SiO_2 und den Basen, im Muttergestein und im Siallitisierungsprodukt dargestellt. Man bekommt es am sichersten, indem man den salz- und schwefelsauren Extrakt aus Edukt und Produkt vergleicht. Analysen dieser Art sind aber wenig zahlreich. In Finnland wurden nur die kambrischen Tone auf diese Weise untersucht. Es zeigte sich, dass sie einen bedeutend grösseren Gehalt an Kaolinsubstanzen haben, als man für die quartären Tone ausrechnen kann; für die letzteren ist die salzsäurelösliche Allophansubstanz charakteristisch.

Für meine Untersuchung der finnischen Kaolinlagerstätten standen leider keine solchen Analysen zu meiner Verfügung. Ich musste aus der Totalanalyse des Verwitterungsproduktes die Zusammensetzung des Primärgesteines zu ermitteln suchen. Wie ich dabei vorging, kann man in meinem Aufsätze (S. 14—16) nachlesen. Alles dies kommt für Herr VÄYRYNEN nicht in Frage. Auch der Inhalt der Arbeiten von HARRASSOWITZ scheint für ihn bedeutungslos, oder gar unbekannt zu sein.

Auf dieselbe Art werden die Beobachtungen, welche ich als Stütze für meine Ansicht anführe, behandelt. Von denjenigen Beobachtungen, welche nicht in das Schema des Herrn VÄYRYNEN passen, wird behauptet, sie seien nicht gemacht worden, oder ihre Richtigkeit wird in Frage gestellt, so z. B. meine Beobachtung der Uebergangstypen zwischen schwacher und starker Siallitisierung im Vorkommen von Pihlaja, über das Vorkommen von grünlichen Schiefem¹ in den brekzierten Zonen von Pihlaja, u. s. w.

Meine Beobachtungen über die Quarzite mit sandiger Struktur (»Soalite») werden von Herrn V. gar nicht berührt, obwohl ich dieselben als eine Stütze für eine weitverbreitete Siallitisierung der Quarzite in meinem Aufsätze anführe.

Nachdem ich meinen Aufsatz verfasst hatte, konnte ich im letzten Sommer noch einige Beobachtungen machen, welche ich hier anführen möchte: In den sandigen Quarziten im Berggrücken Muoniovaara (Nilsjö) fand ich, als ich in den erdigen Quarzitmassen grub,

¹ Herr V. behauptet, dass er weissgefärbt sei. Dies ist nur für die Masse in bergfeuchtem Zustande richtig. Sie ist so weich, dass man sie mit den Fingern zerdrücken kann. Beim Trocknen aber wird die Masse steinhart, deutlich schieferrig und nimmt eine grüne Farbe an. Dieses kann an vorhandenen Proben eingesehen werden. Herr V. zeigte jedoch dafür so wenig Interesse, dass er sogar, dazu aufgefordert, dieselben nicht sehen wollte.

dass sich feine gelbe Adern in verschiedenen Richtungen durch die Quarzite zogen. Im Querschnitt sahen diese kaolinreichen Partien wie ein Netz von schmalen scharfbegrenzten gelbroten Adern aus. Sie drangen kreuz und quer durch den Quarzit. Die Adern sind so scharf begrenzt, dass man die kaolinreichen Partien leicht herauspräparieren kann. Nirgends waren diese Adern verbogen; nichts wies darauf hin, dass sie deformierenden Kräften unterworfen gewesen wären. Diese Beobachtungen sind mit der Annahme, dass sich die Kaoline auf einem Boden von »kainuuischen« Schieferen gebildet hätten, unvereinbar. Noch weniger damit, dass sie später durch jüngere Sedimente überlagert worden wären und die Faltung der karelischen Schiefer mitgemacht hätten.

Dagegen stimmen diese Beobachtungen gut überein mit denjenigen in Puolanka, wo die nicht zerdrückten Kaoline in die kaolinimprägnierten Quarzite übergehen. Diese werden freilich von Herrn V. bestritten. Sie werden komplettiert durch die Tatsache, dass die Kaoline in Soanlahti die Schieferung der Quarzite queren. Dies versucht Herr V. wegzuerklären, indem er behauptet, dass es schwer sei, zu sagen, wie »das Lagerstreichen« hier gehe. Diese Einwendung hat mit der Sache recht wenig zu tun, denn die Gänge queren ja die Schieferung. Und zum Schlusse noch eine weitere kleine Anmerkung:

Herr V. ist entrüstet darüber, dass ich sagte: »Nach VÄYRYNEN sollen die Kaolinvorkommen einen der wichtigsten Beweise für das Bestehen einer Diskordanz in diesen Schieferformationen bilden.« Wenn nun, wie Herr V. zu glauben scheint, das Vorkommen atmosphärischer Verwitterungsprodukte zwischen Schieferen verschiedenen Alters nicht einen der wichtigsten Beweise für eine Diskordanz darstellen soll, so muss ich gestehen, dass ich mich in diesem Falle nicht mehr auf die geologische Betrachtungsweise verstehe.

Der Vortrag und der Aufsatz über den Chemismus der finnischen Kaolinvorkommen des Herrn V. konnten meine Ansicht über ihre Genese auf keine Weise verändern. Nach wie vor halte ich daran fest, dass sich die Kaoline über einem bereits gefalteten Felsgrunde gebildet haben, und dass sie keine Zwischenlagerung der Schiefer verschiedenen Alters sind. Die Materialgruppierung, zu welcher er durch theoretische Berechnungsmethoden gekommen ist, tragen meiner Meinung nach gar nichts bei zur Geologie der Kaolinvorkommen.

Eine gute Folge haben vielleicht seine Arbeiten gehabt: sie haben das Interesse für diese Bildungen in weitere Kreise gebracht. Es gilt ja hier eine ziemlich wichtige geologische Frage. Wenn zukünftige

Untersuchungen neue Beiträge zur Lösung bringen werden, so war vielleicht diese Diskussion irgendwie nützlich. Ob die Ansicht des Herrn VÄRYNEN oder diejenige des Herrn FROSTERUS der wissenschaftlich richtigen näher kommt, bedeutet wenig; diese persönlichen Fragen bedeuten ± 0 . Ich kann mich jedoch nicht enthalten zu glauben, dass die geologische Forschung, welche sich auf Beobachtungen in der Natur stützt, für den Fortschritt der Erkenntnis wichtiger ist, als stubentheoretische Spekulationen.

Das Vorkommen von Kaolin in einem alten kristallinen Schieferkomplexe, wo er trotz der starken Gebirgsfaltungen, welche die betreffenden Formationen durchgemacht haben, völlig unmetamorphosiert geblieben wäre, wäre ja an und für sich eine so erstaunliche Erscheinung, dass ihre Existenz sich nicht lediglich durch chemisch-theoretische Auseinandersetzungen beweisen lässt.

ZUR FRAGE DER GENESIS DER OSAR.
EINIGE BEMERKUNGEN.

Von
V. TANNER.

(Hierzu Pl. 7 u. 8.)

Schon vor einem Jahre hatte sich das Gerücht verbreitet, Herr LEIVISKÄ wäre im Begriff eine Schrift zu veröffentlichen, worin er die Lösung der schwierigen Frage der Genesis der Osar von neuem in Angriff nehmen wollte. Ausserhalb der beruflichen Universitätskreise erbot sich jedoch die Möglichkeit sich mit Herr L:s Anschauungen vertraut zu machen erst, als der Band 51 der »*Fennia*» vor einigen Tagen erschien.¹ Herr L. will die Bodenart, welche die Osar aufbaut, die geologisch Schotter (Rullstengrus) genannt wird und als glazifluviales Sediment aufgefasst worden ist, für Moräne erklären, und will deshalb einen grossen Teil der Radialosar und die Osar-netze in Finnland als Endmoränen deuten. Hiermit beabsichtigt Herr L. ganz einfach mit den Errungenschaften zweier Generationen von nordischen Geologen auf diesem spezieller Gebiete *tabula rasa* zu machen. Eine so aufsehenerweckende Meinungsäusserung dürfen die Geologenkreise Finnlands nicht unbemerkt vorbeigehen lassen, um so weniger, als jene sich bei genauer Durchmusterung als völlig unberechtigt erweist, aber doch in ausserfennoskandischen Kreisen, wo die von Herr L. beschriebenen Osar durch Autopsie kaum oder wenig bekannt sind, eine Verwirrung in den Begriffen hat erzeugen können. Es erfordert unumgänglich einige Zeilen im vorliegendem Organe der Geologischen Gesellschaft von Finnland, um die so hervorgerufenen beklaglichen Missverständnisse zu beseitigen, ehe sie allgemeinere Verbreitung finden.

¹ LEIVISKÄ, I., Über die Ose Mittelfinnlands. Die Entstehung des Materials und der Formen der Ose. *Fennia* 51, N:o 4. Helsinki — Helsingfors 1929.

In seinem Referate von Herrn L:s Schrift schreibt schon J. W. GREGORY¹ u. a.: »— That the Finnish osar are not deposited by rivers is indicated by abundant evidence. — As the osar of Finland differ in important respects from those of Sweden, it might be convenient to adopt the Finnish term »harju» for the Finnish variety, just as the Swedish name »osar» has been adopted for the seasonally banded variety of which there are a few representatives in Ireland and which appear to be the common type in Sweden — —».

Professor PASSARGES Auffassung ist noch mehr bezeichnend für die Konfusion, welche Herr L. zustande gebracht hat. In einem von Herr L.² veröffentlichten Gutachten, datiert Hamburg den 14. 3. 29, lesen wir: — — »Gekrönt wird die prachtvolle Arbeit durch den schlagenden Nachweis, dass am Rande des heutigen Inlandeises in Island genau die gleichen Schuttablagerungen wie an den Querosen des Salpausselkä auftreten. Mit der Lösung dieses schwierigen Problems rückt Leiviskä in die erste Linie der bedeutendsten Glazialmorphologen ein. Es mag den bisherigen Vertretern der fluvioglacialen Entstehung der Ose usw. — De Geer, Sederholm und anderen hervorragenden Geologen — schmerzlich sein, ihre Anschauungen widerlegt zu sehen, aber die Wissenschaft steht nun einmal an der Spitze des Interesses, und sicherlich werden auch die schwedischen und finnischen Geologen neidlos die bahnbrechenden Verdienste L.'s anerkennen».

Diese zwei Zitate zeigen schon, welche Irrtümer Herr L:s Schrift hat zuwege bringen können. Mit den angeführten Auffassungen ist aber kaum ein einziger fennoskandischer Geologe einverstanden. Denn:

1) es existiert kein wesentlicher Unterschied zwischen den morphographisch und topographisch komplexen Ackumulationsserien, die sowohl in Finnland als in Schweden *Osar* (Rullstensåsar) genannt werden.

2) Herr L:s Schrift hat keine Belege erbracht, welche die Auffassung von der Entstehung der Osar durch glazifluviale Sedimentablagerung hätten erschüttern können.

Herr L. will die Entstehung des Osarmaterials und dessen Ablagerungsformen »auf andere und zwar einfachere Weise erklären» (S. 179). Seine hypothetischen Folgerungen fasst er am Schluss sei

¹ The Geogr. Journ. V. LXXII, S. 563 (1928).

² LEIVISKÄ, IIVARI. Maantieteen vaihtuvan professorinviran täyttäminen. Helsinki 1929, Beilage IX.

ner Schrift (S. 202 ff.) zusammen. Diese Folgerungen sind teilweise etwas evasiv formuliert, und Herr L. möge es mir nicht übel nehmen, wenn ich ihn in einer oder anderer Hinsicht missverstanden haben sollte. Soweit ich es verstehen kann, will Herr L. das primäre Osar-material nicht als Flussablagerung deuten, sondern als innere Moräne, die durch Differentialbewegungen während der Ausbreitung des Landeises in radialen Streifen angereichert wurde. Während der Ablation des Eises wurde solche angereicherte innere Moräne unter Mitwirkung der oberflächlichen Schmelzwässer im Randgebiete abgelöst und weggespült und setzte sich am Landeisrande ab. Am Rande des sich zurückziehenden Landeises wurde dann successiv eine Reihe von schutthaldenartigen Anhäufungen gebildet, die Osar und Osarzüge, die also im grossen und ganzen unabhängig von der Richtung des Eisrandes abgelagert worden sind, parallel, normal oder schräg zu demselben. Einige Osar (welche?) haben sich unmittelbar neben dem Eisrand gebildet, die eigentlichen (?) Querosar senkrecht zur Bewegungsrichtung des Eises und ein Teil (welcher?) der Längsosar im grossen und ganzen parallel zu derselben. Alle die grossen Osar und Osarteile, in denen sich zwischen den hohen Rücken und Hügeln lange Gräben und Grubenreihen befinden — was wir also in Fennoskandia Osarnetze nennen — sind unmittelbar am Eisrande parallel zu diesem entstanden. Das Baumaterial der Längs- und Querosar ist von derselben Herkunft (S. 184).

Man kann logisch folgern, dass aus der Moränenladung des Landeises, wie auch der Gletscher, sich lokal radiale Streifen haben anreichern können. Es gibt in Fennoskandia mehrere Moränenrücken, die tatsächlich einen solchen Bau besitzen und eine solche topographische Lage zu anderen Bildungen haben, dass man sich denken muss, ihr Material sei schon im Eise (in Spalten?) vor seiner Ablagerung radial angereichert gewesen. Solche mehr oder weniger steile Rücken bestehen aber durchaus aus einem Bodentypus, welchen der Geologe als Moränengrus rubriziert i sie sind oft mit Blockanhäufungen besäht. Das unruhige Kleinrelief solcher Rücken sticht gewöhnlich scharf von demjenigen der Osar ab. Bisweilen, jedoch selten, sind solche Rücken den Osar longitudinal vorgelagert oder nachgelagert, und wenn sie in einander greifen, kann es schwer fallen, ihre richtige Natur zu entschleiern, da bekanntlich auch das Baumaterial in supraaquatischen Osarn eine Tendenz zeigt, am proximalen Ende allmählich in eine Moränenphase überzugehen. Im allgemeinen treten aber die Radialmoränen gut isoliert von den Osarn auf. Die Hauptachsen der Radialmoränen liegen durchaus parallel zu denen der Radialosar. Wenn man so von der

Radialmoräne zum naheliegenden Os hinüberwandert, fällt der stark kontrastierende Unterschied zwischen sowohl dem Kleinrelief als der Struktur der Bodenarten sogleich ins Auge, da die Osar konstitutiv und ganz überwiegend von einem Bodentypus, den der Geologe als glazifluvialen Schotter (Rullstensgrus) bezeichnet (siehe RAMSAY¹ und SEDERHOLM², oder aus Sand bestehen. Die Radialmoränen halten nie längere Strecken aus, im allgemeinen nur einige 100 m. Im Gegensatz hierzu strecken sich die aus Schotter und Sand bestehenden Rücken, die Osar, auf Zehner oder Hunderte von Kilometern hin. Auch diese letzteren hat also Herr L. als Radialmoränen erklären wollen.

Aus Herr L:s Karten geht hervor, dass die Osar, die angeblichen radialmoränenartigen Bildungen, die aus s. g. inneren Moränen aufgebaut werden sollten, in distaler Richtung unter spitzen Winkeln zusammenlaufen. Es möge Herr L. von modernen, mit dem Gebiete von Fennoskandia in spätglazialer Zeit topographisch und klimatisch homologen Vereisungsgebieten Beispiele liefern, wo die Stromlinien im Eise gegen die Lobränder hin konvergieren. Denn seine Behauptung widerspricht der Regel, dass die Stromlinien am freien Lobusrande ausscharen. Ferner eine andere Frage: Wenn die Radialosar am Landeisrande abgelagert worden sind, wie Herr L. wenigstens das Osarnetz betreffend behauptet, wie soll man die Tatsache in Übereinstimmung mit der Gletschermechanik bringen, dass Radialosar mehrfach und fast geradlinig quer über Berge und Täler verlaufen? Ausserdem möge Herr L. eine Erklärung der Tatsache geben, dass diese angebliche innere Moräne, die das Baumaterial zu den Osarn geliefert haben soll, nicht auch überall ausserhalb der Osarzüge auftritt.

Der springende Punkt in Herr L:s Behauptungen über die Genesis der Osar würde also der sein, dass glazifluviale Ströme nicht («nur in Ausnahmefällen unter Einwirkung eigentlicher Flüsse») Urheber und lokalisierende Faktoren der Osar seien. Wir lesen z. B. S. 168: »Die Entwicklung der Ose lassen sich nicht durch die Stromtheorie erklären»; S. 171: »Die Richtung der Ose, die im grossen und ganzen und oft auch im einzelnen die gleiche ist wie die Bewegungsrichtung des Inlandeises, lässt sich nicht mit Hilfe der supraglazialen Theorie erklären»; S. 172: »Ebenso wenig passt diese Eigentümlichkeit zu den

¹ RAMSAY, WILHELM. Finlands geologiska utveckling ifrån istiderna intill våra dagar. Helsingfors 1900.

² SEDERHOLM, J. J. De lösa jordlagren. Atlas öfver Finland 1910. Text, Bd. I N:o 4, S. 6 f. Fig. 3. Helsingfors 1911.

Oberflächenströmen»; S. 174 wird von den Parallelrücken gesprochen, »die sich mit keiner Stromtheorie vereinbaren lassen».

Man fragt sich, was eigentlich in Herr L:s Beobachtungsmaterial berechtigt, ein solches Anathema über eine wohl ausnahmslos unter allen fennoskandischen Geologen herrschende Auffassung auszuschleudern. Ich finde hierfür keine Gründe. Was ich dagegen finde ist, dass Herr L. die Premissen für eine seiner eigenen Anschauung ganz entgegengesetzte Deutung liefert.

Die gegenseitige räumliche Verteilung und das Anastomosieren der einzelnen Osar (siehe Herr L:s Karten), sowie das vom Bodenrelief ziemlich unabhängige sanft serpentinartige Winden des Osarstranges, das von Herrn L. verneint wird (S. 171), welches aber mehrere Osar Finnlands in typischer Form zeigen (siehe Tafel VII u. VIII) leitet den Gedanken im ersten Augenblick auf die fluviatile Herkunft. Die für den Geologen bekannten, von Herrn L. beschriebenen Radialosar oder Teile von Osar, bestehen auch ganz überwiegend aus Schotter (Rullstensgrus), dessen Textur zeigt, dass es in Wasser ausgewaschen und sortiert worden ist und dabei von den lehmigen Teilen, die für die Moräne charakteristisch sind, fast völlig befreit wurde. Wie wäre so etwas möglich in der im Eise festgehaltenen Moräne ohne Vermittelung von fließendem Wasser? Die strenge bandförmige Lokalisierung des Osarmaterials bei der von Herr L. angenommenen Bildungsweise könnte wohl dadurch erklärt werden, dass Ablagerungen von Schotter in alten supraglazialen Strombetten bei einer Klimadepression wieder successiv unter Firn und Eis eingebettet wurden. So etwas liesse sich zwar denken, doch jeder Versuch es zu beweisen wäre wohl verfrüht. Ganz allgemein finden wir auch im Osarmaterial die oft abwechselnde diskordante Lagerung und Rippelung, welche für die Flussedimentation charakteristisch sind. Diese Erscheinung will Herr L. durch die willkürliche Annahme einer periodischen Ausscheidung des Innenmoränes vom Landeisrande erklären (vgl. S. 180). Wäre die Behauptung von Herrn L. richtig, dass der Schottercharakter eben eine spezifische Eigentümlichkeit der inneren Moräne sei, würde man sich doch fragen, weshalb nicht Osarmaterial überall oder doch wenigstens einigermaßen allgemein in den supraaquatischen Teilen des fennoskandischen Vereisungsgebiets sich vorfindet als eine den angeblichen angereicherten Ablagerungen der inneren Moräne, den Osarn, konkordante oberste Ablagerungsschicht. Im Gegenteil finden wir in der Natur, dass die Grenzen des Osarmaterials sich scharf gegen die Moränendecke der Umgebung abheben, wo nicht der Grenzsaum sekundär durch maritime, lakustrine oder fluviatile

Nachwirkungen verwischt worden ist. Zwischen der Osarzügen fehlt aber meistens das Osarmaterial.

Wo jedoch Spuren der genannten sekundären Erscheinungen nicht vorhanden sind, ist es möglich sich zu überzeugen, dass die Osar in intimster Verbindung mit Erosionserscheinungen stehen (HÖGBOM, TANNER, WRÅK, u. a.). Die Osar fangen hie und da distal an und enden proximal in Erosionsrinnen oder Erosionszonen, oder es schalten sich Erosionsrinnen sogar in der Längsachse des Osarzuges ein, sodass in den höchst gelegenen Teilen eines Osarzuges die Osarrücken stellenweise durch Erosionsrinnen vikariiert werden. In diesem Falle müssen die Erosions- und die Ackumulationserscheinungen genetisch vereinigt werden. Seitlich laufen den Osarn entlang bisweilen noch offen gebliebene Erosionsrinnen. Platt abgedachte Osarrücken werden von schief zur Längsachse verlaufenden, offenen Erosionstälern überquert, die beiderseits hangend enden, zehn oder mehr m über der Sohle des Oses. Ferner hat, wo die Felsunterlage der Osar zum Vorschein kommt, die intensive Erosion des mit Geröll und Sand überladenen glazifluvialen Flusses die Felssohle abgenützt, fazettiert und glatt geschliffen, so dass jede Spur der Schrammen verwischt worden ist, obgleich solche nur einige 10 m beiderseits davon prachtvoll sich erhalten haben. Das entgegengesetzte haben Herr L. und andere gefunden (S. 170); Schrammen unter den Osarn widersprechen allerdings nicht dem fluviatilen Ursprung des Osarmaterials.

Man könnte sagen, dass der Osarstrang in Erosionsspuren eingewickelt liegt oder dass die glazifluviale Schotterablagerung und die Erosionserscheinungen einen innigen Gemisch bilden. Durch die Untersuchungen der amerikanischen Kollegen wissen wir auch wie diese Erscheinungen in der Gegenwart vor unseren Augen zu Stande kommen. Dass Herr L. solche Erscheinungen nicht anerkennen zu wollen scheint, wirkt nicht auf die Sache ein; er hat überhaupt seine ziemlich einseitigen Erfahrungen in Gegenden erworben, wo die Erosionserscheinungen nicht konkrete Spuren nachgelassen haben können, da die Schmelzwässer im subaquatischen Gebiete unter dem Wasser nur wenig Erosionsarbeit ausgeübt haben können, oder wo diese später sekundär verhüllt worden sind. Selbst hat er die Felsenformen unter den Osarn nicht beschrieben und ältere Untersuchungen über sie hat er nicht objektiv referiert (S. 170).

Betrachten wir Herr L's Material und Beweisführung etwas genauer; berechtigen diese wirklich zu Schlüssen betreffend die Deutung der Genesis der Osar?

Herr L. bemüht sich eine genaue topographische Beschreibung des Gegenstandes zustande zu bringen, und wir können mit Hilfe seiner Schrift die Osarstränge ungefähr von Stelle zu Stelle verfolgen. Es können manchem seine deskriptiven Auslegungen langweilig erscheinen, meines Erachtens ist sein Wunsch exakte Zahlen zur Dimensionierung des Gegenstandes zu erhalten, anzuerkennen. Er erreicht aber, meiner Meinung nach, das erstrebte Ziel in diesem Falle nicht, und das beruht auf die Art seiner Methoden. Das alles andere an Bedeutung überragende, für ihn wesentlichste, scheint aus leicht verständlichen Gründen die äussere Form des Gegenstandes zu sein (S. 185). Diese ist für die Deutung der Genesis auch nicht ohne Wichtigkeit, entscheidend ist sie aber nicht, da ja bekanntlich, wenigstens bei der überwiegenden Anzahl der Osar, die gegenwärtige morphographische Gestalt sekundär hervorgegangen ist. Um die Form zu schildern, braucht Herr L. viele unbestimmte Worte, wo eine auch in der Geographie zu gebrauchende graphische Darstellung erforderlich wäre. Besonders weil er die Unhaltbarkeit einer in der Wissenschaft sich eingebürgerten Theorie bekämpfen will, hätte man unabweislich erwartet, dass geologisch-topographische Karten, wo die drei Dimensionen des Objekts zum Ausdruck kommen, seiner Beschreibung hinzugefügt wären. Die Karten definieren ja die Formen immer besser als Worte und ermöglichen sowohl den objektiven Vergleich der einzelnen Teile des Gegenstandes unter einander, als auch mit den Formelementen und geologischen Erscheinungen in der Umgebung. Und was gibt uns Herr L.? Einige Skizzen, aus denen zwar die horizontale Begrenzung der Osar ermittelt werden kann (Taf. IV—VI, VIII, IX), wo aber die hypsographische Stellung zur Umgebung und besonders zu anderen Ablagerungen, Moränenablagerungen, Sanden und Tonen, zu den nackten Felsen, sowie zu den Schrammen und Erosionszonen sorgfältig eliminiert worden ist. Und wenn er topographische Karten reproduziert (Taf. I, II, III), gibt er nicht die Verbreitung des Osarmaterials und auch nicht einmal die Höhe der Isohypsen und die Himmelsrichtungen an. Die topographische Vernachlässigung sucht er mit Silhouetten aufzubessern. Wo diese s. g. »Profile« liegen, geht nur annähernd hervor; die Richtungen werden nicht angegeben, und die Bestimmung der Querrichtung eines Radialloses kann ja doch bekanntlich nicht einfach okulär vorgenommen werden. Die Kontrollmöglichkeiten werden also ausgeschaltet. Herr L. ist offenbar der Meinung (1929 S. 9), dass seine Silhouetten eine topographische Karte ersetzen können. Das ist aber ein verhängnisvoller Irrtum; die Silhouette abstrahiert ganz von der dritten Dimension, und es dünkt mir, dass auch für einen Geogra-

phen der Verlauf sowohl der Höhenlinie als der Kammlinie eines Rückens ihr beträchtliches Interesse habe. Alles was Herr L. in seinen Reproduktionen darstellt, kann ebenso genau in einer topographischen Karte anschaulich gemacht werden. Giebt es auch in jeder topographischen Karte Ungenauigkeiten ausserhalb der profilierten Linien, so ermöglicht sie doch für jeden Geographen und Geologen in ganz anderer, objektiverer und synoptischer Weise das Erkennen der Form des Gegenstandes als es Silhouette und Worte in Verein vermögen. Topographisch-geologische Karten von solchen Teilen der Osar, welche tatsächlich zur Deutung der Genesis derselben beitragen können, sind unbedingt von demjenigen zu fordern, der dieses recht schwierige Problem behandeln will. Jetzt schweben die von Herrn L. geschilderten Radialosar geologisch gesehen für sich allein ohne organischen Zusammenhang mit anderen spätglazialen Bildungen. Eine wissenschaftliche Diskussion der Frage der Genesis ist unter solchen Verhältnissen überhaupt unmöglich, so lange Herr L. die Osar von ihrem geologisch-stratigraphischen Zusammenhang ausschalten will. Und wenn man erst von den geologischen Realitäten abstrahiert hat, kann man ja spekulativ zu den fabelhaftesten Schlüssen kommen. Herr L. liefert ein drastisches Beispiel eines solchen Verfahrens (S. 203, Pt. IV).

Vom geologischen Gesichtspunkte aus ist Herr L.'s Beschreibung nicht hinreichend, um die Behandlung der genetischen Frage der Osarbildungen zu ermöglichen.

Herr L. versucht, um die Entstehungsfrage aufzuklären, die fennoskandischen Osar mit den Randablagerungen der isländischen Gletscher zu vergleichen.

Diese interessanten Ablagerungserscheinungen wurden den fennoskandischen Geologen schon durch PAJKULL¹ im Jahre 1867 bekannt gemacht. Man glaubte damals hier Anhaltspunkte zur Erklärung mehrerer Erscheinungen in Fennoskandia zu finden. Es hat sich jedoch schon seit Dezennien erwiesen, dass die vermuteten Analogien nicht stichhaltig waren, und man sah sich aus für jeden Geologen bekannten Gründen gezwungen, Island als Referenzgebiet wieder aufzugeben.

Dies scheint Herr L. prinzipiell ignorieren zu wollen, da er an den isländischen Gletscherrändern Analogien zu den Verhältnissen in Mittel-Finnland während der spätglazialen Zeit finden will. In Island wanderte Herr L. auf morschen Eisrändern, die in Scheiben

¹ PAJKULL, C. W., Istiden i Norden. Stockholm 1867.

und Blöcken zerfielen, welche mit von Schmelzwasser gespülter Ablationsmoräne bedeckt wurden, so dass ein sich *in statu nascendi* befindender, an den Moränenhügellandschaften erinnernder Terraintypus hervorging. So eine supraaquatische Landschaft, wo das fossile Eis, nach Herr L:s eigener Beschreibung (S. 195) zu beurteilen, das formgestaltende Element ist, will er als Vergleichsgegenstand dem fennoskandischen Osarnetze zur Seite stellen (vergl. S. 197). »Wenn wir die (für die Osar charakteristische morphologische) Formen heute noch entstehen sehen, so sind die Faktoren, die dabei massgebend sind, im grossen und ganzen auch bei der Bildung der Ose wirksam gewesen« (S. 185; vergl. S. 197). Ganz richtig, insofern es die schon längst bekannte Bildungsweise von Vertiefungen und Grubenreihen und dazwischen liegenden Rücken durch Verschmelzen von eingebetteten Eisstücken betrifft. Herr L:s Analogien erstrecken sich aber noch weiter. Von der topographischen Lage relativ zum Eisrande und der Morphologie der Grubenlandschaften in Island schliesst er direkt auf Identität mit den fennoskandischen Osarnetzen, die wie oben erwähnt, nach ihm parallel zum Eisrande gebildet sein sollen (S. 203, Pt. 4). Das nennen wir eine falsche Analogie, wenn überhaupt das letztere Wort hier am Platze ist, da Herr L. selbst betont (S. 181—184), dass das feinere Material in den isländischen Moränenrücken viel stärker vertreten ist als in den (von glazifluvialen Schotter bestehenden) Osarn in Fennoskandia. Seine Photos lassen es allerdings nicht erkennen, dass es sich in Island überhaupt um Osarmaterial handelt. Ob Herr L. Ritze auf den Steinen der Innermoräne der isländischen Gletscherränder beobachtet hat, geht nicht deutlich hervor (vergl. S. 184).

Mit einer solchen willkürlichen Beweisführung kommt man zwar zu Resultaten, die im voraus beschlossen worden sind, dagegen ist es vollständig verfehlt, mit einer derartigen Argumentierung die Ausmusterung einer in der geologischen Wissenschaft seit Jahrzehnten bewährten Auffassung versuchen zu wollen.

Der Formenschatz der Osar bildet für die Geographie eine nicht zu vernachlässigende Erscheinung, die in manche ihrer Unterabteilungen übergreift. Die Frage der Genesis der Osar gehört aber wesensgemäss zum festen Bestand der fennoskandischen Quartärgeologie, und wird von einem Geographen, der die Errungenschaften der Geologie ignoriert, nur oberflächlich behandelt werden können. Die spätglaziale Entwicklungsgeschichte von Fennoskandia hat sich durch die Forschungen der letzteren Jahren immer komplizierter erwiesen, und ohne die besonderen auf die Frage wirkenden, oft subtilen aber

effektvollen Phasen der paläogeographischen und klimatischen Geschichte in Betracht zu nehmen, wäre es thöricht eine stichhaltige Erklärung im einzelnen erzielen zu wollen. Prinzipiell kann behauptet werden, dass die Zeit noch nicht reif ist für das letzte Wort in der Frage der Genesis der Osar. Um so weit zu gelangen, müssen erstens nicht nur die Merkmale der ganzen Komplexe der Osar im Bezirk des nordwesteuropäischen quartären Vereisungsgebietes synoptisch überblickt und in Konnex mit den Bändertonen und den verschiedenen Schwankungen der maritimen und der lokalen lakustrinen Wasserflächen gebracht, sondern auch mit den paläoklimatischen Phasen stratigraphisch verbunden werden können. Zweitens müssen aber auch die Korrelationen mit den äkvivalenten Erscheinungen in anderen Vereisungsgebieten festgestellt worden sein, um eine gegenseitige Kontrolle der Auffassungen zu ermöglichen. Das ist der Weg, dem man bei der Lösung dieses rein geologischen Problems zu folgen hat. Von den modernen Vereisungsgebieten liefern nur die Piedmont-gletscherloben in Alaska gewissermassen Vergleichspunkte zur Deutung der Osarbildung. Die Behauptung, dass die vom Vulkanismus in Island hervorgerufenen Gletscherläufe die Osarbildung beleuchten sollten (LEIVISKÄ 1929, S. 23), ist absurd. Als Referenzgebiet taugt Island nicht; Herr L. hat auch keinen einzigen Os vom fennoskandischen Typus aus Island beschrieben.

Die Methoden und Definitionen der Geologie hat Herr L. nicht in Betracht nehmen wollen, und deshalb schießt er mit den von ihm vindizierten Verallgemeinerungen (vgl. S. 153, 119, 134, 122, 146) als Folge einer oberflächlichen Behandlungsweise der Frage über das Ziel hinaus.

Einerseits bedauern wir es — und darin sind wahrscheinlich die skandinavischen Geologen mit ihren finnländischen Kollegen gleicher Ansicht —, dass Herr L. durch seine übereilten Auseinandersetzungen das sehr verwickelte Problem der Entstehung der fennoskandischen Osar in ausländischen Kreisen, wo diese Osar durch Autopsie nicht bekannt sind, hat verwirren können. Andererseits nehmen wir bei uns die Auslegungsversuche Herrn L:s die Osarbildung betreffend wissenschaftlich nicht recht ernst. Denn, sobald auch Herr L. sich die nötige Zeit gegeben haben wird, sich mit der reichen Litteratur über die Osar, welche, unabhängig von den fennoskandischen Forschungen, in Nordamerika entstanden ist, vertraut zu machen, wird er unzweifelhaft in einer objektiveren Weise auch die Ergebnisse der fennoskandischen Osarforschungen beurteilen können. Wenn dann auch die spätquartäre Entwicklungsgeschichte in ihren heut zu Tage noch verschleierten Details aufgeklärt sein wird, werden wir es hoffentlich erleben, dass

Herr L., durch den Zwang der Tatsachen übermannt, sich der Auffassung der Geologen anschliesst und mit ihnen erklärt: dass die Osar durch die Ablagerung glazifluvialer Flüsse entstanden sind, die während des Abschmelzens des Eises teils supraglazial, teils infraglazial und teils subglazial nach der Peripherie der schrumpfenden Landeiskalotte hingeflossen sind. Es lässt sich schon jetzt denken, dass die Transportprodukte solcher Flüsse teils subaeril, teils unter oder in dem Eise stagnierten. Wurden die Sedimente beim Stillstand des Eisrandes marginal ausgeschieden, entstanden Randosar und Kamefelder (die alle beide gewöhnlich intim mit Marginalmoränen koinzidieren). Wurden die Sedimente aber während einer Rezession ausgefällt, entstanden durch die rückwärtsgreifende Ackumulation allmählich Längsosar, bei denen, wie DE GEER bindend gezeigt hat, in subaquatischen Regionen oft eine deutliche Periodizität im Aufbau zum Vorschein kommt. Vermochten die glazifluvialen Flüsse ihre Transportmassen auch ausserhalb des Eisrandes zu verfrachten, entstanden marine, lakustrine oder terrestrische Deltabildungen. Zwischen diesen Haupttypen von Ablagerungen des glazifluvialen Schotters und Sandes schalten sich mehrere Übergangsformen ein. Alle diese Differentiationsformen haben aber die glazifluviatile Herkunft des Primärmaterials gemeinsam.

TAFEL I.

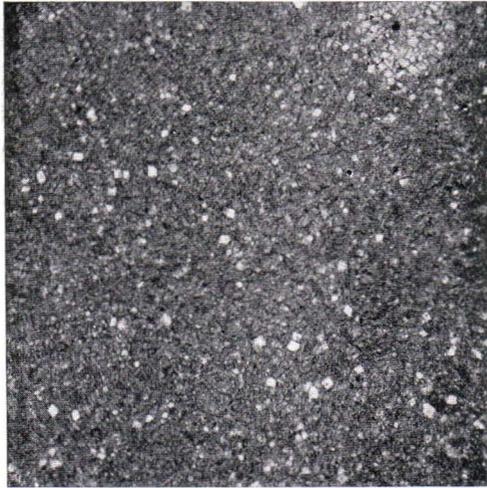


Fig. 1. Dünnschliff aus der Rakvere-(Wesenberg-) Stufe. Worms, Borrby. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 1:43.

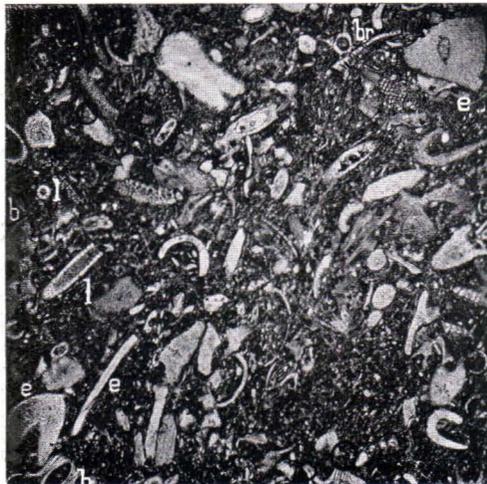


Fig. 2. Dünnschliff aus der Saaremoisa-(Lyckholm-) Stufe. Worms, Saxby, Westerblom. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 1:16. l=Lagena. e=Bruchstücke von Echinodermen. b = Bruchstücke von Bryozoen. br = Bruchstücke von Brachiopoden.

TAFEL II.



Fig. 3. Dünnschliff aus Korallenkalk, Worms, Huitberg. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 1:16. h = ein Teil von Halysites, f = eine Foraminifere, e = Bruchstücke von Echinodermen.

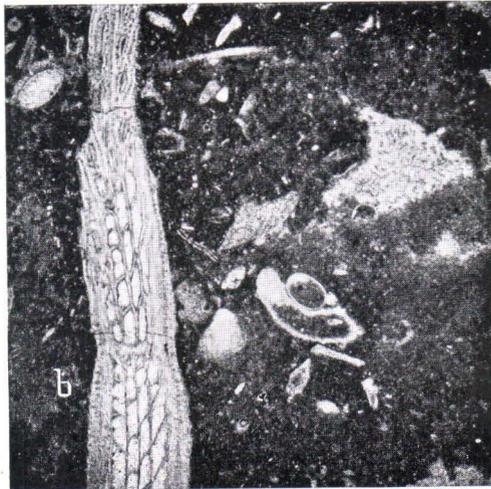


Fig. 4. Dünnschliff aus Korallenkalk, Worms, Huitberg. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 1:16. Mit einem grossen Bruchstück von Bryozoen.

TAFEL III



Abb. 3. Skapolithamphibolitgeröll, Kuivaniemi, Kemi.
Dünnschliff. Gew. Licht. Vergr. 4.

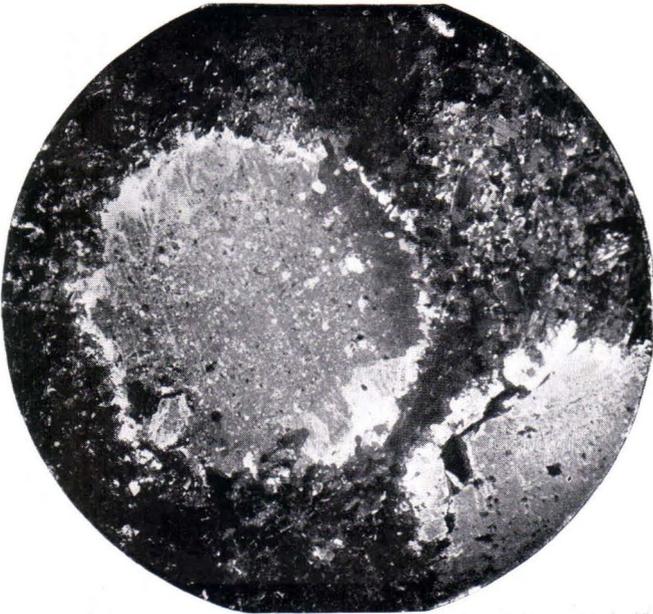


Abb. 4. Skapolithamphibolit, Kuivaniemi, Kemi. + Nicols. Vergr. 15.

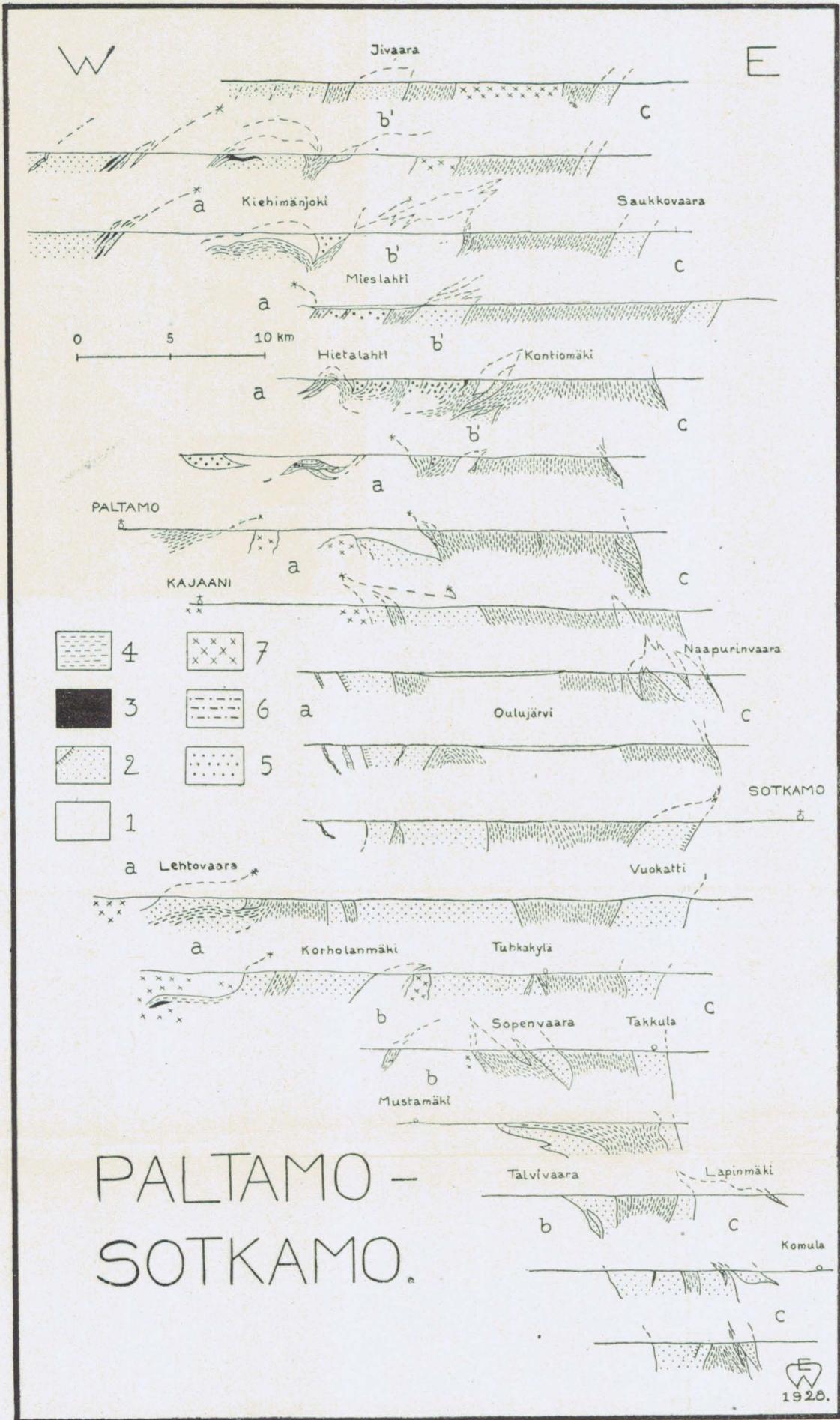
TAFEL IV



Abb. 5. Skapolithamphibolit, Ylläsjärvi, Kolari. Gew. Licht. Vergr. 4.
Hell grau = Skapolith, dunkel = Biotit + Hornblende.



Abb. 6. Skapolithamphibolit, Ylläsjärvi, Kolari. Gew. Licht. Vergr. 4.
Hell = Skapolith, mit dunklen Turmalinkristallen. In der
Umgebung Biotit + Hornblende.



Serienprofil durch die östlichen Zonen der Oulujärvidepression der Kareliden.

- 1. Altkristallin. 2. Quarzite mit Deformationshorizont. 3. Dolomite und dolomitische Kalke.
- 4. Glimmerschiefer und Phyllite. 5. Serpentine. 6. Gabbros und Amphibolite. 7. Jüngere Granite.
- a = Paltamodecke. b = Petrovaaramassiv. b' = Iivaaramassiv.
- c = Rand des ostkarelischen Blockes.

Blockelemente für die Konstruktion von Stereogrammen.

In den oberen Darstellungen sieht man senkrecht auf die vordere Kante k—k der Würfel. Es liegen jeweilen 2 Würfel hintereinander. Man sieht auf die Oberfläche derselben (für die Karte bestimmt) unter einem Winkel von

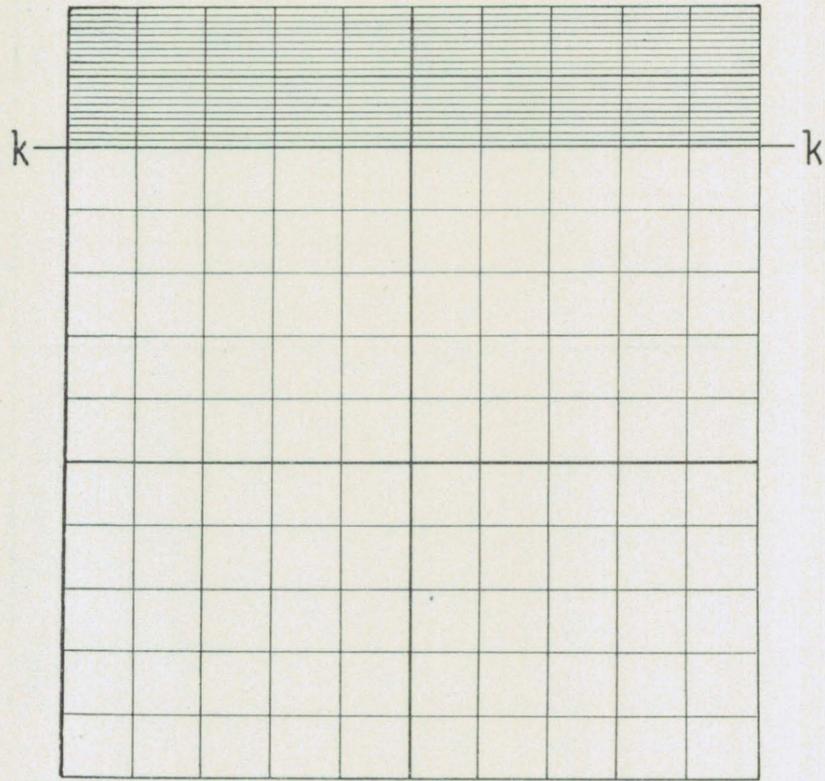
$5^{\circ} 44' 21'' = \sin 0,1$ auf 1.

$14^{\circ} 28' 40'' = \sin 0,25$ auf 2.

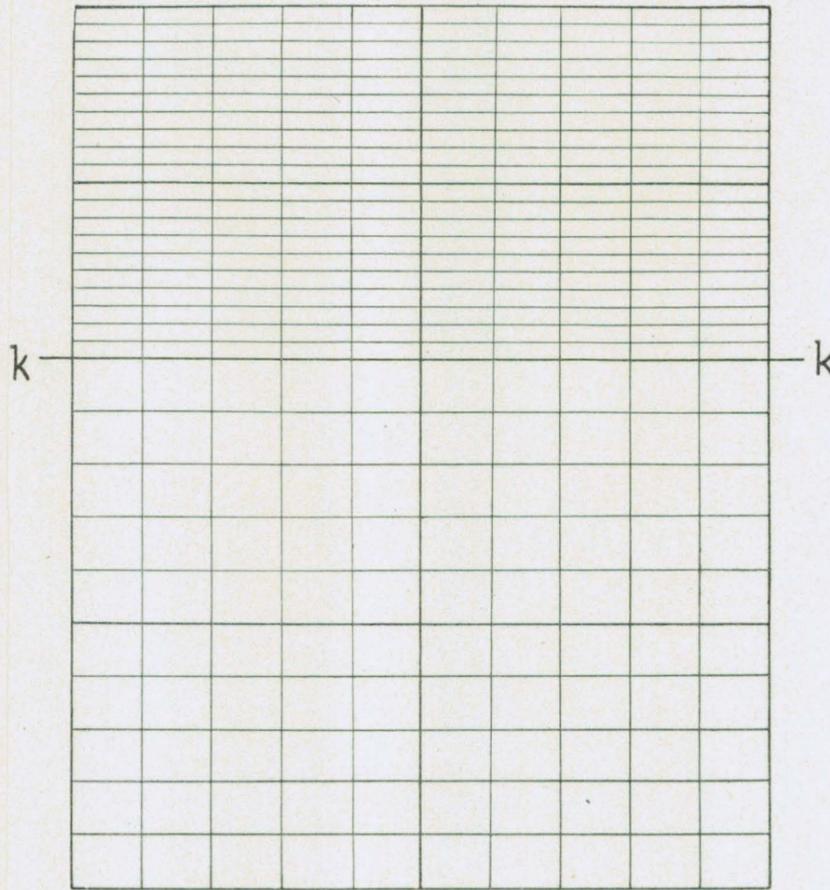
$35^{\circ} 15' 50''$ auf 3.

Die Kante der unteren Würfel ist im Verhältnis zu derjenigen der oberen $\frac{1}{2}\sqrt{2}$.

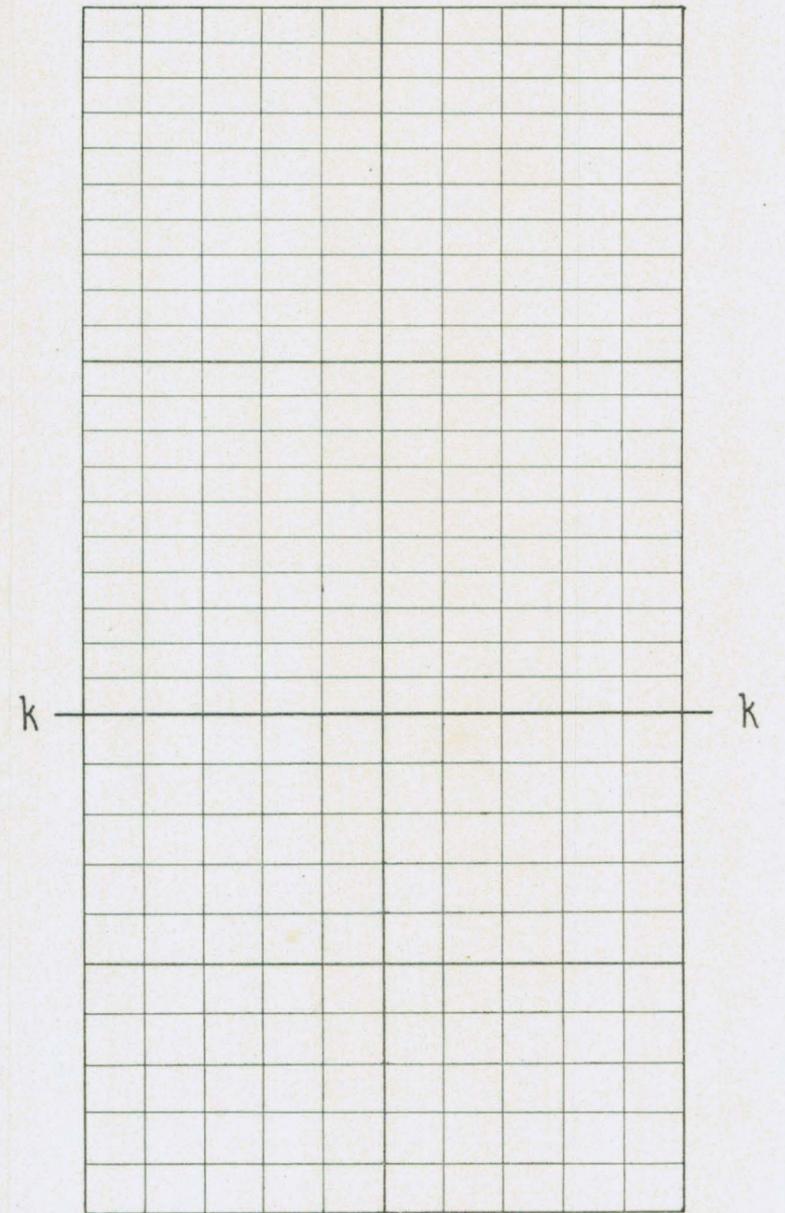
Für die Praxis kopiert man am besten eine Anzahl solcher Würfelemente (6—8 je nach der Grösse der Darstellung) in Breite und Tiefe nebeneinander auf ein Zeichenpapier, so dass sie eine geschlossene Oberfläche bilden. Dieses Blatt kann man dann für die weiteren Arbeiten als Unterlage benützen.



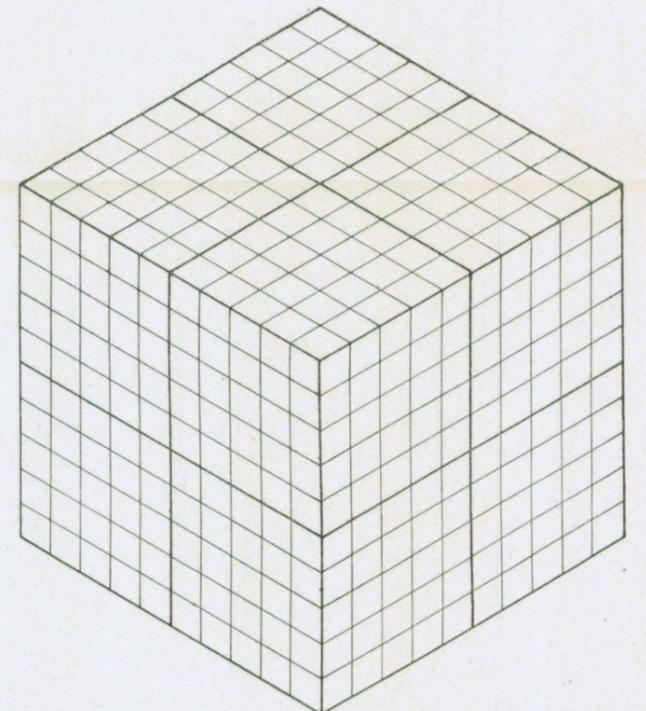
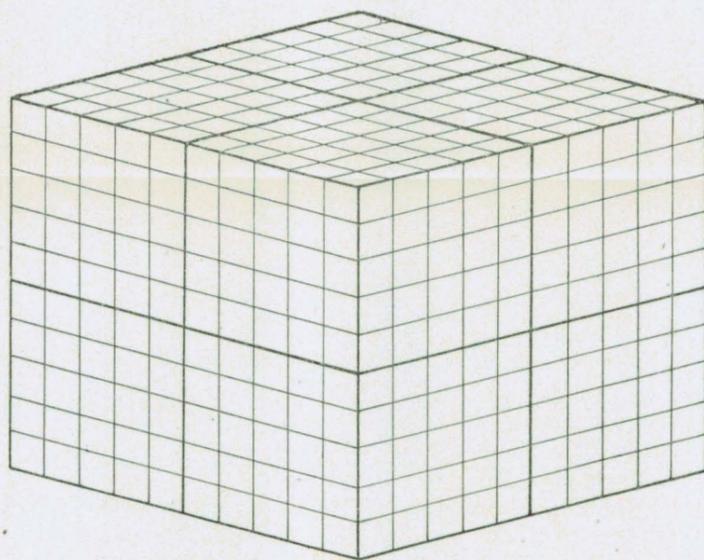
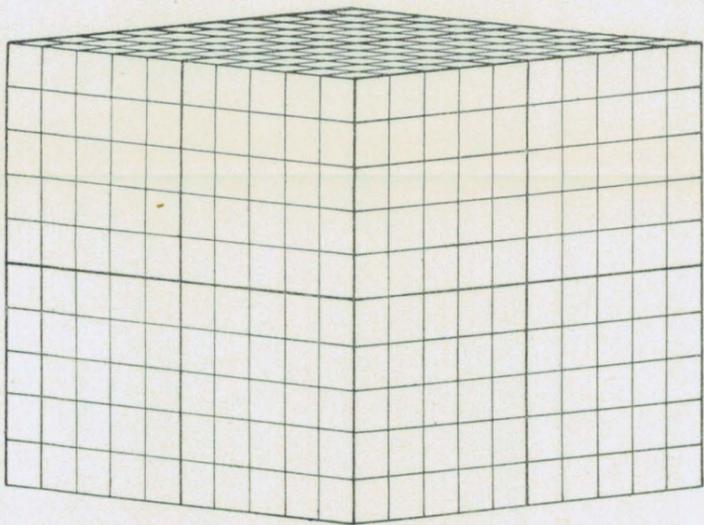
1.



2.



3.





Ilmapuolustusliitto (Copyright).

Der Os von Tolvajärvi.

(Vergl. Geologiska Kommissionen: Geologisk Översigtskarta öfver Finland, Sekt. E2 och E3, Beskrivning till jordartskartan, S. 64. Helsingfors 1916). Der Pfeil zeigt nordwärts.

TAF. VII.



TAF. VIII.

BULL. DE LA COMM. GÉOL. DE FINLANDE N.º 87.

Ilmapuolustusliitto (Copyright).

Der Os Punkaharju.

(Vergl. Geologiska Kommissionen: Geologisk Översigtskarta öfver Finland, Sekt D2. Beskrifning till jordartskartan, S. 67. Helsingfors 1916). Der Pfeil zeigt nordwärts.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	15:—
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	15:—
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Febr. 1896.....	25:—
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	20:—
N:o 5.	Bidrag till kändedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	30:—
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Febr. 1899	75:—
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	25:—
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	60:—
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	25:—
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	25:—
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25:—
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20:—
* N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	70:—
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	25:—
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	30:—
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	15:—
N:o 17.	On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	20:—
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fénno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	50:—
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907	120:—
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907	15:—

* Epuisée.

N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändring ar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907....	50:—
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	15:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907	50:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	25:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	15:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	10:—
* N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	20:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	30:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvänne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	25:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	25:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913	30:—
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25:—
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913	35:—
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915	150:—
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914	20:—
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914	75:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914	15:—
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914	15:—

* Epuisée.

N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916	20:—
N:o 47.	Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916	50:—
N:o 48.	On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	15:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920	15:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920	15:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921	30:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922	15:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ost-bothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I. The Pelling Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923	15:—
N:o 64.	Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924	30:—
N:o 65.	Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923.....	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français. Juni 1914	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VÄINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und einer Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das jotnische Gebiet von Satakunta, von AARNE LAITAKARI. Mit einer Karte und 14 Abbildungen im Text. Juli 1925	30:—
N:o 74.	Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 9 Abbildungen und 2 Karten im Text. Aug. 1925.....	20:—
N:o 75.	Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge, von BENJ. FROSTERUS. Mit 1 Figur und 9 Tabellen im Text. Sept. 1925.....	30:—
N:o 76.	Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 57 figures in the text and 44 figures on IX plates. Dec. 1926	60:—
N:o 78.	Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 37 Figuren im Text, 12 Figuren auf 2 Tafeln und 2 Karten. Februar 1928.....	40:—
N:o 79.	Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Tafeln, 2 Karten und 23 Figuren im Text. Dec. 1927	40:—
N:o 80.	Über die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finnland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928	15:—
N:o 82.	Über Wiikit, von LAURI LOKKA. Mit 12 Abbildungen und 21 Tabellen im Text. März 1928	30:—
N:o 83.	On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture, by J. J. SEDERHOLM. With 19 figures in the text and 50 figures on 16 plates. September 1928	50:—
N:o 84.	Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand, von MATTI SAURAMO. Mai 1928	10:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, 1. Avec 1 stéréogramme. Février 1929	40:—
N:o 86.	The Quaternary Geology of Finland, by MATTI SAURAMO. With 39 figures in the text, 42 figures on 25 plates and 1 map. January 1929	60:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 2. Avec 48 figures dans le texte et 6 planches, Juin 1929.....	70:—

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 Sällskapets medlemmar.

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

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

Geologiska Sällskapets 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.
