

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 93

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

IV

AVEC 12 FIGURES DANS LE TEXTE ET 6 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
AVRIL 1931

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 93

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

IV

AVEC 12 FIGURES DANS LE TEXTE ET 6 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
AVRIL 1931
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



SISÄLLYS. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —
SOMMAIRE.

	Siv.
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1930	4
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1930	4
COMPTE RENDU DE L'ACTIVITE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1930	5
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1930	6
SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS	9
E. Mikkola, Explanation of the section through the area of Bothnian schists and intrusive rocks W. of Tampere in Finland	9
I. Leiviskä, Zur Deutung des Salpausselkä-Profiles bei Lahti von Th. Brenner und V. Tanner	12
M. Saksela, Zum Vortrag des Herrn Dr. Laitakari vom 10 April 1930	15
V. Tanner, Eine Muscheln- und Schneckenführende Ablagerung aus dem letzten Abschnitt der Steinzeit in Älahärmä, Ostrobothnien	16
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES	23
H. Hausen, Intryck från en exkursion inom Dalformationen (mit deutschem Referat)	23
C. E. Wegmann, Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer	40
Aarne Laitakari, Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkä- ranta und Outokumpu	55
I. Leiviskä, Bemerkungen über Dr. V. Tanner's Aufsatz »Zur Frage der Genesis der Osar»	64

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1930.

Geologisella Seuralla on v. 1930 ollut 6 kokousta, joissa pidettiin 11 esitelmää.

Seuraan on vuoden kuluessa liittynyt 7 uutta jäsentä: prof. Émile Argand (Neuchâtel), prof. Rudolph Staub (Zürich), toht. Chr. W. Fisch (Neuhausen), maist. Reino Kalajoki (Helsinki), prof. E. L. Bruce (Kingston, Kanada), toht. Heinrich Bütler (Schaffhausen) ja vuori-ins. Bernt Dellwik (Outokumpu).

Seuran julkaisujen kolmas numero (140 siv.) on painettu vuoden aikana, ja se ilmestyi lopullisesti tammikuun alussa 1931. Painatusmäärärahoja on saatu yhteensä 15 000 markkaa.

Toukok. 12—14 p. järjesti Seura prof. H. Hausenin johdolla retkeilyn Lounais-Suomeen, missä oli mukana 14 henkilöä.

Helsingissä, tammikuussa 1931.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1930.

Geologiska Sällskapet har under året 1930 sammanträtt 6 gånger, varvid hållits 11 föredrag.

Som nya medlemmar i Sällskapet hava inträtt: prof. Émile Argand (Neuchâtel), prof. Rudolph Staub (Zürich), dr. Chr. W. Fisch (Neuhausen), fil. mag. Reino Kalajoki (Helsingfors), prof. E. L. Bruce (Kingston, Canada), dr. Heinrich Bütler (Schaffhausen) och bergsing. Bernt Dellwik (Outokumpu).

Det tredje numret av Sällskapets meddelanden (140 sidor) har tryckts under årets lopp och utkom i början av januari 1931. Som tryckningsanslag hava beviljats sammanlagt 15 000 mark.

Den 12—14 maj anordnade Sällskapet under ledning av prof. H. Hausen en exkursion i sydvästra Finland, i vilken 14 personer deltog.

Helsingfors, januari 1931.

COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE EN 1930.

Pendant l'année 1930 la Société géologique a tenu 6 séances avec 11 conférences.

La Société a reçu comme membres: Mm. Émile Argand (Neuchâtel), Rudolph Staub (Zürich), Chr. W. Fisch (Neuhausen), Reino Kalajoki (Helsinki), E. L. Bruce (Kingston, Canada), Heinrich Büttler (Schaffhouse) et Bernt Dellwik (Outokumpu).

Le troisième numéro des Comptes Rendus, contenant 140 pages, fut livré à l'impression pendant l'année (sorti de presse en janvier 1931). Le crédit pour l'impression des Comptes Rendus était en tout de fmk 15 000: —.

Du 12 au 14 mai le Société a organisé, sous le direction de M. H. Hausen, une excursion de 14 participants dans le Sud-Ouest de la Finlande.

À la fin l'année 1930, la situation de la Société était la suivante:

Excédent de l'année précédente	22 840: 92
Crédit pour l'impression des C.-R.	15 000: —
Intérêts	1 495: 35
Cotisations	1 050: —
Ancien dépôt	228: 35
	<hr/>
	40 614: 62
Frais de l'impression	24 505: 20
Séances	184: —
Correspondance	231: 65
Excédent	15 693: 77
	<hr/>
	40 614: 62

Helsinki, janvier 1931.

In fidem
E. Mikkola.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1930.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER ÅRET 1930.
SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1930.

Kokous tammik. 30 p. — Mötet den 30 jan. — Séance du 30 janvier.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Fil. toht. Evert Laine: Jussaaren rautakaivoksen käyttämisestä.
— Sur la mise en exploitation de la mine de fer de Jussarö.

Evert Laine, Jussaaren rautakaivos valtion käyttämänä 1834—1861. Historiallinen Arkisto XXXVII, 3, 1929.

Fil. maist. E. Mikkola: Tektonisia havaintoja Tampereen liuskevyöhykkeen länsipäästä. — Observations tectoniques sur la partie occidentale de la zone des schistes de Tampere (Tammerfors).

Voir p. 9.

Fil. toht. A. Laitakari näytti valtioneuvos A. F. Tigerstedtin Pyterlahdessa aikoinaan tapaaman rapakiven sikerömineraalin, joka oli osoittautunut olevan apofylliittiä, sekä näytteen Ulvilan kirkon luona kalliossa löydetyistä hienorakeisesta hiekkakivestä. — *M. A. Laitakari* presenta un minéral provenant d'une géode du rapakivi de Pyterlahti trouvé autrefois par le sénateur A. F. Tigerstedt; ce minéral est de l'apophyllite; il a montra en outre un échantillon de grès trouvé près de l'église d'Uvila.

Kokous helmik. 27 p. — Mötet den 27 febr. — Séance du 27 février.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Fil. mag. Th. Brenner: Heinola-banans skärning genom yttre Salpausselkä. — La tranchée du chemin de fer d'Heinola à travers le Salpausselkä extérieur.

Thord Brenner — V. Tanner, Södra Salpausselkäs byggnad i järnvägsskärningen för Lahti—Heinola-banan. Fennia 52, N:o 9, 1930.

Discussion: V. Tanner (dans l'ouvrage précédent) et I. Leiviskä, voir. p. 12.

Fil. dr. V. Tanner: Väcerharju.

V. Tanner, The Problems of the Eskers. II. The Väcer Esker, Inari, Lapland. C. R. Soc. géol. Finlande N:o 3, Bull. Comm. géol. Finlande N:o 92, 1930.

Fil. toht. M. Saksela esitti näytteen Alatornion Kalkkimaassa dolomiitissa tavatusta pyriittijuonesta. — *M. M. Saksela* présente un échantillon de pyrite provenant d'un gisement, ressemblant à un filon, des dolomies de Kalkkimaä près d'Alatornio.

Kokous maalisk. 20 p. — Mötet den 20 mars — Séance du 20 mars.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Oberingenieur F. T. Mesdag: Geologische Erscheinungen im ostindischen Archipel in Bildern.

Kokous huhtik. 10 p. — Mötet den 10 april — Séance du 10 avril.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Dr. sc. C. E. Wegmann: Noen deformasjonstyper av kristallinske skifre. — Sur quelques types de déformation de schistes cristallins. Voir p. 40.

Fil. toht. A. Laitakari: Kiisujen muuttumisesta Pitkässärannassa ja Outokummulla. — Sur la métamorphose de minéraux pyriteux de Pitkäranta et d'Outokumpu.

Voir p. 55.

Discussion: M. Saksela, p. 15.

Kokous toukok. 8 p. — Mötet den 8 maj — Séance du 8 mai.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm: En geologisk föredragsfärd i Amerika. — Tournée de conférences géologiques en Amérique.

Prof. L. H. Borgström: Skapoliternas saltbeståndsdelar. — Les composants salins des scapolithes.

L. H. Borgström, Chemismus der Skapolithe. Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. 76, 1931.

Kokous jouluk. 4 p. — Mötet den 4 dec. — Séance du 4 décembre.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1931, jolloin valituiksi utlivat: puheenjohtajaksi fil. toht. L. Lokka, varapuheenjohtajaksi

prof. P. Eskola, sihteeriksi ja rahastonhoitajaksi fil. maist. E. Mikkola ja tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1931 valdes följande personer: ordförande fil. dr. L. Lokka, vice ordf. prof. P. Eskola, sekreterare och skattmästare fil. mag. E. Mikkola samt revisorer prof. L. H. Borgström och fil. mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Bureau pour l'année 1931; sont nommés: président M. L. Lokka, vice-président M. P. Eskola, secrétaire M. E. Mikkola, vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et M. W. W. Wilkman.

Esitelmä — Föredrag — Conférences.

Prof. J. J. Sederholm: Berggrunden i Sydvaranger och närliggande delar av Finland. — Roches Précambriennes du Sydvaranger et des régions voisines de la Finlande.

J. J. Sederholm, Några ord om berggrunden i Sydvaranger och närliggande delar av Finland. Geol. Fören. Stockh. Förhandl. 52, 1930.

Dr. sc. C. E. Wegmann: Om rörelser i metasomatiserade bergarter. — Note sur des mouvements observés dans les roches métasomatisées.

Föredraget skall utgivas senare illustrerat med författarens fotografier. — La conférence accompagnée de photographies prises par l'auteur sera publiée plus tard.

Fil. toht. A. Laitakari esitti tiedonannon ja näytteitä Lypertön rapakivigraniitista, minne valtio on perustanut vankeja varten kivilouhimon. — *M. A. Laitakari* fait une communication sur les granite rapakivi de Lypertö et en présente une série d'échantillons provenant des carrières pénitentiaires de l'état.

Fil. dr. V. Tanner gav ett meddelande om en skalgrusförekomst på Kaupinkangas i Härmä. — *M. V. Tanner* fait une communication sur les dépôts de sables coquilliers du Kaupinkangas à Härmä.

Voir. p. 16.

SELOSTUKSIA. — REFERAT. — RÉSUMÉS.

EXPLANATION OF THE SECTION THROUGH THE AREA OF BOTHNIAN SCHISTS AND INTRUSIVE ROCKS W. OF TAMPERE IN FINLAND.¹

Drawn by

E. MIKKOLA.

A belt of schists stretches without interruption from section 4 to section 17. There are two important axial depressions (in sections 6—7 and 13—17). The culmination between them is at its highest in sections 9 and 10. In the depression, the zone of schists becomes broader, and, in the middle part, schists of varying composition occur, in part tuffitic, surrounded by schists formed by weathering. The tuffitic schists probably formed the upper horizon; its continuation, in the culmination, lies in the air (if it was ever deposited). In the contact zones of both series of schists, conglomerates occur here and there which contain dioritic pebbles similar to the dioritic rocks 2 and 4. In the conglomerate of Harju, to the right in sections 13 and 14, there are pebbles of a plagioclase porphyrite which is certainly identical with that intercalated with certain gneissose rocks.

Gneissose (migmatitic) schist (7), which is mixed with aplitic granite, forms the portion to the right in each of the sections, and gradually passes into the less metamorphic schist 3.

The volcanic rocks partly consist of metamorphic tuffs and plagioclase porphyrites (1), partly of uralite porphyrites (5), some of which are also either tuffs or pillow lavas. In sections 1, 2 and 8, there are conglomerate layers. The volcanic rocks may have formed, at the beginning, almost continuous sheets which erupted on to the surface of the sediments, since the areas of porphyrites which stretch through sections 9 and 12 possibly belong to the same range.

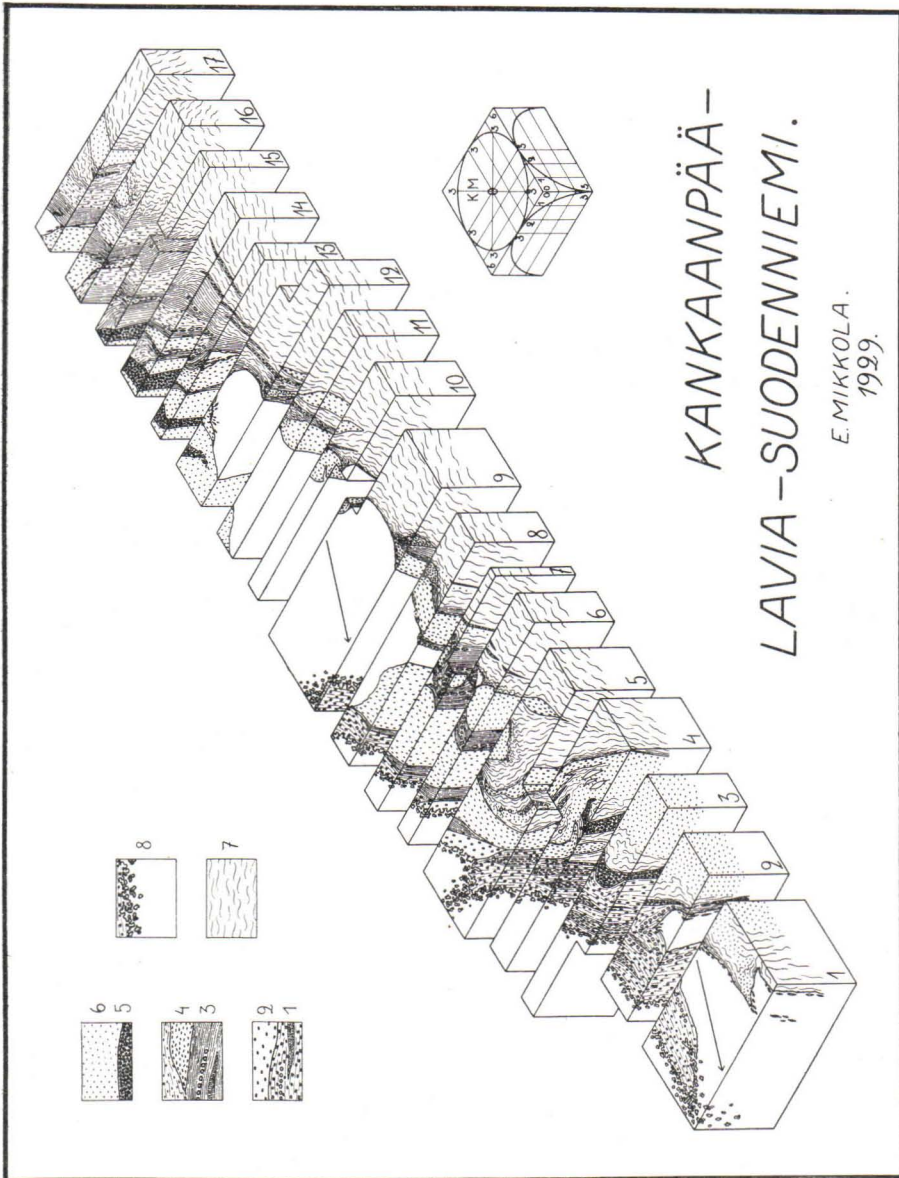
¹ Concerning the method of drawing the stereograms, cf. C. E. WEGMANN, Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland, C. R. Soc. géol. Finl. N:o III, Bull. Comm. géol. Finlande N:o 92. The author is much indebted to Dr. Wegmann for his kind advice during his work.

The porphyritic area, too, seems to become broader at the axial depressions of the belt of schists.

Diorites. The diorite 4 is very gneissose. It occurs in the areas of schists as narrow lenses and sheets which are similar to ophiolitic intrusions. The diorite 6 is also gneissose, but is not always well separated from the former; e. g. in section 4, they pass by gradations into each other. The diorite 2, which occurs in a small area, is fine-grained, varying in texture, and very gneissose, possibly belonging to the same series as 4.

The relations of the different rocks. The pebbles of the conglomerate which is intercalated with the schists, were at first regarded as fragments of volcanic rocks and diorites. The rocks in question (1—2) were therefore regarded as the oldest of the region; the present writer then believed the diorite 4 to be everywhere younger than the adjacent schist 3, even at the peculiar contacts in sections 14—16. According to unequivocal observations, these are both penetrated by the uralite-porphyrityte 5. But if all volcanic rocks belong to one and the same series, then 1 would also be younger than 3. According to the observations of Professor Sederholm, however, the schist of sections 14—16 has been deposited on the weathered surface of a diorite. Both rocks are here intimately intermingled, forming peculiar breccias, but tectonic movements, too, have thrown them over each other so as to create imbricate structure (Schuppenstruktur). Most pebbles of the above-mentioned conglomerate are obviously derived from the diorite 4. The younger diorite 6 penetrates the other rocks, even the uralite-porphyritytes. Its intrusion is obviously connected with the intense migmatitisation of the schists. It has, in part, been formed by the palingenesis of the older diorite 4.

The Granite (8) is the youngest of the rocks shown in the map. Its intrusion seems to have been later than the migmatitisation. The great homogeneous mass in sections 8—12 rises with steeply inclined boundaries at the axial culmination of the range of schists, and seems to have penetrated the neighbouring rocks while they were in a plastic state. It has pushed aside the schists of the depressions so as to become funnel-like in form and has forced the culminations to become a broad arch. Along the contacts of the porphyritic granite, in sections 1—9, this granite has strongly assimilated the adjacent rocks.



Stereogram of the Bothnian area of Kankaanpää—Lavia—Suodenniemi.
W. of Tampere, Finland.

1=Metamorphic tuffs and plagioclase porphyrites; 3 = Schists, in the upper horizon tuffitic, with intercalations of conglomerates and plagioclase porphyrites; 5 = Uralite porphyrites; 2, 4 and 6 = Diorites; 7 = Migmatitic schists, 8 = Granite.

ZUR DEUTUNG DES PROFILS DURCH DEN SALPAUSSELKÄ BEI
LAHTI.

Von

I. LEIVISKÄ.

Die von den Herren Brenner und Tanner vom Einschnitte im Salpausselkä¹ hergestellten Profile und Erläuterungen darüber sind in der Hinsicht recht merkwürdig, als die Ostwand des Einschnittes nach der Schilderung von Brenner hinsichtlich ihrer Struktur und auch ihres Materials anders gestaltet ist als die Westwand nach der Schilderung von Herrn Tanner. Da es sich um einen so schmalen Einschnitt handelt, dass auf seinem Grunde gerade zwei Parallelschienen Platz haben, ist es klar, dass die Wände des Einschnittes keinen so grossen Unterschied aufweisen können, wie ihn die genannten Profile darstellen. Der Unterschied muss zum Teil auf der verschiedenen Auffassung bei Herstellung der Profile beruhen, wobei die Verfasser nicht genügend Zeit und Gelegenheit fanden, gemeinsam beide Wände durchzuprüfen, zum Teil aber auch darauf, dass die Kiesbaggermaschine zuletzt hauptsächlich an der Ostwand arbeitete, sodass der Einschnitt auf dieser Seite frischer war als auf der anderen, abgesehen von der Distalseite, von der kürzlich Schotter entnommen worden war. Als ich im April, also zwei Monate vor dem Besuche der Herren Tanner und Brenner, diesen Einschnitt untersuchte, befand sich die Westwand in viel besserem Zustande und war auch an ihrer Oberfläche nicht vom Regen verwaschen, sodass die von mir genommenen Bilder recht bedeutend von denen des Herrn Tanner abweichen (Fig. 12), wo in der rechten Hälfte eigentlich überhaupt keine Schichtung zu sehen ist. Wieviel die Frische eines Einschnittes bedeutet, tritt beim Vergleichen des von Herrn Brenner gemachten Profils und des von mir aufgenommenen Bildes (Fig. 7 a) zu Tage. In diesem letzteren ist scharfe Schichtung an jeder Stelle sichtbar, wo der gerutschte Sand die Wand nicht bedeckt; Herr Brenner hat dagegen an diese Stelle des Einschnittes starke Polster gezeichnet. Bei Fig. 4 und 5 sind auch nicht so starke

¹ Fennia 52. N:o 9.

Polster gewesen, wie sie Herr Brenner in seinem Profile gezeichnet hat, sondern der frische Einschnitt schien auch an dieser Stelle von viel dichter und schärfer Schichtung zu sein.

Bezüglich des von Tanner ausgeführten Profiles bereitete für die Deutung desselben der Umstand Schwierigkeiten, dass in dem Laufe der Wand ein Knie war, weshalb in den Schichten und Polstern eine eigentümliche Verworrenheit zu sein schien. Tanner hat dies offenbar bei seiner Erklärung des s. g. kritischen Gürtels übersehen. Das von dem Einschnitte gebildete Knie ist auch die Ursache dafür, dass die Herren Brenner und Tanner nicht Zeit hatten wahrzunehmen, an welcher Stelle die Schichten und Polster auf jeder Wand einander entsprechen, welchen Umstand ihnen die in dem Einschnitte beschäftigten Arbeiter hätten erklären können.

In dem von mir aufgenommenen Bilde Fig. 7 a zeigen sich Falten, die anscheinend durch Schub der Eises entstanden sind und auch so von Herrn Brenner gedeutet wurden, sowohl hier als auch auf anderen gefalteten Stellen. Für vom Eis zusammengeschoebene Falten habe auch ich sie zuerst gehalten, als ich aber etwas später den Einschnitt abermals untersuchte, war diese Stelle tiefer gegraben, und da bemerkte ich, dass diese Krümmungen gar keine Falten waren, sondern Durchschnitte ganz kleiner Gruben; im Schotter waren Eisstückchen eingeschlossen gewesen, nach deren Schmelzen das darüber und darum befindliche Sand- und Schottermaterial beim Ausfüllen des vom Eise hinterlassenen Raumes tassenförmige Lagen gebildet hatte. Die Arbeiter berichteten, dass gleiche Trichter auch an anderen Stellen dieses Einschnittes zum Vorschein kamen, und einen ebensolchen habe ich auch vom Einschnitte in Lohja erläutert (Zwei Profile durch den Salpausselkä in Lohja, S. 12).

Die Herren Brenner und Tanner kommen auf Grund ihrer Wahrnehmungen zum Ergebnis, dass im ersten Stadium des Entstehens des Salpausselkä an dieser Stelle ein Moränenzentrum zuunterst lag, um welches sich die anderen Lagen und Schichten später gebildet haben. Aber, als im folgenden Sommer der Einschnitt um etwa 1.5 m vertieft wurde, kamen in dessen mittleren Teilen starke, aus grobem Sand und Kies gebildete Schichten zum Vorschein, welche so leicht Wasser durchliessen, dass der Boden eine aus der Lokomotive gelassene Wassermenge von 2 m³ im Augenblicke aufzog. Dieser gut gespülte Kies war in einer Dicke von etwa 1 m sichtbar, ehe zum Stützen der Wand an der Stelle jener Schichten grosse Steine aufgetürmt wurden. Also fanden sich auch in dem Einschnitte bei Lahti, entgegen dem, was zuerst vermutet werden konnte, tiefer

Sand- und Kiesablagerungen, ganz ebenso wie in dem von mir abgebildeten Einschnitte von Lohja.

Auf Grund des Einschnittes von Lahti sind die Herren Tanner und Brenner zu dem Resultate gekommen, dass das Baumaterial des Salpausselkä vom Eise transportiert und angehäuft sei, teils in derjenigen Form, in welcher es im Eise eingeschlossen war, teils als sortierte Sand- und Schotterlagen, und dass der Salpausselkä eine geographische Grenze bezeichnet, bis zu welcher das Landeisrand während mehrerer aufeinander folgender Oscillationen reichte. Wenn man dieses Ergebnis mit der in meinem Salpausselkä-Werke Seite 353, 354 dargestellten Erklärung über die Entstehung des Salpausselkä vergleicht, geht hervor, dass die Deutung der Herren Brenner und Tanner, obgleich sie es nicht erwähnen, ihrem Inhalte nach dieselbe wie die meinige ist, denn auf Seite 353 habe ich deutlich gesagt, dass das Material des Salpausselkä vornehmlich vom Eise an Ort und Stelle transportiert worden ist, und auf Seite 354 erkläre ich, dass der Eisrand während der ersten Phase der Stillstandsperiode nicht auf einer Stelle bleiben konnte, sondern dass sich das Eis bald weiter vorschob, bald nach innen zurücktrat, welchen selben Umstand ich abermals auf den Seiten 383, 384 betont habe.

ZUM VORTRAG DES HERRN DR. LAITAKARI VOM 10. APRIL 1930.

Von

M. SAKSELA.

Es war sehr interessant zu hören, dass es auch in den Lagerstätten Finnlands Zementationszonen geben soll, und dies um so mehr, als man bis jetzt diese Phänomene nicht beachtet hat. Immerhin möchten wir hervorheben, dass man vielleicht auch einen Teil der erwähnten Umwandlungsmineralien als durch die aufsteigenden Lösungen in einem späten Stadium der Metasomatose entstanden denken könnte, obwohl der rhombische Chalcocit, welcher bekanntlich unter 91° entstanden sein soll, eher auf descendentem Wege gebildet wird. Nachdem das Magma erstarrt und die Temperatur gesunken war, konnten die letzten Restlösungen noch im Gebirge zirkulieren, und so die erwähnten Umsetzungen zustande bringen. Wie Herr Laitakari gezeigt hat, kommen in Outokumpu Erscheinungen, welche sicher nicht in der Zementationszone gebildet wurden, aber doch grosse Ähnlichkeiten mit derselben haben, bis in grosse Tiefen vor.

EINE MUSCHELN- UND SCHNECKENFÜHRENDE ABLAGERUNG
AUS DEM LETZTEN ABSCHNITT DER STEINZEIT IN ALAHÄRMÄ,
OSTROBOTHNIEN.¹

Von

V. TANNER.

Vor Kurzem habe ich hervorgehoben (1930, S. 403 fff.) welche grundlegende Bedeutung für die Beurteilung der spätquartären Epeirogenese eine Feststellung der Höhenlagen der *Clypeus*-(c-), resp. der *Littorina*-(b-) Grenzen in den zentralen Teilen Fennoskandias besitzt. Es ist daher wichtig, die Beobachtungen, welche geeignet sind, die Frage der Höhenlage dieser Grenzen direkt oder indirekt weiter zu führen, bekannt zu geben. Mit Rücksicht darauf werden die folgenden Zeilen veröffentlicht.

Beim Bau der Wasserleitung des künftigen Tuberkulosen-sanatoriums in Härmä, Ostrobothnien, wurde auf der NE-Seite des flachen Oses Kaupinkangas (Dorf Hakola) eine etwa 0.5 m mächtige und wenigstens 70 m lange (E—W) Schicht mit Molluskenschalen in einer Tiefe von 2.0 bis 2.2 m unter der sandigen Oberfläche aufgeschlossen. Diese Schicht ist hellgrau und ungemein reich an Thon-substanz:

< 0.002 mm	0.002—0.006 mm	0.006—0.02 mm	0.02—0.06 mm	0.06—0.2 mm
17.72 %	17.94 %	20.76 %	16.38 %	25.30 %

Die vertikalstehende Bruchfläche der Schicht gibt einen Begriff von der netzförmig diskordanten Schichtung, die etwas an Serien von aufeinander gelegten Rippelmarks erinnert. Die Meereshöhe der reichlich Molluskenschalen führenden thonigen Schicht ist nach Angaben der lokalen Bauverwaltung durch Nivellement zu 52 m bestimmt worden.

Unter den Schalen fand ich hier folgende Molluskenarten vertreten:

Mytilus edulis, ganz vorherrschend, < 32 mm lang.

Tellina baltica, reichlich, < 13 mm lang.

Cardium edule, ziemlich allgemein, < 11 mm lang.

¹ Vorgetragen am 4. Dez. 1930.

Hydrobia ulvae, sehr spärlich, < 4 mm lang.

Littorina littorea, fragmentarisch.

Dr. phil. Nils Odhner, der so liebenswürdig war, eine Probe der Ablagerung zu untersuchen, hat noch dazu die Art

Littorina rudis v. *tenebrosa*
angetroffen.

Tellina und *Cardium* kommen in der thonigen Schicht ganz allgemein mit zugeklappten Schalen vor, und es scheint mir berechtigt anzunehmen, dass solche Exemplare in das thonige *Mytilus*-grus, nach dessen Bildung, eingedrungen sind. Die reichlich vorkommende Thonsubstanz, welche teils geschlossene, teils halbe Schalen und Fragmente von *Mytilus* (und vereinzelt *Hydrobia*) in dünnen Schichten enthält, muss natürlich einer älteren Bildungsphase mit tieferem Wasser zugehören als die erstgenannten littoralen Schalen. Beide Fazies sind sicher ganz überwiegend *in situ* abgelagert worden; die topographischen Verhältnisse der Gegend schliessen bestimmt jede Möglichkeit einer Zuführung von Schalen aus einer herabgespülten Epifauna aus, obgleich dies ja sonst, was die Schalenbänke in den Umgebungen des Bottnischen Meerbusens betrifft, allgemein ist.

Zwischen den zwei Fazies muss also ein Zeitabschnitt mit Regression liegen. Nach der Ablagerung der *Cardium*-Schalen hat sich aber die Meeresoberfläche möglicherweise etwas gehoben, und die dem Ufer entlang gerichtete Komponente der Brandung hat Sandmassen successiv fortgeschleppt, und so das obengenannte 2—2.2 m mächtige Sandlager gebildet, welches jetzt die schalenführende Schicht bedeckt. Es ist bemerkenswert, dass diese Sandmassen ganz frei von Schalen sind. Sie scheinen also von einer Stelle, wo Schalenablagerungen fehlen, hertransportiert worden zu sein. Es liegt unter diesen Umständen nahe anzunehmen, dass die Absetzung einer so mächtigen Sandschicht auf dem ganz flachen Ufer eines Meeres ohne nennenswerte Gezeiten eine schwache Transgression voraussetze, da ja Sande, die von einer intermittierenden Regressionsperiode stammen, kaum schalenfrei sein würden. Ehe eine so wichtige Tatsache festgestellt werden kann, müssen aber die Untersuchungen in der Umgegend beträchtlich erweitert werden.

An und für sich liefert die Artassoziation (vergl. auch die Diatomeen im Folg.) keine genaueren Anhaltspunkte für die Bestimmung der Ablagerungszeit. Sie beweist nur, dass diese gleichzeitig oder jünger sein muss als das erste Eindringen des Salzwassers ins Balticum nach der Anzyluszeit. Wie ich es neuerdings hervorgehoben habe (1930,

S. 409), ist die Meereshöhe des Ufers des Littorina (*b*)-Meeres in dieser Gegend noch nicht bekannt; ein auf indirektem Wege erhaltener provisorischer Wert von appr. 80—85 m kann für die Gegend von Härmä vorläufig als befriedigend angesehen werden (siehe Ramsay, 1927, Fig. 5). Die Lage der *Cardium*-Schalen in etwa 60 % dieser Höhe deutet darauf hin, dass sie aus der Zeit, als das Salzwasser zum zweiten Mal nach der Anzyluszeit in das Balticum eindrang, stammen können (vergl. Aarnio, 1928, S. 24 ff; auch bei Tanner, 1930, S. 406). So weit helfen uns die Mollusken auf die Spur.

In der Hoffnung, möglicherweise eine genauere Datierung der Schalenablagerung erhalten zu können, habe ich mich an meinen schwedischen Kollegen, Dr. phil. Ragnar Sandegren gewandt mit der Frage, ob nicht durch die Vermittelung einer Pollenanalyse des Thonlagers eine Verbindung mit schon datierten Schichten in Schweden möglich wäre. Aus diesem Anlass hat Dr. Sandegren freundlichst sowohl die Diatoméen als das Pollenverhältnis des schalenführenden Thones bestimmt. Angetroffen wurden dabei:

Diatoméen

(nach Bestimmung von R. SANDEGREN).

Cocconeis scutellum.
Coccinodiscus sp.
Diploneis interrupta.
Epithemia musculus.
 » *turgida.*
 » » v. *Westermanni.*
Nitzschia punctata.
Rhabdonema arquatam.
 » *minutum.*

Pollenanalyse

(ausgeführt von R. SANDEGREN).

<i>Pinus</i>	46 %
<i>Picea</i>	4 »
<i>Betula</i>	28 »
<i>Alnus</i>	17 »
<i>Ulmus</i>	1 »
<i>Tilia</i>	2 »
<i>Quercus</i>	2 »

Ein Gutachten über die mögliche Konnexion der Härmä-Schicht mit datierten Schichten in Schweden schien aber auf Grund der Pollenanalyse und anderer jetzt vorliegenden Angaben nicht möglich.

Die geringe Prozentzahl der Konstituenten *Tilia* und *Ulmus* in der Pollenanalyse, 4 %, könnte wohl etwas verwundern. Mit den Erfahrungen in Schweden stände sie doch nicht im Widerspruch, da z. B. *Tilia* erst ungefähr während des *Littorina*-Maximums (*b*) in die Gegend von Gothenburg und Ostrogothien eingewandert ist. Nach Karelien dagegen ist nach Sauramo (1929, S. 106) *Tilia* schon in früher Ancycluszeit eingewandert. Unter solchen Umständen dürfte es wohl von lokalen Verhältnissen abhängen, dass *Tilia* in Härmä so spärlich vertreten ist.

Über die bezüglichen Verhältnisse in den näheren Umgebungen von Härmä ist leider sehr wenig bekannt. Durch Backmans Untersuchungen (persönliche Mitteilungen) erhalten wir jedoch einige Anhaltspunkte. Aus einem Profile in »Suuriräme«, Kirchspiel Oulainen, Passpunkt in 75.4 m ü. M. (welche Ablagerungsserie, zufolge ihrer epeirogenetischen Latitude, als ein wenig älter anzusehen wäre als das Profil von Härmä) scheint hervorzugehen, dass edle Laubbäume — *Ulmus* — hier nicht eingewandert waren, bevor das Meer (nach der Trockenlegung des Moorbodens) etwas regrediert war, denn die Art wird erst 15 cm oberhalb des limno-telmatischen Kontakts angetroffen. In derselben Schicht kommen ausser *Ulmus* auch *Zannichellia pedicellata*, *Ruppia rostellata*, *Carex pseudocyperus* und *Lycopus* vor.

Überraschend wirkt auch das spärliche Vorkommen von *Picea* im Härmä-Profil. Schon während des *Littorina*-Maximums war ja die Fichte in Häme (Tavastland) eingewandert. In subborealer Zeit ist die Art nach Ostrogothien gekommen, dagegen erst in subatlantischer Zeit nach der schwedischen Westküste.

Nach Backman erscheint die Fichte erst ungefähr 25 cm oberhalb des limno-telmatischen Kontaktes in dem obengenannten Oulainen-Profil. In seinem Sarpaisenjärvi-Profil, Kirchspiel Merijärvi, 30.3 m ü. M., welches aller Wahrscheinlichkeit nach chronologisch etwas jünger ist als die Härmä-Ablagerungen, kommen Pollen von *Picea* mit hoher Frequenz schon in der Bodenschicht vor.

Die Härmä-Ablagerung nimmt also eine intermediäre Stellung zwischen den übrigen hier oben angeführten finnischen Ablagerungen ein. Eine eindeutige Verbindung mit anderen Profilen ist aber auf pollenanalytischem Wege jetzt nicht möglich zu erreichen, weshalb sich andere Auswege beider chronologischen Klassifizierung empfehlen.

Für eine ungefähre Datierung der Härmä-Ablagerung scheinen auf dem jetzigen Standpunkt unseres Wissens die archäologischen Funde in der Umgebung eine gute Hilfe liefern zu können.

Im Mittelostrobotnien befindet sich die untere Grenze der steinzeitlichen Funde in etwas über 40 m ü. M. (Europæus, 1916, S. 47; 1925, S. 51; vergl. Witting, 1918, S. 315). Die Tierkopfaxt von Heikkilä in Alahärmä (Europæus, 1925, S. 50 ff) wurde 31 m ü. M. angetroffen, und die elegante Pfeilspitze von Tyni in Alahärmä lag in 32 m Meereshöhe (Europæus, 1925, S. 52). Diese zwei Funde ist Europæus doch geneigt als steinzeitliche Relikte in der bronzezeitlichen Kultur aufzufassen. Aus diesen Angaben dürfte hervorgehen, dass die Härmä-Ablagerung aus der steinzeitlichen Periode stammt.

Als ein annehmbarer Annäherungswert für die Lage der Meeresfläche während der Ablagerung des deckenden, post-*Cardium* Sandlagers in Härmä könnte 54 à 56 m angenommen werden. Die untere Grenze der steinzeitlichen Ansiedelung Hatunluoma in Lapua (Lappo) (vergl. Ailio, 1909, S. 105) befindet sich jetzt in 56.5 m Meereshöhe (vergl. Europæus-Äyräpää, 1927, S. 71, 72). Mit Rücksicht auf die ungleichförmige Landhebung würde das entsprechende Niveau auf Kaupinkangas in rund 60 m Höhe liegen (wobei die Karte von Ramsay, 1927, S. 23 zum Grund für die Extrapolation gelegt worden ist). Die Hatunluoma-Ansiedelung, welche dem letzten Teil der jüngeren kammkeramischen Kultur, etwa mehr als 2000 J. v. Chr., angehört, wäre also wahrscheinlich (?) älter als die hypothetische positive Oszillation des Strandes in Härmä, denn aus den Beschreibungen scheint nicht hervorzugehen, dass die Ansiedelung vom Meere transgrediert worden ist, wenn auch diese Frage noch nicht als erledigt anzusehen ist. Bei Perttulanmäki, Kirchspiel Kauhava (vergl. Ailio, 1909, S. 48), sind Grabenfunde gemacht worden, die aus der vorletzten Periode der Steinzeit, etwas nach 2000 J. v. Chr., stammen und von dem Meere nicht überflutet worden sind (freundliche Auskunft von Europæus-Äyräpää). Die Meereshöhe des damaligen Meeresufers ist höchstens 50 m. Ein isolierter Fund einer Hammeraxt in 51 m Meereshöhe ist wieder in Seinäjoki gemacht worden. Das mit diesen zwei Funden korrespondierende Niveau würde sich in Kaupinkangas in etwa 53 m Höhe befinden.

Wie oben erwähnt, ist es, wenn auch noch nicht bewiesen, doch nicht ganz ausgeschlossen, dass der obere Teil der Ablagerungsserie von Härmä während einer schwachen Transgression entstanden ist. Falls letzteres sich durch künftige Untersuchungen bestätigen lässt, fragt es sich noch, ob hier ein ganz Fennoskandia umfassendes, regionales Phänomen vorliegt, oder, ob diese Transgression durch die relativ negative Verschiebung einer Partialscholle in der sich integral hebenden Erdkruste hervorgerufen worden ist (vergl. Björn, 1921).

Die Entscheidung dieser Frage setzt aber, wie oben angedeutet, weitere Untersuchungen in Mittelostrobothnien voraus. Wenn die Extrapolationen der Wahrheit nahe kommen, könnte man behaupten, dass der obere Teil der Härmä-Serie chronologisch ungefähr zwischen die Ansiedelung von Hatunluoma und die Gräben von Perttulanmäki, oder so etwa auf 2000 J. v. Chr. fällt. Sie läge also zeitlich der »zweiten [neolitischen] steinzeitlichen Transgression» (a_7) Ramsay's recht nahe.

Dies alles scheint recht annehmbar zu sein.

Berechnen wir jetzt unter Voraussetzung einer ganz regelmässigen Landhebung (vergl. Tanner, 1930, S. 411) für Kaupinkangas die lokale Meereshöhe resp. der *Littorina*-(b -) und der *Clypeus*-(c -) Grenze, so erhalten wir etwa 79 und 92 m. Die erste Zahl entspricht nicht ganz der Höhe (83.5 m), welche wir aus Ramsays (1926, S. 22) Isobasensystem bekommen. Wird die Grenze a_7 nach 58 m ü. M. verlegt, erhalten wir $b = 83.5$ und $c = 98$ m ü. M. In diesen Fall würde die *Clypeus*-Grenze recht nahe, oder sogar genau in dem Niveau, in welchem die oberen Grenze der halophilen Diatoméen (die *Mastogloia*-Grenze), z. B. in Sievi in 104 m ü. M., von Backman (1922, S. 52) gefunden wurde, zu liegen kommen.

Viele Anzeichen deuten darauf hin, dass wir in Kaupinkangas eine Ablagerung haben, welche chronologisch der zweiten steinzeitlichen Transgression nahe kommt. Auch würde die Kurvatur in Ramsays (1926, Fig. 5) Isobasenkarte für diese Gegend der Wahrheit sehr nahe kommen (vergl. Tanner, 1930, S. 409). Wie aber aus dem Obigen hervorgehen dürfte, herrscht noch in wesentlichen diesbezüglichen Fragen Dunkelheit. Als eine Anregung, die recht deutlich den Weg angibt, den man bei der weiteren Ergründung der Frage zu folgen hat, habe ich die vorliegende Beobachtung als der Veröffentlichung wert angesehen.

LITTERATUR.

- AARNIO, B., Syd-Österbotten. Statens Markforskningsinstitut. Agrogeologiska kartor, N:o 5. Helsingfors 1928.
- BACKMAN, A. L. und CLEVE-EULER, ASTRID, Die fossile Diatoméenflora in Österbotten. Sep. Acta Forestalia Fennica, Bd. 22. Kuopio 1922.
- BJÖRN, AGATHON, Landsenkninger i yngre stenalder eller lokale oscillationer. Naturen, 1921, s. 84. Bergen 1921.
- EUROPEUS, AARNE, Förfärv till Statens Historiska Museum. I. Stenåldern. Finskt Museum XXII, s. 36. Helsingfors 1916.
- »— Kansallismuseon kivikauden kokoomain kasvu vuosina 1920—1923. Suomen Museo XXXII, s. 12. Helsinki 1925.

- EUROPEUS, AARNE, Stenålderskeramik från kustboplatser i Finland. Suomen Muinaismuistoyhdistyksen aikakauskirja, XXXVI, s. 45. Helsinki—Helsingfors 1927.
- EUROPEUS-ÄYRÄPÄÄ, AARNE, Grabungsbericht vom Archiv der Præhist. Abt. des Nationalmuseums zu Helsingfors.
- RAMSAY, WILHELM, Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Sep. Fennia 47, N:o 4. Helsingfors 1926.
- TANNER, V., Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. Bull. Comm. Géol. Finlande, N:o 88. Helsinki—Helsingfors 1930.
- WITTING, ROLF, Havsytan, geoidytan och landhöjningen utmed baltiska hafvet och vid Nordsjön. Fennia 39, N:o 5. Helsingfors 1918.

KIRJOITUKSIA. — UPPSATSER. — ARTICLES.

I.

INTRYCK FRÅN EN EXKURSION INOM
DALFORMATIONEN.

Av

H. HAUSEN.

(Mit deutschem Referat)

Under senast förflutna sommar (1930) företog jag en exkursion till Dalsland för att närmare lära känna den därstädes uppträdande, inom urberget starkt sammanskjutna formation av sen-algonkisk ålder, som går under namn av Dalformationen. Alldenstund denna vanligen pläгат paralleliseras med Finlands jatuliska formation, vilken sistnämnda författaren under ett antal år närmare studerat, var det givetvis för mig av intresse att få en viss personlig uppfattning om denna supponerade svenska motsvarighet. Visserligen var tiden, som stod mig till buds, mycket knappt tillmätt, men arbetet underlättades i hög grad tack vare tillgången till de detaljerade geologiska kartblad, som sedan sex decennier existera över denna trakt, utgivna av Sveriges geologiska undersökning (1870). På basen av dessa blad är även den lilla tektoniskt-geologiska karta uppgjord, som beledsagar denna uppsats (se fig. 2 o. 3). Med ledning av nämnda kartblad och tack vare det vitt förgrenade landsvägsnätet ävensom den vid exkursionerna rådande gynnsamma väderleken lyckades det mig att något lära känna så gott som alla viktigare delar av Dalformationen.

Må det tillåtas mig att i det följande i största korthet delgiva de uppfattningar och rön jag kommit till under denna exkursion, dessa framlagda med all den reservation, som följer av en dylik snabborientering på främmande botten. — Det är mig angenämt att till Överdirektör A. Gavelin och de herrar kolleger, jag kommit i beröring med under min resa, få betyga min tacksamhet för emottagna råd och det intresse, de visat exkursionen.

Flere frågor äro beträffande denna formation givetvis av stor betydelse, såsom den stratigrafiska följd, vilken ju rätt ingående be-

handlats redan av Törnebohm och hans medarbetare (1870), vidare de till synes komplicerade tektoniska dragen, vilkas analys enligt modernare synpunkter ev. kunde tänkas medföra en omvärdering av den tidigare formationsindelningen. Ett tektoniskt problem av större bärvidd är frågan om Dalformationens strukturella inpassande i andra orogena ledlinjer av post-Dal ålder, och huru långt dessa kunna följas. Ty det är ju att antaga, att en så kraftig sammanskjutning som den hos Dalformationen förekommande måste kunna spåras även i fortsättningen och åt sidorna uti underlaget.

Den stratigrafiska följderna har under tidernas lopp icke vederfarits några ändringar, men däremot har ju tektoniken betydligt omtolkats, bl. a. av den viktigaste kartbladsbeskrivningens («Upperuds») författare, Törnebohm (1883). Den nyaste uppfattningen torde vara framställd i tryck i A. G. Högboms »Fennoskandia» (Handb. der reg. Geologie, 1913) i form av en tvärprofil genom formationens mellersta avsnitt.

Vad förf. med sin resa hoppades vinna, var en allmän inblick de i litologiska växlingarna — förfullständigad genom senare granskning av stuffer — ävensom vissa uppfattningar beträffande tektoniken, i vilket hänseende de på kartan angivna brecciezonerna redan tidigare uppväckt mitt intresse. Dessa fältintryck skulle sedan kompletteras med ett närmare studium av kartbladsbeskrivningarna och tillhörande kartblad.

I det följande skall jag i korthet söka återgiva mina resintryck beträffande litologien och den tektoniska byggnaden, förstärkta genom efterstudiet av de geologiska texterna och genom en grafisk analys av de sammanställda kartbladen, vilken sistnämnda finnes återgiven i de tvänne bifogade kartfigurerna. Vidare skall jag, så vitt sig göra låter, anställa jämförelser med de senalgonkiska bildningarna i östra Finland.

Stratigrafiska förhållanden.

Beträffande den stratigrafiska följderna inom Dalformationen kunde jag givetvis icke erhålla annat än sporadiska intryck, som alltså fingo kompletteras med de av Törnebohm o. a. gjorda detaljerade iakttagelserna. Autokton botten för formationen blev jag dock i tillfälle att se på några lokaler, såsom uti krönet av det höga berget NW om Tisselskogs kyrka, varest ett grovt rullstenskonglomerat av granitmaterial med sparsamt cement vilar på en granitberggrund. Konglomeratet förefaller att ligga ganska flackt på krönet, ehuru de högsta partierna synas vara befriade däri-

från. I sluttningen mot Tisselskog anstå, såsom ock av kartan framgår, till ansenlig mäktighet bruna arkoser, delvis med konglomeratartad utbildning. De förefalla icke särdeles påverkade av tryck. Växlingen i grovlek framkallar en tydlig skiktning. Av andra verkligt autoktona bottnar torde väl Ingribyns konglomeratfält i Skålleruds och Holms socknar kunna anföras. Denna bildning ansluter sig nära till en flik av Jerbogneis, vilken här väl bildar nordändan av en tektonisk ribba (se kartan!) och tydligen utgör underlaget. Konglomeratet förefaller att blott i mindre grad vara dynamiskt genomarbetat. — Slutligen torde en botten förefinnas i nordöstra sidan av Bäckedalen (NW om Regineberg), där en flackt liggande kvartsitsandsten med tydlig diskordans överlagrar en brantställd, i NW strykande gröngrå skiffer, mycket kraftigt sammanveckad. Kvartsitsandstenen är fast cementerad och föga påverkad av tryck. Jag blev dock ej fullt övertygad om bottenens autoktona natur, i det att även den förklaringen kunde tänkas möjlig, att sandstensplattan (med överliggande brecciezoon och gneisskolla) vore överskjutna på en fyllit, som egentligen tillhör Dalformationen, men uppveckats under ett tidigare skede (se nedan!).

De av Hummel och Erdmann (bl. »Baldersnäs», n:o 35) omnämnda bottenkonglomeratförekomsterna har jag icke besökt, om det vackra konglomeratet i höjden NW om Tisselskogs undantages. Av beskrivningarna och de i texten meddelade profilerna att döma se förhållandena dock ej fullt entydiga ut. Vad som främst påkallar uppmärksamheten, är den *f l a c k a l a g r i n g*, som anträffas hos konglomeratet och bottenkvartsiten i åtminstone tvänne områden, nämligen SE om Bågetjärn och S om Haresjön i Laxarby socken, vilken lagring på ett iögonenfallande sätt kontrasterar mot Dalformationens i allmänhet hopskjutna arkitektur. Man kunde här alltså förmoda förhandenvaron av skollor i svävande läge med gneis som underlag (primär sedimentationsbotten). Granskar man emellertid profilerna, vill det synas, som om även en annan tolkning vore tänkbar, nämligen att det är fråga om överskjutningstäcken, att döma av de egendomligt flikiga gränserna mellan gneisunderlaget och sedimenten, som då vore alloktona. Profilen vid Haresjön (W om Hedens skifferbrott) kunde ev. även tänkas gömma på en överskjutning markerad av lagret *i* = »skiffrig, gråvackelik bergart med inbäddade flisor av många hälleflintarter och lerskiffer» (en tektonisk breccia?). Lagret *i* utkilar för övrigt mot E. Det högre uppe i profilen förefintliga »kalkiga, knottriga konglomeratet» kunde ev. även vara en tektonit. Härmed har jag blott velat uttala vissa förmodanden, som inställa sig vid läsningen av text och granskningen av figurer.

Beträffande de grovklastiska bildningarna N om Billingsfors bruk vill jag ej yttra mig i någon riktning, då jag ej hann ägna någon

längre tid åt dem. Det är delvis grova konglomerat, som äro våldsamt prässade (god blottning vid vägen). De profiler som i texten (sid. 50 a.a.) meddelas, säga ej något bestämt. Emellertid, att döma av breccie-zonen, som här uppträder, ser det ut, som om vi även här hade att göra med överskjutning, denna gång av gneis över de klastiska bergarterna, som samtidigt blivit illa åtgångna.

Övergå vi till bladet »Upperud», n:o 37, varest förhållandena skildrats av Törnebohm, finna vi här som känt flere konglomerat, delvis av ståtlig utbildning. Själv var jag i tillfälle att se, utom det vid Ingribyn (Skållerud o. Holm socknar), de delvis rätt uthålliga konglomerat, som framstryka utmed Kappebo- och Sättersfjällen (det senare redan i väsentlig grad tillhörande bladet »Rådanefors», n:o 39). Att Ingribyns konglomerat är bottenbildning, synes som nämnt vara otvivelaktigt. Däremot kände jag mig icke övertygad av Törnebohms tolkning beträffande konglomeratzonen i den förra trakten, nämligen att denna skulle vara en likartad bildning. Här spela ju tektoniska moment in med sådan kraft, att det förefaller svårt att tänka sig några autoktona bottnar över huvud bibehållna.

Se vi först på förhållandena i södra delen av Sättersfjället, där konglomeratzonen enligt Törnebohm tager sin början (bl. »Rådanefors»), finna vi här ytterst starka tecken på överskjutningar med åtföljande mylonitisering¹. Konglomeraten och arkoserna förete den typiska »dynamiska flytstrukturen» såväl i stoff som mikroskopiskt. De gränsa i NW mot en något mörkare, även forskiffrad bergart, konkordant överlagrande (primärt eller ej?). I SE åter har man (nära landsvägen, vid Örssjöns SW ända) en mäktig konglomeratformation, som visserligen även är rätt starkt påverkad av tryck, men dock icke i samma grad har karaktären av konglomeratskiffer, som den i slutningen längre mot W. Den senare är f. ö. ett granitkonglomerat, medan konglomeratet vid landsvägen (Örssjön) visar en myckenhet kvartsitrullstenar samt en mörkare grundmassa. Dessa konglomeratlager skiljas från varandra genom ett lager av ljus kvartsit, som ser i mindre grad tryckpåverkad ut. En ungefärlig profil genom området tvärs för strykningen skulle te sig ungefär som följer:

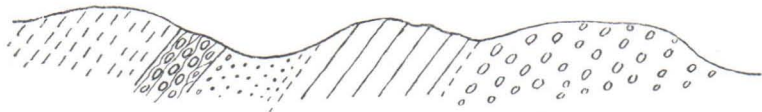


Fig. 1. Idealiserad tvärprofil, visande förhållandena vid södra ändan av Sättersfjället (bl. »Rådanefors»). Till vänster grå »hälleflinta», därpå starkt utprässat granitkonglomerat, vidare utprässad arkos, sedan vit kvartsit och längst till höger ganska starkt tryckpåverkat kvarts(it)konglomerat.

¹ Jfr. A. Gavelin (1912), Pag 557.

Vi kunna här enligt min uppfattning ev. hava bottenbildningar för oss, men deras underlag saknas, i det Sättersfjället måste anses vara en allohton förskiffrad ribba (sydlig förlängning av »Kappebofiskan», se nedan!).

Längre norrut, utmed E sidan av Kappebofjället blev jag som nämnt ej håller fullt övertygad om förefintligheten av autoktona bottenbildningar. Konglomeratet vid Dansbo påminner rätt mycket om det vid Örssjöns SW ända förekommande och för talrikt kvartsit-rullstenar, såsom man kan se i goda blottningar vid vägen mellan Dansbo och Olbacken. Men i Kappebofjällets närbelägna sluttningar finner man alldeles som i Sättersfjället starkt förskiffrade arkoser och granitiska konglomerat samt i själva fjällryggen ävenledes starkt förskiffrade porfyrer (hälleflintor). Allt lutar här isoklinalt mot WNW. Det hela gör därför ett föga autoktont intryck, icke blott på grund av förskiffringsgraden, utan även därigenom, att materialet i konglomeraten icke synes förskriva sig från Kappebofjällets huvudmassa (grå »hälleflinta»).

Samma starkt prässade karaktär företer även det rätt polymikta konglomerat med nordlig strykning och brant fall, som anstår vid vägen mellan Olbacken och Dalskog station (god blottning vid dikesprängning).

Av allt att döma äro här ribbor av Dalformationens undre led (granitkonglomerat, arkos samt kvartsitkonglomerat jämte mera polymikta sådana) tektoniskt inklämda mellan å ena sidan Kroppefjällsgneisens stora massa i W och förlandskanten i E, varvid dock Kappebo-hälleflintfiskan jämte konjurerade smärre ribbor skurit upp genom den hopprässade massan. Vi återkomma längre fram till den tektoniska tolkningsfrågan.

De som autoktona lagringsytter angivna gränslinjerna mellan urberget och Dalformationen på östra sidan av den mot S utlöpande svansen («Rådanefors») var jag ej i tillfälle att se. Beträffande bl. »Rådanefors» framhäver Törnebohm uttryckligen de nära konkordanta lagringsförhållandena mellan undre sandsten och gneis. Den »diskordans», som där uppenbarligen måste finnas med hänsyn till den stora åldersdifferensen mellan de båda formationerna (gneisen och Dal), vill icke framträda annat än undantagsvis. Måne icke en naturlig förklaring till detta förhållande låge däri, att det genomgående är fråga om en tektonisk juxtaposition?

Beträffande lagerföljden i övrigt inom Dalformationen har jag som sagt icke lyckats skaffa mig någon närmare personlig inblick. Sålunda blev jag ej i tillfälle att se, i vilken utsträckning gränsen mellan den undre kvartsiten och lerskifferlaget kan anses som en primär

pålagringsyta. I varje händelse är skiffern, såsom i beskrivningarna även påpekas, mestadels sekundärt ytterligt förskiffrad, och är det just de mest förskiffrade delarna, som bäst lämpa sig till s. k. takskiffer. I övrigt är skiffern i stor utsträckning breccierad, ity att de tektoniska rörelseplanen med förkärlek synas hava uppsökt detta föga resistenta led. Den på kartan närmare angivna »breccian» synes till huvudsaklig del sammansättas just av lerskiffer och kanske i än högre grad av kalklerskiffer, som bildar en del av skifferlaget. Vad den i beskrivningarna omnämnda »kloritstenen» beträffar, vilken på översiktskartan över Dalformationen (1870) kartlagts tillsammans med lerskiffern, är den »en finkornig till nästan tät, mörkgrön eller gröngrå bergart, som än saknar varje spår till parallelstruktur, än har en ganska tydligt utbildad skiffrighet och då kallas chloritskiffer»¹. Denna bergart uppträder uti lerskiffern städse konformt och är icke sällan parallellt-förskiffrad utmed gränserna, medan den i mitten är massformig, nästan trappliknande (»kloritsten»). Hummel och Erdmann (bl. »Baldersnäs») anse denna bergart för sedimentär, främst emedan den växellagrar med lerskiffern eller med en kvartsitsandsten. Vi meddela här analyser av en i trakten uppträdande diabas å ena sidan och »kloritstenen» å andra sidan (pag. 93 o. 40).

	Diabas, Heden	Kloritsten, Wingenä
SiO ₂	45.97	48.12
Al ₂ O ₃	18.72	17.51
Fe ₂ O ₃	10.23	9.17
FeO	6.64	3.69
MnO	—	0.26
MgO	5.22	5.52
CaO	7.78	6.98
Na ₂ O	3.03	4.56
K ₂ O	1.35	1.68
H ₂ O	1.55	2.21
	S:ma 100.49	99.70

Såsom synes forete dessa analyser stora likheter, vilka författarna till beskrivningen ifråga även påpeka. Man frågar sig därför, om icke »kloritstenen» kunde i själva verket representera omvandlade, i lerskifferlaget konkordant injicerade »ofiolitkakor», så mycket mer, som liknande bergarter genomsätta även gneiserna². Vi återkomma härtill i samband med tektoniken.

¹ Beskr. till bl. »Upperud», sid. 38.

² En liknande förmodan har redan framförts av Nathorst (1890): »enligt senare undersökningar synes det vara sannolikt, att kloritstenen är en omvandlad diabas — — —. Dock är denna fråga ännu icke slutgiltigt utredd.» (Pag. 587.)

På lerskifferetagen följer enligt beskrivningarna en kvartsit, som i allmänhet utmärker sig genom stor renhet (frånvaro av fältspat —, detta i motsats till bottenlaget, som är en arkos + konglomerat). Denna motståndskraftiga, delvis glasiga kvartsitbergart bildar i regeln markerade ryggar i topografien och synes företrädesvis förekomma norr om den diagonalt över strykningen löpande stora förskjutningslinjen »Tanesjö-förkastningen» SW om Ärrsjön (i Laxarby och Fröskog socknar), ehuru även S om denna linje dylik kvartsit anstår. Denna klastiska strukturen framträder ofta (»romstruktur»), men lika vanlig är väl en glasig utbildning, ja, i vissa tektoniskt uppbåkade partier (Fröskog) har man t. o. m. en amorf mjölkkvarts i stora massor, liggande linsartat i kvartsiten, vilken senare ännu äger en skönjbar skiktning. I sina undre partier säges kvartsiten växelagras med lerskiffern.

Uppträdandet av lerskiffern (och kalklerskiffern) å ena sidan och den mäktiga, rena kvartsiten å andra sidan talar för, att den övervägande mekaniska vittring, som ägde rum vid tiden för bottenlagets bildning, snart nog efterträddes av en kemisk sådan, varvid det rinnande vattnet blev i tillfälle att utföra en mycket långt gående separeringsprocess, ($\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}, \text{Ca}$). Härutinnan kan man spåra en viss parallelism med jatulen i Finland, i det att den kontinentala vittring och aggradation, som gav upphov till de cojatuliska sparagmitbildningarna, avlöstes av en intensivare kemisk sönderdelning av berggrunden, varvid rena kvartsiter, kalklerskiffrar och dolomit utdiffererades.

Komma vi sedan till den översta avdelningen av Dalformationen, det s. k. »Lianeskifferlaget», finna vi, att den lägger sig diskordant på de övriga leden, bildande rätt sammanhängande komplexer, särskilt på bl. »Baldersnäs», men även inom bl. »Upperud», varest det långsträckta Lianefjället givit avdelningen dess namn. »Tanesjö-förkastningen» och den långa brecciezonen utmed Åklängen (sammanhängande med Råvarp-förskjutningen?) uppdelar denna avdelning i trenne fält, förryckta i förhållande till varandra i längdriktningen i form av sneda stafflar. Enligt den vid tiden för kartläggningen gängse uppfattningen vore lianeskiffern som sades diskordant överlagrande kvartsitlaget. Frågan om här ev. föreläge en tektonisk gränsyta, har ej upptagits till prövning, så vitt jag vet. Lianeskiffern närmar sig bottenlagets karaktär av mekaniskt grus och sand (»smäkornig till finkornig gråvacka eller gråvackeskiffer»), ofta transversalt förskiffrad. I Lianefjället låter sig bergarten klyvas i stora plattor, vilka nyttjas till trappor och brunnslock i bondgårdarna samt till kvarnstenar (den s. k. »Dalskogsstenen»). Då bergarten väsentligen synes bestå av kvarts, fältspat och glimmer, den sistnämnda stundom mera fram-

trädande (sekundärt?), särskilt då bergarten är skiffrig, är det tydligt, att vi här hava för oss en produkt, som genetiskt icke har något samband med de närmast undre leden, utan snarare förskriver sig mera direkt från en granitisk (eller arkos-) berggrund. En motsvarighet till denna mera rent klastiska typ finna vi ej i Finlands neo-jatul, där i stället finflammiga sediment dominera. Detta tyder på, att vi i Lianeskifferlaget skulle hava tecken till en regression, varunder urbergsytter blottades för erosionen.

Enligt de stuffer jag varit i tillfälle att mikroskopiskt granska och som förskriva sig från trakten NW om Dalskog Rostock, är den ifrågavarande skiffren en dynamiskt påverkad kvartsitglimmerskiffer innehållande omvandlad och förskiffrad fältspat. Ifrågavarande förekomst utgör södra ändan av Lianefjällets långa »lins» av samma bergart. Vi befinna oss här i en mycket starkt komprimerad zon i grannskapet till Kappebofjället (se nedan!).

I allmänhet utmärker sig dock Lianeskiffern genom en påfallande helhet i sitt uppträdande, i det att den tillsammans med den närmast underliggande kvartsiten bildar större, av rörelseplan icke sönderskurna partier av en utdragen gestaltning i marksnittet. Även i tvärprofilerna, som meddelats i kartbladsbeskrivningarna, synes kvartsiten + Lianeskiffern bilda uppenbara »pièces de resistance», kring vilka de mera skiffrika (och mera mobila) leden smyga sig på ett sätt, som påminner om dynamisk flytstruktur under mikroskopet. Dessa partier hava likasom »emballerats» i lerskiffer-kloritstensmassan. I detta sitt uppträdande visa kvartsiten + lianeskiffern en viss likhet med de resistent kilarna av urberg + eo-jatulisk kvartsit (med autokton botten), vilka inträngt i glimmerskiffer-massan i de ostfinska kareliderna. Liksom Lianeskiffern har dock även den eo-jatuliska kvartsiten vederfarits dynamisk inverkan t. o. m. i fråga om strukturens minsta enskildheter och flerstädes övergått till en kvartsitskiffer, vilken bergart huvudsakligen föranlett uppställandet av den omdebatterade »kaleviska formationen».

Tektoniska stilarter.

Författaren har sökt bilda sig en föreställning om deformationsförloppet i Dalformationen på olika vägar: dels har jag tryggt mig till egna iakttagelser i fält; de förslå dock ej långt. Vidare har jag tagit en kopia av SGU:s kartblad med framhävande av de supponerade tektoniska gränserna och med borteliminering av de flesta sjöytter. Härigenom har medföljande tektoniskt-geologiska kartutkast kommit till stånd (Fig. 2). Vidare har jag sökt tänka mig in i de av Törnebohm, Erdmann och Hummel meddelade profilerna.

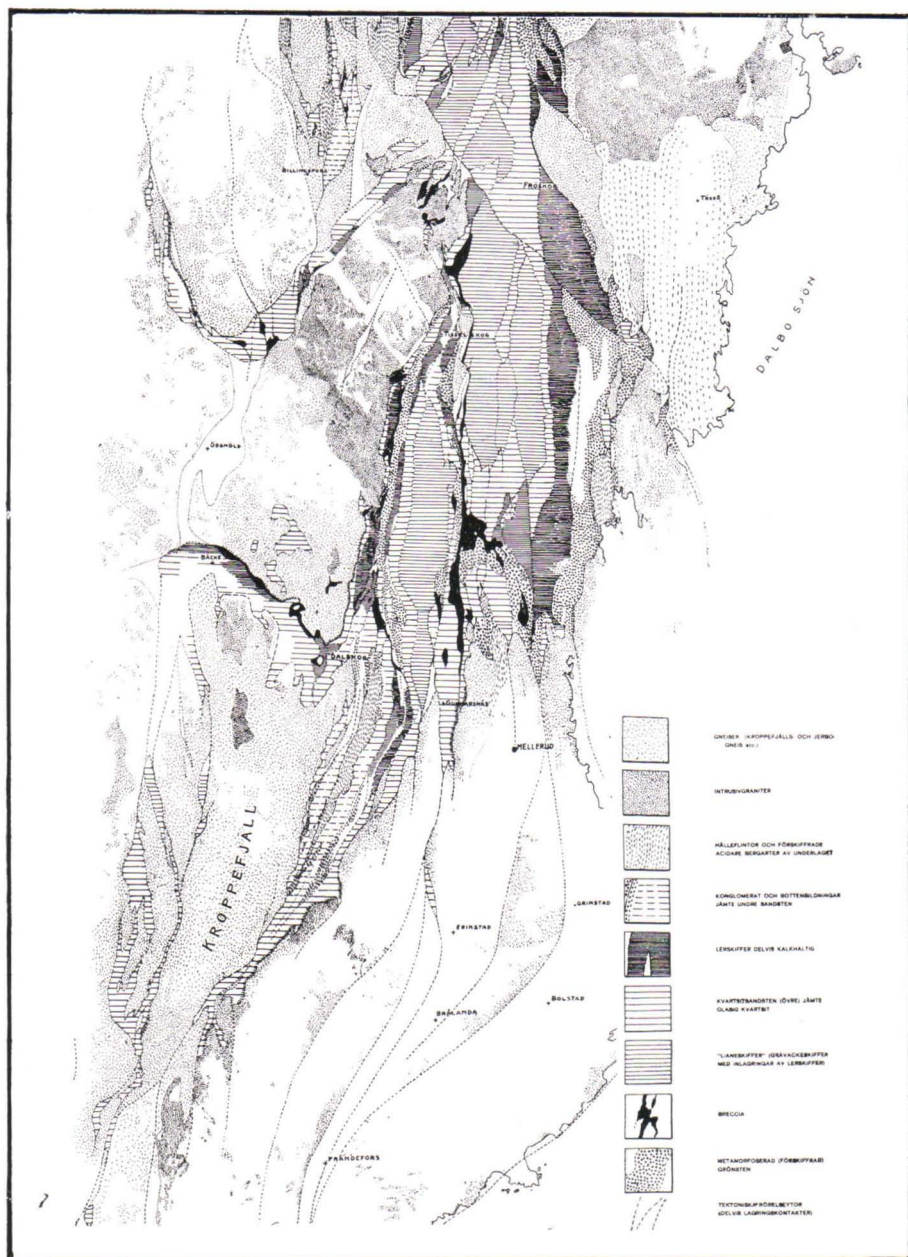
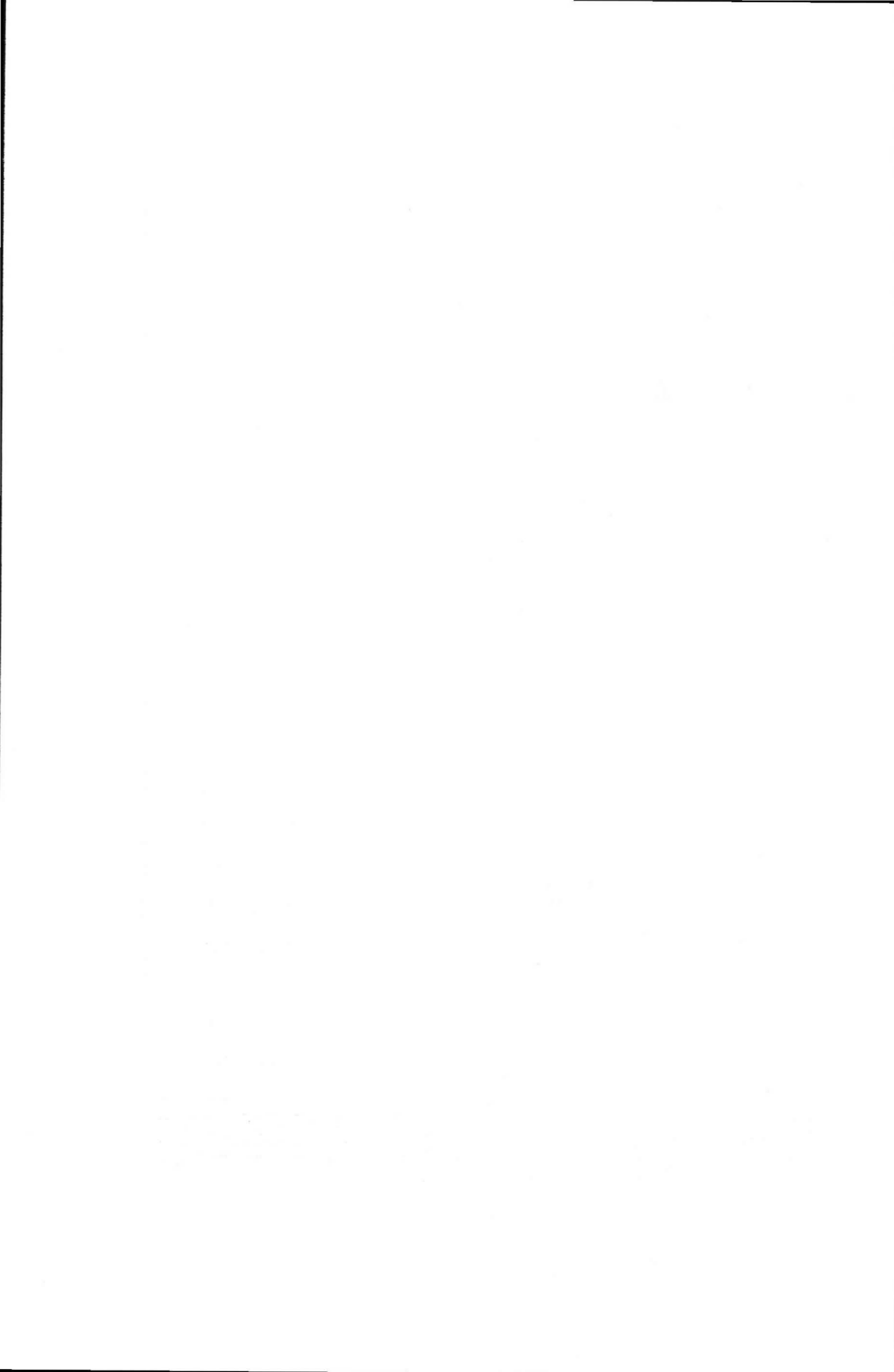


Fig. 2. Geologisk översiktsskarta över Dalformationen, uppgjord på basen av S. G. U:s geologiska kartblad »Baldersnäs», »Upperud», »Åmål», »Wingershamn» och »Rådnefors». Skala 1 : 400 000. De tektoniska dragen äro särskilt framhåvda, sådana förf. tänkt sig desamma.



En grafisk framställning av rymdarkitekturen (stereogram) på basen av kartan har tyvärr icke varit möjlig, detta emedan stryknings- och stupningstecknen äro alldeles för få och dessutom strykningsarna i grader icke angivits. Jag har blott utsatt de sannolika axialfallen över de delar av området, där detta visat sig möjligt samt sålunda sökt bilda mig en föreställning om tryckriktningarnas orientering. En mycket schematiserad kartskiss (samma skala som den tektoniskt-geologiska) på sid. 33 uttrycker den uppfattning, jag kommit till på basen av alla ovannämnda rön (fig. 3).

Det är särskilt några omständigheter beträffande tektoniken som falla i ögonen: dels veckkomplexets avsmalning mot söder, vilken omständighet redan av Törnebohm tolkades som resultatet av ett nordligt axialfall för områdets södra del; vidare de varierande stupningsriktningarna, — dels mot öster dels mot väster — hos Dalformationens olika led, föranledande Törnebohm till konstruktionen av den regelmässiga veckningen av juratyp särskilt beträffande områdets mellersta del. Ett vid betraktande av kartan iögonenfallande drag utgöra de brecciezoner, som dels slingra sig fram utmed veckstrukturen, dels — till synes helt omotiverat — böja av mot WNW utmed Bäckedalen.

Det förefaller som om man kunde uppdelade Dalformationens tektoniska byggnad uti fyra olika enheter, så att säga. Längst i söder hava vi *K r o p p e f j ä l l s e n h e t e n* (K) karakteriserad av en mot NW riktad isoklinal ställning av bergartsleden — gråvacka och gneis. Axialfallen tyda på att här föreligger en tryckinverken utlösande sig i talrika överskjutningar och kommande från SW. Axialstupningen är c:a 35° NW. Upprättar man här en tvärprofil normalt mot axialfallet, kommer man till ganska flacka överskjutningar. Den kinetiska omvandlingen av bergarterna är synnerligen kraftig, störst kanske i »Kappebofiskan», där en hälleflintbergart framgått vid sidan av ytterligt utvalsade arkoser och konglomerat. Märkligt nog framträder nära ostgränsen av denna struktur ett ostligt fall (Dalskog Rostock). Här föreligger tydligen en *r e v e r s* överskjutning av kvartsiten jämte bakomstående urbergsribba.

Ett annat element i Dalstrukturen, som i stort visar västligt fall förbundet med överskjutningsrörelser, är områdets ostliga del, vi kunna kalla det *Å n i m m e n - e n h e t e n* (Å). Det avgränsas norrut av den snett SE—NW löpande »Tanesjö-förkastningen,» vartill vi senare skola återkomma.

W om *Å n i m m e n - e n h e t e n* ligger ett linsformat parti, *L i a n e f j ä l l s e n h e t e n* (L). Den avgränsas mycket skarpt från den förra genom en lång brecciezon; i väster åter ha vi urbergs-kanten

med — märkligt nog — autoktona bottnar av Dalformationens understa led. Här är stupningen sådan, att tidigare författare (Törnebohm, Högbom) tolkat partiet som en synklinal nedböjning, i det att Lianefjällets massa skulle intaga själva tråglinjen. Emellertid synes det, som om flere mot E sluttande dislokationsplan låge mellan urbergskanten i W och kvartsiten, som närmast underlagrar Linaneskiffern, om än själva bottenbildningen mot urberget ligger autoktont. För övrigt uppträda här flere breccielinser, som markera svaghetsplanen, alldeles som på östra sidan av enheten ifråga. Dessa båda svaghetszoner — den östra och den västra — sammangå längre norrut i riktning mot Tanesjön, varest de sedermera tydligen avskäras av den stora förskjutningslinjen SE—NW.

W om Lianeskiffer-enhetsen hava vi ett huvudsakligen av urberg (gneiser och i någon mån granit) uppbyggt område, som dock i motsats till urberget i Dalformationens fjärmare omgivning med r y c k t s vid post-Dal-orogesen. I själva verket är det här fråga om flackt liggande gneisskollor, som delvis genom reversa överskjutningar glidit upp över Dalformationens undre led, vilka gå i dagen i av senare erosion bildade avsatser, därvid liggande under gneismassan, förhållanden som redan av Törnebohm (1883) beskrivits. Denna (den västligaste) av Dal-enheterna kunde vi kalla efter den ort — Bäcke, där förhållandena äro mest typiskt utvecklade — B ä c k e e n h e t e n (B).

Denna enhet avgränsas i söder från Kroppefjällsenheten genom Bäckedalen med dess sedimentkant, den sistnämnda tydligen en erosionsgräns, som dragit sig norr ut. En tektonisk diskordans är här dock av allt att döma förhanden, vilket framgår, då man betraktar byggnaden hos de två enheterna, vilka icke gärna kunna hava något direkt med varandra att skaffa.

En enhet likartad med Bäcke-enhetsen torde den skolla vara, som följer längre mot norr och skiljes från den förra av Iväg—Laxsjö-sedimentzonen. I båda dessa skållor äro axialstupningarna rätt flacka, 15° — 20° mot W eller WSW.

I det följande skola vi nu göra ett försök att föreställa oss kinetiken inom området och huru de ovan uppräknade enheterna reagerat i förhållande till varandra.

Den första frågan gäller härvid: från vilket håll skedd sammanskjutningen?

Enligt det för Kroppefjällsenheten angivna axialfallet, torde denna kraft kommit från SW eller WSW. För samma riktning talar även dislokationsplanens lägen inom fältets östliga del (Ånimmensenheten). Betrakta vi åter den västra kanten för Lianefjällsenheten

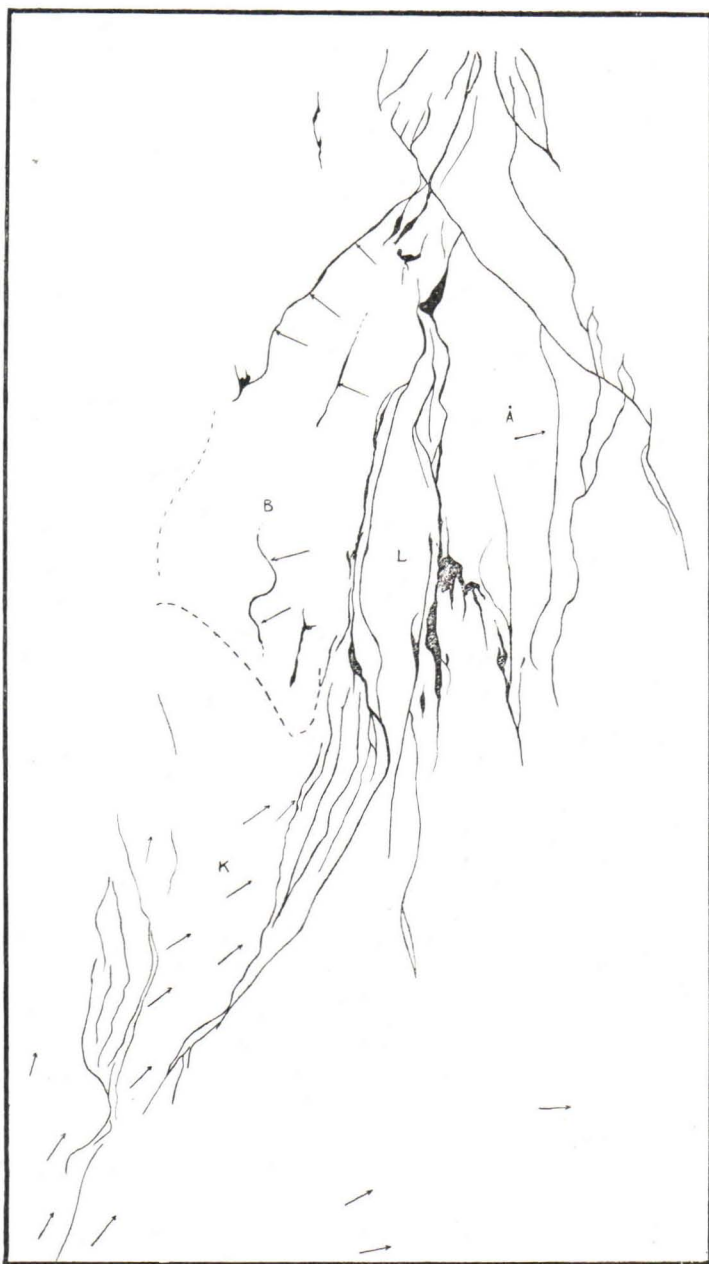


Fig. 3. Tektoniska rörelseytor och ungefärliga tryckriktningar inom Dalformationen enligt förf:s uppfattning. Skala 1 : 400 000.

och det västliga överskjutningsgebitet, finna vi här ingenting, som skulle tyda på förefintligheten av denna kraftriktning. Tvärsom få vi här bevis för en från E och NE kommande kraft, vilken utlöst sig i flacka överskjutningar, riktade mot NW, W och SW. Denna kraft kan dock knappast vara annat än av repulsiv art, en följd av den starka sammanprässningen genom det ostligt riktade tryckét. Överskjutningarna äro därför här tydligen *reversa*, såsom torde framgå av såväl förhållandena i Bäckedalen som vid Ljusvattnet (bl. »Upperud») och Steneby (bl. »Baldersnäs»). Hela detta parti torde vid den första sammanskjutningen förhållit sig som en skolla (bakland), och sedermera uppdelats av flackt skärande ytor med glidning bakåt. På skollan låg Dalformationen i tавvelläge, och vid de reversa rörelserna kommo delar av densamma (de undre leden) att ligga under gneismassan — nedtill med autokton botten, upptill med rivningszon (breccia). Vill man söka en analogi (i stor skala) till dessa slags rörelser, ledes tanken till Alperna, där ju Dinaridernas byggnad uppvisar mot S riktade staffelöverskjutningar av kristallina kilar, läggande sig över tertiär (ex. Alpi Friulani, Alpi Bresciane).

Bäckedalens sedimentkant, överlagrad av gneisen, är förmodligen i sin närvarande sträckning att tolkas enbart som en erosionsgräns, i det att täcket tidigare sträckt sig vida längre mot SW. Därpå tyder även den lilla, isolerade gneisskollans förekomst strax W om Dal-skogs kyrka.

De reversa överskjutningarna i Dalformationens W:a del tillhöra antagligen en något senare fas än sammanskjutningen i övrigt. Vid denna sistnämnda förekom den starkaste friktionen sannolikt utmed de linjer, som markeras av breccians uppträdande samt förmodligen där »kloritstenen» inflikar sig mellan sedimenten. Denna sistnämnda är väl att betraktas som härstammande från en basisk synorogen magma, en ofiolitisk intrusion utmed svaghetsplanen. Delvis är den väl äldre än de senare rörelsefaserna, att döma av den rätt kraftiga förskiffringen, som även omnämnas i kartbladsbeskrivningarna. Att kloritstenen gärna associerar sig med lerskiffern, synes bero därpå, att svaghetsplanen företrädesvis blivit anlagda utmed den sistnämnda, vilken även i stor utsträckning övergått till breccia.

Beträffande den långa, i det föregående nämnda »Tanesjöförskjutningen», vilken snett överskär den egentliga sammanskjutnings-strukturen, vore förf. benägen att uppställa den förmodan, att den tillkommit i samband med den senare fasen, betecknad av reversa, mot W riktade överskjutningarna. NE flygeln synes f. ö. hava höjt sig i förhållande till den motliggande, att döma av beskaffenheten av de led, som här gränsa till varandra.

De dynamiska inflytelserna inom bergartsstrukturerna äro, såsom tidigare även antytts, uppenbara nog. De giva sig till känna i alla bergartskomplexer från urberget upp till Dalformationens yngsta led — Lianeskiffern. Synnerligen kraftiga prässningsfenomen finner man sålunda inom den tidigare omtalade »Kappebofiskan», där icke blott det uppstickande urberget, utan även vidliggande arkoser och konglomerat tunnförskiffrats. Vidare torde Kroppefjällsgneisen i stor utsträckning vara tryckförskiffrad. Lerskiffern är ofta utpräglat diagonalförskiffrad (särskilt hos »takskiffern» i Halängen, Dalskog). Kalklerskiffern är även ofta sönderspräckt på tvären, varvid sprickorna hopläkts med kalcit. Men därjämte har den givit upphov till den nämnda breccian i sin helhet och är då tydligen att tolkas som en tektonit.

I de områden, där Dalformationen intager tavelläge, äro prässningsfenomenen även svagare, såsom i Bäckedalen, hos sandstenen som underlagrar överskjutningsbreccian.

Märklig är den våldsamma sönderbråkningen av kvartsiten vid Fröskog, varvid en tydligt skiktad, gråblå kvartsit övergått till amorf mjölkkvarts. Denna sammanprässning är väl närmast en följd av det tränga utrymmet mellan de båda »kåkarna» på ömse sidor (se den tektoniska skissen!). Denna sekundära kvartsmassa utvinnes tekniskt i en serie dagbrott, belägna i en höjdsträckning W om Fröskog samhälle.

Det torde väl få anses mycket antagligt, att även urberget i formationens omgivning i hög grad påverkats av de kraftiga sammantryckningarna, vilket ju även de flikiga gränserna utmed Dalformationens SE:a gräns utvisa. Man måste väl tänka sig underlaget uppdelat i ett större antal kilar, såsom på kartan antytts. Dessa utanför Dalformationen förlöpande störingslinjer hava uttritats med tillvaratagande av vissa topografiska avsatser och bergartsgränser i det tämligen flacka landet. Uteslutet är givetvis icke, att dessa avsatser närmast framkallats av vida senare rörelser, såsom man i allmänhet synes vara benägen för att antaga, men man kunde ju tänka sig, att dessa senare rörelser orienterat sig just efter de äldre störingslinjerna. Detsamma torde väl gälla Kroppefjällets brant mot ESE, utmed vilken såväl Sten De Geer (1910) som Ljungner (1927) förlägga yngre dislokationer.

Vill man anställa en stratigrafisk-tektonisk jämförelse mellan Dalformationen och den karelidiska zonen i östra Finland, finner man, att den förra i övervägande grad är en klastisk bildning av littoral eller fluviatil art med blott underordnade led av mera djupakvatiska sediment, nämligen lerskifferlaget (som dock ju även för inlagrin-

gar av sandsten). Av Dalformationens totala mäktighet, c:a 2 000 m (?) skulle lerskifferlaget intaga blott c:a 400 m (?). Kalkstenar saknas helt och hållet. I östra Finland däremot hava vi en huvudmassa bestående av argillitiska skiffrar, mer eller mindre kvartsrika, därnäst komma kvartssediment (kvartsiter och arkoser) samt — ställvis till rätt anseelig mäktighet — kalkstenar och dolomiter¹. Dessa sistnämnda kunna för övrigt tänkas i betydande utsträckning hava blivit bortskurna under orogesen. Dalformationen skulle alltså mera äga en förlands-, s. a. s. nagelfluh-karaktär, vara en äkta epikontinental bildning, medan kareliderna skulle representera en hoptryckt synklinal, där hela den finkornigare sedimentmassan (flysch) satts i rörelse, flutit över och delvis uppblandats med nagelfluhbildningen. Den stora andel skiffrarna i kareliderna spelat vid massförflyttningar i riktning mot den karelska skollan, har givit denna zon en högre grad av mobilitet och plasticitet, som ju vackert kommer till uttryck i Wegmanns schematiska profiler från dessa trakter. »Verschuppung» har ägt rum eg. blott i den närmast skollranden befintliga jatuliska kvartssitzonens styvare eller fastare led, där även ofiolitmagmorna framträngt längs rörelseplanen. Hos Dalformationen träda de mobila leden i påfallande grad tillbaka. Mestadels finnas de blott som smalare zoner, längs vilka även glidningar försiggått och som resulterat i brecciebildningar. I övrigt har »Verschuppung» i mycket hög grad gjort sig gällande i samband med den kilformiga uppdelningen av urbergsunderlaget. En extrem form av dylik »Verschuppung» hava vi i de reversa överskjutningarna i W:a delen av utbredningsområdet för Dalformationen.

Angående Dalformationens relativa åldersställning i det fennoskandiska urberget har jag icke sökt bilda mig någon bestämd uppfattning. Beträffande frågans historik må hänvisas till den korta rekapitulation, som finnes hos Ljungner (a. a. sid. 30). Genom studiet av Daltektonikens fortsättning inom urberget mot norr kan väl frågan om ett ev. samband med Trysil-formationen knappast lösas, då avståndet dit torde vara något för stort. På B. Asklunds nyaste översiktskarta över Fennoskandias berggrund (Nordisk Familjebok 1927) är Dalformationen upptagen med samma beteckning som Dalasandstenen.

Såsom även de talrika vackra bottenbildningarna vidhandengiva, vilar Dalformationen med stor diskordans på urberget och dess

¹ Härvid tänka vi oss att de »kaleviska» skiffrarna W om jatuluzonen vore i huvudsak homologa, men av geosynklinalfacies, detta i motsats till den epikontinentala jatulen.

genombrytande graniter (granitkonglomeratet vid Tisselskog!). Även mot Åmålsformationen visar den förra tydlig diskordans, likaså mot den granit, som sätter upp genom denna formation. Erdmanns och Hummels (bl. »Baldersnäs») påstående, att granit skulle genomtränga Dalformationen, förnekas av Törnebohm (1883), likaså senare av Gavelin (1907) på basen av dennes undersökningar. Däremot fick Backlund¹ nyligen under en exkursion inom Dalformationen det bestämda intrycket, att granit genomsätter den undre arkosavdelningen. Författaren sökte finna rätt på den enligt Backlund avgörande observationslokalen (SE om Bäcke), men lyckades icke häri. Den bergart, som anstår i omedelbar närhet till den angivna graniten, en grov arkos med konglomerat, visade en mycket utpräglad dynamisk flytstruktur.

Dalformationen avskäres, såsom Ljungner (1927) närmare framhållit, av den subkambriska ytan. Man frågar sig, om denudationen av Dal-bergskedjan fortgått från post-Daltiden ända fram till den subkambriska, eller om den redan tidigare avslutats. I varje händelse är det tydligen fråga om bortfraktning av ofantliga belopp av detritus-tonnage, innan detta fullkomligt isolerade orogena depressionsparti avgränsades i marksnittet. Tänka vi t. ex. på det S om Dalformationen belägna urbergsområdet med dess subkambriska peneplan, och besinna att axiallutningen för Dal-strukturen här får anslås till 30°—40°, få vi väl antaga, att här icke blott hela Dalkomplexet, utan även en mäktig massa av urberget avhyvlats under post-Daltid. Ett liknande sakförhållande har tydligen ägt rum även i den norra fortsättningen av denna formation. Det är därför med en viss grad av tveksamhet man tager del av Backlunds (1928, pag. 27) huvudsakligen på mineralogisk väg tillkomna slutledningar beträffande denudationsytornas utbredning, »that the pre-Åmål landflat coincides to a considerable extent with the actual one». Om redan post-Daldenudationen framkallade en så pass betydande diskordans, måste ju denna vara ännu mycket mera anseelig beträffande post-Åmål + post-Dal. Ty att dessa diskordanser skulle lokaliseras enbart till trakten W om Vänerne, förefaller mindre sannolikt. — Med detta har jag dock ej velat ingå på någon kritik av Backlunds teori, utan blott uttalat vissa dubier beträffande dess giltighet, d. v. s. att den del av Fennoskandia, varom här är fråga, varit i hög grad stabil under prekambrisk tid. Man frågar sig om icke post-Dal-orogensen i hög grad deformerat sub-Dal-ytan, likasom även äldre ytor, vilket ock inträffat med den subjatuliska kontinentalta degradationsytan under inflytande av postjatulisk alpin orogenes i den motsatta delen av Fennoskandia.

¹ Muntligt meddelande. Jfr. även Ljungner (1927) pag. 248.

LITTERATUR.

- 1870 — Sveriges Geologiska Undersökning, Beskrifning till kartbladen 34—39.
 1870 — S. G. U., Geologisk öfversigtskarta öfver bergarterna på östra Dal. Skala 1 : 200 000. S. G. U., Ser. Ba, N:o 3.
 1883 — A. E. TÖRNEBOHM, Om Dalformationens ålder. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd VI.
 1890 — A. G. NATHORST, Jordens historia. Häfte 8, s. 586 o. f.
 1899 — G. De GEER, Om algonkisk bergskedjeveckning inom Fennoskandias gränsområden. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd XXI.
 1907 — A. GAVELIN, Om underkambriska sandstensgångar vid västra stranden av Vänern. S. G. U., Ser. C, N:o 217.
 1910 — A. G. HÖGBOM, Precambrian Geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Bd. X.
 1910 — STEN De GEER, Beskrifning till översigtskarta över mellersta Sveriges landformer. S. G. U., Ser. B a, N:o 7.
 1911 — J. J. SEDERHOLM, Fennoskandia, I. Berggrunden. Atlas öfver Finland 1910, Text till kartbladet N:o 5., sid. 11.
 1912 — A. GAVELIN, Ännu några ord om diskordanser i Fennoskandias prekambrium. Geol. Fören. Stockh. förh., Bd. XXXIV, N:o 5.
 1913 — A. G. HÖGBOM, Fennoskandia. Handbuch der regionalen Geologie, IV Band, 3 Abteilung, Heidelberg.
 1927 — ERIK LJUNGNER, Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste, Teil I u. II. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Bd XXI.
 1928 — H. G. BACKLUND, On the Stability of the Earth's Crust in Central Fennoskandia. Fennia 50, N:o 25.

Geol. min. institutet
Åbo Akademi.

DEUTSCHES REFERAT.

Der vorliegende Aufsatz ist ein kurzer Bericht der Beobachtungen und Eindrücke während einer Exkursion im Gebiet der Dalsland-Formation im Sommer 1930. Die genannte Formation, die schon in den sechziger Jahren von Seiten der Schwed. geol. Landesanstalt geologisch aufgenommen wurde (Karte im Masstab 1 : 50 000), stellt eine spätalgonkische, inmitten des Urgebirgs-terrains stark zusammengeschobene Lagerfolge dar, die vorwiegend aus epikontinentalen Sedimenten besteht und die mit der in Ostfinnland vorkommenden sog. jätulischen Formation parallelisiert worden ist. Weil der Verf. sich mit dem Studium der zuletztgenannten Formation einige Jahre beschäftigt hatte, war es ihm vom grossen Interesse die Dalsland-Formation etwas näher kennen zu lernen. — Die ihm zur Verfügung stehende Zeit war freilich keineswegs ausreichend, um sich damit vollständiger vertraut zu machen. Jedoch bekam er Einblicke in die stratigraphische Folge und in die tektonischen Baustilarten der hochinteressanten Gegend. Im Gegensatz zu der Schichtfolge der »karelidischen« Zone in Ostfinnland, wo argillitische Komponente bei weitem überwiegen und tektonisch sich an z. T. epikontinentale, detritale Bildungen, z. T. Dolomit an der Vorlandkante anschliessen, ist die Dalsland-Formation in der Hauptsache aus polymikten (vorwiegend mechanischen), detritalen Sedimenten zusammengesetzt (Konglomerat-Arkose-Grauwacke). Nur in der Mitte der Schichtfolge treten auch chemisch-mechanisch differenzierte Glieder auf, nämlich ein reiner Quarzsandstein und neben ihm Tonschiefer, der zuweilen etwas kalkig ist. Sonst fehlen Kalkstein und Dolomit, dies im Gegensatz zu den Verhältnissen in Ostfinnland. Den Diabas-Ophioliten der »karelidischen« Zone entsprechen vielleicht die in die Dalsland-Struktur eingeschobenen Glieder des »Chloritsteins« (Grünstein, zuweilen etw. verschiefert).

Die tektonischen Züge konnten wegen der spärlichen Daten der Karte über Streichen und Fallen nicht näher analysiert werden. Jedoch stellte es sich dem Verf. heraus, dass die zusammenschiebende Kraft aus WSW oder SW stammen möchte, während, als Folgeerscheinung der Zusammenpressung, im westlichen Teil des Gebietes eine reverse Überschiebung sich geltend machte. Die Faltenachsen tauchen im südlichen Teil des Gebietes ziemlich steil gegen NW unter; die post-Dal-Denudationsfläche schneidet deswegen schief und sehr tief in das Urgebirgsfundament ein. Die Mobilitätsflächen folgen im allgemeinen dem Tonschiefer, der auch meistens brekziiert ist.

Mit der Frage über die Homotaxie der Dalformation mit den anderen spätalgonkischen Bildungen Fennoskandias hat der Verf. sich nicht beschäftigt.

ÜBER EINIGE DEFORMATIONS- UND BEWEGUNGSTYPEN KRISTALLINER SCHIEFER.¹

Von

C. E. WEGMANN.

(mit 8 Fig. auf 4 Taf. und 1 Textfig.)

Die Höhen- und Tiefenräume des Grundgebirges werden zum grössten Teile von Deformationssegmenten verschiedenen Alters erfüllt; von den meisten sind uns nur noch die tieferen Teile erhalten; sie sind daher für den Gebirgsgeologen schwerer verständlich, und wurden daher später angegriffen als die erhaltenen Gebirge; manche Forscher betrachten ja jetzt noch das Grundgebirge als ein Kapitel der Petrographie. Bei richtiger Einstellung bietet aber das Grundgebirge dem Gebirgsgeologen so viele interessante Probleme von grundlegender Bedeutung, dass sich ein eingehendes Studium wohl lohnt. In einer zukünftigen Gebirgsgeologie wird die Kenntnis der alten Ketten eine grosse Rolle spielen. Um dies zu erleichtern, muss das Grundgebirge im engen Anschluss an die allgemeine Gebirgsgeologie bearbeitet werden.

Verschiedene Umstände haben ziemlich lange das Verständnis erschwert; sie mussten durch Umbildung der Untersuchungsmethoden umgangen werden. Hauptsächlich dürften daran Schuld sein:

die Tatsache, dass über der jetzigen Topographie grosse Mächtigkeiten fehlen, oft gerade diejenigen Niveaus, welche anderen, bekannteren Strukturen ähnlicher wären, und welche zu den fremderen Stilen überleiten könnten. Aus diesem Grunde herrschte lange die Meinung, dass es sich hier um ganz andere Dinge handle, ja sogar, dass es eine ubiquitäre Faltung gegeben habe.

Dann hat auch die Art des Terrains und der verhältnismässig kleinen, oft weit voneinander entfernten Aufschlüsse mehr ein Studium der im einzelnen Aufschlüsse sichtbaren Phänomene ange-regt, und so das Studium der Grosstektonik lange verhindert.

Diese Hindernisse können erst überwunden werden, wenn man nicht mehr die einzelnen Teile als solche studiert, sondern ein

¹ Nach einem Vortrage am 10. April 1930.

Deformationssegmentals Organismus betrachtet. Erst dadurch, dass diese Gesichtspunkte auf den Bau der alten Schilde angewendet werden, gelingt es, dort Gebirgsketten im Sinne der modernen Tektonik nachzuweisen.

Die einfache Forderung ist aber in der Praxis des Feldgeologen nicht immer leicht durchzuführen. Anfänge dafür sind gemacht, doch gibt es noch manche Wege und Methoden, welche noch nicht einmal in grösserem Masse auf ihre Anwendbarkeit geprüft sind. Wir haben bereits früher einige Konstruktionsmethoden (6), wie sie von der Alpengeologie auf die Verhältnisse des Grundgebirges übertragen wurden, beschrieben. Andererseits wurden verschiedene Resultate publiziert, ohne dass es immer möglich gewesen wäre, die Gesichtspunkte, nach denen gearbeitet wurde, klar zu legen; wir hoffen uns auch weiterhin den fesselnden Aufgabe widmen zu können, den durch die Svecofenniden gegebenen Gebirgstyp zu analysieren; um früheres und späteres verständlicher zu machen, möchten wir hier einige Gesichtspunkte angeben, auf welchen wir unsere Untersuchungen aufbauen, selbst auf die Gefahr hin, dass die Resultate des nächsten Sommers die Sache veraltet erscheinen lassen werden.

Die Geschichte des Präkambriums wird zu einem grossen Teile diejenige des Massenversatzes jener fernen Zeiten bleiben.

Dieser Versatz geschieht teilweise an der Erdoberfläche durch Abtragung und Auflagerung. Auf diese Art des Versatzes wurde schon lange durch Sederholm die aktualistische Betrachtungsweise angewendet; dadurch wurde das Studium wesentlich vereinfacht, da man die Erfahrungen der allgemeinen Geologie auch auf diesem Gebiete anwenden konnte. Vielleicht könnte dieser Teil der Urgebirgsforschung durch eine intensivere Heranziehung der Sedimentpetrographie vertieft werden.

Der tonnagemässig weitaus grösste Erdmassenversatz aber geschieht unter der topographischen Oberfläche durch die Krustenbewegungen und die magmatischen Bewegungen. Die ersten bilden sich verschieden ab in den Deformationssegmenten der Kettengebirge und in den Kontinentalsockeln. In der Geschichte der Urgebirgsschilde haben wir beide verzeichnet: in den älteren Zeiten finden wir eine Reihe von Deformationssegmenten; später zeigen sie uns Bewegungsbilder im Stile der Kontinentalsockel.

Sobald wir ein Deformationssegment als Organismus betrachten, lässt sich seine Beschreibung einteilen in die Darlegung

- 1) seiner inneren Beziehungen;
- 2) seiner äusseren Beziehungen;
- 3) die Verhältnisse seiner inneren zu den äusseren Beziehungen.

Die Beziehungen können, wenn wir uns vorerst auf die Beschreibung beschränken, sein:

- a) anatomischer Art; für ihre Erforschung und Beschreibung verwenden wir geometrische Methoden;
- b) stofflicher Art; mit diesen beschäftigt sich hauptsächlich die Geochemie und die Petrographie.

Aus der Untersuchung und Beschreibung eines Grundgebirgsgebietes wird sich bereits bald ergeben, dass wir nur Teile eines früheren Gebäudes vor uns haben. Damit kommen wir zur Frage der Entwicklung. In dieser sind die Tieferlegungen der topographischen Oberfläche die jüngsten, aber nicht uninteressantesten Kapitel. Um die Entwicklung des Deformationssegmentes darlegen zu können, müssen wir zuerst so gut als möglich das Ganze rekonstruieren; denn es ist klar, dass die abgetragenen Teile eine ebenso wichtige Rolle in der Entwicklung des Gebirges spielten als die erhaltenen. Die Rekonstruktion wird oft nur annähernd gelingen; sie ist unmöglich ohne die Kenntnis der Anatomie. Jeder Beschreibung der Entwicklung muss also die Untersuchung des Baues und der Versuch einer Rekonstruktion vorangehen. Dieser Gedankengang scheint einfach; auf weite Teile der Urgebirgsforschung hat er aber bis jetzt keinen Einfluss gehabt.

Die Entwicklung kann hauptsächlich auf zwei Arten dargestellt werden:

- 1) als die Auswirkung eines Spieles von Kräften und dessen Ablauf;
- 2) als eine Reihe von rekonstruierbaren Zustandsbildern, welche zu einem Bewegungsbilde zusammengefügt werden können.

So viel uns bekannt ist, weiss man in der Geologie recht wenig befriedigendes über die Kräfte, welche hier in Frage kommen. Auch die Geophysiker können uns in dieser Hinsicht wenig bieten. Dagegen sind wir weiter in der Rekonstruktion früherer Zustände, und im Zusammensetzen von Bewegungsbildern. Das letztere dürfte also

in vielen Fällen das sicherere sein. Diese Bilder stehen dann dem Geomechaniker zur Verfügung; er kann dort seine Kräfte einsetzen, und so ein dynamisches Bild erhalten. Ehe wir aber so weit sind, wird noch manche Frage zu lösen sein. Ganz abgesehen von der Grösse der wirkenden Kräfte kennt man nicht immer die Art ihrer Auswirkung. Wir wissen aus Erfahrung, dass eine langsam und eine schnell angesetzte Kraft verschiedene Wirkungen ausüben; es ist aber einstweilen schwer, wenn nicht unmöglich, diese einfache Konstatation auf die orogenen Impulse anzuwenden. Oft können wir aber die relative Geschwindigkeit der Bewegungen feststellen. In einigen Fällen lässt sich die erste Darstellungsweise anwenden, wenn es sich nicht um allzu komplizierte Kraftfelder handelt. Auch stoffliche Bewegungen wurden mit Erfolg auf die erste Weise dargestellt.

Oft wurde mit der Annahme von Gleichgewichten operiert; bei einem solchen Vorgehen dürfte man nur in ganz speziellen Fällen eine dem geschichtlichen Ablaufe sich nähernde Abbildung erhalten; denn, wenn auch Bewegung und Ungleichgewicht einander entsprechen, so ist nicht damit gesagt, dass das Gegenteil in jedem Falle wahr sei, dass da, wo keine Bewegung sei oder eine Bewegung aufgehört habe, auch Gleichgewicht herrsche. Eine Bewegung kann ohne ein Gleichgewicht erreicht zu haben durch eine andere abgelöst, resp. gebremst werden; das System ist also nie über den Gleichgewichtspunkt gegangen, sondern hat ihn lediglich eine Zeitlang als Richtungspunkt benützt. Wir dürfen Gleichgewichtszustände nur als Tendenzen benützen, und müssen erst besonders nachweisen, dass sie erreicht wurden, wenn wir die Entwicklung eines Systems durch einen solchen Zustand gehen lassen. Dies gilt sowohl für die räumliche als für die stoffliche Entwicklung.

Bei der Untersuchung setzt sich der Mensch mit seinen Masstäben in eine gewisse Beziehung zum Gebirge; daraus ergibt sich in der Praxis eine einfache Einteilung der Erscheinungen nach ihrer Grössenordnung: nämlich in

grosstektonische,
kleintektonische,
gefügliche und
mineralogische Phänomene.

Die Ausdrücke dürften ohne umständliche Erklärungen verständlich sein: grosstektonische Gebilde sind Decken, Falten, Intrusivmassen etc., welche viel grösser als der Mensch sind, welche also,

wenn nicht besonders günstige topographische Verhältnisse vorliegen, ohne Karte nicht übersehen werden können. Kleintektonische wären solche, welche in einem Aufschlusse, einem Blocke, oder einem Stücke übersehen werden können; der Massstab der gefüglichen Erscheinungen wird gegen unten bereits durch die Grösse der Mineralindividuen begrenzt. Mit den mineralogischen Erscheinungen kommen wir in noch kleinere Grössenordnungen. Die Beziehungen dieser Gruppe, welche hauptsächlich stofflicher Art erscheinen, werden in der modernen Mineralogie ebenfalls auf geometrischer, kinetischer und dynamischer Grundlage beschrieben.

Die beschriebene Einteilung nach der Grössenordnung ist wenig scharf, aber der Natur mit ihren vielen Übergängen angepasst. Sie gilt sowohl für die orogen-deformativen, als auch für die magmatisch-intrusiven, als auch für die gemischten Erscheinungen. Wenn wir die Erscheinungen genetisch betrachten, so gehört jede der Grössenordnungen zu einer bestimmten Kategorie von bewegten Einheiten; die grosstektonischen Formen entstehen durch die mehr oder weniger einheitlichen Bewegungen grosser, mechanisch meist zusammengesetzter Massen, wobei dann die einheitliche Bewegung in den verschiedenen Teilen abgelenkt oder zerlegt werden kann. Die kleintektonischen Formen entsprechen den Bewegungen der kleinen, durch Diskontinuitäten voneinander getrennten Einheiten; die gefüglichen Erscheinungen sind das Resultat von Bewegungen im Inneren derselben, und die mineralogischen endlich dasjenige des Umbaus der chemisch-physikalischen Phasen.

Alle diese Phänomene der verschiedenen Grössenordnungen und die morphogenetischen Bewegungen, welche ihnen entsprechen, sind die Erscheinungsformen des Massenversatzes. Wir sehen die eine oder die andere deutlicher, je nach dem Abstand, von dem aus wir die Sache betrachten. Da sie Erscheinungsformen ein und derselben Sache sind, so sind sie auch gesetzmässig vergesellschaftet. Für eine rationelle Erforschung der Gebirgsbewegung gilt es also: die Vergesellschaftung dieser Erscheinungen so klar zu legen, dass sie einander in möglichst vielen Fällen zugeordnet werden können. Manches darüber ist bekannt; wir möchten gerne einmal an einer anderen Stelle eine Übersicht darüber geben; doch sind gerade die Vergesellschaftungen des Grundgebirgsstiles noch wenig erforscht und beschrieben. Zwar finden wir in den Arbeiten von J. J. Sederholm eine Sammlung von kleintektonischen Bildern, welche ihresgleichen sucht; sie sind zu anderem

Zwecke gesammelt und verwendet, werden aber auch für diese Studien sehr nützlich sein.

Neben der *Vergesellschaftung* verschiedener Grössenordnung ist auch diejenige gleicher Ordnung wichtig. Die Bewegungen des Massenversatzes geschehen in verschiedenen Materialien verschieden, und bilden sich auch auf verschiedene Weise ab. Vergleichen wir die Bewegungsbilder zweier nebeneinander bewegten Materialien, so können wir wichtige Schlüsse auf die Materialeigenschaften der beiden Milieus ziehen. Die *Vergesellschaftung* gewisser Typen können wir für die Differentialdiagnose der Druck-, Temperatur- und Ausweichungsverhältnisse benützen.

Die Association von Typen gleicher oder verschiedener Grössenordnung im Raume gilt aber immer nur für eine gewisse Zeitspanne, während welcher sich die Bedingungen nicht wesentlich verändern. Bei vielen Bewegungen aber werden die Bedingungen über mehr oder weniger grosse Räume zwangsläufig verändert. Dadurch, dass z. B. ein Gestein ausgewalzt wird, bekommt es andere Eigenschaften, und wird auf dieselbe Beanspruchung anders reagieren. Noch deutlicher ist diese Aufeinanderfolge von Zuständen bei der Granitisation. Ein bestimmtes Raumelement kann also in der Zeit nacheinander verschiedene Bewegungstypen realisieren. Die Abbildungen derselben legen sich in diesem Falle übereinander und hinterlassen ein mehr oder weniger komplexes Bild. Die während eines Massenversatzes über ein Raumelement sich legenden Bewegungserscheinungen können als *Vergesellschaftung in der Zeit* gelten. Sie treten in allen aufgezählten Grössenordnungen auf.

Man sieht also, dass schon die morphogenetischen Bewegungen und ihre *Vergesellschaftungen* ein sehr weites Gebiet darstellen. Denken wir aber dann noch an die vielen möglichen Kombinationen ihrer Abbildung, so wird der Formenreichtum ein unendlicher. Um sich in dieser Formenfülle zurecht zu finden, muss man diejenigen Formen herausuchen, welche einfachen morphogenen Prozessen entsprechen, und von diesen zu reinen genetischen Linien übergehen. Oft findet man, von einem Orte mit einfachen Typen ausgehend, Serien solcher Formen und kann sie zu Gesellschaften zusammenschliessen; von diesen aus kann man dann zu den sich zeitlich überlagernden Spuren weiter gehen.

Die grosstektonischen Untersuchungsmethoden sind ziemlich ausgebaut. Hie und da ergeben sich aus den geometrischen Daten verschiedene Lösungen. Wenn man den Stil des Baues kennt, so ist es oft möglich, die eine oder andere Lösung zu eliminieren, oder

einer den Vorzug besonderer Wahrscheinlichkeit zu geben. Dafür ist es nützlich, den Stil durch die Kleintektonik bestimmen zu können.

Manche Korrelationen der Gross- und Kleintektonik wurden schon längere Zeit benützt: z. B. die Zusammenhänge der Stenglichkeiten und Fältelungen mit den Richtungen der Falten und Decken. Auch in der Intrusivtektonik sind manche Korrelationsregeln bekannt und werden bei Untersuchungen über die Tektonik und Kinetik der Intrusivkörper benützt. Die Erscheinungen der Granitisation, welche gerade in Finnland gut studiert sind, kennt man aber noch wenig von diesem Standpunkte aus. Da die Gesteine oft schon vor der Granitisation eine gewisse Geschichte hinter sich haben, sind diese zusammengesetzten Formen schwerer zu analysieren. Die verschiedenen Deformationsvarietäten ein und desselben Gesteins können auf verschiedene Art gegenüber der Granitisation reagieren; es ist daher in solchen Gegenden oft schwer, nur einigermaßen die Umrisse früherer einheitlicher Gesteinskörper zu erkennen.

Um die einzelnen Typen besser zu gliedern, könnten wir zwei extreme Entwicklungsreihen auseinander halten. Zwischen diese lassen sich die anderen einbauen.

Bei den einen liegt das Hauptgewicht auf der *L a g e n v e r ä n d e r u n g d e r e i n z e l n e n R a u m e l e m e n t e*.

Bei den anderen ist der *s t o f f l i c h e U m b a u* die Hauptsache.

Für das erste Extrem wären Reibungsbreccien ein Beispiel; für das zweite in Ruhe metasomatisierte Gesteine. Zwischen beiden gibt es alle Übergänge, welche in räumlicher und zeitlicher Vergesellschaftung variieren.

Ganz reine Typen dieser Art treten selten auf. Die meisten Deformationen werden von einem mineralischen Umbau begleitet oder gefolgt; die meisten molekularen Versätze werden von geometrischen Veränderungen begleitet, und werden in der Kleintektonik sichtbar. Die Typen mit intensiven Molekularversatz sind meistens komplizierter, da sich meist die Bewegungsart während des Prozesses veränderte, und sich im Bild verschiedene morphogenetische Bewegungen übereinander legen. Ein solches Beispiel ist nicht immer einfach zu analysieren, da sich hier über eine Molekularverlagerung noch eine Reihe anderer Bewegungen legen, welche nicht immer auf dieselbe Weise mit einander gekoppelt sind. Die Massenintrusionen sind erheblich einfacher als aktivierte Gebirgsstücke.

In den *Roches moutonnées* des Grundgebirges von Finnland sind hauptsächlich die kleintektonischen Phänomene gut studierbar.

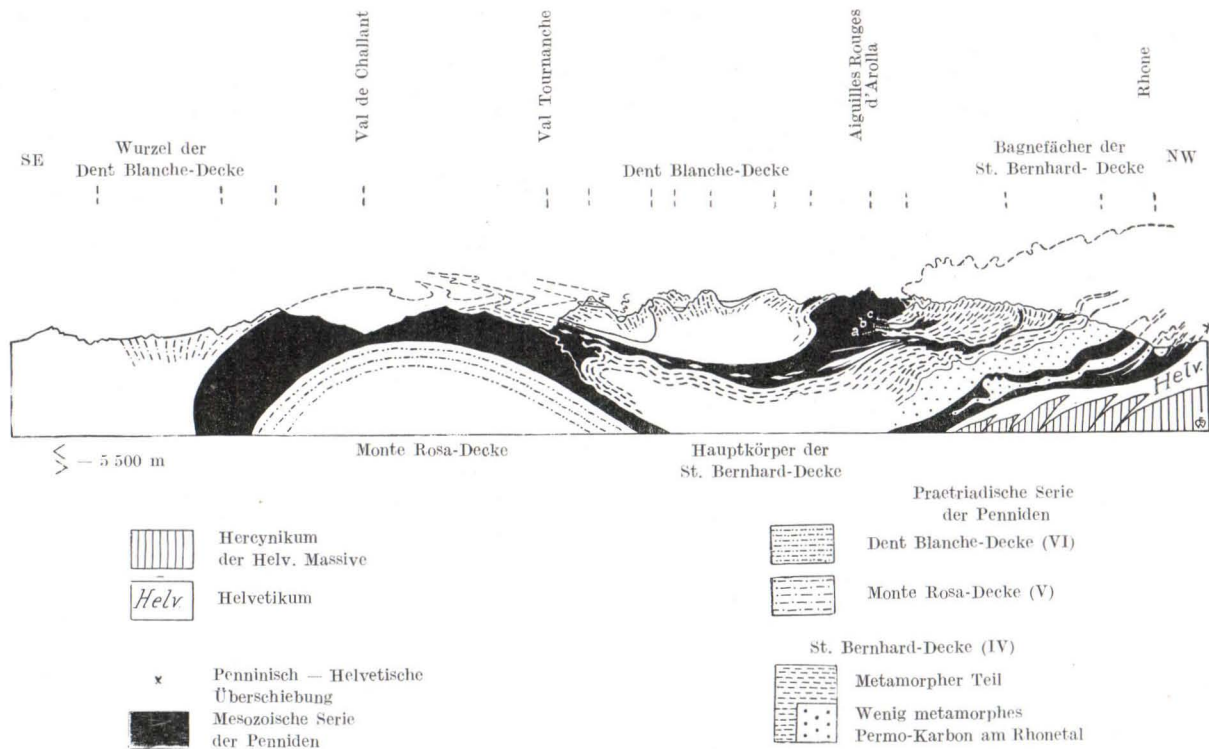
Da aber die Grosstektonik noch wenig bekannt ist, sind wir noch weit vom Verständnisse. Es wäre zu wünschen, dass die Vergesellschaftung der gross- und kleintektonischen Formen besser bekannt würde, damit man bessere Anhaltspunkte über die Stile, welche das ganze durchgegangen hat, gewänne; die Rekonstruktion der früheren Grosstektonik stösst hier auf besondere Schwierigkeiten.

In den Alpen und den skandinavischen Kaledoniden sind die Umrisse der grosstektonischen Formen einfacher und klarer. An manchen Orten treten sie auch im Gelände für den Beschauer klar hervor. Dem ist anders in dem unübersichtlichen Gelände von Fennoskandia mit seinen in allen Farben schillernden metamorphen Nuancen. Hier müssen wir meist von den kleintektonischen Beobachtungen ausgehen. Daher ist für diese Gebiete die Korrelation verschiedener Grössenordnungen in Zeit und Raum besonders wichtig. Die Untersuchungsmethode wird durch diesen Unterschied wesentlich bedingt.

Um die Korrelationen besser kennen zu lernen, müssen wir uns die Erfahrungen in anderen Gebirgen, deren Geschichte nicht ganz so kompliziert ist, und deren Grosstektonik und Bewegungsbild besser bekannt ist, zu Nutze machen. Dafür kommen in erster Linie die Alpen in Betracht, z. T. auch die skandinavischen Kaledoniden; die letzteren könnten von grösserem Nutzen für diese Studien sein, wenn man sich nicht so lange gesträubt hätte, auch auf sie modernere Gesichtspunkte anzuwenden.

Um einige dieser Ausführungen zu illustrieren, möchten wir eine Reihe von Bildern (Taf. III—VI) wiedergeben, welche uns auch für das Grundgebirge wichtig scheinen. Sie stammen aus der prä-permotriadischen Schieferserie der St. Bernhardsdecke zwischen dem Val de Bagne und dem Val d'Isérable (Wallis, Schweiz).

Dieser Complex, auch Casannaschiefer genannt (3, 4, 5, 7, 8) besteht aus einer grossen Masse von Schiefen, Grauwacken, Quarziten und Konglomeraten mit Lagern vulkanischer Gesteine, welche von Quarzporphyren bis zu ziemlich basischen Effusiven variieren. In diese Serie drang während und im Anschluss an eine prätriadische Orogenese eine Reihe von Tiefengesteinen von ultrabasischem (jetzt Serpentine und Specksteinie) bis zu granitischem und aplitischem Chemismus. Von den letzteren sind einige erst am Schlusse der Orogenese eingedrungen. Diese Tiefengesteine wandelten ihre Nebengesteine in gewissen Zonen mehr, in anderen weniger, um. Bereits deformierte Schiefer und Metabasite wurden dadurch umgewandelt. Auch karbonatische Lösungen wirkten an manchen Orten, besonders



Profilskizze der penninischen Alpen (aus [10])¹⁾. C^a 1:5 000 000.

Die Buchstaben a, b, und c stehen an der unteren Rückseite des Bagnefächers.

¹⁾ Cliché von der Soc. Neuchâteloise des Sc. nat. gütigst zur Verfügung gestellt.

im Bagnefächer, hauptsächlich auf die Prasinite, umwandelnd. Diese Lösungen waren oft eisenreich und konnten Produkte bis zu Siderit bilden; der letztere ist hie und da zu Hämatit umgewandelt. Alle diese verschiedenen Einwirkungen haben eine Fülle von verschiedenen Gesteinen geschaffen. Wir werden sie an anderer Stelle beschreiben.

Später wurde dieses erste Gebirge tief abgetragen, und über die Abtragungsfläche legten sich die permotriadischen Sedimente, und darüber die ganze Masse der sogenannten Bündnerschiefer (schistes lustrés).

Während der alpinen Faltung, mit deren Auswirkung wir uns hier befassen werden, wurden die beiden Serien, die ältere (Casanaschiefer) und die jüngere (Bündnerschiefer) zusammen deformiert. Aus den Profilen (vergl. 1, 2, 5, als Beispiel Textfig.) ersieht man, dass die Form der Bernhardsdecke keine einfache ist. Man kann ihre vorderen, nördlichen Teile in den Hauptkörper und den Bagnefächer teilen. Der Hauptkörper wird von einer ziemlich einfachen Rückenfläche begrenzt. Man kann darin die versteifende Wirkung der Intrusionen erkennen. In diesem Körper wurden grosse Massen unter geringer (z. T. sogar kleinere Raumeinheiten ohne) innerer Deformation bei der alpinen Faltung verfrachtet.

In der Nähe der Intrusivmassen wurden die darüberliegenden Schiefer oft abgeschoren und in Wülste und Anschwellungen zusammengefeigt. Diese zusammengefeigten Schiefermassen mit ihren vielen kleinen Falten bilden das Detail der Begrenzungsfläche.

Fig. 1, Taf. III zeigt eine Stelle dieser Abscherungszone. Unten sieht man Schiefer und Prasinite mit Graniten. Gegen oben werden die Zwischenräume zwischen den Scherflächen immer enger, und immer neue Generationen von Scherungen durchschneiden einander, unter immer spitzerem Winkel. In einem Zwischenstadium entsteht eine Art linsiger Stengligkeit, und Schiefer mit waffelartiger Oberfläche. Weiter oben ist alles zu einem flasrigen, leicht zerfallenden Schiefer ausgewalzt. Diese Grenze zweier, stark verschiedener Formationen könnte unter Umständen eine primäre Auflagerungsgrenze mit Diskordanz vortäuschen. Die Abscherungszone scheint auch an gewissen Orten der permotriadischen Diskordanz zu folgen. Hier dagegen ist die letztere weiter oben. Wenn die Sache eine spätere Metamorphose mit Umbau erlitten hätte, wäre es schwer abzumachen, welche Art Kontakt vorliegt. Es wäre vielleicht sogar schwer festzustellen, dass die einander so unähnlichen Gesteine zu beiden Seiten des Kontaktes dem gleichen Ausgangsmateriale entstammen. Wenn man herausfände, dass es sich um einen kinetischen

Kontakt handelt, müsste man sich vielleicht zufrieden geben, ohne seine frühere Natur zu kennen.

Mit einem solchen Resultate muss man sich vielleicht für den Kontakt der Schiefer und Granite in Nälantöjärvi (NW Iisalmi) zufrieden geben. W. W. Wilkman hatte die Freundlichkeit, uns denselben zu zeigen; er war derart kinetisch beeinflusst, dass sich an den gesehenen Stellen nichts über die primäre Natur desselben ausmachen liess.

Die Korrelation der grosstektonischen Bewegungen und der Kleintektonik mag auf einer Serie von Bildern aus dem Bagnefächer gezeigt werden. Seine Umgrenzung zeigt plastische Formen (Textfig.). Ohne eine weitgehende Beweglichkeit der Massen im Inneren konnte sie nicht zustande kommen. Wie diese Beweglichkeit erreicht wurde, mögen Fig. 2—8 zeigen.

Schon die feine Schichtung in manchen dieser Schiefer (Fig. 2) erhöhte ihre Beweglichkeit; durch die Deformation wurde sie noch ausgesprochener. Infolge der vielen Schichtflächen konnten sich die Schiefer in kleineren und grösseren Verbänden voneinander ablösen, sich falten und fälteln nach eigenem Rhythmus. Sie konnten so leicht gestaut und durchschoren werden; dadurch wurde eine weitere Stauung erleichtert. Durch diese innere Beweglichkeit, welche aus der Bilderserie besser als aus langen Erörterungen hervorgeht, kann die plastische Grossform verstanden werden.

Durch die Engmaschigkeit des Netzes der Bewegungsflächen kommen schon für Objekte der Grösse einer kleinen Felswand fließende Formen zu Stande. Für diese Teile der St. Bernhardsdecke muss die Vorstellung der Verfaltung durch Schub, mit Übertragung der Kraft als gerichteter Impuls, fallen gelassen werden und muss durch die eines ungleichen, hie und da gehemmtten Fliessens ersetzt werden. Diese Art der Erhöhung der Beweglichkeit tritt in kristallinen Schiefen der Epi- und Mesozone oft auf. Man kann sie hie und da noch in granitisierten Gebieten als Überreste früherer orogenetischer Phasen erkennen.

Fig. 2 zeigt gebänderte Casannaschiefer, wie sie an einigen Orten dieses Gebietes erhalten sind. Ihr Mineralbestand ist: Quarz, Serizit, Chlorit, saurer Plagioklas, wenig Kalifeldspat, wenig Karbonat, sowie accessorische Bestandteile und dunkles Pigment in wechselnden Mengen. Die Schiefer sind leicht gefältelt; die Faltenformen sind aber nicht diejenigen eines regelmässigen Faltenwurfes, wie wir ihn von manchen Grossformen kennen, sondern sie haben den Charakter von Staufalten. Einige derselben sind auch bereits durchschoren. An den herabgefallenen Blöcken sieht man, dass sie auf

der Schichtfläche eine Rillung oder Stengligkeit zeigen; sie zerfallen hie und da leicht in grifflige Stücke. Scherflächen in den Falten haben sich oft ein wenig geöffnet und enthalten Quarz mit wenig Karbonat.

Die Schiefer der Fig. 3 sind zuerst stärker ausgewalzt durch Gleitung in der Ebene der Schichtflächen; dabei wurden die einzelnen Schichten z. T. ausgewalzt, z. T. in linsige und fischige Fragmente aufgelöst. Die Auswalzung ging aber nicht so weit, dass man die Schichtung nicht mehr erkennen könnte. Bei der ersten Bewegung glitt der obere Teil gegenüber dem unteren gegen links, indem jede kleine Diskontinuitätsfläche einen Teil der Bewegung übernahm, bis sich weiter links ein Hindernis bemerkbar machte; dieses staute die Schiefer und zwang sie, auf anderem Wege auszuweichen. Dabei wurde das Ganze schief durchschoren.

Auf dem folgenden Bilde (Fig. 4), welches zirka 10 m tiefer aufgenommen wurde, machte sich die Stauung schon früher bemerkbar. Der Vorgang ist merklich weiter vorgeschritten. Die Scherflächen der vorigen Figur haben sich bereits zur Schieferung ausgebildet. Zwischen diesen neuen Schieferungsflächen erkennt man noch, mehr oder weniger schief dazu, die Schichtung und erste Schieferung. In einem vergrößerten Bilde würden wir sehen, dass gewisse, durch die erste Schieferung eingefasste Blätter aus den schiefgestellten Teilen einer noch früheren Schieferung bestehen. Diese letzteren bestehen aus dem Material der ursprünglich feinsten und dünnsten Schichtchen; diese sind also den mittleren und gröberen Schichten um eine Verschieferungsgeneration voraus. Diese Ungleichheit gibt dem Gesteinsbilde an manchen Orten ein chaotisches Aussehen.

Die Fig. 5 zeigt eine andere Varietät dieses Vorganges. Durch den Stau wurden die Schiefer gefältelt, und dann diese Fältelungen zum Teil verwalzt; dadurch scheint die Masse so weit homogenisiert zu sein, dass sich eine verhältnismässig regelmässige Schieferung durch das Ganze legen konnte. Gegen unten rechts tritt nur noch diese im Gesamtbilde auf. Die durch diese Schieferungsebenen getrennten Blätter bestehen allerdings aus quer und schief gestellten Resten früherer Verschieferungen; zwischen den mächtigeren und quarzreicheren liegen Blätter mit Resten früherer Verschieferungsgenerationen. Auf den jüngsten Scherzonen sammelt sich Quarz und bildet zarte Lamellen, wie man links unten sieht.

In den Schiefiern der Fig. 6 sind auch diese Lamellen gefaltet; sie haben sich zu Linsen und fischigen Körpern ausgebildet. Teils wurden ihre Bildungsräume in den Falten verändert, teils wurden

sie in Stücke gezogen und zerwalzt. Das Gesteinsbild wirkt an den meisten Stellen ziemlich chaotisch. Auf dem Bilde sieht man bereits die Andeutung einer neuen, horizontalen Scherflächenschar.

Ein Stück weiter unten sind diese neuen Scharen bereits gut ausgebildet und oft verquarzt. In den latenten Hohlräumen der Scherflächen sammelt sich Quarz mit ein wenig Karbonat und saurem Plagioklas. Dieses Material wird den Seitenschenkeln der Fältelungen entzogen, wodurch diese zusammensitzen; hauptsächlich die Stirn-umbiegungen werden daher erhalten.

Anderseits sammelt sich an den Stirnen, in und zwischen den einzelnen, ineinandergeschachtelten Stirnen dasselbe Material. Auf diese Weise werden die früheren Falten immer mehr zu Stengeln, welche mit Serizit und Chlorit bekleidet sind. Diese Stengel passen ineinander und zerfallen meistens wieder in Stengel niederer Ordnung. Auf diese Weise kommt die grosse Gelenkigkeit dieser Schiefer zustande. Daher kommt auch das holzfaserartige Aussehen solcher Gesteine.

Fig. 7 zeigt die verquarzten Verschiebungselemente einer neueren Generation als die der Fig. 6. In manchen Platten kann man einige der früheren Generationen erkennen. Im Niveau des Hammers beginnt eine neue Abscherung; diese ist in der linken oberen Hälfte schon ziemlich weit gediehen; in der rechten oberen Hälfte werden erst die Lamellen gefaltet; dadurch werden z. T. die fischförmigen Elemente, aus denen sie aufgebaut sind, auseinandergleitend über eine grössere Fläche verbreitet. Durch die frühere Aufteilung in Gleitkörper verschiedener Grössenordnung, welche durch ihre Entstehung auf verschieden gerichtete Bewegungen abgestimmt sind, wird eine hohe Allgemeinbeweglichkeit zustande gebracht. Diese ist am besten in Richtungen nahe der Axe und nimmt von dort ab.

Eine stark verquarzte Stelle eines noch weiteren Stadiums ist auf Fig. 8 abgebildet. In der Mitte und im oberen Teile sieht man ziemlich ebene, mit Quarz gefüllte Klüfte. Diese müssen einer beträchtlich jüngeren Bewegungsphase entstammen. Bei dieser wirkte der ganze Gesteinsblock als einheitliche feste Masse ohne interne Bewegung.

Die Verquarzung begleitete die ganze Deformation; aber auch nachher hielt der Quarzumbau an. Diese Metasomatose einfacher Art in einem Gesteine mit einfachem Mineralbestand könnte ein Modell für die komplizierteren Verhältnisse der Bewegung mit Granitisation geben. Oft begegnet man in den Casannaschiefern Gesteinen mit migmatitartigen Strukturen, bei denen aber die Adern

nur aus Quarz, eventuell mit Carbonat und Albit bestehen. Da sie meistens eine nicht allzu schwer entzifferbare Geschichte haben, könnten sie wesentliches zur Deutung der Bewegungsbilder granitisierter Gebiete beitragen. Manche eigentümliche Strukturen können auf diese Weise erklärt werden. Wie bei manchen Verarbeitungen in der Technik der Metalle, so ist auch bei der Metasomatose die Vorgeschichte des Materiales wichtig.

In den angeführten Beispielen haben wir einen ziemlich ausgesprochenen mineralogischen Umbau und nicht unerhebliche Stoffwanderungen. Von dieser Art bis zur Granitisation könnte man alle gradweisen Übergänge aufstellen. Dabei würden sich Zusammensetzung und chemisch-physikalischer Charakter der Lösungen ändern. Am meisten nimmt mit erhöhter Temperatur der Kaligehalt zu. Dieser ist dann nicht mehr so fest im Serizite festgelegt. Eine Erhöhung des Kaligehaltes bewirkt auch eine reichere Führung von löslichen Verbindungen desselben mit anderen Elementen in den Lösungen und daher eine vielgestaltigere Zufuhr. Diese wirken auch stärker umbauend auf das Nebengestein.

Wenn wir in den Casannaschiefern den stofflichen Bestand in eine umbaubare und eine feste Komponente teilen, so können wir, indem wir gegen internere Teile vorschreiten auch auf diesem Wege eine Brücke von den umbaubaren und wandernden Lösungen zu den granitisierenden Lösungen schlagen. Auf diesem Wege dürfte es vielleicht auch gelingen, manche Ansichten Sederholms und Holmquists über die Granitisation in Einklang zu bringen.

Auf die gefüglichen und mineralogischen Erscheinungen, welche die besprochenen Umformungen begleiten, näher einzugehen, würde sich lohnen; wir würden aber damit die uns für diesen Vortrag gesteckten Grenzen überschreiten. In unserer Beschreibung der Bernhardsdecke werden wir auf diese und manche andere Probleme in einem weiteren Rahmen zurückzukommen haben.

Mit diesen kurzen Ausführungen glauben wir wiederum gezeigt zu haben, dass das Studium der alten Deformationssegmente durch den Vergleich mit den jüngeren Gebirgsketten befruchtet werden kann, und hoffen bald einmal darlegen zu können, wie man, von der Kenntnis der alten Gebirgsrümpfe ausgehend, die jüngeren Ketten von einem anderen Standpunkte aus betrachten kann. Nur ein vergleichendes Studium von Deformationssegmenten verschiedenen Alters, verschiedenen Typs und in verschiedenen Stadien des Abbaues kann uns helfen, die Untersuchungsmethoden der Gebirgsgeologie zu verbessern und eine moderne Orokinetik aufzubauen.

LITTERATUR.

1. ARGAND, EMILE, Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1 : 500 000^e, avec 3 planches de coupes au 1 : 400 000^e et au 1 : 800 000^e, Mat. carte géol. Suisse N. S. Livr. XXVII, carte spéciale N:o 64, 1911.
2. ARGAND, EMILE, Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. géol. Helv., vol. XIV, Bâle 1916, p. 145—191, 2 pl.
3. DIAS, ANTONIO, Contribution à l'étude des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais—Suisse) et de quelques gîtes qui s'y rattachent. Thèse Lausanne, Genève 1920, 96 p., 2 fig., 4 pl.
4. TSCHOPP, HERMANN, Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis). Ecl. géol. Helv., vol. XVIII, Basel 1923, p. 77—206, 1 fig., 1 pl.
5. WEGMANN, EUGEN, Zur Geologie der St. Bernhardsdecke im Val d'Hérens (Wallis). Bull. de la soc. Neuchâteloise des sc. nat., t. 47, Neuchâtel 1923, 66 p., 2 fig., 1 pl. (mit ausführlichem Litteraturverzeichnis).
6. WEGMANN, C. E., Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. C. R. de la soc. géol. de Finlande N:o 2, Hels. 1929, p. 100—129, 9 fig., 2 pl.
7. WEGMANN, C. E., Über die Metamorphosen der Prasinite in der St. Bernhardsdecke im Wallis (Schweiz). Ecl. géol. Helv., vol. XXIII, Basel 1930, p. 683—685.
8. WOJNO, TADDEUSZ JERZY, Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). N. Jahrb., Beil. Bd. XXXIII, Stuttgart 1912, S. 136—207, 2 fig.

VERDRÄNGUNGEN IN SULPHIDMINERALIEN VON PITKÄRANTA UND OUTOKUMPU.¹

Von

AARNE LAITAKARI.

(Mit 6 Textfig. und 12 Fig. auf 2 Taf.)

Die Erze von Pitkäranta sind, wie bekannt, Skarnerze; das naheliegende grosse Rapakivigebiet ist der Urheber dieser Erzbildung (1). Die wichtigsten Erzminerale in Pitkäranta sind hauptsächlich Magnetit, Kupferkies, Zinkblende und Kassiterit.

Im NW-Teil von Pitkäranta, im alten Grubenfelde, aber sind die Erzminerale nach ihrer Häufigkeit geordnet folgende: Magnetit, Kupferkies, Zinkblende, Kassiterit, Schwefelkies, Bleiglanz, Kupferglanz, Buntkupferkies, Magnetkies (aber nie im Zusammenhang mit Buntkupferkies) und Molybdänglanz (in der Nähe von Pegmatitgängen). Im NW-Teile des alten Grubenfeldes waren die Cu-Sulphide verhältnismässig wichtige Erze, obgleich sie in anderen Teilen des Pitkärantagebiets eine viel kleinere Rolle spielten, oder doch von keiner praktischen Bedeutung waren. Als seltene Erzminerale sind noch Hämatit, Limonit, Göthit, Fahlerz, Galenobismutit (?), Tellurwismut, Kupfer, Silber und Wismut gefunden worden. Unter den begleitenden Mineralien überwiegen bei weitem Kalkmagnesia- und z. T. eisenhaltige Kalktonerdesilikate, während Magnesiasilikate, wie z. B. Serpentin, in diesem Teil von Pitkäranta nur ganz untergeordnet auftreten. Diopsid und dessen Umwandlungsprodukte (Uralit, Strahlstein, Glimmer und Chlorit, seltener Serpentin und Talk) bilden die Hauptmenge des Skarns, in dem auch Granat, Epidot, Scheelit, Fluorit und Baryt vorkommen.

In den Meyer-Gruben kommt vorwiegend Diopsidskarn vor, aber nordwestlich von den genannten Gruben ist der Skarn besonders intensiv uralitisiert, stark zersetzt und gebleicht.

Die chalkographische Untersuchung der Eisen- und Kupfer-sulphide vom NW-Teile des alten Grubenfeldes zeigt, dass in diesen Sulphiden verschiedene Umwandlungen stattgefunden haben. Bis

¹ Nach einem Vortrage am 10. April 1930.

jetzt habe ich diese Erscheinungen in den Gruben »Schwarz« im Westen, bis Grube »Toivo« im Osten konstatiert.

Diese Umwandlungen können ungezwungen in folgende Gruppen geteilt werden:

- 1) Schwefelkies wird von Kupferkies verdrängt
- 2) » » » Buntkupferkies »
- 3) » » » Kupferglanz »
- 4) Kupferkies » » Buntkupferkies »
- 5) Buntkupferkies » » Kupferglanz »
- 6) » » » Bleiglanz und Zinkblende verdrängt.



Fig. 1. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. etwa 75. Ohne Nicol. Schwefelkies (grau) wird von Kupferkies (weiss) längs Spalten verdrängt. Grube Edward Meyer. Pitkäranta.

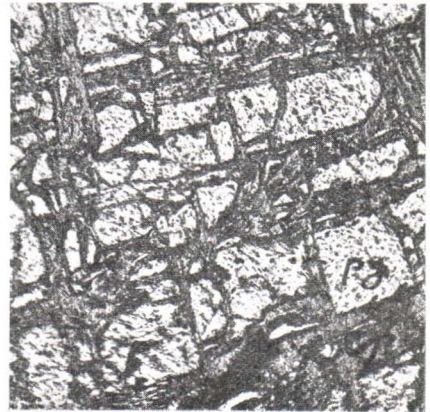


Fig. 2. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. etwa 100. Ohne Nicol. Schwefelkies (weiss, hoher Relief) wird von Kupferkies (grau) längs geraden Spalten verdrängt. Grube Edward Meyer. Pitkäranta.

Zwischen diesen Gruppen sind Übergänge vorhanden, so dass z. B. Schwefelkies gleichzeitig sowohl von Kupferkies, als auch von Buntkupferkies verdrängt werden kann u. s. w.

Magnetkies wird nie zusammen mit Buntkupferkies gefunden, der überhaupt nicht zusammen mit Magnetkies anzutreffen ist. (Vgl. 2.)

Gruppe 1. Besonders in der Grube Edw. Meyer gibt es gut ausgebildete Schwefelkieswürfel, deren Kristallflächen etwas matt aussehen. Chalkographisch wurde die Ursache dieser Mattierung sofort entdeckt. Die Schwefelkies-Kristalle sind netzartig (dreidimensional) von Kupferkies durchdrungen, sodass dann Verdrängungs-skelette zustande kommen (3), (Fig. 1 u. 2), aber die Kristallform ist

gut erhalten. Dies beruht, wenigstens teilweise, darauf dass eine dünne Schicht auf den Kristallen beinahe unverdrängt erhalten geblieben ist. In einigen Fällen lässt es sich noch gut sehen (Abb. 1, Taf. I), dass es innen in den Schwefelkies-Kristallen Teile gibt, wo die Schwefelkiessubstanz mit Ausnahme von kleinen Resten, in Kupferkies übergeführt wurde.

Die Verdrängung ist entweder längs geraden (Fig. 2) oder längs gewundenen Linien (Fig. 1) vor sich gegangen, immer aber wird zum Schluss ein netzartiges Skelett gebildet. Wenn in einem Teil die Schwefelkiessubstanz beinahe ganz verschwunden ist, so beginnt neben dem Kupferkies auch Buntkupferkies und Kupferglanz als verdrängendes Erz zu erscheinen (Abb. 2, Taf. I).

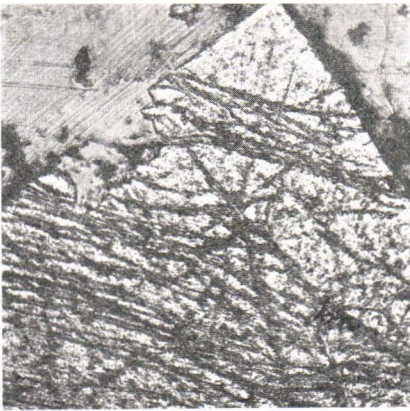


Fig. 3. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Schwefelkieskristall wird von Buntkupferkies (hellgrau, in smalen Spalten dunkel grau) verdrängt. Grube II Meyer. Pitkäranta.

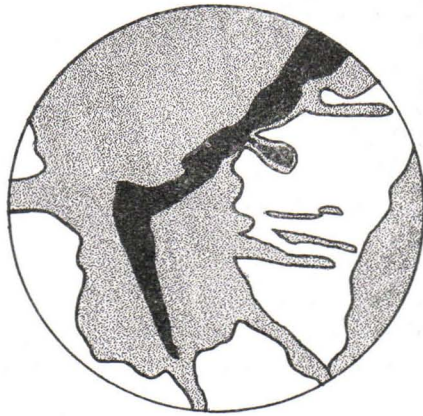


Fig. 4. Anschliff. Vergr. 70. Kupferkies (weiss) wird von Buntkupferkies (grau) verdrängt. Schwarz ist Zinkblende. Grube Toivo. Pitkäranta.

Gruppe 2. Es gibt auch Fälle (in Grube II Meyer), wo Buntkupferkies allein den Schwefelkies verdrängt, wie die Figuren 3 u. 4 und Abb. 3, Taf. I es zeigen. In Fig. 3 ist sehr gut zu sehen, wie Buntkupferkies sich in einen Schwefelkieskristall hineindrängt. In Abb. 3, Taf. I ist Buntkupferkies in einem Schwefelkieskristall netzartig ausgebreitet, also ganz wie der Kupferkies im Schwefelkies (Fig. 1) in Gruppe 1.

Gruppe 3. In der Grube »Neue Zinngrube« wird Schwefelkies von körnigem Kupferglanz (10) verdrängt. Der Kupferglanz ist also unter 91° aus deszendenden Lösungen durch Zementation auf früheren Sulphiden gebildet worden. An einigen Stellen ist Kupferglanz netzar-

tig im Schwefelkies verteilt; in anderen sind vom Schwefelkies nur noch kleine Reste übriggeblieben. (Abb. 4, Taf. I.) Zwei Systeme von Spaltrissen sind überall gut entwickelt und längs dieser hat körniger Kupferglanz den Schwefelkies verdrängt.

Gruppe 4. In den Gruben II und VI Meyer kommt ziemlich reichlich Kupferkies mit Buntkupferkies vor. Eine genauere Untersuchung zeigte, dass Buntkupferkies immer später hineingekommen ist und den Kupferkies verdrängt (Abb. 5 und 6, Taf. I). Der Buntkupferkies hat sich vorwiegend längs schmalen Spalten ausgebreitet, und die Mitte der Spalten ist etwas später mit einer chlorit- und serpentinarartigen Silikatmasse und z. T. mit Zinkblende ausgefüllt worden. Von den Hauptspalten aus verbreitet sich der Buntkupferkies wieder in feinen Lamellen in die Kupferkies-Umgebung.

Gruppe 5. Ganz auf dieselbe Weise, wie in den vorigen Fällen Kupferkies von Buntkupferkies, wird in der Gruppe 5 Buntkupferkies von Kupferglanz verdrängt (Abb. 7, Taf. II). Die Spaltmitte ist hier von einem noch nicht näher bestimmten Erz-(Sulphid?)-mineral angefüllt. Der Kupferglanz¹ dürfte einen paramorph umgewandelten, nicht lamellaren Kupferglanz darstellen. Er war also aus Lösungen über 91° regulär entstanden und beim Durchlaufen der Umwandlungstemperatur paramorph umgewandelt worden. Die lamellare Struktur wurde in diesem Fall nicht ausgebildet. (Abb. 8, Taf. II).

Gruppe 6. In dieser Gruppe verdrängt erst Buntkupferkies längs schmalen Spalten den Kupferkies, und dann, von denselben Spalten ausgehend, verdrängen Bleiglanz und Zinkblende wieder den Buntkupferkies. Bleiglanz und Zinkblende verdrängen den Buntkupferkies, ganz ebenso wie früher (Gruppe 4) beschrieben worden ist (Abb. 11, Taf. II). Zum Schluss füllt Granat in ziemlich grossen Kristallen die Spalten, wie die vorigen Abbildungen es zeigen. Auch der Granat nimmt Platz hauptsächlich auf Kosten des Buntkupferkies. Zwischen dem Buntkupferkies und Granat kommt immer Zinkblende als dünner Überzug vor, der ungefähr gleichzeitig mit Granat abgesetzt worden sein dürfte.

In diesen 6 Gruppen kommen also Eisenkupfersulphidmineralien als Serie mit zunehmender Kupfermenge von Schwefelkies und Magnetkies bis Kupferglanz vor. Nur der Covellin fehlt. Er ist nicht in Pitkäranta angetroffen worden. Ausserdem sind noch Zinkblende und Bleiglanz als verdrängende Mineralien dabei. Von Sulphidmineralien

¹ Herr Dr. A. Cissarz hat mir gütigst den Pitkärantakupferglanz in drei Anstiffen bestimmt, wofür ich Ihm hier meinen herzlichsten Dank ausspreche.

sind nur Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies primär, d. h. vor dem Verdrängungsprozess vorhanden gewesen. Die anderen Sulphidminerale, und in einigen Fällen auch der Kupferkies, sind sekundär, also während der Umwandlung hineingekommen.

In einer Sonderstellung gegen die oben beschriebenen Umwandlungsgruppen steht der Kupferglanz von der Grube Schwarz. Er gehört (nach meiner Meinung) zu der körnigen ursprünglich rhombischen Modifikation des Kupferglanzes. Er ist also unterhalb 91° entstanden. In der Grube Schwarz bildet der Kupferglanz ziemlich grosse einheitliche Massen, die im Zusammenhang mit dem Magnetit-eisenerz vorkommen. Dieses Eisenerz ist zum grössten Teil in Limonit umgewandelt worden. In der Nähe vom Kupferglanzerz ist ziemlich viel metallisches Kupfer und etwas metallisches Silber in Brauneisenerz vorhanden. Kupfer kommt in solchen Mengen vor, dass es als Kupfererz von dem Brauneisenerz seiner Zeit ausgeschieden worden ist. Auch im Kupferglanz können chalkographisch kleine Kupferkörner bei starker (etwa 1 000-mal) Vergrösserung entdeckt werden. Die Kupferglanzmasse ist ein Gemenge von Kupferglanz und Buntkupferkies (Abb. 9, Taf. II), in der Buntkupferkies längs den Korngrenzen den Kupferglanz verdrängt (Abb. 10, Taf. II). In diesem Fall kann man also nicht von einer Anreicherung sprechen, aber auch diese Verdrängung gehört zu den vorher beschriebenen, obgleich die Umwandlung hier ausnahmsweise und örtlich in entgegengesetzter Richtung stattfand. Rahmdohr (4), welcher eine ähnliche Erscheinung erwähnt, bezeichnet es als umgekehrte Zementation.

In dem zusammen mit Kupferglanz vorkommenden Zinkblende sind keine Entmischungerscheinungen beobachtet worden, aber in anderen Teilen von Pitkäranta kommt Kupferkies in Zinkblende als ein typisches Entmischungserz vor.

Kurz zusammenfassend kann man sagen, dass in Pitkäranta (NW- und mittlerer Teil des alten Grubenfeldes) durch Verdrängung hauptsächlich die Sulphiderze angereichert sind. Kupfer ist von anderswoher da zugekommen und es bildet neue kupferreichere Sulphidminerale, welche die primären verdrängen. Ähnlich ist auch zum Schluss etwas Zink und Blei hinzugekommen. Die so entstandenen Zink- und Bleiminerale, Zinkblende und Bleiglanz verdrängen früher gebildete Sulphidminerale, Buntkupferkies und Kupferkies. Örtlich findet in Grube Schwarz eine umgekehrte Zementation statt, Kupferglanz wird von Buntkupferkies verdrängt, und in der Umgebung wird metallisches Kupfer ausgeschieden.

Im alten Grubenfelde von Pitkäranta ist also das Sulphid-Erz angereichert worden und weil dort körniger Kupferglanz vorkommt, ist wenigstens ein Teil von dieser Anreicherung als deszendente Zementation unter 91° vorsichgegangen, aber weil dort auch Kupferglanz vorkommt, der über 91° entstanden ist, wurde dort auch eine Anreicherung als aszendente Verkittung gebildet (5).

Die oberflächliche Verwitterung nach der Eiszeit ist in Finnland sehr gering. Sie erreicht höchstens eine Tiefe von ein paar Metern. Desshalb muss man sich denken, dass in Pitkäranta noch etwas von der vor der Eiszeit gebildeten Zementationszone bewahrt worden ist, und weil die ursprüngliche Zementationszone sich nicht sehr tief erstreckt hat, kann man schliessen, dass die eiszeitliche Denudation hier nicht tiefer als höchstens bis in die Zementationszone gereicht hat.

ÜBER DIE UMWANDLUNG VON PYRIT IM ERZFELD VON OUTOKUMPU.

Wie bekannt enthält das Kupfererz von Outokumpu Schwefelkies in abgerundeten idiomorphen, kubischen Kristallen. Früher (6 u. 7) habe ich gezeigt, dass diese zuweilen ziemlich stark magnetisch sind



Fig. 5. Anschliff. Vergr. 60. Schwefelkieskristall (weiss) wird von Magnetkies (grau) und Kupferkies (schwarz) verdrängt. Nach einer Photographie gezeichnet. Outokumpu.

und dass sie von Magnetkies verdrängt wurden. Die Schwefelkieswürfel stellen einen Magnetkies dar, der kleine in orientierten Lage reihenförmig angeordnete Schwefelkiesskelettreste enthält. Aber die Kristallform des Schwefelkieses ist unverändert geblieben. Die Verdrängung ist in einigen Kristallen sehr weit fortgeschritten, in anderen

befindet sie sich in ihrem Anfangsstadium. Kein einziger vollständig in Magnetkies umgewandelter Kristall ist gefunden worden. (Fig. 5 u. 6 im Text und Abb, 12, Taf. II).

Später habe ich auch solche Schwefelkieskristalle gefunden, in denen nicht nur der Magnetkies, sondern auch der Kupferkies teil-



Fig. 6. Anschliff. Vergr. 100. Schwefelkieskristall (weiss) wird von Magnetkies (grau) und Kupferkies (schwarz) verdrängt. Die Kante des Schwefelkieskristalls ungefähr parallel mit der unteren Bildkante. Outokumpu.

weise den Schwefelkies verdrängt hat. Der Verdrängungsprozess hat sich hier ganz ähnlich wie in Pitkäranta abgespielt, was schon aus den Abbildungen hervorgeht. In Outokumpu ist das verdrängende Erz, entweder Magnetkies oder Magnetkies und Kupferkies zusammen, längs Spaltrissen nach dem Würfelsystem vorgeschritten.

Es ist nicht bekannt, aus welcher Tiefe die umgewandelten Schwefelkieskristalle stammen. Andere Verdrängungserscheinungen, als die hier oben beschriebenen, sind meines Wissens nicht in Outokumpuerzen beobachtet worden.

Wenn man konstatieren könnte, dass die umgewandelten Schwefelkieskristalle nur von der Zementationszone, also aus der Nähe der

Oberfläche herkommen, so müsste man wohl diese Umwandlungen als deszendente Zementation erklären. Bis jetzt hat man aber in Outokumpuerz keine in diesem Falle als geologisches Thermometer anwendbare Minerale gefunden. Die regelmässig angeordneten Skelettreste von Schwefelkies könnte man als Beweise für deszendente Verdrängungen anführen, aber diesen Merkmalen allein kann man wohl kaum genügend Beweiskraft beilegen.

In Outokumpu gibt es eine dünne, 1—2 m dicke Oxydationszone mit einem Quarzgerüste ohne Erz, und etwas tiefer liegt eine Eisenerzherhutbildung mit Limonit. Hier könnte also etwas Kupfer in Lösung gebracht worden und als Sulfat in etwas tiefere Erzzone deszendiert eingewandert sein, aber auch eine ascendente Verdrängung ist in diesem Falle möglich.

Die Schwefelkiesumwandlungen in Outokumpu sind eigentlich nicht als Anreicherungen aufzufassen, weil sie meistens in Magnetkies und nur ziemlich wenig in Kupferkies umgewandelt worden sind.

Nach Väyrynen (8) war der Schwefeldampfdruck in Outokumpuerz während der Erzbildung so hoch, dass viel Schwefelkies zusammen mit Magnetkies gebildet wurde, aber später ist der Schwefeldampfdruck so niedrig gewesen, dass ein Teil des Schwefelkieses in Magnetkies umgewandelt wurde.

Die oben beschriebene und von mir entdeckte Verkittung von Schwefelkies durch Magnetkies könnte man also auch so erklären wie Väyrynen dies getan hat, aber weil dabei auch Kupferkies als verdrängendes Erz vorkommt, muss man sich denken dass zusammen mit dieser Erscheinung kupferhaltige Lösungen in dem Erz vorhanden waren, was auch daraus hervorgeht, dass in den Pegmatitgängen, die das Erz von Outokumpu durchsetzen, auch Kupferkies reichlich neugebildet wurde (7).

LITTERATUR.

1. TRÜSTEDT, OTTO, Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 19, 1907.
2. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Genesis und Paragenesis der Sulfidminerale. Handbuch der Mineralchemie von C. Doelter, Bd. IV, S. 894—914.
3. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Mineralogische Beobachtungen in den Kupfer-, Blei-, Zink- und Vanadium-Lagerstätten des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. Senckenbergiana, Bd. II, Heft 2, Frankfurt a. M. 1920, S. 62—70.
4. RAHMDOHR, PAUL, Beobachtungen an opaken Erzen. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 34, Berlin 1924.

5. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten. Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr., 1924, S. 67—160.
6. LAITAKARI, A., Über den Schwefelkies von Outokumpu. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 85, Helsinki 1929, S. 42—43.
7. SAARIKOSKI, KAARLO, Diplomityö Outokummun malmista. Teknillisen korkeakoulun mineralogis-geologinen laitos, Helsinki 1927. Handschrift.
8. VÄYRYNEN, HEIKKI, Outokummun—Polvijärven kiisualueiden mineraali-paragenesiksesta. Teknillinen Aikakauslehti N:o 1, Helsinki 1928, S. 34—40.
9. MÄKINEN, EERO, Över geologin inom Outokumpu området. Helsingin geologisen yhdistyksen tiedonantoja 1919—1920, S. 10—17.
10. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten besonders im auffallenden Licht, Berlin 1922.
11. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Das Otavi-Bergland und seine Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol., 37. Jahrg., 1929, Heft 6, S. 85—116.
12. SCHNEIDERHÖHN, HANS, Die Erzlagerstätten des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. Metall und Erz, Jahrgang 1920 und 1921, Halle 1921.
13. CISSARZ, ARNOLD, Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. Teil I. Zinn-Wolfram- und Molybdänformationen. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Band LVI, Abt. A., 1927, S. 157—162.
14. GELJER, PER, Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. Sver. geol. Undersök. Ser. C. Avhandlingar och uppsatser N:o 321. Stockholm 1924.

BEMERKUNGEN ÜBER DR. V. TANNER'S AUFSATZ »ZUR
FRAGE DER GENESIS DER OSAR».

Von

I. LEIVISKÄ.

In der Publikation der geologischen Gesellschaft von Finnland N:o 2 hat Herr V. Tanner in seinem obenerwähnten Aufsätze mein Werk »Über die Ose Mittelfinnlands» besprochen und zuerst seine Verwunderung darüber ausgedrückt, dass mein Werk, dem ausserhalb Fennoskandiens überall gute Kritiken zu Teil wurden, bedauerliche Missverständnisse verursacht hat, die er nun angeblich beseitigen müsste. Die Stellen, die vor allem Berichtigung heischen, sind folgende:

1) der Umstand, dass kein wesentlicher Unterschied zwischen den finnischen und schwedischen Osen existiere,

2) der Umstand, dass mein Werk keine derartigen Beweise erbracht habe, welche die Auffassung von der Entstehung der Ose durch glazifluviale Sedimentablagerung erschüttern könnten.

Im ersten Punkte bin ich völlig derselben Meinung wie Dr. Tanner. Der von ihm erwähnte Kritiker in »The Geogr. Journal» hat diese Vorstellung vermutlich dadurch erhalten, dass diejenigen, welche schwedische Ose geschildert haben, die betreffenden Ose nicht als Einheit darstellten, wie ich es bei den finnischen tat, und dass jene Schreiber immer in theoretische Folgerungen verwickelt gewesen sind, was natürlich zu einer solchen Auffassung, wie sie J. W. G. hat, führen kann.

Herr Tanner glaubt das Vorhandensein der »inneren Moräne und ihre Anreicherung in Zonen parallel zur Bewegungsrichtung des Eises» damit abtun zu können, dass es in Fennoskandien »mehrere Moränenrücken» gäbe, deren Material sich schon vor ihrer Ablagerung radial angereichert habe, und erklärt, dass das unruhige Kleinrelief dieser mehr oder minder steilen und oft mit Blockanhäufungen besäten Rücken sich schroff von den Osen unterscheidet, von denen diese Rücken

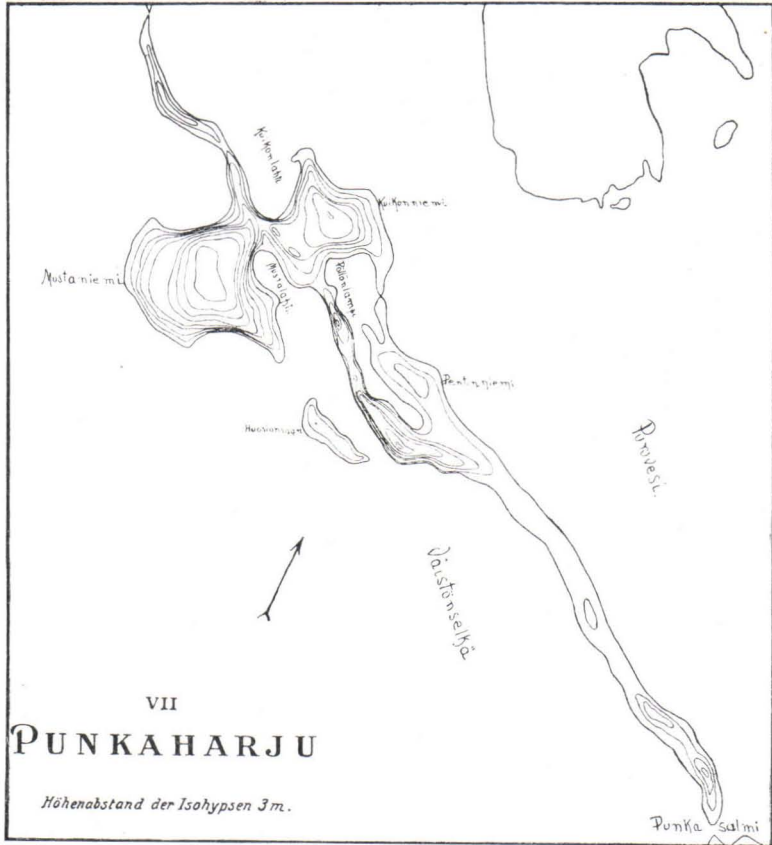
bei ihrem Auftreten im allgemeinen »gut isoliert« seien. Meiner Ansicht nach ist es sehr merkwürdig, dass die Herren Geologen in ihren Werken nicht ausführlicher radiale Moränenrücken beschrieben haben, die sehr allgemein sein dürften, denn unbestreitbaren Schlussfolgerungen gemäss hat es im Inlandeise reichlich innere Moräne gegeben, die in isländischen Gletschern so reichlich auftritt, dass die dortigen Randmoränen sich daraus gebildet haben. Der Umstand, dass die Ose, welche aus inneren Moränen aufgebaut worden sind, miteinander in distaler Richtung unter spitzen Winkeln zusammenlaufen, ist gar nicht schwerer zu erklären als das Schneiden der Bewegungsrichtungen des Gletschers unter spitzen Winkeln, was aus den Schrammen der Felsen hervorgeht, denn die sich aneinander anschliessenden Ose sind keineswegs immer gleichzeitig entstanden, sondern erst nacheinander, ganz wie die sich an die Randmoränen anschliessenden Ose meist später als die Randmoräne entstanden sind. Der Lauf der Ose gerades wegs über Berge und Täler, was ausserdem der Stromtheorie widerspricht, streitet durchaus nicht gegen die Tatsache, dass die langen Osgräben, zwischen denen steile Rücken vorkommen, nur am Eisrand entstehen können, denn sonst können sich gar nicht so schmale und lange Eisschollen ablösen, wie diejenigen waren, welche die Entstehung der Osgräben bewirkt haben.

Innere Moräne, d. h. Osmaterial gibt es auch ausserhalb der Oszüge, wie ich in meinem Werke »Der Salpausselkä« (Seite 343) erklärt habe, wenn sie auch vorzugsweise in Oszügen angehäuft ist.

In meinem Werke über die Ose habe ich die Gründe vorgebracht, auf die gestützt ich behaupten kann, dass die Ose weder durch Bodeno- noch durch Oberflächenströme entstanden sind. Um das angebliche Vorhandensein von Serpentina zu beweisen, weist Herr Tanner zwei Luftphotographien auf, aus welchen der wie die Stromserpentine sich schlängelnde Lauf der Ose hervorgehen sollte, und von denen die letztere von Punkaharju ist. Von der Karte über Punkaharju in meinem Werke über die Ose habe ich den abgebildeten Teil hier aufgenommen, aus dem ersichtlich ist, dass Herr Tanner das irreführende Bild der schief genommenen Photographie für die Stromserpentina benutzen wollte.

Es kann die Frage aufgeworfen werden, was für Kenntnisse ein solcher Beweisführer von den Serpentina hat. In meinem Werke über die Ose habe ich erklärt, dass sich die Serpentina im Eise sehr typisch gebildet hätten, wie sie auch in allen wirklichen Strömen der heutigen Inlandeise sind. Hinsichtlich der Ausspülung des Osmaterials ist es ja klar, dass der Hauptteil desselben frei von feinen Bestandteilen sein muss, weil sich das Osmaterial immer durch die Wirkung

der Schmelzwässer oder der Meeresbrandung vom Eise abgelöst hat, was auch die diskordante Struktur veranlasste, ohne dass für ihre Erklärung die hypothetischen Ströme nötig sind, von denen sich die Geologen sichtlich schwer zu trennen vermögen. Selbstverständlich



Der im Tafel VIII des Herrn Tanner abgebildete Teil des Punkaharju.

ist es auch, dass die Grenze des durch die Ausspülung losgelösten Materials gegen die unausgespülte Moräne in den meisten Fällen scharf ist, weil eben die Ausspülung den Unterschied des Materials bewirkt hat. In manchem Falle jedoch ist, wie ich in meinem Werke erklärt habe, die Grenze zwischen dem Osmaterial und der Moräne undeutlich, welcher Umstand sich garnicht den Stromhypothesen anpasst.

In meinem Werke über die Ose habe ich den Umstand betont, dass in Verbindung mit den Osen ebenso kräftige Zeugnisse der Erosion erscheinen müssten, wie die Ose Zeugnisse der mächtigen Akkumulation sind. Die Tatsache wird nicht durch die Versuche umgestossen, die Tanner u. a. gemacht haben, um das Vorhandensein der Erosionszeichen hypothetischer Ströme zu zeigen, indem sie sich bemühen, die Ose in kausale Verbindung mit den in Lappland und in anderen hohen Gegenden vorkommenden Tälern, sogar mit den Klüften zu setzen. Tatsache ist auch, dass man vergeblich unter den Osen und in deren Nähe Felsen suchen kann, bei denen die Schrammen durch die Wirkung der Erosion des vermeintlichen osbildenden Flusses weg-gewischt wären.

In seiner Kritik geht Herr Tanner jedoch nicht so weit, wie ein schwedischer Kritiker (Prof. Ahlman), dass er die genauen Beschreibungen der Ose in meinem Werke mir zum Nachteile anrechnet. Damit er und die anderen Geologen, in deren Arbeiten man umsonst exakte Angaben sucht, nicht ganz schlecht abschneiden, versucht auch Herr Tanner zu behaupten, dass ich das von mir erstrebte Ergebnis infolge meiner »Methode« angeblich nicht erreicht habe. Ich hätte über die von mir behandelten Ose geologisch-topographische Karten machen müssen, wo die drei Dimensionen des Objekts zum Ausdruck kommen. Erstens enthält mein Werk mehr Karten als irgend ein anderes Ose behandelndes Werk und zweitens könnte man glauben, dass auch Herr Tanner verstehen müsste, dass keine Karte so genau die wirkliche Form der Ose zu zeigen vermag, wie die mittels der Nivellierinstrumente hergestellten Profile, ohne die man in die Formen der Ose keine Klarheit gebracht hätte, wie ich aus meiner eigenen Erfahrung im Laufe des zwanzigjährigen Studiums der Ose wohl weiss. Weil mein Werk sowohl genaue Schilderungen als Karten und Profile aufweist, müssen daraus die drei Dimensionen wie auch die anderen Eigenschaften jedes von mir behandelten Oses vollkommen hervorgehen, und auch Herr Tanner hätte mit Hilfe meiner Karte und Schilderung über den Punkaharju auf »objektive und synoptische Weise« ein richtiges Bild erhalten können, wobei ihm der Fehltritt erspart geblieben wäre, den er durch Darstellung einer gänzlich irreführenden Luftphotographie als Zeugnis für die Serpentinien beging. Es ist sehr natürlich, dass solchen Geologen, die wohl gern von ihrem Aktualismus sprechen, welche aber nie bei ihren glazialgeologischen Forschungen Reisen in jetzige Gletschergebiete unternommen haben, meine vergleichenden Untersuchungen in Island nicht willkommen sind.

Zum Schluss beklagt Herr Tanner noch einmal, dass meine Forschungen nicht nur seine finnischen Kollegen, sondern auch skandi-

navische Geologen stören, wobei er sich selbst und jene indessen mit der Bemerkung tröstet, dass man meine »Auslegungsversuche« bei uns nicht ernst nähme. Infolgedessen will ich nicht sagen, von welchem Standpunkte ich und auch einige Andere die Auseinandersetzungen des Herrn Tanner nehmen, sondern ich begnüge mich damit, die Frage vorzulegen, wer seine Osforschung ernst genommen hat. Ich möchte den Leser auffordern, — mag er sogar ein fennoskandischer Geologe sein — meine Werke über die Ose und dann aus Tanners Werk »Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandiens nordliga delar, III, Om landisens rörelser och avsmältning i finska Lappland och angränsande trakter« (Fennia 36) den die Ose behandelnden Teil, der ziemlich ebenso umfangreich als mein Werk über die Ose ist, zu durchmustern. Es würde nicht schaden, wenn der Leser sich noch die Mühe machte zu ermitteln, auf welche Weise unsere Geologen in den Erklärungen zu den Kartenblättern der geologischen Karte Finnlands dieselben Ose geschildert und erklärt haben, die in meinem Werke beschrieben sind, denn dabei würde es sich wieder herausstellen, wie ernst die Geologen überhaupt die Osfrage genommen haben.

ERKLÄRUNGEN ZU DEN TAFELN I UND II.

- Abb. 1. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 75. Ohne Nicol. Schwefelkies (weiss) wird von Kupferkies (grau und schwarz) längs Spalten verdrängt. Der Rand des Schwefelkieskristalls ist beinahe unverdrängt, aber hinten, in der Nähe dieses Randes, ist nur kleine Verdrängungsreste von Schwefelkies übrig geblieben. Grube Edward Meyer. Pitkäranta.
- Abb. 2. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 75. Ohne Nicol. Schwefelkies (weiss, mit starkem Relief) wird von Kupferkies (weiss) und Buntkupferkies (grau) verdrängt. Grube Edward Meyer. Pitkäranta.
- Abb. 3. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Schwefelkieskristall wird von Buntkupferkies längs gewundenen Spalten verdrängt. Grube II Meyer. Pitkäranta.
- Abb. 4. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. ca 75. Ohne Nicol. Schwefelkies (weiss, mit starkem Relief) wird von Kupferglanz (weissgrau) verdrängt. Neue Zinngrube. Pitkäranta.
- Abb. 5. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Kupferkies (weiss) wird von Buntkupferkies (grau) verdrängt. Schwarz unmetallisch. Grube II Meyer. Pitkäranta.
- Abb. 6. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Kupferkies (weiss) wird von Buntkupferkies (grau) verdrängt. Die schwarze Spaltenausfüllung ist unmetallisch. Grube II Meyer. Pitkäranta.
- Abb. 7. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Buntkupferkies (grau) wird von Kupferglanz (weiss) verdrängt. Die Spaltenausfüllung (grau, mit starkem Relief) noch nicht näher bestimmtes Sulphid-mineral. Pitkäranta.
- Abb. 8. Anschliff. Geätzt mit konz. HNO_3 . Vergr. 100. Ohne Nicol. Schwefelkies (weisse Skelettreste, mit hohem Relief) wird von Kupferglanz (grau) verdrängt. Neue Zinngrube. Pitkäranta.
- Abb. 9. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 75. Ohne Nicol. Ursprünglich rhomb. körn. Kupferglanz (weiss) und Buntkupferkies (grau). Grube Schwarz. Pitkäranta.
- Abb. 10. Ein Detail von dem vorigen Anschliff. Kupferglanz (weiss) und Buntkupferkies (grau). Ungeätzt. Vergr. etwa 1 000. Ölimmersion.
- Abb. 11. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 75. Ohne Nicol. In Spalten sind Granatkristalle in der Mitte, und Zinkblende auf beiden Seiten ausgebildet. Buntkupferkies (hellgrau) verdrängt Kupferkies (im Bild nicht vorhanden). Weiss ist Bleiglanz. Pitkäranta.
- Abb. 12. Anschliff. Ungeätzt. Vergr. 100. Ohne Nicol. Schwefelkies (weiss, mit starkem Relief) wird von Magnetkies und Kupferkies verdrängt. Outokumpu.
-

ZU DEN TAFELN III—VI.

- Fig. 1. Unterhalb des Lac des Vaux (Val d'Isérable).
Fig. 2. Im Kamme zwischen Lac des Vaux (Val d'Isérable) und Tortin (Val de Neindaz).
Fig. 3—8. Im Kamme zwischen Combe de Médran und Alpe de la Tsô (Val de Bagne).
Alle Figuren nach den Aufnahmen des Verfassers.
-

TAFEL I.

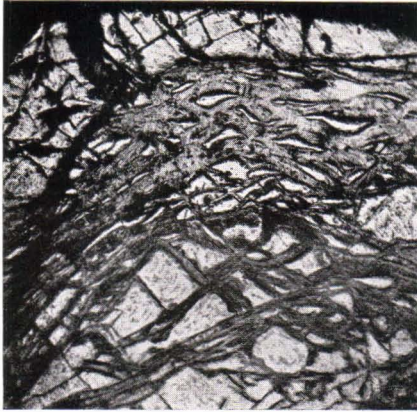


Abb. 1.

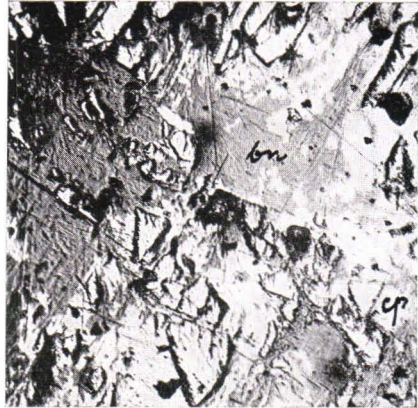


Abb. 2.

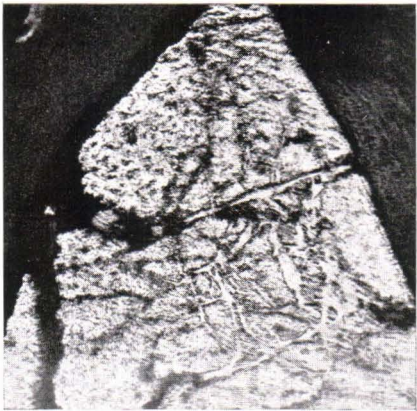


Abb. 3.

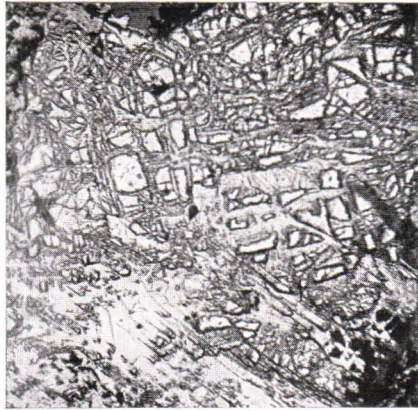


Abb. 4.

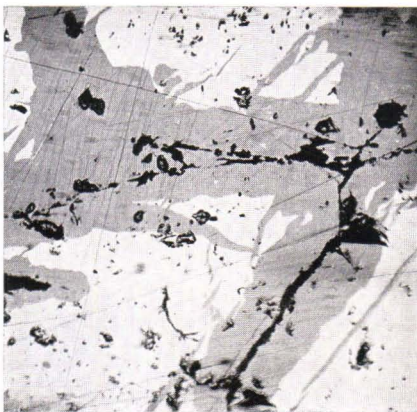


Abb. 5.

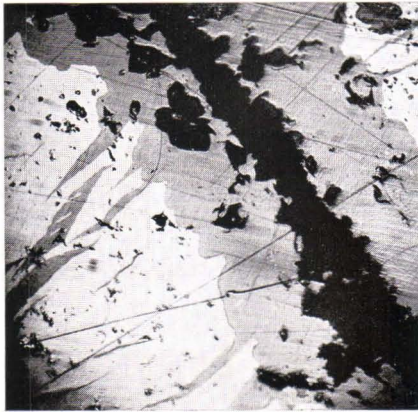


Abb. 6.

Aarne Laitakari: Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu.

TAFEL II.



Abb. 7.



Abb. 8.



Abb. 9.



Abb. 10.

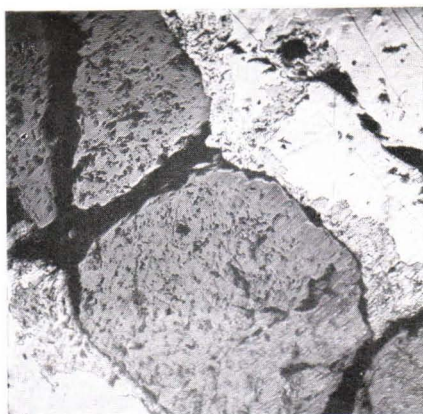


Abb. 11.



Abb. 12.

Aarne Laitakari: Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu.



Fig. 1.



Fig. 2.

C. E. Wegmann: Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer.



Fig. 3.



Fig. 4.

C. E. Wegmann: Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer.

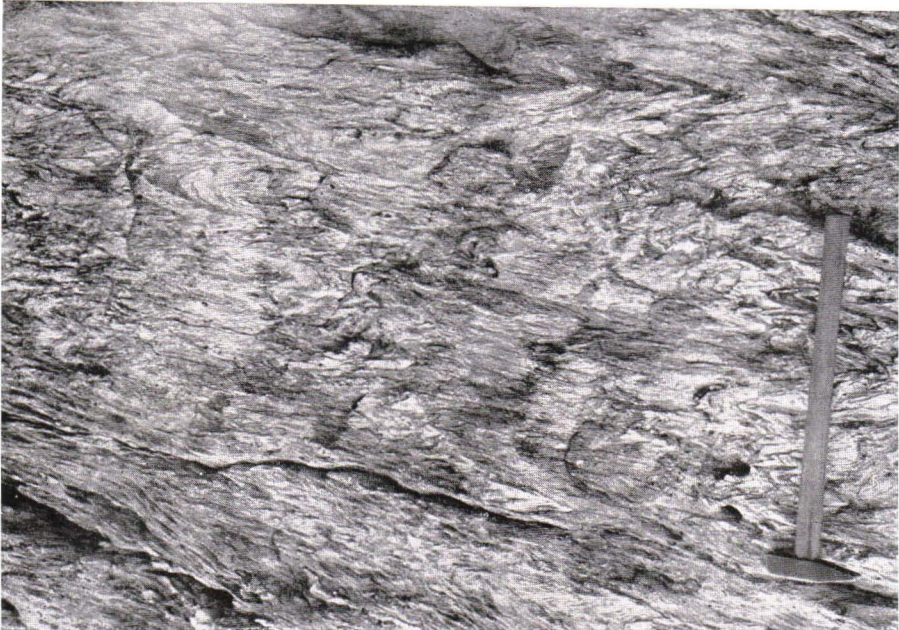


Fig. 5.



Fig. 6.

C. E. Wegmann: Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer.



Fig. 7.



Fig. 8.

C. E. Wegmann: Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer.

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 kännedomen 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 ALLIO. 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 taflo. 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 taflo 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 taflo. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Feno-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 platteckning, 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 aflagrningar, 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 tvenne 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 åsmältning 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 Syntactic 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-Ostbothniens, 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 Pellingine 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 jätulischen 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 Otravaara-gebietes 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 Nordfinnland, 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 Eismere, 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 Baröundsfiärd 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 81.	On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora, by MATTI SAURAMO and VÄINÖ AUER. With 20 figures in the text and 4 plates. March 1928.....	14:—
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:—
N:o 88.	Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias marina avlagringar, av V. TANNER. Med 84 figurer i texten och 4 tavlor. Résumé en français. September 1930	150:—
N:o 89.	Parâitra prochainement.	
N:o 90.	Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulformation, von H. HAUSEN. Mit 23 Figuren im Text, 12 Figuren auf 4 Tafeln und einer geologischen Übersichtskarte im Masstab 1:80 000. April 1930.....	50:—
N:o 91.	Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland, by J. J. SEDERHOLM With a map and 40 figures in the text. August 1930.	30:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 3. Avec 29 figures dans le texte et 3 planches. Novembre 1930..	50:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 4. Avec 12 figures dans le texte et 6 planches. Avril 1931	40:—

Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

Seuran julkaisut ilmestyvät sarjassa *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, ja jaetaan

1. kaikille jäsenille,
2. niille, jotka saavat mainitun sarjan,
3. laitoksille ja yhdistyksille, jotka haluavat julkaisujen vaihtoa.

Suomen Geologisen Seuran osoite on Helsinki, Bulevardi 29.

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

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

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

Geologiska Sällskapetets i Finland adress är Helsingfors, Boulevarden 29.

Pour devenir membre de la Société géologique de Finlande on doit être présenté par deux membres.

Les publications de la Société seront éditées dans la série *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* et seront distribuées

1. aux membres de la Société,
2. aux personnes ayant reçues la présente série,
3. aux institutions et aux associations désirant entrer en échange des publications.

S'adresser à la Société géologique: Boulevard 29, Helsinki—Helsingfors.
