

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 92

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

III

AVEC 29 FIGURES DANS LE TEXTE ET 3 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
NOVEMBRE 1930

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:º 92

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

III

AVEC 29 FIGURES DANS LE TEXTE ET 3 PLANCHES

HELSINKI — HELSINGFORS
NOVEMBRE 1930
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —
SOMMAIRE.

	Siv.
JÄSENLUETTELO — MEDLEMSFÖRTECKNING — LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1929	4
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1929.....	6
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1929	6
COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1929	7
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1929	9
SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS	13
E. H. Kranck, Die erste alpine Exkursion nordischer Geologen	13
C. E. Wegmann, Sur un nouveau conglomérat précambrien de Taipal- saari	15
Puheenjohtajan muistosanat maisteri A. H. Petrasta (kokouk- sessä 28. II. 1929)	17
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES	19
Heikki Väyrynen, Über die geologische Struktur des Erzfeldes Kammikivittunturi in Petsamo	19
V. Tanner, The Problems of the Eskers. II. The Vächer Esker, Inari, Lapland	33
W. W. Wilkman, Übersicht der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes Kajaani	40
L. H. Borgström, The Chemical Formulas of Haiyue and Cancrinite	51
C. E. Wegmann, Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge)	58
Pentti Eskola and Th. G. Sahlstein, On Astrophyllite-bearing Nephelite Syenite Gneiss found as boulder in Kiihtelysvaara, Eastern Finland	77
Pentti Eskola und Th. G. Sahlstein, Über die unvollkommene Aus- löschung einiger Amphibole	89
Pentti Eskola, On the Disintegration of Rapakivi	96
Pentti Eskola, On the Rocks of the Upper Bargousin and Namana Regions in Transbaikalia	106

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO 31. XII. 1929.
MEDLEMSFÖRTECKNING 31. XII. 1929.
LISTE DES MEMBRES 31. XII. 1929.

- Aario, L., ylioppilas, Metso 4, Viipuri.
Aarnio, B., fil. tohtori, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
Ailio, J., fil. tohtori, Töölönk. 10, Helsinki.
Aschan, J., bergsingeniör, Estnäsgr. 12, Helsingfors.
Auer, V., professori, Fredrikink. 66, Helsinki.
Backlund, H., professor, Upsala, Sverige.
Backman, A. L., fil. doktor, Vilhelmsg. 4, Helsingfors.
Barbour, G. E., professor, Yenching University, Peking, China.
Bengelsdorff, G., direktör, Södra Strandvägen 14, Helsingfors.
Blankett, H., bergsråd, Myntg. 1, Helsingfors.
Borgström, L. H., professor, Museig. 3, Helsingfors.
Brander, G., fil. magister, Idrottsg. 16, Helsingfors.
Brenner, Th., fil. magister, Järnvägsstyrelsen, Helsingfors.
Brenner, W., fil. doktor, Bergmansg. 15 B, Helsingfors.
Collet, L. W., professeur, Lab. de géologie, Genève, Suisse.
Enwald, O., tekn. ylioppilas, Fredrikink. 66 B 21, Helsinki.
Eskola, P., professori, Tehtaank. 7 E, Helsinki.
Forstén, R., ingeniör, St. Robertsg. 36—40 C, Helsingfors.
Frosterus, B., professor, Bulevarden 30, Helsingfors.
Geol.-pal. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel, Schweiz.
Granö, J. G., professori, Kauppiask. 9, Turku.
Grönros, Y., insinööri, Vänrikki Stoolink. 3 A, Helsinki.
Haapala, P., ylioppilas, Karihaara.
Hackman, V., fil. doktor, Parkg. 5, Helsingfors.
Hausen, H., professor, Åbo akademi, Åbo.
Hellaakoski, A., fil. maisteri, Museok. 34, Helsinki.
Hyyppä, K. E., ylioppilas, Lapua.
Järnefelt, H., fil. tohtori, Ritarik. 9 B, Helsinki.
Kokkonen, P., fil. tohtori, Fredrikink. 12, Helsinki.

- Korvenkontio, V. A., fil. maisteri, Eläintiet. museo, Helsinki.
- Kranck, E. H., fil. doktor, Engelplatsen 5, Helsingfors.
- Laitakari, A., fil. tohtori, Teknillinen korkeakoulu, Helsinki.
- Leiviskä, I., professori, Museok. 9, Helsinki.
- Lindberg, L., studerande, Åbovägen 31 A 6, Helsingfors.
- Linkola, K., professori, Kasvitiet. puutarha, Helsinki.
- Lokka, L., fil. tohtori, Ehrensärdintie 4—6 B, Helsinki.
- Lupander, K., studerande, Höögbergsg. 24 A, Helsingfors.
- Metzger, A. A. Th., fil. doktor, Pargas.
- Metzger, C., professor, Jungfrustigen 2 A, Helsingfors.
- Mikkola, E., fil. maisteri, Geol. toimikunta, Helsinki.
- Min.-petr. Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel, Schweiz.
- Mäkinen, E., fil. tohtori, vuori-insinööri, Outokumpu.
- Nordensvan, E. A. O., fil. maisteri, Runebergink. 17, Helsinki.
- Palmunen, M. K., vuori-insinööri, Outokumpu.
- Pehrman, G., fil. doktor, Åbo akademi, Åbo.
- Rosberg, J. E., professor, Idrottsg. 6, Helsingfors.
- Renvall, Å., studerande, Runebergsg. 54 A, Helsingfors.
- Ryselin, V., insinööri, Aleksis Kivenk. 17 C, Helsinki.
- Sahlstein, T., ylioppilas, Vironk. 1 B, Helsinki.
- Saksela, M. O., fil. tohtori, Tunturik. 18, Helsinki.
- Salminen, A., fil. maisteri, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
- Sauramo, M. R., professori, Tunturik. 4, Helsinki.
- Savolainen, E., ylioppilas, Karihaara.
- Sederholm, J. J., professor, Fredriksg. 39, Helsingfors.
- Schjerfbeck, M., fil. magister, Mikaelsg. 10, Helsingfors.
- Sihvonen, V., fil. tohtori, Meritullink. 28—30, Helsinki.
- Soikero, J. N., geologi, Geol. toimikunta, Helsinki.
- Sundell, I. G., direktör, Skeppareg. 10, Helsingfors.
- Suomalainen, A. J., fil. maisteri, Vaajakoski.
- Suominen, E., fil. maisteri, Aionk. 4, Helsinki.
- Talvitie, A. H., insinööri, Helsinki.
- Tanner, V., fil. doktor, ingeniör, Grankulla.
- Toivonen, N. J., professori, Vironk. 11 B, Helsinki.
- Tolvanen, V., fil. tohtori, Museok. 23 A, Helsinki.
- Wahl, W., professor, Mariég. 7, Helsingfors.
- Wegmann, C. E., dr. sc., zur Hagar, Schaffhausen, Schweiz.
- Wilkman, W. W., fil. maisteri, Pietarink. 2 C, Helsinki.
- Väyrynen, H., fil. tohtori, Tempelik. 13, Helsinki.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1929.

Geologisella Seuralla on v. 1929 ollut 8 kokousta, joissa pidettiin 12 esitelmää.

Vuoden kuluessa ovat jäsenistä kuolleet fil. maisteri A. H. Petra (I. II) ja fil. tohtori O. Trüstedt (11. IX). Uusiksi jäseniksi ovat liittyneet fil. maisteri E. Suominen sekä ylioppilaat P. Haapala, L. Aario, K. E. Hyypä, E. Savolainen ja Å. Renvall.

Seuran julkaisujen toinen numero on ilmestynyt paljon edellistä laajempana, 175-sivuisena niteenä. Seura on myös avustanut jäsenensä, toht. A. Laitakarin Suomen geologisen kirjallisuuden bibliografian keräystyötä ja käsikirjoituksen tekoa, joka on tullut valmiiksi. Painatusmäärärahat ovat olleet saman suuruiset kuin edellisenä vuonna, 13 000 markkaa.

Toukok. 9—14 p:nä järjesti seura geologisen retkeilyn Viroon, johon otti osaa 23 henkilöä. — Syysk. 24—25 p:nä oli prof. W. M. Goldschmidtilla, vieraillessaan maassa Helsingin Yliopiston kutsutuna, tilaisuus pitää pyynnöstä Geologiselle Seuralle 2 esitelmää: »Über die Kristallchemie» ja »Über die Geochemie der seltenen Erden».

Helsingissä, huhtikuussa 1930.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1929.

Geologiska Sällskapet har under året 1929 hållit 8 sammanträden med 12 föredrag.

Av medlemmarna hava fil. mag. A. H. Petra (I. II) och fil. dr. O. Trüstedt (11. IX) avlidit. Till nya medlemmar hava anslutit sig fil. mag. E. Suominen samt studerandena P. Haapala, L. Aario, K. E. Hyypä, E. Savolainen och Å. Renvall.

Under året har den andra nummern av Sällskapetets meddelanden utgivits, innehållande 175 sidor och betydligt utvidgad. Därjämte har Sällskapet understött det arbete, som dess medlem, dr. A. Laitakari har utfört genom att insamla material och författa manu-

skriptet till en geologisk bibliografi över Finland. Tryckningsanslagen ha varit lika med desamma i föregående år, 13 000 mark.

Den 9—14 maj anordnade Sällskapet en geologisk excursion till Estland, i vilken 23 personer deltog. — Den 24—25 september höll prof. W. M. Goldschmidt, som på inbjudning av Helsingfors Universitet vistades i landet, på Sällskapets anhållan för dess medlemmar tvänne föredrag: »Über die Kristallchemie» och »Über die Geochemie der seltenen Erden».

Helsingfors, april 1930.

COMPTE RENDU DE L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE EN 1929.

Pendant l'année 1929 la Société géologique a tenu 8 séances avec 12 conférences.

La Société a perdu les membres A. H. Petra, phil. mag., (1. II) et Otto Trüstedt, dr. phil., (11. IX), décédés pendant l'année. Elle a reçu comme membres: MM. E. Suominen, P. Haapala, L. Aario, K. E. Hyyppä, E. Savolainen et Å. Renvall.

Le second numéro des Comptes-Rendus contenant 175 pages a paru pendant l'année. La Société a soutenu le travail de son membre M. Laitakari, qui a réuni les matériaux pour une bibliographie géologique de Finlande et en a présenté un manuscrit. Le crédit pour l'impression des Comptes-Rendus accordé par l'état était comme l'année précédente de fmk. 13 000: —.

Du 9 au 14 mai la société a organisé une excursion de 23 participants en Esthonie. Lors de son séjour dans le pays M. Goldschmidt, invité par l'Université d'Helsinki, a bien voulu faire deux conférences pour les membres de la Société, l'une sur la chimie de la matière cristallisée, l'autre sur la géochimie des terres rares.

À la fin l'année 1929, la situation de la Société était la suivante:

Excédent de l'année précédente	27 241; 27
Crédit pour l'impression des C.-R.	13 000; —
Intérêts	785; 15
Cotisations	2 665; —
Tirages à part	689; —
	<hr/>
	44 380; 42
Frais d'impression	17 978; 90
Traductions et rectifications des manuscrits	900; —
Dactylographie	205; —
Contribution aux travaux bibliographiques de M. Laitakari	750; —
Couronnes mortuaires	400; —
Séances	632; —
Correspondance	606; 95
Télégrammes	66; 65
Excédent	22 840; 92
	<hr/>
	44 380; 42

Helsinki, avril 1930.

In fidem

E. Mikkola.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1929.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER
ÅRET 1929.
SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1929.

Kokous tammik. 24 pñä — Mötet den 24 jan. — Séance du 24 janvier.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Fil. toht. H. Väyrynen: Outokummun alueen tektoniikasta. —
Sur la tectonique de la région d'Outokumpu.

Esitelmä tullaan julkaisemaan Outokummun alueen kuvauksen
yhteydessä. — La conférence fera partie d'une description de la région
d'Outokumpu.

Fil. toht. A. Laitakari esitti tiedonannon Viron palavasta ki-
vestä sekä toisen unohduksiin joutuneesta M. Hisingerin lahjoitus-
rahastosta malmigeologisia tutkimuksia varten. — *M. A. Laitakari*
fait une communication sur les schistes bitumineux d'Esthonie et
sur une fondation de M. M. Hisinger, destinée aux explorations des
gîtes métallifères et oubliée pendant longtemps.

Kokous helmik. 28 pñä. — Mötet den 28 febr. — Séance du 28 février.

Puheenjohtaja lausui muutamia muistosoja Seuran kuolleesta
jäsenestä, fil. maist. A. H. Petrasta, jota kokous kunnioitti seisaal-
leen nousten.

Ordföranden yttrade minnesord till Sällskapets avlidne ledamot,
fil. mag. A. H. Petra, vars minne medlemmarna hedrade genom
uppstigning.

Le président évoque en quelques paroles le souvenir d' A. H.
Petra, membre de la Société, décédé depuis la dernière séance.
L'assemblée se lève à son honneur.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Prof. H. Hausen: Resultaten av en geologisk expedition till NW-
Argentina år 1923. — Quelques résultats d'une expedition géologi-
que dans le NW de l'Argentine en 1923.

H. Hausen: En geologisk forskningsresa till nordvästra Argentina (Puna de Salta och Jujuy) år 1923 (résumé). Geol. Fören. Stockh. Förh. 51, p. 449, 1929.

Prof. W. Wahl gav ett meddelande om »De lättflyktiga beståndsdelarna i magmat». — *M. W. Wahl* fait un communication sur les composées volatiles des magmes.

Kokous huhtik. 11 pñä — Mötet den 11 april — Séance du 11 avril.
Esitelmä — Föredrag — Conférences.

Prof. H. Hausen: Resultaten av en geologisk expedition till NW-Argentina år 1923 (fortsättning på föregående mötets föredrag). — Quelques résultats d'une expedition géologique dans le NW de l'Argentine en 1923 (continuation).

Prof. L. H. Borgström: Bergartsbildande hartsartade material. — Des matériaux résineux formant des roches.

Dr. C. E. Wegmann: Konglomerat på Taipalsaari. — Sur un nouveau conglomérat précambrien de Taipalsaari.

Résumé p. 15.

Kokous toukok. 2 pñä — Mötet den 2 maj — Séance du 2 mai.
Esitelmä — Föredrag — Conférences.

Fil. maist. W. W. Wilkman: Kuopion karttalehtialueen kivilajit. — Les roches de la feuille de Kuopio de la carte géologique de la Finlande.

Voir p. 40.

Dr. C. E. Wegmann: Om diapirismen. — Sur le diapirisme.

Voir p. 58.

Kokous toukok. 23 pñä — Mötet den 23 maj — Séance du 23 mai.
Esitelmä — Föredrag — Conférences.

Fil. dr. V. Tanner: Den epirogenetiska rörelsens natur. — Sur la nature du mouvement épirogénique.

La conférence paraîtra dans le Bull. Comm. géol. Finlande, n:o 88.

Prof. W. Wahl: Nya bergartstyper från Iivaara. — Sur de nouveaux types de roches d'Iivaara.

La conférence paraîtra dans un des numéros prochains de ces C.-R.

Kokous syysk. 24 pnä — Mötet den 24 sept. — Séance du 24 septembre.

Puheenjohtaja lausui muutamia muistosanoja Seuran kuolleesta jäsenestä, toht. Otto Trüstedtistä, jonka muistoa kokous kunnioitti seisomaan nousten.

Ordföranden yttrade några minnesord över Sällskapet's avlidne ledamot, dr. Otto Trüstedt, vars minne medlemmarna hedrade genom uppstigning.

Le président évoque en quelques paroles le souvenir d'Otto Trüstedt, membre de la Société, décédé depuis la dernière séance. L'assemblée se lève à son honneur.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Prof. W. M. Goldschmidt: Über die Kristallchemie.

Kokous marrask. 14 pnä — Mötet den 14 nov. — Séance du 14 novembre.

Esitelmä — Föredrag — Conférence.

Prof. P. Eskola: Kiihtelysvaaran nefelinisyeniittilohkare. — Sur un bloc de syenite nephelinifère de Kiihtelysvaara.

Voir p. 77.

Toht. A. Laitakari esitti kaksi tiedonantoa, toisen »Suomen Kalkkikivi»-teoksen ruotsalaisesta käännöksestä, toisen Suomen geologisen kirjallisuuden luettelon painatuksen keskeyttämisestä. — *M. A. Laitakari* fait deux communications: sur l'édition suédoise de l'ouvrage sur »Les calcaires de Finlande» et: sur l'arrêt pendant l'impression de la bibliographie géologique de Finlande.

Prof. M. Sauramo näytti kappaleen uudesta, Laukaassa tavattusta pallograniitista. — *M. M. Sauramo* fait la démonstration d'un nouveau granite orbiculaire, trouvé dans la paroisse Laukaa.

Prof. P. Eskola näytti Suomelle uuden mineralin, vismuttihohteen, Orijärveltä. — *M. P. Eskola* montre un échantillon de bismutite, minéral nouveau pour la Finlande.

Fil. maist. W. W. Wilkman näytti joukon Helsingistä ottamiaan värivalokuvia. — *M. W. W. Wilkman* montre des photographies en couleurs prises à Helsinki.

Kokous jouluk. 12 pnä — Mötet den 12 dec. — Séance du 12 décembre.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1930, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi fil. toht. M. Saksela, varapuheenjohtajaksi

fil. toht. L. Lokka, sihteeriksi fil. maist. E. Mikkola ja tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1930 valdes följande personer: ordförande fil. dr. M. Saksela, vice ordf. fil. dr. L. Lokka, sekreterare 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 1930; sont nommés: président M. M. Saksela, viceprésident M. L. Lokka, secrétaire M. E. Mikkola, vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et M. W. W. Wilkman.

Esitelmiä — Föredrag — Conférences.

Prof. L. H. Borgström: Noseanens och kankrinitens formel. — Sur la formule du noséane et de la cancrinite.

Voir. p. 51.

Fil. mag. E. H. Kranck: Den nordiska geologexkursionen i Alpena år 1929. — Sur l'excursion des géologues nordiques dans les Alpes en 1929.

Résumé p. 13—15.

SELOSTUKSIA. — REFERAT. — RÉSUMÉS.

DIE ERSTE ALPINE EXKURSION NORDISCHER GEOLOGEN.

Von

E. H. KRANCK.

Einer Initiative von Herrn Dr. E. Wegmann aus Schaffhausen folgend, wurde den 10—20. Juli 1929 von Geologen der nordischen Länder eine gemeinsame Exkursion in die Schweiz unternommen, um die Hauptzüge der alpinen Tektonik im Felde kennen zu lernen, und um dieselben mit den tektonischen Verhältnissen im Urgebirge vergleichen zu können.

Während der ganzen Exkursion hatten die Teilnehmer den unschätzbaren Vorteil, einige von den hervorragendsten Tektonikern der Schweiz als Leiter zu haben, welche ihre respektiven Spezialgebiete demonstrierten. Unter den hochverehrten Geologen, welche ihre Zeit zum besten ihrer nordischen Kollegen bereitwillig opferten, ist, ausser Dr. Wegmann, vor allem zu nennen: Herr Prof. Dr. Emile Argand aus Neuchâtel und Herr Prof. Dr. A. Buxtorf aus Basel, weiter die Herren: Dr. W. Staub aus Bern, Dr. P. Beck aus Thun und Dr. H. Büttler aus Schaffhausen. Die ganze praktische Leitung der Exkursion wurde mit der altbekannten Energie und Gewohnheit von Dr. Wegmann gehandhabt.

Die nordischen Teilnehmer waren: Herr Staatsgeologe Dr. N. Magnusson aus Schweden, Dr. O. A. Broch und Konservator H. Rosen-dahl aus Norwegen, Mag. S. A. Andersen und Mag. J. P. Andersen aus Dänemark und Mag. Phil. E. Mikkola und Dr. E. H. Kranck aus Finnland. Ausserdem hatte sich Ing. E. Raguin aus Frankreich der Exkursion angeschlossen.

Die Zusammenkunft geschah in Schaffhausen im Hause Wegmann zur Hagar, das während des Aufenthaltes das gastfreundliche Hauptquartier der Exkursion war. Ein Tag wurde der Umgebung der Stadt gewidmet, wobei besonders die Quartärgeologie am Alpenrande das grosse Interesse der Exkurrenten hervorrief. — Die grossartige Gastfreundlichkeit, welche uns von der Stadt sowie von den Kantonsbehörden erwiesen wurde, wird den nordischen Geologen stets in angenehmer Erinnerung bleiben.

Von Schaffhausen wurde die Reise nach Thun fortgesetzt, wo die Exkurrenten freundlich vom Vorstand der naturwissenschaftlichen Gesellschaft in Thun empfangen wurden. Ehe die eigentliche Alpenexkursion begann, wurde von Dr. Beck ein in Thun aufbewahrtes Relief des Berner Oberlands demonstriert und die Geologie der Umgebung erklärt. Danach wurde unter Leitung von Dr. Beck eine Exkursion nach dem Niesen unternommen, um die Flyschformation zu studieren und die grossartige Aussicht über den Alpenrand anzuschauen.

Noch am selben Abend kamen die Exkurrenten in Kandersteg an. Hier wurden unter Führung von Prof. Buxtorf die schönen Profile durch die unteren helvetischen Decken im Gasterntal und die Kontaktverhältnisse mit dem Aarmassiv studiert. Dabei gab Prof. B. eine interessante Schilderung über die Baugeschichte des Lötschbergtunnels und die bei Projektieren desselben ausgeführten ausserordentlich detaillierten geologischen Untersuchungen in der Umgebung.

Nach der gelungenen Exkursion in Kandersteg wurde die Reise nach Sion im Rhônethal und von Sion hinauf ins Val d'Hérens fortgesetzt. Hier demonstrierte Dr. Wegmann den komplizierten Bau der St. Bernhardecke, welche vom Tale durchgeschnitten wird. In Arolla hatten die Exkurrenten Gelegenheit, mit der Dent Blanche-Decke Bekanntschaft zu machen. Auch die quartären Ablagerungen, welche in Folge des trockenen Klimas besonders gut erhalten sind, wurden an mehreren Orten studiert.

Die letzten Tage wurden der Umgebung von Zermatt gewidmet. Während der Reise von Visp nach letztgenanntem Ort, wurde die Strecke von V. nach Stalden über Zeneggen und Törbel zu Fuss zurückgelegt, um unter der Leitung von Dr. Staub die Tektonik und die Gesteinstypen der St. Bernhardecke in diesem Teile kennen zu lernen. — Als ein interessanter Beitrag zur Kenntnis der Weinsorten des Wallis, hatten die Exkurrenten in Zeneggen die Gelegenheit, Heidenwein zu probieren, welcher wegen der vorteilhaften, sonnigen Lage der Juraterassen im unteren Visperthal auf höherem Niveau über dem Meere wachsen kann, als irgendwo anders in Europa.

In dem klassischen Terrain von Zermatt wurden zwei ergebnisvolle Exkursionen, nach dem Gornegrat und Unter-Gabelhorn unternommen. Hier demonstrierte Prof. Argand in einigen glänzenden Vorträgen den grosszügigen und gleichzeitig komplizierten Bau der penninischen Alpen; den Teilnehmern wurde eine ausgezeichnete Gelegenheit geboten, einen Überblick über die

tektonischen Einheiten zu bekommen, welche während der vorhergehenden Tage im Detail studiert worden waren.

Den 20 Juli verabschiedeten sich die Exkurrenten in Zermatt.

Die erste Alpenexkursion der nordischen Geologen wurde allen Teilnehmern ein schönes Erlebnis, dank der grossartigen Liebenswürdigkeit und des Interesses der schweizerischen Kollegen. Der allgemeine Eindruck war, dass die Kenntnis der alpinen Tektonik unzweifelhaft das Studium des Urgebirges befördern wird, und es wurde die Hoffnung ausgesprochen, dass die erste gemeinsame Exkursion von schweizerischen und nordischen Geologen bald von anderen gefolgt werden möchte, sowohl in den Alpen als im fennoskandischen Terrain.

SUR UN NOUVEAU CONGLOMÉRAT PRÉCAMBRIEN DE TAIPALSAARI ¹

par

C. E. WEGMANN.

L'hiver passé, M. Eevert Rikkonen a trouvé dans un fossé de drainage à Haikanlahti (quelques km au N de Taipalsaari) un bloc de conglomérat qu'il prit d'abord pour un météorite. Grâce à l'aimabilité de mon ami M. A. E. Lagercrantz j'ai eu l'occasion d'étudier cette intéressante trouvaille.

C'était un bloc d'une soixantaine de kg; arrondi, mais sa surface rubéfiée montrait bien la structure du conglomérat. Les éléments dont il se composait étaient de grandeur variable; des galets de 10 cm de long aux grains de sable, tous les calibres étaient représentés. Ils ne se trouvaient pas répartis d'après leur grandeur. Les uns étaient parfaitement ronds, d'autres présentaient encore des angles émoussés. Le tout donnait l'impression d'une formation de plage.

A l'exception de quelques traces de diaclasses, la roche ne laissait voir aucun indice d'étirement, de laminage ou d'écrasement. Elle n'a donc pas subi la déformation intime accompagnant à une certaine profondeur les mouvements orogéniques.

Les éléments sont de nature différente. On remarque des morceaux de granite plus gros que le poing, dont la structure ressemble à celle des granites massifs de la région. À part

¹ Communication faite à la séance du 11 avril 1929.

quelques galets de quartzite, presque tous les éléments sont constitués par une roche verte noirâtre.

Sous le microscope, on constate dans le ciment la présence de grains de quartz, de plagioclase acide et de feldspath potassique. Les grains de quartz sont de grandeur variable, souvent ils ne sont pas entièrement arrondis. Une biotite changeante, dont les tons oscillent entre le brun et le vert s'est formée dans les interstices. Elle passe à de la chlorite. Par-ci par-là on trouve des nids de calcite ou d'épidote. L'épidote se rencontre aussi dans les nids de calcite. Cette dernière cimente quelques fentes.

Les éléments roulés appartiennent pour une très grande part à des variétés de diabases ophitiques non déformées. Là où ils ont réagi chimiquement avec le ciment, ils sont entourés d'une marge. Leurs phénocristaux de plagioclase basique, allongés pour la plupart, sont fortement altérés. A plusieurs reprises nous avons trouvé des phénocristaux de pyroxène et d'olivine entièrement transformés. La masse interstitielle est altérée en chlorite et en hématite. Il y a plusieurs variétés de diabases, les unes claires et pour la plupart aussi à grands phénocristaux, les autres foncées avec des plagioclases petits et allongés en aiguilles. On observe parfois des structures ressemblant à des sphérulites. Certains éléments semblent provenir de roches agglomératives: différentes variétés de diabases sont agglomérées dans un ciment basique; leurs contours sont coupés en discordance par la surface de l'élément roulé. À côté de ces roches volcaniques, on trouve des variétés de quartzites non déformés à structure clastique. Ils renferment dans la masse gréseuse blanche ou jaunâtre de petits fragments noirs de roches volcaniques ou de schistes. On a donc des fragments de roches reprises plusieurs fois dans des roches sédimentaires en différentes générations.

Le conglomérat est plus jeune que les derniers mouvements orogéniques à déformation intime. Il s'est formé sur une surface topographique ayant un certain relief et coupant des roches d'âge et de nature divers. Il est métamorphisé, ayant probablement subi l'influence d'une masse éruptive. La mise en place des rapakivis a permis à ce genre de métamorphisme de se manifester une dernière fois. Le faciès minéral (épidote et genre spécial de biotite qu'on rencontre en compagnie de l'épidote, aussi dans beaucoup de mylonites) plaide en faveur d'une influence du rapakivi. La structure et le métamorphisme rappellent beaucoup celui des conglomérats cam-

briens de la Hardanger Vidda décrites par M. Goldschmidt¹. Ils en diffèrent par leur teneur en calcium.

L'immense intervalle entre la déformation des Carélides et la mise en place des rapakivis nous semble être la seule place possible de ce conglomérat dans l'échelle stratigraphique: ce serait le Hoglandien de M. Sederholm⁴. Cette époque sera probablement un jour divisé en plusieurs épisodes établis d'après les différents générations de roches clastiques.

Jusqu'ici on ne connaît pas de conglomérats dans cette région. On en trouve dans la ligne de transport des glaces en Ostrobothnie. Il est peu probable que ce bloc ait pu supporter un transport aussi long. Il doit provenir de plus près. Il nous semble le plus vraisemblable qu'il occupe une position analogue à celle des conglomérats de Suursaari-Hogland^{2, 3, 4}, car sa composition a une ressemblance frappante avec la leur, comme me l'a aimablement communiqué mon ami Kranck; les diabases seraient identiques à celles qu'il a étudié à Hogland.

Puheenjohtajan Muistosanat Maisteri A. H. PetraSTA.

(Kokouksessa 28. II. 1929).

Tämän kuun 2 päivänä muutti manan majoille seuramme vanhin jäsen, maisteri August Herman Petra. Vaikka Petra ei ollutkaan ammattigeologi, oli hän sängen tunnettu geologiipiireissä ja meille geologeille läheinen. Parhaiten tunnemme hänet innokkaana mineraalien kokoilijana. Hän suoritti keräilytyönsä suurella rakkaudella ja asiantuntemuksella; hänellä oli erikoinen kyky sekä löytää mineraaleja ja että saattaa ne kauniiseen ja huoliteltuun asuun. Kiviään Petra lähetteli suuressa, ehkäpä liiankin suuressa määrin ulkomaille;

¹ GOLDSCHMIDT, V. M., Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. Vidensk. Selsk. Skrift. I. Mat.-nat. Kl., N:o 18. Kristiania (Oslo), 1912. 18 p., 5 pl.

² KRANCK, E. H., A stereogram of Suursaari (Hogland). Fennia 50, N:o 18, Helsinki—Helsingfors, 1928. 7 p., 1 pl.

³ KRANCK, E. H., Hoglands berggrund. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 51. Stockholm, 1929, p. 173—198, 10 fig.

⁴ SEDERHOLM, J. J., Om de jötniska och s. k. subjötniska bergarterna. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 49, Stockholm, 1927, p. 397—426, 5 pl., 4 fig. (avec historique et bibliographie de la question).

miltei jokaiseen kivimuseoon löysivät hänen kauniit kivensä tiensä. Suurissa sivistysmaissa ne, jos mitkään, kuitenkin olivat omiaan tekemään Suomen nimeä tunnetuksi. Petra ei koonnut ainoastaan koelma-näytteitä, vaan myös suuressa määrin harvinaisia alkuaineita sisältäviä mineraaleja. Mainittakoon, että Petra yksistään Paavosta keräsi 1 400 kg berylliä ja Kuusmiilusta ainakin saman verran. Voimme siis hyvin ymmärtää, että Suomi näin Petran ansiosta oli aikoinaan beryllin ja tantaliitin päätuottaja.

Viime aikoina ei Petraa enää näkynyt seuran toimivien jäsenten parissa, mutta varhemmin otti hän hartaasti osaa kaikkiin seuramme pyrintöihin. Muistelemme maisteri Petraa täyspainoisen päivätyön tekijänä ja mineralogian lämpimänä ystävänä.

KIRJOITUKSIA. — UPPSATSER. — ARTICLES.

I.

ÜBER DIE GEOLOGISCHE STRUKTUR DES ERZFELDES
KAMMIKIVITUNTURI IN PETSAMO. ¹

Von

HEIKKI VÄYRYNEN.

(Mit einer Karte, Tafel I, und 3 Figuren).

INHALT:

	Seite
Einleitung	20
Resultate der detaillierten Untersuchungen im Kammikivitunturi-Gebiete	22
Lagerfolge der Formationen	24
Hauptzüge der Tektonik	17
Auftreten und Genesis der Sulphiderze des Kammikivitunturi-Feldes	29

¹ Dieser Aufsatz (von einigen Teilen der »Einleitung« abgesehen) lag im letzten Frühling beim Erscheinen des zweiten Nummers von »Suomen Geologisen Seuran Julkaisuja — Comptes rendus de la Société Géologique de Finlande« (Bull. Comm. géol. Finlande N:o 87, 1929) in Korrektur als N:o 6 der »Aufsätze« fertig vor. Weil aber das Publizieren der beigegebenen geologischen Karte vom damals stellvertretenden Vorsteher der Geologischen Kommission Herrn Dr. V. Tanner nicht gestattet wurde, musste dieser Schrift von jenem Bande weggelassen. Damit wurden daselbst nur die »Anmerkungen« des Herrn V. Tanners, die er nach meinem Vortrag in der hiesigen Geologischen Gesellschaft gegen meine Auffassung richtete, veröffentlicht. Weil sie aber auf einem gründlichen Missverständnis meiner Darstellungen beruhen, worauf er schon damals von anderer Seite aufmerksam gemacht wurde, kann ich auf sie hier nicht eingehen.

EINLEITUNG.

Die geologischen Untersuchungen schreiten in dem, über 30 km breiten und über 50 km langen, ganz und gar unbewohnten und nicht kartierten Gebiete der Grünsteinsformationen von Petsamo sehr langsam vorwärts.

Von H. Hausen ist eine Übersichtsdarstellung der wichtigeren Bildungen dieses Gebietes vor zwei Jahren im »Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 76« erschienen.

Professor Hausens Aufnahmen wurden im Sommer 1922 im Auftrage der Geologischen Kommission ausgeführt.

Er hat gezeigt, dass die von Schiefen und Peridotiten zusammengesetzte Zone, der die gefundenen nickelhaltigen Kieserze sich anschliessen, als ein nach Norden konvexer Bogen beinahe halbkreisförmig das ganze Petsamogebiet von der norwegischen Grenze bis zur russischen Grenze durchzieht. Die totale Länge des Bogens ist 85 km und sein Radius ist ca. 20 km. Der Schiefer fällt auf dem ganzen Strecke gegen den Mittelpunkt des Bogens; man kann ihn in die Gegend des Porjetuoddar verlegen.

Auch die ganze Grünsteinsformation hat einen entsprechenden schalenförmigen Bau, und Hausen nimmt an, dass die Formation einen tektonischen Graben ausfüllt, in welchem die Gegend von Porjetuoddar am meisten gesunken wäre. Nach ihm sollten die Grünsteine in Form eines Lakkolits oder besser eines Lopolits in die Schiefer eingedrungen sein; einige Schollen der Schiefer sollten darin schwimmen. Eine etwas spätere Eruptionsserie stellen die am meisten basischen Gesteine, die Peridotite und Pyroxenite dar; sie treten im Zusammenhange mit der obenerwähnten bogenförmigen Schieferzone auf. Ein Anzeichen regelrechter magmatischer Differentiation sieht er darin, dass die am meisten basischen Bildungen, die Peridotite, nach ihm in den untersten Teilen des Komplexes, die sauersten (Andesite), dagegen zu oberst auf dem Porjetuoddar liegen.

In der Lagerserie der, in verschiedenen Teilen des Grünsteinmassivs eingeschlossenen Schieferlagen entdeckt er auch eine gewisse Ähnlichkeit mit den paläozoischen Ablagerungen auf dem Fischerhalbinsel; er will sie darum parallelisieren. Sonst ist diese Ansicht

vom paläozoischen Alter der Schiefer- und Grünsteinformationen der Petsamontunturit nur dadurch motiviert, dass die letzteren ein Konglomerat (Naeverskrug-Töllevi) durchsetzen; es besteht aus Geröllen der umgebenden Urgesteine.

Detaillierte Untersuchungen wurden in den Jahren 1924—26 unter der Leitung des Landesgeologen Dr. V. Tanner weiter ausgeführt. Hierbei wurden die nickelerzführenden Gebiete an der nördlichen Böschung der Petsamontunturit, der Berge Kaulatunturi, Kammikivitunturi und Ortoaiv, geologisch kartiert, ein grosser Teil derselben auch in 1:2 000 topographisch aufgenommen, mit Isohypsen für je 2 m, wobei auch alle einzelne Felsenaufschlüsse eingezeichnet wurden.

Über bedeutende Teile dieser Areale wurden weiter in den Jahren 1927—29 Elektrospektierungsarbeiten ausgeführt, grösstenteils unter der Leitung des Herrn Professors V. Ylöstalo. Auch Diamantbohrungen wurden an mehreren Orten ausgeführt.

In entfernteren Teilen des betreffenden Gebietes wurden ebenfalls geologische Streifzüge gemacht.

Im Sommer 1928 wurde mir aufgetragen, an den Erzsuchungsarbeiten in Petsamontunturit während ungefähr zwei Monaten teilzunehmen, und im J. 1929 machte ich weiter während etwa zwei Wochen hier petrographische Untersuchungen im Felde.

Bei diesen Arbeiten konnte ich, unter Benutzung der früheren Kartierungen in dem am genauesten untersuchten Gebiet, dieselben weiter ergänzen und prüfen, wobei ich z. T. zu einer modifizierten Auffassung der Gesteinsgrenzen kam.

Die frühere Kartierung erfasste jedoch nur einen 500—1000 m breiten Streifen an den nördlichen Böschungen der genannten Berge. Um ein besseres geologisches und tektonisches Bild vom Gebiete zu erlangen, wurde das Gebiet 1 500—2 000 m weiter nach Norden vom Verfasser aufgenommen. Nach der Krokiermethode wurden eine Serie von Punkten bestimmt und von diesen mit Distanztubus und Latte die Aufschlüsse eingemessen. Weil der Gesteinsgrund in diesem Gebiete viel spärlicher aufgeschlossen ist, konnte diese Kartierung nicht überall gleich detailliert wie die frühere sein.

Ogleich bei dieser Darstellung auch die früher eingesammelten Beobachtungen verwertet wurden, für deren Benutzung ich Herrn Dr. Tanner dankbar bin, sollen sie vor allem meine persönliche Auffassung ausdrücken. Sie werden hier mit der Genehmigung des Direktors der Geologischen Kommission schon vor dem Erscheinen des offiziellen Berichts veröffentlicht.

RESULTATE DER DETAILLIERTEN UNTERSUCHUNGEN
IM KAMMIKIVITUNTURI-GEBIETE.

Betrachtet man die Berge Kaulatunturi, Kammikivitunguri, den westlichen und den östlichen Ortoaiv von Norden her, so bekommt man den Eindruck von einem ziemlich einfachen und wenig gestörten geologischen Bau dieser Gegenden. Die nördlichen Abhänge der Berge fallen stufenweise ab. Die steileren Abhänge weisen zahlreiche Aufschlüsse von Eruptivgesteinen: Grünsteinen, Serpentin, Peridotiten u. s. w. auf; am Fusse der Abhänge und auf den Terrassen steht gewöhnlich Phyllit an, oft sehr spärlich aufgeschlossen. Diese Gesteine scheinen sehr ungestört von einem Berge zu den anderen zu streichen und flach gegen Süden zu fallen.

Bei den obenerwähnten detaillierten Aufnahmemarbeiten sind besonders an den Nordabhängen von Kammikivitunguri und dem westlichen Ortoaiv, wo der Gesteinsgrund am besten aufgeschlossen ist, auch beträchtliche Störungen, starke Transversalschieferungen und intensive Auffaltungen der Schiefer wahrgenommen worden.

Bei dieser eingehenden Untersuchung sind folgende Daten hervorgetreten:

1:o. Die Schiefer sind sehr allgemein, und gelegentlich sogar stark, gefältelt und die Faltenachse fällt im allgemeinen 40° — 60° gegen S. Die Abweichung von dieser Richtung in Horizontalprojektion macht öfters nur 10° — 20° gegen Südosten, seltener gegen Südwesten. Da das durchschnittliche Streichen der Schieferzonen N70E ist, steht die Faltenachse zu ihm ungefähr normal.

2:o. Von der bändertonartigen Schichtung kann man an mehreren Stellen ersehen, dass die Sohlenrichtung der Schieferschichten oft nach oben gewendet ist.

3:o. Entlang den Nordabhängen der Berge gehen mehrere, besonders in den oberen Teilen der Abhänge deutliche und lange Strecken fortlaufende flachliegende Überschiebungsflächen, auf welchen die oberen Schollen nach Norden verschoben sind, was z. B. im Kotseljoktale beweislich ist.

Die Fältelung ist besonders intensiv in der Gegend östlich der Quellen des Baches Kotseljok, wo die Schieferschichten in ausgedehnten Aufschlüssen kräftig zusammengestaucht sind. Von den anderen am besten aufgeschlossenen Stellen sind die Gegend 200 m nördlich der Basislinie + 1 000—+ 1 400 m (östlich) vom 0-Punkt am Berge Kotselvaara und nördlich der Basislinie + 2 200—+ 2 400 m vom 0-Punkt zu erwähnen.

Die südliche Achsenrichtung gilt jedoch nicht ausnahmslos. Am nordöstlichen Abhänge des Kammikivitunguri sind bedeutende Ab-

weichungen angetroffen. Ca. 300 m südlich der Basislinie + 1 900—+ 2 000 m vom 0-Punkt streicht der Schiefer N65—70°E, biegt sich aber davon in Westen und Nordwesten und schliesslich in Norden und Nordosten (N30°E) um. Das Fallen, das an der erstgenannten Stelle 60°SSE ist, ändert sich dabei so, dass es südlich bzw. südwestlich und nordwestlich wird. Steht man im Punkte + 19 050/250 S und blickt nach Südwesten, so sieht man die Schieferschichten in zahlreichen kleinen Aufschlüssen zylinderförmig umbiegen mit der Achsenrichtung S55°W und 30° vom Horizontalplan abfallend. Auf der Austrittsstelle der Achse erscheint ein kleines, ovales Peridotitmassiv. Sind nun die Schieferschichten an der erstgenannten Stelle (im Süden) in ursprünglicher Lage, so müssen sie nördlich davon umgestülpt sein, oder umgekehrt. Dieselbe Achsenrichtung ist in der Faltung auch nördlich der Basislinie + 2 200 m vom 0-Punkt angetroffen. Sie ist hier 20° S60°W. Nach diesen Beobachtungen haben wir also hier mit liegenden Falten zu tun, deren Achsenrichtung dieselbe ist wie die Streichrichtung der Schieferzone; sie ist also grundverschieden von der früher erwähnten Fältelung, welche also als eine Quersfaltung anzusehen ist.

Da man ausserdem beobachten konnte, dass sich die Sohlenrichtung der Schieferschichten bei Annäherung an die Peridotite immer diesen zuwendet, obwohl der Peridotit im Liegenden oder Hangenden der Schiefer gelegen ist, dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass die Schiefer-Peridotitzone eine Serie von über einander geschobenen, liegenden Falten darstellen kann.

Wie weiter eingehender auseinandergesetzt wird, ist die Tektonik der Gegend am leichtesten so zu verstehen, dass die Falten von Süden her aufgeschoben sind, also in derselben Richtung wie die verschiedenen kleineren und grösseren Überschiebungen.

Bei der eingehenden Untersuchung der geologischen Erscheinungsform der Peridotite fällt aber auch eine andere Eigentümlichkeit auf: Sie enden immer mit gerundeten Formen, also nicht in den üblichen Formen der Ophiolite: linsen-, fisch- oder spindelförmig. Dazu kommt, dass der Schiefer ganz konform die runden Köpfe umschmiegt. Ca. 200 m nördlich der Basislinie + 1,200 m vom 0-Punkt haben wir in der etwas östlicher noch ganz regelmässigen Achsenrichtung bedeutende Abweichungen, indem sie senkrecht werden oder sogar in nördlicher Richtung fallen. Nahe der Stelle + 1 100/200N ist die Achsenrichtung der Quersfaltung beinahe horizontal (10°S10°W) und diese Falten umschmiegen den Kopf des von Westen her ziehenden Gabbro-Peridotitmassivs.

In den zahlreichen Aufschlüssen sieht man unumstritten, dass der Schiefer, dessen Schichtung noch an jeder Stelle sichtlich ist, den runden Kopf des Massivs ganz konform umgibt. Auch zwischen dem Kammikivitunturi und dem westlichen Ortoaiv sieht man an mehreren Stellen, dass die Schiefer die runden Köpfe der Serpentinzonen oder kleineren Massive umringen. Der umgebogene oder verzweigte Verlauf der Schieferzone ist also auf die Quersaltung, nicht aber auf die Aufblätterung der Schiefer bei der Intrusion der Peridotite zurückzuführen, wie Hausen gemeint hat.

LAGERFOLGE DER FORMATIONEN.

In seinen Untersuchungen ist Hausen zum Schluss gekommen, dass die ganze Grünsteinsformation eine Gesteinsserie darstellt, welche wahrscheinlich in der Hauptsache durch eine, am Platze stattgefundene magmatische Differentiation entstanden sei. Nach dieser Ansicht hätten auch die, in das Magma eingesunkenen Schieferplatten hauptsächlich ihre ursprüngliche Lagerfolge bewahrt. Zu dieser Auffassung dürfte, ausser dem in grossen ganzen sehr regelmässigen Verlauf der Schieferzonen, auch der Umstand geführt haben, dass in den Talgängen einiger, die Zone überquerenden Flüsse Profile in die Lagerserie eingeschnitten sind, in denen die Schieferplatten, obgleich verhältnismässig dünn, sich sehr weit in die inneren Teilen der Berge fortsetzen. Einen solchen Einschnitt sieht man in der Talkluft des Baches Kotseljok.

Nimmt man aber in der Schieferzone einen liegenden Faltenbau an, so zeigen diese Beobachtungen, dass die Falten Decken von beträchtlicher Breite darstellen. Dann muss man aber auch die stratigraphischen Auffassungen bedeutend ändern. Das Übereinander geht dann in ein Nebeneinander über. Die Serie von: Konglomeraten, Quarziten, dolomitischen Kalksteinen und Phylliten dürfte also nicht eine vertikale Folge in der ursprünglichen Lagerserie darstellen sondern ist besser als eine Sedimentserie von Norden nach Süden aufzufassen. Es wäre also nicht übereinanderfolgende Faziesänderungen an derselben Stelle, sondern nebeneinander entstandene Fazies in einem grösseren Gebiete; ein Ausdruck der allgemeinen Regel, dass sich in den äusseren Teilen eines Geosynklinalgebietes gröbere Sedimente absetzen als in den inneren Teilen.

Eine eingehende Erörterung dieser Verhältnisse muss jedoch der Zukunft überlassen werden, wenn eine detaillierte Kartierung

des Gebietes oder grösserer Teile desselben zur Verfügung stehen wird.

Bei den, in der Kammikivitungengegend ausgeführten detaillierten geologischen Aufnahmearbeiten sind einige Gesichtspunkte hervorgetreten, die ohne Zweifel von Bedeutung für die zukünftigen Kartierungen im Gebiete sind. Es ist schon früher erwähnt worden, dass die Sohlenseite der Schieferschichten bei der Annäherung an den Peridotit- und Gabbrogesteinen immer diesen zugewandt ist. Diese Gesteine treten also als Kernpartien in den Deckfalten auf.

Ihre genetische Beziehung zu den Schiefeln ist dagegen schwerer an Ort und Stelle zu erklären. An einigen Stellen, insbesondere wo die Schiefer auf den Peridotiten oder Gabbros liegen, sind ihre untersten Lager gröber psammitisch, beinahe sandsteinartig, und es ist schwer eine genaue Grenze zwischen ihnen und der Unterlage zu ziehen. Solche Bildungen sieht man am nördlichen Abhange des westlichen Ortoaiv sowie auf der Basis und nördlich davon + 1 000 m vom 0-Punkt. In einigen Fällen, und insbesondere, wenn die Schiefer die Peridotit- oder Gabbrogesteine unterlagern, beobachtet man an der Grenze eine deutliche Schieferungs- oder Zerreibungszone, nach welcher ersichtlich beträchtliche Überschiebungen stattgefunden haben. An der Talwand des Baches Kotseljok hat man eine gute Gelegenheit, diese Erscheinung zu studieren; ebenso nördlich des westlichen Ortoaiv 400—600 m von der Baslinie. 100 m nördlich der Basislinie + 1 000 m vom 0-Punkt sieht es aus, als ob ein grober Gabbro an der Grenze gegen den Schiefer porphyrisch werde und zum Schluss in einen feinkörnigen Schiefer übergehe. Bei der mikroskopischen Untersuchung hat es sich aber gezeigt, dass diese Erscheinungen von unvollkommener Serpentinisierung herrühren. Deutliche Intrusivkontakte sind weder von H. Hausen noch vom Verfasser dieser Zeilen beobachtet worden. Hausen erwähnt jedoch eine Beobachtung von einer zu den Schiefeln quergestellten Kontaktlinie. Es ist jedenfalls wahrscheinlicher, dass die Gabbro-Peridotitserie in Form von ophiolitischen Intrusionen in die suprakrustalen Formationen eingedrungen sind.

Der überwiegende Teil der Grünsteine im Gebiete der Petsamontunturit weicht jedoch schon äusserlich von der Gabbro-Peridotitserie deutlich ab. Die oberste Scholle, d. h. die höchsten Teile der Berge im Gegend von Kammikivitunguri, bestehen ausschliesslich aus sehr festen gewöhnlich kleinkörnigen bis dichten grünlich grauen Diabasen. Gleichartige aber etwas gröbere Gesteine nehmen aber auch die Senke nördlich der Berge, zwischen diesen und Pääsky-pahta ein. Sie scheinen zur Dachseite der Schiefer zu gehören und

sind durch diesen vom Gabbro-Peridotit immer getrennt, wenn sie nicht sekundär durch Überschiebungen mit den letzteren zusammengebracht worden sind.

Die Beschaffenheit der obenbehandelten Diabase ist auf weiten Gebieten sehr einheitlich. Von diesen können jedoch eine Gruppe von Gesteinen unterschieden werden: es sind die tuffitischen Bildungen.

Hausen erwähnt beiläufig: »Geologisch noch nicht aufgeklärt sind tuffitische Gesteine, die unvermittelt in den nördlichen Tundren auftreten. Sie stammen von basischen Magmen». An einer anderen Stelle betont er dagegen das Fehlen der Tuffite. Nach der Erfahrung des Verfassers dieser Zeilen dürfte den tuffitischen Gesteinen eine beträchtliche Bedeutung im Bau der Grünsteinformation zukommen.

Am südlichen Strande des kleinen Sees Satsjokkumjaur, 2 km nördlich des Nordabhanges von Kammikivitunguri, erhebt sich eine Gruppe von Felsen, die aus agglomeratischem Tuffit bestehen. Das Gestein ist von licht grünlichgrauen dünnellipsoidalen Fragmenten mit dichtem Korn und von chloritschieferartigem Zement zusammengesetzt. Der an der südlichen Seite neben dem Agglomerat anstehende Grünstein ist als Mandelstein mit Kalzitmandeln ausgebildet, und ähnliche Bildungen liegen zwischen dem Agglomerat. Diese Bildung setzt sich nach Westen fort, indem ihre Breite anschwillt, bis sie sich beim Übergange des unteren Laufes vom Bache Kotseljok in zwei Zweige teilt, deren nördlicher sich gerade nach Westen gegen den See Jambertjaur fortsetzt, während der südlichere Zweig in west-südwestlicher Richtung, am nördlichen Abhang der Höhe Ala-Kuolpoaivi entlang, sich gegen das südliche Ende des Sees Kuotsjärvi zieht. An einigen Stellen sind auch pillow-artige Bildungen entwickelt.

Zwischen diesen beiden Zonarmen treten tuffitische Schiefer auf. Sie haben hier und da eine agglomeratische Struktur und bisweilen wird Diagonalschichtung angetroffen. Ähnliche Bildungen beobachtet man noch zwischen dem grösseren und dem kleineren Kolosjoki-Fluss und bis zum Strande des Kuotsjärvi, gegenüber dem Dorfe Salmijärvi.

Die oben dargelegten suprakrustalen Formationen haben einen deutlichen synklinalen Bau, weshalb sie als die oberste Abteilung in der Grünsteinformation aufgefasst werden müssen. Der von Talvia am unteren Laufe des Kolosjoki angetroffene dolomitische Kalkstein liegt auf der Fortsetzung dieser Formationen und gehört wahrscheinlich zu ihnen. Inwiefern auch die, am nordöstlichen Ende des Kuotsjärvi liegenden Zone und die, im nordöstlichen Teile der Grünstein-

formation auf beiden Seiten des Flusses Petsamonjoki auftretenden Vorkommen mit ähnlichen tuffitischen Bildungen zusammen gehören, müssen den zukünftigen systematischen Aufnahmearbeiten zur Entscheidung überlassen werden. Jedenfalls ist der agglomeratische Gürtel ein so hervortretender Zug in der Grünsteinformation, dass man ihn, soweit er sich ununterbrochen fortsetzt, als ein vorzügliches Leitlager bei den Kartierungen verfolgen kann. Da diese tuffitischen Bildungen auch quantitativ den anderen Formationen an die Seite gestellt werden können, dürfte eine genauere Kartierung dieser Bildungen von grosser Bedeutung beim Aufklären sowohl des stratigraphischen als auch des tektonischen Baues der Grünsteinformation von Petsamo sein.

HAUPTZÜGE DER TEKTONIK.

Wir sind zu dem Schlusse gekommen, dass die Grünsteinformation von Petsamo als Deckfalten von beträchtlicher Breite in nördlicher (möglicherweise in nordöstlicher) Richtung geschoben ist. Im grossen kann man zwei Faltungsfrenten: den Pääskypahta- und den Kammikivitunturi—Onkitunturi-Zug unterscheiden. Den letztgenannten Zug bildet der, im Beginne beschriebene Gürtel von Schiefen und Gabbro-Peridotit-Instrusionen mit den, daran anknüpfenden Erzvorkommen.

Wie aus der beigegefügtten Karte ersichtlich ist, kann man in der Kammikivitunturi-Gegend mehrere übereinander liegende Deckfalten unterscheiden, wenn man den Verlauf der, als Faltenkerne erscheinenden Gabbro-Peridotitzüge verfolgt. Der Ausbiss der, am meisten zusammenhängenden Scholle tritt in den mittleren Teilen der nördlichen Böschungen der Berge auf und streckt sich ununterbrochen vom östlichen Ortoaiv bis zum Kaulatunturi. An der erstgenannten Stelle erscheint ein ophitischer Gabbro, an der anderen Seite des kleinen Baches zwischen beiden Ortoaiv kommt schwarzer Serpentinperidotit vor, die Höhe nördlich des westlichen Ortoaiv besteht wiederum aus ophitischem Gabbro; aber der kleine Hügel weiter nördlich aus grobem augit- und hornblendehaltigem Serpentin. Weiter westlich folgt dann Serpentin öfters augitführend. Nach der oberen Grenze der Peridotitscholle entlang ist Gabbro ausgeschieden. An ein Paar Stellen schnürt sich die Zone stark ein.

Oberhalb und unterhalb dieser Zone haben wir noch eine Reihe von längeren oder kürzeren Gabbro-Peridotitintrusionen. Diese erscheinen als zerstückelte und gebogene Teile einer früher zusammenhängenden Zone. Weil ausserdem die Schieferschichten ganz konform diese Vorkommen oder ihre rundlichen Ende umschmiegen, können

diese nicht durch eine Aufblätterung der Schieferschichten bei der Intrusion erklärt werden. Die Zerstückelung dieser Zonen scheint in einem Ursachsverbande mit der Quersfaltung zu stehen. Dabei ist wahrscheinlich eine Bewegung gegen Osten stattgefunden.

Die obersten Gabbro-Peridotit-vorkommen sind oft nur durch ein dünnes und durchaus zerriebenes Schieferlager von der obersten Diabasscholle getrennt. Im westlichen Ortoaiv fehlt das Schieferlager auf einer Strecke gänzlich, und die überschobene Diabasscholle hat Partien von Gabbro mitgerissen und auf die darunter folgende Schieferzone gefrachtet (nördlich der Basislinie + 2 500—+ 2 600 m vom 0-Punkt). Hier fehlt auch die elektrisch leitende Zone, die immer an der primären Grenze zwischen dem Schiefer und der Gabbro-Peridotitserie vorhanden ist.

Sehr oft ist auch die untere Grenze der Gabbro-Peridotitschollen von Schieferungs- und Zerreibungszone begleitet. Östlich der Kotseljok, 350 m nördlich der Basislinie + 500 m vom 0-Punkt keilt der Schiefer unter der Gabbroscholle gegen Westen aus, und sie ist auf den Grünstein überschoben. Dieser Grünstein tritt jedoch nur als ein schmaler Streifen, am Fusse der Berge gegen das Flachland im Norden auf. Nördlich davon folgt noch eine 300—400 m breite Schieferantiklinale; der letzte sehr schmale Schieferstreifen durchzieht die Grünsteine ca. 800 m nördlich des Lagerplatzes beim Kammikivinturi (+ 1 800/500 N). Dieser Schiefer ist nur an einigen Stellen aufgeschlossen und ist sehr zerrieben. Nördlich davon, in einer isoklinalen Mulde erscheint die obere, vulkanische Abteilung der Grünsteine.

Den tektonischen Bau von Pääskypahta, ca. 8 km nördlich des Kammikivinturi, kann man aus Kenntnissen noch nicht so eingehend darlegen, wie denjenigen des letztgenannten Gebietes. Nach einigen Nachrichten tauchen auch hier Peridotite hervor; weil diese aber wahrscheinlich synorogene Intrusionen sind, ist es ungewiss, ob sie dieselbe Stellung in der Lagerserie hier eingenommen haben, wie im obenberührten Gebiet. Man kann nicht einmal sagen, ob sich die Zone von Pääskypahta weiter ausserhalb dieser Gegend erstreckt.

Auch südlicher im weiterstreckten Gebirge ist der Grünstein von Schieferstreifen durchgezogen, welche wahrscheinlich Überschiebungsflächen darstellen. Ausser den vorherrschenden Grünsteinarten hat Herr Dr. C. E. Wegmann am Kuorpkas Pillow-Lava angetroffen. Man hat also Grund, zu hoffen, dass sich auch hier die Grünsteine bei eingehender Untersuchung gliedern lassen werden.

Die tektonisch wichtige Frage nach den Altersverhältnissen der Überschiebungen und der Quersfaltungen wollen wir noch weiter im Zusammenhange mit den Erzen erörtern.

AUFTRETEN UND GENESIS DER SULPHIDERZE DES
KAMMIKIVITUNTURI-FELDES.

Nach der geologischen Erscheinungsform können in den Erzbildungen des Feldes Kammikivitunguri zwei Haupttypen unterschieden werden. Der eine Typus ist kompaktes, deutlich gebändertes Sulphiderz, das in Biegungsstellen der Schiefer an ihrer Grenze gegen die Gabbro- oder Peridotitintrusionen entstanden ist. Es ist wohl auf die besonderen Entstehungsbedingungen zurückzuführen, dass solche Erzbildungen oft an den, am engsten gebogenen Stellen zur Ausbildung gekommen sind. Aus diesem Grunde ist es verständlich, dass solche Erzvorkommen bei eingehender Untersuchung eine sehr beschränkte Erstreckung in der horizontalen Richtung (50—200 m und darunter) zeigen. Weil sie aber wahrscheinlich fischförmige Gebilde sind, kann ihre Tiefe, Erstreckung in der Achsenrichtung der Quersaltung, sehr bedeutend sein. Ähnliche Vorkommen sind in Norwegen bis zur Tiefe 600 m abgebaut worden. Die Erzmenge verbleibt auch in diesem Falle gering.

Der beste Vertreter dieses Typus ist das Vorkommen am nordöstlichen Abhange des Kammikivitunguri (+ 1 900/100 S), Fig. 1, andere Beispiele sind am Nordabhange des westlichen Ortoaiv

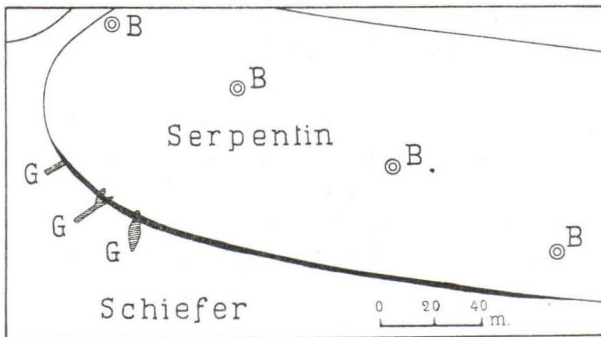


Fig. 1. Erzvorkommen am nördlichen Abhange des Kammikivitunguri. Süden nach oben. Erz = schwarz, Grabung = G, Bohrloch = B.

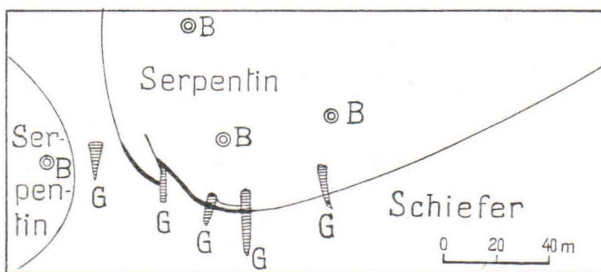


Fig. 2. Erzvorkommen am nördlichen Abhange des westlichen Ortoaiv. Süden nach oben. Zeichen wie in Fig. 1.

(+ 2 700/150 N), Fig. 2, und zwischen Ortoaiv und Kammikivitunguri. Auch das Kaulatunturi-Vorkommen enthält zum Teil kompaktes Erz.

Als zweiter Typus treten die brekziierten Erze auf, die manchmal konglomeratartig ausgebildet sind, indem sie gerollte Schiefer- oder Grünsteinfragmente in einem Magnetkieszemente eingebettet enthalten. Dieser Erztypus schliesst sich längeren Überschiebungsflächen an, und bietet wohl Möglichkeiten zu weitererstreckten Erzkörpern. So wurde bei der elektrischen Untersuchung des Vorkommens von Kaulatunturi die Existenz einer längeren, elektrisch leitenden Zone bestätigt. Leider hat sich der Nickelhalt der diesem Typus angehörigen Erze bei der chemischen Untersuchung unbeständig erwiesen. Man kann also noch nicht sagen, welche ökonomische Bedeutung ihnen zukommen wird, bevor sie eingehender untersucht sein werden.

Der am meisten charakteristische Vertreter dieses Typus ist das Vorkommen am Nordabhange des östlichen Ortoaivs (+ 4 130/40 S). Andere Beispiele dieser Art treten auf dem westlichen Ortoaiv (+ 2 600/30 S) und auf dem Kaulatunturi (— 300/300 S). Das letztgenannte Vorkommen enthält auch kompaktes Erz, wie oben angeführt wurde.

Geologisch schliessen sich die Erzbildungen meistens, jedoch nicht immer (der brekziierte Typus des östlichen Ortoaiv ausgenommen), der Gesteinsserie der Gabbro-Peridotite eng an, wie Hausen dargelegt hat. Die Erze treten in der Regel am Liegenden dieser Gesteine gegen den Schiefer auf.

Der letztere Umstand steht wohl damit im Zusammenhang, dass eben dieser Grenze entlang bedeutende Bewegungen stattgefunden haben. Weil auch die erwähnten grösseren Überschiebungen mit Sulphidbildung verbunden sind, scheint die Erzbildung zeitlich mit diesen Bewegungen parallelisiert werden zu dürfen. Andererseits kann man das Auftreten der Erze des ersten Typus nicht verstehen, ohne dass man ihn gleichzeitig mit der Querfaltung auffasst. Diese beiden Bewegungen dürften also gleichzeitig mit einander und während der Dauer der Erzbildung vorsichgegangen sein.

Die Gabbro- oder Peridotitschollen erscheinen dagegen *t e k t o n i s c h* bestimmt älter, denn sie sind immer konform mit der Schieferformation und sind bei den Überschiebungsbewegungen brekziiert oder geschiefert worden. Jedoch noch bestimmter spricht dafür die folgende Überlegung:

Der erste Haupttypus der Erze ist immer mit einer engen Biegung der Grenze zwischen dem Gabbro- oder Peridotitschollen und dem Schiefer verbunden. Diese Biegungen (Querfaltungen) entsprechen einer Pressung parallel dem Streichen der Schiefer. Wir haben

dann in einem Längsprofil zwei gegen einander senkrechte Kraftpaare: obengenannte Pressung (a) und der Belastungsdruck (b) der überliegenden Gesteinsmassen mit dem gleichen Gegendruck in der Unterlage (Fig. 3). Haben wir in der Gesteinsmasse Grenzflächen mit verschiedener Starrheit des Gesteins an beiden Seiten, so müssen wir uns diese Kräfte an der Grenzfläche in zwei Komponenten zerteilt denken, die wir Normalkraft und Schubkraft nennen können. Hat das Gestein auf der inneren Seite einer gebogenen Grenzfläche eine grössere Starrheit als ausserhalb derselben, so wird nur die, senkrecht gegen die Grenzfläche stehende Komponente, Normalkraft, (c oder e) einer

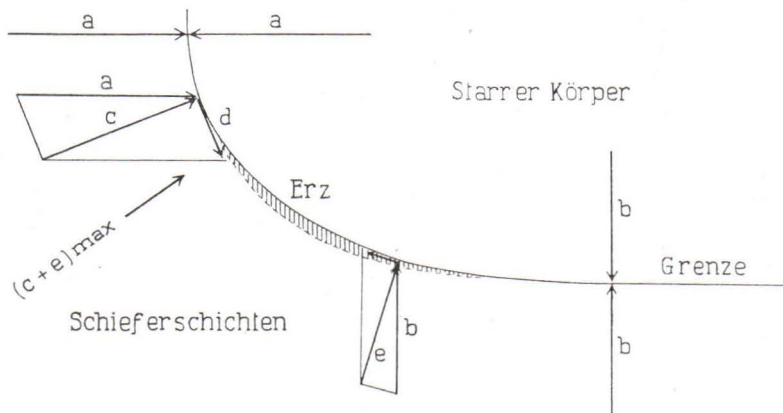


Fig. 3.

schief zu dieser Fläche gerichteten Kraft von der Starrheit der inneren Masse überwunden, während die andere Komponente (d bzw f) als eine parallel der Grenzfläche verschiebende Kraft wirkt. So entsteht in der äusseren, leichter zu deformierenden Masse ein zusammenziehendes Kraftpaar (d und f), das bestrebt ist, nur diese Masse zusammenzudrücken. Die von beiden Kräften, Pressung und Belastung (a und b), herrührende, zusammengesetzte, gegen die Grenzfläche senkrechte Normalkraft ($c + e = a \cos v + b \sin v$, wenn mit v der Winkel zwischen dieser Kraft und der Druckrichtung a bezeichnet wird) hat dann irgendwo auf dem Bogen das Maximum ($[c + e] \max = \sqrt{a^2 + b^2}$). Wenn aber die Pressungskraft (a) den Belastungsdruck bedeutend überwiegt, weicht die Richtung der maximalen Normalkraft nur wenig von der Pressungsrichtung (a) ab. (Der Richtungswinkel v der maximalen Druckrichtung ergibt sich aus der Gleichung $\operatorname{tg} v = b/a$).

Haben wir nun als starren Körper eine Gabbro- oder Peridotit-scholle, und die umgebende Masse besteht aus Schieferschichten, die leicht umbiegen, nicht aber so leicht zusammendrücken lassen, so ist es leicht verständlich, dass an solchen Stellen, wie die hier beschriebenen, leicht eine Bestrebung hervortritt, die Schieferschichten vom starren Körper loszudrücken. Hier entsteht also eine für die Eindringung der Erzlösungen optimale Stelle. Man muss aber eingedenk sein, dass die notwendige Bedingung dafür die Starrheit der Gabbro-Peridotit-schollen ist.

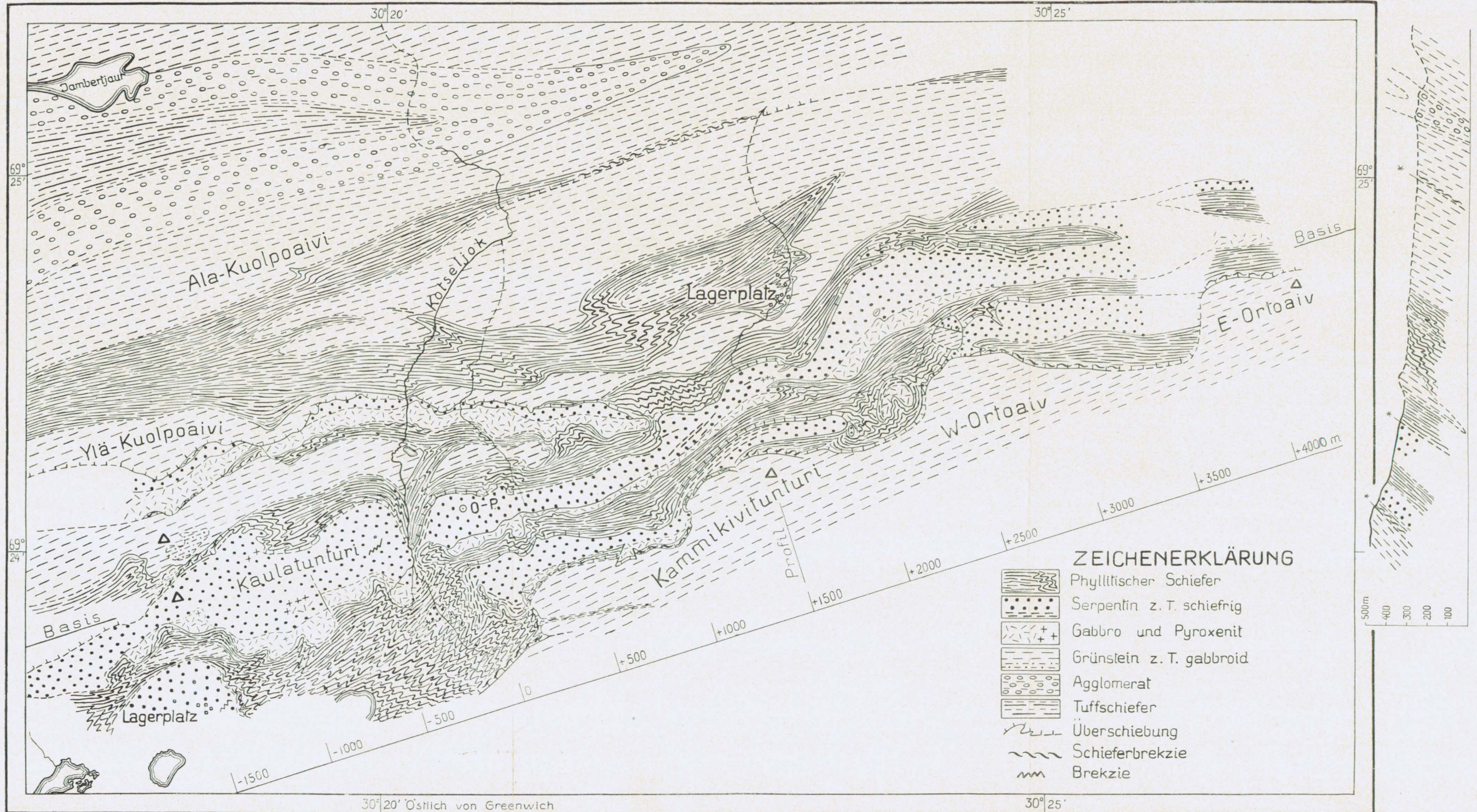
Wenn also die Gabbro-Peridotit-Massive als starre Schollen bei der Erzbildung auftraten, können also diese Erze keineswegs als magmatisch in dem Sinne betrachtet werden, dass sie durch eine am Platze stattgefundene magmatische Differentiation entstanden seien, wie es Tanner¹ und Hausen denken. In solchem Falle wären sie gleich wenig wie die anderen magmatischen Erzausscheidungen an besondere tektonische Verhältnisse geknüpft. Ob sie intrusiv in dem Sinne sind, wie die Sulitjelmaerze von Vogt erklärt worden sind, erheischt noch eine eingehendere Erläuterung.

Diese Entstehungsweise steht jedoch in Widerspruch mit der mineralogischen Zusammensetzung. Die dem magmatischen Zustande ähnelnden Sulphidlösungen dürften so hohen Schwefeldruck zeigen, dass Pyrit eine allgemeinere Verbreitung haben würde, wie es auch im Sulitjelmaerze der Fall ist. Auch das Auftreten der kupferreicheren Erze ist im Sulitjelmagebiet ein anderes als im Kammikivintunturi-felde. Besser könnte man hier von einer Impregnationserscheinung sprechen. Die Sulphidlösungen dürften hier in relativ niedrigem Druck nach den Überschiebungsflächen oder nach schlaffer gewordenen Stellen entlang in den Schieferkomplex eingedrungen sein. Weil der Prozess während der Dauer der Faltung stattgefunden hat, ist das Erz stellenweise gebrochen, und in den Bruchspalten ist gegen die Ende des Prozesses hauptsächlich Kupferkies eingedrungen, welches in allen Sulphiderzen paragenetisch das jüngste ist.

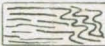

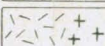
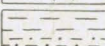
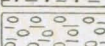
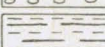
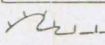

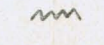
¹ V. TANNER, Petsamon-tuntureille tehty malmitutkimusretkikunta — Undersökningsexpeditionen till Petsamo-Fjällen. Suomen Geologinen Komissioni, Vuosikertomus 1924. Helsinki. S. 35.

GEOLOGISCHE KARTE DES ERZFELDES KAMMIKIVITUNTURI

nach den Beobachtungen von V. TANNER, J. N. SOIKERO und nach eigenen Untersuchungen zusammengestellt von HEIKKI VÄYRYNEN.



ZEICHENERKLÄRUNG

-  Phyllitischer Schiefer
-  Serpentin z. T. schiefrig
-  Gabbro und Pyroxenit
-  Grünstein z. T. gabbroid
-  Agglomerat
-  Tuffschiefer
-  Überschiebung
-  Schieferbrekzie
-  Brekzie

30° 20' Östlich von Greenwich

30° 25'

THE PROBLEMS OF THE ESKERS.

II. THE VĀČER ESKER, INARI, LAPLAND.

By V. TANNER.

In the northeastern part of Inari parish in Finnish Lapland there rises abruptly, southeast of the little lake Nanna'pel'jaur (at an altitude of 162 m) a little mountain ridge of Archaean rocks, extending in a northeast-southwest direction. The highest part of the ridge consists of a row of flat rock crests at an altitude of 200—222 m above sea-level, separated from each other by weak depressions. A little to the side of the crests, the sides of the mountain ridge slope comparatively steeply, in the northwest towards the lake, in the southeast down towards a wide, flat valley on the south-eastern side of the ridge, and in the north sheerly towards a narrow valley, running in an easterly direction from the eastern end of Nanna'pel'jaur.

At the top of the mountain ridge, at the highest rock cupola farthest to the northeast (at a mean level of 214 m) an esker ridge stretching in a N.N.E. direction, and consisting of coarse glacialfluvial gravel rises abruptly from a rather undulating field of sandy glacialfluvial gravel with irregular limits (see fig. 1).¹ Measuring 65 m at its southwestern base, the ridge successively narrows to the northeast and after about 250 metres runs out in the undulating field of glacialfluvial gravel. This complex glacialfluvial accumulation is enclosed on all sides by surfaces of naked rock, sparsely strewn with rounded blocks and fragments of rock in unexpected positions.

Features specially worthy of note are the flat crown of the little esker ridge and the diakene gravel occurring along the steeply sloping sides of the esker.

¹ The co-ordinates φ and λ of 0.00 on Fig. 1 must not be regarded as absolutely exact; I had no theodolite on the expedition to the esker and was therefore compelled to measure the angles to my triangulation points in Petsamo by a plane-table only. H. is based on my nivellation from the surface of Čurno'jaur, at 153.24 m. a. s.-l.

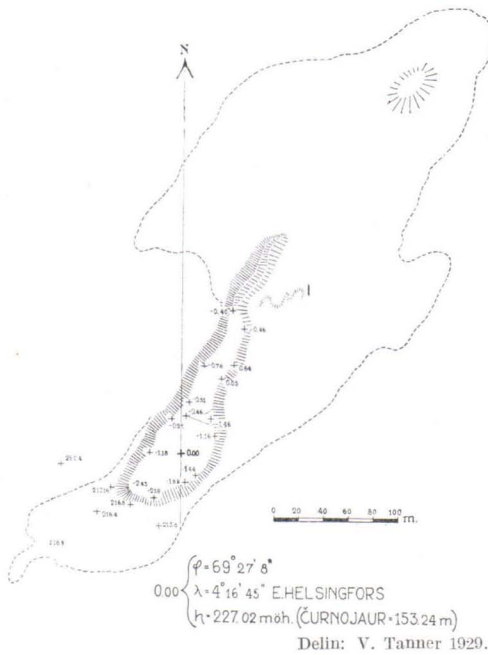


Fig. 1. The Väçer Esker, Inari. The dotted line surrounds the glacifluvial complex; bare rocks lie outside the line.

Topographic analysis also shows that the surface is not horizontal, as might be thought on reference to Fig. 2; on the contrary, it slopes in definite stages from the northeast to the southwest (see Fig. 2).

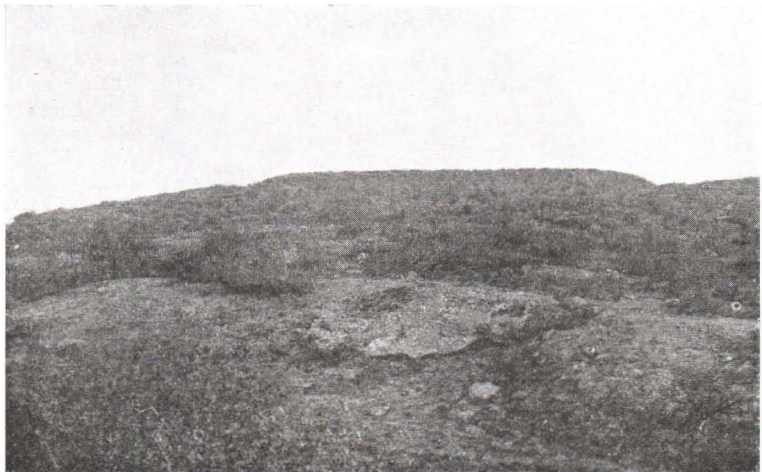


Photo: V. Tanner 1929.

Fig. 2. Flat surface at the crest of the Väçer Esker seen from W. N. W.

Microtopography and the enrichment by rolled boulders of the crown surfaces endow the latter with a striking resemblance to the surface configuration of the marginal terrace formations in Lapland, which are washed by extra-marginal streams of glacial water. In a west-east direction the surface is traversed by dry, diffusely bounded, flat-bottomed streambeds, with some enrichment of boulders. These streambeds measure a few decimetres in depth and some 10 metres or so in breadth. The slope of these bottoms is almost undecided; 30 m northeast of 0.00 one finds definite evidence that the water has here flowed to the east in a slanting direction across the ridge.

The conditions observed thus prove that the surface configuration has been secondarily formed by running water, after the depositing of the gravel.

The gravel on the longitudinal sides of the esker shows a degree of coarseness strikingly greater than that on the crown surfaces, enriched with stones in consequence of restoring during erosion. Particularly diakene is in especial the gravel at the southwest part of the esker ridge, block stones and rolling boulders of up to 1 ton in weight occurring, without signs of finer material to any extent worth mentioning (see Fig. 3). When one further notes that the sides slope almost



Photo: V. Tanner 1929.

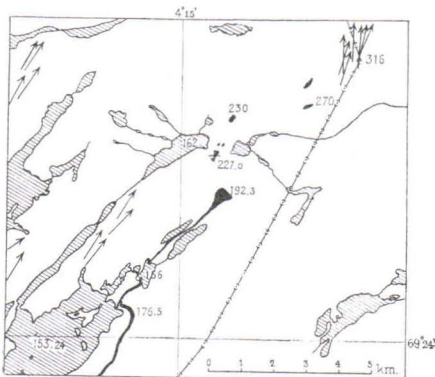
Fig. 3. Very diakene outwash gravel at the N. N. W. escarpment at the Vācer Esker. Evorsion pit in the foreground.

under the angle at which gravel will rest, the impression forces itself upon one, that the diakene gravel and the slope of the sides have arisen secondarily, after the deposition, through washing and undermining by powerful streams of water. More especially around the evorsion pit shown on Fig. 3 does this seem to be the only plausible interpretation of the phenomenon. The widespread surfaces of naked rock in the surroundings of the glacifluvial complex will also in all essentials have been freed from their covering of gravel by intensive washing on the part of rushing water; on the other hand, solifluction can hardly in any way whatever have contributed to the creation of the bare rock surfaces, as, had such taken place, moraine ought to have been found at least in the crevices of the rocks.

The bare rock surfaces and the distribution of the glacifluvial gravel, in conjunction with the steep slopes of the esker sides and the diakene gravel occurring there, thus bear witness to the fact that —

in common with the whole of the surroundings — the ridge, after being deposited, was exposed to intensive erosion by rushing water. After the gravel had been deposited, the sequence of events must have been as follows: 1) the surface of the crest was eroded 2) the erosion base was thereupon lowered simultaneously with erosion of the sides 3) after further lowering of the erosion base the neighbouring rock surfaces were denuded of their gravel covering, so that only larger boulders and fragments of rock were left in place. The glaci-fluvial complex occupies the highest part of the landscape, and the topographic conditions in this district exclude the possibility of stream erosion having taken place here after the melting away of the land ice. It may thus be asserted that glaci-fluvial erosion has here taken place in three different stages, and that during each of these stages the topography of the glaci-fluvial deposits has undergone a fresh transformation.

There is no doubt but that the gravel has been deposited by a radial, glaci-fluvial river. The topographic situation of the ridge in the landscape excludes the possibility of its having been deposited along the edge of an ice lobe jutting forth during recession, as at the place in question the formation of such a lobe would be incompatible with the laws of glacier mechanics. The longitudinal axis of the ridge corresponds, on the contrary, with the general last direction of the ice motion in that region, from the southwest to the south, which is also the general direction of striæ and of ranges of glaci-fluvial deposits in the vicinity.



Delin: V. Tanner 1929.

Fig. 4. Direction of striæ and ridges of glaci-fluvial gravel in the N.E. part of Inari. The figures indicate height above sea level.

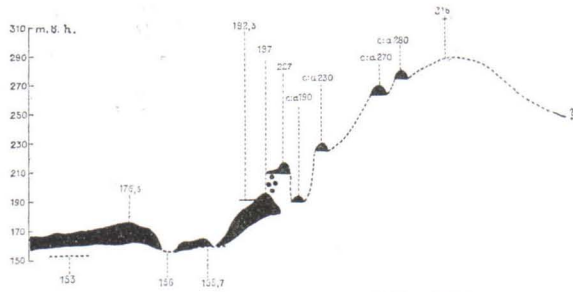
Topographically the ridge joins itself quite naturally to a long stretch of esker formations (see Fig. 4).

According to information given by the inhabitants of the district, the stretches of esker begin in the distal direction in the Sandnes valley, in Norway, at less than 250 m altitude above sea level. On the western slope of the Riss'njunne mountain (see Fig. 4, 316 m) I have observed (1904) two ranges of small esker hummocks, at approximately 280 m and 270 m above sea level.

To the southwest of these hummocks there follows a very imbricated, rocky landscape, known among the inhabitants of the district by the name of »the devil's shoes», where survey is extremely difficult. In the crevices here I have found some sporadic glacifluvial gravel fields, with kettle holes, at an altitude of about 230 m, but real esker ridges do not occur. At the bottom of the valley which separates this landscape from the ridge shown on Fig. 1, are found a couple of small hummocks of glacifluvial gravel, at about 190 m above sea level.

In the proximal direction, the direction taken by the nearest continuance of the ridge 227 in Fig. 1 is indicated by small collections of round and rounded blocks of stone, occurring here and there in the crevices between the bare flat rocks, and gathering themselves into a series running on the whole in a south-southeast direction. In this direction, 1.4 km from 0.00 at the 227 m ridge, on the flat east-southeast slope of the mountain ridge previously referred to, one arrives at a pitted, sandy, delta-like landscape, at a mean height of 192.3 m above sea level, in what might be called a hanging position. At the southeastern margin of the delta a steep esker hill rises to a height of 197 metres, and starting here an imposing esker ridge sets out in the proximal direction, keeping meanwhile to a mean southwest direction. Its boulder-covered slopes descend at the sides below the natural angle at which the gravel would come to rest. Broken only by two lakes and a stream channel, and here and there branching off in the proximal direction, this esker ridge extends to Čurno'jäyr, takes an occasional sharp turn towards the southeast (see Fig. 4), bends thereafter to the south-southwest and then advances in a southwesterly direction in the neighbourhood of Čurno'jäyr's southeast shore. On the stretch from the delta to Čurno'jäyr, the esker shows all the features typical of supermarine glacifluvial eskers.

This series of glacifluvial accumulations thus runs on the whole from the distal direction up the slopes of Riss'njunne, from < 250 m to about 280 m. Accumulations occur at altitudes of 280, 270 and 230 m. The range then runs across a valley (with its bottom at about 190 m) to the highest crest at 227 m on the mountain ridge. From here it slopes downwards to the delta-like formation at 192.3 m and from there the magnificent sharp esker ridge starts to run downhill about 5 km to Čurno'jäyr (153.24 m above sea-level; see Fig. 5). The breaks in the range are many; the fact that these breaks in part at least are to be referred to secondary processes is seen southeast of the 227 m ridge, where the continuation of accumulation in the proximal direction has disappeared in consequence of erosion.



Delin: V. Tanner 1929.

Fig. 5. Vertical distribution of the esker ridges in the N. E. part of Inari.

Leaving out of consideration those distal parts of the range which have not yet been investigated in detail, and which lie to the north-east of the 227 m ridge, it appears to me as if the observed conditions, taken as a whole, cannot be brought into agreement with the mode of formation postulated by the opinion commonly held, *viz.*, that the eskers have always been formed by *subglacial* tunnel rivers.

During the time of recession the land-ice within this very hummocky district was stagnant; no end-moraines are to be found, but inequent marginal dry dales show that the jagged margin of the land-ice has continuously receded from a higher to a lower level, as a rule in the south-southwest direction. The waters, ice-dammed at the melting of the land-ice, surrounding *e.g.* the ice-pond Sešjaur—situated 11 km to the south-southeast from 0.00 on Fig. 1—with its lacustrine erosion and aggradation strand lines, sloping to the north, at an elevation of 180 m above sea level (the extrapolated highest marine limit falls here at 105 m above sea level) bear witness to the fact that the crests of the proximally (S.W.) situated mountains have melted out considerably earlier than the time at which the lower parts of the landscape in the distal direction were freed from ice. In such circumstances, the conditions necessary for the genesis of any more important subglacial rivers were conspicuous by their absence. The fact that the sandy fields of glacial gravel shown on Fig. 1 were not swept away by the powerful streams of glacial water, which presumptively gave the sides of the eskers their present shape and denuded the large rock surfaces in the vicinity of moraine, would be inexplicable without the assumption that they had originally been deposited on a remnant of land-ice (and perhaps to some extent consist of material carried away from the esker slopes) and did not receive their topo-

graphy, which is in some degree reminiscent of kame landscape, until after the melting away of the substratum of ice. Another notable fact is that erosion valleys do not occur in the esker gravel field surrounding the esker ridge, and sloping towards the periphery.

However, not only the surprising position of the esker parts and of the whole suite of accumulations, but also the epigenetic erosion phenomena and the position of the delta accumulations find a natural explanation if one assumes that the glacial river, which accumulated the gravel in the frequently broken esker ridge, ran superior englacially, and that not until the melting away of the substratum of ice did the deposits come to rest on firm ground.

I avail myself of this opportunity to call to mind Holtedahl's¹ work concerning »Romerike», in which the important role played by superglacial streams in the deposition of esker gravel has been strongly emphasized. Also Holmsen² arrived at similar ideas during his studies in the Østerdalen.

The fact that a number of super-aquatic eskers have been superior englacially formed does not in any way exclude the validity of Strandmark's and of De Geer's (1897) theories that a number of subaquatic eskers have originated by subglacial rivers, made as estuary deposits, theories which have been so decidedly confirmed by Frödin's³ studies. The problem of the origin of the eskers is, however, complicated to such a degree, that the mode of formation cannot be expressed by a simple theory, the question of their genesis having to be judged separately in every case.

¹ OLAF HOLTEDAHL, Studier over isrand-terrassene syd for de store ostlandske sjoer. Vidensk.-selsk. Skr.. I. Mat.-nat. kl., 1924, N:o 14. Kristiania, 1924.

² GUNNAR HOLMSEN, Brædaemte sjoer i nordre Østerdalen. Norges Geol. Undersøg., N:o 73, Kristiania, 1915.

³ GUSTAF FRÖDIN, Über einige spätglaziale Kalbungsbuchten und fluvio-glaziale Estuarien im mittleren Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, Bd. 15, Upsala, 1916.

ÜBERSICHT DER GESTEINE IM GEBIET DES KARTEN- BLATTES KAJAANI.¹

Von

W. W. WILKMAN.

Das Gebiet kann in drei Teile eingeteilt werden: das Granitgneisgebiet im Osten, das Bottnische Gebiet im Westen und der Kalevische Zug, vom welchen letzteren die Hauptzone die Kajanagegend östlich vom See Oulujärvi durchläuft und eine westliche Verzweigung die Gegenden SW und W vom Oulujärvi durchzieht (17).

DAS GRANITGNEISGEBIET.

Das herrschende Gestein des Granitgneisgebietes wechselt recht stark in seiner Beschaffenheit, und man kann folgende Strukturvarietäten unterscheiden: 1. einen stark druckschiefrigen, 2. einen gestreiften oder gebänderten und migmatitischen, 3. einen massigen, entweder gleichkörnigen oder porphyrischen Granitgneis. Obgleich die Struktur so variiert, verbleibt die Zusammensetzung des Gesteines doch ziemlich gleichartig. Die Hauptgemengteile sind ein ziemlich natronreicher Plagioklas An_{15} — An_{20} , Quarz, Mikroklin, Biotit und Hornblende; Umwandlungsprodukte sind Epidot, Serizit und Chlorit; accessorische Gemengteile Erzkörner und Apatit, beide doch nur in geringer Menge.

Im gestreiften Granitgneise erkennt man helle aplitische und pegmatitartige Adern, welche schlängelnd in der Streifungsrichtung verlaufen und offenbar primär sind. Recht gewöhnlich sind auch pegmatitartige Gänge, welche schief zur Streifungsrichtung verlaufen und jüngeren Granitmassiven entstammen. Da die Granite in ihrer chemischen Zusammensetzung im allgemeinen nicht sehr von einander ab-

¹ Nach einem Vortrage am 2 Mai 1929.

weichen, ist es klar, dass eine Assimilierung und Vermischung der Gesteine an den Grenzen leicht stattgefunden haben kann. Derartige Mischgesteine kommen in reichlicher Menge in den Gegenden N vom Oulujärvi vor.

Der Granitgneis gehört zu den ältesten orthogneisähnlichen, metamorphen Graniten des Landes. Seine streifige Struktur weist darauf hin, dass das Gestein während des Erstarrens sich in Bewegung befunden hat, und in dieser Hinsicht erinnert es einigermaßen an die gebänderten Leptite. Dass die Erstarrung in den oberen Teilen der Erdkruste vor sich ging, geht aus dem Reichtum an wasserhaltigen Umwandlungsprodukten, besonders an Epidot, hervor. In gewissen Zonen hat das Gestein jedoch auch an späteren Faltungsbewegungen teilgenommen.

Das Alter des Granitgneises dürfte auf 1 600—1 900 Millionen Jahre geschätzt werden können, wenn man das Alter für das mittlere Präkambrium auf 1 100 bis 1 200 Millionen Jahre annimmt.¹ Diese letztere Berechnung ist neuerdings von L. Lokka (7) ausgeführt worden und gründet sich auf das Verhältnis Pb/U im Minerale Wüikit, das im Pegmatitgänge von Nuolainniemi am Ladogasee vorkommt.

Die Verhältnisse während der Bildung des Granitgneises sind offenbar recht abweichend von denen späterer Perioden gewesen. Die Wassermenge, aus denen die Weltmeere bestehn, war damals wahrscheinlich in der Athmosphäre enthalten und der Druck derselben betrug wohl über das 200-fache der heutigen Athmosphäre.² Die kritische Temperatur des Wasserdampfes ist 364.3° C und der kritische Druck 194.6 Athmosphäre. Bei der Temperatursenkung, die wegen der Verhinderung der Ausstrahlung durch ungeheure Wolkenmassen äusserst langsam stattgefunden haben muss, »regneten die Weltmeere« allmählich nieder, aber hierzu wurden gewaltige Zeiträume verbraucht. Unter solchen Umständen haben sich ausser rein vulkanischen Gebilden auch Sedimente auf der Oberfläche bilden können, die in Struktur und Zusammensetzung von späteren Bildungen abweichen. Derartige Sedimente sind z. Beisp. die Plagioklasgneise und die Leptite, welche besonders zahlreich im ostbottnischen Gebiete vorkommen. Nach Assar Hadding (4) bilden die schwedischen Leptite die ältesten pyroklastischen Sedimente der Erde.

¹ Über das Alter der Erde sehe *Die Naturwissenschaften* 1925, S. 362; 1927, S. 151 und 1927, S. 311—313.

² ANDERS ÄNGSTRÖM, Atmosfären. S. 35. Die Serie: Himmel, hav och jord III. Stockholm 1927.

Auch innerhalb des Granitgneisgebietes kommen hier und da Plagioklasgneise vor, die den entsprechenden Gesteinen des bottnischen Gebietes völlig gleichen. Es sind feinkörnige, ziemlich dunkelgraue Gesteine, die oft Schichtung aufweisen. Ihre Hauptgemengteile sind Oligoklas An_{35} , Quarz, Biotit sowie etwas Hornblende und Epidot. Mikroklin und Muskovit werden spärlich angetroffen und zwar im allgemeinen nur in den granitvermengten Gneisen. Durch Intrusion basischer und saurer Eruptive sind sie nämlich vielfach in Adergneise umgewandelt.

Einschlüsse und Gänge im Granitgneise. Die Einschlüsse bestehen im allgemeinen aus schiefrigem Amphibolit und verlaufen in gleicher Richtung mit den sich schlängelnden Streifen des Gesteines, während die Gänge diese Richtung überqueren. Die Gänge bestehen aus Amphibolit, metamorphem Hornblendegabbro, Diorit, Quarzdiorit, Pyroxendiorit, Granodiorit, Unakit, Quarzkeratophyr, Hypersthengranit, Mikroklingranit und Pegmatit. Diese Gesteine gleichen in jeder Hinsicht den entsprechenden Gesteinen der bottnischen Serie (vergl. diese).

DAS BOTTNISCHE GEBIET.

Bottnische superkrustale Gesteine. Diese können in eine untere und eine obere Stufe eingeteilt werden; die untere Stufe ist im allgemeinen durch Effusivgesteine charakterisiert, die obere durch al-reichere sedimentogene Gesteine (glimmerschieferartige Gneise). Die Grenze zwischen beiden ist durch das Ylivieska-konglomerat bezeichnet. Der Reichtum an effusiven Gesteinen in der unteren Stufe der Serie (vergl. die stratigraphische Einteilung S. 43) deutet auf eine lebhaft vulkanische Tätigkeit während dieser Periode hin. Metamorphe vulkanische Gesteine sind in die Oberflächenteile der Kruste eingedrungen und haben sich wohl auch auf der Oberfläche ergossen.

Das bottnische Gebiet ist von E. Mäkinen gründlich erforscht worden, der seine Beobachtungsergebnisse in einer verdienstvollen Arbeit zusammengefasst hat (10).

		Gangdiabas	
Postkalevische oder karelische Faltung		Postkalevischer Granit und Pegmatit Obere Quarzite, Konglomerate Metabasite, Serpentinegesteine Glimmerschiefer, Phyllit, grauer Quarzit und Dolomit Quarzitschiefer, Arkose, Augenschiefer, Konglomerate	Kalevisch (Proterozoisch)
		Grosse Diskordanz	
Postbottnische oder sveko-fen- nische Faltung		Gangdiabas und Dioritporphyrit Mikroklinggranit und Pegmatit, Porphy- granit (Granitporphyr, Quarzporphyr, Felsit, Leptit) Syenit (Quarzkeratophyr), Unakit Granodiorit, Quarzdiorit, Diorit Gabbro, Diabas und ultrabasische Gesteine	Postbottnisch, plutonisch (und vulkanisch)
		Glimmerschieferartige Gneise Ylivieska-Konglomerat Konkordant intrusiver Gneisgranit Uralit- und Plagioklasporphyrite, Leptite, Tuffe und Plagioklasgneise	Bottnisch, superkrustal (Archäozoisch und archaisch)
		Diskordanz?	
		Granitgneis und ältere Paragneise (Leptite?), Amphibolite	Katarchaisch

Stratigraphische Einteilung der Gesteine im Gebiet des Kartenblattes
Kajaani.

Die Plagioklasgneise. Diese stehen in nahem Zusammenhang mit den Effusivgesteinen des Gebietes, zu denen blastoporphyrische Leptite, Plagioklas- und Uralitporphyrite und ihre Tuffe gehören. Die Effusivgesteine wechseln mit den Plagioklasgneisen in Form lagerartigen Betten ab. Es wird dadurch die Annahme gestützt, die Plagioklasgneise seien möglicherweise ursprüngliche im Wasser abgelagerte vulkanische Aschen- oder Schlammassen gewesen, die später metamorphosiert wurden.

Die Leptite können in blastoporphyrische, hälleflintartige und sedimentogene Leptite eingeteilt werden. Die zwei erstgenannten sind sehr feinkörnige, fast dichte Gesteine, welche auf der Witterungsfläche deutliche, auf Fluidalstruktur zurückzuführende Bänderung erkennen lassen. Auf frischer Oberfläche ist diese Bänderung kaum erkennbar.

Unter den blastoporphyrischen Leptiten kann man 1. dioritporphyrit- und quarzporphyritartigen Leptit, 2. Natron- und Natronkalileptit sowie keratophyrartigen Natronleptit, 3. granitporphyr- oder quarzporphyrartigen Leptit unterscheiden.

Dioritporphyritartige Leptite kommen in breiten Zonen in den Kirchspielen Toholampi, Lestijärvi und Reisjärvi in der SW-Ecke des Kartengebietes vor. Sie sind dunkelgrau; ihre Einsprenglinge bestehen aus Oligoklas An_{25} — An_{35} , die schiefrige Grundmasse aus Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Biotit, Epidot, Kalzit und Serizit. Quarzporphyrartiger Leptit tritt in der Gegend N vom See Settijärvi an der Grenze zwischen den Kirchspielen Haapajärvi und Haapavesi auf. Er schliesst sich nächst an die Uralit-Plagioklasporphyrite an und führt an Einsprenglingen sowohl Oligoklas An_{30} — An_{35} als auch uralitische Hornblende.

Natronreiche Leptite kommen in einer Zone vor, die man sich vom südlichen Teile von Oulainen durch Haapavesi nach dem Kirchspiel Pyhäjärvi gezogen denkt. Ein Teil derselben schliesst sich offenbar an syenitartige Tiefengesteine dieser Gegenden an. Auch ein granitporphyritartiger und ein quarzporphyritartiger Leptit, die im Bergkomplexe Korkatti in Haapavesi auftreten, stellen eine oberflächliche Extrusion des postbottischen Granites dar. Sie sind also als jüngere Leptite anzusehn.

Hälleflintartige Leptite kommen im südlichen Teil von Oulainen und im nördlichen Teil des Kirchspiels Ylivieska vor. Sie bestehen aus dichten, grünlich bis rötlich grauen Kalinatronleptiten mit einer Korngrösse von 0.005—0.03 mm. Ihre Gemengenteile sind natronreicher Oligoklas An_{10} — An_{15} , Mikroklin und Quarz sowie spärlich Biotit, Chlorit und Muskovit.

Sedimentogene Leptite finden sich nur spärlich im östlichen Teil des bottischen Gebietes vor.

Uralit- und Plagioklasporphyrite bilden konkordante Intrusionen und wahrscheinlich auch Extrusionen in der Serie der Plagioklasgneise. Sie sind im allgemeinen stark metamorph und druckschiefrig. Ihre Einsprenglinge bestehen teils aus Tafeln von Plagioklas An_{30} — An_{40} , teils aus Hornblendeknauern, entstanden durch Umwandlung von augitartigem Pyroxen. Die

Grundmasse ist feinkörnig und hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas zusammengesetzt, neben welchen Mineralien in kleineren Mengen sich Biotit, Epidot, Chlorit, Quarz, Erzkörner und Apatit vorfinden.

Das Ylivieska-Konglomerat enthält Fragmente fast aller zur unteren superkrustalen Serie gehöriger Gesteine (hauptsächlich doch Leptit, Uralit-Plagioklasporphyrit und Plagioklasgneis). Fragmente von eigentlichen Tiefengesteinen fehlen. Dem Konglomerate eingeschaltet sind psammitische Gneisschichten mit schöner Diagonalschichtung. Auf das Konglomerat setzt sich die obere Serie auf mit al- und quarzreichen glimmerschieferartigen Gneisen. In diesen finden sich Einlagerungen von kontaktmetamorphem Kordierit-Andalusitschiefer vor.

Konglomerate gleichen Charakters wie das von Ylivieska trifft man auch in den Kirchspielen Pyhäjoki und Sievi, wo sie auch die Schiefergneise von der unteren superkrustalen Serie scheiden.

Ein Konglomerat beim See Settijärvi im N-Haapajärvi enthält Gerölle von schiefrigem porphyrischem Quarzdiorit.

Die Intrusionen der Tiefengesteine in den superkrustalen Formationen gehören fast alle den postbottnischen Eruptiven an. So durchsetzen Diabasgänge, dieser Gesteinsgruppe angehörend, die Uralitporphyrite, Konglomerate und Schiefergneise. Gewöhnlich sind doch die Intrusionen saureren Charakters, nämlich aus Quarzdioriten, Granodioriten und granitischen Gesteinen bestehend.

Im SW-teile des Kartengebietes befindet sich ein grösseres Gebiet, welches als Gneisgranit bezeichnet ist. Dasselbe besteht im allgemeinen aus gestreiften Oligoklas-Biotit-Hornblendegranit (Granodiorit) mit basischen und gneisigen Einschlüssen. Seine Beziehung zu der superkrustalen Serie ist unklar; Gänge von gneisgranitischem Aussehn kommen im unteren Teil der Serie vor, haben aber nicht mit Sicherheit im oberen Teil derselben (Schiefergneise) festgestellt werden können. Mäkinen führt den Gneisgranit mit postbottnischen Tiefengesteinen zusammen.

Postbottnische Tiefengesteine. Diese Gesteine bilden eine Differentiationsserie, welche mit ultrabasischen Gliedern beginnt und mit Mikroklinggranit und Pegmatit abschliesst (vergl. die stratigraphische Einteilung). Schon Mäkinen hat dieses hervorgehoben. Durch neuere Analysen typischer Gesteine ist die Serie vervollständigt worden. Die Gesteine gehören den Magmentypen der Kalkalkalireihe an. Sie sind hier in einem Diagramm zusammengestellt mit Niggli's si-Werten als Abscissen und al-, fm-, c-, alk-

Werten als Ordinaten (Fig. 1). Nur die Unakite und gewisse ihnen nahe verwandte syenitische Gesteine stehen einigermassen ausserhalb dieser Magmentypen und nähern sich den Magmen der Natron- und Kalireihe.

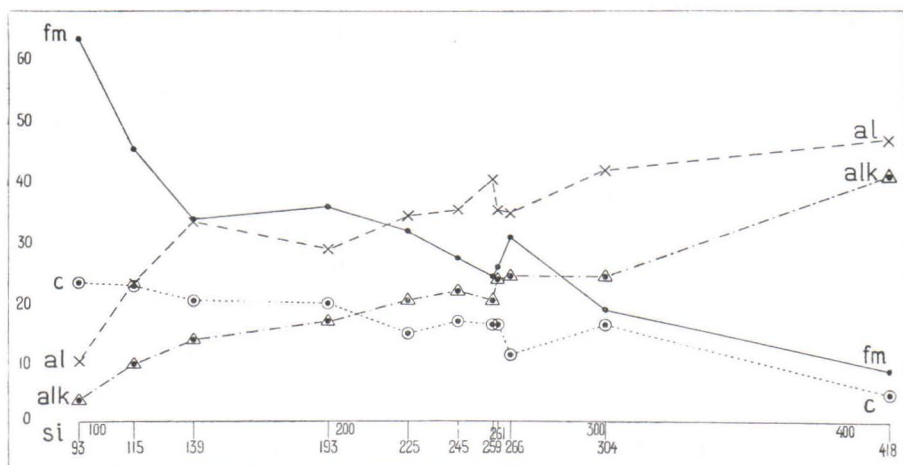


Fig. 1. Graphische Zusammenstellung von postbottnischen Tiefengesteinen mit si-Werten als Abscissen und al-, fm-, c-, alk-Werten als Ordinaten.

si

- 93 Pyroxen-Hornblendit, E vom Kirchspiel Merijärvi. Anal. L. Lokka: ti 1.5, p 0.1 | al 10, fm 63.5, c 23, alk 3.5 | k 0.27, mg 0.76, c/fm 0.36 | 3 Hbl 54, Di + Hy 29, Pl An₆₉ 10.7, Bi 6, Ap 0.3 %
- 115 Diabas, W vom Piipsjärvi, Oulainen. Anal. L. Lokka: ti 2.8, p 0.7 | al 23, fm 45, c 22.5, alk 9.5 | k 0.14, mg 0.46, c/fm 0.51 | 4 Pl An₄₈ 50.9, Hy 16.9, Di 12.5, Bi 13.8, Il 3, Ap 1.6, Mt 0.9 %
- 139 Biotitnorit, Salmela, Ylivieska. E. Mäkinen: ti 2.7 | al 33, fm 33.5, c 20, alk 13.5 | k 0.22, mg 0.48, c/fm 0.59 | 4 Pl An₄₅ 68.8, Bi 14.2, Hy 11, Il 2.6, Mt 1.4, Hbl 1, Ap 1 %
- 193 Mikroklin-Hornblendegranodiorit, Kaistamäki, S-Oulainen. E. Mäkinen: ti 1.9 | al 28.5, fm 35.5, c 19.5, alk 16.5 | k 0.45, mg 0.55, c/fm 0.55 | 4 Pl An₂₅ 44, Mi 16, Bi 14, Hbl 14, Qu 12 %
- 225 Hypersthengranodiorit, Näläntöjärvi, Kiuruvesi. Anal. L. Lokka: ti 5.3, p 0.7 | al 34, fm 31.5, c 14.5, alk 20 | k 0.33, mg 0.17, c/fm 0.46 | 4 Pl An₃₀ 46.5, Qu 16.7, Mi 13.4, Bi 9.1, Hy 7.8, Il 3.6, Di 1.6, Ap 0.9, Mt 0.4 %
- 245 Mikr.-Hornblendegranodiorit, W vom Koski, N-Oulainen. E. Mäkinen: ti 1.8 | al 35, fm 27, c 16.5, alk 21.5 | k 0.46, mg 0.38, c/fm 0.61 | 4 Pl An₂₅ 40, Mi 19, Hbl 19, Qu 16, Bi 6 %
- 259 Biotitgranodiorit, NE vom Kastari, W-Oulainen. E. Mäkinen: ti 1.2 | al 40, fm 24, c 16, alk 20 | k 0.19, mg 0.55, c/fm 0.66 | 4 Pl An₂₈ 51.3, Qu 26, Bi 10, Kl 5, Mi 3, Hbl 3, Ti 1, Mt 0.7 %

si

- 261 Mikroklingranodiorit, SW vom Räsä, SW-Oulainen. E. Mäkinen:
 ti 3.1 | al 35, fm 25.5, c 16, alk 23.5 | k 0.42, mg 0.41, c/fm 0.63 | 4
 Pl An₂₀ 44, Qu 21, Mi 17, Bi 11, Hbl 7 %
- 266 Porphyranit, zwischen Oulainen und Merijärvi. E. Mäkinen:
 ti 0.7 | al 34.5, fm 30.5, c 11, alk 24 | k 0.44, mg 0.21, c/fm 0.36 | 3
 Pl An₂₀ 35.5, Qu 23.6, Mi 22.2, Hbl 11, Bi 5, Mt 2.3, Il 0.4 %
- 304 Hypersthengranit, SW vom Suurluotonen, Sonkajärvi. Anal. L. Lokka:
 ti 1.6, p 0.5 | al 41.5, fm 18.5, c 16, alk 24 | k 0.18, mg 0.38, c/fm 0.87 | 5
 Pl An₂₉ 56.1, Qu 26, Mi 7.2, Hy 5.6, Bi 3.2, Il 0.9, Ap 0.6, Mt 0.4 %
- 418 Mikroklingranit, NE vom Kirchspiel Ylivieska. Anal. L. Lokka:
 ti 0.3, p 0.3 | al 46.5, fm 8.5, c 4.5, alk 40.5 | k 0.41, mg 0.12, c/fm 0.52 | 4
 Pl An₇ 40, Qu 29, Mi 25.4, Bi 4.2, Mt 0.7, Ap 0.3, Il 0.2, Fl 0.2 %

Betreffs der postbottnischen Tiefengesteine soll hier hervor-
 gehoben sein, dass, obgleich Übergänge zwischen den Gesteinen be-
 obachtet werden können, die basischen Gesteinstypen in der Regel
 Bruchstücke in den saureren bilden. Der Biotitnorit von Ylivieska
 und ähnliche Hypersthen-Biotitgabbrogesteine zeigen oft Übergänge
 in Olivengabbro (Plag. An₇₅, Hy, Ol, Hbl, Kl, Serp). Mikroklin-
 hornblendegranodiorite (mit si 193—261) kommen in reichlicher
 Menge in S-Oulainen vor und sie bilden eine besondere Gruppe, die
 von Mäkinen näher untersucht worden ist (10. S. 53—62). Bei den
 Pyroxengranodioriten und Pyroxengraniten variiert der si-Wert
 zwischen 225 und 304.

Den Tiefengesteinen schliessen sich hier und da Effusivgesteine
 an, wie Diabasporphyrit (Ylivieska), Granitporphyr, Quarzporphyr,
 Kalinatronleptit und Felsit (Oulainen, Haapavesi, Pyhäjärvi). Als
 jüngere Ganggesteine, welche Klüfte im Porphyranit ausfüllen,
 hat man Diabas und Dioritporphyrit beobachtet.

Tektonik. Sowohl die älteren Gneise als auch die bottni-
 schen superkrustalen Formationen sind überall äusserst stark ge-
 faltet mit wechselndem Streichen und steilem Fallen nach verschie-
 denen Richtungen. Anhaltspunkte für die stratigraphische Einteilung
 ergeben sich hieraus nicht. Auch das Axialfallen dürfte an einander
 recht nahe belegenen Orten starkem Wechsel unterworfen sein. Die
 Faltung der superkrustalen Formation ist gleichzeitig mit der In-
 trusion derselben vorsichgegangen. An der Intrusion haben ausser
 den Uralit- und Plagioklasporphyriten sowie dem Gneisgranit (in der
 unteren Stufe) auch die meisten postbottnischen Tiefengesteine (in
 der unteren und oberen Stufe) teilgenommen. Im allgemeinen ist
 dies konkordant zur Lagerung geschehen und die Adern sind zusam-
 men mit den Lagern gefaltet worden. Nur die saureren granitischen
 Gesteinstypen treten auch als Quergänge auf. Grössere plutonische

Massive sind ziemlich unberührt vom Faltungsvorgange geblieben, doch kann man hier und da in denselben durch Druckwirkung verursachte geschieferte Zonen wahrnehmen.

Vergleich mit anderen Gegenden. Ein Vergleich der superkrustalen Bildungen des bottnischen Gebietes mit ähnlichen Gesteinen des mittleren oder nördlichen Schwedens stösst auf gewisse Schwierigkeiten. Man findet sowohl Analogien als auch Ungleichheiten vor. Sowohl Högbom (5) als Mäkinen (10. S. 127—131) haben Analogien zwischen den Gesteinen des Skelleftegebietes und denen des ostbottnischen Gebietes nachgewiesen. Die Gesteine des letzteren sind jedoch infolge der starken Intrusion bedeutend mehr metamorphosiert. Als plutonische infrakrustale Gesteine tritt im Skelleftegebiet eine Gesteinsserie auf, die den Tiefengesteinen des ostbottnischen Gebietes entsprechen. Was die einsprenglingsreichen Leptite betrifft, so gleichen sie strukturell den schwedischen Leptiten, beide sind offenbar ursprünglich vulkanische Laven und Tuffe gewesen. Die schwedischen Leptite sind jedoch, wie es aus den schönen Arbeiten von Sundius (13), Magnusson (8, 9), Geijer (2, 3), Lindroth (6) und anderen hervorgeht, im allgemeinen natron- und kalireich, während derartige Leptite in unserem Gebiete eine geringere Rolle spielen (jüngere Leptite, Felsite und Quarzporphyre in Oulainen, Haapavesi und Pyhäjärvi) und die Leptite überhaupt einen mehr basischen Charakter zeigen. Schwarze Schiefer und Grauwacken fehlen in unserem Gebiete. Dagegen erinnern daselbst die Schiefergneise, wenn man von der Metamorphose absieht, durch ihre Bänderung an die Phyllite der Gegend von Tampere, welche von Sederholm (11) gründlich untersucht worden sind. In der Gegend von Orijärvi hat Eskola (1) blastoporphyrischen Leptit angetroffen, welcher älter ist als der Oligoklasgneisgranit, aber auch einen Quarzporphyr, der jünger ist als dieser Granit. Ein Vergleich der superkrustalen Gesteine zu beiden Seiten des Bottnischen Meerbusen führt somit zu der Auffassung, dass diese Gesteine sich parallelisieren lassen; die Frage ist nur, welche Etagen der Formationen einander entsprechen.

DIE KALEVISCHEN GEBIETE.

Stratigraphie. Die Gesteine dieser Formation bestehen in der Hauptsache aus folgenden sedimentogenen Bildungen: 1. Konglomerat, Augenschiefer, Arkose, Quarzitschiefer (18), 2. Grauer Quarzit, Dolomit, Phyllit und Glimmerschiefer, 3. oberes Konglomerat und Quarzit. Die Gesteine sind mehr oder weniger metamorph

und kristallinschiefrig. Als intrusive oder möglicherweise auch als effusive Bildungen kommen in der Serie metamorphe basische Gesteine (Uralitgabbro, Amphibolit, Serpentin) sowie auch spärlich saurere Gesteine (Kersantit, Quarzkeratophyr) vor. Als allerjüngste Bildung erscheint der postkalevische Granit und Pegmatit.

Tektonik. Die kalevischen Schiefer gehören einer alten, in NNW—SSE streichenden Gebirgskettenzone an, die später abgetragen worden ist. Sie sind in einer ausgedehnten Geosynklinale abgelagert worden, welche während einer anorogenen Periode nach vollendeter Faltung der baltischen superkrustalen Gesteine gebildet wurde. Von den obigen Schiefen sind 1. die ältesten hauptsächlich als kontinentale Bildungen während der ersten Epoche der Synklinalbildung, 2. die mittleren während der Transgression und 3. die jüngsten wahrscheinlich während lokaler Regressionen bei beginnender Faltung abgelagert worden. Die Gebirgskettenzone entstand durch Zusammenschub der Geosynklinale, wobei gefaltete Schieferpartien, die eine nach der anderen, zusammen mit linsenförmig ausgewalzten Teilen der Granitgneisunterlage in der Richtung von W nach E als Decken über einander geschoben wurden.

Zum Verständnis der Zusammenfaltung der ostfinnischen Schieferzone haben in der letzten Zeit die vorzüglichen Untersuchungen des Schweizer Geologen C. E. Wegmann (14, 15, 16) viel beigetragen. Er hat für die tektonische Analyse der karelischen Gebirgskette dieselben Methoden angepasst, die bei der Deutung der Tektonik alpiner Gebirgsketten in Anwendung kommen. Bei derartigen Untersuchungen spielen die Richtung und Neigung der Faltungsaxe eine grosse Rolle. Für die karelischen Schiefer ergab sich hierbei, dass ihre Grenzen gegen die älteren Gesteine tektonischer Natur und ausser durch Konglomerate auch durch Mylonite, und Breccien gekennzeichnet sind. Tektonische Breccien kommen auch in der Formation selbst vor, oft längs den Verschiebungsflächen zwischen den verschiedenen Schieferpartien. An solchen Stellen ist auch oft intrusives basisches Magma emporgedrungen.

LITTERATUR.

1. ESKOLA, PENTTI, On the Petrology of the Orijärvi Region. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 40. Helsingfors, 1914, S. 134—136.
2. GEIJER, PER, Nautanenområdet. Sveriges geol. undersökning, Ser. C., N:o 283. Stockholm, 1918, S. 13—20.
3. GEIJER, PER, Stråssa och Blanka järnmalmfält. Sveriges geol. undersökning, Ser. Ca., N:o 20. Stockholm, 1927, S. 10—13.
4. HADDING, ASSAR, Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 51. H. 1 (N:o 376). Stockholm, 1929, S. 24—26.

5. HÖGBOM, A. G., Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 21. Stockholm, 1899, S. 637—638.
6. LINDROTH, G. T., Studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 44, N:o 384. Stockholm, 1922, S. 29—60.
7. LOKKA, LAURI, Über Wiikit. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 82. Helsinki, 1928, S. 59—68.
8. MAGNUSSON, NILS H., Persbergs malmtrakt och berggrunden i de centrala delarna av Filipstads bergslag. Akad. avhandling. Stockholm, 1925, S. 6—112.
9. MAGNUSSON, NILS H., Nordmarks malmtrakt. Sveriges geol. undersökning, Ser. Ca., N:o 13. Stockholm, 1929, S. 5—8.
10. MÄKINEN, EERO, Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 47. Helsingfors, 1916, S. 1—152.
11. SEDERHOLM, J. J., Geol. komm. öfversiktskarta öfver Finland, Sekt. B 2, Tammerfors. Beskrifning till bergartskartan, Helsingfors, 1911, S. 18—32.
12. SUNDBERG, K., LUNDBERG, H. and EKLUND, J., Electrical prospecting in Sweden. Sveriges geol. undersökning, Ser. C, N:o 327. Stockholm, 1925. Karte des Skelleftegebietes.
13. SUNDIUS, N., Grythyttfältets geologi. Sveriges geol. undersökning, Ser. C, N:o 312. Stockholm, 1923, S. 10—220.
14. WEGMANN, C. E., Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinland. Fennia 50, N:o 16. Helsinki, 1928, S. 1—20.
15. WEGMANN, C. E., Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge Finnlands. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 85. Comptes Rendus de la Société géol. de Finlande N:o 1. Helsinki, 1929. S. 49—53.
16. WEGMANN, C. E., Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. Bull. Comm. géol. de Finlande, N:o 87, C. R. Soc. géol. Finlande, N:o 2. Helsinki, 1929, S. 98—127.
17. WILKMAN, W. W., Geol. Toimik., Suomen geol. yleiskartta, Lehti C 4, Kajaani. Die Gesteinskarte. Helsinki, 1929.
18. VÄYRYNEN, HEIKKI, Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 78. Helsinki, 1928, S. 26—36.

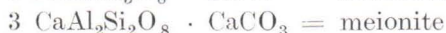
THE CHEMICAL FORMULAS OF HAÜYNE AND
CANCRINITE.

By

L. H. BORGSTRÖM.

The chemical formulas of some important rock-forming minerals are still doubtful. Thus the formulas now generally accepted for the sodalite and cancrinite groups can not explain the variations in their chemical composition. The purpose of the present paper is to propose a principle which seems to make it possible to obtain satisfactory formulas for all the members of these mineral groups. Stated briefly, this principle consists in the assumption that the sodalite and cancrinite groups are isomorphous mixtures in which sodium atoms replace an equal number of calcium atoms and not, as hitherto assumed, a chemically equivalent quantity of Ca.

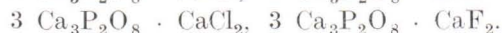
An investigation of the chemical composition of the scapolite minerals by the author indicates that they possess the following formulas.¹



Brauns² added to the scapolite group the sulphate meionite:



According to Hausen³ the formulas of the chief members of the apatite group may be written:



¹ L. H. BORGSTRÖM, *Zeitschr. f. Kryst.*, Bd. 54, 1915, p. 238.

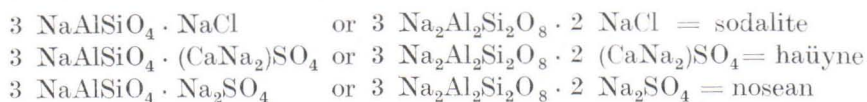
² R. BRAUNS, *Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd.* 39, 1914, p. 79.

³ H. HAUSEN, *Acta Academiae Aboensis, Math. et Phys.*, V, 3, 1925.

Thus we find that NaCl in scapolite can be replaced by CaCO_3 and CaSO_4 , in the apatites by CaCl_2 . One Ca atom is in these cases replaced by one Na atom and not by Na_2 .

The isomorphous replacement of an element in a compound by an equal number of atoms of another element, even if the latter possesses another valency, is far easier to explain from the point of view of the modern conception of crystal structure than the isomorphous replacement of an element by a chemically equivalent quantity of another element with a different chemical valency. If in a chemical compound an atom is replaced by an atom of different valency the rest of the compound is also bound to change. The laws of multiple proportions and of constant valencies govern the combinations of the atoms to form a compound. If Ca is substituted for Na we thus see Cl replaced by Cl_2 or by other bivalent groups such as CO_3 or SO_4 . In these cases the number of atoms evidently replacing one another is variable and it is difficult to understand how these different atom groups can be arranged according to a similar atomic fabric.

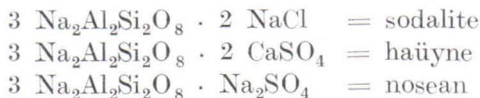
In the textbooks of mineralogy the formulas of the sodalite group are usually written as follows:



According to these formulas the NaCl of the sodalite is replaced by Na_2SO_4 in nosean and by CaSO_4 in häüyne, and häüyne is an isomorphous mixture where Na_2SO_4 replaces CaSO_4 .

Now the analyses of nosean show about 8 % SO_3 instead of 14 %, the percentage demanded by the formula above, while analyses of häüyne mostly show about 12 % and not 14 % of SO_3 to be present.

The principles underlying the old formulas for häüyne and nosean are at variance with the rules which govern the relations for isomorphous replacement in the scapolite and apatite groups. The formulas above assume a replacement of Ca by Na_2 . A substitution of one atom of Na for one atom of Ca demands that the old formulas for the sodalite group should be replaced by the following new formulas:



Here 2 Na is replaced by 2 Ca in h a y ne and by Na₂ in nosean, 2 Cl in sodalite by 2 SO₄ in h a y ne but by only 1 SO₄ in nosean.

The natural minerals of the sodalite group are isomorphous mixtures of these pure compounds in different proportions. Pure h a y ne contains 14.2 % SO₃, pure nosean 8.0 %. The natural h a y ne often show about 12 % SO₃ and 0.5 % Cl and can be described as an isomorphous mixture of pure h a y ne with 5 % to 10 % sodalite and up to 15 % nosean. The noseans seem to contain about 10 % pure sodalite, 10 % to 25 % pure h a y ne and 65 % to 80 % pure nosean.

With the aid of the new formulas the percentages of the chemical components can be calculated in relation to one another in different mixtures and the calculated values show a perfect agreement with the results of the analyses of minerals belonging to the sodalite group. Hence the validity of the new formulas can be regarded as fully established.

Gossner (1922)¹ in a very interesting paper in which he also discusses the isomorphous replacement of Na by Ca-atoms in equal numbers states that the analyses of nosean lead to the formula 3 Na₂Al₂Si₂O₈ · Na₂SO₄. The mean values of the h a y ne analyses are, however, according to his calculations much nearer to 2 Na₂Al₂Si₂O₈ · CaSO₄ than to the formula 3 Na₂Al₂Si₂O₈ · 2 CaSO₄, which Gossner nevertheless prefers though not without hesitation because of its similarity to the formula of the sodalite. In the same year Brauns,² in writing about the minerals of the Laacher-See district, calculates 10 analyses of nosean from different places and proves them to conform with the formula 3 Na₂Al₂Si₂O₈ · Na₂SO₄. He also calculates the results of 8 analyses of h a y ne and finds that they approach the formula 2 Na₂Al₂Si₂O₈ · CaSO₄. He states, however, »that in the h a y ne of the Laacher-See district silicate and sulphate do not occur in fixed proportions.»

This looking for a fixed ratio means evidently that the molekular ratio SiO₂ : SO₃ for all h a y nes is considered to be the same as that which the old formulas imply. If, on the other hand, the theory of the new formulas is adopted and the h a y ne is considered to be an isomorphous mixture of 3 Na₂Al₂Si₂O₈ · 2 CaSO₄, with SiO₂ : SO₃ = 3 : 1, and 3 Na₂Al₂Si₂O₈ · Na₂SO₄, with SiO₂ : SO₃ = 6 : 1, a variation is to be expected in the molecular ratios of the analyzed natural h a y nes. A mixture of 2 molecules of the h a y ne compound with

¹ Mineralogisches Centralblatt 1922, p. 193.

² Die Mineralien des niederrheinischen Vulkangebietes. Stuttgart, 1922.

1 molecule of the nosean compound gives thus the molecular ratio $\text{SiO}_2 : \text{SO}_3 = 3 + 3 + 6 : 1 + 1 + 1 = 12 : 3 = 4 : 1$, which corresponds with the formula $2 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaSO}_4$ of Gossner and Brauns. This simply means that many natural haüynes are mixtures which contain about 30 % of pure nosean.

The problem of the chemical composition of the cancrinite seems to be still more complicated, and several different formulas have been advanced.

Table I.

Rauff (1878)	$\text{Na}_8\text{Al}_8\text{Si}_9\text{O}_{24} + 2 (\text{CaNa}_2)\text{CO}_3 + 3 \text{H}_2\text{O}$
Clarke (1886)	$\text{CaNa}_8\text{H}_6 (\text{CO}_4)_2 \text{Al}_8 (\text{SiO}_4)_8$
Groth (1889)	$(\text{Na}_2\text{Ca})_4\text{H}_6\text{Si}_9\text{O}_{36}\text{Al}_8 (\text{NaCO}_3)_2$
Thugutt (1892)	$8 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{O}_4 \cdot 5 \text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$
Zambonini (1908)	$m \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n \text{Na}_4(\text{AlNaCO}_3) \text{Si}_2\text{O}_8 \cdot p \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{20}$
Mauritz (1912)	$\text{H}_4(\text{Na}_2\text{K}_2, \text{Ca}, \text{Mn})_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{21}\text{C}$
Jakob (1920)	$\text{Al} (\text{SiO}_4)_3 \text{Al}_2\text{Na}_3 (\text{Ca}, \text{Na}_2) \text{CO}_3$
Gossner (1922)	$3 \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ or $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{HCO}_2)_2$
Eitel (1922)	$3 \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ with $3 \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$
Walker & Parsons (1925)	$\text{CaO} \cdot 3 \text{R}_2\text{O} \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{CO}_2$ (R_2O contains also H_2O)

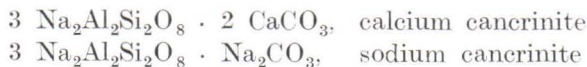
All these formulas imply that Ca is replaced by Na_2 , and this in the »silicate» as well as in the »salt» portion if the compound is written as a double salt.

The formulas above correspond to the following molecular ratios

	Al_2O_3	SiO_2	CO_2
Rauff and Groth	4	9	2
Clarke, Mauritz, Walker and Parsons ..	4	8	2
Thugutt	11	24	6
Jakob, Gossner, Eitel	3	6	2

The calculation of the molecular ratios in the analyses of cancrinite published since 1883 shows that, if the molecular number of CO_2 is 2, the numbers for Al_2O_3 vary between 3.7 and 4.6, and for SiO_2 between 7.2 and 10.6. These numbers do not agree with any of the formulas.

If one presumes that one atom of Ca in the carbonate portion of the double salt is substituted by one Na atom or that Na_2CO_3 may be replaced by 2CaCO_3 in analogy with the new formulas for the scapolite, the apatite and the sodalite groups quoted above, the new formulas of the chief constituents of the isomorphous series of the cancrinites may be written thus:



The first formula presumes the molecular ratio $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{CO}_2$ to be 3 : 6 : 2 the second 6 : 12 : 2. The variations pointed out above in the molecular ratios lie between these numbers, as would be expected for isomorphous mixtures of the two compounds. Further a mixture

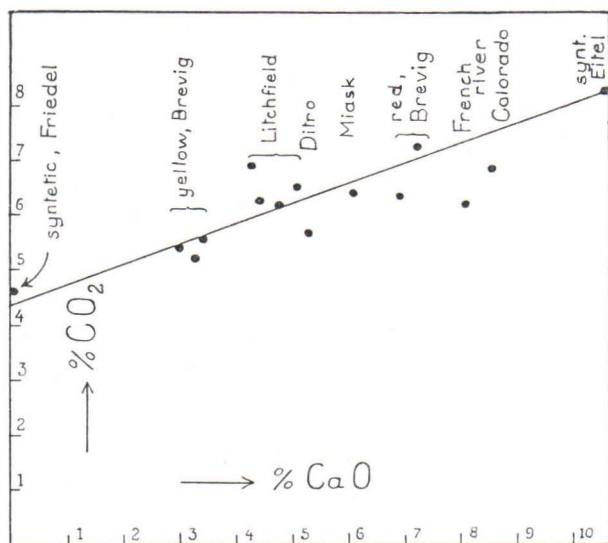


Diagram 1. Carbonic acid in relation to CaO percentages in cancrinites.

of two molecules of calcium cancrinite and one molecule of sodium cancrinite has the ratios $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{CO}_2 = 3 + 3 + 6 : 6 + 6 + 12 : 2 + 2 + 2$ or 4 : 8 : 2, which agrees with and explains the ratio for the cancrinite formulas of Clarke, Mauritz and Walker & Parsons (Groth and Rauff see below).

The diagram 1 above shows that the cancrinites rich in CaO contain more CO_2 than the varieties poor in lime as demanded by the new formulas. The values for the CO_2 percentages of the analyses arrange themselves along the straight line between the calculated points for pure sodium cancrinite and for pure calcium cancrinite, indicating that the cancrinites are chiefly mixtures of these two components.

That the CO_2 percentages of a few of the cancrinites comparatively rich in lime fall below the value computed probably means that part of CaO here replaces Na_2O in the silicate. The silicate portion of the

cancrinite has the ortosilicate formula of nephelite and in nephelite a similar substitution is known ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ is mixed with $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). A small excess of silica in the silicate portion of the cancrinite may be caused by a replacement of $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ by $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ as in the nephelite and does not require a cancrinite formula with the ratios 4 : 9 : 2 as Rauff and Groth believed.

Table II.

	FRIEDEL synthetic	Calculated pure sodium cancrinite	CLARKE Litchfield	Calculated ¹	WALKER & PARSONS French River	Calculated ²	LARSEN & STEIGER Beaver Creek	Calculated ³
Na_2O	22.15	24.5	19.33	20.3	15.69	17.0	18.52	20.5
K_2O	2.34	—	0.09	—	0.78	—	1.45	—
CaO	—	—	5.12	5.1	8.12	8.2	4.18	4.3
Al_2O_3	30.59	30.3	29.45	28.8	30.44	30.2	29.40	28.6
SiO_2	35.77	35.6	35.83	35.6	35.68	35.4	33.70	33.7
CO_2	4.60	4.3	6.50	6.4	6.07	5.7	3.18	3.2
SO_3	—	—	—	—	—	—	4.65	4.6
H_2O	4.14	5.3	3.79	3.8	3.27	3.5	4.96	5.0
	99.59	100.0	100.11	100.0	100.05	100.0	100.04	100.0

The table above shows the way in which the chemical composition of the cancrinites (including the percentages of CO_2) may be calculated on the basis of the new formulas.

Only the numbers for H_2O make difficulties. In the diagram 2 page 57 the percentages of H_2O in the analyses are compared with the CaO percentages. The H_2O points in the diagram show that the cancrinites poor in lime contain more water than those rich in lime. If we compare the formulas of calcium cancrinite and sodium cancrinite, as stated above, we find that the latter contains three oxygen atoms less than the first. In the crystal structure of the sodium cancrinite there must be empty places corresponding to those occupied by these three atoms in the calcium cancrinite. These places can probably be filled by the chemically neutral H_2O in analogy with the behaviour of H_2O in so many of the complex

¹ 20 % $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2 \text{CaCO}_3 + 57$ % $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$
 + 5 % $3 \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O} + 1$ % H_2O .

² 69 % $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O} + 31$ % $3 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2 \text{CaCO}_3$.

³ 10 % $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2 \text{CaCO}_3 + 56$ % $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$
 + 32 % $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2 \text{CaSO}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$.

salts described by Werner and others. If this is the case, the formula of the sodium cancrinite should be substituted by



This formula resembles in a way the formula which Rauff used for cancrinite. The H_2O percentage of the cancrinites, as expressed in the diagram, is very near the percentages calculated with the aid of

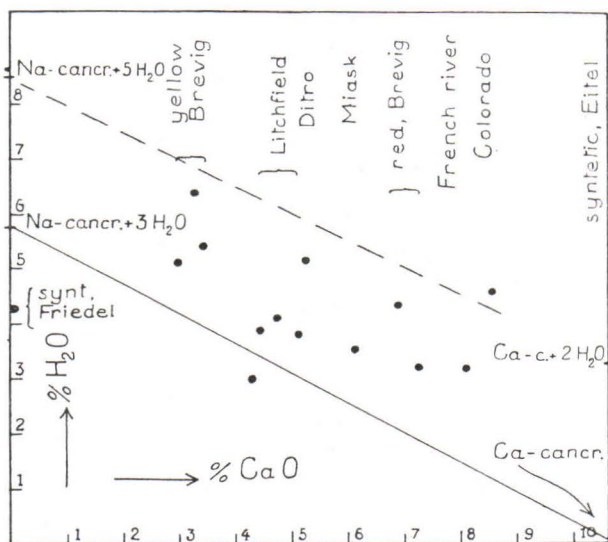
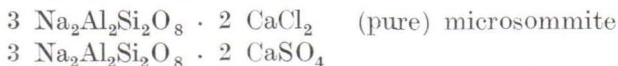


Diagram 2. Water content in relation to CaO percentages in cancrinites.

the formula with 3 H_2O , but exceeds them a little. The causes of this excess may be various. However, the existence of a sulphate cancrinite where 2 CaSO_4 replaces 2 CaCO_3 may signify, that two more oxygen atoms can find room in the structure of carbonate cancrinites. The H_2O excess of the analyses seems never to reach as much as 2 H_2O and the varying water-percentage of such minerals as the cancrinites is a difficult problem of its own, and can not be finally solved without special investigations

The cancrinites are thus shown to be isomorphous mixtures of $3 \text{ Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2 \text{ CaCO}_3$ and $3 \text{ Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$ (or $3 \text{ Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3 \text{ H}_2\text{O}$).

The chemical compositions of the other minerals of the cancrinite group, microsommite and davyne, may be expressed as isomorphous mixtures in which besides the carbonates the following two compounds play an important part:



ÜBER DIAPIRISMUS.

(BESONDERS IM GRUNDGEBIRGE).¹

Von

C. E. WEGMANN.

(mit 4 Figuren).

Der Vortragende referierte einleitungsweise eine Reihe von Arbeiten über den Bau von Salzdomen und über verschiedene Hypothesen ihrer Entstehung. Sie wurden unter zwei Gesichtspunkten gruppiert:

1) die Anatomie der Salzdomen und ihre räumliche Anordnung im Bau der Umgebung;

2) die Bewegungen der Salzdomen, d. h. die Formveränderungen in der Zeit und ihr Zusammenhang mit anderen Veränderungen im Bau der Gegend.

Die Anatomie wurde in einer Reihe von Bildern aus den Arbeiten verschiedener Autoren, aus mehreren Gebieten gezeigt. Wichtig ist dabei, dass die umgebenden Schichten mit gegen oben zunehmender Steilheit aufgerichtet und durchbrochen werden. Nachdem die Salzgesteine über eine gewisse Strecke senkrecht aufgestiegen sind, breiten sie sich in manchen Gegenden wieder seitwärts aus und bilden eigentümliche Formen. Diese Verbreiterungen sollen für eine bestimmte Gegend in einem bestimmten Niveau vorkommen. Mrazec (1) hat schon lange eine ganze Reihe von Formen beschrieben.

Die, über dem ursprünglichen Salzhorizonte liegenden Schichten sind meistens sehr mächtig. Im ungefalteten oder wenig gefalteten Gebirge ist der Grundriss der Aufbrüche kreisförmig bis oval, mit wachsender Intensität der Faltung wird er länglicher. Die Kulminationen der Faltungen werden vom Salze bevorzugt und übertrieben. Der Scheitel der Salzgesteine passt sich der Faltungsrichtung an. Interferieren zwei Faltungsrichtungen so bevorzugt die Aufbrüche

¹ Nach einem Vortrage am 2. Mai 1929.

die Knotenpunkte. Auch Querverschiebungen und blätterartige Phänomene werden gerne benützt.

Die Bewegungen wurden lange und von verschiedenen Forschern diskutiert. Die einen behaupten mit Stille, dass das Salz nur während orogenen Bewegungen emporgetrieben werde; seine besonderen tektonischen Erscheinungen beruhten lediglich auf seiner grösseren Mobilität. Andere behaupten mit Lachmann und Arrhenius, dass der Vorgang, einmal eingeleitet, auch in Perioden der Ruhe immer weiter fortschreite. Die neueren Untersuchungen in Rumänien und in Norddeutschland scheinen eher der zweiten Auffassung recht zu geben.

Auf diese Befunde wurden verschiedene Theorien des Salzauftriebes gebaut: für Stille (2) ist der Salzaufstieg lediglich eine Faltung mit hochmobilem Material; der Auftrieb soll sich daher an die von ihm festgelegten Deformationsphasen der Erdrinde halten. Für Lachmann und Arrhenius (3) ist wichtig: die hohe Plastizität (wobei dieselbe sowohl durch Translation im Kristallgebäude als auch durch Lösungsumsatz zu stande kommen kann) und der Unterschied der spezifischen Gewichte oder Raummetergewichte der Deckschichten einerseits und der Salzgesteine andererseits. Die Salzgesteine würden, durch den Belastungsdruck getrieben, nach prädisponierten Stellen wandern und dort herausgedrückt; die Dome wachsen auf diese Weise, so lange der Belastungsdruck gross genug ist. Nach den Erforschern der rumänischen Salzgebiete scheint eine Kombination beider Theorien den Tatsachen am besten gerecht zu werden (4, 5, 6); durch eine der karpatischen Faltungen wurde der Vorgang eingeleitet, es bildeten sich Mulden und Sättel; in den Mulden wurde mehr Sediment abgelagert, als über den Sätteln; dadurch wurde die Belastung in den ersteren grösser und die Diapire konnten fortwährend in die Sättel hineinwachsen.

Wenn auch die Ansichten über manche Punkte noch stark auseinandergehen, so sind doch alle Autoren über die wichtigsten Tatsachen einig: eine Schicht hochmobiler Gesteine liegt tief begraben unter einer weniger mobilen, eventuell spezifisch schwereren Platte; aus dieser Schicht sammelt sich das Material gegen den Auftrieb und steigt in die Höhe.

Von diesen Tatsachen gingen Escher und Kuenen (7) aus bei der experimentellen Erforschung der Bewegungen der Salzdome. Bereits früher wurden solche Experimente von Torrey und Fralich (8) ausgeführt; diejenigen der Holländer sind aber in mancher Hinsicht aufschlussreicher. Verschiedene, mobilere und weniger mobile Schichten werden flach übereinander gelegt und unter

Druck versetzt; sie können in ein röhrenförmiges Gefäß ausweichen; der Scheitel dieser Ausweichröhre steht bei der einen Experimentserie unter Druck, bei der anderen nicht. Durch verschiedene Anordnungen beim Aufbau der Schichten kann man die Lagenveränderungen einzelner Raumteile verfolgen. Alle diese Untersuchungen geben wichtige Einblicke in den Bewegungsmechanismus mobiler Massen in festerer Umgebung.

Der eine oder andere wird vielleicht fragen: Was hat das alles mit der Geologie Finnlands zu tun? Wir haben ja doch kein Salz in den präkambrischen Systemen.

Zum letzteren Einwande wäre vielleicht zu bemerken: es ist nicht ausgeschlossen, dass gewisse epikontinentale Ablagerungen präkambrischer Systeme Salzgesteine enthielten. Die Jatulfacies gleicht in so mancher Hinsicht der gyps- und salzhaltigen Permo-Trias und anderen, ähnlichen Formationen, dass sie auch in dieser analog gebaut gewesen sein könnte. Da aber besonders in gefalteten Gebieten das Salz leicht auswandert, und da es über einem festeren Sockel gerne einen Abscherungshorizont bildet, so kann es in den langen Zeiträumen vollständig ausgewandert sein, allerlei eigentümliche und schwer erklärbare Störungen hinter sich lassend. Bei weiteren Arbeiten im Jatulgebiete könnte man vielleicht auch diese Erklärungsmöglichkeit in Reserve halten. Es sei hier auf die Ähnlichkeiten gewisser Strukturen z. B. im Soanlahtgebiete mit solchen am Nordrande der Pyrenäen erinnert; in den letzteren wurde erst in den letzten Jahren erkannt, wie wichtig die Durchbrüche mobiler Massen sind.

Wichtiger als die obige Anmerkung dürfte ein Vergleich mit den Intrusionen magmatischer Gesteine sein. Die beiden Phänomene wurden schon oft und schon lange mit einander verglichen (1, 2, 4 u. a.). Die meisten Vergleiche waren aber akademischer Art: man versuchte beide Bewegungsvorgänge auf dieselbe Formel zu bringen. Für den Feldgeologen entstand dabei kein Vorteil; seine Beobachtungen liessen sich dadurch weder ordnen noch erklären.

Es scheint uns aber, als ob die Arbeiten über die Anatomie und die Bewegungen und die experimentellen Forschungen manche nützliche Winke für die Erforschung der Intrusivkörper geben könnten. Sie helfen uns, eine Reihe von Erscheinungen des Grundgebirges vorläufig zu ordnen und zu erklären; zugleich ergeben sich Hinweise auf solche Phänomene, welche bis jetzt wenig beachtet und noch weniger gemessen wurden, über die aber ein umfangreicheres, namentlich auch kartographisches Material wünschenswert wäre.

Diese Ausführungen gründen sich auf Beobachtungen auf den Reisen der letzten Jahre in Südfinnland, Centralfinnland und Karelien. Vielleicht wird sich einmal später Gelegenheit zu einer ausführlicheren Darstellung und Begründung bieten.

Die Erforschung der Gebirge hat gezeigt, dass sich mächtige Teile der Sockelplatten gegen und über einander bewegen können. Solche übereinander geschobene Schollen lösen sich, teils in Scherflächen, teils durch Differentialbewegungen über mächtigere Schichten, von ihrer früheren tieferen Unterlage. Auch bei den Grundfalten (9) muss sich die solidarisch deformierte Sockelplatte als solche ablösen. Diese Ablösung geschieht in derjenigen Tiefe, in welcher ein gerichteter Druck nur noch auf ganz kurze Strecken als solcher, während der grösste Teil als allseitiger Druck weiter geleitet wird. Dieser Übergang von der einen zur anderen Reaktionsart des Materiales geschieht allmählich; er hängt von einer ganzen Reihe von Faktoren ab, von denen die wichtigsten: Belastung, Temperatur und Beschaffenheit des Materials von Ort zu Ort, teilweise unabhängig von einander, wechseln. Der Uebergang vom wenig mobilen zum hochmobilen Material geschieht also in einer mächtigen Schicht. Die Sockelplatte verändert ihre Lage im Verhältnis zu einer Ebene in grosser Tiefe so, dass die mobileren Massen der Ablösungsschicht die Formveränderungen der steiferen Sockelplatte ausgleichen. Wenn wir einen solchen Kontinentalsockel von der topographischen Oberfläche bis zur Ablösungsschicht betrachten, so fällt die Ähnlichkeit mit den Salzgebirgsgegenden auf.

Versuchen wir einmal, in Gedanken, dieses Modell nach Art der Salzdomen sich bewegen zu lassen; da die Sockelplatten komplizierter gebaut sind, als die über den Salzgesteinen liegenden Sedimentschichten, so wird schon dadurch das ganze Bild komplizierter. Da wir daneben noch eine Vielheit von Variablen haben, kann eine Rekonstruktion nur durch eine Reihe von Approximationen von verschiedenen Seiten erreicht werden. Dies rechtfertigt vielleicht auch die Darstellungsweise; in einem solchen Referat kann ja nur das erhaltene Bild und seine Bewegungen mit den eingesetzten beobachteten Erscheinungen beschrieben werden, ohne dass alle Beobachtungen und alle Gründe für und wider auseinandergesetzt werden.

Eine Sockelplatte ist meistens eine komplizierte Mosaik von verschiedenen Gesteinsarten. Ein Blick auf eine geologische Karte eines alten Massives oder Schildes, z. B. von Fennoskandia, genügt, um uns davon zu überzeugen. Die neueren tektonischen Untersuchungen haben ergeben, dass die jetzige topographische

Oberfläche ein zufälliger tiefer Schnitt durch die alten Gebirgs- und Intrusivkörper ist. Sowohl tiefere, als auch höhere Schnittebenen würden wahrscheinlich ebenfalls komplizierte geologische Karten zeigen. Die Mosaik ist nicht nur eine oberflächliche, in der topographischen Ebene und ein wenig darunter, sondern eine durchgehende räumliche. Das Material und der Bau der Ablösungsschicht unterscheidet sich im Ruhezustand nicht von demjenigen der höheren Schichten der Sockelplatte. Seine Lage im ganzen Apparate bedingt aber eine andere mechanisch-chemische Reaktion auf Deformationen als höhere Lagen.

Wirkt ein orogenetischer Impuls auf eine Sockelplatte, so reagiert sie als steifes Ganzes, im Grossen ohne Rücksicht auf die Infrastruktur; die letztere wird das Detail beeinflussen. Argand (9) hat für diese Deformationen den Begriff der *Grundfaltung* (plissement de fond) geschaffen. Die ganze Raummosaik wird auf diese Weise als Platte gewölbt, eventuell durchschoren und in steifen Platten übereinander geschoben. Bei einer Wölbung der Platte werden sich die mobileren Teile der Ablösungsschicht unter den Scheitel des Gewölbes suchen. Da der Belastungsdruck im mobileren Materiale zu einem grossen Teile als allseitiger Druck weiter geleitet wird, steht dieses im Gewölbe unter einem grösseren allseitigen Drucke als die Wände des Gewölbes. Ist der Vorgang eingeleitet, so wird er sich, ähnlich wie im Salzgebirge, weiter entwickeln, bis ein Gleichgewicht erreicht ist (vergl. Fig. 1).

Auf dem Scheitel ruht ein geringerer Druck als auf der Unterlage der Mulden. Dadurch wird unter den Schenkeln die Mobilität des Materials aktiviert, und sucht sich einen Weg nach aufwärts. Auch in der Ablösungsschicht gibt es Räume ungleicher Mobilität. In den mobileren Räumen sucht das Material aufzusteigen und den weniger mobilen Rahmen wegzudrängen. Die weitere Entwicklung hängt davon ab, ob und wie dieser ausweichen kann.

Das Beiseitedrücken wird immer mehr einer Breccierung Platz machen. Verschiedene Gesteine fangen unter verschiedenen Bedingungen an, mit *Breccienbildung* zu reagieren. Beim Vordringen wird der Rahmen auf Zug beansprucht. Da die *Zugfestigkeit* und die *Druckfestigkeit* der Gesteine ziemlich verschieden ist, und die erstere in Gesteinen mit Diaklasen in regelmässigen Abständen den Wert Null passiert, so werden solche *Zugbreccien* unter Bedingungen gebildet, unter welchen dasselbe Gestein unter Druck noch *makroplastisch* reagieren würde. Die Breccierung durch Zugbeanspruchung sollte man von der sogenannten Reibungs-

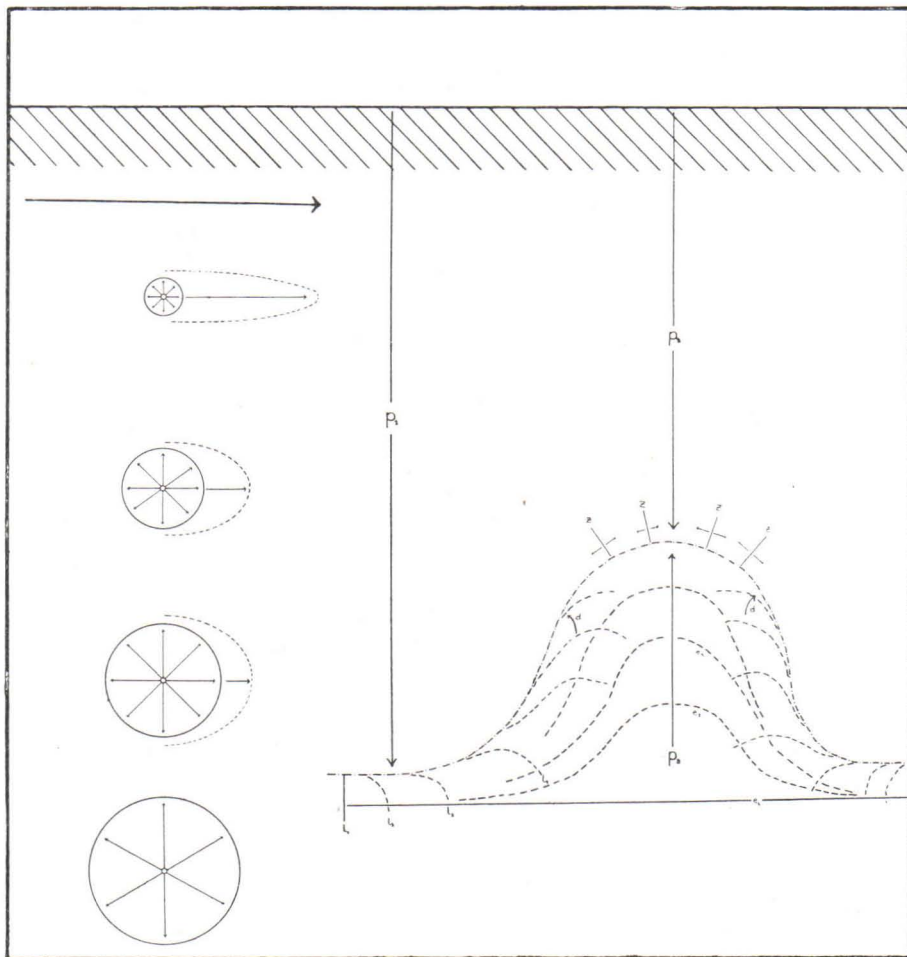


Fig. 1. Schematische Darstellung der Druckleitungsverhältnisse einer aufsteigenden Masse.

Links: in den höheren Schichten wird der Belastungsdruck gerichtet weiter gegeben. Mit zunehmender Plastizität entspricht er ungefähr dem allseitigen Drucke im Gesteine. Kommt Seitendruck hinzu, so wird er teils als allseitiger, teils als gerichteter Druck weiter geleitet. In einer gewissen Tiefe übersteigt der allseitige Druck jede, gerichtet weiter leitbare Druckkomponente. Die Leitungsstrahlen würden durch eine Kugelfläche begrenzt (unten links). In diesen Räumen bewegt sich das Material fließend nach Orten geringeren Druckes.

Auf diese Schicht wirkt der Belastungsdruck p_1 (links); steigt das mobile Material, so wirkt auf den Scheitel der Belastungsdruck p_2 ; ihm wirkt im Inneren der Druck p_3 entgegen. Diese letztere besteht unter anderen auch aus einer Komponente von p_1 , so lange die Uebertragung auf eine, der hydraulischen ähnlichen Art geschieht, übersteigt also zu gewissen Zeiten den Druck p_2 .

Beim Auftrieb wird die Wandung auf Zug beansprucht (z). Früher lotrechte Linien (l_1) werden gedreht und verlängert (l_2, l_3, l_4 etc.). Eine Ebene (e_1) wird im Auftritte vergrößert (e_2, e_3) im Grundrisse der höheren Stockwerke zusammengedrängt.

Gelangt das Diapir in die höheren Stockwerke, so wird der Unterschied in der Druckleitung im Inneren und im Äusseren immer grösser. Eventueller Seitendruck wird in den höheren Stockwerken besser geleitet und wird das Diapir immer mehr einseitig umlegen.

brecciiierung (auf Ueberschiebungen, Verwerfungen etc.), deren Produkte hie und da auch in Intrusivgesteinen eingeschlossen sein können, scheiden. Die Tiefenstufe beider Phänomene ist verschieden; das erstere kann bis in weit grössere Tiefen vorkommen als das zweite.

In den, durch die Zugbeanspruchung sich öffnenden Räumen (welche oft früheren Scherklüften entsprechen, siehe Fig. 2) dringt die mobile Masse weiter vor. Je resistenter die Umgebung wird, umso ebenbegrenzter werden die Leiträume, da auch die Festigkeitsdifferenzen der Nebengesteine unter sich im Verhältnis zur mobilen Masse kleiner werden. In den höheren Niveaus werden die Leiträume immer mehr zu langen geraden Gängen, wenn es nicht zu Explosionen und zur Bildung von Kaminen kommt. Je höher man gelangt, umso kantiger werden, zuerst im kleinen und dann auch im grossen, die Begrenzungsflächen.

Das mobile Material wirkt aber nicht nur mechanisch; durch chemische und Wärme-Zufuhr erhöht es die Mobilität der Umgebung. Das so aktivierte Material wird nach und nach in die Bewegung mit einbezogen. Gesteine, welche bei der Ankunft des Magmas ziemlich rigid reagierten, zeigen in einer späteren Phase Deformationsformen mit immer mehr kontinuierlicher Krümmung, bis sie in fliessende Formen übergehen. Ein, anfangs mitwirkender Faktor ist der schon oben erwähnte Unterschied zwischen Zug- und Druckfestigkeit des Gesteins.

In ein und demselben Gesteinstheil legen sich also in der Zeit Bewegungstypen verschiedener Mobilität übereinander. Beim Empordringen des Diapirs folgen sie einander so, dass sich die mobileren Stile über die rigideren legen.

Räume, in welchen diese Stile vorkommen, legen sich wie Mäntel um das Diapir, und rücken hintereinander in das Nebengestein vor. Sie decken nicht das ganze Diapir gleichmässig auf allen Seiten. Sie sind verschieden mächtig in verschiedenen Tiefen und in verschiedenem Material. Gegen oben werden diese Mäntel, einer um den andern, dünner und zum Schluss kann das Diapir seinen Kopf heraus strecken.

Die Folge dieser Stadien und die Anordnung der Zonen lassen sich in vielen Migmatitgebieten beobachten. Ein reiches, und ausgezeichnetes Bildmaterial ist in den Arbeiten Sederholms (10, 11, 12) gesammelt, und unter anderen Gesichtspunkten verarbeitet. Bei zukünftigen Kartierungen im grossen Masstabe sollten diese Typen

und Typenfolgen, wo es möglich ist, ausgeschieden werden, um die Form und die Bewegungen derselben räumlich genauer festlegen zu können.

An einem gewissen Punkte der Entwicklung wird die Wärmebilanz im Scheitel so stark negativ, dass die Masse zu kristallisieren beginnt. Dabei rücken Zonen geringerer Mobilität über den Scheitel, und durch die oben erwähnten Mäntel gegen unten. Diese absteigenden Zonen beschreiben wohl meistens nicht ganz den gleichen Weg wie beim Zurückweichen vor dem mobileren aufsteigenden Material. Hat das Diapir in seinen tieferen Teilen zu dieser Zeit noch so viel mechanische Energie, dass es noch weiter steigen kann, so werden sich über die früheren Deformationen weitere, mit zunehmend rigidem Stile legen. Diesen Teilfall haben Cloos und seine Schüler an vielen verschiedenen Granitmassiven studiert und beschrieben; es ist das Verhältnis der Schlierengewölbe zu den Kluffgewölben und Klufffächern.

Es ergibt sich also ein erster Einteilungsgrund und kartographisch erfassbares Merkmal für Migmatite und andere granitisierte Materialien: der Bewegungstyp oder die Folge von Bewegungstypen, welche das Material durchlaufen hat. Namentlich sollten auch die Kontakte auf diese Weise erfasst, und ihrer verschiedenen Natur nach auf Karten verschieden dargestellt werden. Technische Vorschläge dafür werden an anderer Stelle folgen.

Wenn mehrere Materialien unter denselben Verhältnissen verschieden reagieren, so lässt sich auf diese Weise eine noch feinere Differentialdiagnose stellen.

Ein weiterer Einteilungsgrund bildet die Art und die Richtung der Beanspruchung. Um ihre Verteilung im Raume zu erklären, lassen wir das oben erwähnte Diapir wieder aufsteigen, und versuchen, an dem, einstweilen noch rohen Bilde einige neue Züge herauszuarbeiten.

Wäre die Ablösungsschicht, wie beim Salzgebirge, in ebene Schichten aufgeteilt, so wäre eine Beschreibung erheblich einfacher. Eine Sockelplatte ist aber, wie oben erwähnt eine komplizierte Raummosaik. Um einen allgemeinen Fall beschreiben zu können, und um keine allzu grossen Forderungen an das Raumvorstellungsvermögen zu stellen, denken wir uns die ganze komplizierte Struktur in ein räumliches Koordinatennetz eingefangen. Wir beschreiben dann einige Deformationen dieses Koordinatennetzes; nachher könnten wir die Infrastruktur wieder in das jetzt deformierte Koordinaten-

netz einbeschreiben. Die Annäherung ist damit noch eine recht grobe, da wir in diesem Falle mit einem fast homogenen, oder kontinuierlich sich verändernden Material operieren. Die Infrastrukturen reagieren zwar in den rigideren Teilen der Platte als mechanisch mehr oder weniger homogene Körper; in den mobileren Teilen aber tritt eine Inhomogenität auch mechanisch immer deutlicher hervor. Das vereinfachte Bild gibt uns aber bereits einen so guten Entwurf, dass er sich durch Einsetzen der Feldbeobachtungen leicht zu einer annehmbaren Approximation an das Naturgeschehen ausbauen lässt. Für diese Ausführungen sind die schon erwähnten Experimente Escher's und Kuenen's (7) besonders wichtig, da man noch wenige strukturellpetrographische Angaben über das Bewegungsbild des Salzgebirges hat.

Denken wir uns den Übergang von der steifen Sockelplatte zur mobilen Ablösungsschicht und durch diese an verschiedenen Stellen materielle Gerade senkrecht zur Schicht, in einiger Entfernung vom Diapir. Wenn die Fliessbewegung beginnt, so krümmen sich die Linien immer mehr, da das Material an der Grenze weniger schnell fließt. Beim Aufsteigen im Diapir bleibt die Linie am Rahmen immer mehr zurück, und Teile, welche früher weiter im Innern lagen, wälzen sich über die anderen gegen die Wandung. Auf diese Weise entsteht ein Drehmoment, welches die Grenzfläche gegen aussen umzukippen versucht. Kann das Nebengestein ausweichen, so entsteht eine Verbreiterung gegen oben, wie in manchen Salzdiapiren. Sind die Wände rigider, so braucht es einige besondere Umstände (z. B. Seitendruck im Dache, leichte Ablösung der Deckschichten oder ähnliches) um eine Bewegung mit dieser Tendenz zu ermöglichen. Lakkolithe und ähnliche Formen entstehen zum Teil auf diese Weise.

Ein Gang, welcher ursprünglich die mobile Schicht quer durchschnitten hätte, würde sich zuerst mit Stirne gegen das Diapir krümmen, und dann mit einem ziemlich flach liegenden Scheitel aufsteigen, wobei seine randlichen und inneren Teile steil nach unten fallen werden. Solange sein Material mobil genug ist, wird er ausgezogen, nachher wird er in Zugbreccien aufgelöst. Nimmt die Mobilität auch im Nebengesteine ab, so wirkt das Drehmoment, welches immer neue Teile des Inneren gegen die Wandung vorzuschieben versucht, so dass sich Gleitflächen bilden, welche die ehemalige Krümmung durchschneiden, und die zerschorenen Stücke an einen höheren Teil der Wand schieben. Die Bremswirkung der Grenzfläche ist auch bekannt durch die Beschreibungen der Schierengewölbe durch Cloos und seine Schüler.

Alle Raumelemente, welche quer zur ehemaligen Ablösungsschicht stehen, werden verlängert; sind sie resistenter als ihr Nebengestein, so werden sie auf Zug beansprucht. Bei einer Geländeaufnahme wird man die Richtungen der auf Zug beanspruchten Gesteinskörper notieren müssen.

Betrachten wir eine materielle Ebene in der mobilen Schicht parallel derselben. Wenn das Diapir aufsteigt, so werden, wie aus dem obigen hervorgeht, zwei, in der Fliessbewegung hintereinander gelegene Punkte aus einander gerückt. Punkte, welche auf einer Linie quer zur Fliessbewegung liegen, werden einander genähert, und dies umso mehr, je entfernter sie vorher vom Diapire lagen. Eine von mobilerem Material umgebene Schicht würde also in der Fliessrichtung ausgedünnt, oder zerrissen, quer dazu verkürzt, in den meisten Fällen also gefaltet oder übereinander geschoben. Die Axen dieser Falten stehen umso steiler, je mehr sie in das Diapir aufsteigen. Man wird bei Geländeaufnahmen auch diese Falten und ihre Axen beachten müssen. Beispiele davon sind auch in der Literatur nicht selten (10, 11, 12).

Bei einer Erweiterung werden die, vorher zusammengeschobenen und gefalteten Schichten wieder auf Zug beansprucht. Dabei werden meistens die gefalteten Stücke an früheren Scherflächen auseinander gezogen, und dazwischen wandert das mobilere Material. Die Abbildung eines einfachen Beispiels wurde uns in dankenswerter Weise von Herrn Prof. J. J. SEDERHOLM (12, p. 43) zur Verfügung gestellt (Fig. 2).

Beobachtungen über verschiedenartige Beanspruchung desselben Materials mit Angabe der Richtungen im Raume (der Beanspruchungen) sind für eine Deutung der Zusammenhänge notwendig.

Sie sind auch notwendig für die Deutung eventueller Lagen- oder Bänderstrukturen. Solche können bekanntlich auf viele Arten entstehen. Manche derselben lassen sich durch die mechanische Beanspruchungsweise unterscheiden: In eine erste Gruppe würde man diejenigen sammeln, bei welchen eine frühere Verschieferung übernommen wurde. In diesem Falle braucht die Mobilität nicht aktiviert worden zu sein. Bei einer zweiten Gruppe wäre die Bänderung etc. während einer früheren oder späteren Bewegungsphase des Diapirs entstanden; ihre Art hängt weitgehend vom Material ab. Man könnte sie wiederum in drei Untergruppen teilen: in die Innermagmatischen, die Grenzerscheinungen und die Nebenmagmatischen; in jeder wären einige Typen zu nennen. Allen

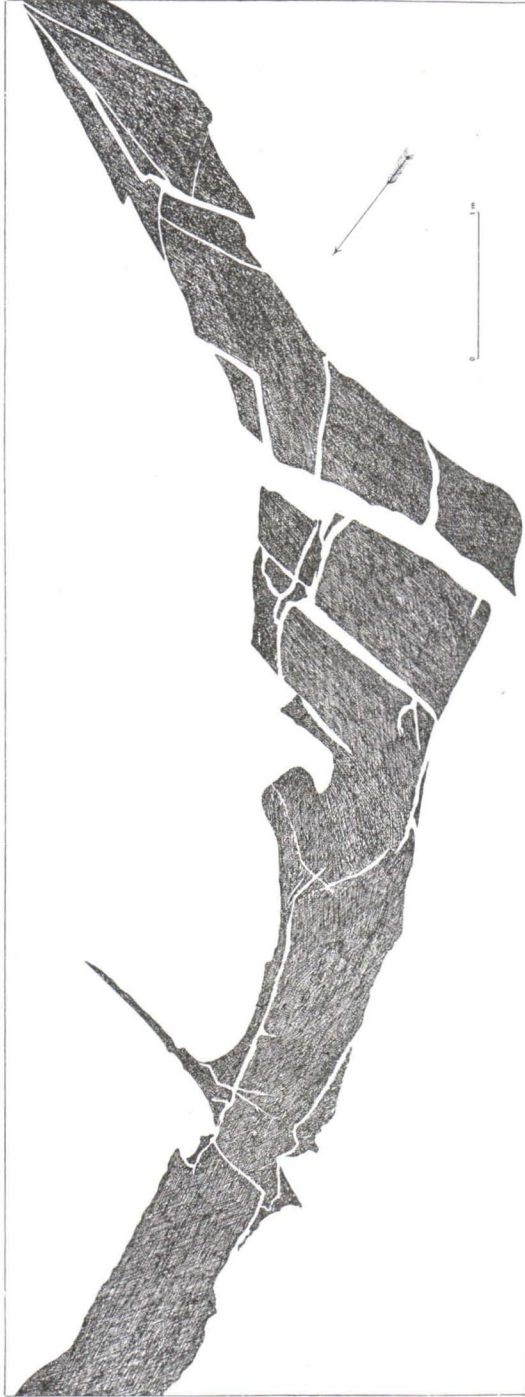


Fig. 2. Planskizze eines Metabasaltganges im palingenen Granite.

In die, durch Scherung entstandenen Diskontinuitäten dringt bei Zugbeanspruchung der umgebende palingene Granit. NW. Strand der Insel Pääskär, in der Gemeinde Ingå (Finland). 1 : 150 nat. Gr. Nach J. J. Seclerholm (12).

ist gemeinsam, dass sie bei Bewegungen im mobilen Zustande entstanden sind. Ihre Bänderung beruht nicht auf einem Drucke senkrecht auf die Schichten (wie man, nach der Litteratur zu urteilen, noch an manchen Orten zu glauben scheint) sondern auf einer Bewegung oder Tendenz zur Bewegung in der Ebene der Bänderung. Bei den einen wird ein, vorher injizierter Komplex so ausgedünnt, dass man nur noch dünne Lagen sieht; bei anderen wird zwischen den, sich von einander lösenden Schichten Material abgesetzt; dabei vergrößert sich die Mächtigkeit des Schichtpaketes; es muss also gewisse Ausweichungsmöglichkeiten haben; hie und da ist es möglich, deren Zustandekommen zu konstatieren.

Das eingewanderte Material kann entweder direkt als Magma eintreten, oder indirekt als aus dem Magma stammender Bestandteil (z. B. Quarz-Feldspatlösungen), oder es kann, als leichter lösbarer Komponenten, aus den umgebenden Schichten selber stammen, und sich in den kleinen Ablösungsräumen zwischen den Schichten sammeln.

Neben diesen Einteilungsgründen, welche sich auf den Bewegungszustand stützen, müssen für eine Klassifikation auch die mineralogisch-petrographischen Merkmale (auf die wir bei anderer Gelegenheit zurückzukommen hoffen) berücksichtigt werden. Dadurch erst erhalten wir eine Einteilung dieser Gesteine, welche sie nicht nur als histologische Gebilde klassifiziert, sondern ihnen auch als Bau- und Funktionsteilen eines Organismus ihren Platz anweist, und so ihre natürliche Stellung im Ganzen bestimmt.

In dieser Klassifikation erhält auch ein Teil der *Pegmatitgänge* und *Pegmatitschlieren* ihren bestimmten Platz; es sind die gemeinen Pegmatite, welche keine seltenen Mineralien enthalten. In den Migmatitzonen des Hangögranites bilden sie sich meistens in Zugspalten und anderen Räumen, welche sich bei ähnlicher Beanspruchung bilden. Sie entstehen also bei abnehmender Mobilität des Materials der Umgebung; im verschiedenen Grade derselben liegt auch die verschiedene Pegmatitführung mancher Amphibolite und Gneise begründet. Ihre Genese gleicht in gewisser Hinsicht derjenigen der sogenannten alpinen Minerallagerstätten.

Die Band- und Schlierenstrukturen bleiben uns nur da erhalten, wo die absteigenden Immobilisierungszonen die aufsteigende Masse angetroffen haben. In einem längere Zeit mobilen und stillestehenden Magma würden sich manche Strukturen durch Diffusion verwischen oder zum mindesten nicht mehr die deutlichen Bewegungsspuren zeigen. In einem sich längere Zeit bewegenden Material wird eine mehr oder weniger gute Homogenisierung durch Durchrühren erreicht. Die Verbreitung der verschiedenen Strukturen muss also auch mit diesen Möglichkeiten vor Augen diskutiert werden.

Die Nebengesteine des Diapirs werden in verschiedener Weise beansprucht: ringsum werden sie gehoben, geschleppt und durchbrochen. Hierauf werden sie zur Seite gedrückt. In radialer Richtung werden sie also verkürzt, im mobilen Zustande also gefaltet und gefältelt. Stehen dabei die Diskontinuitätsflächen des Nebengesteins (z. B. Schichtung oder Schieferung) steil, so werden auch die Axen der Falten steil stehen. Vergrössert sich der Radius des Diapirs, so wird der Rahmen in tangentieller Richtung auf Zug beansprucht. Diese Beanspruchung kann im Material ungleicher Mobilität durch die eben erwähnten, zusammengestauten Falten ausgeglichen werden. In anderen Fällen werden ganze Schichtpakete ausgedünnt. Hier würde sich das Problem der *ptygmatischen* Falten einfügen; eine Behandlung desselben würde einen grösseren Raum einnehmen; da wir bald darauf zurückzukommen hoffen, begnügen wir uns heute, den Ort des Phänomens zu bezeichnen.

Oft findet man kleine Gänge, welche radial vom Diapire ausgehen, also Zugspalten füllen; sie sind im Detail gefaltet, während ihr Hauptverlauf ziemlich gerade ist. Meistens ist daran die spätere verschiedene Ausweichung der durchschnittenen Materialien schuld, gemäss ihrer verschiedenen Mobilität. Die Axen der Falten zeigen dabei nur die Ebenen der relativen Bewegung; diese kann im Verlaufe des Vorgangs wechseln.

In den höheren Niveaus verschwinden die Falten mehr und mehr und an ihre Stelle treten starrere und grössere Bewegungseinheiten. An den Krümmungen der Diapirwandung findet man oft radiale Spalten mit Gängen, unter anderen Umständen treten auch tangentielle auf. Sie bilden ähnliche Bewegungen wie die tieferen, aber in einem rigideren Stile ab.

Um das Diapir legt sich also in tieferen Teilen ein Mantel von Gesteinen mit steilstehenden Bewegungsflächen, Falten, Stengligkeit und ähnlichen Bildungen. Dieser Mantel braucht nicht kontinuierlich zu sein; er wird gegen oben dünner. Er kann aus verschiedenen Elementen bestehen: älteren, durch das Diapir aufgestellten Falten und Streckungen und jüngeren, durch das Diapir verursachten Bewegungsspuren. An denjenigen Stellen, an welchen das oben erwähnte Drehmoment (durch Bremswirkung der Wand) stärker auftritt, wird man eine Stengligkeit quer zu ihm antreffen, also besonders an den Ausweitungen der Diapire in horizontaler Richtung.

Der Vergleich der Beanspruchungsrichtungen in- und ausserhalb des Diapirs gibt uns

Aufschluss über die Stromlinien des Materialversatzes, ein Vergleich des Bewegungs-stiles über das Aufsteigen mobilerer Zonen und das Absinken der Immobilisierungs-zonen.

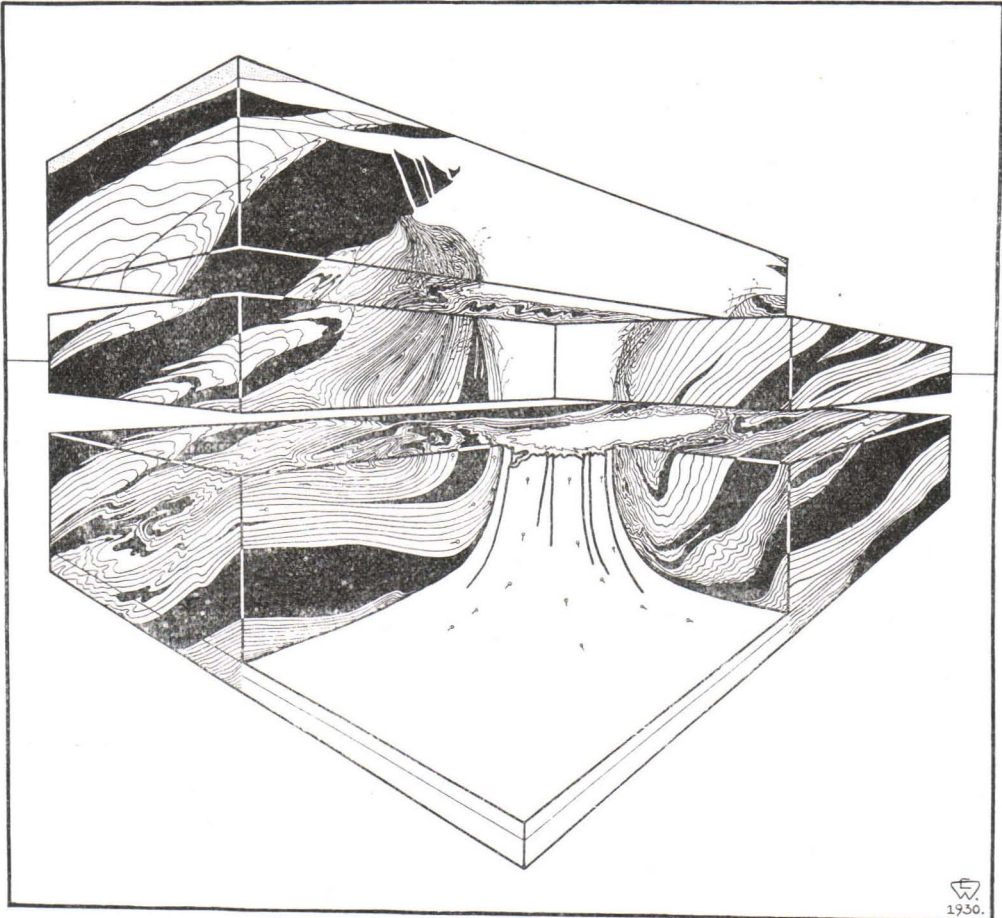


Fig. 3. Schematische Darstellung eines einfachen Diapirs.

Die Sockelplatte besteht aus einem gefalteten Gebirge mit verschiedenen synkinematischen Intrusionen (schwarz); diese zeigen ophiolitische und ophiolitoide Formen. Aus der Tiefe steigt aktiviertes Material. Seine Grenze ist meist eine mehr oder weniger breite Zone; sie musste aber in der graphischen Darstellung, der Deutlichkeit halber, als eine Linie gezeichnet werden.

Im untersten Blocke wurde die Oberfläche der aufsteigenden Masse freigelegt, und darauf die Streckungsrichtungen und Faltenaxen gezeichnet. Darüber eine geologische Karte vom Grundgebirgstyp. Im zweiten Blocke ist auch das Diapir aufgeschnitten. Im obersten Blocke bildet das homogenisierte Material lakkolitische Körper, zu oberst zwischen Grundgebirge und Deckgebirge.

Durch die verschiedenen Kategorien von Merkmalen und ihre Kombination werden verschiedene Niveaus an Diapiren bestimmt. Damit sind einige neue Möglichkeiten für die Tektonik gegeben: einerseits wird das tektonische Niveau ungefähr bestimmt, andererseits kann die Form des Diapirs teilweise festgelegt werden.

Seine Form wird genetisch durch den Spannungszustand der Sockelplatte bestimmt. Je mehr dieselbe eine einseitige tangentielle Bewegungstendenz zeigt, um so mehr weicht der Grundriss von der runden oder ovalen Form ab und wird länglich. Im Aufrisse wird das Diapir unsymmetrischer und schiebt sich immer mehr einseitig und schief gegen aufwärts. Es wird immer mehr lamellenförmig und benützt Scherflächen. Schöne Modelle von Salzgesteinen wurden von Pustowka (5) aus Rumänien publiziert. Wir könnten so alle Übergänge von diapiren Intrusivkörpern bis zu den ophiolitoiden, wie sie in den Kettengebirgen vorkommen, neben einander stellen.

Wie man es für die Faltungsformen der Gebirge gemacht hat, könnte man auch für die Intrusivformen eine Art Normalreihe aufstellen: Während der Bewegung eines alpinotypen Gebirges nehmen die Intrusive ophiolitische und ophiolitoide Formen an. Je mehr die Decken ineinander verfahren sind und anfangen, als mechanisch einheitlicher Sockel zu reagieren, um so mehr nehmen die Intrusive Diapirform an. Durch Grundfaltung und durch das Aufsteigen der Diapire wird die Erdoberfläche gehoben. Die Erosion legt die Topographie und damit die Immobilitätszone tiefer. Bei einer neuen Grundfaltung steigen eventuell neue Diapire empor, aber diesmal aus Zonen, welche im Verhältnis zu den ersten etwa um so viel tiefer liegen, als die Topographie in der Zwischenzeit in den Berggrund hineinverlegt wurde. Durch mehrmalige Intrusionen wird die Sockelplatte immer mehr versteift, und sammelt unter und in sich immer mehr diapirbildendes Material. Wenn keine disjunktiven Bewegungen eintreffen, werden solche Krustenteile auch weiter eine Tendenz zur Hebung haben. Die Sockelplatte wird immer mehr homogenisiert und gegenüber ihrer Umgebung stabiler. Das Vorherrschen von Graniten und Gneisen an der Oberfläche alter Schilde dürfte auf diese Weise seine Erklärung finden (vergl. Fig. 4).

Da eine Topographie eine frühere Zonenverteilung schräg durchschneiden kann, so können Phänomene verschiedener Tiefenstufe desselben Apparates in verschiedenen Gegenden zu gleicher Zeit erscheinen; umgekehrt können Erscheinungen derselben Tiefenstufe, welche an ein und derselben topographischen Oberfläche erscheinen, verschieden alten Apparaten angehören und metachron sein. Bei der Diskussion von Granit- und Gneisgenealogien wäre dies zu berücksichtigen.

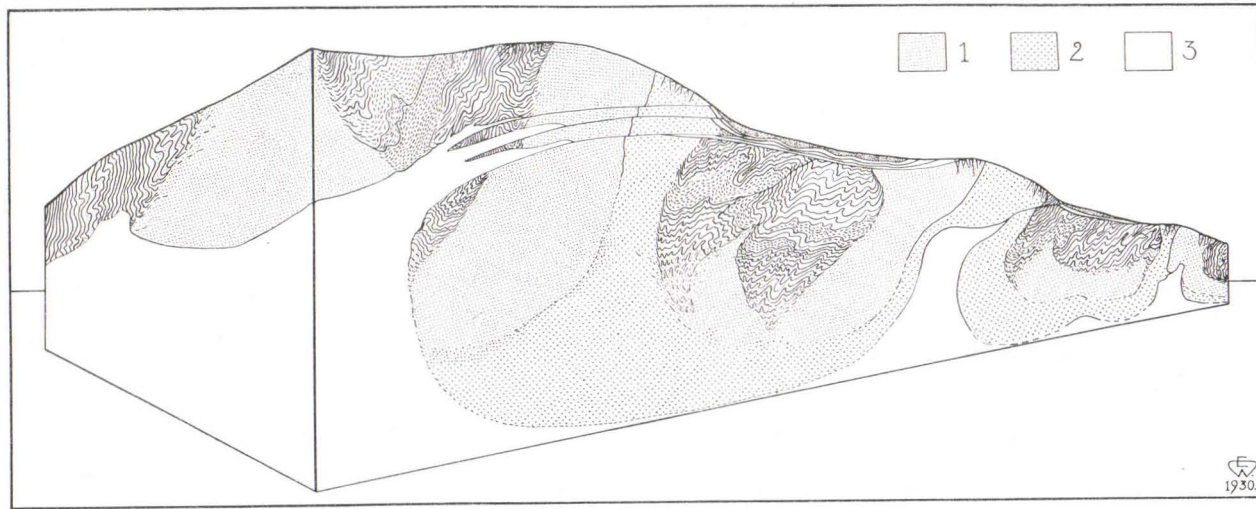


Fig. 4. Schematische Darstellung eines Kontinentalsockels mit Grundgebirgshabitus.

In eine Gebirgskette mit ihren sedimentären, vulkanischen und intrusiven Gesteinskörpern steigen breite Diapire aktivierten Materials (1). Gleichzeitig wird der ganze Sockel so gehoben, dass er tief denudiert wird; damit wird auch die Grenze der mobilen Zonen tiefer gelegt. Bei einer späteren Kontinentalfaltung steigen die Diapire einer zweiten Generation (2) empor. Dabei werden wiederum weite Landesteile gehoben, und fallen der Erosion zum Opfer. Das Material wird entweder fortgeführt oder in tieferen Teilen des Gebietes abgelagert. Die Immobilitätsgrenze sinkt im Sockel. Bei einer neuen Belebung steigen aus grösseren Tiefen die Materialien einer dritten Generation (3). Sie haben bis zu einem bestimmten Niveau, z. B. der Horizontlinie der Figur, einen weiteren Weg hinter sich, als die früheren. Neue Rücken wölben sich und werden abgetragen. Das Deckgebirge zeigt eventuell Falten und Schuppungen. Diese werden von den neuen Ablagerungen überdeckt. Der Vorgang erlischt, wenn sich in den Ablösungsräumen nicht mehr genug aktiviertes Material sammeln kann. In die Oberfläche sinkt eine Grundgebirgstopographie, welche immer mehr altert, eventuell vom Rande her eingedeckt wird. Am Rande des Grundgebirgsgebiets werden sich verschiedene topographische Oberflächen verschiedenen Alters an manchen, oft komplizierten Linien schneiden, im Inneren liegen diese Flächen über einander, entsprechend der allgemeinen Hebungstendenz.

Die jetzige Topographie Südfinnlands durchschneidet eine ganze Reihe früherer Zonenverteilungen recht verschieden: die, den alten Sedimentformationen entsprechenden Oberflächen sind kompliziert verfaltete und verstellte Raumgebilde. Ihre Schnitte zeichnen komplizierte Linien auf dem Terrain. Sie zeugen von der ältesten Gebirgsbildung alpinen Charakters. Von den folgenden Perioden sind an der jetzigen Landoberfläche nur die tiefen Stockwerke erhalten. Von den jüngeren Zeiten sind entsprechend oberflächennähere Zonen sichtbar. Wir können also im jetzigen Südfinnland verfolgen, wie die Immobilitätszone tiefer rückte und mit ihr weit oben die Topographie, nur von einigen Grundfaltungen mit Anstieg mobiler Massen unterbrochen. Die verschiedenen Mobilitätszonen verschiedener Zeiten sind also hier in einander geschachtelt, was man in der Erzlagerstättenlehre als »telescope« bezeichnet.

Die Ansammlung diapirbildenden Materiales in den Sockelplatten dürfte auch bei der Entwicklung der Geosynklinalen eine Rolle spielen. Da aber eine Reihe von anderen Faktoren hier noch zu diskutieren wären, wollen wir hier dieses Problem nicht weiter behandeln. Ein wichtiger Unterschied zwischen beiden Gebieten besteht darin, dass im Geosynklinal- und Kettengebirgsgebiete Materialien mit den Eigenschaften höherer Stockwerke nach und nach in Zonen grösserer Mobilität versenkt werden; in den Sockelplatten dagegen gelangen die früher mobilen Materialien hinauf in die Immobilitätszone. Dass dieser tiefgreifende Unterschied auch für die Ausbildung der Gesteinsserien und der damit zusammenhängenden Erzlagerstätten von Bedeutung sein muss, dürfte klar sein. Diese Betrachtungsweise könnte auch auf manche Diskussionen der Eruptivdifferentiation wohlthuend wirken. Es scheint hie und da, als ob der interessante Versuch, alle Magmentypen durch Differentiation aus einem einzigen Stammagma abzuleiten, als eine, dem wirklichen Naturgeschehen kongruente Abbildung angesehen wird, und nicht als ein Gedankenmodell dessen, was unter gewissen gegebenen Bedingungen geschehen könnte, also als eine erste Approximation an den historischen Ablauf.

Die Frage, ob magmatische Bewegungen die Gebirgsbewegungen verursachen oder umgekehrt die Gebirgsbewegungen die magmatischen, scheint immer noch manche Gemüter zu bewegen. Unserer Ansicht nach ist dies eine scholastische Frage. Was wir aus unseren Beob-

achtungen über »Gleichzeitig und Ungleichzeitig« konstruieren können, ist ein Zeitraumbild eines Krustenteiles. Darin greifen die Bewegungen der Kruste und diejenigen der mobileren Zonen ineinander. Ob wir bei einer Beschreibung des Ereignisablaufes zuerst mit dem einen oder mit dem anderen beginnen, ist eine Sache, welche vielmehr von der Technik der Darstellung, vom Geschmacke und dem Hauptgewicht des Interesses abhängt, als sie mit dem Vorgange selbst zu tun hat.

Diese Ausführungen haben die Vor- und Nachteile einer Arbeitshypothese; vieles, namentlich die physikalisch-chemische Seite, konnte nicht berührt werden; ihr Gerüst kann so lange dienen, als es die neuen Beobachtungen zu tragen vermag und so lange es sich ohne allzu brutale Eingriffe umbauen lässt. In Åland, in Südfinnland und in Ostfinnland konnten wir in den letzten Jahren viele Beobachtungen machen, welche sich zwanglos einordnen lassen; auf einer Reise in die Gegend von Lavia mit Herrn Prof. J. J. SEDERHOLM unter Führung von Herrn Dr. ERKKI MIKKOLA haben wir manches hiehergehörige gesehen; bei der Deutung der Beobachtungen zur Konstruktion eines Stereogrammes durch Herrn Dr. ERKKI MIKKOLA, bei dem wir leitend helfen durften, haben sich diese Ideen fruchtbar erwiesen. Wir hoffen, bald ihre Vorteile weiter benützen, ihre Fehler auffinden und die Grenzen ihrer Anwendungsmöglichkeit bestimmen zu können; dafür dürfte der Berggrund Südfinnlands eine der bestgeeigneten Gegenden sein. Durch eine Neuaufnahme und eine entsprechende Verarbeitung der Beobachtungen dürfte man eine neue, bessere Approximation an das Naturgeschehen in dieser interessanten Gebirgskette gewinnen.

1. MRAZEC, L., Les plis diapirs et le diapirisme en général. Inst. de Géol. de Roumanie. C.-R. des séances, T. VI (1914—1915). Bucarest, 1927, p. 226—270, 36 fig., 1 carte.
2. STILLE, H., Normaltektonik, Salztektionik und Vulkanismus. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Monatsber., Bd. 74, 1922. Berlin, 1923, p. 215—226.
3. LACHMANN, R., Ekzeme und Tektonik. Centr. f. Min., Geol., u. Pal., Jahrg. 1917. Stuttgart, 1917, p. 414—426.
4. NICOLESCO, C.-P., Anticlinaux diapirs sédimentaires, volcaniques et plutoniques. C. R. somm. des séances Soc. géol. France, 1929. Paris, 1929, p. 21—24.
5. PUSTOWKA, A., Über rumänische Salztoneaufbrüche. [in] Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens. Gesammelt von KARL KREJCI-GRAF. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Abt. B, Beilage-Bd. LXI. p. 317—398, 37 fig., pl. XII—XIV.

6. MRAZEC, L. et ATANASIU, I., L'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocritei. Ass. pour l'avancement géol. des Carpathes. Deuxième réunion en Roumanie, Guide des Excursions. Bucarest 1927, p. 171—193, 2 fig., pl. 5—6.
 7. ESCHER, B. G. and KUENEN, PH. H., Experiments in Connection with Salt Domes. Leidsche geol. Mededeelingen, III del. Leiden, 1929, p. 151—182, 6 fig., pl. 20—38.
 8. TORREY, PAUL D. and FRALICH, CHARLES E., An Experimental Study of the Origin of Salt Domes. Journ. Geol., Vol. XXXIV. Chicago, 1926, p. 224—234, 10 fig.
 9. ARGAND, EMILE., La tectonique de l'Asie. Congr. géol. intern., C. R. de la XIII:me session en Belgique 1922, I:er fasc. Louvain, 1924, p. 171—372, 27 fig.
 10. SEDERHOLM, J. J., Om Granit och Gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoscandia. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 23. Helsingfors, 1907, IV + 110 p., 11 fig., 8 pl., 2 Karten, English Summary.
 11. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and Associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part I, The Pelling Region. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 58. Helsingfors, 1923, 153 p., 64 fig., 8 pl., 1 Karte.
 12. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and Associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part II, The Region around the Barösunds fjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 77. Helsinki—Helsingfors, 1926, 143 p., 57 fig., 9 pl., 1 Karte.
-

ON ASTROPHYLLITE-BEARING NEPHELITE SYENITE
GNEISS

FOUND AS A BOULDER IN KIIHTELYSVAARA, EASTERN FINLAND.

By

PENTTI ESKOLA and TH. G. SAHLSTEIN.

The boulder that served as the subject of the present investigation was found in connection with the prospecting for copper ore provoked by the find of an ore boulder in the village of Selkie, parish of Kontio-lahti, in the summer of 1919. The search for the source of the ore was intensive and long-continued. The senior author took part in the prospecting as an officer of the Geological Commission in 1919, 1920 and 1923, another boulder of copper ore having been found meanwhile. Thousands of boulders were inspected in hope to find rocks that might be suspected for any connection with the copper ore. Many specimens of different rocks that seemed interesting in one way or another were collected by the author. They had lain for many years in a drawer, when it so happened that the attention was directed to flakes of astrophyllite present in a certain boulder which was by a subsequent microscopical examination found to be nephelite-bearing. The specimen in question — almost a mere chip as to its size — had been collected in 1920 from the village of Heinävaara, parish of Kiihtelysvaara, near the point where the village-road to Selkie departs from the highroad from the town of Joensuu.

In the summer of 1928 the search for the source of the Selkie copper ore boulder was taken up anew as a private enterprise. The junior author was this time engaged as a boulder-pro prospector. — He made all efforts, while inspecting boulders in the same area, to find more boulders of the nephelite-bearing rock, but with no success.

The nephelite-bearing rock of the boulder investigated possesses a fine-grained ground-mass with an average grain diameter between 0.002 and 0.2 millimetres, composed of nephelite, albite,

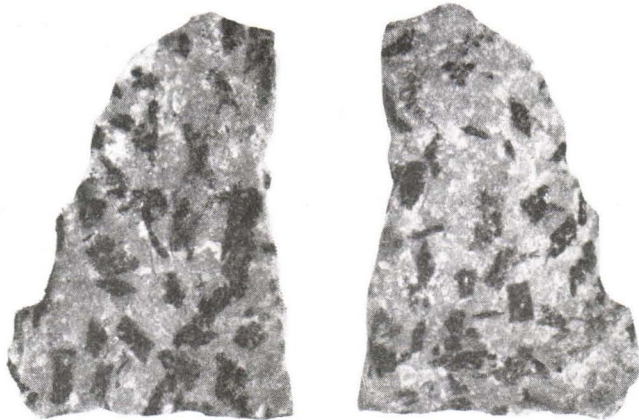


Fig. 1. The boulder of nephelite syenite from Kiihtelysvaara, from both sides, in natural size.

and potash feldspar. In this mass are embedded phenocrysts of amphibole which may measure as much as 1.5 centimetres in length. Their roughly parallel arrangement gives the rock a somewhat foliated appearance, still accentuated by a banding of the grains of the fine mass. All the minerals of the latter are equally xenomorphic, so that the rock, on the whole, has a close resemblance of a granoblastic leptite. Even the big phenocrysts of amphibole, although having nearly



Fig. 2. Nephelite syenite. Ordinary light. The long narrow sections in the central part are of the katapleite-like mineral. Dark spots in the right hand upper corner = amphibole, the dark grey spots at the left hand side = titanite. Magnified $8 \times$ diametres.



Fig. 3. Nephelite syenite. Nicols —. A granoblastic mass of nephelite, albite and orthoclase. Besides there are seen a few elongated sections of the katapleite-like mineral. Magnified $20 \times$ diametres.

euohedral crystalline forms on the prismatic zone, are rather more like porphyroblasts than true phenocrysts in porphyritic igneous rocks, and in them are enclosed, in a poikiloblastic manner, rounded grains of all the main silic minerals. An idiomorphic, or idioblastic, development, like that of the amphibole, also characterizes the scarcely dispersed though big phenocrysts of astrophyllite, the elongated sections (laths) of katapleite (?) as well as the rather numerous euohedral crystals of titanite, and the sporadic ægirite. Cancrinite, on the other hand, is entirely xenomorphic accompanying the nephelite in the manner well known from most nephelite rocks.

A chemical analysis of the rock was made by Dr. L. Lokka with the following result:

	%	Mol. numb.	Katapleite syenite	Norm	Mode
SiO ₂	55.31	0.922	56.75	or	27.80 Nephelite
TiO ₂	1.18	0.015	0.03	ab	28.30 Plagioclase (Ab ₉₅)
ZrO ₂	0.31	0.002	1.60	nef	24.99 Potash feldspar
Al ₂ O ₃ ...	19.56	0.192	21.10	Σ sal =	81.09 Amphibole
Fe ₂ O ₃ ...	1.92	0.012	2.55		
FeO	3.17	0.048	0.00		
MnO	0.28	—	0.12	di {	
MgO	0.76	0.019	0.08	{CaSiO ₃	2.55 Astrophyllite
CaO	1.53	0.028	0.76	{MgSiO ₃	0.80 Katapleite-like
BaO	0.06	—	—	{FeSiO ₃	1.05 mineral
SrO	0.00	—	—	{Mg ₂ SiO ₄	0.70 Titanite
Na ₂ O	10.32	0.166	11.66	{Fe ₂ SiO ₄	2.04 Cancrinite
K ₂ O	4.67	0.050	3.88	ol {	5.54 Apatite
P ₂ O ₅	0.19	0.001	0.01	{Na ₂ SiO ₃	1.46
F	0.33	0.008	—	{ap	0.34
Cl	0.00	—	0.04	{il	2.28
S	—	—	0.03	{flu	0.23
CO ₂	—	—	—	{zr	0.37
H ₂ O + ..	0.55	—	1.69	Σ fem =	18.16
H ₂ O — ..	0.09	—	0.00	Sum =	99.25
Sum	100.09	—	100.30		
Density	2.78	—	—		

As seen from the analysis, we have here to do with an extremely alkaline rock. This appears, in the most striking manner, from the fact that the norm includes sodium metasilicate, indicating that the sum of the molecular numbers of alkalis present is larger than the sum of Al₂O₃ and Fe₂O₃ molecules. This fact means even a more pronounced alkalinity than the expression *alk* > *al* in terms of Niggli's conceptions. The excessive sodium silicate actually exists in sodium-

to the available silica and alumina; therefore the percentages were chosen by trial so as to give, for each oxide, a minimum excess not accounted for. The process of calculation appears from the following table:

	Nephelinite	Plagioclase	Potash feldspar	Amphibole	Aegirite	Astrophyllite	Katapleite	Yttrite	Garnetite	Apatite	Bulk composition	Not accounted for
SiO ₂	15.08	19.87	12.03	6.88	0.08	0.70	0.41	0.25	0.07	—	55.31	—0.06
TiO ₂	—	—	—	0.29	—	0.36	—	0.53	—	—	1.18	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0.03	0.28	—	—	—	0.31	—
Al ₂ O ₃	11.65	4.42	2.51	0.64	—	—	—	—	0.05	—	19.56	+ 0.29
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.08	0.04	—	—	—	—	—	1.92	+ 0.80
FeO	—	—	—	2.34	—	0.85	—	—	—	—	3.17	—0.02
MnO	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—	0.28	+ 0.21
MgO	—	—	—	0.76	—	—	—	—	—	—	0.76	—
CaO + BaO ..	—	0.32	—	0.40	—	—	—	0.23	0.01	0.24	1.53 + 0.06	+ 0.39
Na ₂ O	5.48	3.31	—	1.15	0.02	0.36	0.14	—	0.04	—	10.32	—0.19
K ₂ O	2.06	—	2.61	0.25	—	—	—	—	—	—	4.67	—0.25
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	0.19	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.33	0.31
Assumed density	34.27	27.92	17.15	13.86	0.14	2.30	0.90	1.01	0.18	0.45	—	—
	—	—	—	—	3.55	3.55	2.8	3.5	2.5	—	—	—
							H ₂ O: 0.07		CO ₂ : 0.01			

As the calculation is partly based upon somewhat arbitrary assumptions, the figures for the chief constituents in the mode may possibly be erroneous to the extent of a few per cent. The potash percentage of the nephelite probably is rather lower than assumed.

The albite is twinned according to the albite law. The indices of refraction, determined by the immersion method, were found to be:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.529 \pm 0.003 \\ \beta &= 1.532 \quad \text{»} \\ \gamma &= 1.537 \quad \text{»} \end{aligned}$$

The maximum extinction angle in sections \perp M was 14°. Both these values point to a plagioclase of the composition Ab₉₅ appr.

The potash feldspar forms minute grains between the albite and nephelite grains. Some of the bigger grains show a distinct perthite structure with irregular albite portions in the potash feldspar. The latter shows no microcline twinning and appears to be a normal orthoclase.

Nephelite is the most abundant constituent of the fine-grained mass and in part forms somewhat bigger grains than the feldspars being arranged as bands parallel to the indistinct foliation. The limits of its indices of refraction were found to be

$$1.545 > \omega > \epsilon > 1.538$$

To separate the amphibole for a chemical analysis a part of the specimen was crushed up and the lighter minerals were removed by the aid of acetylene tetrabromide ($d = 2.947$). Thereafter the heavier portion was separated by means of Clerici's solution and the portion between the density limits 3.456 and 3.230 was taken.

As the amphibole is stained with minute inclusions, it might be supposed that the sample was not pure and that the wide limits of density should depend upon this. Microscopical investigation, however, did not reveal any impurities; after a double separation the sample contained only a few flakes of astrophyllite which were picked away. Thus it seems that the amphibole itself is inhomogeneous, a circumstance that may be connected with its anomalous optical properties described below. The greater part of the sample floated in a liquid whose specific gravity was 3.303.

The result of the chemical analysis, made by Dr. L. Lokka, was as follows:

	%	Mol. numb.	Arf.	Ri.	R''SiO ₃	Excess
SiO ₂	49.12	0.815	300	308	205	2
TiO ₂	2.07	0.026	—	—	—	26
Al ₂ O ₃	4.56	0.045	—	77	—	16
Fe ₂ O ₃	7.68	0.048				
FeO	16.70	0.232	0.430	225	205	—
MnO	0.51	0.007				
MgO	5.63	0.140				
CaO	2.84	0.051	0.152	75	77	—
Na ₂ O	8.24	0.133				
K ₂ O	1.81	0.019				
H ₂ O	1.10	0.061	—	—	—	61
	100.26					

Arf. = arfvedsonite = R'₂O.3R'' .0.4SiO₂

Ri. = riebeckite = R'₂O.R₂'' .O₃.4SiO₂

R' = Na, K.

R'' = Fe'', Mn, Mg, Ca.

R''' = Fe''', Al.

The amphibole no doubt contains greater part of the fluorine unaccounted for in the calculation of the mode. If all this fluorine be computed as entering into the amphibole, its fluorine-percentage would be 2.19. As, however, other minerals, e. g. the »katapleiite-like mineral» may be fluorine-bearing as well, the fluorine was left unaccounted for.

For the sake of comparison we add the following analyses of related amphiboles.

	1.	2.	3.
SiO ₂	49.92	52.59	38.81
TiO ₂	0.65	0.91	1.07
Al ₂ O ₃	1.99	1.64	9.23
Fe ₂ O ₃	13.35	7.69	11.94
FeO	18.46	11.80	21.72
MnO	2.24	0.60	0.64
MgO	2.07	9.32	0.47
CaO	1.25	3.41	6.87
Na ₂ O	6.55	6.79	4.76
K ₂ O	0.95	2.06	2.24
H ₂ O—	0.24	0.34	0.18
H ₂ O+	2.03	1.44	2.19
F	0.45	2.05	0.13
Sum	100.15	100.64	100.35
—O = F	0.19	0.86	0.65
	99.96	9.78	100.25

1. Riebeckite, from umptekite pegmatite, Alter Pedroso, Portugal. (Vendl 1924).
2. Fluotaramite from syenite pegmatite, Mariupol. (Morozewicz 1925).
3. Taramite from foyaite, Mariupol. (Morozewicz 1925).

As appears from a comparison with the analyses quoted above the amphibole of the Kiihtelysvaara rock clearly belongs to the very complicated group of alkali amphiboles. If the riebeckite and arfvedsonite silicates be defined by the formula mentioned above, this amphibole may be described as an isomorphous mixture of both these and a metasilicate of bivalent metals, among which calcium is present approximately in the tremolite proportion, the total of CaO being comparatively low, as is the case in many other examples of alkali amphiboles, among others in nos 1—3. Although the analysis of the present amphibole is not identical with any of those of which analyses are available, there is no reason to propose a new name for such a complicated mixture. It seems to the writers that the problem of the chemical composition of alkali amphiboles has

not so far been settled in a satisfactory way so as to allow of presentation of the actual mixtures in terms of the simplest possible end members.

The optical properties of this amphibole afford much of interest: Its plane of the optical axes is normal to the plane of symmetry. $b = \gamma$. The optic axial angle is small with a negative sign. Sections parallel to (010) show an axial figure in which the two axial bars are well discernible, this section being consequently normal to the obtuse bisectrix. In sections nearly perpendicular to the prismatic zone the axial plane is seen to bipart the acute angle between the cleavage cracks. Dispersion being very strong, the sections parallel to (010) never extinguish in daylight, but, remarkable enough, they do not extinguish in monochromatic light either. This behaviour at first seemed quite unexplicable and called for a laborious investigation involving a comparison with a number of alkali amphiboles from other occurrences. The phenomenon was found to be quite common in them; it seems to be identical, too, with what Kreutz (1908) observed in a hornblende from Vesuvius. According to the explanation finally accepted by the writers as the most probable, the lack of perfect extinction is a consequence of a submicroscopic nonhomogeneity, probably due to an unmixing («Entmischung») of different compounds. This explanation also accounts for the fact that the axial figures are so confused as to render e. g. a measurement of the optic axial angle quite impossible, even in monochromatic light. — This special investigation was carried out by the junior author, and the results of his study are published in another paper in this volume.

The anomalous optical behaviour also renders it impossible to measure exactly the angle $c \wedge a$. Its approximative value is 20—25°, thus being remarkably larger than in all the riebeckites and most of the arfvedsonites so far described. In other respects the optical orientation is similar to that of most of the members of the arfvedsonite riebeckite series. Thus the riebeckite from Alter Pedroso mentioned above shows, according to Vendl: $b = \gamma$, $c \wedge a = 0^\circ - 5^\circ$. Arfvedsonites generally show larger extinction angles, the arfvedsonite from Umptek according to Hackman (1894) as much as 18°. Törnebohm gives for an arfvedsonite-like amphibole from the katapleüite syenite from Norra Kärr in Sweden: $b = \beta$, $c \wedge a =$ about 22°. This seems to be among the highest values observed in amphiboles of this kind, and about the same as in the present amphibole.

The optical character is negative. Pleochroism is very strong: α dark dirty green, β pale brown with a tinge of greenish, γ black. Absorption $\gamma > \alpha > \beta$. Thus this amphibole has a somewhat

peculiar absorption, the common scheme being $\gamma > \beta > \alpha$. Vendl, however, mentions in his riebeckite $\gamma \geq \alpha > \beta$, describing the colours as follows: δ dunkel stahlblau (Stich ins Grüne), β licht bräunlich gelb, γ sehr dunkelgrau (Stich ins Blaue).

Two indices of refraction were determined by the immersion method:

$$\begin{aligned}\alpha &= 1.670 \pm 0.010 \\ \gamma &= 1.682 \pm 0.010 \\ \gamma - \beta &= 0.002 \text{ approx.}\end{aligned}$$

The possible error must be allowed a relatively high value, as the strong absorption greatly invalidates the determination.

Aegirite is present in small amounts only. It occurs like the amphibole in the form of prisms enclosing rounded grains of nephelite and feldspars and with no terminal faces. $b = \beta$, $c \wedge a = \text{about } 4^\circ$. Pleochroism is strong: α intense green, β pale green, γ greenish brown. Absorption $\alpha > \beta > \gamma$.

Astrophyllite occurs in the form of mica-like orange flakes of the same order of magnitude as the amphibole phenocrysts. Pleochroism is distinct: α intense gold yellow, β paler, γ lemon yellow. Absorption $\alpha > \beta > \gamma$. The pleochroism of this mineral consequently indicates astrophyllite and does not agree with that of the lamprophyllite from the Kola peninsula. The indices of refraction measured by the immersion method:

$$\begin{aligned}\gamma &= 1.731 \pm 0.003, \\ \beta &= 1.700 \pm 0.003.\end{aligned}$$

A measurement of the optic axial angle done by the Fedorow universal stage, claiming at no great accuracy, gave the result $2V = 84^\circ$. From the above-mentioned values for β , γ and $2V$ we calculated $\alpha = 1.676$. The indices of refraction are in good agreement with the values given by Mügge: $\alpha = 1.678$, $\beta = 1.703$, $\gamma = 1.733$.

Cancrinite is present only in trifling amounts associated with nephelite.

Titanite and apatite need no special description, though it may be mentioned that the former encloses some minute particles of black iron ore.

Besides the minerals mentioned above there are in the fine ground mass still some crystals of an unknown mineral probably related to katapleiiite. They usually appear as long narrow sections which, at the first sight, may be taken for acicular prisms but, on closer investigation of a number of crystals, prove to be cross sections

of tabular crystals whose flat sides are of a hexagonal shape. The birefringence is feeble: $\gamma' - \alpha' = 0.004$ or 0.005 , measured with a Berek compensator in Na-light. The indices of refraction are between 1.603 and 1.619. The highest interference colour is found in the long and narrow sections, while the flat sections prove to be perpendicular to the acute bisectrix and show a positive axial angle of a few degrees. Thus the crystals seem to be thin hexagonal tables, being, however, biaxial with a small axial angle.

Katapleiite has been found as an essential rock constituent in the so-called katapleiite syenite of Norra Kärr in Småland, Sweden. It forms, according to Törnebohm (1906), phenocrysts of tabular shape. They are uniaxial and optically positive. According to Brögger (1890), katapleiite is hexagonal above 140° C, but pseudo-hexagonal and monoclinic at ordinary temperatures. Lacroix (1911) describes a biaxial variety of katapleiite from Los Islands, Guinea. Michel-Lévy and Lacroix (1888) give for katapleiite: $\gamma = 1.629$, $\alpha = 1.599$, $\gamma - \alpha = 0.030$.

We made many efforts to separate the supposed katapleiite for closer investigation, but we never found any grains of it in any of the fractions. Apparently the very tender thin crystals, having no great hardness, became too finely ground during the crushing up and grinding of the rock. The characters measured do not quite agree with those of katapleiite. Thus the birefringence is much lower. The observation did not prove beyond doubt that its form were exactly hexagonal, like that of katapleiite, though many sections cut obliquely clearly show a tabular development. Having failed in our trials to separate it we were not able to measure its refraction with any accuracy. Within the rather wide limits of possible error the refraction, though not the birefringence, agrees with that of katapleiite. In its general appearance in the microscope it exceedingly resembles the katapleiite from other occurrences, and those of its characters that could be measured, excepting birefringence, agree better with the characters of katapleiite than with those of any other known mineral. The comparatively high percentage of zirconia, too, is in good harmony with this, as there are no other identifiable zirconium minerals in the rock, while the assumption of katapleiite accounts for it quantitatively as well as qualitatively. Therefore it was held for probable that the mineral is related to katapleiite and was therefore called a »katapleiite-like mineral».

One of the thin sections, moreover, showed a spot with a few rather big grains of an isotropic mineral, probably sodalite.

Our rock shows a close resemblance to many formerly described examples of alkaline nephelite gneisses, among which especially those described by Lacroix from Madagascar and Haut-Tonkin, Indochina (1928), may be mentioned. Many of them also are fine-grained and granoblastic like the Kiihtelysvaara rock, and their coloured minerals — hastingsite, ægirite, biotite — through their parallel arrangement give rise to a foliated appearance. All the minerals are xenomorphic, with no determinable order of idiomorphism, and at least all the salic minerals appear to have been formed simultaneously, just as in our rock.

A somewhat similar nephelite syenite gneiss, or canadite gneiss, was described by Quensel (1914) from the Almunge area in Sweden. It occurs there as a boundary facies of canadite.

Granoblastic, or protoblastic, varieties of nephelite syenites are also found among the alkaline rocks from the Kola Peninsula, as well as from the Mariupol area (Morozewicz 1929) etc.

Lacroix and Quensel regard the alkaline gneisses as orthogneisses, no doubt with good reason. So far as we understand the conditions controlling the development of the textures at rock crystallisation, primary gneissoid textures are the result of crystallisation of magmas which are moved while they consolidate, as is frequently the case in the marginal parts of plug-formed intrusions.

This is also the case with the katapleiiite syenite of Norra Kärr, Sweden, a rock which more than any other resembles of the Kiihtelysvaara rock agreeing chemically and mineralogically with it in most respects excepting that astrophyllite has not been recorded from this Swedish alkaline rock which instead contains eudialyte. Through the courtesy of Dr. A. Gavelin, director of the Geological Survey of Sweden, we were able to compare the texture of the Kiihtelysvaara rock with that of the Norra Kärr rock in several specimens. The fine-grained facies of the katapleiiite syenite shows an exceedingly close similarity to our rock, in its granoblastic texture as well as in the mineral development. As appears from Törnebohm's map, the katapleiiite syenite also underlies an ellipsoid area being apparently an originally deep-seated horizontal section of a volcanic vent or an intrusive plug, like the Almunge, Katzenbuckel, Monteregian Hills and many other alkaline intrusions.

We have no idea as to the probable provenance of this interesting extremely alkaline rock. The nearest locality where a rock with alkaline affinities crops out lies near Niinivaara in the parish of Kaavi, about 100 kilometres in a northwesterly direction from the place where

the boulder was found. It was here that J. N. Soikero found the dikes of ouachitite, or camptonite, described by V. Hackman (1914). The general direction of movement of the Quaternary continental land ice would agree fairly well with the idea that the Kiihtelysvaara boulder might have been derived from Kaavi, but there are no true nephelinite rocks known there. The source of our boulder may as well lie very much farther away. The second next occurrence of dike rocks possibly connected with alkaline rocks is situated more than 400 kilometres northwest, in Luleå and Kalix, Sweden. Geijer has pointed out (1928) that these alnöitic dikes may possibly radiate from a massif of nephelinite syenite existing in the sea-bottom. He suggested that the boulders on the Finnish side of the Gulf of Bothnia in the tract of Raahe (Brahestad) should be investigated in order to find out whether any alkaline rocks are represented among them.

The present find only indicates that so far unknown alkaline rocks exist in Fennoscandia. The remarkably extreme characters of this rock in themselves seemed to justify a somewhat detailed investigation.

LITERATURE:

- BRÖGGER, W. C., Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite, *Zeitschr. f. Krist.* 16, 1890.
- GEIJER, P., Alnöitic dikes from the coast-region of Luleå and Kalix in northern Sweden, *Fennia* 50, N:o 11, 1928.
- HACKMAN, V., Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine, *Fennia*, Kuopio 1894.
- (1914), Ueber Camptonitgänge im mittleren Finnland, *Bull. Comm. Geol. Finlande* 42, 1914.
- KREUTZ, ST., Untersuchung der optischen Eigenschaften von Mineralien der Amphibolgruppe und ihrer Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung, *Sitzb. Akad. Wissensch. Wien*, 117 I, p. 875, 1908.
- LACROIX, A., Les syénites néphéliniques de l'archipel de Los et leurs minéraux, *Nouv. Arch. du Muséum de Paris*, (5) 3, 1911.
- La syénite néphélinifère de Haut-Tonkin et le gneiss qui en dérive, *Fennia* 50, N:o 37, 1928.
- MICHEL-LÉVY, A. et LACROIX, A., *Les minéraux des roches.* 1888.
- MOROZEWICZ, J., Ueber einige Eisenalkaliamphibole, *T. M. P. M.* 38, p. 210, 1925.
- QUENSEL, P., The alkaline rocks of Almunge, *Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala*, XII, 1914.
- TÖRNEBOHM, A. E., Katapleüit-syenit, *Sveriges Geologiska Undersökning*, Serie C, N:o 199, 1906.
- VENDL, A., Ueber einen Riebeckit, *Zeitschr. f. Krist.* 60, p. 135, 1924.

UEBER DIE UNVOLLKOMMENE AUSLÖSCHUNG
EINIGER AMPHIBOLE.

Von

PENTTI ESKOLA und TH. G. SAHLSTEIN.

Bei der Untersuchung eines Alkalamphibols von Kihtelysvaara in Ostfinnland (Eskola und Sahlstein 1930) wurde beobachtet, dass die Schnitte parallel (010) im Tageslichte zwischen gekreuzten Nicols keine scharfe Auslöschung, sondern nur ein gewisses Intensitätsminimum mit einem Farbenwechsel zeigten. Die Erscheinung war an und für sich nicht staunenswert, da sie ja auf eine starke Bisektricendispersion zurückführbar sein kann. Erstaunt war man aber, zu sehen, dass das monochromatische (Na-) Licht hier nichts half, sondern dass das Auslöschen auch dann unvollkommen war.

Diese Abnormität ist nicht allein im Kihtelysvaara-Amphibol vorhanden, sondern ist nach einschlägigen Angaben in der Litteratur auch in einigen anderen Amphibolen beobachtet worden. So sagt z. B. Kreutz (1908) von einer gemeinen Hornblende von Vesuv wie folgt: »Beobachtet man eine parallel der Achsenebene geschnittene Platte im homogenen Lichte, so bemerkt man, dass, während im blauen und grünen Lichte das Verhalten ein normales ist, für Na-Licht sowie für die langwelligen Strahlen keine vollkommene Auslöschung stattfindet und es kann nur auf ein Intensitätsminimum eingestellt werden«. Vendl (1924) und Morozewicz (1925) erwähnen in den Beschreibungen der Alkalamphibole aus den Alkaligesteinen von Alter Pedroso, Portugal, bzw. von dem Mariupolgebiet, Ukraina, dass die optische Orientierung auf (010) wegen der sogar im monochromatischen Lichte unvollkommenen Auslöschung schwierig zu bestimmen sei.

Gewöhnlich ist diese Erscheinung ganz einfach auf eine starke Dispersion und Absorption sowie niedrige Doppelbrechung zurückgeführt worden. Selbstverständlich ist es nun, dass die Dispersion hier keinen Einfluss ausüben kann; wir können ja im homogenen

Lichte von keinerlei Dispersion reden. Auch können wir uns keineswegs denken, dass eine starke Absorption und niedrige Doppelbrechung die Lichtintensität im Minimum vermehren würden, im Gegenteil sollten sie das Minimum dunkler machen. Also muss das Fehlen des Auslöschens oder die Nichtauslöschlichkeit weit tiefere Gründe haben. Darum nahmen wir uns vor, diese Abnormität etwas näher zu verfolgen, um, wenn möglich, für sie eine befriedigende Erklärung herauszufinden.

Um das Untersuchungsmaterial vollständiger zu machen, wendeten wir uns an die Herren Prof. Dr. Böggild in Kopenhagen, Generaldirektor Dr. Gavelin in Stockholm, Prof. Dr. Morozewicz in Warschau und Prof. Dr. Vendl in Budapest, und sie haben alle uns prachttvolle Amphibolstufen aus wichtigen Fundorten zugesandt. Diesen Hochgeehrten Herren Kollegen möchten wir für das liebenswürdige Entgegenkommen unseren besten Dank aussprechen.

Das gesammte Material war mit den Stufen des geologischen Instituts der Universität zu Helsinki folgendes:

1. Riebeckit, Alter Pedroso, Portugal (Vendl 1924).
 $b//\gamma; \wedge c: \alpha = 0^\circ - 5^\circ$.
2. Arfvedsonit, Kangerdluarsuk, Grönland.
 $b//\gamma; \wedge c: \alpha = 10^\circ - 12^\circ$ ¹.
3. Arfvedsonit, Angwundastschorr, Lujavr-Urt, Kola. (Aus Pegmatit).
 $b//\gamma; \wedge c: \alpha = 20^\circ$ ca¹.
4. Arfvedsonit, Norra Kärr, Mittelschweden.
 $b//\gamma; \wedge c: \alpha = 20^\circ - 25^\circ$ ¹.
5. Alkali amphibol, Kiihtelysvaara, Finnland (Eskola und Sahlstein 1930).
 $b//\gamma; \wedge c: \alpha = 20^\circ - 25^\circ$.
6. Hastingsit, Lilla Ellringe, Almunge, Schweden. (Quensel 1914).
 $b//\gamma; \wedge c: \beta = 35^\circ - 41^\circ$.
7. Taramit, Mariupol (Morozewicz 1925).
 $b//\gamma; \wedge c: \beta = 14^\circ - 18^\circ$.
8. Gemeine Hornblende, Vesuv (Kreutz 1908)².
 $b//\beta; \wedge c: \gamma = 30^\circ$ ca.

Diese Varietäten zeigen alle sehr deutlich das Fehlen des vollkommenen Auslöschens.

¹ Nach eigenen Beobachtungen.

² Von diesem Amphibol hatten wir keine Probe zur Verfügung.

Bei einer näheren Untersuchung des Phänomens muss man ein sehr intensives, rein monochromatisches Licht anwenden. Dafür eignet sich z. B. eine Quecksilberlampe von der Firma Carl Zeiss, Jena, oder ein grosser Monochromator von R. Fuess, Berlin-Steglitz, die beide uns zur Verfügung standen.

Unsere erste Aufgabe war, zu beobachten, ob es Gesetzmässigkeiten gäbe, die für alle diese Amphibole gelten könnten, und es wurden auch folgende Tatsachen festgestellt:

Das Fehlen des Auslöschens ist unabhängig von der optischen Orientierung des Amphibols und tritt auf in den Schnitten, die weniger als 20° — 35° gegen (010) geneigt sind¹. Betrachtet man das Verzeichnis des Untersuchungsmaterials, so sieht man dort sowohl parallelsymmetrische als normalsymmetrische Amphibole, ferner haben einige Varietäten c nahe a , andere c nahe β usf. — Auch hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung gibt es Verschiedenheiten.

Bei der Erhitzung c:a 15 Min. auf eine Temperatur von 800° bis 900° C verloren sämtliche Amphibole (1—7) ihre Nichtauslöschlichkeit und erhielten einen tiefbraunen Farbenton, welcher wahrscheinlich von der Oxydation des Eisens herrührt. — Untersucht man mit dem Mikroskop pulverisiertes unerhitztes Material, so findet man zahlreiche nichtauslöschende Spaltstücke, aber in einem erhitzten Material wird man vergebens nichtauslöschende Körner, die keinen Achsenausstritt zeigen, suchen.

Das Nichtauslöschens ist, wie schon Kreutz dargelegt hat, bei den langwelligen Strahlen deutlicher als bei den kurzwelligen. Arbeitet man mit dem grossen Monochromator von Fuess, und fängt mit

¹ Um dies zu bestimmen, wurden in Dünnschliffen parallel (010) orientierte Kristalle gesucht und dann mit dem Fedorow'schen Universaldrehtisch von der Ausgangsstellung aus um die Achse 4 so lange gedreht bis — bei voller Umdrehung um die Achse 1 — die Nichtauslöschlichkeit verschwunden war. Der so erhaltene Winkel ist bei verschiedenen Amphibolen nicht genau derselbe, sondern schwankt zwischen ungefähr 20° und 35° . Dieses Schwanken rührt vielleicht von einem geringen Unterschied der Präparatdicke und der Helligkeit des Minerals her. — Es ist hier zu beachten, dass beim Drehen des Präparates in eine schräge Stellung die scheinbare Dicke des Kristalls (bestimmt durch die Equation $x=d \cdot \sec \varphi$) vergrössert wird. In dem vorliegenden Falle, wo $d = c:a$ 0.03 mm und der Drehungswinkel $\varphi = 20^{\circ}$ — 35° , beträgt die scheinbare Dicke $c:a$ 0.032—0.037 mm. Diese kleine Steigerung von x , die wegen der grossen Undurchsichtigkeit des Minerals doch Achtung verdient, ruft möglicherweise eine so grosse Undurchsichtigkeit hervor, dass die noch immer existierende Nichtauslöschlichkeit nicht mehr wahrgenommen werden kann. Demzufolge ist der Winkel φ vielleicht etwas zu klein, und ist also als ein Minimalwert zu betrachten. Aus der vollkommenen Auslöschung der Schnitte, welche gegen (010) beträchtlich geneigt sind, ersieht man jedenfalls dass die Nichtauslöschlichkeit von der Strahlenrichtung abhängig ist.

rotem Lichte an, so sieht man beim Drehen des Prismas nach violett, dass das Intensitätsminimum immer dunkler und bei 450—500 $\mu\mu$ ganz schwarz wird. Da das rote Licht viel intensiver ist als das blaue und violette, konnte man denken, dass der Intensitätsunterschied und nicht die Farbe hier eine Rolle spiele, aber wir fanden, dass beim Blenden am roten Ende des Spektrums die Erscheinung dieselbe verblieb.

In der Stellung der geringsten Helligkeit zeigen die Amphibole zwischen gekreuzten Nicols im Tageslichte eine eigenartige bräunliche Farbe, die bei der Drehung des Objektisches in andere anomale Töne übergeht.

Der erste und natürlichste Gedanke zur Erklärung des Phänomens war die Annahme konischer Refraktion, aber bei der Untersuchung stellte sich bald heraus, dass sie nicht die Ursache sein kann. Bei dem parallelsymmetrischen Amphibol von Vesuv (s. oben) tritt die Nichtauslöschlichkeit am deutlichsten parallel mit der Achsenebene vor, und folglich ist ihre Zurückführung auf die konische Refraktion nicht denkbar. Bei den normalsymmetrischen Varietäten ist aber die Sache etwas komplizierter. Die normalsymmetrischen Amphibole, also 1—7, haben b parallel γ , eine Orientierung welche, soweit wir wissen, für die meisten normalsymmetrischen Amphibole charakteristisch ist. Nach unseren Beobachtungen ist γ bei 2—5 und 7 die stumpfe Bisektrix, und dasselbe gilt nach Vendl auch für 1 und nach Quensel für 6. Man könnte ja denken, dass diese Amphibole, die so abnorme Eigenschaften zeigen, auch auf die Weise abnorm seien, dass das Wirkungsfeld der konischen Refraktion so ungewöhnlich weit wäre, dass es sich bis an (010) streckte. Weil nun wohl anzunehmen ist, dass die Wirkung der konischen Refraktion sich gleich weit nach allen Richtungen streckt, so müsste natürlich auch in den zu a senkrechten Schnitten eine Nichtauslöschlichkeit vortreten. Dieser Schluss stimmt aber mit den Beobachtungen nicht überein. Sucht man im Dünnschliffe nach solchen Amphiboldurchschnitten, die beide Spaltrissysteme und zugleich einen senkrechten Bisektrixenaustritt zeigen, so kann man eine vollständige Auslöschung in der grössten Dunkelstellung konstatieren. — Folglich kann man kaum die konische Refraktion für die unvollkommene Auslöschung verantwortlich machen.

Die zweite denkbare Erklärung wäre die Zirkularpolarisation. Auch dies kann aber nicht in Betracht kommen, weil alle optisch aktiven Körper beim Drehen des Analysators um irgendeinen Winkel eine vollständige Dunkelheit zeigen müssen, während die in Frage stehenden Amphibole in keiner Stellung dunkel werden.

Wie aus dem oben Erwähnten hervorgeht, kann man die Unauslöschlichkeit auf keine sozusagen rein kristalloptische Erscheinung

zurückführen; man muss unbedingt einen »kristallographischen« Faktor zu Hilfe nehmen. Nimmt man an, die Amphibole seien nicht durchaus homogen, sondern aus zwei oder mehreren Komponenten zusammengesetzt, so wird die Abnormität verständlich. Eine solche Inhomogenität ist auch in der Tat beobachtet worden. Die Amphibole 1 und 2, von denen grosse schöne Spaltstücke zur Verfügung standen, zeigen auf (100) eine äusserst feine, parallel der c-Achse faserige Struktur. Bei starker Vergrösserung (etwa $300 \times$ und darüber) sieht man, dass der ganze Kristall in längliche, buchtige Fasern, deren Breite weniger als 0.01 mm beträgt, zerfällt. Mit einem Gipskompensator (rot 1) kann man beobachten, dass bei der Drehung des Präparates c:a 5° von der Auslöschungsstellung besonders in die Richtung, wo eine bläuliche Farbe erscheint, ein geringer Unterschied in der Doppelbrechung hervorgerufen wird: einige Fasern zeigen eine rötliche, andere eine blaue Interferenzfarbe.

Der Arfvedsonit von Lujavr-Urt (N:o 3) zeigt auf (100) ohne Nicols im grasgrünen Hintergrund grosse (0.5—1.0 mm), unregelmässige, bräunlichgraue Flecken, die wegen ihrer dunkleren Farbe sofort in die Augen fallen. Wie bei 1 und 2 kann man auch hier mit Gips einen geringen Unterschied in der Interferenzfarbe konstatieren. — Die Varietäten 4—7 scheinen wegen der kleineren Dimensionen der vorhandenen Kristalle von Inhomogenitäten ziemlich frei zu sein.

Beobachtet man eine Anzahl Schnitte, die parallel der c-Achse geschliffen sind, so sieht man, dass beim Uebergehen von (100) aus zu (010) die Inhomogenitätserscheinungen immer undeutlicher werden und die Nichtauslöschlichkeit an ihre Stelle tritt. Auf (010) kann bei äusserst kritischer Beobachtung in manchen Amphibolen nur eine schwache Inhomogenität in der grössten Dunkelstellung wahrgenommen werden, aber bei der Arfvedsonit von Lujavr-Urt ist sie besonders schön. Man sieht dort mehrere hellere und dunklere Felder, deren Intensitätsminima nicht genau zusammenfallen, und oft laufen schmale helle Streifen durch den ganzen Kristall. Im monochromatischen Lichte sieht man wie beim Plagioklas hie und da eine »Zwillingsstreifung«, die jedoch im Tageslichte unsichtbar wird.

Aus den beschriebenen Tatsachen kann man nur den Schluss ziehen, dass man hier mit einer perthitartigen Struktur zu tun hat, in der die Perthitschnüren parallel (010) laufen. Wäre dies richtig, so müssten auch in den zur Prismenzone senkrechten Schnitten die Schnüren sichtbar sein. Es ist in der Praxis jedoch nicht möglich, derartige Schnüren wirklich zu beobachten, denn man kann keine hinreichend grosse Schlitze fertigen, die zugleich frei von Spaltklüften wären. — Von dem Perthitgefüge folgt wieder, dass die verschiedenen (submikroskopischen) Teilchen des Kristalls auf (010)

verschiedene Auslöschungsrichtungen haben müssen. Weil man sie nicht getrennt sehen kann, so muss der Kristall in jeder Stellung den Eindruck eines unausgelöschten Körpers machen: wenn einige Teilchen ausgelöscht sind, so lassen andere etwas Licht hindurch. Die ganze Erscheinung ist also bloss eine physiologische.

Was die beobachteten Gesetzmässigkeiten (s. oben) betrifft, sind sie im Lichte der Perthittheorie im grossen und ganzen sehr begreiflich. Die Nichtauslöschlichkeit muss natürlich von der optischen Orientierung des Amphibols unabhängig sein, die Perthitschnüren sind ja immer parallel (010). Das Verhalten beim Erhitzen ist auch im besten Einklange mit unserer Theorie. Es ist nämlich — wie bekannt — z. B. bei den perthitischen Kalifeldspäten oft beobachtet worden, dass bei der Erhitzung auf eine Temperatur, die ein wenig unterhalb des Schmelzpunktes liegt, das Perthitgefüge verschwindet und das Mineral vollständig homogen wird. Dagegen ist schwerer zu erklären, warum die Nichtauslöschlichkeit bei den langwelligen Strahlen deutlicher als bei den kurzwelligen ist. Man muss schlechthin vermuten, dass die Komponenten eine solche Dispersion hätten, dass der Unterschied in den Schwingungsrichtungen im roten Lichte am grössten sei und bei der abnehmenden Wellenlänge nach und nach null werde, so dass die Dunkelheit bei 450—500 $\mu\mu$ völlig ist.

Die Entmischung der Amphibole, die der Gegenstand der vorliegenden Arbeit gewesen ist, kann man sehr gut mit einer entsprechenden Erscheinung bei den Kalifeldspäten vergleichen. Um dies genauer tun zu können, wurde von einem grossen perthitischen Kalifeldspatkristall von Kuusmiilu Pegmatitbruch in SW-Finnland ein Präparat parallel mit den Perthitschnüren geschliffen. Seine Dicke war c:a 0.18 mm, so dass in ihm mehrere Perthitschnüren aufeinander Raum fanden. In ihm sieht man schon mit kleiner Vergrösserung zwischen gekreuzten Nicols eine deutliche faserige Struktur, die mit den M-Spaltklüften parallel läuft. Betrachtet man es im monochromatischen Lichte mit c:a 80-facher Vergrösserung, so bemerkt man zwischen den ausgelöschten schwarzen, langen Teilen Felder, die entweder gar nicht oder nur unvollkommen auslöschten. Diese Nichtauslöschlichkeit, die hier also sicher von dem Perthitgefüge herrührt, erinnert an die Unauslöschlichkeit der Amphibole auch dadurch, dass sie etwas deutlicher im roten Lichte als im blauen und violetten zu sein scheint.

Ausser der natürlichen Nichtauslöschlichkeit bei den perthitischen Mineralien kann man eine ähnliche Erscheinung auch »künstlich« hervorgerufen. In manchen Dünnschliffen, bei denen die Ränder des Gesteins ein wenig zersplittert sind, sieht man oft kleine Körnchen, die im Kanadabalsam übereinander liegen. Beobachtet man sie

aufmerksam, so sieht man, dass sie entweder eine Dispersion der Schwingungsrichtungen oder gerade — den Amphibolen entsprechend — eine Nichtauslöschlichkeit zeigen.

Bei der Wechsellagerung von verschiedenen orientierten Schichten tritt eine Dispersion hervor (vgl. P. Groth, *Physikalische Krystallographie* 1905 S. 150—153). Sind die Schichten regelmässig — das heisst, ihre Dicke konstant — so kann man eine vollständige Dunkelheit durch Drehen vom Analysator und Anwendung von monochromatischem Lichte erzeugen. Sind aber die Schichten unregelmässig und genügend klein, so ist es natürlich, dass die Platte immer eine geringe Helligkeit zeigt. Betrachtet man zwischen gekreuzten Nicols z. B. einen Mikroklinkristall mit einer sehr feinen Gitterstruktur und denkt man sich statt der Vergrösserung eine starke »Verminderung« des Bildes, so kann man sich leicht vorstellen, wie der Kristall unter der Sichtbarkeitsgrenze der verschiedenen Lamelle auch im Minimum etwas Licht hindurchsendet und also »unausgelöscht« erscheint.

Es wäre natürlich wünschenswert die Komponente zu ermitteln, welche sich in den untersuchten Amphibolen von einander entmischt haben. Zu einer Separierung und chemischer Analyse oder irgendeiner anderen Bestimmung der Phasen gibt es jedoch in dem uns vorhandenen Material keine Möglichkeit, dazu ist die Verwachsung viel zu fein. Man kann nur vermuten, dass etwa die gemeine Hornblende sich von den Natronamphibolkomponenten entmischt haben mag. Bei so unähnlichen Mineralien, wie die gemeine Hornblende — ein Fe^{2+} , Mg, Ca, Al-Silikat — und die Natronamphibole — Na, Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} , Al-Silikate ohne Kalzium — wäre ja nur eine begrenzte Mischbarkeit zu erwarten. Künftige Untersuchungen an einem dazu geeigneten Material werden ohne Zweifel über diese Frage Auskunft geben können.

LITTERATUR:

- ESKOLA, P. und SAHLSTEIN, TH. G., On astrophyllite-bearing nephelite syenite gneiss found as a boulder in Kiihtelysvaara, E-Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, diese Nummer.
- KREUTZ, ST., Untersuchung der optischen Eigenschaften von Mineralien der Amphibolgruppe und ihrer Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 117 I, p. 875, 1908.
- MOROZEWICZ, J., Ueber einige Eisenalkaliamphibole, Tschermaks Mineralog. und Petrogr. Mitt., 38, p. 210, 1925.
- QUENSEL, P., The alkaline rocks of Almunge, Bull. Geol. Inst. Upsala, XII, p. 145, 1914.
- VENDL, A., Ueber einen Riebeckit, Zeitschr. f. Krist. 60, 1924, p. 135.

ON THE DISINTEGRATION OF RAPAKIVI.

By

PENTTI ESKOLA.

The Finnish word rapakivi means »crumbly stone», — not »rotten stone», as often incorrectly stated. This name was mentioned as early as 1694 by Urban Hjärne and has ever since been used to designate those well-known granites which are still today so called in petrography. As a synonym for rapakivi was also used, in the eighteenth century, the Swedish word »självfrätsten» which means »self-eating stone».

In the earlier decades of that century the disintegration of rapakivi was commonly believed to be a consequence of its supposed percentage of niter and rock salt. The problem was discussed, among others, by Daniel Tilas (1739—40) in a remarkable paper in which the use of boulders in prospecting was first made clear: Tilas had observed that the rapakivi boulders in southern Finland have moved southeastward or southward from their parent rock. As N. Zensén (1927) has shown, it was in this paper that the term »felspat» (feldspar), which subsequently won usage in all languages, was used for the first time. Tilas shared the belief that the rapakivi contains soluble salts, but besides he expressed well founded views concerning the disintegration, stating that its main cause was the »uneven mixture» of the constituents and the presence of »fat» mica »which by means of its fatness rather separates than unites the constituents».

In a thesis by J. Moliis prepared under the guidance of P. A. Gadd in 1768 the rapakivi was proved to contain no soluble salts, its mineralogical composition was stated correctly and its belonging to the »common rocks» (»hällbergs art»), *i. e.* granites, was established.

In the middle of the nineteenth century the problem why the rapakivi disintegrates aroused much attention after the Alexander column, a big rapakivi monolith from Pyterlahti (Fig. 1) erected in St. Peterburg in the 1830:ies, had began rapidly to crack and decay

(Struve, 1863). Some scientists, as A. E. Nordenskiöld (1855), advocated a chemical theory according to which the disintegration should be due to a chemical weathering of the rapakivi oligoclase, while others, as G. v. Helmersen, saw its cause in anisotropic volume changes of the rapakivi constituents at the changes of tempera-



Fig. 1. Quarry in rapakivi granite at Pyterlahti, Viipuri area. It was from this quarry the Alexander column was taken. After an old drawing.

ture. J. J. Sederholm (1891) joined the latter explanation stating, however, that no physical theory is alone sufficient, but there must be, at the same time, a peculiar texture which allows the minerals easily to break asunder.

Recent petrological and geological research has taught us to see in the rapakivi a rock variety that has extreme characters in many respects. Petrochemically the rapakivi magma is a representative of the extreme granitic end member of the potash series (P. Niggli).¹ Texturally the rapakivi is a most typically hypidiomorphic rock showing a consolidation texture disturbed by no movements during or after its crystallization. The contact surfaces between the mineral grains of those rapakivi varieties which are not micropegma-

¹ It must be noted, however, that the more basic rocks connected genetically with the rapakivi are all decidedly lime-alkaline and no alkali rocks.

tite are more smooth and less implicated or serrated than in most other granites. As to its bigger structural features the rapakivi rocks show very little traces of intrusion movements, or of the flow of magma, the almost only character that may be thus interpreted being a hardly discernible horizontal schlieric development giving rise to alternating horizontal banks of somewhat various texture and composition. This direction is also marked by the most pronounced



Fig. 2. Parallelepipedic jointing in rapakivi. Säkijärvi, Viipuri area.
Benj. Frosterus photo.

jointing. Perpendicular to this are vertical jointings striking in various directions and not being strictly arranged along any tectonically marked lines, though at any single point there are usually two of them at right angles to each other (Fig. 2). The parallelepipedic jointings give rise to frequent vertical cliffs and flat upper rock surfaces of the rapakivi landscapes which are moreover characterized by the disintegration or crumbling of the rock into sharp-edged grit, in Finnish *m o r o* (Fig. 3).

The characters of the rapakivi are all very peculiar and most of them extreme. Ultimately they are all believed to depend upon one and the same circumstance, *viz.*, that the rapakivi has crystallized

under very quiet conditions. Its intrusion, which took place during the period between the Karelide and the Caledonide revolutions, is a most typically postkinematic, or postorogenic, intrusion.

As stated in older and newer literature the disintegration never seems to reach deeper than two or three metres from the surface. Southward slopes best exposed to the sun rays are most completely disintegrated. The disintegration is confined to certain coarse-



Fig. 3. Moro, or rapakivi grit, taken from the surface to be used as road material. Under the moro fresh rapakivi not liable to disintegrate exposes itself with a smooth surface. M. Sauramo photo.

grained rapakivi varieties with or without oligoclase shells around the orthoclase ovoids, other varieties, though showing no difference in their appearance, being not at all disposed to crumble. Moreover, the crumbling is confined to certain banks only. Excavations from which the moro has been taken away to be used as road material usually show at their bottom a solid fresh rock which is not liable to disintegrate (see Fig. 3). In vertical walls there are frequently seen horizontal banks of disintegrating rapakivi under the solid rock (Figg. 4 and 5).

Now the question arises: Is there in the disintegrating banks of rapakivi any distinctive peculiarity in chemical composition, or in the texture, that makes them crumble? As Wiik (1875) has stated,

the varieties that contain rather large amounts of dark, iron-rich minerals, like lepidomelane and hornblende, disintegrate most commonly, while more aplitic varieties do not seem to crumble (see Fig. 5). Usually, however, no apparent difference in the mineral composition exists between the disintegrating and the solid fresh banks of rapakivi (see Fig. 4).

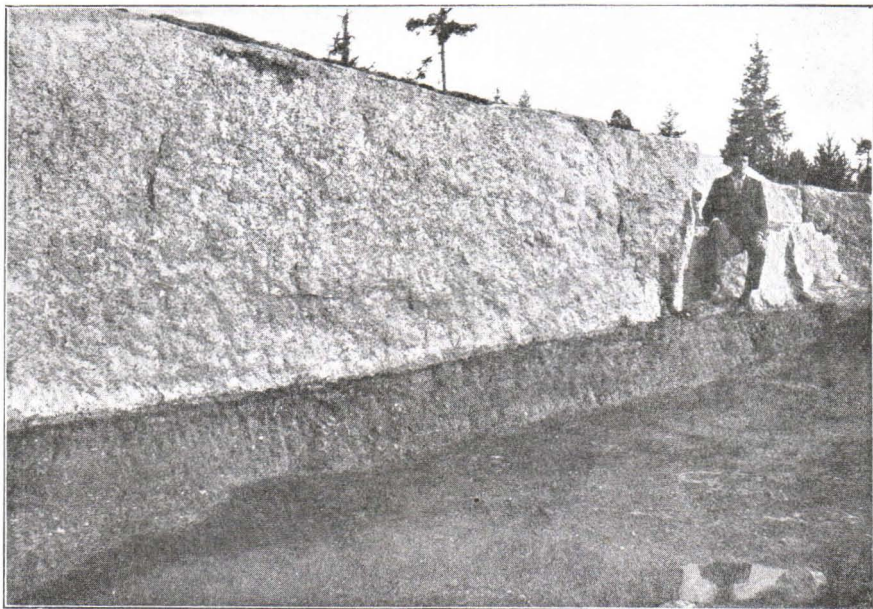


Fig. 4. Moro under a bank of fresh rapakivi, not liable to disintegrate, quarried a few metres from a natural joint-wall. The composition of the moro is here apparently the same as that of the fresh rapakivi. Lahdenvainio, Pyhäranta, Laitila area. J. J. Sederholm photo.

To find out whether there is, in such cases, at all any difference in the chemical composition, however slight, the writer investigated the moro and the overlying solid rapakivi exposed in a vertical joint-wall near the highroad at the northern boundary line of the parish of Laitila in southwestern Finland. In the first place both varieties were investigated with respect to their heavy minerals. These were concentrated by means of panning from the moro as well as from the fresh rapakivi of which crushed up material was available at the surface of the upper fresh layer where a road-side gutter had been recently opened by blasting. The tailings contained, in both cases, hornblende, fluorite, ilmenite, and zircon, but no other heavy mine-

rals. The result of a few other trials with the moro from the Laitila and the Viipuri areas was the same. Chemical analyses of the tailings from the moro made by Dr. L. Lokka showed much ZrO_2 and TiO_2 , but no uranium, thorium, or rare earths. Dr. Lokka also made bulk analyses of the fresh rapakivi (I) and the moro (II).

<i>Analyses (by L. LOKKA)</i>			<i>Norms</i>	
	I. Fresh rapakivi	II. Moro (rapakivi grit)	I.	II.
SiO_2	70.42 %	70.80 %	Qu	28.38 % 33.00 %
Al_2O_3	13.22 »	12.79 »	Or	30.58 » 30.58 »
Fe_2O_3	0.64 »	1.92 »	Ab	23.58 » 23.06 »
FeO	3.74 »	2.16 »	An	7.78 » 5.28 »
MnO	0.04 »	0.03 »	Cor	0.10 » 0.71 »
MgO	0.07 »	0.13 »	Hyp.....	5.71 » 2.02 »
CaO	2.27 »	1.68 »	Mt	0.93 » 2.78 »
BaO	0.13 »	0.08 »	Il	0.91 » 0.91 »
Na_2O	2.81 »	2.66 »	Ap	0.34 » 0.34 »
K_2O	5.21 »	5.22 »	Zr	0.18 » 0.18 »
TiO_2	0.52 »	0.49 »	Fl	0.86 » 0.62 »
ZrO_2	0.11 »	0.09 »		<hr/> 99.35 % 99.48 %
P_2O_5	0.09 »	0.09 »		
F	0.46 »	0.29 »		
$H_2O + \dots$	0.63 »	1.04 »		
$H_2O - \dots$	0.09 »	0.26 »		
	<hr/> 100.45 %	<hr/> 100.03 %		
—O=F ₂ ..	0.19 »	0.12 »		
	<hr/> 100.26 %	<hr/> 99.91 %		

The solid rock and the moro from this occurrence are apparently similar in their mineralogical composition, containing biotite and hornblende as mafic minerals. The hornblende percentage should, in fresh igneous rocks, appear in the norm as diopside, while the biotite may give rise to a small percentage of normative corundum. Actually the norms of both the moro and fresh rock show no diopside, but instead excessive alumina, or corundum, the moro much more than the fresh rock. This fact points to a slight chemical weathering which is also clear from the other differences in the analyses: The moro has 2.5 percent less anorthite, while a large part of its ferrous iron has been oxidized into ferric oxide.

Some amount of chemical weathering has thus occurred in the disintegrated rock. The possible slight difference in the original

mineralogical (and chemical) composition, that may have existed in spite of the fact that the analyses show no evidence of it, can hardly have anything to do with the disposition to crumbling. In fact, if the difference in CaO and Al_2O_3 were original, the moro, being more salic according to the analysis, would rather seem to be less likely to crumble than the solid rock. The percentages of the heavy minerals, of which zircon is slightly radioactive, are practically identical in both; thus radioactive phenomena or a »metamict» decomposition of minerals are not responsible for the disintegration, as might



Fig. 5. Moro under a bank of fresh rapakivi granite. The composition of the moro is here apparently different from that of the fresh rock, which is light-coloured and poor in mafic minerals. [Vaaljoki, Hinnerjoki, Laitila area.]

be suspected, the rapakivi being one of the radium-richest rocks known, containing, according to Poole and Joly (1924), as an average of two determinations, 6.21×10^{-12} grams radium per one gram rock, while 11 other Finnish granites yielded an average of 4.45×10^{-12} grams radium per one gram rock.

The disposition to crumble therefore should be due to the texture, in the first place to the smooth boundary surfaces between the mineral grains. Variations of temperature give rise to cracks along which water finds access. Chemical weathering of the plagioclase and the iron-rich mica sets in at the same time and promotes the disintegration by means of the attending volume changes.

The friability of certain rapakivi varieties is one of those extreme characters by which the rapakivi distinguishes itself among the

granites and which owe to intrusion and consolidation under exceptional conditions, different from those of most other granites.

There are, however, certain indications that the crumbling might be caused, or at least predisposed, by disturbances in the rock crust in rather late times, though before the forming of the present land-surface.

In many places, where disintegrated rapakivi underlies fresh rock, there are numbers of deep-reaching horizontal joints in the moro which in such cases shows a kind of schistosity in the horizontal direction (see Fig. 4). The surface layer of the rock has apparently moved, more or less, along such joints; hence the conclusion seems justified that the crumbling of the rock is in this case simply due to crushing up along those shearing planes and at their sides.

Similar »schistose» moro may in places be also seen in the rock surface. More commonly, however, disintegration takes place in such a way that the orthoclase ovoids loosen from the ground-mass

and the mineral grains of the latter one from the other, but, besides, the big orthoclase grains, as a rule, break up. Their cleavage planes are rusty from products of weathering deposited along the cracks. In many cases the disintegrated moro shows sharp boundaries against the fresh rock (see Fig. 3). I can find no objection to the assumption that disturbances in the rock crust, before the forming of the actual land-surface, might have loosened the adherent grains in the friable portions. The texture and the physical and chemical factors would only thus get their full rights in producing the loose grit.

This explanation is still corroborated by the occurrence of phenomena like that seen in Fig. 6: The moro is bounded by the



Fig. 6. Moro, or rapakivi grit, in which a portion with sharp, vertical boundaries has remained undisintegrated. No apparent difference in composition between the moro and the fresh rock. Kolva. Säkyli.
A. Laitakari photo.

solid rock along vertical surfaces. At the first sight it looks as if there were faults, but no apparent fault-planes nor any appreciable signs of movements whatever can be found on the boundary surfaces between the moro and the fresh rock. Nor is the fresh portion a primary dike, as the picture might suggest. This phenomenon also may be well accounted for by assuming disturbances which have crushed up parts of the rock and left certain portions intact.

In durable rocks of the common kind mechanical deformation takes the form of shearing along certain shearing-planes, the rest remaining unbroken. In coarse-grained rocks like rapakivi whose mineral grains adhere but feebly to each other, disturbances may — and in some cases certainly do — cause a disintegration which may remain latent until physical and chemical processes eventually break up the friable material.

If this explanation were wrong and the disposition to crumbling were only due to a certain definite texture, the difference in texture should appear in one way or other. Actually no textural difference can be detected in cases like that seen in Figg. 5 or 6. It is true that it were no easy task to detect such a textural difference even it exists, as it would be necessary to investigate rapakivi varieties which possess the disposition to crumbling but which have not yet at all disintegrated. So far as can be seen, there is no difference between such a variety and one that would never crumble. That the common moro may once have been a solid rock appears perhaps best from its occurrence as boulders in eskers and morainic drift, showing rounded or edge-rounded forms but being now completely disintegrated (Hellaakoski 1930).

In summary, the disintegration of rapakivi seems to presuppose the coincidence of several different circumstances. Its main condition seems to be a comparatively simple texture with rather smooth boundary surfaces between the mineral grains. The consistency of the rock may have been, and in some cases certainly has been, still loosened by slight disturbances in the rock crust. Where layers thus predisposed become exposed to air and rain-water and subjected to the influence of temperature changes, there the rock will break up into grit. At the same time chemical weathering sets in causing decomposition of the iron-rich lepidomelane and oxidation of its ferrous iron into rusty products. Part of the anorthite in the plagioclase, moreover, may be dissolved and some of its alumina may remain in the insoluble portion.

From a rock which like the rapakivi is available in the form of loose grit the heavy minerals may be easily separated by means of panning. The rapakivi was thus found to contain considerable amounts of zircon and ilmenite, but no other minerals heavier than hornblende.

LITERATURE.

- ESKOLA, P. Rapakiven moroutumisesta (with an English summary: On the disintegration of rapakivi), *Terra* 1930. — In this paper is given a more extensive abstract of earlier literature and a more complete record of the new investigations carried out the author on the subject.
- GADD, P. A., Om Finska Sielffrätsten. Under PEHR ADRIAN GADDS inseende — utgifven och försvarad av JOSEPH MOLLIUS. 1768.
- HELLAAKOSKI, A., On the Transportation of materials in the esker of Laitila. *Fennia* 52, N:o 7, 1930.
- HJÄRNE, URBAN, En kort Anledning till Atskillige Malm- och Bergarters, Mineraliers etc. efterspöriande och angifvande. Stockholm 1694.
- NORDENSKIÖLD, A. E., Beskrifning öfver de i Finland funna Mineralier. Helsingfors, 1855, p. 131.
- POOLE, J. H. and JOLY, J., The radioactivity of basalts and other rocks. *Philosophical Magazine*, (6) 48, 1924, p. 819.
- SEDERHOLM, J. J., Über die finnländischen Rapakiwigesteine. *Tschermaks Min.-petr. Mitt.*, Wien, 1891.
- STRUVE, HEINRICH, Die Alexandersäule und der Rapakivi. *Mém. de l'Ac. imp. des Sciences à St. Petersbourg*. VII Série, Tome VI, N:o 4, 1863.
- TILAS, DANIEL, Tanckar om Malmletande, i anledning af löse gråstenar. *Sv. Vet. Ac. Handl.*, Vol. 1, 1739—40, s. 190—193.
- WIIK, F. J., Om Södra Finlands geologiska förhållanden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 1875.
- ZENSEN, NILS, On the first use of the term »feldspat» (feldspar etc.) by Daniel Tilas in 1740. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 1925.

ON THE ROCKS OF THE UPPER BARGOUSIN AND NAMAMA
REGIONS IN TRANSBAIKALIA.

By

PENTTI ESKOLA.

INTRODUCTION.

The present paper is a summary of the petrological field observations made during a journey from the valley of the Bargousin river to that of the Upper Angara river in Transbaikalia, and of laboratory studies made on specimens collected during this journey, which was part of the Moscowian Radium Expedition to Transbaikalia in 1914. After having explored the peninsula of Sviatoy Noss, the igneous rocks of which have been described in an earlier paper,¹ the expedition was continued in two separate divisions. One division, to which belonged Professors A. Himmelbauer of Vienna and K. Wiscont of Moscow, explored the Bargousin valley, while the other division to which the writer belonged travelled over the watershed from the Bargousin to the Upper Angara valley. Mr. M. Sobolew, the leader of the whole expedition, also followed with this division, which was further assisted by Messrs N. Smolyaninow and A. Mamourovsky as mineralogists and petrographers and by Mr. M. Soyousow, photographer, and Mr. V. Odrow, topographer.

The caravan of the expedition followed a route used by travellers and mail deliverers from Umhei, at the Bargousin river, to the village of Verchneangarsk in the Upper Angara valley (Fig. 1).²

During greater part of the journey from Umhei to the Sininda River only a few excursions outside the main route were undertaken.

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

² PENTTI ESKOLA, Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide Zwischen den Bargousin und der oberen Angara in Transbaikalien. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 87, 1929

As the route, of course, seeks passes and river plains, where the rock-ground is rarely exposed, the petrographic observations could not be quite continuous. Closer exploration was carried out near the water-shed between the Sininda and Namama rivers and west of the latter river around the Namama Copper Mine. About two weeks were spent in this tract.

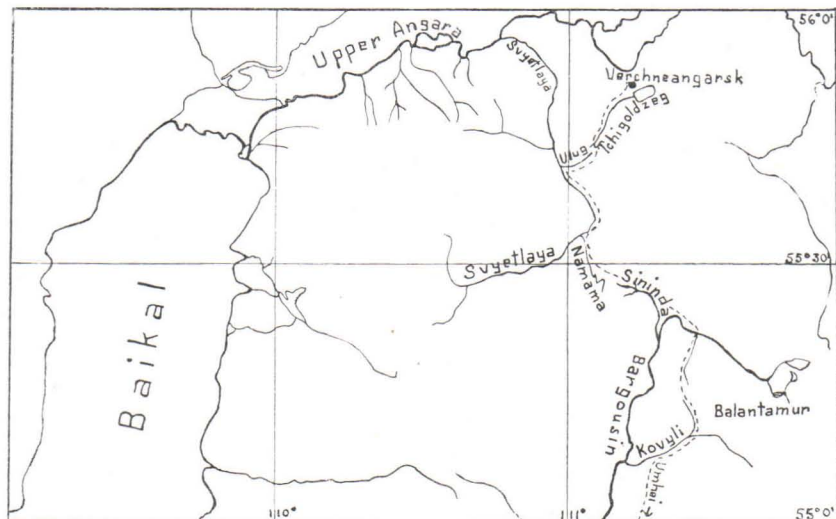


Fig. 1. Sketch-map of the region NE of Lake Baikal.
According to Kotoulsky.

The region under consideration is part of the Transbaikalian highlands, the rock crust of which is made up by crystalline schists and abyssal rocks, largely granites. The country seems to have been much eroded and penepianated after its folding, and again become elevated and made uneven by late fluvial and glacial erosion. Seen from some high point the mountaineous area therefore gives the impression of an elevated peneplain, like most of the «Old Shield» (alter Scheitel, E. Suess) of Siberia. The difference in altitude between the summits and the valleys largely varies between 1 000 and 1 500 metres.

Concerning the pre-Quaternary geology, the region crossed by our route may be dealt with in two parts showing a very different development of the rocks. One of these, from Umhei to Sininda, or the Upper Bargousin region, is underlain by crystalline schists and igneous rocks, the former having been very thoroughly mctamorphosed so that no traces of their primary structures have

been preserved. The rocks of this territory belong to those formations of Transbaikalian highlands called the «Crystalline Suite» by the Russian geologists. Another part of the section investigated by the expedition, i. e. that from the Sininda river to the Ulug Creek in the Svyetlaya valley, or the area which may be called the Namama Region, is occupied by metamorphic rocks which, though also invaded by igneous rocks, have preserved many primary features in their structure and, in general, show characters agreeing with those of the so called «Metamorphic Suite». Thus in fact they have been designated on Kotoulsky's itinerary maps.¹ According to J. Tschersky², the Russian geologist whose great pioneer work established the first synopsis of the geology of the Baikal region, regarded the «crystalline suite» as an Archaean formation, and the «metamorphic suite» as Silurian. M. Tetjaew³ was much later led to the same conclusion, while W. A. Obrubtschew⁴, with stronger arguments, so far as the writer is able to judge, refers the former to the Archaean and the latter to the Eozoic, or Algonkian, formations.

THE UPPER BARGOUSIN REGION.

GRAPHITE-BEARING LIMESTONE.

In the tract crossed by the route east of the Upper Bargousin, crystalline limestone occupies enormous areas (Fig. 5). In some parts there are greater or smaller masses of granite invading this limestone, or the latter is interstratified with amphibolites, gneisses, and quartzites, which are all quantitatively subordinate. Like the rest of the metamorphic rocks, the limestone shows a distinct foliation, striking from the Southwest to the Northeast with some deviations, and its dip varies from 60° NW to vertical. In a few places the schistosity has a steep southeasterly dip.

The crystalline limestone forming such large masses is very uniform in its characters, consisting almost exclusively of pure calcite the grains of which vary from 2 to 5 mm, rarely as much as 10

¹ V. KOTOULSKY. Les explorations par itinéraires dans le district de Bargousin en 1912—1913. (Russian with a summary in French.) Геологич. издѣдан. въ золотоносныхъ областяхъ Сибири: Ленскыя золотоносн. районъ, вып. XI. Петроградъ 1915.

² J. TSCHERSKY, several papers quoted by W. A. Obrubtschew, see below.

³ M. ТЕТЯЕВ. Труд. геол. ком. 108, 1915, and 126, 1916.

⁴ W. A. OBRUTSCHEW, Geologie von Sibirien. Fortschr. Geol. u. Pal., Heft 15. Berlin, 1926.

mm in diameter, and small amounts of graphite. The boundary-lines between the individual crystal grains of calcite are non-serrated, the structure thus being what is generally called pavement structure. The scaly crystals of graphite usually measure about one millimetre in diameter, though they may be much larger. Foliation, as a rule, is due to a parallel arrangement of the graphite, but sometimes the calcite grains themselves have been flattened out. Only once, at point 45 near the Sininda River, I observed crystals of pyrite in the limestone, in that case being a rather fine-grained variety.

Siliceous minerals in the limestone occur mainly near the contacts with other sedimentogeneous schists, e. g. at the Briankour Creek and in the Sininda Valley near Uksukta Creek (point 46, see map, Fig. 5). This limestone forms thin layers interstratified with quartzite and almandite-bearing gneiss, and contains dark and colourless mica, amphibole, quartz, and plagioclase (?). The dark-coloured brown mica appears uniaxial and shows all the characters of biotite in the gneisses and quartzitic schists of this region. The colourless mica, again, shows an axial angle of about 25° ; it is idioblastic towards the biotite. With all these is associated a pale green amphibole, probably of the actinolite series.

A mineral sometimes found in the limestone of this region, as well as on the peninsula of Sviatoy Noss, is green mica, or fuchsite. It was observed in the limestone from glacial drift in the Sininda Valley near Uksukta.

The limestone is frequently cut by dikes of pegmatite, but in some tracts these are lacking on large areas, e. g. south of Bargousin west of Lovokdokon. It is worth mentioning that these dikes usually contain graphite, sometimes in large amounts. Quartz veins and lenses also occur, e. g. north of Bargousin opposite the mouth of Lovokdokon. In these quartz-veins were observed numerous pseudomorphs of goethite after pyrite, showing well-developed crystalline forms of the latter mineral.

The graphite marbles are distributed all over the crystalline area of the Bargousin region and also on the peninsula of Sviatoy Noss. Here the marble, in places, is markedly sheared, the deformation being typically postcrystalline in the sense of Sander. In places there may be found very instructive examples of the development of schistosity by means of shearing, as in the series shown in figg. 1, 2, and 3, plate II. The amount of graphite in specimen Fig. 3 is not larger than in that Fig. 1, but the crystals are drawn and thinned out. The deformation has been continuous, the length of the graphite spots being a measure of the overthrust along any particular plane.

It may be easily seen that the amount of overtrust, in a thicker series of lime strata, may be very considerable, in any case many times as much as the thickness. The movements which have given rise to these deformations have probably been connected with the formation of the basin of Lake Baikal itself (cf. Igneous rocks of Sviatoy Noss, p. 4).

AMPHIBOLITES AND GNEISSES.

Amphibolitic rocks intercalated with limestones were rarely met with. A few examples may be described in some detail, as they throw light on the character of the metamorphism in the region under consideration.

From glacial drift at Uksukta in the Sininda Valley, point 45, was collected a specimen of amphibolite, largely composed of finely fibrous hornblende with a little plagioclase and abundant iron ore, probably ilmenite. The prisms of hornblende are arranged in the direction of the foliation.

At point 48, in the shore-cliff of Sininda, amphibolite is interstratified with almandite amphibolite and quartzitic mica schist. In the amphibolites the quantitative proportion of plagioclase and almandite varies from layer to layer. The almandite amphibolite contains plagioclase, quartz, hornblende, almandite, and ilmenite. Potash feldspar is absent, and biotite is found merely in traces. The plagioclase shows refractive indices lower than those of the Canada balsam, thus being very albitic. The hornblende is the most idiomorphic of the main constituents, but is frequently interserted with plagioclase and quartz in a poikiloblastic manner. The rock is millimetre-grained. From its mode of occurrence as well as from its composition the rocks are clearly suggestive of a sedimentary origin. Their metamorphism has been complete enough to obliterate every trace of the original texture.

From point 57 was collected an interesting specimen of hornblende gneiss. The rock is fine-grained, hornfelsic, the diameter of the plagioclase and quartz grains varying between 0.02 and 0.2 mm. In this mass are embedded hornblende prisms in which other mineral grains are enclosed. Minor constituents are zoisite, calcite, titanite, and apatite. Plagioclase is a little more abundant than quartz, and the amount of the latter is larger than that of hornblende. Foliation is marked, especially by the parallel arrangement of minute crystals of titanite and zoisite, in a lesser degree by the subparallel prisms of hornblende.

The plagioclase draws ones attention by its high refringence, indicating a high percentage of anorthite, contrary to the plagioclase in the example described above. This conclusion is affirmed by the observation of extinction angles in sections \perp PM, giving values between 42° and 44° . Its percentage of An should therefore be over 90 per cent. The zoisite, in the form of minute prisms, is another lime-rich constituent, to which is still added pale green hornblende. Like other amphibolites and amphibole gneisses this rock is no doubt sedimentogeneous, probably derived from some lime-rich, marly sediment. As there is no potash feldspar nor biotite present, the rock must be almost potash-free.

Amphibole gneiss intercalated with limestone and biotite gneiss furthermore occurs on the right banks of the Kovyli River. Similar interbedding of limestone and amphibole-gneiss was also observed at the Briankour Creek in the Kovyli Valley and south of the Upper Bargousin west of Lovokdokon.

At some places the amphibole gneiss is interstratified with biotite gneiss, as for instance at the right shore of Kovyli. Some laminae of this banded gneiss seemed to contain pyroxene, but these were not examined microscopically. Another occurrence, where the biotite gneiss is interbedded with limestone, was observed west of the mouth of Lovokdokon. This rock is sericite-biotite-plagioclase gneiss, showing a decimillimeter-grained pavement-like mass, composed of albitic plagioclase and quartz. The sericite, having $2V$ about 27° , is idioblastic towards the biotite, which is reddish brown with pleochroic halos around minute inclusions of zircon. Apatite, pyrite and ilmenite are further accessory constituents.

At the north side of Sininda, point 47, fine-grained gneiss occurs in many varieties. Some layers are almandite-bearing. The almandite forms small euhedral porphyroblasts, and the other minerals are quite the same as those of the former example.

QUARTZITE.

Perhaps most common of all the rocks interbedded with the graphite marble is quartzite. At the first time mica-bearing quartzite was observed in the drift at the Oxahai Creek, at both sides bounded by high ridges of graphite marble. North of the Upper Bargousin quartzite was repeatedly observed *in situ*, interbedded with limestone. The specimen collected from point 27 contains quartz, biotite and graphite. The quartz forms a hornfels mass. The scales of graphite

and biotite usually are situated at the boundaries of the quartz grains and rarely traverse the latter. A pronounced schistosity is due to the parallel arrangement of the graphite. Trifling quantities of a colourless mica are also present.

On the mail route between the Upper Bargousin and Sininda, on both sides of point 38, were observed numerous layers of quartzite in limestone. The former usually contains graphite and large scales of green-coloured mica, probably fuchsite. A specimen collected from point 37 shows the following microscopical features: The constituent minerals are quartz, fuchsite, graphite and different kinds of pseudomorphs whose nature could not be ascertained; some of these may have been feldspar originally. The fuchsite, occurring in the manner of porphyroblastic individuals, is uniaxial and negative. Pleochroism is noticeable in the thin section: $\gamma = \beta =$ grass green; $\alpha =$ aquamarine green. Absorption $\gamma = \beta > \alpha$. The quartz-mass is honey-combed and very fine-grained, the average diameter being less than 0.1 mm. There are, however, some lenticular individuals of quartz arranged along the strike and having larger dimensions. A distinct foliation is chiefly due to the parallel arrangement of the graphite scales which are chiefly disseminated along certain layers, being suggestive of lamination in the original sedimentary deposit. Still more pronounced lamination is observed in a specimen from point 38. Those laminae richest in graphite also contain largest amounts of mica.

DARK DIKE ROCKS.

Melanocratic dike-rocks are of a rare occurrence in the neighbourhood of the Upper Bargousin, having been met with at two localities: North of Kovyli and north of Sininda, point 45.

The rock of the Kovyli Valley occurs in a few dikes of considerable thickness, more than 20 metres. It is gray and massive, and very fine-grained. Its chief constituents are plagioclase, hornblende and biotite. Quartz and calcite are seen in small quantities, and titanite is rather abundant as an accessory.

Plagioclase occurs in the manner of small phenocrysts having a distinct zonal development. In sections \perp PM the extinction angle increases towards the centres from about 0° to 10° , the composition thus varying from Ab_{80} to Ab_{70} . The brown biotite and the green hornblende are both comparatively pale, the latter being, on the whole, xenomorphic towards the plagioclase, though some fringes, apparently of a secondary origin, have grown into the feldspar.

This dike-rock has probably originated at an early stage of the orogeny, and before the granites of this region. Its mineral composition is that of a true abyssal rock, and the rock has apparently been subjected to later metamorphic changes.

GRANITE.

Next after crystalline limestone, even-grained aplitic granite has the most extensive occurrence in the whole Upper Bargousin region. The largest occurrences only have been designated on the map.

Exposures of granite, showing its intrusive relation to the limestone in a very typical manner, were found at the Bargousin River near Umhei. The granite is medium-grained and composed of the following minerals, named in the order of their relative abundance: plagioclase, quartz, microcline, biotite, titanite, and magnetite, and a little posterior chlorite. The plagioclase is nearly albitic, showing in sections \perp PM extinction angles of more than 15° , and $\gamma < \omega$ of the quartz. Occasionally there was found goethite as pseudomorphs after pyrite. Many pegmatitic segregations contain graphic feldspar. Graphite-bearing limestone is invaded by dikes of granite in every direction. At places the dikes are arranged along the strike of the limestone, the mixture being somewhat like ordinary aderngneisses. Nowhere at such boundaries were any traces of contact minerals observed.

Similar aplitic sugar-like granite was later observed repeatedly along the route. Some of its varieties are muscovite-bearing.

South and west of Sininda there occurs a large area of »sugar-grained» muscovite-biotite granite, which is somewhat gneissoid in structure and frequently contains schlieric portions of a melanocratic hornblende-bearing rock. Gradual transitions into diorite or gabbro were also noted. The muscovite-biotite granite is very rich in cross-hatched microcline, while plagioclase is scarce. Myrmekite is common.

At the contacts between these aplitic granites and the crystalline limestones, there are no lime-bearing contact minerals whatever. Apparently the granite magma has had, during its intrusion, too low temperatures to allow of any interaction between the silicates and the carbonate. Pegmatite dikes, however, have exerted some influence on the marble, as they contain lime silicates, especially diopside.

Dikes of granite pegmatite are universally distributed in the Upper Bargousin region. The pegmatite invades the graphite-bearing

limestone as well as the other crystalline schists and the aplitic granite itself.

We have to discriminate between two kinds of pegmatite: one composed mainly of potash feldspar and sodic plagioclase, usually with subordinate amounts of micas and possibly of hornblende, and another also containing diopside. The latter group of pegmatites agrees with the diopside pegmatite of Sviatoy Noss.

Dikes of diopside pegmatite were only observed in the Kovyli Valley and near Briankour. At point 14 these dikes are numerous, intersecting the hornblende gneiss. The pegmatite is composed of a medium-grained plagioclase mass, in which are embedded large crystals of diopside, hornblende and titanite, and also of biotite. The crystals of titanite measure from 2 to 10 mm in diameter. The diopside is pale green in colour; its crystals are tabular along (100). The faces (010) also are well developed, while the (110)-faces are small or absent. Two crystals taken at random measured $0.5 \times 2 \times 5$ cm and $1.5 \times 2 \times 6$ cm.

Near Briankour the diopside pegmatite traverses the limestone and contains, except the minerals mentioned in the former case, much graphite, in places as lumps measuring some 10 cm in their largest diameter.

Graphite also is commonly present in dikes of common pegmatite. From the Kovyli Valley was collected a specimen in which graphite forms small radial aggregates in the potash feldspar.

Rather large crystals (a few cm in diameter) of greenish yellow muscovite were met with in the pegmatite from point 52, in the Sininda Valley. The main minerals of this pegmatite are colourless microcline and water-clear quartz.

Common as they are, the pegmatites of this tract do not present any particular interest, nor were any rare minerals ever observed in them.

THE NAMAMA REGION.

GENERAL OUTLINE.

Having departed from the Sininda and reached the watershed between the latter and the Namana river, the Expedition met only with rocks displaying characters essentially different from those of the section described above. The same general features were then found to prevail all over the Namana Region. In this tract, west of the Namana River, are situated a few small occurrences of copper ore which have given rise to some mining operations, now ceased.

The Central part of this tract has formerly been explored by E. Mitkewitch-Woltshassky, who has published a report ¹ accompanied by a geological map of the area all around the Namana Copper Mines. Most stress is laid on the occurrences of copper ores and the history of the discovery of this remote occurrence. The principal rocks have also been described petrographically, though not very exhaustively. Older literature dealing with the Namana Copper ore is quoted.

Among the metamorphic rocks of the Namana Region limestone plays a rather subordinate rôle. It is a finely crystalline variety and does not contain any graphite. Specimens from many exposures were found to be dolomitic. Much commoner are finely foliated rocks which, under the microscope, are found to have a clastic structure well preserved and only unappreciably affected by deformation. In part they are shales, but larger areas are occupied by greenstones. Less in quantity is quartzite. With these are associated volcanic tuffs and lava-rocks showing well preserved primary features.

The faintly metamorphic rocks are always very distinctly foliated, their general strike being NE—SW, just as in the area of the highly metamorphic, «crystalline» rocks, and the dip usually varies between 60° NW and vertical.

The chief cause of the great difference in the metamorphism between these two areas whose geology is being outlined, no doubt may be sought in the fact that their alteration has taken place at different levels in a geosynclinal zone. The rocks from the Upper Bargousin region present a mineralogical development characteristic of a deep-seated metamorphism. Using the writer's terminology, they seem mainly to belong to the metamorphic amphibolite facies so richly represented among the Archaean metamorphic rocks of Fennoscandia. The rocks from the Namana Region, on the other hand, are suggestive of stress-metamorphism at comparatively shallow depths and largely belong to various developments of the greenschist facies.

A different degree of metamorphism under these circumstances does not by any means indicate a different age. But if there is some general diversity in the sedimentary facies, i. e. in the primary characters of two sedimentogeneous series occurring in neighbouring areas, they are, of course, susceptible of belonging to formations from

¹ Е. Миткевичъ-Волчасскій, Отчетъ о геологическомъ исследованіи мѣсторожденія медныхъ рудъ по р. Наманѣ Забайкальской области. Геол. посл. въ золотоносныхъ областяхъ Сибири. Ленскій золотопосл. районъ. Вып. IX. 1913.

different periods. Such a diversity, no doubt, exists between the Namana and Upper Bargousin regions. In the latter area graphite-bearing limestone predominates, while the former is chiefly built up of siliceous rocks. The graphite-content itself, being most probably derived from original carbonaceous substances, is a feature having no analog in the Namana marble. Therefore, though no positive evidence can be adduced here, it seems plausible that we have in the Namana region to do with a formation of another, and most probably of a later, date than the main portions of the Transbaikalian shield.

Earlier investigators have in fact thus interpreted the age relations. TETJAEW¹ found unconformities between two sedimentogeneous formations analogous to those described in this paper. His younger series includes conglomerates containing pebbles of other metamorphic rocks, among which are gneisses of Archaean type. In the Namana region conglomerates were observed as boulders, though their pebbles here consist of rocks (as fine-grained limestone) that look more like those of the Namana series itself.

The intrusive rocks of the Namana Region present a differentiation series ranging from granite through granodiorite, quartz diorite, and diorite to hornblende gabbro and hornblendite. There are, moreover, some rather uncommon rocks showing textures that would place them rather among the volcanic rocks (porphyries) but which, nevertheless, are clearly intrusive in the adjacent rocks. These are the quartz keratophyre and the orthoclase porphyry.

Assuming the Namana formation to be of a later origin than the Upper Bargousin rocks one would expect that the abyssal rocks of the Namana Region should be older than the faibly metamorphic supercrustal rocks and not intrusive in the latter. The field observation, however, renders it doubtless that these igneous masses do not form the basement of the supercrustal formation, but are intrusive in them. Concerning the hypabyssal quartz keratophyre, there is no doubt of its intrusive character. But also the granites and diorites and other true deep-seated intrusives invade the schistose rocks. Dikes and veins of aplite and pegmatite are not completely lacking, and typical diorites etc. were also observed in the form of dike-shaped masses. In the neighbourhood of the boundary-lines towards the schists the diorites sometimes show variation in the characters which may be interpreted as endomorphic contact-phenomena. The lime-

¹ M. TETJAEW, *op. cit.*

stone near the contact-lines is sometimes found to be coarser in grain than elsewhere, as already stated by Mitkewitch-Woltshassky (op. cit.), who also mentions reddish yellow garnet and colourless diopside met with in the limestone near the contact towards the diorite at the Namama Mine. A negative evidence in favour of the intrusive nature of the igneous rocks is the absence of conglomerates containing pebbles of plutonic rocks, although conglomerates with pebbles of crystalline schists were observed in the glacial drift in this tract.

THE SUPERCrustAL ROCKS.

CLASSIFICATION.

It is difficult to find a rational basis of classification of the supercrustal rocks of the Namama Region. Concerning the primary origin there are, except limestones, true argillaceous sediments and sandstones as well as volcanic lavas and tuffs, but in many cases it is impossible to state their original character. The metamorphic recrystallization sometimes has been almost complete, giving rise to much mica, chlorite, epidote, or amphibole, while in other cases the newly formed constituents are subordinate in quantity and not very characteristic. We must class them in part after the primary and in part after the metamorphic characters. The classes thus resulting are: shale, greenstone, quartzite, and metamorphic andesites and their tuffs. Many of these groups are very heterogeneous. Non-characteristic examples must be referred to those groups to which they show closest resemblance.

CRYSTALLINE LIMESTONE AND DOLOMITE.

The largest mass of crystalline limestone in the Namana region occurs west of the Namana river. All the occurrences of copper-ore are situated in this limestone mass. It is a decimillimeter-grained marble, in most outcrops shining white in colour.

Intercalated layers of carbonate rocks are very numerous within the area of shales and greenstones, but they nowhere are more than a few metres thick. Their brownish gray colour suggests dolomite, and this was, in a few instances, verified by a qualitative chemical analysis. This dolomite usually contains minute crystals of pyrite which often have been altered into hematite and lend the rock a reddish tint.

QUARTZITE.

Quartzite occurs at many places west of Namama, though in a small extension, as thin layers intercalated with limestone, slate, and tuffitic rocks. It was observed on the Krasnogorova Mountain at points 96—98, in the ravine of the Besimyanniy Creek and at the floor of the Tshirikta Creek, point 154.

Some specimens of this quartzite show megascopically a clastic structure, due to the fact that the rock has a cement of calcite in which are embedded rounded or more angular grains of quartz and microcline. Both these minerals show a pronounced deformation. In other specimens quartz forms a granoblastic mass with no clastic relict structure.

SHALE (SERICITE-ALBITE GNEISS) AND RELATED ROCKS.

We shall first describe some examples of typical argillaceous sedimentogeneous rocks showing a perfectly metamorphic mineral composition. At points 60—63, all situated on an extensive hill north of the Upper Sininda, there occurs a finely foliated shale or, more exactly, sericite-albite gneiss. It is sometimes distinctly laminated with alternating paler and darker layers, the latter containing finely disseminated carbon. Sometimes the foliation is transversal to the lamination. Sericite, as exceedingly small scales, is the principal mineral, and albitic plagioclase, as clear crystals, is another regular constituent. Quartz is present, but not very abundant. Calcite forms somewhat larger grains than the other minerals and in some specimens plays the rôle of a chief constituent, the rock being a lime-phyllite. Of a very common occurrence is pyrite as well-shaped hexahedra, usually altered into brown iron ore. — All these minerals have probably been formed at the metamorphic recrystallization, though some amount of quartz and possibly plagioclase may be of a premetamorphic origin.

A fine example of laminated shale occurs at the shore of Shininda, point 67. It is seemingly cross-bedded, but this structure is really due to shearing. The alternation of darker carbon-bearing and lighter laminae, on the other hand, is probably a primary feature. The constituent minerals are: plagioclase (oligoclase), quartz, biotite, chlorite, zoisite, ilmenite and carbon. The biotite, reddish brown in colour, forms the largest porphyroblastic individuals, well visible to the naked eye.

GREENSCHISTS (CHLORITE-EPIDOTE SCHISTS) AND RELATED ROCKS.

This class includes much more variegated examples than the former one, and their primary origin is probably also various.

A small area of fine-grained chlorite-bearing rocks is situated east of Namama and south of the Sininda Pass, points 76 and 77. Greenschist here alternates with shales like the sericite-albite shale described above. The greenstone is composed of chlorite, epidote (and clinozoisite), calcite, altered sulphide-grains and large amounts of altered plagioclase, which occurs in the manner of phenocrysts, sometimes lath-shaped, being most probably of a primary origin. This greenschist seems originally to have been a lava-rock, probably andesitic.

On a large scale greenschist occurs near the Svyetlaya river and was observed at both sides of the Lambaush Creek. At point 128 this rock has the appearance of a lava in which the vesicles have been filled up with calcite. In spite of their amygdaloid structure these greenschists show a pronounced slaty cleavage and lamination, often scrumpled. They are composed of chlorite, epidote, and carbonates, besides small amounts of quartz. The chlorite forms a very fine slaty ground-mass in which are embedded larger scales of chlorite and grains of epidote arranged in groups. Remnants of pale green monoclinic amphibole are sometimes found in the chlorite mass; in some thin sections there is no amphibole at all to be seen.

South of the pass between Lambaush and Oktokit was observed slaty chlorite schist, composed of chlorite, calcite, quartz, talc, epidote, and relict plagioclase in the manner of phenocrysts. Much crushed up as the rock is, its primary porphyritic character appears clearly under the microscope.

It is apparently the continuation of the same greenschist series that was found exposed at point 156 in the Lower Namama Valley. The ground-mass of this rock is chiefly made up of fine scaly chlorite, and in this mass are embedded rounded or sharp-edged relict grains of quartz and plagioclase and larger well-shaped porphyroblastic rhombohedra of magnesite.

Once more greenschist was met with farther north, west of Svyetlaya near Emma. The rock is at many places megascopically like the greenschist from the Lambaush Creek. Specimens from these outcrops were found to contain, in their chloritic ground-mass, much talc and embedded grains of quartz and plagioclase (relict). The rock west of Emma also contains colourless monoclinic amphibole, probably tremolite.

For the greatest part the greenschists apparently are of a volcanic origin, but some of them may possibly have been clastic sediments originally.

METAMORPHIC ANDESITES ETC. AND THEIR TUFFS.

The principal occurrence of rocks showing distinct volcanic or pyroclastic features and but trifling amounts of newly formed minerals is situated in the Namama Valley and at both sides of it. An example of them was at first observed in the slope of the Camp Mountain, at points 70—72. Here occurs an aphanitic, grayish green rock of a chert-like appearance. To the naked eye no primary features are discernible. The microscope, however, reveals a clastic structure with grains of plagioclase and rock fragments showing microlithic phenocrysts in a subcrystalline ground-mass. Slender crystals of chlorite and hornblende represent the newly formed minerals.

Farther upwards on the east shore of Namana tuffitic rocks were observed at many points, e. g. at 86. Here they are markedly schistose and present the appearance of slates. Under the microscope, however, a clastic structure is at once apparent. The constituent minerals are plagioclase and small amounts of quartz, besides a little secondary chlorite. Many of the plagioclase grains show crystalline forms, others being irregularly sharp-edged. The plagioclase is rather albitic, showing refractive indices hardly higher than that of the Canada balsam.

Still another outcrop of a stratified but not schistose rock was found on the bed of the Namama River at point 92 (Fig. 2). The mineral constituents are plagioclase and smaller amounts of quartz and calcite. Among the secondary minerals could be identified chlorite and sericite. These have the character of alteration products rather than metamorphic constituents. The structure is in fact almost unaltered. Among the plagioclase grains there are many showing rounded forms, telling of transport of the material, whilst the chemical weathering apparently has not played any considerable rôle. The plagioclase is highly albitic in composition. Among the cemented mineral grains there are small fragments of volcanic porphyritic rocks.

Going from point 92 upwards the slope in a westerly direction towards point 96, the following outcrops show a rock of the same kind as at the former locality. Somewhat farther upwards there occurs a lava-rock of andesitic composition with phenocrysts of hornblende (uralite) and plagioclase in an aphanitic ground-mass. All these rocks have been little affected by metamorphism.

A remarkable general character of these volcanic rocks is their high soda content, appearing in the presence of albitic plagioclases as a principal constituent. The feldspar being so dominant there are but small amounts of mafic minerals. In the prevalence of soda these volcanic rocks bear much resemblance of the quartz-keratophyre to be described in the sequel. This fact suggests that these rocks may be related genetically.



Fig. 2. Outcrop of stratified pyroclastic rock in the river-bed of Namama.

INFRACRUSTAL ROCKS.

QUARTZ KERATOPHYRE.

This remarkable rock forms a tilted up laccolithic or phacolithic mass near the Namama Copper Mines. Its occurrence is best visible from the map, drawn on the basis my own observations as well as Mitkewitch-Woltshassky's map (op. cit). Besides this largest mass, quartz keratophyre was also observed as dikes traversing hornblende diorite at point 116, near the source of Oktokit west of the Namama Mines.

Quite the same rock, in the form of dikes less than a metre in breadth, was met with far away from these localities, west of Syvetlaya near Emma.

Mitkewitch-Woltshassky calls this rock aplite, in accordance with its outer appearance. As, however, the term aplite is generally used to designate a definite textural development, while this rock is not aplitic but porphyritic, I call it quartz keratophyre, a name frequently applied to hypabyssal rocks as well as true volcanics. Its probable genetic connection with pyroclastics occurring in the close vicinity was pointed out above.

A specimen from the canyon of the Oktokit Creek was analyzed by the writer with the following result:

	%	Mol. numb.	Norm
SiO ₂	74.58	1 243	Quartz
Al ₂ O ₃	14.14	138	Orthoclase
Fe ₂ O ₃	0.39	2	Albite
FeO	0.49	7	Anorthite
MnO	0.03	—	Corundum
MgO	0.42	10	
CaO	1.07	19	
Na ₂ O	6.76	109	Hypersthene { MgSiO ₃
K ₂ O	0.96	10	{ FeSiO ₃
TiO ₂	0.16	2	Magnetite
P ₂ O ₅	0.09	1	Ilmenite
H ₂ O	0.40	—	Apatite
CO ₂	0.61	14	Calcite
			Σ sal 95.63
			Σ fem 3.76
	100.10		99.39

N o y a n g o s e (I, 4, 1, 5).

The constituent minerals are albite, quartz, muscovite, chlorite, calcite, apatite, rutile, and pigment-like black iron ore. Albite and quartz occur in the form of phenocrysts about one millimetre in diameter, as well as in the ground-mass which is much finer. The albite phenocrysts are fairly euhedral, while those of quartz are corroded and show ragged outlines. No potash feldspar could be detected.

The albitic nature of the plagioclase, in the ground-mass as well as in the phenocrysts, is apparent from the fact that all the refractive indices are lower than those of the Canada balsam. The extinction angle in sections at right angles to PM is almost 20°. Muscovite also forms individuals much larger than the ground-mass grains. Chlorite is regularly intergrown with needles of rutile (sagenite).

Specimens from the other localities show in part characters different from those described above. In the dike-rock from point 116 the quartz-phenocrysts are euhedral dihexaedra. The rock from point 99 has only quartz as phenocrysts in its aplite-like ground-mass. The dike-rock from point 164 is remarkable in having much quartz and albite in a micropegmatitic intergrowth.

ORTHOCLASE PORPHYRY.

Porphyritic rocks containing large (up to 10 mm in diameter) phenocrysts of orthoclase and smaller ones of plagioclase in a fine-grained ground-mass of plagioclase, hornblende, and a little quartz, were observed at two places in the mountains west of the Namama mine. The porphyry traverses the diorite in the form of sill-shaped masses striking parallel to the surrounding foliated diorites. It has been much crushed up and transformed into augengneiss. The potash feldspar is represented by orthoclase showing no alteration into microcline. From its appearance and mode of occurrence this porphyry seems to be of a hypabyssal origin.

GRANITE.

Ordinary granites are of rare occurrence in the Namama Region, though they occupy large areas in the neighbouring tracts. On the eastern side of Namama at point 83, opposite to the Copper Mine, granite forms a hill. This rock bears much resemblance to the aplite-like granites of the Upper Bargousin. It is composed of plagioclase, orthoclase-perthite, quartz, biotite, chlorite, muscovite, and iron ores. Plagioclase, about Ab_{85} , is far more abundant than orthoclase. Biotite and the other minor constituents are inconsiderable in quantity.

Porphyritic coarse-grained granite of a conspicuous appearance occurs in the high mountains east of Svyetlaya near Emma. This rock shows phenocrysts of white plagioclase and reddish microcline, the former being more idiomorphic. These phenocrysts are but a little larger than the grains of the medium-grained ground-mass. A specimen examined microscopically showed, besides the feldspars and quartz, biotite, iron ores, titanite, apatite, calcite, muscovite, and zircon. The plagioclase contains a little more than 80 % Ab. There is much myrmekitic intergrowth of plagioclase and quartz. The brown-coloured biotite is arranged in groups showing the forms of hornblende; probably they represent pseudomorphs after the latter. In the glacial drift of this tract there occur numerous boulders of horn-

blende-bearing granites, and there are all degrees of transition from the granite of the Emma type to the granodiorite of Camp Mountain to be described below, containing idiomorphic hornblende. This fact no doubt means a genetic, comagmatic, relation between these two rocks.



Fig. 3. Camp Mountain seen from the river bed of Namama towards NE. The higher eastern summit (at the right) consists of granodiorite, while the lower summit (at the left) is built up of quartz diorite and diorite. Between the summits there is a big moraine ridge whose materials consist of granodiorite.

To quite another type belongs the abyssal rock occurring north of Emma on both sides of Svyetlaya. It is a medium- or coarse-grained and even-grained rock containing much biotite as rather big scales. No other feldspar except plagioclase, about Ab_{80} , is present in this rock. The quartz shows much strain shadows, a phenomenon not observed in the Emma granite nor in the Camp Mountain granodiorite. According to its mineralogical composition this rock should be called a quartz diorite, though very rich in quartz.

Coarse-grained porphyritic granite with phenocrysts of potash feldspar and characteristic water-clear quartz as rounded grains scattered in the coarse-grained ground-mass, is very common in the glacial drift all over the Namama Region. The potash feldspar in some cases was found to be orthoclase-perthite, in others microcline-

perthite. This granite apparently occupies larger areas in the tract around the Upper Namama, south of the area explored by the Radium Expedition, a huge glacier having during the Ice Age moved along the Namama valley in a northerly direction (*cf.* »Glazialbildungen»).

GRANODIORITE.

Granodiorite forms the upper portions of a high mountain complex east of Namama called Lagernaya Gora or the Camp Mountain (Fig. 3). In the Ice Age a glacier had worked out a glacial cirque in this rock, and boulders transported by the land-ice are widely spread in the valleys of Sininda and Svyetlaya (*cf.* »Glazialbildungen», p. 10).

I made a chemical analysis on a specimen of the granodiorite from the Camp Mountain, point 149. The result was as follows:

	%	Mol. numb.	Norm	
SiO ₂	66.88	1 115	Quartz	17.70
Al ₂ O ₃	15.24	149	Orthoclase	22.24
Fe ₂ O ₃	1.10	7	Albite	38.77
FeO	2.20	31	Anorthite	9.73
MnO	0.11	1		Σ sal 88.44
MgO	1.32	33		
CaO	3.14	56	Diopside {	CaSiO ₃
Na ₂ O	4.60	74		MgSiO ₃
K ₂ O	3.84	40		FeSiO ₃
TiO ₂	0.55	7	Hypersthene {	MgSiO ₃
P ₂ O ₅	0.25	2		FeSiO ₃
H ₂ O	0.43	—	Magnetite	1.62
			Ilmenite	1.06
			Apatite	0.67
				Σ fem 10.77
	99.66			99.21

Lassenose near Toscanose (1, 4, 2, 4).

The constituent minerals of this rock are plagioclase, perthitic orthoclase, quartz, hornblende, titanite, biotite, diopside, apatite, magnetite, chlorite, and epidote.

This granodiorite presents many textural and mineralogical features of exceeding interest and will therefore be described in some detail.

The structure is almost even-grained or indistinctly porphyritic (Plate III, Figg. 1 and 2). Orthoclase sometimes forms the largest

crystals which are xenomorphic and draw the attention especially by their beautiful salmon red colour, contrasting against the white plagioclase. The latter mineral more commonly forms crystals appearing in the manner of phenocrysts, not because being larger in size, but being fairly euhedral. The largest feldspar individuals measure about 2 cm in diameter, while the black hornblende prisms may attain a size of $1.5 \times 1 \times 0.5$ cm. They are quite euhedral showing the combination (110), (001), ($\bar{1}01$).

The idiomorphic development of the plagioclase also appears in thin sections. The individuals show a recurrent zonal structure. The maximum extinction angles in symmetrical sections are about 5° , but with variable signs in different zones, the albite content thus varying from about 75 to about 85 percent. Plagioclase in contact with orthoclase is commonly bordered by myrmekite. The myrmekite plagioclase is a little more albitic than the main plagioclase.

The interstices between the idiomorphic crystals of plagioclase and hornblende are filled up by a mass of orthoclase and quartz. Of these, the former shows an idiomorphic development towards the latter. Sometimes they form a micropegmatitic intergrowth around orthoclase. The latter of the two minerals seems to have been separated out earlier but at the last stages continued to grow simultaneously with the quartz. Only orthoclase is present and no traces of microcline, twinned or simple.

The hornblende is of the common kind, rather deep green in its colours. It is idiomorphic towards all the other chief constituents of this rock and had apparently crystallized out at an early stage, before the other compounds. Strange as it is, the hornblende nevertheless seems to be of a secondary origin in such a sense that it has been formed at the expense of other pre-existing minerals. All around and in part enclosed in the hornblende are frequent grains of magnetite, titanite, chlorite, and epidote, and, moreover, either diopside or biotite. Diopside is only present as ragged remnants enclosed in the hornblende. Biotite may also appear in the quartz-orthoclase mass, but it seems to be of a very early date, and like diopside it presents corroded forms. Thus it seems probable that diopside and some ferromagnesian mineral had existed before the hornblende was formed; the hornblende, which crystallized out before any of the felsic minerals, was formed by their resorption. From the actual mineral composition it would seem that the earlier ferromagnesian mineral had been biotite which still exists in the rock and, like the diopside, shows corroded outlines. More probably, however, there has been originally either olivine or hypersthene instead of biotite. Some

aggregates of hornblende met with in the dark segregations of this granodiorite, may in fact be interpreted as pseudomorphs after olivine.

There are frequent drusy cavities in this rock, and the quartz shows many fluid inclusions with moveable libels.

Dark segregations are common. They usually have rounded forms. In their composition they show little difference from the main rock, and only contain more hornblende and biotite. The potash feldspar is sometimes microcline, but more commonly orthoclase.

Primary dikes of aplite were also observed. In a thin section of such an aplitite were found orthoclase, plagioclase, quartz, magnetite, and a little hornblende.

The granodiorite of Camp Mountain illustrates, in an extraordinarily interesting manner, how an earlier mineral like clinopyroxene, may have been obliterated and how hornblende has crystallized instead of them before the crystallization of the feldspars and quartz set in. Here are thus evidences of different stages of the early magmatic development of a rock, representing different temperature ranges, or different mineral facies. In case the resorption of diopside would have proceeded just a little further, the last trace of it would have disappeared and the rock would represent the hornblende gabbro facies in a complete equilibrium, as so many hornblende gabbros, diorites, granodiorites, and granites actually do. On the other hand, remains of diopside, besides biotite, in such rocks are widely distributed and present in many well known occurrences. As these rocks, however, in most cases are more or less gneissoid, the »uralitization» of the pyroxenes has generally been regarded as a metamorphic phenomenon after the complete consolidation of the rock.

These important phenomena were, at the time when I first made these observations, still very little understood. I therefore anticipated the description of the Camp Mountain granodiorite in my papers on the igneous rocks of Sviatoy Noss¹ and on the mineral facies of rocks, in discussing the equilibria reached in igneous rocks at their primary crystallization.² Some time later, N. L. Bowen published his classical paper on the reaction principle and established the breaking up of minerals and their successive replacement by other minerals as being the ordinary process in rock crystallization.

¹ Op. cit.

² P. ESKOLA, Norsk geol. Tidsskrift, VI, 1921.

QUARTZ DIORITE AND DIORITE.

The granodiorite of Camp Mountain is bordered by more femic rocks, varying between diorite and hornblendite. The boundary between the granodiorite and diorite is fairly sharp, but farther variation takes place by means of gradual transition.

A specimen from point 144 is quartz diorite, composed of plagioclase, hornblende, orthoclase, pyroxene, biotite, quartz, epidote, chlorite, titanite, magnetite, and apatite.

The plagioclase, about Ab_{75} , is idiomorphic towards hornblende as well as towards orthoclase and quartz, in a striking contrast to the granodiorite, whose hornblende is so prominently idiomorphic. The hornblende grains generally include cores of much corroded pyroxene (diopside). In this case, as in the granodiorite, we have no doubt to do with a replacement of pyroxene by amphibole at the liquid-magmatic stage.¹ Epidote is present in considerable amounts, in part as individual crystals forming the cores of the plagioclase crystals, in part as separate grains surrounded by green strongly pleochroic chlorite.

Another specimen from the same mass, point 70, represents a quartz-free variety of diorite.

At point 82 was observed coarse-grained orthoclase-quartz diorite or quartz monzonite invading tuffitic rocks. This rock is composed of plagioclase (75 percent Ab), orthoclase, biotite, hornblende, quartz, apatite, epidote, magnetite, and zircon.

The plagioclase shows a fine albite-twinning and a polysynthetic carlsbad twinning. The individual laths twinned according to the carlsbad law are of the same order of breadth as are generally the albite laths e. g. in many gabbros, but the composition faces are not quite even. The plagioclase is idiomorphic towards orthoclase and often forms a regular intergrowth with the latter, having much resemblance of the micropegmatite of orthoclase and quartz.

West of the elongated area of limestone in which the Namama Mines are situated there occurs a large mass of diorite, possibly connected with the Camp Mountain massif. A specimen of this quartz-bearing, medium-grained diorite from point 91 was analyzed chemically by the writer with the following result:

¹ It may be remarked, that this explanation of the origin of hornblende by magmatic resorption of pyroxene has much in common with Dupare's and Hornung's theory of uralitization (Compt. Rend. Ac. Sc. Paris, 139, p. 223, 1904).

	%	Mol. numb.	Norm	
SiO ₂	60.37	1 006	Quartz	
Al ₂ O ₃	16.63	163	Orthoclase	
Fe ₂ O ₃	2.26	14	Albite	
FeO	3.75	52	Anorthite.....	
MnO.....	0.05	—	Σ sal 80.91	
MgO.....	2.90	72	Diopside {	
CaO.....	4.61	82		CaSiO ₃
Na ₂ O	4.38	71		MgSiO ₃
K ₂ O	2.68	29	FeSiO ₃	
TiO ₂	0.88	11	Hypersthene {	
P ₂ O ₅	0.32	2		MgSiO ₃
H ₂ O	1.73	—	FeSiO ₃	
			Magnetite	
			Ilmenite.....	
			Apatite	
			Σ fem 17.87	
	100.54		98.78	

Andose (II, 5, 3, 4) near Tonalose, Adamellose, and Monzonose.

The constituent minerals are plagioclase, hornblende (two varieties), orthoclase, quartz, and biotite besides secondary chlorite and epidote and accessory apatite, titanite and iron ores.

The plagioclase, idiomorphic towards the orthoclase and quartz, shows, in the symmetrical section, maximum extinction angles increasing from about 3° at the borders to about 12° near the centres, corresponding to about 75 and 68 per cent albite respectively. The central cores are thoroughly altered.

Hornblende is far more abundant than biotite. It occurs as two varieties, brown and green hornblende, intergrown one with the other. Both have the same arrangement: $b = \beta$, $c \wedge \gamma = 22^\circ$. For rays vibrating parallel to α the difference in colour is hardly noticeable, both being nearly colourless. For β the colours are dark brown and pale green and for γ yellowish brown and bluish green respectively. The scheme of absorption in the brown variety is $\alpha < \beta < \gamma$. The brown hornblende has a noticeably higher refringence and birefringence than the green one, which has all the characters of the most common variety of this mineral.

Chemically this diorite is characterized by comparatively large percentages of alkalis, soda as well as potash, a peculiarity which no doubt is a common character of all the diorites and related igneous rocks of the Namama Region.

The Namama diorite massif was followed towards the North up to point 151, and towards the West up to the mountain summits between Namama and Svyetlaya. West of these summits the diorite is bounded by the supercrustal series. Within this area the rock shows many structural variations and, also, transitions into hornblende. In places the rock is distinctly foliated, amphibolite-like, and traversed by frequent pegmatitic veins along the strike so as to form an arterite. These pegmatitic injected veins sometimes contain potash feldspar. Examples of such migmatitic varieties were observed at points 105—107 and 151 and, as boulders in the drift, on the bed of the Tshirikta Creek, west of point 154. As to their constituent minerals these amphibolitic varieties are identical with the non-foliated example used for the chemical analysis, the plagioclase being oligoclase, and orthoclase being present. All their minerals are much deformed. It seems clear that the foliation has been induced by stress-action like the dynamical metamorphism of the supercrustal formations.

Specimens from the western part of the diorite mass near the Lambaush Pass consist of a rather coarse-grained quartz diorite having much more calcic plagioclases than the examples from the eastern and central part of the mass. Thus I found in a specimen from point 111, in sections \perp PM, extinction angles of 24° corresponding to 55 per cent albite. Orthoclase and quartz are both xenomorphic towards plagioclase. Quartz shows much mechanical deformation, but the mineral constituents are chemically unaltered.

Besides this large mass of diorite there are many smaller ones intruded in the supercrustal formation.

South of the mail route, near the watershed at point 66, the Upper Sininda forms a canyon eroded in part in a medium-grained dioritic rock very rich in hornblende. This mineral is pale green in colour and encloses colourless spots (cummingtonite?). The plagioclase is oligoclase-andesine. Other constituents are ilmenite and calcite. This rock shows a structure bearing evidence of considerable changes in the mineral constituents and could very well be called an amphibolite.

On both sides of the ravine of the Lambaush Creek were observed numerous small intrusions of dioritic rocks showing an ophitic texture resembling that of a diabase. This rock varies from fine-grained to rather coarse-grained types, the plagioclase laths being always well visible to the naked eye. A microscopical examination proved the rock to be composed chiefly of plagioclase and hornblende. The former shows, in sections \perp PM, extinction angles of 12° , indicating

the composition Ab_{70} . More calcic mixtures were not observed. The hornblende is an intergrowth of brown and green varieties, as in the specimen of diorite from point 91. There are some quantities of secondary minerals, like chlorite, epidote, and talc, but the chief constituents seem to have been preserved in their original state and the structure shows no signs of alteration whatever.

HORNBLLENDE GABBRO AND HORNBLLENDE.

As already mentioned, the dioritic rocks of the Namama Region frequently pass over into varieties very rich in hornblende. Such types were observed on the west slope of Camp Mountain. True hornblendite having a more independent occurrence and forming a large intrusive mass, was observed east of Namama at points 78—81 and 84. This rock is chiefly composed of pale green hornblende besides smaller amounts of epidote and ilmenite and secondary chlorite. The structure is somewhat foliated, but it seems doubtful whether this is a metamorphic or a primary feature.

In the large diorite mass west of the Namama Mines were also observed varieties poor in other constituents except hornblende. The glacial drift of this tract contains numerous boulders of a hornblende gabbro, conspicuously coarse in grain, the individual crystals of hornblende often being many centimetres, sometimes more than 10 cm long. These crystals are fairly idiomorphic prisms whose interstices consist of plagioclase. The hornblende is pale brownish green in colour and very pure, only enclosing some minute ore grains. The plagioclase shows, in symmetrical sections, a maximum extinction angle of 35° , corresponding to 38 per cent albite.

This hornblende gabbro was not observed in actual outcrop and it is therefore uncertain whether it is only a local differentiation facies of the Namama diorite or has a more independent occurrence.

COPPER ORE.

The occurrences of copper ore in the Namama Region are all situated in the elongated mass of crystalline limestone, on the east side bounded by quartz keratophyre, and on the west side by the Namama diorite. Small pits and drifts have been made on three mountain ridges, the most southern one being called Gora Nakotyina, after which follow, towards the north, Gora Mjedina and Gora Krasnogorova. Between the two last-named mountains, in the valley of Oktokit, there are some houses built by the miners. After some prospecting the work has ceased, and the buildings have been left alone.

In the general characters all these occurrences are alike. The occurrence on Gora Mjedina perhaps best shows the nature of the ore. This is an ore breccia with sharp-edged fragments of finely crystalline marble, cemented together by a mass which now consists mainly of limonite with scaly crystals of hematite. Admixed with these are malachite and azurite. All these ores are products of the alteration of sulphide minerals, pyrite and chalcopyrite. The latter still appears frequently in the inner part of compact ore lumps, and the iron oxides frequently present pseudomorphs after pyrite, showing well preserved crystalline forms. Except the oxidized sulphide minerals the cement also contains drusy calcite and barite as beautiful crystals. A crystallographic and mineralogic description of the occurrence of barite has been published by my companion during the expedition, N. Smolyaninow¹. There are all degrees of transition from rich ore breccias in which chalcopyrite forms greater part of the mass to limestone-breccias only cemented with a small quantity of limonite.

On the Krasnogorova Mountain massive hematite is the main ore mineral, while malachite and azurite, at least so far as visible in the pits, are present in smaller amounts only. The ore here appears as veinlets filling up opened cracks in the grayish fine-grained marble, which is dolomitic in composition. Moreover, in the pit situated nearest to the quartz keratophyre mass, the ore forms cylindrical tubes whose outer appearance is somewhat like that of the ore-tubes at Hoponsuo near Pitkäranta in Finland. Here the tubes measure from 2 to 8 cm in diameter and, in their present condition, are composed of limonite and malachite.

At several points the limestone surrounding the ore is impregnated with hematite giving the rock a red colour. Such a red-coloured zone in the limestone was also observed at the contacts towards the quartz keratophyre and the diorite. Rarely the finely disseminated iron ore in the limestone was found to contain pyrite, and there is not a least doubt of the present hematite being an alteration product of pyrite. Moreover, it may safely be stated, that all the ore minerals of the Namama Mines have been sulphides originally. This is proven by the frequent occurrence of pseudomorphs after pyrite, often having the colour and lustre of fresh hematite crystals. Crystalline forms and typical conchoidal fracture-forms of the pyrite also appear in larger compact masses of hematite. Pseudomorphs of hematite after calcite were also observed.

¹ N. SMOLYANINOW, Barytkristalle vom Flusse Namama in Transbaikalien (in Russian.) Ассоциация научно-исслед. институтов Физ.-Мат. Факультета, М. Т. У. — Труды научно-исслед. института минералогии и петрографии, Москва 1925.

At certain points on Krasnogorova there appear radiating aggregates of fibrous calcite, probably filling up cavities from which some earlier minerals have been removed by weathering.

A further occurrence of copper ore, not worked formerly, was met with north of the Tshirikta Creek, at point 152. Here also hematite and malachite form small veinlets (about 1 cm thick) in the limestone which, in the neighbourhood of the ore, is impregnated with hematite.

As appears from the above statements, the primary ore minerals of the Namama Mines are pyrite and chalcopyrite. At deeper levels below the zone of oxidation they are probably still preserved. It is further clear that the ores are epigenetic and have been formed by infiltration of solutions in the jointed rock. The facts may suggest a contact-pneumatolysis; there are two eruptive bodies younger than the limestone which might have given rise to the ores: the Namama diorite, and the quartz keratophyre. No objective observations allow us to decide which of them may be responsible for the formation of the ores.

To me it does not seem certain, however, that the infiltration of the metal-bearing solutions is at all immediately connected with the intrusion of either of the igneous bodies mentioned above. From the absence of silicatic contact minerals in connection with the ores as well as from the occurrence of such gangue minerals as baryte, aragonite, and dolomite, these ore deposits should rather be classed with ore veins than with contact deposits, in spite of their occurrence near the contacts. On the other hand, it must be remembered that there is, in general, very little to be seen of contact phenomena between the igneous bodies and the older limestone masses in the Namama area (cf. above).

Analyses of ore samples from the Namama Mines have showed comparatively high percentages of copper and also of silver and gold (cf. Mitkevitch-Woltshassky, *op. cit.*). The occurrences are, however, quite insignificant, narrow veinlets and, moreover, of irregular character. In this remote tract with no inhabitants except nomadic tounghouses their economical importance is minimal, as long as no larger occurrences have been discovered.

CONCLUDING REMARKS.

TECTONICS.

As pointed out above (p. 116), there are some reasons for believing that the Namama formation is of a younger age than the Upper

Bargousin formation which is much more completely metamorphosed. The directions of movements of both formations are, however, mainly conformable, the general strike being about $N 50^{\circ} E$, though with frequent deviations amounting to about 25° degrees from this direction and with many local exceptions. The dip, according to my observations, varies between $60^{\circ} NW$ and vertical, with a very few exceptions, in which cases the position is inverted and the dip is southeasterly. In a somewhat broader belt this was found to be the case around the Namama valley, where inverted dip was observed at points 86, 92, and 97. Generally the dip in the Namama region is steeper and more often inverted than in the Upper Bargousin region.

Both series of rocks therefore have clearly been folded during one and the same orogenic period, according to Obrutchew in the pre-Cambrian times. The movements have taken place from the Northwest towards the Southeast. To judge from the informations available in the literature this should be true of a very wide area in the Old Shield of Transbaikalia.

The fact that the intrusive rocks are even younger than the younger supracrustal Namama series strongly corroborated the above conclusion.

Coarsely crystalline graphite limestones are the dominant sedimentogeneous rocks in the Upper Bargousin region and, according to Kotoulsky's itinerary maps, they underlay immense areas in this part of Transbaikalia. Quartzites and micaschists are far less widely extended. In the Namama region, on the other hand, the relations are opposite, truly argillaceous shales being most common among the sedimentogeneous rocks, while limestone is subordinate. The variation in the series is much greater, and volcanic rocks play a much more important rôle.

It would be tempting therefore to set forth the following working hypothesis: The widely distributed graphite limestone represent ancient marine sediments deposited before the old pre-Cambrian orogeny, perhaps in the geosynclinal sea in an early phase of its existence, just as early Mesozoic limestones are widely distributed in the Alps. The later sediments of the »metamorphic suite» would then have been deposited at a time when the mountain chain was already in making, though not yet wholly raised from the sea, and would include flysch-like sediments.

CHEMICAL NATURE OF THE IGNEOUS ROCKS OF THE BARGOUSIN MAGMATIC PROVINCE.

A considerable amount of work has been done especially by Swiss and German petrologists to characterize magmatic provinces in terms

of the system worked out by P. Niggli and making use of the so-called Niggli figures and different graphs expressing the relations of the latter. The success hereby arrived at in illustrating some salient features of the chemical (and mineralogical) nature of rock series belonging to different tectonical stages of the orogenic development is apparent. We may refer to the work of Burri¹ who was able by a statistical investigation of rock analyses to demonstrate the distinctive characters of the three large divisions of igneous rocks, viz. the Pacific, Mediterranean and Atlantic rocks, as proposed by Niggli.

It being apparently desirable that newly investigated rock complexes from different regions of the globe are thus comparatively studied from one and the same view-point, I have calculated the Niggli figures for the igneous rocks from Sviatoy Noss and the Upper Bargousin and Namama regions which may be commonly called the Bargousin magmatic province. The analyses are thus made available to an easy comparison with those of rocks from other regions.

No	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section	Mode
1 324	1.5	0.6	44	10.5	7.5	38	0.38	0.20	0.69	5	Ab ₉₀ , Qu, Mi, Bi, Mu	
2 390	1.3	0.3	44	11.5	9	35.5	0.43	0.33	0.78	5	—	
3 280	1.8	0.5	37.5	20	14	28.5	0.35	0.42	0.71	5	Ab ₈₀ , Or, Qu, Ho, Di	
4 256	1.9	0.5	36.5	21.5	14	28	0.43	0.36	0.66	4	Ab ₇₅ , Mi, Qu, Ho	
5 202	2.2	0.4	33	30.5	16.5	20	0.29	0.47	0.54	4	Ab ₇₀ , Ho, Or, Qu, Bi	
6 404	1.0	0.3	43	12	7	38	0.57	0.28	0.58	4	Mi, Ab ₈₅ , Qu, Bi, Ho	
7 141	2.5	0.8	33	29.5	21.5	16	0.31	0.25	0.73	5	Ab ₇₄ , Bi, Ho	
8 419	0.7	0.2	46.5	7	6.5	40	0.08	0.43	8.90	5	Ab, Qu, Mu, Chlor	
9 359	1.5	0.3	42.5	9	5.5	43	0.45	0.21	0.62	4	Ab ₉₇ , Mi, Qu, Aeg.-aug	
10 194	1.8	0.2	35	16	23.5	25.5	0.43	0.18	1.50	6-7	Ab ₇₈ , Or + Mi, Andr, Aeg.-aug	
11 189	2.1	0.8	30	20	25.5	24.5	0.35	0.27	1.25	6	Ab ₉₃ , Or—Mi, Aeg.-aug, Andr	

1. Granite, near Makarova, Sviatoy Noss. Eskola, *Igneous rocks of Sviatoy Noss*, p. 24.
2. Granite, Bargousin valley. Analysis not published.
3. Granodiorite, Camp Mountain, Namana Region. Cf. p. 125 and op. cit. p. 17.
4. Granodiorite, Mys Besimyanniy, E of Sviatoy Noss. Op. cit. p. 15.
5. Quartz diorite, Namama. Cf. p. 129.
6. Aplite, Mys Besimyanniy, E of Sviatoy Noss. Op. cit. p. 26.
7. Kersantite, from a composite dike with the aplite No 4. Op. cit. p. 31.
8. Quartz keratophyre, Namana. Cf. p. 122.
9. Aegirite-augite granite, Sviatoy Noss. Op. cit. p. 72.
10. Sviatonossite (andradite syenite). Sviatoy Noss. Op. cit. p. 63.
11. » » » » » » » 47.

¹ CONRAD R. BURRI, *Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jung-eruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung*. Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitteilungen, Band VI, Heft I, 1926.

In view of the small number of analyses a statistical method would seem hardly at all applicable. In fact, it seems to me that in many cases »differentiation diagrams» drawn from a few analyses are of little use. But the problem may be attacked from another point of view, as suggested by Tröger in an excellent paper.¹ In his treatment of rock analyses Tröger starts from the assumption (op. cit. p. 5) that »die magmatische Differentiation eines in sich geschlossenen Eruptivkörpers einen stetigen Verlauf besitzen muss, dass also jedes beliebige Differentiationsdiagramm dieser Gesteinsserie einen knickfreien Kurvenzug aufweisen wird». He therefore first calculates all the available analyses of igneous complexes to be studied and unites the figures to diagrams, »indem die zusammenhörigen Punkte nach den Gesetzen der grössten Wahrscheinlichkeit durch knickfreie Kurvenzüge verbunden wurden». His aim herewith was, in the first place, to detect the incorrect analyses, and in fact he found that a large part of the analyses whose figures appreciably deviated from »the smooth curves» were erroneous. In many cases, however, the analyses giving »abnormal» figures were correct, their deviation from the smooth curves being due to the fact that the forming of the existing sets of minerals had been affected by some additional processes and not alone by the normal »differentiation» of crystallizing rock magmas. Tröger comprises those additional processes under the conception of »Stoffmetamorphose» (substance metamorphism) to which he refers the contact metamorphism including the assimilation of foreign materials from inclusions and country rocks, dynamometamorphism causing chemical changes, pneumatolysis, and hydrolysis.

The reasoning of Tröger is no doubt most valuable, as it is apparently important, in discussing rock differentiation, to be able to eliminate those processes which are not in themselves material to it. Therewith it is not necessary to start from any definite hypothesis concerning the mechanics of differentiation, though the results compared with the mineral development of the differentiated products are a proof in favor of the theory of crystallization differentiation, the bulk composition of the rocks and hence the trend of the curves at each stage being determined by the crystallizing mineral phases.

In studying igneous rock complexes the petrologists as a rule devote much interest to lamprophyres and other dike rocks. Analyses of the latter have therefore been made in a proportion largely exceed-

¹ E. TRÖGER, Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. B.-B. LX. Abt. A. 1929. S. 1—110.

ing their quantitative importance. In the investigations on differentiation carried out on the basis of Niggli's system the dike rocks have often been treated commonly with the rocks occurring as large masses. As appears from Beger's monumental treatise on the lamprophyres¹ these rocks frequently belong to other magmatic series than the main rock masses. Although large numbers of their analyses may yield smooth curves when treated statistically and by means of averages, the graphs based on individual analyses are usually zig-zag lines with large jumps. This is a natural consequence of the fact that the lamprophyres, like the rocks affected by »substance-metamorphism», are rocks whose coming into existence has been affected by factors other than the normal process of differentiation. It is no doubt better to treat the dike rocks separately from the main rocks, the more so when the number of analyses is small.

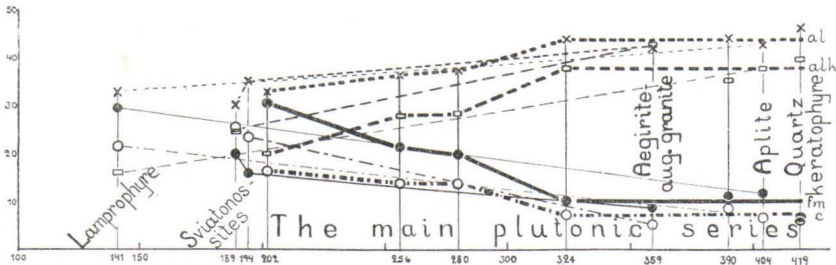


Fig. 4. Diagram of the Niggli figures of the Transbaikalian igneous rocks analyzed. The points representing the members of the »main differentiation series» have been united by heavy lines, those representing the dike-rocks by thinnest lines, and those representing the »sviatonossite series» by medium lines.

Fig. 4 shows a differentiation diagram of the main rocks analyzed from the Bargousin province drawn with heavy lines, while the points representing the analyses of the rocks of the »sviatonossite» series from Sviatoy Noss are united by thinner lines and the lamprophyric and aplitic dike-rocks by still thinner lines. Hereby the non-congruence of these three rock groups is at once apparent.

The main plutonic series is represented only by five analyses (nos 1—5) of rocks ranging from granite to quartz diorite. The analyses satisfy well the postulate set forth by Tröger in yielding a smooth differentiation curve. In spite of the limited number of analyses it may be safely said that this curve is in its more important characters representative of the Bargousin magmatic province, as the mineral compositions were found, at the corresponding stages

¹ P. J. BEGER, Der Chemismus der Lamprophyre, Berlin 1923.

of differentiation, in most cases well to agree with those of the rocks analyzed. Compared for instance with the older magmatic series of the Archaean of Finland a mineralogical and chemical difference is at once apparent.

The Bargousin magmatic province is a typical lime-alkali province, though within the range of variations of this main series laying close to the boundary towards the alkali series. Among Burri's differentiation types its closest analog is the Yellowstone Park type (op. cit. p. 161) and more specially its subtype Rosita Hills (p. 163). The «fork-like shape» of the differentiation diagram is common to both, and I believe that in the Bargousin rocks this shape is not due to a mere chance. A relative constancy of the other minerals in rocks richer and poorer in quartz could be stated microscopically.

From petrographic observations it may also be said that the more basic differentiates from the Bargousin province would give a continuation to the differentiation diagram very close to that of the average diagram of the lime-alkali series, as set forth by Niggli, or f. i. to the average diagram of the North-American Cordillera by Burri (op. cit. p. 134).

Tectonically the rocks analyzed, and in general the igneous rocks distributed over wide areas in the neighbourhood of the Bargousin valley may be characterized as late-kinematic.¹

Early-kinematic intrusions no doubt also exist within these large areas and may be found among the metamorphic rocks. Their chemical characters would of course differ from those rocks which have now been studied and which are so much more prominent in the Bargousin province.

The deviation of the dike rocks from the main differentiation series is rather small. The point of the lamprophyre (kersantite) analyzed appears to be somewhat moved towards the left hand side in the graph, as if the rock were deprived of some of its silica. No conclusions, however, can be based upon one analysis only.

The quartz keratophyre represents another kind of rocks, involving some factors that do not belong to the main process of differentiation. The problem of keratophyres is part of the larger problem

¹ TRÖGER (op. cit. p. 3) uses for the different stages of magmatic development in orogenic zones the terms «frühtektonisch», «haupttektonisch» and «spättektonisch». In agreement with my friend Dr. C. E. Wegmann, a master of the tectonics of mountain chains, I would propose to avoid the term tectonic in this connection and instead of it to form a term from the greek word «kinema» (= movement). Thus we could speak of early kinematic and late kinematic, synkinematic and postkinematic intrusions.

of the spilitic rocks, representatives of which are also found among the supracrustal rocks of the Namama region. As these rocks have not been studied more closely from the Namama region I shall not enter upon any discussion concerning the spilites in this connection. — In the graph the quartz keratophyre allots itself closely with the acid granites. Its difference from the latter appears from the k -value which for the aplite is as high as 0.57 and for the granites 0.38 and 0.43, but for the quartz keratophyre only 0.08.

As mentioned above, crystalline graphite limestones are most widely distributed of the sedimentogeneous rocks, and of all rocks next after the granites, in the Transbaikalian highlands and probably in the whole of the Old Shield of Siberia. The course of differentiation which eventually lead to the formation of those immense masses of granite in the midst of the limestones has apparently been little if at all affected by assimilation of carbonate or by mutual reactions between the latter and the magma. Nor have any contact minerals been formed in the limestones or at the boundaries, as a rule. This is not in accordance with Daly's theory of the genesis of alkaline rocks. If this theory would be generally valid, alkaline rocks should occur in the Transbaikalian shield, if anywhere.

There is, however, one notable exception from this rule: in the case of the sviatonossite (andradite syenite, No:s 10 and 11), described in my paper on the igneous rocks of Sviatoy Noss. This rock contains considerable amounts of lime in the andradite, while its composition is otherwise syenitic. At the same time the rock contains aegirite-augite, thus showing an alkaline or at least a semialkaline character. As limestone and andradite skarn are actually connected with the sviatonossite, it seems undubitable that mutual reactions between the magma and the carbonate, in this case, tend towards the formation of alkaline rocks, in the manner postulated by Daly. The alkaline character is most pronounced in the aegirite-augite granite (No 9), probably a product of differentiation by means of squeezing from the hybrid sviatonossite magma. — The sviatonossite series therefore has obtained its specific chemical nature by substance metamorphism in the sense defined by Tröger or, more definitely said, by contact metamorphism accompanied by assimilation of foreign materials. Why assimilation and subsequent differentiation, giving rise to the sviatonossites themselves and the aegirite-augite granites besides still other more or less pronouncedly alkaline rocks, took place in this case and not in most other cases, we have no means of understanding. In such cases we are accustomed to state that this must depend upon specific physical conditions, but as long

as we can not state what these conditions exactly were and in which respect they did differ, this statement just means the confession, necessary in the treatment of many if not most petrologic problems, *viz.* that we still today know very little about the genesis of rocks.

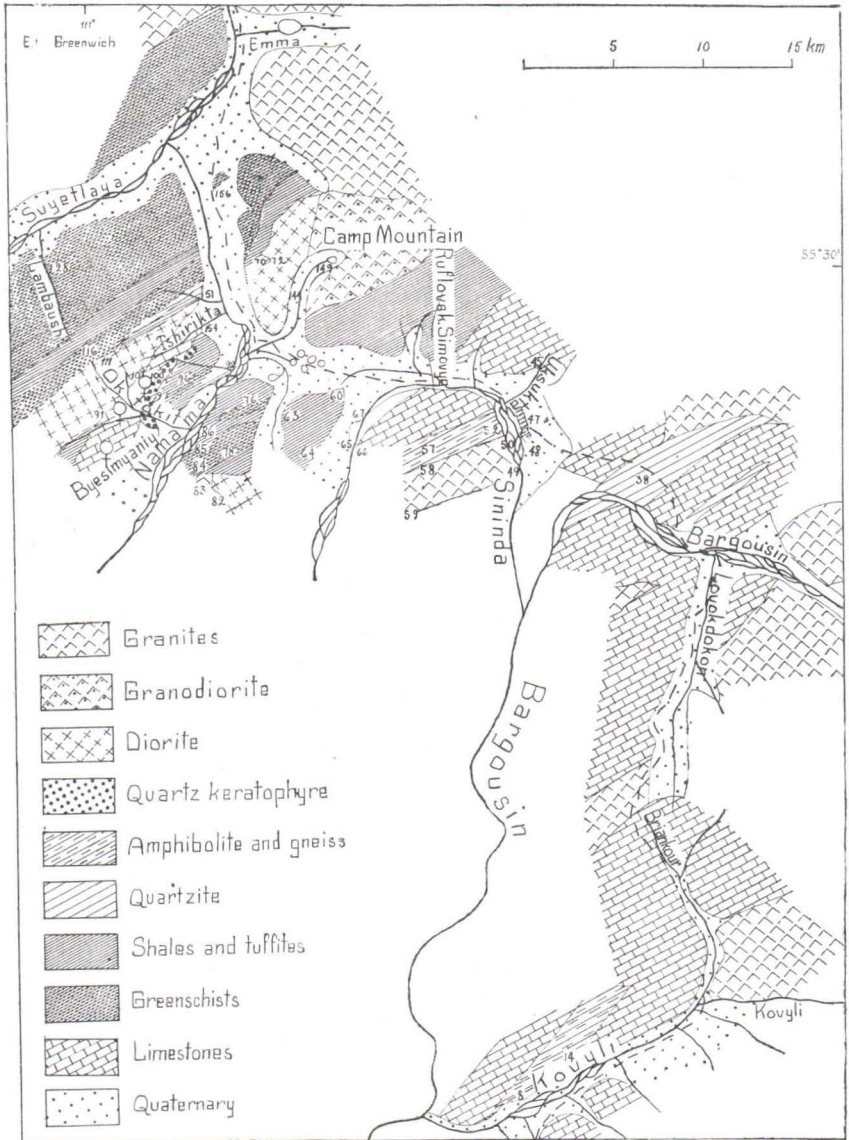


Fig. 5. Rocks of the Upper Bargousin and the Namama Regions.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Development of schistosity by means of shearing in graphite marble on the shore of the Molodost Bay, Sviatoy Noss. Fig. 1 shows an unshattered marble outside of the shearing zone. Fig. 2. Marble in which the scales of graphite are somewhat flattened and drawn out. Fig. 3. Extremely sheared graphite marble.

P. Eskola: On the Rocks of the Upper Bargousin and Namama Regions in Transbaikalia.

PLATE III.



Fig. 1.



Fig. 2.

Specimens of granodiorite from the Camp Mountain in the Namama area. Black idiomorphic crystals of hornblende in a coarse-grained mass of quartz and orthoclase (dark grey) and plagioclase (light grey).

P. Eskola: On the Rocks of the Upper Bargousin and Namama Regions in Transbaikalia.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitnyenit 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 AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	25:—
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 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 Jolithmassiv 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: Études 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 aflagringer, 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 ländisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915	150:-
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914	20:-
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914	75:-
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914	15:-
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914	15:-

* Epuisée.

N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	20:—
N:o 47.	Översikt av de prekambrika bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MAKINEN. 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-Ost-Bothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I. The Pelling Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923	15:—
N:o 64.	Die 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 Otravaargebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français. Juni 1914.....	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VÄINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924.....	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924.....	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und einer Tafel. Februar 1925.....	30:—
N:o 73.	Über das jötnische 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 präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926.....	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barösundsfiärd 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 Nordkarelän, Finnland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928.....	15:—
N:o 82.	Über Wiikit, von LAURI LÖKKA. 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 grunddragen 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.	Paraître prochainement.	
N:o 90.	Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelän. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulfornation, 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:—

Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

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

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

Suomen Geologisen Seuran osoite on Helsinki, Bulevardi 29.

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

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

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

Geologiska Sällskapets i Finland adress är Helsingfors, Boulevarden 29.

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

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

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

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