

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N o 89

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS
DER
SVECOFENNIDEN IN FINNLAND

I

ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES FELSGRUNDES IM
KÜSTENGEBIETE ZWISCHEN HELSINGFORS
UND ONAS

VON
C. E. WEGMANN

II

PETROLOGISCHE ÜBERSICHT DES KÜSTENGEBIETES
E VON HELSINGFORS

VON
E. H. KRANCK

MIT 32 FIG. AUF 16 TAF., 4 TEXTFIGUREN UND 1 ÜBERSICHTSKARTE
IM MASSTABE 1:75 000

HELSINKI – HELSINGFORS
JUNI 1931

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 89

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS
DER
SVECOFENNIDEN IN FINNLAND

I

ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES FELSGRUNDES IM
KÜSTENGEBIETE ZWISCHEN HELSINGFORS
UND ONAS

VON
C. E. WEGMANN

II

PETROLOGISCHE ÜBERSICHT DES KÜSTENGEBIETES
E VON HELSINGFORS

VON
E. H. KRANCK

MIT 32 FIG. AUF 16 TAF., 4 TEXTFIGUREN UND 1 ÜBERSICHTSKARTE
IM MASSTABE 1:75 000

HELSINKI – HELSINGFORS
JUNI 1931
STAATSDRUCKEREI

I.
ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGIE DES FELSGRUNDES IM
KÜSTENGEBIETE ZWISCHEN HELSINGFORS
UND ONAS

VON
C. E. WEGMANN

MIT FIG. 1—26, 31, 32 AUF TAFEL I—XII, XV, XVI, 4 TEXTFIGUREN, UND 1 ÜBERSICHTS-
KARTE IM MASSTABE 1:75 000

INHALT.

	Sid.
VORWORT	7
EINLEITUNG	9
GLIEDERUNG DES GEBIETES	11
DAS GEBIET DER VULKANISCHEN GESTEINE VON KALLVIK—RASTBÖLE	12
DAS GEBIET DER GABBROS UND GNEISGRANITE VON NORDSJÖ—DEGERÖ	13
DIE ZONE DER PILLOW-LAVAS VON ÖSTHOLM—MÖLANDET	17
DIE ZONE DER GEBÄNDERTEN SCHIEFER VON BASTÖ—SVARTA HÄSTEN	18
DIE ZONE DER KINZIGITGNEISE VON SKYTTENSKÄR	19
DIE ZONE DER BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINE VON TORRA HÄSTEN — ÖSTER TOKAN	21
DAS MIGMATITGEBIET VON PÖRTÖ—KRÄMARÖARNA	23
DAS NÖRDLICHE MIGMATITGEBIET VON TÖLÖ (HELSINGFORS) BIS KITÖ	24
STRATIGRAPHIE	26
TEKTONIK	28
DER ÖSTLICHE BOGEN	29
DER WESTLICHE BOGEN	31
KINETIK	33
UEBER DIE ÄLTEREN BEWEGUNGEN IM SEKTOR NORDSJÖ—HELSING- FORS	35
BEISPIEL VERSCHIEDENER, ÜBEREINANDER GELAGERTER BEWE- GUNGEN VERSCHIEDENEN STILES	37
WEITERE BEWEGUNGEN IM SEKTOR NORDSJÖ—HELSINGFORS	41
BEWEGUNGEN IM ÖSTLICHEN BOGEN	46
DIE ZONE VON TORRA HÄSTEN BIS ÖSTER TOKAN	54
DER NÖRDLICHE RAND DES GEBIETES VON TÖLÖ BIS KITÖ	55
UEBERSICHT	60
ZITIERTE LITTERATUR	103
ERKLÄRUNG DER TAFELN	105

VORWORT.

Diese vorläufige Uebersicht wurde verfasst als eine Zusammenfassung einiger Resultate der Untersuchungen des Jahres 1930. Da ihr später speziellere Arbeiten folgen sollen, so gibt sie auch den Rahmen für die verschiedenen Einzelfragen. Zugleich könnte sie als Wegleitung dienen für die Schärenexkursionen der ersten internationalen Zusammenkunft zum Studium des Präkambriums und der alten Gebirgsketten, in Finnland im Sommer 1931 (Réunion internationale pour l'étude du Précambrien et des vieilles chaînes, Finlande, été 1931).

Die Felduntersuchungen wurden dank der Unterstützung durch den Sohlbergschen Fond der Vetenskaps societ et ermöglicht. Im Anfange des Sommers arbeiteten die beiden, hier vertretenen Verfasser zusammen auf dem Terrain (Mai-Juni). Der eine (E. H. K.) musste sich dann anderen Aufgaben widmen; er bearbeitete später den petrographisch-mineralogischen Teil und gibt im zweiten Abschnitte eine Uebersicht. Der Unterzeichnete zog bis im Oktober in den Schären herum. Einige ergänzende Exkursionen wurden im letzten Frühling unternommen. Die Forschungen werden in diesem Sommer fortgesetzt.

Wir möchten hier sowohl der Verwaltung des Sohlbergschen Fonds für die gütige Unterstützung und das fortgesetzte Wohlwollen, als auch unseren Befürwortern, Herrn Prof. Dr. J. J. Sederholm und Herrn Dr. V. Tanner für ihre Freundlichkeit danken.

Herr Prof. Dr. J. J. Sederholm hat einen regen Anteil am Gange unserer Arbeit genommen; im Spätherbst erfreute er uns mit seinem Besuche auf dem Terrain; für seine bereitwillige Unterstützung, sein liebenswürdiges Interesse und seine wertvolle Freundschaft möchten wir ihm an dieser Stelle besonders herzlich danken. Als Direktor der Geologischen Kommission hat er uns in manchem die Arbeit erleichtert. Ihm und der Geologischen Kommission danken wir für Wohlwollen und Gastfreundschaft.

Herr Prof. J. J. Sederholm hat, wie kein anderer, die Schären am finnischen Meerbusen studiert, in einer Reihe von klassischen Arbeiten beschrieben (20, 21) und sie weit in der Welt bekannt ge-

macht. Die vorliegenden Arbeiten möchten bescheidene Versuche sein, diese Studien auf einer neuen Basis fortzusetzen. Während dort das Hauptgewicht auf dem Vorgange der Migmatitisation lag, wird es hier auf seine regionaltektonische Form und sein entwicklungsgeschichtliches Auftreten gelegt.

In den Schären fanden wir viel freundliches Entgegenkommen. Mit dem Gefühle tiefer Dankbarkeit denken wir an das gastfreundliche Haus von Frau und Herrn Prof. Dr. L. H. Borgström in Majvik; wir machten manche schöne und interessante Exkursion von dort aus, begleitet vom Interesse des gelehrten Hausherrn und der Fürsorger der liebenswürdigen Hausfrau.

Auf Pörtö fanden wir eine warmherzige Aufnahme bei der Familie Liljeberg in Sandviken, in Hitå bei Frau Schybergson, in Kallvik bei Frau und Herrn Konsul Riska und bei Fräulein Bäckman, auf Lilla Bastö im Hause des Herrn Ing. Berg, auf Möland bei Herrn Ing. Zilliacus, — ihnen und manchen anderen, welche uns Freundlichkeit erwiesen haben, möchten wir herzlich danken.

Im August begleitete uns Herr Prof. Dr. Gerh. Kirsch aus Wien; er sammelte Material für Radioaktivitätsbestimmungen; wir hoffen daraus eine Bereicherung der geologischen Forschung und danken ihm für sein Interesse. Herr Studiosus Renvall begleitete uns eine zeitlang; wir danken ihm für seine Hilfe bei unseren Fahrten.

Die Zusammenarbeit zweier Personen, von denen die eine sich mehr den tektonisch-kinetischen, die andere mehr den petrologisch-chemischen Problemen widmet, hat sich dem Fortgange der Arbeit günstig erwiesen. Wir hoffen, auch weiterhin zusammen arbeiten zu können. Der Unterzeichnete möchte seinem lieben Freunde E. H. Kranck für die freundschaftliche Zusammenarbeit auch hier herzlich danken.

Endlich möchte ich mit einem Worte des Dankes meiner lieben Eltern gedenken; denn sie haben es mir möglich gemacht, mich weiterhin der geologischen Forschung zu widmen.

C. E. Wegman.

Helsinki — Helsingfors, den 31. Mai 1931.

EINLEITUNG.

Östlich der Stadt Helsingfors (finnisch: Helsinki) liegt zwischen der Küste und dem Finnischen Meerbusen ein breites Band mit vielen grösseren und kleineren Inseln. Dieser Archipel wird hierzulande meist der östliche Schärenhof genannt (östra Skärgården). Er erstreckt sich von der Stadt bis etwa zur Inselgruppe von Onas und zur offeneren Meeresstrecke von Svartbäcksfjärden (fjärd = offeneres Meeresstück im Schärenhof). Zum Schärenhof rechnen wir hier auch die stark gegliederte Küste des Festlandes.

Die Inseln und Halbinseln dieser Gegend sind niedrig. In der Spät- und Nacheiszeit lagen sie lange unter Wasser. Als sie dann nach und nach auftauchten, konnten die Wellen an manchen Stellen den Felsgrund rein spülen. Wir treffen daher über grosse Strecken recht gute Aufschlüsse; währenddem die höheren Teile der Felsen oft mit Flechten und Moos bewachsen sind und sich verfärbt haben, sind diejenigen Felsen, welche noch im Bereiche der Brandung liegen, schön reingespült. Da sie durch das Eis geschliffen sind, so hat man hier eine einzigartige Gelegenheit, die feinen Details des Gebirges über grosse Flächen zu studieren.

Diese günstigen Verhältnisse an den Strändern der Ostsee wurden schon lange durch fennoskandische Forscher, namentlich Sederholm in Finnland und Holmquist in Schweden zu ihren grundlegenden Studien benutzt. Man verdankt diesem Umstande manche wichtige Kenntnis über die Paläogenese und die Anatexis, und über die Altersbeziehungen der präkambrischen Formationen.

Der östliche Schärenhof wurde seit den Untersuchungen Wiik's in den Jahren 1864 und 65 wenig mehr bearbeitet (29, 30). Jene Arbeiten brachten manche, für die damalige Zeit wichtige Erkenntnisse, und sind noch jetzt interessant zu lesen. Das Motto seiner Untersuchung, einer Arbeit C. F. Naumanns entnommen, scheint uns so beherzigenswert, dass auch wir es gerne über unsere Arbeit gesetzt hätten:

»Vergleichendes Studium muss immer das Hauptaugenmerk des Geognosten sein, denn

nur dadurch erhält auch die isolierte Erscheinung eine wissenschaftliche Bedeutung, auf welche sie sonst nur selten Ansprüche zu machen hat.» (30)

Wiik war einer der ersten Forscher im Norden, welcher die Technik der mikroskopischen Gesteinsbestimmung, z. T. auch für dieses Gebiet, anwendete.

Im Jahre 1881 erschien die geologische Karte 1:200 000, Blatt No 3 über die Gegend von Helsingfors mit einer Beschreibung von K. Ad. Moberg (16). Die Karte zeigt den Gebirgsgrund in grosser Allgemeinheit, ohne viele Einzelheiten; sie ist ein schönes Dokument für den hohen Stand der kartographischen Technik in Finnland. Aus dem Texte erfährt man vieles Interessante über die Gegend. Die Gesteine werden nach petrographischen Merkmalen in Granite, Gneise, Diorite etc. geschieden, und ihre Ausbreitung auf der Karte notiert.

In anderen Gegenden hat Sederholm später versucht, Granite und Gneise nach ihrem Alter und ihrer Entstehung aus einander zu halten (20). Seitdem werden in Finnland die Gesteine wieder mehr nach geologischen Gesichtspunkten kartiert. Namentlich durch das Studium der Kontakte gelang es Sederholm zwei Generationen von Graniten aus einander zu halten: die älteren Granite oder Gneisgranite, und die Hangögranite, oder Granite der zweiten Gruppe.

Später wurde von L. H. Borgström ein weiterer Granit entdeckt: derjenige von Onas; er wurde mit einer Reihe ähnlicher zur dritten Gruppe Sederholms zusammengefasst. Borgström beschrieb auch einen Quarzporphyr von Östersundom (3); nach ihm gehört er jedenfalls zur Gruppe der Onasgranite.

Im Jahre 1926 beschäftigte sich Brander in einer Diplomarbeit mit den Gesteinen von Degerö und Sandhamn; seine Untersuchungen haben hauptsächlich mineralogisch-petrographisches Interesse (5).

Das Gebiet der Hauptstadt, ihrer Umgebung und des östlichen Schärenhofs war also bis vor kurzem eine der am wenigsten bekannten Gegenden des wohl untersuchten Landes. Einige Streifzüge überzeugten uns davon, dass dieses Gebiet manches Interessante zu bieten hätte. Daraufhin wurde Ende Mai 1930 die Kartierung begonnen.

Durch ihre Stellung in der Kette der Svecofenniden schien die Gegend eine wichtige regionale Rolle zu spielen. Da sie den Schlüssel für die Geologie von Helsingfors und des westlichen Schärenhofs enthält, musste sie zuerst einmal in ihren Grundzügen erforscht werden. Da auch das Inventar der Gegend den meisten lebenden Geologen so gut wie unbekannt war, musste zuerst eine geologische Karte auf-

genommen werden, um so eine Uebersicht über die vorkommenden Gesteinsarten, ihre Verbreitung und Zusammenhänge zu gewinnen. Diese Kartierung wurde zum Sammeln eines reichen geologischen und petrographischen Materiales benutzt. Während der Arbeit zeigte sich, dass manche Ansicht über die Natur der Gesteine gewechselt werden musste. Die Karte ist demnach nicht einheitlich. Der Winter kam, bevor das Gebiet fertig aufgenommen war; der Schnee erreichte uns im Svartbäcksfjärd; die Revisionsarbeiten mussten aufgeschoben werden. Wir bitten, dies bei der Benützung dieser Uebersicht nicht vergessen zu wollen.

Bei der Materialsammlung für die Ausarbeitung der Petrographie und der Tektonik war es ein grosser Nachteil, nicht von Anfang an eine gewisse Kenntnis des Gebietes zu besitzen; so mussten die entscheidenden Punkte erst nach und nach erarbeitet werden, gewisse stellten sich erst später als solche heraus. Manche Frage kann erst in diesem Jahre rationell angegriffen werden. Wenn wir es trotzdem wagen, eine kleine Uebersicht zu geben, so tun wir es, weil wir glauben, einige wichtige Probleme zur Diskussion stellen zu können, und hoffen, das Interesse verehrter Kollegen für dieses schöne, uns lieb gewordene Land zu erwerben. Mögen sie Nachsicht gegenüber den Mängeln dieser Arbeit üben!

GLIEDERUNG DES GEBIETES.

Entsprechend der beiliegenden Karte möchten wir das Gebiet auf folgende Weise gliedern:

das Gebiet der vulkanischen Gesteine von Kallvik—Rastböle

das Gebiet der Gabbros und Gneisgranite von Nordsjö—Degerö

die Zone der Pillow-Lavas von Östholm—Mölandet

die Zone der gebänderten Schiefer von Bastö—Svarta Hästen

die Zone der Kinzigitgneise von Skyttensjär

die Zone der basischen und ultrabasischen Gesteine von Torra Hästen—Öster Tokan

das Migmatitgebiet von Pörtö—Krämaröarna

das nördliche Migmatitgebiet von Tölö (Hel-singfors) bis Kitö.

DAS GEBIET DER VULKANISCHEN GESTEINE VON KALLVIK—RASTBÖLE.

Der grösste Teil dieses Gebietes ist aufgebaut von Gesteinen, welche von vulkanischem Materiale stammen. An manchen Orten kann man noch Porphyre, teils mit Feldspateinsprenglingen, teils mit Uralit erkennen. Die feineren Varietäten sind oft quarzreich und hälleflintähnlich, wie zum Beispiel am Botbyvik, auf der Halbinsel von Kallvik und am Weststrande von Skatan. Mit den feineren Varietäten trifft man auch Reste von Tuffen, Agglomeraten und konglomeratähnlichen Bildungen; z. B. am Weststrande von Kallvik, beim Museum in Hertonäs, am Weststrande von Skatan u. a. Seltener findet man mehr oder weniger grosse Kalksteinsbänke; sie sind meistens stark deformiert, an einigen Orten durch Auswalzung und Abwanderung fast verschwunden (z. B. an verschiedenen Orten am Nordstrande von Degerö, auf verschiedenen Schären in Kallviksfjärd, unterhalb des physikalischen Institutes der Universität u. a.). In den meisten schwimmen Brocken des Nebengesteines; während der Deformation wurden sie darin herumgeknetet. In denjenigen Vorkommen, welche mehr primäre Züge zeigen, bilden oft Kalk und Nebengestein eine schwammige Masse. Der Kalk kommt auch mit agglomeratischen und Pillow-Lava-Gesteinen vor. An der Nordseite der Halbinsel Ramsjöudd (Udd = kleine Halbinsel) zieht sich eine Pillow-Lava-Zone hin, nach Vådö hinüber.

Auf der Südspitze von Kallvikudd findet man Reste von Quarzporphyren; sonst sind die quarzreicheren Gesteine meist nicht mehr als Vulkanite zu erkennen.

Im ganzen Gebiete herum findet man dunkle, vulkanische Gänge, welche durch die Schichten schneiden. Viele gehen auch parallel. Grössere gröbere basische Gänge sind vielleicht hypabyssischen Ursprungs. Von Kallviksfjärd Nordstrand über Iltala und Ramsjöudd zieht sich eine breite Zone solcher Porphyre, auch durch den Nordteil von Kallvikudd und durch die nördliche grosse Insel in Kallviksfjärd, welche auf den einen Karten als Takvedaholm bezeichnet wird. Näher an der Intrusivmasse von Skatan und Degerö findet man sie an manchen Orten. Auf den Inseln Långgratan und Svartkubben sind sie gut ausgebildet, mit Resten von Pillow-Struktur und anderen suprakrustalen Erscheinungen.

Die Gesteine sind in grössere und kleinere, meist steilstehende Falten gelegt; gegen die Grenze des Gebietes wird die Faltung intensiver und die Grösse der gefalteten Einheiten nimmt ab. (Vergl. Fig. 4 und Taf. XVI, Fig. 32). Die Kartenskizze wurde mit Distanztub

und Diopferlineal aufgenommen; für die andere Figur wurde die Felsoberfläche in Quadrate geteilt und auf Millimeterpapier kopiert. Die Felsen südlich des Brunnsparks und auf der Insel Harakka zeigen ähnliches in der Nähe der Stadt. Nähert man sich dem Migmatitgebiete, so nimmt die Faltung erst in nächster Nähe des Ueberganges einen anderen Stil an.

Alle diese Gesteine sind mehr oder weniger deformiert. Es dürfte kaum möglich sein, undeformierte Stücke zu finden. Auch die mikroskopische Untersuchung hat keine undeformierten Strukturen gezeigt (vergl. E. H. K.). Auch die geradestreichenden Gesteine wurden, oft intensiv, verschiefert. Auf der Nordseite von Kallviksfjärd bildeten sich in den deformierten Porphyren Hornblendegarben.

Im Inneren der Serie liegen auch kleinere Massen von Dioriten und Gabbros, am Ausgange des Botbyviks auf den Inseln nördlich von Vådö. Von hier bis nach Helsingfors dringen immer wieder mehr oder weniger breite Massen Tiefengesteins zwischen diese Serie: so im Bogen von Hertonäs, in demjenigen von Brändö—Blåbärsland—Högholmen, dann in demjenigen von Blekholmen bis Eira, vom Observatoriumsberg nach Havsgatan, und in den Bögen von Klippan—Brunnsparken. Auf der Insel Klippan findet man einen Porphyrit mit bis 3—4 cm langen Feldspatleisten, diese schmale Zone zieht sich durch Kalliölinnagatan bis zur Kloake von Ulrikasborg; sie schliesst den Gabbro des südöstlichen Brunnsparks ein. Auch im nächsten Bogen findet man ähnliches; er zieht sich von Blekholmen nach Ulrikasborg, bekommt dort einen Knick und dreht über Harakka nach Süden.

Im ganzen Gebiete herum findet man immer wieder grössere und kleinere Gänge von Pegmatit; sie gehören zum Hangögranite. Dieser bildet die Nordgrenze des Gebietes von Mellungsby längs des Botbyviks bis nach Ärtholmen (südlich von Helsingfors).

Auf der anderen Seite wird das Gebiet gegen E und Süden begrenzt durch die Intrusivmasse von Nordsjö und Degerö.

DAS GEBIET DER GABBROS UND GNEISGRANITE VON NORDSJÖ—DEGERÖ.

Diese Gesteine werden von Kranck genauer beschrieben. An den meisten Orten fallen sie steil unter die vulkanische Serie. Sie können aber auch hie und da, wie auf der Westseite von Skatan, mit steiler Kontaktfläche auf ihr liegen.

Die Kontakte sind überall, wo sie erhalten sind, Intrusivkontakte. Hie und da schneiden sie durch verschiedene Schichten. Auf dem südlichen Ende von Kallvik dringt der Diorit zwischen kantige Blöcke von bereits verschieferten

vulkanischen Gesteinen. An manchen Orten findet man Intrusivbreccien mit verschiedenen Arten des Nebengesteins. Andererseits findet man auch Intrusivbreccien der verschiedenen Varietäten gegen einander. Am Kontakte des Gabbros in Skatan findet man schlierige Falten; vielleicht sind sie primären Ursprungs. (Vergl. Fig. 4). Die Intrusivmasse zeigt fast überall, in allen ihren Gliedern eine starke, teils mehr lamellare, teils mehr lineare Struktur. Diese ist durch Streich- und Fallzeichen auf der Karte notiert.

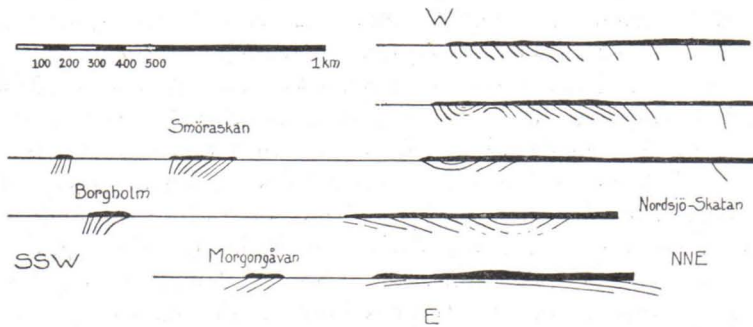


Fig. 1. Uebersicht über die Lage der linearen Strukturen auf der Halbinsel Nordsjöskatan. Sie sind auf Längsprofile projiziert, von denen das östlichste unten, das westlichste oben ist.

Die sauersten Glieder bilden den zentralen Teil der Masse: auf den Hamnholmarna, auf Degerö, Villinge und Sandhamn; ein Ausläufer streckt sich über Blåbärsland (finnisch: Mustikkamaa) auf den nördlichen Teil von Högholmen. Eine kleinere Masse schwimmt im Volkspark von Turholm in den basischeren Gliedern. Um diese zentrale Masse bilden die basischeren Teile Ausläufer gegen W und gegen NE. Im Westen sind es die verschiedenen Lamellen, welche die Helsingforser Bögen bilden, von Hertonäs bis Brunnsparcken, im E das Massiv von Nordsjöskatan, bei den Kajutöarna, W von Kroksholm, und von da am südlichen Rande von Sibbofjärd bis nach Långholm (Solskensholmarna).

Die basischen, weniger mächtigen Teile sind im Osten gegen Norden umgebogen bei Nordsjö bis in die Nähe von Vesterkulla. Auf Fig. 1 sind die Richtungen der Linearstrukturen in der Gegend von Nordsjö und den umliegenden Inseln als Längsprofile dargestellt. Im östlichsten Profile, im eigentlichen Gabbro ist der Bogen, ziemlich weitspannig. Je weiter man gegen W gelangt, um so kurzspanniger

werden die Bögen, um so steiler steht auch der grösste Teil der Linearstrukturen. In den angrenzenden Teilen der vulkanischen Formation steht der grösste Teil der Linearstrukturen steil, ebenso die Axen der meisten Falten.

In der Kulmination liegt der Gabbro flach auf den östlichen Schiefern, mit dem Axialfall zu beiden Seiten wird auch der Kontakt steiler. Der Gabbro bildet also hier eine gegen E gewendete Stirn-umbiegung. Gegen Norden wird die Intrusivmasse weniger mächtig und teilt sich.

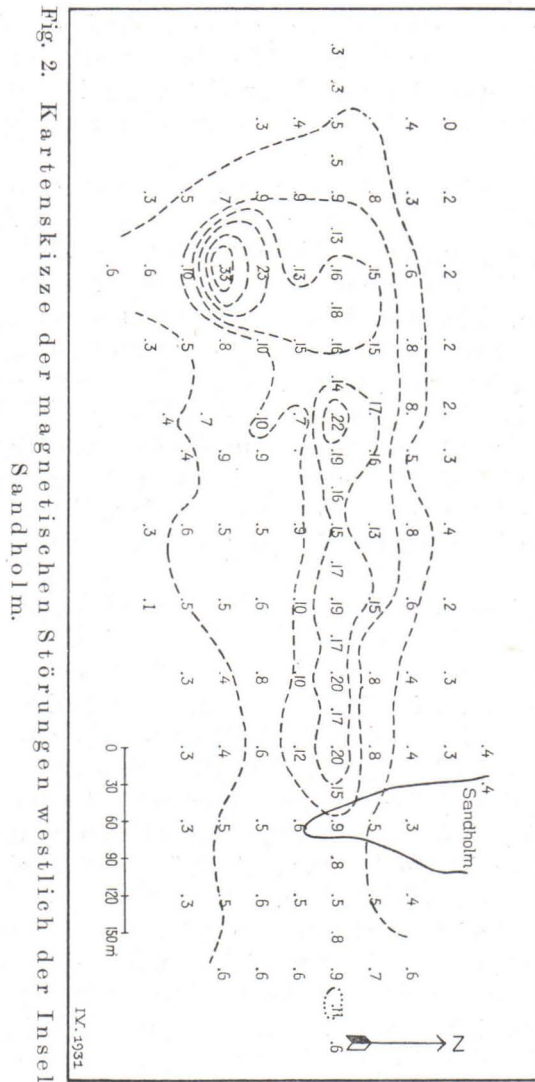
Gegen die Stadt teilt sich die Intrusivmasse ebenfalls in Lamellen. Diese bilden die steilstehenden Helsingforser Falten. Auf diese hier im Detail einzugehen, würde hier zu weit führen.

Die Intrusivmasse wird hie und da von jüngeren, dunklen Gängen durchschnitten. Hie und da ist das Gestein durch solche dunkle Gänge wie eine Eruptivbreccie aufgeteilt. In der Gegend von Rönnskär-Central, Likholmen usw. sind sie besonders deutlich, aber auch auf Solskensholmarna und auf dem Westufer von Degerö. An manchen Orten werden die Gneise und Gabbros von Pegmatitgängen des Hangögranites durchschnitten. Die meisten dieser Gänge, z. B. auf Villinge, scheren quer zur Schieferigkeit und Stengligkeit. Auf SW-Degerö und in der Nähe der Stadt streichen sie meist längs derselben.

An verschiedenen Orten enthält der Intrusivkörper grössere Einschlüsse des ursprünglichen Nebengesteins, so bei Stansvik, am S-Ufer von Degerö, auf Stora Hamnholmen, und auch weiter gegen E. Die Masse der Schiefer auf S-Degerö wird vom Gneise unter- und überlagert. Sie dreht nach Sandhamn hinüber, und fällt axial gegen E. Auch die Schichtpakete von Hamnholmen fallen ähnlich. In den jedenfalls kontaktnäheren Teilen findet man Intrusivbreccien: auf Blåbärslandet, im nördlichen und westlichen Degerö, auf Rönnskär-Central u. a. Auch in den basischeren Gliedern sind Intrusivbreccien nicht selten.

Die Kontaktwirkungen dieser Intrusive sind verhältnismässig gering. Nur an einigen wenigen Orten kann man sie sicher nachweisen, nämlich da, wo kalkhaltige Schichten in die Nähe kommen. Die Magnetitvorkommen und ihre Mineralien von Stansvik sind schon lange bekannt (vergl. Wiik 29, 30, Brander 5). Ein neues Vorkommen haben wir in diesem Frühling vom Eise aus magnetometriert (vergl. Fig. 2). Da auf der Insel Sandholm ein grösseres Os ins Meer hinausstreicht, und den Berggrund verdeckt, bekommt man auf diese Weise Anhaltspunkte über die Lage des

Kontaktes. Es zeigt sich, dass hier die Masse von Nordsjö und diejenige von Degerö jedenfalls durch die erzführenden Schichten getrennt sind.



Die basischen Glieder haben an verschiedenen Stellen ein wenig Kies, z. T. Cu-haltig, mitgeführt, z. B. auf Takvedaholm (vergl. Wiik 30 und Moberg 16). Auch auf Degerö wurde ein kleines Sulfidvorkommen geschürft, die sogenannte Silbergrube.

Gegen SW streicht die Zone ins Festungsgebiet und wurde dort noch nicht studiert. Gegen E tauchen die basischen Glieder unter die gebänderten Schiefer von Kroksholm.

In der Nähe der Stadt verschwindet auch diese Serie gegen N in den Nebulit- und Migmatit-Gneisen. Sie ist immerhin resistenter als die vulkanischen Glieder gegenüber der Auflösung. Längs Gammelstadsviken zwischen Wiiks Ladugård und Hertonäs findet man an verschiedenen Stellen deformierte, aber wenig oder nicht granitisierte Glieder dieser Serie.

DIE ZONE DER PILLOW-LAVAS VON ÖSTHOLM—MÖLANDET.

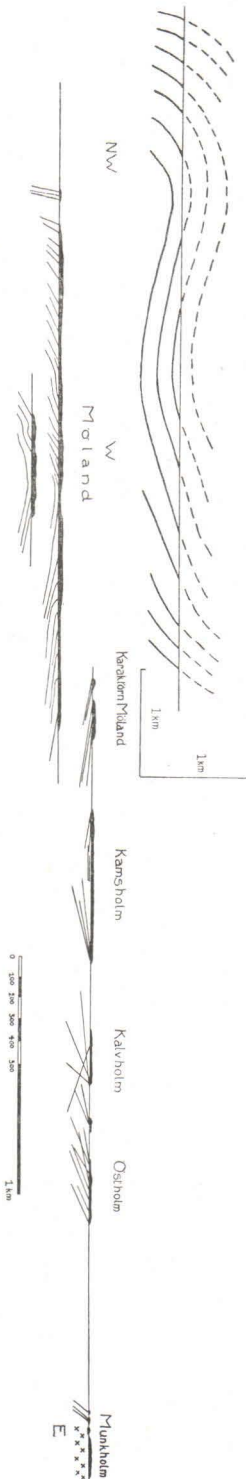
Das charakteristische Glied dieser Zone sind wohlausgebildete Pillow-Lavas (vergl. Taf. I, Fig. 1 und Fig. 2). Die Kissen sind 10—50 cm gross. Ihre Farbe wechselt in Grün verschiedener Nuancen. Die verschiedenen Nuancen bilden oft eine Bänderung, ungefähr parallel der Umgrenzung der Kissen. Die Zwischenmasse ist meist Kalk mit silikatischen Mineralien; wenn dieser herauswittert, so wird die Struktur besonders deutlich. Oft scheint der Kalk mit dem Material der Kissen reagiert zu haben.

Die meisten Kissen sind nach einer Richtung verlängert. Der Inhalt ist oft nach derselben Richtungen linear struiert. An anderen Stellen ist eine zweite Richtung ebenfalls betont, so dass das ganze Gestein mehr plattig und zuletzt schiefrig wird. Projiziert man diese Richtungen auf ein Längsprofil, welches gebogen längs der Zone gelegt wird, so erhalten wir die Fig. 3. Im oberen Teile wurden die beobachteten Richtungen als gerade Linien eingezeichnet, im unteren wurden sie einander angepasst; in der Zeichnung oben links wurden die Beobachtungen im halben Masstabe der Hauptfigur zusammengefasst. Die Dimensionen des Objektes gehen aus der Figur hervor.

Auf der Insel Östhalm beschreiben die mehr und mehr verschieften Pillow-Lavas vom N-strand gegen E um die Insel herum einen Bogen, wobei sie immer gegen das Innere der Insel, oder gegen die besser erhaltenen, nur linear deformierten Teile einfallen. Im südlichen Teile von Mölandet legen sich die Schiefer, welche an anderen Orten unter dieser Serie liegen, über sie; auf der Nordseite fallen sie unter sie ein. Daraus ergibt sich als Form für diese Zone eine typische Tauchfalte mit Stirn und Basis auf Mölandet und Östhalm.

In den Laven findet man hie und da dunkle Gänge, welche durchschneiden. Auf dem Nordstrande von Mölandet schneidet eine junge Ruschelzone und ein junger Basaltgang durch

Fig. 3. Uebersicht der Lage der linearen Strukturen in der Zone Östholm—Mölandet. Sie sind auf leicht gebogene Längsprofile projiziert, im östlichen Teile als Gerade, auf Mölandet einander angepasst; unterst Spitzze von Mölandet. Links oben Zusammenstellung im halben Massstabe.



die Serie. Pegmatite sind ziemlich häufig. Sie sind meist scharf begrenzt durch mehr oder weniger ebene Flächen. In den linearstruierten Teilen scheren sie oft quer, in den verschieferten werden sie oft subparallel, springen dann von einer grösseren Schieferungsfläche zur anderen oder benützen Scherflächen unter einem Winkel von $10-30^\circ$. Der grösste Teil dieser Pegmatite ist weiss, namentlich die grossen Massen auf dem südlichen Mölandet; manche von ihnen enthalten Granat.

Es ist einstweilen nicht möglich, diese Falte weiter westlich als Mölandet zu erfassen. Gegen Osten steigt sie gegen das Simalö-Massiv in die Luft und kommt im Norden von Löparö und bei Djupsund wieder in die Topographie.

Südlich um diese Zone zieht sich auf Mölandet ein Lager von gebänderten Schiefen. Ueber diesen liegen die mächtigen weissen Pegmatite von Süd-Mölandet, Malörn, den Inseln um Björnholm, über Träskörn bis gegen Stenkorpholm.

DIE ZONE DER GEBÄNDERTEN SCHIEFER BASTÖ—SVARTA HÄSTEN.

Charakteristisch für diese Zone sind gebänderte Schiefer. Diese sind teils grau, teils rötlich. Die einen enthalten Hornblende als dunklen Bestandteil, die anderen roten Epidot. Die letzteren streichen durch Stora Bastö und den südöstlichen Teil von Lilla Bastö, meist ziemlich ebenschiefrig und gerade. Sie enthalten stark basische Gänge und viele helle Pegmatite. Auf Lilla Bastö gehen sie

gegen N in reichlich kieshaltige, stark rostende Schiefer über. Unter diesen liegen gegen Mölandskubben oder gegen Löfholm braune Gneise der Kinzigitserie.

Die grauen gebänderten Schiefer bilden auf Skogsholm, Kroksholm und Svarta Hästen viele kleine Falten. Ihre Axen fallen meist gegen E. Durch die Schiefer schneiden grössere und kleinere Porphyrgänge, ähnlich manchen Kallvikporphyren. Oft sind auch diese bei einer weiteren Faltung zerbrochen. (Taf. II, Fig. 3) Auf Svarta Hästen enthalten sie eine kleine Masse ultrabasischer, jetzt stark deformierter und umgewandelter Gesteine. Auf derselben Insel nehmen weisse Pegmatite, oft mit viel Granat durchspickt, einen grossen Raum ein.

Von hier ziehen sich die Schiefer durch Sibbofjärd und erscheinen wieder auf Solskensholm, im Kontakt mit einem Diorite. Beide werden von einem dunklen Gange durchschnitten. Dieselben Schiefer erscheinen weiter östlich auf Långholm, hier südlich einer Dioritmasse. Einen ähnlichen Kontakt beobachtet man auf einem kleinen Schär zwischen Kajholm und Gråskär. Sie sind stark gefaltet und zeigen beginnende Metamorphose durch Zufuhr (Taf. II, Fig. 4). In den östlicheren Teilen ist also die Gabbro-Dioritmasse von den gebänderten Schiefen umgeben. Auch hier kann man kaum von Kontaktwirkungen der Intrusive etwas spüren, obwohl die Stellen gut entblösst sind.

Die Zone der roten gebänderten Schiefen verliert sich von Bastö landeinwärts zwischen amphibolitischen Schiefen.

Eine zweite ähnliche Zone zieht sich über die Halbinsel Kantarnäs, nördlich des Borgarstrandsvik bis gegen Vestersundom. Nordöstlich davon zieht durch den hohen Berg von Husö eine stark granitisierte Zone; sie geht gegen Husö in die Kinzigitserie über. Auf den Inseln vor Kantarnäs finden wir dieselbe Serie, verschiedene Falten bildend.

DIE ZONE DER KINZIGITGNEISE VON SKYTTENSKÄR.

Von Lövholm zieht sich diese Zone über Mölandskubben, die kleine Insel Rönn, Korpholmen, Stenkorholmen, durch den Archipel der Torrvédsholmarna, Skyttensskär, Hamnholmen, Hindholmen in die westlichen Teile von Löparö, sowie in die Inseln am westlichen Ufer von Viksunds fjärd.

Die Gesteine sind meist braune, mehr oder weniger dünnstiefrige Gneise mit viel Biotit, daneben oft Granat, Andalusit, Cordierit,

und schemenhafte Resten von Staurolit oder Disthen. Sie scheinen von gebänderten Schiefen zu stammen. Die Bänderung war aber in den ursprünglichen Gesteinen viel gröber als in den oben beschriebenen Schiefen. Sie sind oft gefaltet und ihre Struktur wird dadurch ziemlich kompliziert (vergl. Taf. III, Fig. 5 und 6, Taf. IV, Fig. 7 und 8).

In den oberen Teilen dieser Serie erscheinen *kalkgemischte Schiefer und Kalklager*. Sie kommen auf Mölandskubben und Kalkholmen zum Vorschein. Die gemischten Kalklager scheinen auch hier oft von agglomeratartigen Gesteinen zu stammen. Auf Kalkholmen gibt es auch mächtigere Lager, welche in bis über 10 m breiten Gruben ausgebeutet wurden. Beim Bau der Festung Sveaborg soll Material von hier verwendet worden sein. Für die grösseren Lager ist ein orangefarbiger Kalk charakteristisch. In den kleineren Adern verschwindet diese Färbung meistens vom Nebengestein her. Auch in den grösseren zeigen oft eingeschlossene silikatische Schichtchen und Bruchstücke eine entfärbte weisse Zone. Die Kalke und Silikatgesteine sind stark und eng gefaltet. Die Axen dieser Falten fallen mehr oder weniger steil nach W. Die Summe dieser Falten würde eine Art Frontalbiegung ergeben. Die gestreckte Fortsetzung liegt im Borgarstrandsvik, am Ende desselben erscheinen wieder grössere Kalklager.

Bis gegen Löparö findet man keine Kalklager, dagegen ist die Kinzigitserie stark gefaltet. Dort erscheinen über ihr wieder Kalke auf Löparö, Kitö, Ädholm, Högholmarna, Limholm, sowie eine Reihe Spuren von Kalk. Die kalkhaltigen Schiefer sind hier stark gefaltet, und diese Falten kommen über das direkte Ausstreichen der Kinzigite zu liegen. Zwischen den Falten erscheinen sie wieder, sind also hier in den höheren Falten zusammen mit der kalkhaltigen Serie verfaltet.

Ein wichtiges Glied der Kinzigitserie sind die basischeren Gänge. Es gibt ältere, parallel streichende, und solche, welche an manchen Stellen überschneiden.

An vielen Stellen trifft man grössere und kleinere Gänge und Adern von Pegmatit. Der grösste Teil von ihnen ist konkordant. Sie bilden meist linsen- bis fischförmige Gebilde. Hie und da dringen sie ohne scharfe Grenze, das Nebengestein auflösend, ein. Sie lassen dann oft noch lange die Struktur der Kinzigite, hie und da mit den Feinheiten, erkennen (Taf. IV, Fig. 8).

Zwischen Mölandskubben und Skyttenskär stehen die Schieferungsflächen steil. Da die ursprüngliche Schichtung hier stark ver-

faltet und zerflasert ist, so wurde hier, wie an manchen Orten, die Schieferung durch die Streich- und Fallzeichen erfasst.

Im südlichen Teile des Bogens streicht die Streckung und Fältelung meist längs des Streichens der Schieferung. Je mehr man sich Löparö nähert, um so mehr weicht sie von ihm ab, um so weniger zerschlitzt sind die Schichten, und um so flacher fallen sie gegen Osten, zum Teil nur noch etwa 45° .

Auch auf den Inseln zwischen Husö und Kantarnäs erscheinen die Kinzigite, in den Inseln östlich davon bilden sie einige Falten; ihre Axen tauchen steil nach NW. Diese Falten liegen unter der Tauchfalte Östholm—Mölandet. Sie verschwinden gegen NW im granitisierten Gebiete. Diese Serie liegt also über und unter dem Pillow-Lavahorizont, und dreht bei Munkholm um ihn herum.

An der NE-Küste des Viksundes werden die Pillow-Lavavorkommen von Djupsund und Svartholmen von dieser Serie eingefasst. Hier treten auch die mächtigen Kalksteine von Nevas Kalkbruk und von Löparö auf. Die ersteren werden bis 10 m mächtig. Sie wurden früher abgebaut; noch jetzt sieht man grosse Gruben. Mit den Kalksteinen findet man Kalkagglomerate und verschiedene andere charakteristische Gesteine (Taf. XI, Fig. 21).

Eine weitere Falte zeichnet sich auf den Inseln Borgholm und Skutholm und deren Umgebung am Ausgange des Sibboviks. Auch hier bilden Pillow-Lavas und Kalkagglomerate den Kern. In einem weiteren Umkreis schlingt sich die Kinzigitserie darum herum.

Es ist wahrscheinlich, dass die Falte von Djupsund derjenigen von Ostholm-Mölandet entspricht; wir möchten es aber noch nicht sicher behaupten. Die Stirnen aller dieser Falten tauchen nach E bis NE axial in das granitisierte Gebiet.

Die Inseln zwischen Löparö und den Solskensholmarna gehören zu einem grossen Teile zu dieser Serie. Sie wird hier von mächtigen Pegmatiten unterbrochen. Im Massive von Simalö—Norrkulla findet man an verschiedenen Stellen ähnliche Gesteine, so z. B. an der Brücke des Pensionates von Norrkulla. Die Schieferreste stehen hier meist senkrecht, während sie auf den Klippen westlich von Munkholmen etwa 50° unter die Serie von Östholm fallen, und auf den Inseln östlich von Norrkulla mit abnehmender Steilheit gegen E.

DIE ZONE DER BASISCHEN UND ULTRABASISCHEN GESTEINE VON TORRA HÄSTEN — ÖSTER TOKAN.

Auf der Insel Torra Hästen findet man eine Serie von sehr dunklen, festen und schweren Gesteinen. Sie sind stark basisch,

zum grössten Teile bestehen sie aus Hornblende, könnten also zum Teil petrographisch als Hornblendite bezeichnet werden. Ein Teil von ihnen ist biotitisiert. Die meisten sind mehr oder weniger linear struiert. Auf dem südlichen Teile der Insel sind in diesen Gesteinen gute Pillow-Lavastrukturen erhalten. (Vergl. Taf. V, Fig. 9). Auch erkennt man deutlich die Strukturen vulkanischer Breccien und Agglomerate. Dazwischen liegen Tufflager, als gebänderte Schichten. Die Elemente der Agglomerate sind oft noch kantig und erinnern an Sprengstücke. An anderen Stellen werden sie deformiert und zu hellen Strichen ausgewalzt. Die Hornblenden kümmern sich nicht um die Struktur; sie wachsen sowohl durch die Kissen als die Umgebung, durch die Sprengstücke und den Cement.

In dieser Serie liegen mächtige Pegmatite. Sie haben einen Teil des Nebengesteins aufgelöst; ihre Feldspäte werden dadurch gerötet und zwischen ihnen bilden sich lange Biotite. Den vulkanischen Gesteinen aber haben sie nicht stark weh getan. Nur an den Rissen wanderten kalihaltige Lösungen in die basischen Gesteine und durchtränkten sie ein wenig von dort aus.

Anders mit den stark schiefrigen Gesteinen: In diesen wurden die Pegmatite bis zum Verschwinden aufgesogen, dadurch entstanden interessante Gesteine mit Granaten, Sillimannit, Cordierit, Andalusit und viel Biotit. Der Sillimannit wird oft makroskopisch sichtbar. Er und der Biotit stecken meist in den letzten Granaten. Es gibt nämlich solche verschiedener Generationen. Auf den glattgeschliffenen Felsen kann man die Entwicklung des Gesteins gut verfolgen. (Vergl. S. 55, Taf. V, Fig. 10).

Mit der basischen Serie trifft man helle, bläuliche, harte, feinkörnige Gesteine mit ziemlich grober Bankung, jedenfalls nicht eigentlich schieferig. Hie und da erinnern sie an die gebänderten Schiefer von Svarta Hästen, meist sind sie aber stark verwandelt. Sie sind voll von dünnen weissen Adern; diese zeigen einen besonderen Typ von ptygmatischer Faltung, und zwar in der ganzen Zone. Da wir auf das Problem der ptygmatischen Faltungen bald zurückzukommen hoffen, werden wir hier nicht weiter darauf eingehen.

Neben diesen blauen Schiefen finden wir eine Serie von Pillow-Lavas, Agglomeraten und Kalkschiefern. Sie bilden eine Strecke auf dem NW-Strande der Insel (Taf. VI, Fig. 11).

Von Torra Hästen zieht sich diese Gesteinsgesellschaft über eine Reihe von Inseln nach Hansholmen und von dort nach Estlutan. Auf der mittleren Insel dieses Archipels findet man

in den ultrabasischen Gesteinen mehrere Konglomeratlager. Auch hier bestehen die Gerölle aus anderem, viel hellerem Materiale als der Zement. (Taf. VI, Fig. 12). Die Hornblenden wachsen durch die Grenze zwischen Geröll und Zement. Die Gerölle liegen in Lagern, mehr oder weniger sortiert. (Taf. VII, Fig. 13). Durch die Gebirgsbildung wurden sie gestreckt, an manchen Orten gefaltet; Andeutungen von Schieferigkeit gehen quer oder schief durch die Lagerung. Die Hornblenden wachsen auch durch die Schieferigkeit.

Auch auf der Insel Öster Tokan findet man in der ultrabasischen Masse Konglomeratlager; sie sind fast noch besser ausgebildet als diejenigen von Estluotan. Der grösste Teil der Insel ist aber ein fast massiges dunkles, hartes Gestein. Von hier aus streicht diese Zone ins Meer hinaus.

Die ultrabasischen Massen zeigen also fast überall Spuren von Strukturen, welche an der Erdoberfläche gebildet wurden. Ihr jetziger Chemismus und mineralogische Zusammensetzung stimmt aber nicht mit dem, was man an solchen Bildungen gewöhnt ist. Man muss also annehmen, dass diese Zusammensetzung später zu stande kam, oder dass exceptionelle Verhältnisse herrschten. Ohne hier auf eine Diskussion einzugehen, für dieselbe aber auf spätere Publikationen verweisend, möchten wir eine Zufuhr annehmen, welche diese Gesteine basischer machte. Ähnliche Zufuhr muss man für die Bildung der Dolomite in verschiedenen Kalksteinsvorkommen Südfinnlands annehmen. Solche Dolomite wurden vom Söderskär-Archipel bis Viksund erratisch, aber noch nicht anstehend gefunden.

Die ganze Zone ist gefaltet und zum Teil ziemlich stark ausgewalzt. Die dunklen Gesteine bilden dabei grosse Bögen, während die anderen Gesteine stark gefaltet, gefältelt und zerschoren sind. Im grossen und ganzen fallen die Axen der Bogen und der Kleinfalten gegen E. Sie fallen unter

DAS MIGMATITGEBIET VON PÖRTÖ-KRÄMARÖARNA.

In diesem Gebiete nimmt das vom Hangögranite stammende Material bereits grosse Räume ein. (Taf. X, Fig. 11). Man könnte es für grössere Gebiete bis auf die Hälfte schätzen.

Der von ihm angetroffene Gebirgsgrund bestand aus einer Serie von Porphyren, Tuffen, und feinen dichten, vulkanischen Gesteinen. In diesen steckten Diorite, Gabbros und zum Teil noch basischere Gesteine.

An verschiedenen Stellen haben sich grosse Pegmatitmassen zwischen die anderen Gesteine gesetzt. Sie haben Linsen- oder Fischform. Eine grosse solche Masse bildet die Insel Sibbo Fagerö. Mit Unterbrüchen geht sie bis Fårholm (nördlich Pörtö) und an den Rand der Insel Bodö. Eine andere bildet grosse Teile der Insel Pörtö (auf Makkaraudden gut zu studieren) und Bodö bis nach Andersholm, Flakaskär und Rågskär, am Onasgranite. Die ganze Zone bildet einen weiten, gegen S konvexen Bogen und wird im Osten vom Onasgranite abgeschnitten.

Auch in dieser Zone gibt es eine Reihe kleiner Kalkvorkommen: auf Granlandet (Krämaröarna), auf Basörn (Pörtö) und auf Kajholm. Am Onasgranite kommen sie noch auf Rågskär und Limholm vor. An beiden Stellen sind sie zu grossen Massen von Wollastonit umgewandelt. An dieser Umwandlung dürfte der Onasgranit schuld sein. In den anderen Vorkommen wurde Wollastonit bis jetzt nicht makroskopisch gefunden.

Die meisten Gesteine dieser Zone sind lamellär ausgebildet. Wo man eine Streckung beobachten kann, fällt sie im Gebiete von Pörtö meist nach E.

Südlich von diesem Bogen ziehen sich die Schiefer von Söder skär weit draussen durch das Meer. Sie sind den Gesteinen der Kinzigitserie in manchem ähnlich, dürften aber im grossen und ganzen noch stärker metamorphisiert sein. Sie enthalten Granat, Cordierit, Sillimannit und Andalusit. An verschiedenen Stellen findet man in ihnen Reste von vulkanischen Lagern: auf der Nordseite von Oxelhuvud streicht eine Zone mit Pillow-Lavas durch; auf Jussikari und Lampokari findet man in den dunklen Gängen Reste von Mandelstein; jetzt ist das Ganze kinzigitisiert. Die Serie ist durchtränkt vom Migmatitgranit. Die Ichors haben die verschiedenen Gesteine je nach ihrer Art und Vorgeschichte verschieden beeinflusst. Die Pegmatite durchschwärmen oft ohne genaue Begrenzung das Gestein. Die ganze Serie ist stark gefaltet. Die Axen fallen steil nach E; im Bisapall stehen sie ungefähr senkrecht.

DAS NÖRDLICHE MIGMATITGEBIET VON TÖLÖ (HELSINGFORS) BIS KITÖ.

Nördlich der folgenden Linie findet man zum grössten Teile stark granitisierte Gesteine: von Tölö über Sörnäs nach Marudd, Botby, Mellungsby, Vesterkulla, Husö, Granö, Simsälö, Munkholmen, Kräkö, Norkulla, Komsälö, Söderkulla, Gumbostrand, von da längs des Festlandes nach Eriksnäs, Majholm, Träskby

und von da gegen die Insel Kitö. Ueber grosse Strecken sind die ursprünglichen Gesteine hier so granitisiert, dass die Handstücke als Granit bezeichnet werden. In diesen findet man immer wieder Reste und Bruchstücke verschiedener, meist verschieferter Gesteine: im Stadtteile Tölö Amphibolite verschiedener Herkunft, am Gammelstadsvik Züge gröberer und feinerer Amphibolite, zu einem grossen Teile von den Gesteinen der synkinematischen Serie stammend. Bei Marudd werden dunkle, gebänderte Schiefer der Serie von Rastböle vom Granite aufgelöst. Gegen den Granit hin werden sie zuerst in Kinzigite und Cordieritgesteine verwandelt, dann feldspatisiert; in diesem Stadium beschreiben sie verschlungene Falten, der Feldspat nimmt immer mehr überhand; die letzte Spur der Vergewaltigung zeigen Streifen und wolkige Züge, welche in gekrümmter oder gewundener Anordnung die ehemalige Schieferung fortsetzen. Man kann so über weite Strecken dem Streichen der Schieferzüge im Granite nachgehen.

Im Abschnitte von Wiiks Ladugård bis gegen Mellungsby ist das Streichen ziemlich regelmässig. Auf einer Zone von dort über Vesterkulla vorbei bei Vestersundom bis gegen Henriksdal sind die Gneise stark verfaltet.

Vom hohen Berge von Husö streicht eine breite Zone von hellen nebulitischen Graniten über Ribbingö und Granö nach Simalöfjärd und in den südwestlichen Teil des Simalömassives. Eine weitere von Mägsholm über Stora Bergholm, den südwestlichen Teil von Katrineholm, Opanholm und durch Söderkulla, Norrkulla und die umgebenden Inseln. Zwischen diesen beiden hellen Nebulitkörpern zieht sich eine Zone von Schiefen, kinzigitähnlichen Gesteinen, Kalken und Amphiboliten. Letztere sind zum Teil bei nicht ganz gelungener Verdauung durch den Granit entstanden. Eine solche Serie kann man von Husö über Granökrokholm nach dem Nordteile von Simalö verfolgen.

Eine weitere Zone von mehr oder weniger verdauten Schiefen zieht sich von Östersundom über Björnö, Majvik, den nördlichen Teil von Katrineholm, Gumbostrand entlang, über Takvedaholm gegen E. Auf Takvedaholm und gegen E findet man einen Streifen von Kalksteinen in ihr. Gegen E verschwinden sie in den Amphiboliten am Ausgange des Sibboviks. Längs des grössten Teiles dieser Zone fallen die Schieferungen 60—80° gegen S.

Der grösste Teil von ihnen gleicht der Kinzigitserie mit Granat, Cordierit, Andalusit, aber auch allen Uebergängen zum Nebulit. An manchen Stellen, so auf der Nordseite von Katrineholm, schwimmen

ausgezogene Klumpen von Amphibolit in ihnen. An anderen Stellen sieht man noch, dass es sich um dunkle Gänge handelt. Meist sind sie aber stark biotitisiert. Die Granaten bilden oft Augen darin oder sind verwalzt.

Vom Ausgange des Sibboviks schwingt sich die helle Nebulitzone über Eriksnäs gegen Majholm und hinein nach Träskby. Sie umfasst hier die Falten von Kaptensudd, Nevas Kalkbruk und Djupsund. Gegen E verschwindet auch diese letztere Serie rasch im Granite. Auf Kitö rückt die Granitisation bis ans S-Ufer. Die Reste und der verschiedene Stil des Produktes machen es demjenigen, der sich daran gewöhnt hat, möglich, einige Zonen weiter zu verfolgen.

Westlich von Ronas (südlich Träskby) wurde eine Art von grobem Plagioklasfels angetroffen. Er enthält mehrere dm grosse Blöcke von geschiefertem älterem Material, wird aber seinerseits vom jüngeren Pegmatite angegriffen. Die Plagioklase werden oft über 10 cm lang; hie und da sammeln sie sich zu grossen, fast reinen Plagioklassmassen. Kleinere Plagioklase sind hie und da gerundet. Die Zwischenmasse ist dicht grüngrau. Das Gestein ist recht ungleichmässig. Der umgebende Pegmatit ist hellrot. Bis jetzt wurden keine weiteren ähnlichen Vorkommen auf unserem Gebiete gefunden.

Vom Migmatitgebiete gehen mehr oder weniger breite Zonen pegmatitisierten Materiales oder reinen Pegmatits aus. Viele von ihnen füllen die Bewegungszonen zwischen den Schlingen der älteren Gesteine. Eine solche kann man in der Stadt, von Skatudden unter der Johanneskirche und dem Boulevard bis gegen Ärtholmen, beobachten. Eine weitere zwischen Hertonäs und Brändö. Westlich Drumsö rückt das Migmatitgebiet noch weiter nach S.

STRATIGRAPHIE.

Die Altersfolge der verschiedenen suprakrustalen Bildungen ist noch nicht ganz geklärt. Wir möchten sie daher nicht weiter diskutieren.

Der grösste Teil der geschichteten Gesteine ist jedenfalls älter als die mise en place der Gabbros und Gneisgranite. Durch die ersteren und die letzteren schneiden die dunklen Gänge auch in unserem Gebiete (vergl. Sederholm 20, 21). Sie schneiden quer durch die gebänderten Schiefer, durch die Serie mit den Kalksteinen, durch die Kinzigitserie und durch die Kallvikserie. Auch in den Pillow-Lavas

gibt es solche dunkle Gänge. Bis jetzt ist es nicht gelungen, sie mit Oberflächenbildungen unseres Gebietes zu verbinden. Man ist versucht, sie vorläufig auf ähnliche Weise zu deuten, wie Sederholmes in Pellinge getan hat. Es betrachtet sie als Bringer der Pellingeformation, und rechnet sie zum Bothnium. Wie weiter unten gezeigt wird, zeugen sie von einem Unterbruch in der Orogenese. Ein solcher aber wird sich notwendigerweise an gewissen Orten als Diskordanz bemerkbar machen müssen. Ob aber diese Diskordanzen sich über weite Strecken, und quer über das werdende Gebirge weg entsprechen, ist eine andere Frage.

Die obere zeitliche Grenze ist die mise en place des Hangögranites. Das einzige Gestein, welches jedenfalls zeitlich zwischen die beiden zu liegen kommt, ist das der dunklen Gänge und des Plagioklasfels von Ronas.

Wenn man die Entwicklung anderer, besser bekannter Gebirge studiert, wird man auch diese Gebirgsformationen mit grösserer Vorsicht koordinieren. Sie sind auf beweglichem Boden zu stande gekommen, und daher nicht auf gleiche Weise zu behandeln wie die jüngeren präkambrischen Formationen, welche grösstenteils auf dem Kontinentalsockel, also auf einem über weite Strecken ähnlich reagierenden Boden, gebildet wurden. Wenn man annimmt, dass die sogenannten bothnischen Bildungen auf einer der jetzigen Topographie ähnlichen und geometrisch nahen Unterlage gebildet wurden, wie es Backlund zu tun scheint (Backlund 2), so wird die Koordination viel einfacher. Die kinetische Analyse zeigt aber, dass ein grosser Teil der Gebirgsbildung nachher erfolgte, und dass jene alte Strukturfläche nicht nur eine, sondern eine Reihe von intensiven Deformationen mitgemacht hat.

Wenn man die Kinetik des Gebirges studiert, wird man nicht, wie es die Gegner Sederholms oft getan haben, aus theoretischen oder gefühlsmässigen Gründen die Möglichkeit von Diskordanzen leugnen; man wird im Gegenteil über den verschiedenen, und zu verschiedenen Zeiten bewegten Gebirgssegmenten solche annehmen müssen. Welche von ihnen erhalten sind, werden zukünftige Forschungen zeigen.

Die Stratigraphie der alten Gebirgsketten ist nicht direkt vergleichbar mit derjenigen der jüngeren Formationen; die letztere hängt mittelbar von der Gebirgsbildung ab; durch einen gewissen Rest von Unabhängigkeit lassen sie den Ablauf derselben mehr oder weniger kontrollieren; die erstere hängt unmittelbar von ihr ab, besitzt also kein so gutes Zeitmass. Wir können lediglich an jedem Orte das Nacheinander der Ereignisse feststellen; ohne genaue Verfolgung und Kartierung wird es unmöglich sein, eine Korrelation der verschiedenen lokalen

Ereignisfolgen, sogar zwischen nicht alzuweit entfernten Gebieten, aufzustellen. Auch auf diese Weise wird es nicht immer gelingen. Die Dokumentation ist ja oft lückenhaft und durch spätere Ereignisse zerstört.

In unserer Beschreibung haben wir eine Einteilung in ziemlich gut geschiedene Gruppen angewandt. Die gegenseitigen Altersverhältnisse derselben sind noch unsicher. Durch Erweiterung des Untersuchungsgebietes können vielleicht auch diese Fragen besser beleuchtet werden.

An Bildungen, welche jünger sind als die Gebirgskette, wären zu nennen: die Onasgranite und die Quarzporphyre von Östersundom (3). Sie intrudieren beide in die bereits verfestigte Sockelplatte;

und die jungen Diabase; eine Reihe neuer Vorkommen wurde gefunden; sie werden im petrographischen Teile erwähnt. Sie streichen alle ungefähr in derselben Richtung, nämlich N 20—30 E. Jüngere und ältere Ruschelzonen streichen ähnlich und begleiten sie oft.

TEKTONIK.

Unter Tektonik verstehen wir hier die Beschreibung der Anatomie, wie sie uns jetzt vorliegt. Sie kann das Resultat einer grossen Reihe von Vorgängen sein. Diese zu trennen und historisch richtig hinter einander zu setzen ist die Aufgabe der kinetischen Analyse. Für diese scheint es uns vorteilhaft, den Bau bereits zu kennen, und zwar nicht nur die erhaltenen Teile, sondern auch so weit als möglich die abgetragenen; in der Entwicklung des Gebirges dürften nämlich auch sie eine wichtige Rolle spielen. Dass unsere Rekonstruktionen oft so mangelhaft sind, wird immer ein wichtiges Moment der Unsicherheit in der Geschichte des Ganzen bilden.

Immerhin scheint uns diese, auf die Analyse gegründete Verfahrungsweise besser, als diejenige, welche noch jetzt von manchen Urgebirgsforschern angewendet wird: nämlich, dass man einen Vorgang, welcher einem besonders wichtig erscheint, herausgreift, und an Hand dieses, ohne weiter die Anatomie zu berücksichtigen, den ganzen Bau und seine Mechanik abzuleiten versucht.

In dieser kurzen Darstellung ist es nicht möglich, die verschiedenen geometrischen Lösungen des Baues darzulegen und zu diskutieren; wir müssen uns darauf beschränken, die wahrscheinlichste Lösung zu beschreiben und kurz das Resultat ihrer kinetischen Analyse besprechen.

Die Karte unseres Gebietes zeigt deutlich zwei Bögen:
der eine legt sich um die Masse von Simsalö-
Norrkulla

der andere reicht von Nordsjö bis Helsing-
fors.

Im ersten liegen die Verhältnisse klarer als im zweiten; ein wichtiger Teil des letzteren im Festungsgebiete konnte bis jetzt nicht bearbeitet werden.

DER ÖSTLICHE BOGEN.

Die Bogenform auf der Karte ist zum Teil eine Funktion der Intersektion der tektonischen Flächen mit der Topographie, zum Teil aber auch eine wirkliche Guirlande der tektonischen Elemente.

Die Axialverhältnisse der Zone von Östholm Mölandet zeigen dies deutlich (vergl. Karte und Fig. 3). Am W-Ende von Mölandet tauchen die Axen steil auf, je weiter sie gegen E aufsteigen, um so mehr rückt die Falte gegen Sibbofjärd. Bei ihrem Absteigen nach Djupsund weicht sie nach Norden zurück. Auch wenn sie mit der Falte von Svartholm verbunden werden sollte, so wäre das Zurückweichen ein erhebliches. Um diese Falten legt sich im E und im W die Serie der Kinzigite. Bei Vicksund und im W sind sie mehr oder weniger eben ausgewalzt. Je mehr man im Bogen nach S kommt, um so mehr sind sie wild zerfaltet und zerschoren. Hier zeigt die Karte das Streichen und Fallen der Schieferung.

Dadurch, dass die Falten an manchen Stellen ausserordentlich zerschlitzt und durchschoren sind, kann die Grenze eines Formationsgliedes im kompliziertesten Zickzack über das Streichen der Schieferung gehen. Man bekommt dann scheinbar seitliche Uebergänge zweier Formationsglieder im Streichen, und sogar Stellen, wo eine klare Zwischenlagerung vorzuliegen scheint. Die genaue tektonische Analyse aber kann zeigen, dass zwei gefaltete Formationsglieder vorliegen.

In dieser Art der Faltung haben wir meist keine klaren Stirn-
biegungen, sondern eben nur diese scheinbaren Uebergänge.

So bilden die verfältelten kalkführenden Schichten auf Mölandskubben und Kalkholmen die inneren Teile einer Falte der Kinzigitserie. Mit dem Steigen der Axen verschwinden sie, und erscheinen erst wieder, wenn sich diese senken, auf Hindersholm, Löparö und Kitö. Die intensive Zerknitterung und besonders das Durchsetzen der Schieferungsflächen durch das Ganze lassen an eine intime Zwischenlagerung glauben.

Tektonisch entsprechen die zerknitterten Lager von Kalkholm der zerschorenen Kinzigitserie von Rönn, Korholm und Torrvedsholmarna.

Indem wir für die Details auf eine spätere, ausführlichere Arbeit verweisen, möchten wir die Verhältnisse der Karte auf folgende Weise zusammenfassen:

Die ebengewalzten Teile der Kinzigitserie zu beiden Seiten des Bogens entsprechen denjenigen Teilen der Falten, welche hauptsächlich in der Ebene der Schichtung bewegt wurden, also den sogenannten liegenden Teilen der Falten; die südlichen Teile bilden eine wirre Stirnpartie; ihnen entsprechen zu beiden Seiten ähnliche verschorene Partien in den Kalkschiefern. Diese Falten legen sich über diejenige der Zone Östholm—Mölandet.

Gegen aussen werden sie umgürtet von der Zone der gebänderten Schiefer; auch diese sind auf Stora und Lilla Bastö ebenschiefbrig, werden aber auf Kroksholm, Skogsholm, Svarta Hästen und Långholm (Solskensh.) immer mehr wirr verfaltet (vergl. Taf. II, Fig. 3 und 4). Auch für diese Formationsglieder dürfte in den äusseren Teilen des Bogens die Stirnregion der Falten erscheinen. Während aber die Axen der oben genannten Falten im W stark nach unten tauchen, fallen diejenigen von Skogsholm und Svarta Hästen verschieden stark nach E. Bei Kroksholm tauchen die Diorite unter sie, und umgürten diese Zone bis östlich Sibbofjärd.

Einen noch weiteren Bogen beschreibt die Zone von Pörtö—Krämaröarna; vor sie legt sich die Kinzigitserie von Söderskär. Unter diese letztere tauchen axial die Falten von Torra Hästen—Estluotan.

Von der Zone der gebänderten Schiefer an scheinen die verschiedenen Elemente gegen S an einander geschoben zu sein. Dass hier eine Einwicklung der älteren Tektonik durch die jüngere vorliegt, lässt sich zeigen; es ist aber noch schwer, ihr Ausmass zu beurteilen.

Unter der Falte von Östholm—Mölandet schimmern durch die Granitisation noch weitere, tiefere Falten. Ihre Axen stehen aufrecht, und ihre Konturen sind noch wenig gesichert. Auf den Inseln vor Kantarnäs liegen unter der Östholmfalte einige kleinere Gebilde.

Im E liegen über der grossen durchziehenden Fläche der Kinzigite an der E-Küste des Viksunds eine Reihe von Falten bis zu den Högholmarna. Je weiter man aber gegen E kommt, um so mehr werden sie in N 40—60° E streichende Schieferungsflächen aufgelöst und diese werden granitisiert.

DER WESTLICHE BOGEN.

Dieser Bogen reicht von Nordsjö bis nach Helsingfors. Auch er ist nicht nur eine Funktion des Ausbisses der gebogenen tektonischen Flächen, sondern auch in ihm drehen die Axialrichtungen, aber auf eine erheblich kompliziertere Weise als im östlichen Bogen.

Die Richtungen der Linearstrukturen wurden in Fig. 2 dargestellt. Je weiter wir unsere Profile in der Skatanhalbinsel gegen W verlegen, um so mehr verschwindet die breite Kulmination, und um so mehr richten sich die Axen auf. Auf dem südlichen Teile von Kallviksudd und auf den umliegenden Inseln sind sie steil, und bleiben es über das ganze Gebiet bis gegen Rastböle. Das Fallen wechselt in diesem Gebiete, aber die Unterschiede sind nicht gross. Zwischen einem Fallen von 80° gegen E und 80° gegen W ist ja nur 20° Unterschied, wobei die Senkrechte nicht die prinzipielle Scheide bildet, wie man hie und da zu glauben scheint.

Gegen Hertonäs und auf dem N-Strande von Degerö wird das Fallen der linearen Elemente weniger steil, und durchgehend östlich, mit verschiedenen Abweichungen. Bei der Brücke und weiter gegen W biegen die Schiefer und kalkführenden Schichten um, bis über den Hügel des Museums hinaus und an den Waldrand im N; sie bilden so eine steil nach E fallende Falte. Im Inneren derselben sind die Schichten in der Nähe der Brücke zu beiden Seiten des Sundes stark zerknittert.

Durch eine Pegmatitmasse auf dem westlichen Teile von Hertonäs (westlich der Dampfbootbrücke) wird sie von der nächsten, grösseren Falte getrennt; diese streicht über Brändö, Blåbärslandet und die Spitze von Sörnäsudd nach Högholmen.

Weiter östlich, am Degerö Kanal bis gegen Vädö zeichnet sich eine kleinere Falte. Im Stadtgebiete fallen immer noch alle Falten steil östlich: die Gabbromasse des östlichen Brunnsark wird von den rhombenporphyrähnlichen Eruptiven und anderen Schiefen umgeben; durch eine Pegmatitzone von ihr getrennt liegt unter ihr die gebogene Lamelle von Blekholmen bis Ulrikasborg und von Harakka. Im unteren Teile dieser Lamelle liegt die Umbiegung von Amphiboliten und Pegmatiten, welche man im südlichen Brunnsark, unter den Wällen, dem erstaunten Besucher zeigt. Eine weitere zieht sich vom Observatorieberget bis Eira. Diese gebogenen Lamellen sind im grossen konkordant, haben aber doch ihren eigenen Faltungsrhythmus. Ihre ungefähr E-W streichenden Partien sind eben ausgewalzt, je mehr sie nach S abbiegen, um so mehr löst sich der Schichtverband und die einzelnen, durch

mehr oder weniger wichtige Gleitflächen getrennten Teile bilden private Falten nach eigenem Rhythmus. Die Zwischenräume werden meist durch Pegmatit gefüllt.

Gegen unten werden alle diese Lamellen durch die granitisierte und pegmatitreiche Zone von Skatudden—Rödberg—Johanneskirche—Boulevard (zu sehen beim Hause No 15; an Stenhuggaregatan, stark deformiert und umgewandelt, im Sinebrychoffschen Parke)—Ärtholmen und Busholmen. Am E-Strande von Sandviken sind Teile der Kinzigitserie in ihr eingeschlossen.

Nördlich dieser Zone beginnt auf dem nördlichen Busholmen durch Märholmen, Stora Bässen und Sandudd ein neues Motiv. Es sind stark gefaltete, meist amphibolitische Schiefer, reichlich von Pegmatiten durchzogen, deren längere ebene Schieferigkeit etwa NW streicht. Sie reichen hinein bis nach Tölö; ihre Verfaltung nimmt dort ab, bis sie in Kaisaniemi und der Brobergsterasse ziemlich ebenschiefrig werden und ungefähr E—W streichen. Die Zone Busholmen—Ärtholmen—Skatudden trennt zwei verschiedene Faltungsstile in der Stadt. Von Broholmen bis Berghäll und vom südlichen Tölö bis Djurgården geschieht der Uebergang zum vollgranitisierten Terrain rasch.

Zum Motive des östlichen Schärenhofs gehört auch die Insel Rönnskär, ein Volkspark der Stadt. Auf dieser Insel kann man verschiedene Erscheinungsformen der Kinzigitserie in allernächster Nähe der Stadt studieren. Sie ist gefaltet, so dass ihre Axen und die Linearrichtungen nach E fallen. Ein Teil der Schichten bilden einen Bogen um die Insel, während diejenigen Schiefer, welche das Innere des Bogens bilden, eng verfaltet sind. Diese Falten sind dann durchschoren, und bilden zuerst eine Schieferung, welche das alte Streichen überquert; später dreht auch diese Schieferung in die allgemeine Streichrichtung, kann eventuell wieder gefaltet werden, usw. Dieser Stil, dessen Bedeutung für die Grundgebirgsstudien wir an anderem Orte auseinandergesetzt haben (28), ist in den Kinzigiten, namentlich in der Zone von Skyttenskär sehr verbreitet. Auch das Verhältnis von Mineralumbau und Bewegung kann hier gut studiert werden.

Von Tölö bis Rönnskär fallen also die Axen im Stadtgebiete durchwegs steil gegen E, je näher man dem Granitgebiete kommt, um so steiler. Im W von Helsingfors kann man also eine Kulmination annehmen; bei dem jetzigen Stande der Untersuchungen ist aber ihre Lage noch nicht bekannt.

Auch auf dem südlichen und mittleren Teile von Degerö fallen die linearen Elemente nach E; das Sekundärgewölbe der

Cordieritgneise am Hästnässund fällt im grossen und ganzen etwa 45° gegen E. Ähnliches beobachtet man an manchen Orten auf Villinge, Degerö, und den Hamnholmarna. Auf Rönnskär-Central dagegen fallen viele der Linearstrukturen gegen W. Auf den Kajutöarna sind sie schwebend, und ausserhalb Kroksholm tauchen sie unter die gebänderten Schiefer. Der äussere Teil des westlichen Bogens taucht also unter die äusseren Zonen des östlichen.

Anderseits liegt ein Teil der Masse des Skatangaabbros mit einer Stirne über den gebänderten Schiefen; diese Stirne taucht aber gegen N und gegen S schnell unter. Die untertauchenden höheren Partien werden von den Falten von Kallvik und der umgebenden Inseln umfasst. Die fisch- oder linsenförmige Gestalt kommt dabei klar zum Ausdruck; ähnliche Form, wenn auch komplizierter, hat die Degerömasse.

Das Schiefergebiet, welches die beiden Intrusivkörper umschliesst, zeigt den Ausstich einer Axengarbe und nicht einer Kulmination. Seine Geometrie ist also etwas prinzipiell anderes als diejenige des östlichen Bogens. Zu ihrer vollständigen Deutung muss ein Stück des westlichen Schärenhofes aufgenommen werden; einstweilen ist er noch so gut wie unbekannt; seit der Karte Mobergs (1881) wurde nicht mehr dort gearbeitet.

KINETIK.

Die reiche Fülle von Details, welche die Untersuchung ergeben hat, kann erst in einer ausführlicheren Arbeit behandelt werden. Hier werden wir uns auf einige Beispiele, welche den Stil zeigen sollen, beschränken müssen.

Bei der kinetischen Analyse betrachten wir die gross- und kleintektonischen Formen als das Resultat einer Reihe von Bewegungen. Ihre Art spiegelt sich wieder in den Grossformen, besonders aber in den Kleinformen und im Gefüge. Meistens legen sie sich in demselben Materiale übereinander. Die mineralogische Untersuchung gibt dann weitere Anhaltspunkte; für diese verweisen wir auf den mineralogischen Teil.

Wir werden zuerst versuchen, die Bewegungen und ihre Art zu analysieren; daraus werden sich einige Ausblicke auf die Dynamik geben. Bei der Analyse machen wir verschiedene Annahmen, welche allerdings sowohl in der Urgebirgsgeologie als in den Kaledoniden von einem grossen Teile der nordischen Forscher noch nicht anerkannt sind. Schon früher hat Bruno Sander (19) versucht, sie auf die

Urgebirgsprobleme anzuwenden. Seine Anregung fand keinen Anklang, was schon darin zum Ausdrucke kommt, dass seine Arbeit nie zitiert wurde. Dies ist zum Teil darum begreiflich, weil der kinetischen Analyse ohne die tektonische Erforschung der notwendige Grund und Rahmen fehlt. Wir können daher den Kollegen in Finnland nicht genug dankbar sein, dass sie diese Arbeit jetzt unterstützten, besonders wenn wir daran denken, dass früher vom Verfasser während mehrerer Jahre ähnliche tektonische und kinetische Analysen in den Kaledoniden Norwegens ausgeführt wurden, dass sie aber auf wenig Verständnis oder Widerstand sowohl in Bergen als in Oslo stießen und nicht gedruckt werden konnten. Die oben genannten Annahmen können wir in diesem Rahmen nicht weiter diskutieren. Da sie in der Gebirgsgeologie anderer Länder, wie der Alpen, des österreichischen Waldviertels usw. von den meisten Forschern angewendet werden, so verweisen wir auf die bekannte Litteratur, besonders auf die Arbeiten G. F. Beckers, Bruno Sanders und W. Schmidts (22).

Es handelt sich besonders um die Annahme, dass die gerichteten Strukturen hauptsächlich Spuren interner Bewegungen seien, und nicht durch Pressung quer zur Ebene der Schieferung, durch sogenannte Kristallisationsschieferung hervorgerufen würden. Das letztere müsste in jedem Einzelfall bewiesen werden. Daneben wären noch die Regeln der Einscharigkeit der Gleitflächen und die Regel der Gleitbretter zu berücksichtigen. (Vergl. Schmidt 22).

Bei der Analyse geht man vom erhaltenen Strukturilde aus, und subtrahiert nach einander die verschiedenen Umformungen und Bewegungen. Bei dieser Beschreibung können wir nicht diesen Weg gehen, da wir die Resultate in gedrängter Form darstellen müssen. Die Beschreibung wird erheblich vereinfacht, wenn wir mit den ältesten Bewegungen beginnen, und die jüngeren darauf aufbauen, also den umgekehrten Weg der Analyse gehen.

Die jeweils jüngeren Formationsglieder tragen also keine Spuren der älteren Vorgänge, sie können als Indikatoren dienen. Wichtig sind in dieser Hinsicht besonders die Intrusive, wobei ihre primäre Erscheinungsform aber untersucht werden muss. Wenn wir die Bewegungen in ihrem Verhältnisse zu den Eruptivgesteinen gliedern, so erhalten wir folgende Reihenfolge:

1. Deformation der Schieferformationen.
2. Intrusion der groben Plagioklasporphyre.

3. Intrusion der Gabbros, wahrscheinlich mit Weiterbewegung.
4. Intrusion der Granite.
5. Weitere Deformation des Gebirges.
6. Intrusion der dunklen Gänge in das Gebirge.
7. Faltung des Gebirges.
8. Granitisation und Bildung der ersten Pegmatitgeneration.
9. Letzte Pegmatitgeneration und Unakitisierung.
10. Abtragung und dadurch Näherrücken der topographischen Oberfläche.
11. Intrusion der Onasgranite, Quarzporphyr von Östersundom.
12. Brecciiierung längs Klüften.
13. Tieferlegung der Topographie; Intrusion der Trappgänge.
14. Jüngere Brecciiierung.

UEBER DIE ÄLTEREN BEWEGUNGEN IM SEKTOR NORDSJÖ—HELSINGFORS.

Die ältesten Bewegungen, nämlich diejenigen des Untergrundes, auf welchem sich die Formationen abgelagert, sind noch wenig sicher, und mögen hier nicht diskutiert werden.

Die erste Spur, welche in der Kleintektonik und im Gefüge bewahrt sind, ist eine Verschieferung der Gesteine der Serie von Kallvik-Rastböle. Die Porphyre mit grossen Einsprenglingen dringen zwischen diese verschieferten Gesteine in Spalten, und der Gabbro von Nordsjö dringt auf der S-spitze von Kallvikudd bereits zwischen Blöcke dieser Serie. Auch auf Skatan grenzen die Porphyre an verschiedene Schichten und in die Porphyre dringen die Gabbros, ohne dass die Kontakte einander parallel wären (Vergl. auch Fig. 4).

Die Schichten wurden damals ausgewalzt. Die Porphyre und dann die Gabbros drangen wahrscheinlich auf Scherflächen schräg durch die Serie empor. Während der mise en place ging vielleicht die Bewegung weiter. Eine Reihe von Kleinfalten mit sehr engem Rhythmus könnten davon stammen. Vielleicht aber stammen sie auch von einem späteren Zustande erhöhter Beweglichkeit.

Die Kontaktwirkung dieser Gesteine war recht gering. Die Art der Kontakte weist darauf hin, dass die Intrusion nicht in grosser Tiefe stattfand. Die porphyrischen Vorläufer bezeichnen vielleicht

ein erstes Stadium, als das Nebengestein noch keine hohe Temperatur hatte. Auch auf der Insel Borgholm schneiden die Gabbros durch verschiedene Glieder der vulkanischen Serie. Im Intrusivkörper von Skatan scheinen die basischeren und saureren Varietäten in einander überzugehen. Die Unterschiede sind übrigens nicht gross.

Im Hauptkörper überwiegt der Granodiorit oder Gneisgranit als Masse. An den meisten Stellen dringt er unter Brecciierung seiner Umgebung ein. Sehr oft wird auch der ältere Gabbro brecciirt. Die Stücke wechseln in Grösse und Natur und sind meist kantig. Solche Breccien kann man auf der Insel Blåbärsland, einem Volkspark der Stadt Helsingfors, studieren. An anderen Orten, wie zum Beispiel an manchen Stellen auf W-Degerö, werden die Stücke der älteren Gesteine leicht angeschmolzen und können sogar eine suppenartige Intrusivbreccie bilden.

Die Gabbros und Diorite wurden wahrscheinlich im magmatischen und spätmagmatischen Zustande bewegt. Wie viel dieser Bewegung zuzuschreiben ist, kann nicht gut bestimmt werden. Sowohl im Grundgebirge als im Kaledonikum wurden solche Gneise meist als »unter Pressung« kristallisiert erklärt. Dagegen wäre einzuwenden, dass diese Strukturen meist im Nebengestein ebenso gut entwickelt sind, und daher besser als die Spuren von Gleitflächen erklärt werden; zweitens ist meistens gar nicht zu beweisen, dass diese Struktur aus der Zeit der Erstarrung stammt; diese letztere Annahme beruht meistens auf der gefühlsmässigen Tendenz, alles in einen Vorgang zusammen zu drängen, im Grundgebirge hauptsächlich darum, um dem angeblichen Mangel an Zeit in der präkambrischen Periode gerecht zu werden.

Die meisten dieser Intrusive sind, teils mehr lamellär, teils mehr stenglig deformiert. Wo kantige Bruchstücke in den Intrusivbreccien liegen, sind diese oft zusammen mit dem Nebengestein verschiefert. Der grösste Teil dieser Verschieferung geschah später.

In einer folgenden Phase drangen dunkle Gänge durch das ganze Gebirge. An einigen Stellen findet man, dass die Granitgneise durch diese Gänge brecciirt werden. In diesen Breccien ist der Gneis bereits schiefrig.

Wie bereits erwähnt, dringen die dunklen Gänge durch die meisten Formationsglieder. Es lässt sich aber einstweilen nicht beweisen, dass sie alle derselben Art angehören. Das Verfolgen derselben wird erschwert durch die spätere Faltung und die ungleiche Metamorphose. Wenn wir aber vorläufig mit Sederholm (21) annehmen, dass sie im grossen und ganzen derselben Periode angehören, erhalten wir einen festen Punkt für die Korrelation

der Ereignisfolgen. Anderseits bekommen wir in diesen Gängen ein ausgezeichnetes Reagens gegenüber den metamorphisierenden Einflüssen und können dadurch die Isograden der Metamorphose viel besser beurteilen.

Die Intrusionsform der Gänge ist, soweit sie sich rekonstruieren lässt, meist diejenige von ebenbegrenzten, meist ziemlich langgestreckten, oft schmalen Gängen. Sie dürfte an manchen Stellen der jetzigen Morphologie der Trappgänge geglichen haben, wie wir sie z. B. auf der Insel Rönnskar treffen (Taf. IV, Fig. 7).

Nach der mise en place der dunklen Gänge wird das ganze Gebirge wieder bewegt. Diese Bewegung dürfte am meisten formgebend gewirkt haben. In verschiedenen Gesteinen hat sie sich verschieden ausgewirkt. An manchen Stellen lässt sie sich in Episoden aufteilen. Die letzten derselben sind meistens von Granitisation begleitet. Ein direkter Uebergang der einen Bewegung in die andere lässt sich nicht nachweisen, ebenso wenig wie an den meisten Orten ein Unterbruch.

BEISPIEL VERSCHIEDENER, ÜBEREINANDER GELEGTER BEWEGUNGEN VERSCHIEDENEN STILES.

In denjenigen Teilen des Granodiorites, welche später weniger umgewandelt wurden, sind die Spuren der früheren Episoden klarer. Eine solche Stelle ist die Insel Rönnskar-Central (Taf. VII, Fig. 14 und Taf. VIII, Fig. 15).

Wie erwähnt, besass der Gneis schon vor der grossen Faltung eine schiefrige Struktur; durch die erneute Beanspruchung wurde sie unterstrichen; an manchen Orten wurde sie gefaltet; namentlich da, wo die dunklen Gänge ein glatt durchschneidendes Bewegungsbild verhinderten. Auf den Bildern sehen wir den Gneis in enge, kontinuierliche Falten gelegt, während die dunklen Gänge sich nicht über eine gewisse Grenze hinaus beanspruchen lassen. Von dieser Grenze an reagieren sie mit Scherung, und die abgeschorenen Stücke bewegen sich gegen einander. Dabei dringt der Granit sogar in schmale Spalten zwischen den verschobenen Stücken. Er kann sogar so weit auf den Scherflächen vordringen, dass der frühere Zusammenhang verloren geht. Auf diese Weise können im Gneise ähnliche Breccien entstehen, wie man sie hie und da im Kalksteine trifft. Zwischen den kleinen Falten des Gneises entstehen oft kürzere oder längere Scherzonen mit feingranuliertem Material. Diese können, beson-

ders wenn sie leicht metamorph sind, wie jüngere, die Falten durchsetzende Aplitadern aussehen. Durch solche Scherflächen, welche die Gleitungen einer früheren Generation schief durchschneiden, kommt in den meisten Fällen die bekannte *Dictyonitstruktur* zu stande, welche von Sederholm schon lange in seiner klassisch gewordenen Arbeit über Granit und Gneis beschrieben wurde (20).

Der Beginn dieser Deformation geschah bei verhältnismässig niedriger Temperatur. Der Quarz ist kaltgereckt, und zeigt da, wo er frisch erhalten ist, jetzt noch wandernde Auslöschung und Mörtelstruktur. Biotit und Amphibol wurden teilweise in Chlorit verwandelt. Auch Muskovit und Serizit treten auf, was sonst in diesen Gebirgen eine Seltenheit ist. Der ganze Habitus erinnert an den Arollagneis der penninischen Alpen (1). Seine Deformation dürfte unter ähnlichen Umständen vor sich gegangen sein. Der wichtigste Teil der Umformung geschah also lange nach der *mise en place*. An den meisten Stellen kann man aber nachher wieder die Wirkungen einer jüngeren Metamorphose spüren.

Nähern wir uns nun den Gebieten mit späterer Granitisation, so reagiert der Quarz mit Kornzerfall, der Biotit reformiert sich. Das Ganze wird zuerst zu einem feinen hellen Gneise. Dieser wird mehr und mehr vom jüngeren Materiale durchadert und chemisch verwandelt, so dass der Ursprung ohne feldgeologisches Studium schwer zu bestimmen wäre. Auf Taf. IX, Fig. 17, ist ein solcher Lagengneis dargestellt. Es handelt sich um mehrere dm mächtige Lagen von früher gabbroartigem Material und hellerem Gneise. Das ganze wurde deformiert und teilweise intim granitisiert, in den letzten Sprüngen kristallisierte das granitisierende Material als gröbere Adern im feineren Gneise aus.

Verschiedene Partien des Granodiorites verhalten sich gegenüber der Granitisation verschieden: Wo sie in Ruhe in einiger Entfernung von den Hauptzufuhrswegen lagen, bilden sich mehr oder weniger breite Pegmatitgänge mit klaren scharfen Grenzen. Sie scheren längs oder quer zur Schieferung. Auf das Nebengestein üben sie keinen grossen Einfluss. Diese Pegmatite kristallisierten meist in Ruhe aus, besonders die querschlagenden. Ein ganz anderes Bild ergeben diejenigen Zonen, in welchen die Bewegung auf alten oder neu sich bildenden Gleitflächen während der Zufuhr weiterging. In diesem Falle drangen die Ichors (21) auf den Gleitflächen vor und setzten überall Material im Bewegungsschatten fest. Dabei bildeten sich Augen und helle Schlieren, um welche sich das Gestein immer mehr öffnete. An den dunklen Gängen oder an den Elementen der Intru-

sionsbreccien lösten sich die Gesteine von verschiedener Beweglichkeit. Diese Ablösungsräume wurden von den Lösungen benützt. Auf diese Weise entstanden komplexe Intrusionsbreccien. Auf Taf. VIII, Fig. 16, ist eine solche von Mellan Tjähällan, südlich von Sibbo Fagerö abgebildet: im Diorite steckte ein dunkler Gang; dieser wurde zusammen mit dem Nebengestein deformiert und ging dabei in Stücke, dabei wurden wohl schon Falten des Nebengesteins zwischen die Bruchstücke gezwängt. Bei der weiteren Deformation kamen granitische Lösungen hinzu und setzten Material in die Bewegungszonen und Ablösungsräume. Auf diese Weise entstand ein hybrides Gestein. Ein solches kann, obwohl es im Handstücke oft ziemlich homogen aussehen kann, nicht ohne weiteres als aus einem Magma kristallisiert betrachtet und seine Analyse in irgend ein Schema eingepasst werden. Für die petrographische Seite der Sache sei auf Krancks Uebersicht verwiesen.

In diesem Bilde möge man noch folgenden Umstand beachten: die Stücke des brecciierten Ganges sind nicht mehr von scharfen eckigen Formen begrenzt; ihre Umrisse werden fließend und zeigen Deformationsformen eines plastischen Zustandes. In diesem Zustande hätten sie nicht brecciiert werden können. Es legen sich also Stile mit verschiedener Plastizität über einander.

Die mise en place des dunklen Ganges geschah in einer Periode ohne Differentialbewegung im Gefüge. Ueber diese legte sich eine Deformation mit intimer Bewegung im Nebengestein und Breccierung des dunklen Ganges; und endlich auf diese folgte eine Bewegung, welche beide Gesteine in plastischem Zustande antraf und das ganze Material in fließende Formen brachte. Jede Periode übernahm das Resultat der vorherigen und bildete es nach ihrem eigenen Stile um.

Da nicht alle Teile dieses Massives auf dieselbe Weise bewegt sind, so ist auch die Migmatitisation verschieden. Wir haben dieses Beispiel seiner Klarheit wegen herausgegriffen.

Der hochplastische Zustand ist jedenfalls eine Folge der erhöhten Temperatur und der Zufuhr von Mineralisatoren. Wenn die Temperatur sinkt und gewisse mineralogische Bindungen sich stabilisiert haben, nimmt der Plastizitätsgrad wieder ab. Die Bewegungstendenz aber dauert an manchen Orten noch fort. Die Mobilitätsdifferenz der hellen und dunklen Gesteine nimmt wieder zu. Die dunklen

beginnen, mit Bruch zu reagieren, wo die hellen sich noch schmiegen können.

Auf Taf. IX, Fig. 18 sieht man gegen die Schichtfläche eines hellen Lagers. Die Lineartextur steht fast lotrecht; quer über sie streicht eine Reihe von Wülsten. Diese passen in die Querclivagen der dunkleren Schicht, von der man rechts noch ein Stück sieht. Hie und da gehen auch noch feine Adern von Quarz und Feldspat in diesen Spalten. Die Bewegungstendenz ist durch die ältere Lineartextur schon angedeutet; nimmt die Beweglichkeit ab, so bildet dieselbe Tendenz einen anderen Stil aus; dieser ändert sich immer mehr, und legt sich über die früheren.

Die besprochene Erscheinung kann sich weiter entwickeln: die durch die Clivage getrennten Stücke können sich weiter auseinander bewegen, und das Nebengestein kann sich stärker in die sich öffnenden Räume biegen. Oft werden sie mit Quarz und Feldspat gefüllt, später nur mit Quarz, eventuell mit ein wenig Chlorit oder Hämatit. Diese Erscheinungen geben den Schlüssel zur Erklärung der sogenannten Leitergänge und des Boudinage. Beide sind in den Migmatitgebieten überaus häufig. Beim Zunehmen und Abnehmen der Beweglichkeit kommen ungefähr dieselben Formen zu Stande. Die letzteren sind aber weniger häufig anzutreffen als die ersteren.

Auf Rönnskär-Central treffen wir nur ein Stadium der jüngeren Deformation. Die von granitischen Lösungen begleitete Episode äusserte sich lediglich in durchquerenden Pegmatitgängen, und dies jedenfalls darum, weil die früher angelegten Gleitflächen nicht mehr in Funktion standen. Die Durchbewegung kam hier vor der Granitisation vollständig zur Ruhe. Wahrscheinlich müssen wir hier eine längere Pause zwischen beiden Episoden annehmen, so dass alle Reste von Bewegungstendenzen verschwinden konnten.

Im Sektor Pörtö—Krämaröarna ging die Bewegung auf ähnlichen Gleitflächen weiter. Das Stadium der grösseren Mobilitätsdifferenz zwischen dem hellen und dem dunklen Materiale wird zweimal durchgangen, dazwischen liegt eine Episode erhöhter Mobilität. Während allen bewegten sich die Teile der Gebirgszone im gleichen Sinne gegeneinander. Auf diese Weise gelingt es, Zonen mit längerer und mit kürzerer Bewegungszeit, mit gleichsinniger und andersgerichteter Bewegung während verschiedener Perioden, auszuscheiden.

Interessant sind auch die Deformationsformen der grobgebänderten oder lagigen Amphibolite: sie stammen zum Teil von Gabbros, zum Teil von Porphyren und

Tuffen, welche bereits eine längere Geschichte hinter sich haben. In diesen werden meistens die dunklen Lagen zerrissen, während sich die helleren an den Bruchstellen in sie hineinbiegen. In die sich öffnenden Räume wandert Material sowohl aus dem Nebengestein als aus den granitisierenden Lösungen. Von diesen Zentren aus breitet sich die Umwandlung und Granitisierung des Gesteins je nach den Möglichkeiten der gewöhnlichen Wegsamkeit oder der durch die Bewegung immer neu geschaffenen. Auf diese Weise entstehen aus den Lagenamphiboliten ausgedehnte granitisierte Zugbreccien. Auch in anderen Schiefen beobachtet man oft ähnliche Erscheinungen. (Vergl. Taf. X, Fig. 19). Im Sektor Pörtö—Krämaröarna geht diese Entwicklung an den meisten Orten über alle diese Stadien.

Die Gesteine sind deswegen weit davon entfernt, einheitlich zu sein: wechselnde Intensität der Bewegung, Aktivierung der Mobilität, und Zufuhr granitischer Lösungen decken einander nicht genau. Bis zu einem gewissen Grade variieren diese drei Variablen unabhängig von einander; wenn wir daneben noch die Materialunterschiede berücksichtigen, entsteht ein Reichtum an Varietäten.

WEITERE BEWEGUNGEN IM SEKTOR NORDSJÖ—HELSINGFORS.

Die Schiefer der Kallvik—Rastböle-Serie tragen die Erinnerung an diese Vorgänge auf eine andere Weise: eine erste Verschieferung haben wir erwähnt. Der grösste Teil der Deformation dürfte bei der Hauptbewegung nach der mise en place der dunklen Gänge stattgefunden haben. Im Inneren des Gebietes wird die Beweglichkeit nie im gleichen Grade erhöht, wie im oben erklärten Beispiele. Allerdings finden wir auch hier Spuren einer gewissen Erhöhung, sowohl in den Gabbros als auch in gewissen Teilen der Schiefer.

Auf der Taf. XVI, Fig. 32, sieht man in der Mitte der W-küste eine stark gefaltete Partie mit einem kleinen Pegmatitgange. Ein Teil der Faltung geschah in einem mobileren Zustande, dann folgte die Intrusion des Pegmatitganges, zum Abschlusse wurde er und die gefalteten Schiefer durchschoren und gegen einander verschoben. Die Tendenz der früheren und späteren Bewegung war dieselbe: der östliche Flügel rückte gegen S vor. Dies entspricht den anderen Beobachtungen auf Skatan; vergl. namentlich Fig. 4, wo die gleiche Bewegungstendenz in verschiedenen Stilen deutlich zum Ausdrucke kommt.

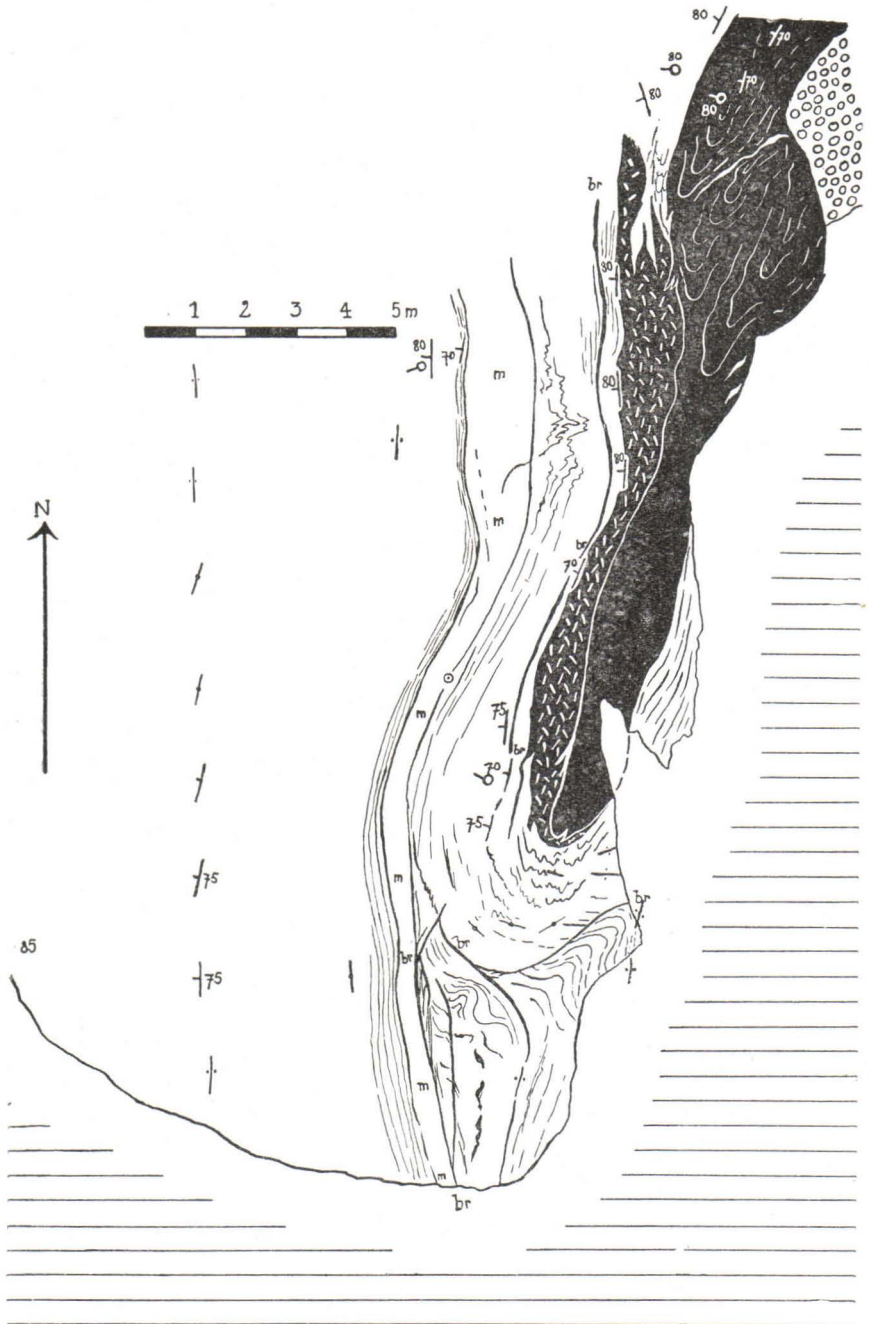


Fig. 4. Planskizze des Gabbrokontaktes auf der SW-Spitze von Nordsjö-Skatan, im Masstabe 1:131.58. Schwarz = Gabbro, die weissen Linien zeigen die gefaltete Struktur. Schwarz mit weissen Strichlein = Plagioklasporphyr. Weiss = Schiefer der Serie Kallvik-Rastböle mit Faltungsstrukturen: m = stark mylonitisierte Schichten, br = brecciierte Stellen, mit Epidot verkittet. Ringe = Strandablagerungen. Fallen der Schichten und Linearstrukturen in Graden.

Auch an anderen Orten beobachtet man eine geringe Erhöhung der Mobilität: Auf Taf. X, Fig. 20, ist ein Beispiel von der N-küste der Bucht zwischen Skatan und Kallvik abgebildet. Durch die von vulkanischen Gesteinen stammenden Schiefer zieht sich ein dunkler Gang. In einem früheren Stadium zeigte er, wie man das an manchen Orten noch sieht, eine Quer- und Diagonalklüftung (vergl. z. B. den kleinen Trappgang auf Rönn. Taf. IV. Fig. 7). In diesen Sprüngen wurde Quarz ausgeschieden; bei der Erhöhung der Mobilität wurden alle diese kleinen quarzgefüllten Klüftchen gefältelt. Das Maximum der Mobilität dürfte einer Zeit vor und während der Intrusion der Pegmatite entsprechen.

Man findet diese Pegmatite oft längs den Schiefeln des Kallvikgebietes. Sie haben wenig Einfluss auf das Nebengestein. Diese streichenden Gänge werden oft weiter deformiert: an den einen Stellen werden sie zu Augenpegmatiten; an anderen Stellen dauert die Bewegung noch länger, sie werden in Stücke zerlegt, und diese gleiten dann auseinander, bilden also eine Art Leitergänge. An manchen Stellen sind die Abstände zwischen den Stücken fast gleich lang wie die Stücke selber, die Länge hat sich also fast verdoppelt. In die sich öffnenden Räume biegen die umgebenden Schiefer. Diese sind noch so plastisch, dass sie oft recht kleine Falten ohne Scherung aushalten. Oft sammelt sich in den sich öffnenden Räumen und am Ende der Bruchflächen Quarz. Wenn die Stücke aber weiter auseinander gleiten, so bleibt nur eine kleine Quarznarbe zwischen den sich zusammenlegenden Schiefeln. In den Pegmatiten bleibt oft noch ein kleiner Rest von Plastizität: Ihre Mächtigkeit nimmt gegen die Bruchfläche ab, und die letztere ist konvex gegen das Innere des Bruchstückes gebogen; dabei wird das Material meist leicht durchbewegt. In diesen Fällen erhält sich also die Mobilität der Schiefer viel länger als diejenige der Pegmatite. Dasselbe beobachtet man auch oft zwischen Migmatit und Pegmatit.

In diesen Erscheinungen kann man die Form der jüngeren Bewegung, und an gewissen Stellen auch dass Mass der Bewegungen von einem gewissen Zeitpunkte an, feststellen: die Schieferungsflächen haben die Tendenz, sich zu vergrössern, und zwar werden sie mit steilstehender Erzeugender verlängert. Bei der Faltung, deren Axen ja steil stehen, werden die Schiefer also quer zur Schieferungsfläche ausgedünnt und in der Schieferungsfläche verlängert, also ausgewalzt. Die Hauptbewegungsphase verteilte die Translation auf viele, oft mm dünne Bewegungsflächen, weit unter der Mächtigkeit der sich jetzt unter dem Hammer lösenden Spaltstücke.

Am Nordstrande von Kallviksfjärd und auf Ramsjöudd sind basische Porphyre nach ihrer Deformation unter solche Verhältnisse gekommen, dass sich auf den Schichtflächen lange Hornblendenadeln bildeten; sie bilden an manchen Orten schöne Hornblendegarschiefer; nur auf ganz engen Zonen wurden sie wieder bewegt, und jene Hornblenden zerstört. Manche der als deformierte Uralitporphyre bezeichneten Gesteine könnten von solchen Schiefen stammen. Die Unterscheidung ohne Verfolgung der Zonen ist fast unmöglich.

Wir stellen also hier fest: eine Deformation mit intimer Teilbewegung über die ganze Mächtigkeit verteilt; sie bedeutet für die meisten Mineralien Kaltreckung, also Kornzerkleinerung; darauf folgt Kornzerfall, Erhöhung der molekularen Beweglichkeit, Umbau in grössere Hornblenden längs den Richtungen grösster Wegsamkeit; nachher sind über grosse Mächtigkeiten keine internen Lagenveränderungen mehr registriert. Nur noch schmale Zonen übernehmen eine Verstellung. Koordiniert man die Episode erhöhter Molekularbeweglichkeit mit der Granitisierung anderer Gebiete, so fällt auch hier die Hauptbewegung in eine frühere Phase.

Zu ähnlichen Resultaten kommt man in der Gegend von Hertonäs. Dort beginnt das Motiv der Helsingforscher Falten. Auch in ihnen ist die Auswälgung zum grössten Teile älter als die spätere Verfaltung. Hier bilden sich in einem feinkörnigen Materiale wieder Hornblenden, diese sind ihrerseits oft wieder zerbrochen. Am Observatorieberg und in Brunnsparken findet man solche Schiefer. Auf der W- und S-Küste von Degerö sind die älteren deformierten Stadien erhalten.

Die Bildung der Helsingforscher Falten fällt in die Intrusionsperiode der Pegmatite. Diese füllen die Zwischenräume der sich gegen einander bewegenden Schlingen. Die Bewegung überdauert auch hier die mise en place der Pegmatite; sie werden deformiert, namentlich in der Zone Skatudden—Johanneskirche—Busholmen—Ärtholmen (Guter Aufschluss in Stenhuggaregatan). Auch auf der Insel Högholmen, dem zoologischen Garten der Stadt, ist das Ineinandergreifen von Faltung, Gesteinsumformung und Granitisation gut zu studieren. Der Raum fehlt hier für eine genauere Beschreibung; eventuelle Besucher seien damit auf diese leicht zugänglichen Stellen aufmerksam gemacht.

Von Tölö und Berghäll her greift die Granitisation zwischen die Falten, in Kronbergsfjärden greift sie bis auf den südlichen Strand von Degerö. Dort liegen zwischen den Granodioriten grosse Lamellen von Schiefen, entsprechend denjenigen der Kinzigit-

serie. Sowohl der Granodiorit, als die Schiefer sind stark deformiert. Die Intrusive sind oft zu Myloniten ausgewalzt. Bei der Granitisation wurden sie nur stellenweise und wenig bewegt. An vielen Orten ist die Mylonitstruktur erhalten. Auch die Schiefer wurden weiter bewegt. Die Translation dürfte aber eine ganz geringe gewesen sein. Sie geschah unter Zufuhr. Am Ende dieser Bewegung bildete sich der Cordierit in den Gesteinen von Hästnäs und. Diese sind darum so massig, dass lange Uneinigkeit darüber herrschte, ob sie als Ortho- oder als Paragneise angesehen werden sollten. Die Form der Cordieritgneise ist das Schlussglied einer langen, komplizierten Entwicklung. Nach der Bildung der Cordierite wurde das Gestein nicht mehr intensiver durchbewegt, oder anderweitig umgeformt. Der Cordierit bildete sich also nach der Durchtränkung durch granitisierende Lösungen, also viel später als die Verschieferung und Mylonitisation der Schiefer und Granodiorite, und noch viel später als die mise en place der letzteren. Sie können also unter keinen Umständen als Kontaktprodukte derselben angesehen werden.

Je mehr man sich dem Dache der Schiefer nähert, um so intensiver wird die Granitisation. Im Granitgneise aber nimmt sie rasch ab. Es sieht also aus, als ob die darüberliegende Platte der Granitgneise die Ichors gestaut hätte, und für dieselben viel weniger durchlässig wäre. Die höheren Einschlüsse, z. B. auf Hamnholmen, sind kaum von ihnen umgewandelt. Halten wir diese Beobachtung zusammen mit dem plötzlichen starken Einsetzen der Granitisation längs des Botbyviks, und den verhältnismässig spärlichen Pegmatiten in der Kallvik-Rastböleserie, so kommen wir zu der wahrscheinlichen Annahme, dass die letztere von unten her durch eine Platte von Gneisgraniten geschützt ist. Aus geometrischen Gründen kommen wir zu einer ähnlichen Annahme.

Die Schutzwirkung der Granodiorite und Diorite zeigt sich auch an manchen Stellen des östlichen Bogens, fast überall da, wo die gebänderten Schiefer auftreten.

Auch auf andere Weise bringt das Auftreten der Pegmatite Kunde vom Bau in der Tiefe: manche Pegmatite sind rein weiss, andere leuchtend rot, mit allen Uebergängen. Diese Farbe kommt von einer Aussonderung von Hämatitschüppchen in den Feldspäten (vergl. den mineralogischen Teil von E. H. K.). Die Pegmatite dürften diesen Ueberschuss an Fe auf ihrem Wege aufgenommen haben, wie sie an anderen Orten wohl Material zur Plagioklasbildung und Granatbildung erhielten. Die roten Pegmatite können im Streichen in helle übergehen, ohne dass sich das Nebengestein

veränderte. Der verschiedene Gehalt könnte also zum Teil auf der Verschiedenheit der weiter unten angetroffenen Formationen beruhen. Zu einem Teil beruht er aber auch auf anderen, später zu besprechenden Umständen. Ein genaueres Studium der Pegmatite könnte in gewissen Fällen dem Studium tektonischer Fragen nachhelfen.

In dem besprochenen Sektor folgen von Degerö und Umgebung einander: intensive Bewegung mit interner Deformation über grosse Mächtigkeiten regelmässig verteilt; erhöhte molekulare Beweglichkeit in den Schiefen und gewissen Teilen der Granite, unter geringer translatorischer Bewegung Zufuhr und Mineralumbau der Schiefer zu Cordieritgneisen, der begleitenden Kalkgesteine zu Skarn (nicht zu verwechseln mit den ersten Kontaktbildungen: Magnetit und Skarn). Die Gneise wurden nicht durchgehend beeinflusst, und haben im grössten Teile des Gesteinskörpers ihre Deformationsstruktur beibehalten.

Versuchen wir diese, und andere, hier nicht angeführte Beobachtungen zusammen zu fassen, so ergibt sich etwa folgendes Bewegungsbild des westlichen Sektors: Die ganze Mächtigkeit der Schiefer wurde übereinander bewegt, in Scherzonen drangen die synkinematischen Intrusive vor; hierauf folgt eine Entspannung ohne interne Gleitbewegung, aber mit Zerklüftung, teilweise Brecciiierung; in diese dringen die dunklen Gänge. Der Felsgrund kommt wieder in grössere Tiefen, vielleicht durch Auflagerung neuer Formationen, vielleicht durch Tieferlegung durch Ueberfaltung, vielleicht durch beide. Auf diese folgt eine weitere, diesmal kräftige Faltung mit beträchtlicher Translation, wobei ein Formationsglied über das andere vorgleitet. Für diese Bewegung müssen wir noch eine gleichsinnige Bewegung über grosse Strecken mit wenig veränderlicher Richtung der Gleitflächenscharen annehmen.

Spätere Episoden gruppieren sich um die mise en place der Pegmatite: während dieser Episoden wurde die Masse der synkinematischen Intrusive von Degerö bis Rön-

skär- Central en bloc unter geringer innerer Deformation, verschoben. Die Pegmatitgänge in diesem Massive zeugen hauptsächlich von Biegungs- und Knickungsbewegungen. Der in Intrusivlamellen aufgelöste westliche Flügel wurde dabei gefaltet, und als Helsingforscher Falten an- und übereinander geschoben.

Die Intrusivmasse von Nordsjö wurde heraufgebogen und in ihren höchsten Teilen gegen E über die Schiefer geschoben. Der flachere Kontakt wurde dabei durch einen mehrere Meter mächtigen Pegmatitgang markiert. Der Aufwärtsbewegung des Zentralteiles bei Skatan entspricht eine seitliche Bewegung mit steiler Axe an den abfallenden Flügeln: von Skatan bis Kallvik ist diese Bewegung gegen S und SW, mit verschiedener Steilheit, gerichtet. Eine Zone zwischen Kallviksfjärd und Botbyvik wurde steil am vorgelagerten Massive auf geschoben. Im N und NW wurde alles granitisiert, worauf noch zurückzukommen sein wird.

BEWEGUNGEN IM ÖSTLICHEN BOGEN.

Auch im östlichen Bogen kann man eine Reihe von Bewegungen unterscheiden. Ein Beispiel (vergl. S. 37) wurde bereits behandelt.

Die gebänderten Schiefer waren schon durchbewegt vor dem Eindringen der dunklen Gänge, wahrscheinlich sogar gefaltet. Später wurde das Ganze wieder gefaltet, in einem ziemlich plastischen Stile. Dabei wurden die dunklen Gänge in Stücke gerissen und wild verfaultet (vergl. Taf. II, Fig. 3); schon die Mehrscharigkeit der Bewegung dürfte auf mehrere Faltungsphasen deuten. Auf Solskensholm ist ein solcher dunkler Gang, welcher Diorit und Schiefer durchquert, in kontinuierliche, schön geschwungene Falten gelegt. Entweder setzte die Faltung an beiden Orten zu verschiedenen Zeitpunkten ein, oder bei Svarta Hästen wurde nie die Beweglichkeit der weiter östlich liegenden Partien erreicht.

Die Zufuhr ist in dieser Zone nicht gross. Wohl findet man allerlei kleine Adern, sie bilden aber immer ein verhältnismässig geringes Volumen des Ganzen. Die Zufuhr hat sich hauptsächlich auf grosse Pegmatitgänge konzentriert. Auf Svarta Hästen sind sie stark granathaltig. Hier im W könnte man eine schützende Wirkung der darunter liegenden synkinematischen Intrusive annehmen.

Im E, in der Gegend der Solskensholmarna, wird die Bewegung mit Zufuhr und erhöhter Mobilität deutlicher. In den einen Typen beginnt sie mit der Ausscheidung kleiner Adern, zuerst längs

der Schieferungsflächen, dann längs der Scherflächen. Man kann hier gut verfolgen, wie die Bewegung unter beständiger Mobilitätsaktivierung vor sich geht. Bereits benützte Scherflächen werden im mobileren Zustande unnötig, sie werden gefaltet; das abgesetzte Material wird in perlschnurartige Gebilde aufgelöst, und in immer mehr fließende Falten gelegt. In den weniger feinkörnigen Schichten bildet sich eine Schrägschieferung, und zwischen diese wandert das zugeführte Material. Oft werden in diesen Schichten zuerst Granat, wahrscheinlich Staurolit, und später Andalusit, der ebenfalls rasch verwandelt wird, gebildet. Um die Augen herum wandert der Feldspat ein und verdrängt das dunkle Mineral des Auges. (Vergl. Taf. II, Fig. 42) Man sieht hier im kleineren die Entwicklung, welche wir besonders bei den Kinzigiten antreffen. Besonders der Teil rechts oben bis gegen die Mitte der Figur gibt davon ein Bild. Die Teile mit der Schrägschieferung und der Zufuhr haben viel mehr Bewegungsmöglichkeiten, als die feinkörnigeren, festeren und undurchlässigeren Teile (28). In einem gewissen Stadium wird der Unterschied so gross, dass Stücke dieser resistenteren Lager, eventuell auch gefaltete Stücke zwischen grösseren beweglicheren Massen, brecciiert werden. Den Anfang dieses Vorganges sehen wir auf dem linken unteren Teile der Figur. Diese Stücke werden dann von den anderen umflossen an den Grenzen und meistens stärker mit zugeführtem Material durchtränkt.

Die ersten Scherflächen, welche das Maximum der Faltbarkeit des ersten Stadiums anzeigten, werden also gefaltet; ohne eine Erhöhung der Mobilität ist dies nicht zu erklären. Durch diese Faltung legen sich solche mit noch fließenderem Stile, wir sehen den Anfang einer Brecciiierung, aber auch diese geht in fließende Formen über. Diese Erhöhung hängt hier mit der Zufuhr zusammen, und wird von ihr begleitet. Sie bilden eine Reihe von Mineralneubildungen; die Hauptminerale lösen einander ab. Da die Lösungen verhältnismässig viel Material zum Plagioklasaufbau zuführten, so wird das Resultat ein wenig anders, als dasjenige der Kinzigite. In der Struktur gleicht es ihnen aber sehr. Das Plagioklasmaterial wurde vielleicht aus den synkinematischen Gesteinen herausgelöst.

Die Bewegungen der gebänderten Schiefer sind also: erste Deformation vor dem Eindringen der dunklen Gänge; zweite Faltung mit Brecciiierung derselben; enge Faltung mit erhöhter Mobilität, Zufuhr und mineralischem Umbau. Auf Skogsholm und Kroksholm sind diese Vorgänge weniger

deutlich als auf Svarta Hästen und Solskensholmarna. Auf Bastö dringen die Pegmatite ohne intensive Störungen in die gebänderten Schiefer, an manchen Stellen werden Schollen davon in den Pegmatiten aufgelöst und hinterlassen nebulitische Spuren. Die Hauptdeformation auf Bastö geschah vor der Intrusion der Pegmatite.

Auch die Kinzigitserie stammt von gebänderten Gesteinen; während in den obenbesprochenen Schiefen die einzelnen Lagen nur einige cm mächtig sind, erreichen sie an besser erhaltenen 10 bis 20 cm. Wahrscheinlich gehören sie zu derselben grossen Serie, haben aber jetzt einen verschiedenen Grad und eine andere Art der Metamorphose. An verschiedenen Orten findet man Uebergänge.

Das Bewegungsbild dieser Serie ist ziemlich kompliziert; ohne auf die Bewegungen zusammengesetzter Milieus einzugehen, greifen wir an Hand der Bilder einige Punkte heraus: Das Ursprungsgestein war aus härteren quarzreicheren und weicheren, vielleicht schon von Anfang an glimmerreicheren, Lagen gebildet. Bei der ersten Deformation wurden wahrscheinlich die quarzreicheren Lagen feinkörniger und widerstanden der weiteren Durchbewegung, so dass die interne Bewegung von den glimmerreicheren Lagen übernommen werden musste. Die letzteren reagierten zuerst mit Schrägschieferung; diese wurde dann immer mehr in die Ebene der härteren Schichten gedreht. Sie glitten aber nicht über längere Strecken parallel, sondern wurden gefaltet, besonders in den Stirnregionen der Lagerserie. (Vergl. Taf. III, Fig. 5). In den Falten kamen verschiedene der Schrägschieferungsebenen in die allgemeine Gleitrichtung zu liegen, die resistenteren Schichten wurden durchschoren und glitten zwischen die beweglicheren Teile. Diese schmiegt sich noch besser an die feinkörnigen Stücke. Der Prozess kann sich mehrmals wiederholen. Zum Schlusse sieht das Ganze wie eine nicht ganz regelmässige, mit härteren Schmitzen gefüllte Schiefermasse aus (Vergl. Taf. III, Fig. 6, und Taf. IV. Fig. 7). Ohne genaueres Zusehen merkt man oft kaum, dass es sich um eine stark zerfaltete Serie handelt. Auf Taf. III, Fig. 6. sieht man in der Mitte des Bildes den Rest eines härteren Lagers schräg durch die schieferigeren Partien ziehen.

Neben dieser strukturellen Entwicklung geschieht meistens auch eine mineralische. Wie man auf den Bildern sieht, bilden sich zwischen der Schrägschieferung kleine Augen. Diese können in verschiedenen Gegenden aus verschiedenen Mineralien bestehen. In vielen Fällen ist es Granat, Andalusit oder Feldspat; wahrscheinlich fängt es mit Disthen oder Staurolit an, diese sind aber als Minerale meistens nicht erhalten, sondern nur als schemenhafte Formen. Von

ihnen dürfte aber die erste Buckelung der Schieferungsflächen stammen. Zum Schlusse bildet sich Cordierit. Für die mineralogische Succession verweisen wir auf Krancks Beschreibung.

Schon von einem frühen Stadium an, aber nicht überall gleichzeitig, arbeitet der ganze Apparat mit Zufuhr. Auf den Bildern sieht man, von welchen Stellen aus die Zufuhr hauptsächlich arbeitet (namentlich Taf. III, Fig. 6). Die Lösungen dringen zwischen den beweglicheren Schichten vor und setzen sich dort immer zu neuen Generationen von Mineralien um. Oft sieht man z. B. mehrere Generationen von Granat.

Zwischen Korpholmen und Skyttenskar hört die Bewegung in manchen Schichten auf, bevor die Zufuhr und Umsetzung abgeschlossen ist. Die Bewegung konzentriert sich dann auf engere Zonen. In den nicht mehr intern bewegten dringen die pegmatitischen Lösungen auf den schiefrigeren Zonen vor, lösen nach und nach die Lamellen auf, kristallisieren Cordierit aus, lösen den Cordierit auf und endigen als Pegmatit mit nebulitischen Schatten. Auf den Torrvedsholmarna hat die Erstarrung alle diese Stadien überrascht. Man findet dort in den Auflösungszoneen schöne, wohlbegrenzte Cordieritkristalle (Vergl. Taf. IV, Fig. 8). Das Resultat des kombinierten Vorganges hängt davon ab, wie lange die Bewegung im Verhältnis zur Granitisierung dauert.

In den äusseren Teilen des Bogens der Kinzigitserie begann die Bewegung vor der Zufuhr und hörte vor dem Abschluss der letzteren auf. Wir hätten also folgende Entwicklung: erste Bewegung, Intrusion der dunklen Gänge, weitere Durchbewegung, erhöhte Mobilität mit Bewegung, teilweise Granitisierung, teilweise mit, teilweise ohne Bewegung. Zwischen der Serie finden wir bis mehr als 50 m mächtige Pegmatitmassen.

In den Pillow-Lavas äussert sich die Bewegung auf verschiedene Weise: Im Kerne der Falte werden die Kissen nur gestreckt. In der Axe der Streckung sind die Formen oft noch gut erhalten (vergl. Taf. I, Fig. 2). Kommt man gegen die Peripherie, so werden die Kissen immer mehr nach zwei Richtungen gedehnt. Schon auf dem östlichen Teile der Insel Östholm kann man diese Auswalzung studieren. Je weiter man in die Flanken hinauskommt, um so intensiver wird die Verschieferung, so dass zum Schlusse gebänderte Gesteine entstehen. Ihr Aussehen ist aber ein anderes, als zum Beispiel dasjenige der Schiefer von Svarta Hästen. Die letzteren dürften sedimentären Ursprungs sein.

Die Auswalzung ist älter als die Intrusion der Pegmatitgänge, sie dürfte längere Zeit vorher aufgehört haben. Die Gänge schneiden auf schiefen Scherflächen durch die verschieften Laven. Nach ihrer Intrusion wurden sie nicht mehr intern bewegt. Das Nebengestein wird zu amphibolitischen Schiefen verwandelt. Diejenigen in den Inseln nördlich von Kamsholmen und NE von Östholmen dürften zu ihnen gehören.

Eine ebene grössere Fläche wurde genau kartiert und im Masstabe 1 : 25 auf Taf. XV, Fig. 31, reproduziert. Schwarz sind die Schiefer, weiss die granitischen Adern. Die Schieferung fällt etwa 70° gegen N, die Linsen fallen etwa 60° , die Stengligkeit fällt etwa $5-10^\circ$ gegen W, die Längenerstreckung der Linsen ist steiler. Der Schnitt ist also weder zum einen noch zum anderen der Elemente senkrecht; man kann aber die Figur in der betreffenden Richtung schief betrachten; für diese erste qualitative Auslegung genügt sie, wie sie ist. Zwei Hauptrichtungen machen sich im Bilde bemerkbar: die Hauptschieferungsrichtung und die Richtung der granitischen Adern. Die erste war vielleicht früher eine konjugierte Fläche zur ersteren; später versuchte sie, sich als Gleitrichtung geltend zu machen, und hat sich hier bereits durch das ganze Gestein gesucht. An anderen Orten hat sie schon ganz durchgeschoren. Auf unserem Platze aber wurde sie von der Erhöhung der Mobilität eingeholt. Im mobileren Zustande war die Scherfestigkeit stark herabgesetzt; die vorbereitenden Manöver nützten also nichts mehr; die ganze Schiefermasse glitt mühelos auf viel engeren Gleitflächenscharen; auf diese Weise wurden die früheren Scherflächen ausser Funktion gesetzt und mit granitischem Materiale gefüllt. Die ganze »Zeichnung« wurde verwirrt, aber doch nicht so, dass man nicht den alten Plan erkennen könnte. Diese Verzerrung der »Zeichnung« geschah ohne grössere Translationen. Weiter aufwärts als diese Schiefer drang die Granitisation nicht.

Die Verhältnisse der Pillow-Lavas zu den dunklen Gängen sind nicht ganz geklärt. Es ist daher schwer, ältere Bewegungen auseinander zu halten. Wir finden: eine Bewegung mit linearer Deformation in den inneren und kräftiger lamellarer in den äusseren Teilen; darauf eine Episode mit einem neuen Beanspruchungsplan; auf diesen folgt die Erhöhung der Mobilität mit Zufuhr und Granitisation in den äusseren und Intrusion von Pegmatitgängen in den inneren Teilen. Die Ausbildung der Tauchfalte geschah, bevor die granitischen Lösungen

in die Nähe kamen. Vielleicht ist das Drehen des Beanspruchungsplanes im Gesteine der Bildung der Tauchfalte zuzuschreiben.

Die Kalksteine und ihre Nebengesteine, sowohl auf Kalkholmen und am Borgarstrandsvik, als auch zwischen Djupsund und Kaptensudd, tragen die Spuren mehrerer Deformationen. Alle zeigen kontinuierlichen Stil, ausser dem Durchschlagen der dunklen Gänge. Es geschah zum Teil an Verwerfungen. Nach der mise en place der dunklen Gänge rückten die Kalksteine in immer mobilere Zonen. Die dunklen Gänge wurden an manchen Orten zerrissen; auch auf diesen Bruchflächen finden wir Kontaktminerale. Ein grosser Teil des Mineralumbaus geschah zusammen mit einer teilweisen Aktivierung des Nebengesteins. Während bei der früheren Deformation die Plastizitätsdifferenz zwischen Kalk und Nebengestein gross war, nimmt sie in diesem Stadium ab. Dort, wo man ihren Einfluss spürt, sind die Einschlüsse, ob sedimentärer Art oder frühere Deformationsbreccien in die Länge gezogen, oder ausgewalzt, obwohl sie ganz im Kalke schwimmen. Auf Taf. XI, Fig. 21, ist ein solches gestrecktes Kalkagglomerat von Djupsund dargestellt. Auswalzungsstrukturen zeigt Taf. VI, Fig. 11.

Selten findet man Kalkbreccien jüngerer Bewegungen. Diese sind weder lamellar noch linear deformiert, noch zeigen sie ringsherum Umsetzungsminerale. Der Kalk ist dann feinkörnig mit erhaltener Deformationsstruktur der Calcite.

Im Gebiete Pörtö—Krämaröarna findet man in den Kalksteinen ähnliche Verhältnisse. Hier gesellt sich eine intensivere Granitisierung hinzu. Ihre Beschreibung würde hier zu weit führen.

Zusammenfassend stellt man auch hier fest: Intensive Bewegung, Erhöhung der Mobilität, Zufuhr; an den meisten Orten Aufhören der Bewegung vor der letzten Kristallisation; spätere Bewegungen nur auf engen Zonen.

Wir haben bereits oben kleine Biographien von synkinematischen Intrusiven gegeben (S. 37 und S. 38). In der Zone Pörtö—Krämaröarna findet man neben intim granitisierten Gebieten auch grosse Massen mit überwiegend reinem Pegmatit. Diese haben Linsen- oder Fischform. Die Insel Sibbo Fagerö wird zu einem grossen Teile von einer solchen Masse eingenommen; sie streckt sich weiter über Kajholmen nach Färholm (Pörtö), Grisselholmarna bis gegen den N-Strand von Bodö und die vorliegenden Inseln. Eine weitere bildet einen grossen Teil von Pörtö bis gegen Makkarauden; kleinere findet man weiter östlich bis an die Grenze des Onasgranites.

In diesen Massen findet man an manchen Orten mehr oder weniger erhaltene Reste der Umgebung. Diese zeigen oft eine komplizierte Geschichte, namentlich grössere Einschlüsse von Diorit, z. B. E von Sibbo Fagerö. An anderen Orten findet man nur nebulitische Reste.

Taf. XI, Fig. 22, zeigt einen freischwimmenden Einschluss im groben Pegmatite der Insel Bodö. Dieser Einschluss besteht aus einem Amphibolprasinit, wahrscheinlich vulkanischer Herkunft. Diese Gesteine wurden von der Intrusion schon verschiefert vorgefunden. Sie wurden gefaltet und gleichzeitig oder nachher injiziert; die Adern zeigen nicht dieselbe Farbe wie der Pegmatit der Umgebung. Wahrscheinlich erst jetzt bildete sich der Pegmatit ringsum. Zu einem grossen Teile ersetzte er wohl das Nebengestein und setzte sich in aufgehenden Räumen ab. In diesem, wie in verschiedenen anderen Fällen kann es sich kaum um das Eindringen geschmolzener Silikatmassen handeln. Die Axialrichtung des gefalteten Stückes ist im Verhältnis zur Umgebung nicht verändert. Es ist aber kaum anzunehmen, dass ein solches Stück wie ein Ast in den Strom der silikatischen Masse hineinragen würde, ohne abgекnickt zu werden. Während der Verfestigung des Pegmatites ging die Bewegung weiter und zwar im selben Sinne wie die Faltung. Der Einschluss war jetzt resistenter als die Umgebung. Je mehr man sich dem Einschlusse nähert, um so mehr nehmen die Feldspäte Augenform an. Am Kontakte ist das Gestein zu einem feinen roten Mylonite zerrieben. Da die Pegmatite ihre Beweglichkeit mehr und mehr verloren, so konnten sie sich während der letzten Episode nicht mehr wie vorher um den Einschluss herum schmiegen, sie bilden einen grösseren Bogen, welcher den Einschluss mit einem mehrere Meter grossen Zwickel wie ein Auge in einem Augengneise umfasst. Dass die Bewegungen wirklich bei der Erstarrung und nicht nachher vor sich gegangen sind, zeigt die kontinuierliche Veränderung des Gefüges und des Stiles von der fliessenden zur mylonitischen Form. Die Stelle zeigt auch die mineralogische Entwicklung bis zu den unakitisierten Pegmatiten. (Vergl. E. H. K.)

Nicht nur hier, sondern in allen grösseren Pegmatitmassen finden wir diese petrochemische Entwicklung. Ihre Ausbildung hängt oft mit der Art der letzten Deformation zusammen. Auf Stenkorholm, auf den Torrvédsholmarna u. a. Orten kann man sie studieren (Vergl. Taf. XII, Fig. 3). Auf Bodö und in jener Gegend sind die Unakite oft schiefrig mylonitisch. An anderen Orten sind sie brecciös, je nach der späten Deformation der Pegmatite. In der grossen Pegmatitmasse, welche sich vom südlichen Mölandet gegen Träskörn zieht, hat sich die späte Beanspruchung als Fiederspalten ungefähr quer

und längs, mit beidseitigen Abweichungen durch das Gestein gesucht. Diese haben das Gestein in eine Art Breccie mit scharfen eckigen Stücken aufgelöst (Vergl. Taf. XII, Fig. 24). Diese Breccienzonen erweitern sich und verengern sich. Stehen sie noch in Verbindung mit den unakitisierenden Lösungen, so wird oft das Gestein wieder verheilen und ein streifiges Aussehen bekommen. In anderen Fällen ist die Entwicklung etwas abgekürzt (Vergl. Taf. XII, Fig. 23).

Ein anderes Bild aus der Nähe zeigt uns eine wilde Migmatitisierung: (Taf. XIII, Fig. 25); das Bild ist ein Ausschnitt aus einer Zone, welche schon vor der Migmatitisierung stark verfaultet, und zum Teil brecciiert wurde. Ähnlich wie auf Tjårhållan dringen die Lösungen auf allen wegsamen Zonen vor. Zu gleicher Zeit bewegt sich das Ganze weiter. Dabei werden an manchen Orten frisch gebildete Feldspäte und Quarz zerbrochen, und zum Teil wieder reformiert. Das Nebengestein wird von den Lösungen angegriffen. An manchen Stellen wandern Feldspäte ein und werden zu Augen deformiert; an anderen Orten ist das Gestein nicht so stark verwandelt (vergl. Taf. X, Fig. 19), dass man nicht seine Natur von vor der Granitisation erkennen könnte, was nicht sagen will, seine ursprüngliche Natur; die ging schon durch frühere Umformung verloren.

Wo die Lösungen in aktiverer Form diese Gesteine trafen, da verändern sie den Mineralbestand nach und nach vollständig. Die Hornblenden werden biotitisiert; wenn die Bewegung währenddessen weiter geht, so wird dieser Biotit auf den Gleitflächen verschmiert. Dadurch entstehen dunkle Schlieren, welche sich um die wachsenden oder schon entstandenen Feldspäte schlingen. Wenn der Vorgang über grössere Räume regelmässig wird, entstehen Pegmatitgneise, wie sie auf Taf. XIII, Fig. 26 vom westlichen Strande von Sibbo Fagerö abgebildet sind.

In allen diesem Beispielen legt sich über alle früheren Bewegungen mit der Zufuhr eine Translationsbewegung; die Gesteine werden über grosse Strecken immer wieder auf breiteren und schmaleren Zonen granitisiert und durchbewegt. Diese Bewegungen müssen in der Zone von Pörtö—Kråmaröarna ein erhebliches Ausmass erlangen. Die Kristallisation eines grossen Teiles überdauert aber doch die letzten Bewegungen. Auf manchen Zonen findet man sowohl Feldspäte als Quarz zerbrochen, in anderen sind es nur die Feldspäte und der Quarz ist reformiert, wirkt allerdings unter dem Mikroskope oft klastisch. Endlich finden wir noch engere Zonen mit Bewegung bis zum Unakitstadium, und darüber hinaus.

In geringerem Masse findet man solche Erscheinungen zwischen den Falten der bereits beschriebenen Zonen. Die Bewegungen des

Gebietes der Stadt Helsingfors gleichen in mancher Hinsicht den oben beschriebenen; die angeführten Beispiele mögen aber genügen.

Eine besondere Stellung nimmt das Gebiet zwischen den beiden Bögen ein, und zwar besonders die nördlichen Teile desselben. Sie werden mit dem nördlichen Migmatitgebiete kurz behandelt werden.

DIE ZONE VON TORRA HÄSTEN BIS ÖSTER TOKAN

zeigt einerseits in ihren basischen und ultrabasischen Gesteinen, andererseits in den Granat-Sillimannit-Gneisen besondere Bewegungstypen.

In den dunklen ultrabasischen Gesteinen finden wir, wie erwähnt, Pillow-Lavas, Agglomerate, Breccien, Konglomerate und Tuffe. Viele dieser Gesteine sind deformiert. Die Agglomerate auf Torra Hästen sind oft so ausgewalzt, dass die Sprengstücke nur noch helle Linien bilden. Die Konglomerate sind leicht linear struiert (Vergl. Taf. VI, Fig. 12). Die Umformung ist aber in der Hauptsache älter als die Durchtränkung, welche diesen Gesteinen ihren jetzt so basischen Charakter gab. Die Hornblenden wachsen nämlich sowohl durch die deformierten Breccienstücke, als durch die Konglomerate, durch die Andeutungen von Schieferigkeit, durch die Pillow-Lavas, überhaupt durch alle älteren Strukturen. An einigen Stellen wird die Hornblende biotitisiert, an anderen wird sie durch roten Kalifeldspat verdrängt, allein auch diese Prozesse geschehen ohne Änderung der Gesteinsstruktur. Das Resultat ist petrographisch höchst eigentümlich. Im Handstücke sind diese Gesteine massig und homogen. Ihr Chemismus könnte vielleicht von Liebhabern zur Aufstellung neuer Magmentypen verwendet werden.

Durch diese basischen Massen schneiden hie und da Pegmatite, meist in eben begrenzten Gängen. Sie lösen wahrscheinlich grössere Mengen des Nebengesteins und kristallisieren mit stark roten Feldspäten und langen Biotiten.

Die basischen Komplexe wurden also vor ihrer Umwandlung deformiert; während der Granitisation bewegten sie sich nur als fast starre, im Inneren wenig umgeformte Massen.

Dafür mussten die Nebengesteine ein grösseres Mass von Translation übernehmen. Sie bekamen auf diese Weise eine lange und komplizierte Geschichte. Soviel man beim Verfolgen dieser Zonen sehen kann, ist schon das Ausgangsmaterial deformiert gewesen, wahrscheinlich gleichzeitig wie das der basischen Gesteine. Es waren zum Teil Schiefer nach Art der Kinzigitserie. In diesen bildeten sich:

Disthen, mehrere Generationen von Granat, oft sehr grosse; die älteren sind zu langen dünnen Lamellen ausgewalzt, oft mit weissen Rändern; Sillimannit, z. T. makroskopisch, z. T. nur mikroskopisch sichtbar, oft im Granate steckend; endlich wieder Granat und Cordierit. An manchen Orten wurden sie zum Schlusse von Quarz und Feldspat verdrängt. Eine Mineralgeneration nach der anderen wird gebildet und ausgewalzt; immer wieder bilden sich neue Mineralien, welche dem gleichen Schicksale entgegen gehen. Auf den glattgeschliffenen Felsen kann man einen Teil dieser Geschichte studieren (Taf. V, Fig. 10). Die ganze Biographie dieses Gesteines hier zu schreiben, würde zu weit führen; wir verweisen auf später.

Nach und nach verschmälert sich das Gebiet der internen Deformation und geht in eine Art Brecciierung über.

Feinere und härtere Schiefer, welche diese Gesteine begleiten, haben eine etwas andere Geschichte: in einer gewissen Periode ihres Daseins spielen ptygmatische Falten eine wichtige Rolle. Auf diese Probleme hoffen wir bald in einer speziellen Arbeit zurückzukommen.

Von Torra Hästen zieht sich ein grosses Pegmatitgebiet über die Rödhällarna und Märaskrin hinaus gegen W. Auch in diesem gibt es jüngere, hie und da unakitisierte Bewegungszonen.

Im Söderskärarchipel erinnern die Granat- und Cordieritgneise an die unter Zufuhr durchbewegten Gesteine von Torra Hästen. Sie stammen von Schiefen ähnlich dem Ausgangsmaterial der Kinzigitserie. Der grösste Teil wurde unter Zufuhr, oft sogar intensiv, bewegt.

DER NÖRDLICHE RAND DES GEBIETES VON TÖLÖ BIS KITÖ.

Überall findet man einen Uebergang vom wenig zum stark granitisierten Gebiete; hie und da ist er schmal, wie z. B. bei Marudd am Botbyvik. Die stark deformierten Schiefer, wahrscheinlich ausgewalzte Pillow-Lavas, werden in Cordieritgneis verwandelt. Dann wandert der Feldspat in die Schichten besserer Wegsamkeit. Dadurch, dass die einen Schichten an Mächtigkeit zunehmen, entstehen allerlei gewundene Falten und Boudinage-strukturen, bis auch die Zwischenschichten granitisiert sind. Sind die Schiefer einheitlicher, so verschwinden sie durch einfache molekulare Verdrängung, eventuell ohne strukturelle Umformung. Die frühere Struktur ist in den meisten Fällen als Streifung erhalten, und lässt sich auf weite Strecken im sogenannten Hangögranite verfolgen. Wenn man diese Uebergänge verfolgt, kann man im granitisierten Gebiete verschiedene Deformationstypen erkennen.

In den einen wurde die frühere Struktur übernommen. Wir können in diesem Falle das Streichen und Fallen der alten Schieferung messen; sie kann freilich aufgerichtet sein. Andere Zonen wurden während der Granitisation verändert. Man findet natürlich alle Uebergänge zwischen Granitisation in Ruhe und mit Bewegung.

Im Norden des westlichen Bogens trifft man über grosse Strecken regelmässiges Streichen, ohne stärkere Störungen. Im nördlichen Teile von Helsingfors ist die Streifung oft gewundener; vieles ist unter Bewegung granitisiert, an manchen Stellen bis zum Unakitstadium. Falten grösseren Ausmasses kann man im Volkspark der Stadt Helsingfors auf *Drumsö* studieren.

Eine stark deformierte Zone wurde von Nordsjö bis an die Landstrasse Helsingfors—Borgå verfolgt. Die Streifung ist hier meistens stark gefaltet. Sie ist während der Granitisation gefaltet worden. Zwischen der genannten Landstrasse und derjenigen nach Östersundom sieht man auf den kahlen Bergen mit den skizzierten russischen Festungswerken, dunkle hornblenditische und amphibolitische Brocken im »Granite« schwimmen. Im Inneren sind sie meist kaum deformiert, aber sie sind im Nebengestein gerollt und brecciirt und die Stücke schwimmen in Schwärmen auseinander. Am Rande sind sie biotitisiert und der Biotit ist auf diese Schlieren verschmiert. Die Schlieren sind in lange fliessende Schlingen gefaltet. Das Generalstreichen der langen Partien derselben ist gut verfolgbar. Die Kristallisation hat an den meisten Orten die Bewegung überdauert. Die Zone kann bis über Vesterkulla gegen Nordsjö verfolgt werden.

Weiter östlich ist das Streichen der Streifung über grosse Strecken wieder ruhiger bis gegen Svartbäcksfjärd. Breite pegmatitische Zonen wechseln mit Nebuliten und Migmatiten ab. Ein grosser Teil der letzteren ist durch Verdrängung unter Beibehaltung der Struktur entstanden.

Sowohl in der Nähe der Stadt, als hinter dem östlichen Bogen fangen granitisierte Gesteine an sich zu bewegen, wenn sie ein gewisses Stadium erreicht haben. Besonders deutlich wird dies dort, wo sich etwa in der Mitte des Vorganges Granate oder Cordierite gebildet haben. Wenn das Gestein nebulitisiert wird, so werden diese Mineralien meist zu Biotit umgebaut. An den einen Stellen bilden die letzteren runde dunkle Putzen im Gesteine und behalten die Form des Ausgangsmateriales, mit dem Unterschiede, dass ihre Konturen mehr und mehr diffus werden. An anderen Orten scheinen sie leicht diffundiert zu haben; geht man von solchen Stellen weiter, so werden die Formen dieser Putzen stengel- oder lamellenartig. Diese Deformationen gehören dem Stadium der Granitisation an. Sie lassen

Art und Richtung erkennen. Meist stehen sie steil. Man kann also auch diese Bewegungen im Inneren der granitisierten Massen erfassen.

Im Massive von Simsalö—Söderkulla findet man hin und wieder abgerissene Reste von weniger umgewandelten Schiefen. Auf Kräkö und manchen Teilen von Norrkulla findet man ziemlich gleichkörnigen, meist groben Granit. Verfolgt man solche Zonen, so zeigt sich, dass diese Granite meist aus länger durchbewegten Pegmatiten stammen; sie konnten sich unter besonderen Umständen reformieren; im Inneren zeigen sie Spuren von kleinen, wieder verheilten Sprüngen. Manche bekamen ihr definitives Aussehen erst im Unakitstadium. Sie sind meistens stark rot. Solche Stellen finden sich in den tektonischen Aufwölbungen. Wenn die Erstarrung auch in diesen von aussen nach innen vorrückte, so wurden die inneren Teile in einem weiter entwickelten Stadium von ihr überrascht als die äusseren Mäntel.

Das Verhältnis zu den Pegmatitgängen deutet auf ähnliches: In ihrer Nähe können sich hie und da mobilisierte Massen zwischen anderen, noch resistenteren weiterbewegen, d. h. sie werden *intrusiv*. Die Feldspäte werden dabei meist zerbrochen, der Quarz aber umgebaut. Die Feldspatfragmente schwimmen dann in einem bläulichen, oft milchigen feinen Quarze. Bei längerer Behandlung kommt ein ziemlich gleichkörniges Gestein zu stande. Die Feldspäte scheinen von einem frühen Stadium an zerbrechlich zu sein und werden in Spaltstücke zerbrochen.

Die grosse Masse des Hangögranites in unserem Gebiete war nie eine geschmolzene Silikatmasse im gewöhnlichen Sinne des Wortes; man muss sie sich vielmehr als eine von unten mit granitischen Lösungen durchtränkte Gebirgsmasse vorstellen. Diese erlangte eine hohe Beweglichkeit, welche sich aber nicht überall auswirken konnte. Wo sich Möglichkeiten zu Bewegung boten, und genügend resistente Rahmen vorhanden waren, so dass Plastizitätsunterschiede nachher festgestellt werden können, sprechen wir von *Intrusionen*. Der Unterschied zwischen dem sogenannten intrusiven Hangögranite und dem granitisierten Materiale besteht lediglich in verschiedener Intensität der Bewegung nach der Durchtränkung. Uebergänge kann man an manchen Orten finden. Es ist z. B. derselbe Unterschied wie derjenige zwischen den Nebuliten mit runden Granatschatten und denjenigen mit stenglig verzogenen.

Da wir einstweilen den Zeitbegriff nicht als Schnelligkeit einsetzen können, so lässt sich über die absolute Beweglichkeit nichts aussagen. In einer zähen Masse können durch langsame Verlagerung

wohl alle beschriebenen Erscheinungen zu stande kommen. Ob die vielen kleinen Sprünge, welche oft das granitisierte Material durchziehen, und mit Quarz und Feldspat gefüllt sind, welche also in dem mobilen Materiale auf einen spröderen Stil weisen, hastigeren Beanspruchungen zuzuschreiben sind, bedarf einer weiteren Diskussion.

Auch andere Beobachtungen zwingen uns, der Masse des Hangögranites eine ziemlich hohe Festigkeit zuzuschreiben: viele kleinere Pegmatitgänge sind sicher auf Scherflächen entstanden, andere auf Zugöffnungen. An den Hauptkontakten findet man nirgends Schollen, welche hineinfallen und versinken, also nirgends overhead stoping, wie vielleicht bei den synkinematischen Intrusiven. Nur an wenigen Stellen E von Långholm (Pörtö) kann man den Uebergang zu einer anderen Manier, welche man als Intrusion silikatischer Massen bezeichnen könnte, beobachten; es ist der Stil des Rysskärgranites, den Sederholm in Pellinge beschrieben hat (21). Wäre dieses Granitmagma eine Flüssigkeit im gewöhnlichen Sinne gewesen, so wären die basischen Massen darin versunken. An vielen Orten haben sie aber noch ihre frühere Stellung in den jetzt granitisierten Gesteinen beibehalten.

Die Fasrigkeit der mittel- bis feinkörnigen Nebulite und Migmatite lässt oft eine Breccienstruktur erkennen. Besonders deutlich ist sie quer zur Schieferigkeit oder Faserung. In geschliffenen Stücken, an den Monumentalbauten der Stadt kann man sie oft gut studieren. Hie und da sind die Stücke sogar gegeneinander verstellt oder verdreht. Diese Breccien dürften zum Teil Zug in der Richtung der Fasrigkeit infolge verschiedener Beweglichkeit oder Geschwindigkeit neben einander gleitender Lager, zum Teil durch Auflösung längs den entstandenen feinen Spalten entstanden sein.

Aus den Beobachtungen über die Pegmatitgänge geht hervor: Die Pegmatitgänge sind derjenige Teil der granitisierenden Lösungen, welche in den Klüften und sich öffnenden Räumen kristallisierte. An vielen Orten würde das Gestein zuerst durchtränkt, und dann erst öffneten sich diese Räume. Oft wurden sie wohl durch Lösung erweitert. An Stellen, welche in Ruhe granitisiert wurden, frisst sich die Pegmatitstruktur hie und da in die Wände hinein. An anderen Orten kann man auch auf mineralogischem Wege feststellen, dass Bestandteile aus dem Nebengesteine gelöst wurden. Die älteren Gänge gehen meist der Schieferigkeit oder Stengligkeit parallel, die späteren schneiden quer durch. Da die Stengligkeit an vielen Orten steil steht, so schneiden die Quergänge flach durch das Gebirge.

Nach der Art des Bruches zu schliessen reagierten die Migmatite und Nebulite schon zu dieser Zeit als recht feste Körper. Das Verhältnis der längsgehenden zu den quergehenden Pegmatiten gibt uns eine Handhabe zur weiteren Einteilung der Bewegung. Die Stadien sind aber, wie es bis jetzt den Anschein hat, metachron.

Die letzten Pegmatitgänge sind oft der Verklüftung parallel. Daraus kann man aber noch nicht schliessen, wie man es eine Zeit lang nach Cloos'schem Muster machen wollte, dass sie einander entsprächen. Die Querklüfte gehen meist quer zum Streichen der Schieferigkeit oder Stengligkeit. Ueber die grössten Areale unseres Gebietes steht die Fasrigkeit steil. Da die Querklüfte meistens ebenfalls steil stehen, so schneiden sie die Fasrigkeit schief. Sie kümmern sich also viel weniger um die Raumgeometrie und die Bewegungen des Gebirgskörpers, als viel mehr um das Ausstreichen an der jetzigen Topographie. In den meisten Fällen würde man das Richtige treffen, wenn man die Querklüfte so einzeichnen würde, dass sie quer zum Ausstreichen auf der Karte gehen, und ungefähr senkrecht stünden. Wir können sie also nicht gut als im alten Gebirge angelegt betrachten. Auf diese und andere Klüfte wird noch zurückzukommen sein.

Eine damit zusammenhängende Frage ist die Richtung der mit Quarzporphyr und mit Diabas gefüllten Klüfte. Die letzteren streichen alle ungefähr in derselben Richtung N 20—30° E. Man könnte eine selektive Intrusion von Spalten dieser Richtung annehmen, weil vielleicht diese Richtung am wenigsten mit Schliessdruck belastet war; oder aber, dass die jetzige Topographie wenigstens noch so tief lag, dass sie gegenüber Bewegungstendenzen über ein so grosses Gebiet einheitlich reagierte; im jetzigen Stadium der Untersuchung möchten wir uns noch nicht entscheiden.

Fassen wir die oben behandelten Bewegungen zusammen: Grosse Räume wurden ohne interne Bewegung granitisiert. Lagenveränderungen wurden in grossen Gebieten hauptsächlich durch Öffnen derjenigen Räume, welche jetzt von Pegmatiten eingenommen werden, bewerkstelligt. Die Lagenveränderung geschah sowohl in den Richtungen der früheren Stengligkeit und Schieferigkeit, als quer zu ihr. Die letztere Bewegungstendenz überdauerte die erstere. Während der Granitisierung gehen manche Raumteile in Bewegung mit interner Deformation über. Diese Bewegungen sind verschiedener Art; ihre Zu- und Abnahme ändert sich über das Gebiet. Die regionale Analyse ist noch nicht abgeschlossen. Die bisherigen Arbeiten zeigen aber: die Axialkulmination von—Simsalö Norrkulla entspricht der Be-

wegungstendenz im granitisierten Materiale. Zu einem grossen Teile dürfte sie bei der Granitisation der Unterlage zu stande gekommen sein. Auch der westliche Bogen entspricht der Bewegungstendenz im granitisierten Gebiete.

Im östlichen Bogen war vielleicht schon früher eine Axialkulmination angelegt; ihre jetzige Gestalt dürfte sie aber erst bei der Granitisation erhalten haben. In ihr wurden die Schichten stärker aufgerichtet, und ihr Verband in höherem Masse gelockert. Die am meisten verschobenen Punkte wurden dabei in südöstlicher Richtung gegen oben gefördert. Eine ähnliche Tendenz lässt der westliche Bogen erkennen. Dadurch bekommt die Bewegungszone von Vesterkulla auch regionaltektonisch ihre Bedeutung. Ihr entspricht eine ähnliche Zone bei Helsingfors von Busholmen über Stora Bässen und Sandudden (Strandbad der Stadt) gegen Norden. Die Verdrehung der Linearstrukturen in den westlichsten Teilen von Mäländet (statt gegen NW fallen sie an verschiedenen Orten gegen W) dürfte damit zusammenhängen.

Wir kämen also ungefähr zu folgender

UEBERSICHT:

Die verschiedenen suprakrustalen Bildungen wurden kurz beschrieben. Ihre Bildungsbedingungen wurden nicht eingehend diskutiert. Ihre erste Deformation ist diejenige eines Kettengebirges, wahrscheinlich für unser Niveau ohne grossen Tiefgang. Während der Deformation drangen synkinematische Intrusive von basischen bis zu granodioritischen Gesteinen. Ihre Kontaktwirkung ist gering. Die Art ihrer Intrusion und nachherigen Deformation lässt auf Tiefen wie etwa im Walliser Penninikum schliessen (1).

Die Schieferung wurde hauptsächlich auf deformative Bewegungen und nicht auf Kristallisationsschieferung zurückgeführt. Die Falten wurden als Deckfalten aufgefasst, und nicht als Knickfalten. Die Bewegung macht sich in einer Veränderung des Gefüges bemerkbar. An manchen Stellen findet man noch Quarze mit undulöser Auslöschung, an anderen folgte Kornzerfall. Die Gesteine wurden durch die Deformation oft feinkörniger. In vielen hat die Kornvergrösserung nicht mehr eingesetzt. Die Korngrösse ist in vielen Fällen eine Funktion der Kombination von Durchbewegung und Zufuhr mit erhöhter Molekularbeweglichkeit.

Die Zufuhr geschah zuerst nur längs Zonen bester Wegsamkeit; diese war in den steilgesetzten Formationsgliedern am günstigsten. Von dort wurden die umliegenden Gesteine je nach ihrer Natur und

Vorgeschichte mehr oder weniger angegriffen. Die Glieder der synkinematischen Serie scheinen dabei neben den ultrabasischen Gesteinen am besten zu widerstehen. Mit der Zufuhr wurde die Beweglichkeit erhöht. Wo Bewegungen ausgelöst wurden, haben sie einen plastischeren Stil als die früheren.

Um die »colonnes filtrantes«, um einen Ausdruck von Pierre Termier (23) zu gebrauchen, legten sich Mäntel mit verschiedener Art von Anreicherung. Im Inneren haben die Gesteine eine Tendenz zu Quarz-Kalifeldspatgesteinen zu werden, binden also neben Si hauptsächlich K, im äusseren binden sie vor allem Mg. Die Andalusit-, Cordierit-, Sillimannit-, Granat- usw. Bildung hängt mit der Granitisierung zusammen¹. Ob Al zugeführt wurde wird noch zu untersuchen sein.

Diese Mäntel verlegten sich durch das Gestein nach aussen. Bei abnehmender Temperatur folgte ihnen ein Unakitmantel so, dass die von ihnen kommenden Lösungen in den sich verschiebenden Temperaturzonen umbaubare Stellen der Unakitfacies anzupassen versuchten. Die Bildungen sind also metachron. In den Pegmatitgängen strecken sich jeweils innere Mäntel in die Lücken und Risse der äusseren; so strecken sich die Granatpegmatite in das nicht granathaltige Gebiet hinaus, so die Cordieritpegmatite, und zum Teil die Unakite. An anderen Stellen werden die ersteren von der Granitisierung überholt.

Durch die Granitisierung wird das Volumen vergrössert und das spezifische Gewicht wird niedriger. Die früher flacheren Bewegungstendenzen gehen in steilere über. In der mobileren Masse sind die Bewegungsrichtungen weniger konstant über grössere Gebiete. Die Bewegung konzentriert sich auf gewisse Gebiete zwischen festeren Bergmassen. Solches Aufsteigen leitet zu einem Bewegungstyp über, welcher als Intrusion bezeichnet wird (Vergl. S. 57). Sein Hauptniveau lag über dem unsrigen.

Als die Topographie und die Isothermen tiefer gelegt wurden, kam die Zone der Intrusionen in das Niveau unserer jetzigen Topographie. Für unsere Gegend bietet der Onasgranit ein ausgezeichnetes Beispiel dafür.

¹ In Orijärvi sollen diese Bildungen nach Eskola (9) mit der Intrusion der Gneisgranite zusammenhängen. Schon Sander äusserte gewisse Zweifel (19). Ohne das Gegenteil behaupten zu wollen, möchten wir empfehlen, bei einer eventuellen Revision den kinetischen Erscheinungen eine gewisse Aufmerksamkeit zu schenken. Vielleicht werden sich auch hier die grossen Cordierite als jünger, vielleicht sogar die ganze Lagerstätte als später metamorphisiert, erweisen.

Die Granitisation bringt eine Veränderung des geologischen Körpers und des ganzen Baues mit sich: Da an einer Stelle Material zugeführt wird, muss es an einer anderen Stelle verschwinden. Es ist also eine gewaltige Verlagerung von Massen in der Erdkruste ohne direkte strukturelle Umformung des Gesteins. Die Felsdecke muss sich aber den Verlagerungen im Untergrunde anpassen, die darüber liegenden Massen müssen also ihre gegenseitige Lage verändern. Durch weitere Anpassungen werden neue Bewegungen eingeleitet. Ihre Art und Intensität verändert sich mit dem Zurückweichen der Isothermen. Die verschiedenen Bewegungen überschneiden sich nach Ausmass, Art und Richtung.

Die Hauptkomponente der orogenetischen Bewegung ist tangential. In den meisten skandinavischen Profilen wird zwar das Grundgebirge noch in Knickfalten nach Art der früheren Profile des Juragebirges gelegt. Dies beruht jedoch lediglich auf Unkenntnis der tektonischen Analyse. Ueberall, wo das Grundgebirge genauer studiert wurde, hat man, jedenfalls für wichtige Epochen, grosse tangentielle Bewegungen gefunden (26); man denke zum Beispiel an die vorbildlichen Forschungen der Wiener Schule (24).

Treten im Gebirge aktivierende Phänomene mit Massenwanderungen auf, so werden die Bewegungsrichtungen weitgehend verändert. Sie hängen von einer Reihe verschiedener Faktoren ab; das Ausscheiden derselben bei der Analyse kann nur von denjenigen Stellen aus geschehen, wo sie mehr oder weniger rein auftreten.

Sobald die Verhältnisse eine erhöhte molekulare Beweglichkeit ausgelöst haben, streben die Lösungen in der Richtung des chemischen Konzentrationsgefälles, soweit sie nicht daran verhindert werden; Hindernisse bilden hauptsächlich: geringere Wegsamkeit (vergl. Verhältnisse des Gneisgranites), Temperaturgefälle und das Absorptionsvermögen gewisser Körper durch Bildung unlöslicher Verbindungen. Das Konzentrationsgefälle wird im grossen und ganzen gegen oben gerichtet sein, in den Aufwölbungen von ihnen nach aussen.

Mit der Granitisation ist eine Erniedrigung des spezifischen Gewichtes verbunden. Daraus ergibt sich ein gegen oben gerichtetes Potential. Endlich spielt für die Bewegungen und ihre Umgestaltung das Temperatur- und Druckgefälle eine Rolle. Im grossen und ganzen fällt die Temperatur gegen oben; durch die Aufwölbungen werden die Isothermen ebenfalls aufgewölbt. Nachher bewegen sie sich aber auf anderen Wegen abwärts (Vergl. 27). Der Druck fällt gegen oben,

wechselt aber mit dem Gewichte der überlagernden Gebirgsteile an verschiedenen Orten desselben Niveaus. Unterschiede bringen auch die physikalisch-chemischen Phänomene zu Stande.

Alle diese Potentiale sind mehr radial gerichtet. Je mehr sie überhand nehmen, um so mehr treten radiale Bewegungen auf. Wie sich aus dieser Untersuchung ergeben hat, machen sich die späteren Bewegungen mit immer steilerem Winkel bemerkbar; sie wickeln auf diese Weise die früheren Gleitflächen ein.

Die studierten Bewegungen zeigten im beobachteten Niveau plastischen Stil; je höher wir in der Erdkruste steigen, um so mehr werden sie in einen spröden, diskontinuierlichen Stil übersetzt. An der Erdoberfläche der Granitisierungsperiode machten sich diese Bewegungen als Hebungen und Senkungen an steilen Bewegungsflächen oder als breite Aufwölbungen bemerkbar. Die langgestreckten Granitisierungszonen der Svecofenniden lagen wahrscheinlich unter langgezogenen Hochgebieten, vielleicht von Vulkanismus begleitet. Wenn wir das in der Tiefe erhaltene Bewegungsbild in den Stil der höheren Regionen übersetzen, so erhalten wir für die äusseren Teile der Erdrinde ein Modell, das auffallend demjenigen der »plissements de fond« (Argand) oder Kontinentaldeformationen gleicht. Als Begleitumstände dieser Bewegungen der Erdoberfläche können wir einstweilen keine Faltung mit Kraftübertragung durch die Kontinentalerschollen nachweisen. Dagegen können wir im Terrain sehen, dass diese Bewegungen gleichzeitig mit grossen molekularen Wanderungen vor sich gehen. Vielleicht würde man gut tun, bei der Komposition von Bewegungsmechanismen und dynamischen Modellen der Kontinente auf diese Bewegungsbilder Rücksicht zu nehmen.

Die orogenetischen Bewegungen und die Molekularwanderungen müssen zu einer höheren Einheit zusammengefasst werden; die Tektonik, wie sie von den Alpengeologen betrieben wird, ist nur ein Teil derselben. Auch in den Alpen gibt es eine Reihe von Phänomenen, welche durch die orogenetischen Bewegungen nicht erklärt werden können; gegenüber den Auswirkungen der Molekularwanderungen treten sie zwar zurück. In den Svecofenniden und anderen Gebirgen vom Grundgebirgstyp treten sie immer mehr hervor, so dass die ersteren bis jetzt fast nicht beachtet wurden.

Durch genauere kinetische Analysen wird man die beiden Arten besser erfassen und zeigen können, dass die verschiedenen Gebirgs-

typen: Alpen, Hercyniden, Kaledoniden, Kareliden, Svecofenniden usw., und das Aufleben der sogenannten alten Massive von Spanien bis nach Polen und Fennoscandia durch das verschiedene Hervortreten der einen oder anderen Tendenz zu stande gekommen sind. Je nach der Tiefe der Erosion sind die einen oder die anderen deutlicher; unter den Formen der einen Tendenz schimmert aber immer die andere hervor.

Welche Umstände haben nun die Molekularwanderungen ange-
regt, besonders den gewaltigen Massenversatz von K? Die frühere
Gebirgsbildung hat vielleicht mitgeholfen. Auf diesem Gebiete haben
uns die Radiumforscher in letzter Zeit neue Ausblicke geöffnet. —
Hier mag die Arbeit des Geologen schliessen. Der Geochemiker und
der Radiumphysiker mögen das Wort ergreifen.

II.
PETROLOGISCHE ÜBERSICHT DES KÜSTENGEBIETES
ÖSTLICH VON HELSINGFORS

VON
E. H. KRANCK

MIT 4 MIKROPHOTOGRAPHIEN AUF TAF. XIV

INHALTSÜBERSICHT

	S.
VORWORT	71
EINLEITUNG	73
DIE SCHIEFERGESTEINE DER BASALFORMATION	74
ÜBERSICHT DER LEPTITÄHNLICHEN SCHIEFER DER KALLVIK—RAST- BÖLE UND BASTÖ—SVARTA HÄSTEN-GEBIETE	74
QUARZITISCHE SCHIEFER	75
AMPHIBOLITSCHIEFER UND GLIMMERSCHIEFER	76
PORPHYRISCHE SCHIEFER	77
OPHIOLITISCHE GRÜNSTEINE	77
DIE GEBÄNDERTEN SCHIEFER DES BASTÖ—SVARTA HÄSTEN-GEBIETES	78
DIE ULTRABASISCHEN GESTEINE VON TORRAH ÄSTEN—ÖSTER TOKAN	80
DIE KALKSTEINE	80
PILLOW-LAVAS	81
ÄLTERE (SYNKINEMATISCHE) INTRUSIVGESTEINE	83
ÜBERSICHT	83
DIE PLAGIOKLASPORPHYRE	83
DER NORDSJÖ-GABBRO	84
DER GNEISGRANIT	85
JÜNGERE (HAUPTSÄCHLICH POSTKINEMATISCHE) INTRUSIVGE- STEINE UND DEREN KONTAKTBILDUNGEN	87
DER MIKROKLINGRANIT (HANGÖGRANIT)	87
DIE KONTAKTERSCHENUNGEN DES MIKROKLINGRANITES	89
DIE MIGMATITBILDUNG	92
DIE PEGMATITE	96
DIE EPIDOTBILDUNG	98
ANDERE ERUPTIVGESTEINE	100
DER ONASGRANIT	100
DER LABRADORIT VON NEVAS	101
DIE JUNGEN DIABASE	101

VORWORT.

Die nachstehende petrologische Übersicht der Gesteinstypen der Gegend E von Helsingfors schliesst sich an die geologisch-tektonische Beschreibung derselben Gegend von C. E. Wegmann. Sie gründet sich auf gemeinsame Felduntersuchungen und auf gleichzeitige mikroskopische Untersuchungen des Gesteinsmaterials.

Es ist mir eine angenehme Pflicht meinerseits allen den Personen, die uns in unserer Arbeiten unterstützt haben, herzlich zu danken. Besonders will ich meinem Freunde C. E. Wegmann für inspirierende, fruchtbare Zusammenarbeit in den schönen Schären danken.

E. H. Kranck.

EINLEITUNG.

Die geologischen und tektonischen Verhältnisse des südfinnischen Grundgebirges der Gegend E von Helsingfors sind oben von C. E. Wegmann behandelt worden.

Im Folgenden sollen die Gesteinstypen, von denen in jenem Zusammenhange die Rede gewesen ist, etwas näher beschrieben werden und zuletzt einige chemisch-petrologische Probleme, welche sich im Verlaufe unserer Untersuchungen ergeben haben, preliminär diskutiert werden.

Die Umgebungen von Helsingfors und besonders die Küstenstrecke östlich der Stadt kann als typisch für das Grundgebirge in Süd-Finnland auch im petrologischen Sinne angesehen werden. Die Gesteinstypen, die hier anstehen, werden überall in der sogenannten svecofennischen Zone im südlichen Teile des Landes angetroffen, und sind auch mehrmals beschrieben worden. Wir möchten vor allem die grundlegenden Untersuchungen von Sederholm und Eskola nennen.

In Wegmanns Übersicht ist schon gezeigt worden, dass das Gebiet eine sehr komplizierte Struktur hat, und dass die geologischen Vorgänge, die das jetzige Aussehen des Gebirgsgrundes geschaffen haben, sehr vielseitig und verwickelt gewesen sind. Die petrologische Zusammensetzung ebenso wie die Struktur ist eine Funktion mehrerer sowohl gleichzeitig, als auch einander folgender Prozesse, von denen wahrscheinlich nur die wichtigsten bis jetzt einigermaßen aufgeklärt worden sind.

Die folgenden drei Hauptmomente sind besonders wichtig für die petrographische Zusammensetzung. 1. Die primäre Zusammensetzung der Gesteinstypen. 2. Die Metamorphose im Zusammenhange mit den tektonischen Bewegungen der svecofennischen Gebirgskette. 3. Die postkinetische Metamorphose während des Eindringens der jüngeren Granite der Gegend.

Die Primärstrukturen sind grösstenteils vollständig zerstört und in manchen Fällen unmöglich zu erkennen. Nur durch vergleichende Untersuchungen über ein grösseres Gebiet ist es möglich, entsprechende Horizonte zu verfolgen und die Veränderungen bei der Metamorphose zu untersuchen.

In der folgenden kurzen petrographischen Beschreibung werden die Gesteinstypen hauptsächlich nach ihrer Altersfolge behandelt. Die Einteilung folgt im grossen der regionalen Einteilung, welche von Wegmann bei der tektonisch-geologischen Übersicht gebraucht wurde.

Zuerst werden die alten Schiefergesteine — die Basalformation — beschrieben, welche hauptsächlich die eruptiven Schiefergesteine der Gegend Kallvik—Rastböle, die gebänderten Schiefer des Bastö—Svarta Hästen Gebietes, die Pillow—Lavas und die Kalksteine umfasst. In diesem Zusammenhange werden auch die ultrabasischen Gesteine von Öster-Tokan und Torra Hästen erwähnt.

Zweitens kommen die älteren Intrusivgesteine, dem Gebiete der Gabbros etc. von Nordsjö—Degerö angehörend.

Drittens haben wir die jüngeren Intrusivgesteine und deren Kontaktbildungen. Hierher gehören die Hangögranite und die grossen Migmatitgebiete im N und S des Schiefergebietes, weiter die kinzigitischen Kontaktgesteine der Züge Lövhölmén—Skyttenskar etc.

Zuletzt werden der Onasgranit, der Labradorit von Nevas und die jungen Basaltgänge erwähnt.

DIE SCHIEFERGESTEINE DER BASALFORMATION.

DIE LEPTITÄHNLICHEN SCHIEFER DER KALLVIK—RASTBÖLE- UND BASTÖ-GEBIETE.

Die alten metamorphen Schiefer dieser Gruppe sind grösstenteils ziemlich dunkelgefärbte, feinkörnige bis dichte Gesteine mit deutlicher Bänderung. Teilweise entsprechen sie den sogenannten Leptiten. Die vorwiegenden Gemengteile sind gewöhnlich: Plagioklas, Quarz, Hornblende und Biotit in wechselnden Mengen, gewöhnlich kommt auch Kalifeldspat vor. Die Zusammensetzung der Gesteinsgruppe ist jedoch in keiner Weise homogen. Lager von verschiedener Farbe und Korngrösse wechseln mit einander und zeigen, dass es sich um eine Formation handelt, deren Bestandteile genetisch ziemlich

ungleichartig sind und sowohl sedimentäre als eruptive Bildungen umfassen. Die durchgreifende Metamorphose hat jedoch manche Kontraste dermassen zerstört, dass es gewöhnlich nur mit Schwierigkeit möglich ist, die verschiedenen Gesteinstypen zu unterscheiden.

Wie die vorhergehende geologische Übersicht von Wegmann gezeigt hat, sind makroskopisch manche Primärzüge, wie Agglomeratstrukturen, porphyrische Strukturen etc. noch, wenn auch mit Schwierigkeit, erkennbar. Dagegen sieht man fast nie mikroskopische Strukturen, welche mit Sicherheit als primäre angesehen werden könnten.

Die Schiefer lassen sich in zwei Gruppen einteilen.

1. Zu den ersten gehören unter anderen die Gesteine der Gegend um Kallvik—Rastböle und Nordsjö.

Es sind dunkle, feinkörnige bis dichte Schiefer, überwiegend hornblendereich, aber bisweilen auch mit hellgefärbten quarzitischen Lagern. Ausgewalzte Agglomerate oder Konglomerate machen es wahrscheinlich, dass es sich wenigstens teilweise um echte Sedimentgesteine handelt. Der Hauptteil der Formation besteht jedoch aus verschieferten Effusivgesteinen, überwiegend Porphyren, von denen die meisten quarzföhrnd sind. Dazu kommen noch basische, ophiolitische Lagergänge.

2. Zur zweiten Gruppe werden die schön gebänderten Schiefer der Insel Lilla Bastö und deren Fortsetzung S-wärts über Skogsholmen, Kroksholmen und Svarta Hästen, und N-wärts über Bastölandet und Kantarnäs gerechnet. Ähnliche Schiefer kommen weiter östlich u. a. in der Gegend von Nevas vor.

Die hierher gehörigen Gesteine sind verhältnissmässig hellgefärbt, gewöhnlich rein grau oder rötlich und vorzüglich gebändert. Sie machen überhaupt einen mehr grobkörnigen Eindruck als die oben erwähnten. Ein ziemlich hoher Kalkgehalt ist immer vorhanden.

Im folgenden wird die petrographische Beschaffenheit der verschiedenen zu diesen Gruppen gehörigen Gesteinstypen näher geschildert.

QUARZITISCHE SCHIEFER.

Unter den dichten Schiefen des Kallvik—Rastböle Gebietes gibt es ziemlich häufig Typen von beinahe quarzitischer Zusammensetzung, die als gewöhnlich nur einige Meter mächtige Schichten zwischen den dunklen Schiefen auftreten. Grössere einheitliche Massen sind nicht beobachtet worden.

Die Gesteine sind teilweise lichtgrau, teilweise ziemlich dunkel und von den amphibolitischen Schiefen kaum zu unterscheiden. Die mineralogische Zusammensetzung ist hauptsächlich Quarz und brauner Biotit, in kleinen Mengen auch häufig etwas Kalifeldspat und Hornblende, und accessorisch Titanit und Kies. Eine deutliche kristalloblastische Schieferung ist immer vorhanden, die Biotitsäume sind streng parallel orientiert. Auch die Quarzkörner sind gerichtet; in grossen Zügen liegt die optische Hauptachse quer zur Streckungsrichtung. Das Gestein ist vollständig rekristallisiert; von der primären Struktur ist nichts erhalten.

AMPHIBOLITSCHIEFER UND GLIMMERSCHIEFER.

Diese sind die häufigsten unter der Gesteinstypen des Kallvik—Rastböle—Gebietes. Petrographisch ähnlich und hierhergehörend sind auch die agglomeratischen Schiefer von Kallvik und Nordsjöskatan, welche unter dem Mikroskope vollständig mit den feinkörnigen dunklen Schiefen übereinstimmen (Taf. X, Fig. 20). Durch die äusserst kräftige Deformation sind alle mikroskopischen Primärzüge zerstört und bei nachheriger Rekristallisation durch kristalloblastische Strukturen ersetzt worden. Schon makroskopisch ist die schiefrige Struktur deutlich erkennbar, unter dem Mikroskope kommt sie fast noch besser zum Vorschein. Besonders die dunklen Gemengteile sind mehr oder weniger parallel orientiert und folgen gern alten Clivagen des Gesteins. Bisweilen sind mehrere solche Clivagerichtungen, die einander kreuzen, noch deutlich zu sehen, obgleich die Frakturen ausgeheilt sind.— Letztgenanntes gilt nicht nur für die hier behandelten Schiefer, sondern auch für die hochmetamorphen Schiefer überhaupt. Gerichtete Kristallisation ist immer zu beobachten.

Ziemlich häufig sieht man Bewegungszonen, welche jünger als die Hauptrekristallisation sind. Dieselben folgen zwar häufig der allgemeinen Schieferungsrichtung, aber sind schon makroskopisch durch intensive Epidotisierung gekennzeichnet und zeigen oft wirkliche Breccierung. Unter dem Mikroskope zeigt es sich, dass die Mineralisierung hier viel jünger ist, als in der Umgebung, und wesentlich in einer Kristallisation von blassgrünem Epidot und Quarz längs den Bewegungsebenen besteht. Eine verwandte Epidotisierung kommt auch vor in rundlichen, ein wenig gestreckten Kugeln oder Knollen, die im Zusammenhange mit Faltungen entstanden sind. Sie bestehen fast ausschliesslich aus Epidot und Quarz. Etwas jünger sind die zahlreichen Scharen von Epidotadern, die sehr häufig die Gesteine durchqueren.

Die allgemeine mineralogische Zusammensetzung der dunklen Schiefer ist: Quarz, Plagioklas (etwa Oligoklas bis Albit), Hornblende und Biotit. Als spät-kristallisierter Gemengteil kommt auch Mikroklin oft vor. Durch Zunahme des Biotites auf Kosten der Hornblende geht das Gestein bisweilen in einen Glimmerschiefer über.

Die Hornblende, welche die wichtigste femische Komponente in den meisten, vom Verfasser untersuchten Dünnschliffen ist, hat eine dunkelgrüne Farbe (γ dunkel braungrün $>$ β blaugrün $>$ α gelbgrün. $\gamma : c = 17^\circ$). Das Mineral ist offenbar im Zusammenhange mit den Faltungsbewegungen kristallisiert, und ist streng nach den Bewegungsrichtungen orientiert; gewöhnlich ist die c -Axe mit der Bewegungsebene parallel und quer zur Gleitrichtung. Die Zusammensetzung variiert einigermassen mit der Bauschalzusammensetzung und auch mit der Verschieferungsintensität des Gesteines.

PORPHYRISCHE SCHIEFER.

Unter den von der Granitisierung wenig beeinflussten Schiefen der Züge Kallwik—Rastböle gehört die Mehrzahl zu einem Typ, welcher in dem dunklen feinkörnigen Grundgewebe hellgefärbte porphyrische Kristalle von Feldspat und Quarz enthält. Bisweilen ist auch das Grundgewebe ziemlich hell rötlichgrau. Diese Gesteine zeigen alle eine ganz ähnliche rekristallisierte Struktur wie die oben beschriebenen; auch die Zusammensetzung ist dieselbe.

Die Einsprenglinge bestehen von zerquetschten Plagioklas-körnern bisweilen auch Quarz, die zu polysomatischen Gruppen rekristallisiert sind; der letztere löscht undulös aus.

Diese alten Porphyre, zu welchen die meisten der leptitähnlichen Schiefer der obengenannten Gegend gehören, sind wahrscheinlich metamorphosierte Dazite oder Andesite. Die gebänderten Schiefer können wohl teilweise als zugehörige Tuffite betrachtet werden.

OPHIOLITISCHE GRÜNSTEINE.

Unter den alten Basalschiefern findet man oft auch basische Grünsteinschiefer, welche zusammen mit ihnen deformiert sind, welche aber doch anscheinend etwas jünger sind und als Lagergänge zwischen dieselben eindringen. Sie stellen alte, ophiolitische Intrusionen von gabbroider Zusammensetzung dar. Makroskopisch sind es dunkelgefärbte Schiefergesteine, die sich nur durch eine etwas schwächere Parallelstruktur von den umgebenden dunklen Schiefen unterscheiden.

Die mikroskopische Struktur ist durch kräftige Parallelorientierung der femischen Komponenten ausgezeichnet. Die Rekristalli-

sation scheint indessen nicht gleich vollständig zu sein, und ein etwas flasriges Gefüge mit unvollständig ausgeheilten Scherflächen ist häufig. Eine orientierte Kristallisation ist jedoch die Regel. Die mineralogische Zusammensetzung ist: Hornblende, Plagioklas, Quarz, Titanit (reichlich), Apatit, Serizit, Chlorit und Epidot.

Der Plagioklas ist albitreich; in einem Schiefer von Botby wurde zwar reiner Albit beobachtet, zusammen mit Hornblende und Quarz. Der Albit enthält ziemlich reichlich Einschlüsse von Serizit. Die Hornblende hat eine hellere braune Farbe und etwas schwächere Doppelbrechung als in den früher geschilderten Schiefen ($\gamma : c = 14^\circ - 15^\circ$) und ist demgemäss magnesiumreicher.

Die Zusammensetzung des letztgenannten Ophiolites entspricht einem Albit-Prasinite, obgleich die Neubildung von Albit noch nicht zu der bekannten idioblastischen Ausbildung der alpinen Prasinite geführt hat.

Die oben kurz geschilderten superkrustalen Gesteine der Gegend Kallvik-Rastböle haben sämtliche eine Zusammensetzung, die hauptsächlich durch die Minerale Hornblende, Biotit, Plagioklas und Kalifeldspat und Quarz charakterisiert ist. Diese Zusammensetzung scheint in recht hohem Grade unabhängig vom genetischen Charakter der Gesteine zu sein. Zu den Typmineralen kann auch der in späteren Bewegungszonen gebildete Epidot gerechnet werden (Siehe auch S. 98).

Die verschiedenen Gesteinstypen wechseln oft sehr beträchtlich in einem kleinen Gebiete. So hat man z. B. an der östlichen Strand von Botbyviken, eine Wechsellagerung von quarzitischen Schiefen, Hornblendeschiefern von verschiedener Korngrösse und verschiedenem Deformationsgrad, und ophiolitischen Schiefen, in Schichten von einer Mächtigkeit von nur einigen Metern.

DIE GEBÄNDERTEN SCHIEFER DES BASTÖ—SVARTA HÄSTEN-GEBIETES.

Die gebänderten Schiefer des Bastö—Svarta Hästen-Gebietes zeigen gewöhnlich eine etwas mehr grobkörnige Ausbildung als die früher geschilderten. Die Struktur ist ebenso schiefrig, aber die Umkristallisierung scheint weniger vollständig zu sein als in jenen. Die äusseren Bedingungen während der Bildung des jetzigen Mineralbestandes waren wahrscheinlich in verschiedenen Teilen ungleichförmig, was sich in einer recht grossen Variation der Zusammensetzung zeigt.

Die gewöhnlichen Mineralkombinationen sind:

Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Hornblende, Kalzit.

Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Diopsid, Hornblende, Kalzit.

Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Epidot, Kalzit.

Biotit und Chlorit kommen fast immer vor, aber sehr untergeordnet. Die accessorischen Bestandteile sind Titanit, Muskowit und Kies; letztgenannter oft in bedeutenden Mengen. Zwischen den obenerwähnten Kombinationen giebt es verschiedene Übergänge. Von den untersuchten Typen scheinen die äusseren Inseln: Skogsholmen, Kroksholmen, teilweise Svarta Hästen und auch der östlichere Teil von Lilla Bastö hornblendeführend zu sein, diopsidführend sind u. a. die Gesteine von Kantarnäs. Schön gebänderte epidotführende Schiefer kennen wir besonders von Lilla Bastö (SE-Ende) und Bastölandet. (Tafel II, Fig. 3, 4).

Die hornblendeführenden Gesteine sind vollständig granoblastisch. Nur an einem Orte haben wir eine mehr kataklasähnliche Struktur beobachtet, wo die grösseren Mineralkörner linsenförmig ausgezogen sind, und die Bewegungszonen nur mit feingranuliertem Materiale unvollständig ausgeheilt sind.

Wo Pyroxen vorkommt, ist er früher gebildet als die Hornblenden, welche die Diopsidkörner unter allmählicher Umwandlung umwachsen.

In noch höherem Grade als in den beiden erstgenannten Typen kommen die Bewegungen im Zusammenhange mit Umkristallisation zum Vorschein in den epidotreicheren Gesteinen. Die Fältelungsschivage ist oft noch deutlich sichtbar, und die älteren Komponenten, wie Quarz und Plagioklas, sind weitgehend granuliert worden. Die Epidotkristallisation steht offenbar auch hier im Zusammenhange mit späten Bewegungen in den Schiefen. Unter dem Mikroskope zeigt es sich, dass das Mineral die herrschende femische Komponente darstellt, und wahrscheinlich Hornblende und Pyroxen teilweise ersetzt. Das Mineral ist fast farblos mit hoher Doppelbrechung und verhältnissmässig wenig anomalen Interferenzfarben. Zusammen mit dem Epidot ist immer ein feines Pigment von Hämatit auskristallisiert; es verursacht die rote Farbe des Gesteines. Der Plagioklas enthält ca 27 % An. Chlorit kommt häufig vor, Biotit dagegen fast niemals.

Der primäre Charakter dieser Schiefen ist nicht vollständig aufgeklärt worden. Die chemische Zusammensetzung giebt keine sicheren Beweise; sie könnten ebenso gut Sedimentgesteine als stark veränderte Eruptivgesteine sein. Der Verfasser hält es für wahrscheinlicher, dass sie teilweise kalkreiche tuffitische Gesteine darstellen.

Da die mechanische Deformation sehr kräftig ist, kann die Bänderung auch nicht ohne weiteres als eine Primärlagerung gedeutet

werden, sondern könnte auch eine Deformationsbänderung sein. Eine nähere Untersuchung einer grösseren Anzahl hierhergehörigen Gesteinstypen und die Feststellung der stratigraphischen Position werden wohl diese Fragen noch entscheiden.

DIE ULTRABASISCHEN GESTEINE VON TORRA HÄSTEN—ÖSTER TOKAN.

Die hierhergehörigen Gesteine sind dunkelgefärbte, im grossen und ganzen ziemlich grobkristallinische Hornblendite, die zusammen mit agglomeratischen Bildungen vorkommen. Sie sind wahrscheinlich stark umgewandelte Effusive. Wegen einer späten nachkinematischen Umkristallisation machen dieselben im Handstücke einen nur wenig deformierten Eindruck. (Vergl. Taf. V, Fig. 9, Taf. VI, Fig. 12 und Taf. VII, Fig. 13)

Die ultrabasischen Gesteine bestehen grösstenteils aus richtungslos angeordneten, makroskopisch fast schwarzen Amphibolnadeln, von 0.5 bis 1 cm lang. Unter dem Mikroskope ist das Mineral ziemlich hellbraungrüne Hornblende mit $\gamma : c = 17^\circ$. Sie ist Mg-reich. Daneben kommt reichlich farbloser, diopsidischer Augit in länglichen Kristallen mit gezahnten Grenzen vor, weiter ein chloritähnliches Mineral, etwas Magnetit und Kies. Leukokrate Komponenten fehlen fast ganz.

DIE KALKSTEINE.

Die Kalksteine liegen ungefähr in derselben Gegend wie die Schiefergesteine der obenbeschriebenen Gruppe. Der Kalk ist, wie besonders auf der Insel Kalkholmen und in der Gegend von Nevas schön zu sehen ist, in hohem Grade mit Silikatlagern gebändert (Taf. VI, Fig. 11, Taf. XI, Fig. 21). Sonst ist er verhältnismässig rein, teilweise kräftig rotgefärbt. Dieser Kalkstein ist nicht als mineralreich bekannt. Doch scheinen in dieser Hinsicht die verschiedenen Vorkommen östlich von Helsingfors sehr verschieden zu sein. Während auf Kalkholmen der Kalkstein fast frei von Kalksilikaten ist, giebt es solche in beträchtlichen Mengen in den östlicheren Kalkvorkommen in der Gegend von Nevas. Die Mineralisierung ist dort von demselben Typus wie in Pargas etc. in W-Finnland. Die Nevas-Kalksteine befinden sich in einer Zone, die von der Kontaktwirkung des Mikroklingranites kräftig beeinflusst ist, während die westlichen Fundstellen weiter vom Kontakte liegen.

PILLOW-LAVAS.

Die Pillow-Lavas zeigen, im Grossen sehr schön, die kräftige Deformation der superkrustalen Gesteine des Schiefergebietes östlich von Helsingfors. Die »Pillows« sind oft vollständig ausgewalzt und hauptsächlich nur in Querschnitte als solche erkennbar (Tafel I, Fig. 1, 2). Die bei Oberflächenlavas von diesem Character immer vorkommende inhomogene Zusammensetzung, zeigt sich jedoch deutlich auch in den stark deformierten Typen, wo sie als eine Art von Bänderung erscheint.

Wie man erwarten kann, ist von dem primären Mineralbestande und der Struktur in diesem Gesteine ebensowenig zu sehen als in den früher beschriebenen. Die jetzige Zusammensetzung ist gewöhnlich amphibolitisch. Die Textur ist feinkörnig granoblastisch, die Amphibolkörner sind mehr oder weniger parallel orientiert. Die Umkristallisierung ist immer stark, aber verschieden in verschiedenen Teilen des Gebietes. (Taf. XIV, Fig. 27).

In den weniger deformierten Teilen, zum Beispiel in der Gegend von Östholmen und Mölandet, sieht man oft karbonatreiche Bänder und reichlich Epidot, in kleinen blassgrünen Körnern. Auch Diopsid kommt häufig vor ($\gamma : c = 41^\circ$), gewöhnlich teilweise in grüne Hornblende umgewandelt. Die optische Orientierung der letztgenannten ist etwa $\gamma : c = 14^\circ$. Titanit ist reichlich in perlschnurartigen Anhäufungen vorhanden. Von den hellen Gemengteilen dominiert der Plagioklas, der etwa die Zusammensetzung eines Oligoklases hat, Quarz kommt immer reichlich vor; Mikroklin bloss in unbedeutenden Mengen.

Wo die Deformation mehr fortgeschritten ist, wie zum Beispiel im Gebiete Ramsjöudd—Vådö, ist die äussere Textur vollständig zerstört, und das Gestein geht in einem lamellären Schiefer mit vollständiger Spaltbarkeit über. Die Scherebenen sind ausgeheilt zu einer blastischen Schieferung. Die femische Komponente, stenglige Hornblende und Glimmer, sind mit den letztgenannten parallel orientiert; bisweilen machen sich hierbei zwei Richtungen geltend; zwei alte, verschiedene, umkristallisierte Clivagerichtungen andeutend.

Am Ramsjöudd hat die Rekristallisation zu idioblastischer Ausbildung geführt. Der Amphibolitschiefer enthält hier mehrere cm lange, schmale Hornblendenadeln, die teilweise die allgemeine Schieferung durchqueren und zu dieser nur subparallel angeordnet sind.

Die mineralogische Zusammensetzung unterscheidet sich von derselben der weniger deformierten Pillow-Lavas durch Abwesenheit von Mineralen wie Kalzit und Diopsid und durch einen höheren

Gehalt von gelbbraunem Biotit. Die Hornblende hat die optische Orientierung $\gamma : c = 17-18$, γ (braungrün) $> \beta$ (blaugrün) $> \gamma$ (gelb), $n = c$ 1,665.

In den stark deformierten Typen treten die hellen Mineral-komponenten, infolge von Neubildung von Amphibol und Glimmer, bedeutend zurück.

Die wichtigsten gemeinsamen petrographischen Merkmale aller der obenerwähnten superkrustalen Gesteine sind:

1. Eine ausgeprägte mechanische Deformationsstruktur.

2. Ein fast vollständiges Fehlen der mikroskopischen Primärzüge.

Die Feldkartierung hat gezeigt, dass gebirgsbildende Bewegungen die äussere Textur der ganzen Formation geschaffen haben, wobei die primären Texturzüge entweder teilweise oder vollständig zerstört wurden. Wie Wegmann hervorhebt, steht das durchgehend feinkörnige Gefüge der Schiefen offenbar im Zusammenhange mit jener Umwandlung und deutet, ebenso wie der allgemeine tektonische Stil, auf eine Deformation in verhältnismässig wenig tiefem Niveau. Die Umkristallisation hat das mylonitische Gefüge teilweise verdeckt, ist aber nicht kräftig genug gewesen um die bei den Bewegungen entstandenen Korngrössen in höherem Masse zu verändern.

Diese Beobachtungen werden von der mikroskopischen Untersuchung vollständig bekräftigt. Die strukturellen und texturellen Züge, welche wir jetzt in den Gesteinen beobachten können, sind nur in untergeordnetem Masse als primäre anzusehen. Nur einige von den grösseren Texturen, wie Agglomerattexturen und wohl auch einige porphyrische Strukturen, waren bereits bei der ersten Ablagerung oder Kristallisation der Gesteine entstanden. Mehrere von den Porphyren sind in eben so hohem Grade idioblastisch, obgleich die Einsprenglinge teilweise von ursprünglichen Porphyrkristallen gebildet sind. Unter dem Mikroskope zeigt es sich, dass das ganze Gestein, ohne Rücksicht auf primäre Grosszüge, ausgequetscht und umkristallisiert ist.

Auch die Lagerungen und Bänderungen müssen mit grösster Vorsicht als Primärlagerungen gedeutet werden, weil auch hier die Mikrostrukturen und Mineralbestand keine entscheidenden Beweise bringen.

ÄLTERE SYNKINEMATISCHE INTRUSIVGESTEINE.

ÜBERSICHT.

Von Intrusivgesteinen sind im vorigen schon einige stark metamorphosierte, wahrscheinlich ophiolitische Prasinite erwähnt worden (S. 77), welche intim mit den leptitischen Gesteinen zusammenhängen und im Felde nur mit Schwierigkeit von ihnen zu trennen sind. Die im folgendem Abschnitt behandelten Gesteine sind von der Orogenese ebenfalls kräftig beeinflusst worden, haben aber ihren ursprünglichen Charakter von Eruptivgesteinen in jeder Hinsicht beibehalten. Sie repräsentieren die während einer Hauptphase der Faltung hervorgedrungenen Tiefengesteine und deren Gangfolge; sie bilden eine mehr oder weniger kontinuierliche Eruptivserie. Die wichtigsten Glieder derselben sind: 1. ein basischer Porphyry, der das älteste Glied der Serie darstellt; 2. ein Gabbro welcher nach dem Hauptvorkommen hier mit dem Namen Nordsjögabbro bezeichnet wird (Vergl. Textfig. 4 und 3.) Ein Plagioklasgranit, identisch mit dem mehrmals von Südfinnland erwähnten s. g. Gneisgranite (Pellinge etc., Sederholm S. 137, oder Oligoklasgranit, Eskola, S. 40).

Diese Gesteinsfolge hat eine weite Verbreitung in der Svecofennidischen Zone Südfinnlands.

DIE PLAGIOKLASPORPHYRE.

Die Plagioklasporphyre treten ungefähr in demselben Gebiete wie die Nordsjögabbros auf, und sind wahrscheinlich mit diesem nahe verwandt. Die sind teilweise feinkörnige, teilweise mittel- bis grobkörnige porphyrische Gesteine mit grossen Plagioklaseinsprenglingen in einer dunklen, feinkörnigen Grundmasse. Auf der verwitterten Oberfläche ist der Plagioklas weiss, in frischem Bruch dunkelgefärbt.

Die feinkörnigen Typen treten besonders als Ganggesteine in den Grenzzonen des Gabbrogebietes auf (Nordsjöskatan, Rönnskär). Die normalen mittelkörnigen Gesteine findet man z. B. auf den Inseln W von Kallvik, und sehr schöne grobporphyrische Typen mit Einsprenglinge von mehreren cm Diameter u. a. auf der Insel Klippan bei Helsingfors.

Die Gesteine sind in sehr wechselndem Grade deformiert. Während die Gesteine der meisten obengenannten Fundstellen recht gut beibehalten sind, gibt es häufig äusserst deformierte Typen, die eine deutliche Schieferung zeigen, und die oft wegen kräftiger

Rekristallisation fast unmöglich zu erkennen sind. Die Plagioklas-einsprenglinge sind mehr oder weniger zerstört und das Gestein bekommt einen amphibolitischen Charakter. Bei weitgehender Deformation treten grosse idiomorphe neugebildete Hornblende-idioblasten hinzu, welche die Schieferung durchwachsen (z. B. Brunnsparken, Klippan).

Unter dem Mikroskope zeigt es sich, dass die Zusammensetzung der Plagioklasporphyre derjenigen des Gabbros sehr ähnelt. Der Mineralbestand ist: Plagioklas, Hornblende, Quarz und etwas Biotit. Titanit kommt reichlich vor als accessorischer Bestandteil. Daneben etwas Apatit und Erz.

Das Grundgewebe hat etwa denselben mikroskopischen Charakter wie die früher beschriebenen Gabbros.

Die Einsprenglinge sind kräftig zonar gebaut mit etwa 32 % An in der äusseren Zone und 62 % im Inneren. Zwillingsbildungen sind häufig, besonders nach dem Periklingesetze. Im Grundgewebe hat der Plagioklas dieselbe Zusammensetzung wie in den äusseren Zonen der Einsprenglinge (32 % An.). Die Hornblende ist dunkelbraungrün. Quarz kommt verhältnismässig spärlich vor.

DER NORDSJÖ-GABBRO.

Die weniger deformierten Typen dieses Gabbros, besonders in den inneren Teilen des Eruptivkörpers, haben eine verhältnismässig gut beibehaltene massige Primärstruktur. Immer ist jedoch eine deutliche Parallelanordnung der Mineralkomponenten vorhanden. Das Gestein ist grob-mittelkörnig, makroskopisch sind weisser Plagioklas und dunkle, glänzende Hornblende und etwas Biotit ersichtlich. Besonders in den Grenzzonen des Körpers ist das Gestein kräftig ausgewalzt und nähert sich einem basischen Schiefer.

Unter dem Mikroskope zeigen auch die weniger umgewandelten Typen deutliche Spuren von Kataklyse, obwohl das allgemeine Gefüge bisweilen fast richtungslos zu sein scheint. Die Zusammensetzung ist: grüne Hornblende, Plagioklas, Biotit, Quarz und accessorisch Pyrit, Apatit, Titanit, Zirkon und Kalzit. Die Hauptbestandteile sind Hornblende und Plagioklas.

Der Plagioklas hat die Zusammensetzung 45—55 % An und ist gewöhnlich zonar gebaut, mit Zwillingen nach den Albit-, Karlsbad- und Periklingesetzen. Das Mineral ist grösstenteils klar, nur eine unbedeutende Trübung durch Saussuritisierung ist gewöhnlich vorhanden.

Die Hornblende hat die Orientierung $\gamma : c = 18^\circ$. Die Körner sind oft polysomatisch gebaut und kommen zusammen mit hellgelbem Biotite vor.

Der deformierte Gabbro in den Kontaktzonen hat ein sehr schönes flasriges Gefüge (Taf. XIV. Fig. 28) mit Bewegungsflächen und Quetschzonen, welche sich wellenförmig um die grösseren, mehr widerstandsfähigen Mineralkomponenten biegen.

Die Zusammensetzung ist aber beinahe dieselbe, obgleich der Plagioklas oft etwas albitreicher (40 % Ab) und Hornblende dunkler, und wahrscheinlich eisenreicher zu sein scheint. Quarz kommt reichlicher vor als in den vorigen Typen. Die hellen Minerale sind oft als besondere »Schichten« ausgewalzt worden. Die Hornblende ist blaugrün. Biotit kommt ziemlich spärlich vor. Epidot ist ein häufiger Nebenbestandteil.

In den Gabbros und den verwandten basischen Porphyren sieht man oft schlierenförmige Bänder, von grobkristallinen, neugebildeten Hornblendens und als noch später gebildetes Mineral blassgrünen Epidot. Als allerletzte Ausscheidung wird schliesslich Kalzit abgesetzt.

DER GNEISGRANIT.

Die Gneissgranite sind sehr gleichförmig zusammengesetzte graue, immer deutlich deformierte Gesteine, welche die verbreitetsten unter den älteren Intrusionen sind. Recht grosse Variationen sind doch wegen verschieden kräftiger kinetischer Beeinflussungen vorhanden. Während einige Varietäten, wie z. B. auf W-Degerö, vollständig ausgewalzt und schiefrig sind, gibt es schöne, fast massformige, grobkörnige Granite, wie auf Willinge, Rönnskär u. a. Immer zeigen sie jedoch deutliche Bewegungsstrukturen mit augenförmig ausgezogenen Plagioklasen, um welche die Ränder dunkler Mineralien sich biegen. (Vergl. Taf. VII, Fig. 14, und Taf. VIII, Fig. 15). Die Struktur erinnert ausserordentlich an diejenige des Arollagneises; nach Argand ist dieser spätkarbonischen Alters, aber in der Tertiärzeit deformiert worden, also sehr lange nach seiner mise en place. (1.).

Unter dem Mikroskope ist die Kataklyse immer deutlich zu sehen. Die Quarzkörner sind zerquetscht oder jedenfalls stark undulierend. Die dunklen Komponenten sind vorzugsweise längs Bewegungszonen angeordnet. Die Zusammensetzung ist: Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit (Hauptkomponente). in kleinen Mengen K-feldspat und accessorische Gementeile (Apatit, Titanit, Epidot, Erz). In den vollständig verschieferten Typen kommt sekundärer Muskowit als Neubildung reichlich vor.

Der Plagioklas ist frisch und hat fast keine Zonarausbildung. Er enthält etwa 30 % An, hat also fast dieselbe Zusammensetzung wie im Grundgewebe der Plagioklasporphyre. Die Hornblende ist immer sehr dunkel mit fast vollständiger Absorbition in der Richtung γ ; γ (undurchsichtig) $>$ β (blaugrün) $>$ α (gelbgrün).

Der Biotit ist ein dunkelbrauner Lepidomelan. Der Epidot ist hellgrün mit kräftiger Dispersion, und tritt als spätgebildetes Mineral auf, besonders in Scherzonen. Mikroklin spielt eine untergeordnete Rolle; das Gestein ist als ein ausgeprägtes Ca-Na-gestein anzusehen.

Es entspricht betreffend der Zusammensetzung den Ca-Na-graniten des pazifischen Typs, die von den meisten jüngeren Faltingszonen beschrieben sind, wie z. B. die trondhjemitischen Stämme der Kaledoniden, die Andendiorite und teilweise auch die monzonitischen Gesteine der Alpen.

Die drei zuletzt beschriebenen Gesteinsgruppen: der Gabbro, die Plagioklasporphyre und der Plagioklasgranit repräsentieren offenbar eine vollständige Eruptivserie, welche, in der normalen Folge mit der basische Komponente beginnend, emporgedrungen ist. Diese Serie ist durch hohen Na- und Ca-Mg-gehalt und niedrigem K-gehalt ausgezeichnet.

Der Übergang zwischen den verschiedenen Glieder der Reihe ist, wie übrigens fast immer in den entsprechenden dioritisch-granitischen Differentiationsreihen, nicht in allen Beziehungen kontinuierlich. Die Zusammensetzung der Plagioklase bleibt ziemlich unverändert in den basischen Gliedern und ist unabhängig von den Quarz- und K-gehalten. Nur in den basischen Gliedern macht sich eine bemerkbare Zonarstruktur geltend: in den saureren bleibt der An-gehalt während der Krytallisation unverändert.

Die Struktur zeigt, dass der Granit ebenso wie die Gabbrogesteine dieser Reihe während kräftigen, orogenen Bewegungen ihr jetziges Aussehen bekommen haben und dass die Schiefer der Nebengesteine in hohem Grade auch nach der Kristallisation mit Granit verfaltet oder durch umfassende Scherbewegungen eingeklemmt wurden. Eine eigentliche Assimilation der Nebengesteine scheint dagegen nur in unbedeutendem Masse vor sich gegangen zu sein. Das steht vielleicht im Zusammenhange mit dem fast vollständigen Fehlen von Pegmatiten, die mit Sicherheit diesen Graniten beigeordnet werden könnten, was übrigens auch mit den synkinematischen oder spätkinematischen Ca-Na-graniten anderer Teile der Erde übereinstimmt.

Die jüngeren Ganggesteine sind hauptsächlich basische, dunkle Gesteine, welche die umgebenden Schiefer und auch die Eruptivgesteine selbst, durchsetzen; sie sind teils als Plagioklasporphyre teils als Uralitporphyre ausgebildet. Besonders im Pellingegebiete wurden sie sehr eingehend von Sederholm beschrieben. (20, 21.).

JÜNGERE INTRUSIVGESTEINE UND DEREN KONTAKTBILDUNGEN.

DER MIKROKLINGRANIT (HANGÖGRANIT).

Die jüngeren Granite der Gegend, die das ganze Gebiet umschliessen und es mannigfaltig durchdringen, zeigen einen ausserordentlich grossen Wechsel der Strukturtypen und auch verschiedene Zusammensetzungen. Das gemeinsame Merkmal ist das Vorwalten von Mikroklin und Quarz als Hauptmineralkomponenten und das sehr häufige Auftreten von pegmatitischen Strukturtypen. Grosse Areale sind oft so dicht von häufig subparallel gerichteten Pegmatitadern durchsetzt, dass das Gestein eher als Pegmatit als wie Granit bezeichnet werden könnte. Auch echte Pegmatitgänge sind sehr häufig. Zwischen den pegmatitisch-granitischen Adern liegen schlierige Bänder von dunklerem Materiel. Solche schlierige Gesteine sind in der Nähe der Kontakte mit den Schiefen die weitaus häufigsten unter den Mikroklingraniten. Auch vollständig massige Strukturen sind häufig in den ebenkörnigen Typen.

Die makroskopisch sichtbaren Mineralkomponenten sind gewöhnlich nur Mikroklin, Quarz, Glimmer und bisweilen Plagioklas. Wenn man verschiedene Mikroklingranite unter dem Mikroskope untersucht, findet man, dass, ungeachtet der beträchtlichen äusseren Verschiedenheiten, besonders die Struktureigenschaften doch manche gemeinsame typische Züge aufweisen. Vor allem tritt das fast vollständige Fehlen von distinkter Kristallisationsfolge der Komponenten hervor. Die verschiedenen Minerale grenzen unregelmässig gegen einander, myrmekitische Zusammenwachsungen sind sehr häufig. Überhaupt hat die Struktur der Mikroklingranite im untersuchten Gebiete sehr wenig gemeinsam mit einer echten Erstarrungsstruktur, und ähnelt viel mehr einer metamorphen, blastischen Struktur. (Tafel XIV, fig. 30).

Die Mineralbestandteile sind neben den obengenannten Hauptkomponenten, Chlorit, Titanit, Zirkon, Magnetit, bisweilen Epidot und Muskowit. Auch Ortit ist nachgewiesen worden. Der Plagioklas ist ein Ab-reicher Oligoklas. Der Biotit ist sehr dunkelbraun mit kräftigem Pleochroismus. Um die Zirkonkörner sieht man immer scharfe pleochroitische Höfe.

Auch in den makroskopisch scheinbar undeformierten Typen des Mikroklingranites sieht man immer deutlich kataklastische Gefüge mit undulösem Quarz und häufig mit Pflasterstruktur. Das Gestein ist, wie die Felduntersuchungen schon gezeigt haben, in recht hohem Grade von Bewegungen beeinflusst worden, wenn auch nicht so stark, dass die Struktur im Grossen hierdurch ihren Charakter bekommen hätte.

Das einheitliche Gefüge dieses Granites steht offenbar im Zusammenhange mit der Bildungsweise, und scheint für migmatitische Gesteine typisch zu sein; das heisst für Gesteine die durch eine Mischung von älteren Schiefen und granitischen Lösungen entstanden sind. Die Migmatitbildung ist besonders durch die Arbeiten von Sederholm (14, 15, 16) bekannt und anerkannt worden. Während der Felduntersuchungen, welche die Grundlagen dieser Beschreibung ausmachen, sind dieselben im Detail studiert, und die Feldeigenschaften sind schon von Wegmann erwähnt worden.

Die Mikroklingranite des untersuchten Gebietes scheinen das Resultat einer weitgehenden Migmatitisierung zu sein, das heisst sind durch eine allmähliche Veränderung der alten Schiefer durch Eindringen von granitischen Lösungen entstanden; ein Austausch des Schiefermaterials gegen Granitmaterial wurde dadurch verursacht. Diese Veränderung ist hauptsächlich durch metasomatische Prozesse vor sich gegangen, wobei die ursprüngliche Lage der alten Schieferstrukturen beibehalten wurde. Die letztgenannten sind nur als schwache undeutliche »Schatten« im Granite angedeutet, aber zeigen dessen ungeachtet dasselbe Streichen und Fallen wie die wenig beeinflussten Schieferkomplexe und spiegeln die kleintektonischen Stile desselben wieder.

Ein solcher, durch ein allmählichen Stoffaustausch entstandener Granit hat natürlich ausser der Zusammensetzung mit einem echten, aus einer Silikatschmelze auskristallisierten, Granite nur wenig gemeinsam, und sollte mit einem solchen nicht verwechselt werden.

Wir wollen die metasomatischen Granite des Migmatitgebietes mit den Namen *Migmatitgranite* bezeichnen.

Hiermit soll nicht behauptet werden, dass es unter den Mikroklingraniten Südfinnlands nicht auch echte Granite gäbe; im Gegenteil ist dies ziemlich sicher der Fall. So sind wahrscheinlich z. B. die von Eskola (5, S. 40) beschriebenen Pernågranite zum grössten Teile als solchen anzusehen. In dem von den Verfassern untersuchten Gebiete spielen sie jedoch sicher keine oder nur eine unbedeutende Rolle.

Die Migmatitgranite nehmen in der hier beschriebenen Gegend sehr grosse Areale ein, die in mehreren hunderten von km² gezählt werden müssen. Die Migmatitbildung kann deswegen als einen der grossartigsten metasomatischen Prozesse der Erdkruste betrachtet werden, und ein näheres Studium des Mechanismus dieser Prozesse gehört zu den interessantesten Problemen der Urgebirgsgeologie, und überhaupt des Studiums der untersten Teile der Faltegebirgszonen.

Der Verlauf der Granitisation und Bildung der Migmatitgranite kann durch das Studium der verschiedenen Stufen der Granitisation und der Kontakterscheinungen der Migmatitgranite in der noch wenig beeinflussten Gegenden verfolgt werden. Im Folgenden sollen einige solche Kontakterscheinungen betrachtet, und die Sache etwas näher diskutiert werden.

DIE KONTAKTERSCHINUNGEN DES MIKROKLINGRANITES.

(Andalusit-Cordierit-Kinzigitgebiete von Svarta Hästen—Skyttensjär.)

Die Untersuchung der Grenzgebiete zwischen den ungranitisierten Schiefen und der grossen Mikroklinggranitmasse zeigt, dass hier eine Reihe von Gesteinstypen anstehen, welche nicht in anderen Teilen des Schiefergebietes vorkommen. Es sind verhältnismässig grobkörnige, kräftig umkristallisierte Schiefer mit Cordierit, Andalusit, Disthen, Granat, Sillimannit und anderen Kontaktmineralien. Der gesetzmässige Zusammenhang zwischen diesen Kontaktmineralisationen und den durch die Mikroklinggranite hervorgerufenen Granitisation, geht aus der geologischen Karte deutlich hervor; es muss als festgestellt angesehen werden, dass diese Mineralbildung wirklich zu den in Fragen stehenden Graniten gehört (vergl. Seite 94). Die wichtigsten Beweise hierfür sind die folgenden.

1. Der oben erwähnte gesetzmässige Zusammenhang der Kontaktminerale und der Mikroklinggranitkontakte.

2. Das Fehlen der Kontaktminerale in Teilen, die nicht vom Mikroklinggranite beeinflusst sind (z. B. an Kontakten der Plagioklasgranite weiter von den Grenzen des erstgenannten).

4. Das häufige Auftreten des Cordierits etc. in jungen Pegmatiten der Mikroklinggranite.

Die wichtigsten bisher untersuchten Kontaktschiefer der Mikroklinggranite sind: Andalusitschiefer, Cordierit-Andalusitschiefer,

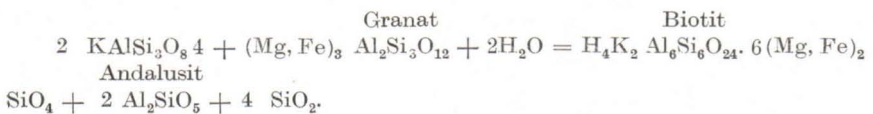
Cordierit-Granatschiefer, Cordierit-Antophyllitschiefer, Andalusit-Disthenschiefer, Granat-Sillimannitschiefer, Cordieritgneis, Cordieritpegmatite und Granatpegmatite. Diese Schiefer können in Übereinstimmung mit gleichartigen Bildungen von Centraleuropa *Kinzigite* genannt werden. (Tafel III, Fig. 5, 6).

Die Kontaktschiefer sind alle durch ein mehr oder weniger flasriges Gefüge gekennzeichnet; es wird durch die grossen neugebildeten Idioblasten von Cordierit, Andalusit und Granat hervorgehoben. Daneben ist gewöhnlich Biotit der am meisten hervortretende Bestandteil. Die leukokraten Komponenten sind immer Plagioklas, Mikroklin und Quarz. (Vergl. auch Goldschmidt, 13).

Andalusitkinzigite sind z. B. die stark gefalteten und deformierten Schiefer von Korholmen und weiter W-lich auf den Inseln S von Östholmen und Kalvholmen, weiter auf Lövholmen und bei Kantarnäs etc. Die groblepidoblastischen Gesteine enthalten als Hauptbestandteile einen ziemlich basischen Plagioklas, Quarz, Biotit und Perthit. Der K-feldspat scheint wie überhaupt in den Kontaktgesteinen auf Kosten der Plagioklase zu wachsen. Der Andalusit bildet oft recht grosse (0.1—2 mm), fast farblose, unregelmässig begrenzte Körner (Tafel XIV, Fig. 3), mit niedriger Doppelbrechung (opt. +) und hoher Lichtbrechung. Der Glimmer ist ein lichtgelber Biotit mit Stich ins Grünliche. Daneben kommt auch eine dunklere Varietät vor; sie scheint einer früheren Generation anzuhören. Sagenitbildung ist sehr häufig; in manchen Dünnschliffen kommt sie in allen Biotitschüppchen vor. — Daneben hat man gewöhnlich auch reichlich Sillimanit als Einschlüsse in den anderen Komponenten.

Ein interessantes Vorkommen von Andalusit zusammen mit Disthen bildet das Gestein von Lövholmen. Das Mineral kommt hier als kleine rundliche Knoten, wahrscheinlich als umgewandelter Granat vor. Diese Knoten bestehen aus innig zusammengewachsenen Aggregaten von hellgelbem Biotit, Quarz und Andalusit. Das Gestein besteht sonst aus Biotit, Quarz, Plagioklas, K-feldspat und etwas Muskowit und dazu noch grosse, farblose Disthenindividuen. Daneben sehr reichlich Sillimannit.

Der Andalusit ist hier offenbar durch eine Reaktion zwischen dem eindringenden K-feldspat des Mikroklingranites und einem früh kristallisierten Granate entstanden z. B. durch folgende Reaktion, die wahrscheinlich unter den Kontaktbildungen eine grosse Rolle spielt.



Cordieritkinzigite sind schon längst bekannt von Degerö (Wük 1865) und kommen häufig in den selben Kontaktzonen wie die Andalusitgesteine vor. Typische Vorkommen von weniger granitisierten Cordieritschiefern sind auch von Söderskär untersucht worden. Der Cordierit in den weniger granitischen Schiefen tritt als oft etwas längliche, undeutlich begrenzte, bisweilen schwach granulierten Körner mit reichlichen Einschlüssen auf; sie sind durch den charakteristischen gelblichen Pleochroismus gekennzeichnet. Überall sieht man, dass der Cordierit, wie übrigens auch der Andalusit, nur wenig von mechanischen Bewegungen beeinflusst ist und entschieden jünger ist, als die Hauptbewegungsstrukturen der Schiefer und der älteren Eruptivgesteine.

Der Cordierit kommt im Gegensatz zum Andalusit und Disthen auch in stark granitisierten, gneissigen Gesteinen, wie den Cordieritgneissen von Degerö und vor allem den Cordieritpegmatiten vor. Ausgezeichnete Aufschlüsse der letztgenannten bieten die kleinen Inseln *Torrvedsholmarna E* von Korpholmen, wo das Mineral grosse Kristalle von mehreren cm Durchmesser bildet (vergl. Taf. III, Fig. 6, Taf. IV, Fig. 7 und 8). Die Pegmatite enthalten hier fast keine anderen farbigen Gemengteile.

Auf derselben Insel kommen auch schiefrige Gesteine vor, die als Schlieren die Pegmatitgranite durchziehen. Die letztgenannten stammen teilweise von basischem Materiale, teilweise sauren, quarzitischen Schiefen, welche stark umgewandelt sind. Die Mineralbestandteile der erstgenannten sind: ein lichtgelblicher Tremolit, rotbrauner Biotit und basischer Plagioklas (54 % An). Daneben etwas Quarz, Muskowit und einzelne unbedeutende Reste von grüner Hornblende, der grösstenteils in Tremolit umgewandelt ist. Dieses Fehlen der grünen Hornblende ist sehr typisch für die Kontaktzonen der Mikroklingranite. Die Kontaktminerale kommen niemals mit Hornblende vor, wohl aber mit Tremolit und Antophyllit.

Die sauren »quarzitischen« Schlieren bestehen aus einem ähnlichen, hellbraunen Biotit, Quarz und ziemlich viel Plagioklas. Der letztgenannte ist auch hier basisch (50 % An.).

Granatführende Kontaktschiefer (Taf. V, Fig. 10) sind fast noch häufiger als die obengenannten Gesteine, und kommen oft zusammen mit ihnen vor. Besonders häufig ist die Kombination Cordierit-Granat in der Umgebung von Helsingfors. U. a. auf der kleinen Insel Harakka S von Brunnsparken.

Die Granate sind oft teilweise oder ganz umgewandelt in Sillimannit, Muskowit und Biotit etc. Besonders oft sieht man sehr grosse idioblastische, frühgebildete Kristalle, die unter dem Mikroskope

ein Gewebe von Granat, Sillimannit, Glimmer, Plagioklas, Chlorit und daneben eingedrungenem K-feldspat darstellen.

Die Granatbildung scheint übrigens eine lange Zeit der Migmatitbildung zu umspannen. Wir haben grosse Granatidioblasten schon in wenig beeinflussten Schiefen, oft im Zusammenhange mit Rotationsgleitung und Wirbelbewegungen. Sie werden wieder zerstört, und neue Granate von wahrscheinlich etwas anderer Zusammensetzung werden gebildet. Noch in den vollständig granitisierten Gebieten des Migmatitgranites ist Granat ein durchaus häufiger Gemengteil. Die Pegmatite und Aplite enthalten ebenso fast immer Granat. Bei fortgehender Granatisierung ist offenbar immer eine Tendenz vorhanden, den Granat in Biotit und Sillimannit umzuwandeln.

Es würde zu weit führen, in dieser Übersicht auf Einzelbeschreibungen der Kontaktgesteine einzugehen, besonders weil das Material noch nicht fertig untersucht ist; wir begnügen uns deshalb mit diesen Beispielen. Die Frage, in welchem Grade die einzelnen Kontaktminerale vom Primärgesteine abhängig sind, ist noch nicht vollständig aufgeklärt und soll deshalb ebenso in einem anderen Zusammenhange behandelt werden.

DIE MIGMATITBILDUNG.

Die eigentliche Migmatitbildung, deren Vorläufer die obenbeschriebenen Kontaktvorgänge sind, beginnt, wenn das Eindringen von K-führenden Lösungen intensiver wird und das Gestein eine gneisige Zusammensetzung anzunehmen beginnt.

Dies passiert im Zusammenhange mit Teilbewegungen in der Erdhülle. Die granitischen Lösungen dringen längs den Bewegungsflächen und Quetschzonen hinein und breiten sich von diesen im übrigen Gesteine aus (Tafel X, Fig. 19, Taf. XIII, Fig. 25, Taf. VIII, Fig. 16).

Die femischen Komponenten, auch die obengenannten Kontaktminerale, — erst später Granat — werden von Glimmer ersetzt oder von Mikroklin und Quarz verdrängt: es entstehen die flammigen migmatitischen Gneise mit Biotitschlieren und granatreichen, pegmatitischen und aplitischen Bänder. In den Biotitschlieren scheint Sillimannit ein häufiger Gemengteil zu sein und ist ein letzter Rest des früheren Aluminiumüberschusses.

Die fortgeschrittene Migmatitbildung ist oft mit einer Art von Separation von Glimmer (bisweilen auch Amphibol) und den hellen Komponenten verbunden, welche in Verbindung mit den Teilbewegungen während der Umkristallisierung steht. Es ist bisweilen als eine magmatische Differentiation gedeutet worden (H. JOHANSSON

17), was jedoch sicher falsch ist. Die Separierung der dunklen und hellen Minerale ist hauptsächlich die Folge ihres verschiedenen Verhaltens bei Gleitbewegungen. Die Glimmerminerale kristallisieren in Schuppen parallel mit den Bewegungen und befördern das Entstehen von Scherflächen. Die leukokraten Komponenten, besonders Quarz, orientiert sich mit der Längsachse quer zur Bewegungsrichtung und begünstigt deshalb eine mehr massige Kristallisation. Dieses grundverschiedene Verhalten gegenüber den Bewegungen bei langsamer Kristallisation, im Zusammenhange mit kleinen Gleitbewegungen, verursacht ein allmähliches, hauptsächlich mechanisches Scheiden der femischen und salischen Minerale der Gneise. Dieselbe Tendenz kann man ja auch in den deformierten grobkörnigen Graniten etc. sehr schön beobachten (Siehe auch Grubenmann-Niggli, 10, S. 226).

Der Chemismus der Kontaktmineralisation im Zusammenhange mit dem Hervordringen der Mikroklinggranite oder vielleicht richtiger der Granitisation, muss selbstverständlich unter Berücksichtigung einer allmählichen Ausbreitung der Granitisation, betrachtet werden. Dadurch werden Paragenesen, welche ursprünglich ziemlich weit vom Granite entstanden sind, später, unter Einfluss einer intensiveren Einwirkung jener versetzt. Dieselben Zonen durchgehen mehrere Phasen der Mineralisation, es entsteht eine polymetamorphe Mineralkombination. (18, 20).

Weiter vom Granite haben wir Minerale, die wahrscheinlich unter einer niedrigeren Temperatur gebildet worden sind, wie Andalusit, Disthen und teilweise auch Granat. Zu einem noch niedrigeren Temperaturgebiete gehören wahrscheinlich Staurolit, der gar nicht angetroffen wurde, und weiter Turmalin. Diese Minerale spielen ja an anderen Orten eine wichtige Rolle. Der Cordierit scheint zu einer etwas kräftigeren granitisierten Zone zu gehören; dasselbe gilt auch Antophyllit.

Bei fortgesetzter Granitisation und Zufuhr von K-feldspat werden diese typischen Kontaktminerale grösstenteils in Biotit und Muskowit umgewandelt. Ein Überschuss von Ca in der femischen Komponente tritt ins Anorthitmolekül ein, wodurch der Plagioklas oft verhältnismässig basisch wird. Diese letztgenannten Umsetzungen gehen hauptsächlich vor sich in einem Temperaturgebiete, wo, nach dem Faltungstille zu schliessen, die Gesteinsmassen schon eine recht hohe Plastizität besaßen, und das Durchtränken mit magmatischen Lösungen sicher sehr intensiv war.

De Chemismus der Migmatitbildung Die Migmatitbildung besteht hauptsächlich in einem Austausch von Mg-Fe-reichen (teilweise Ca-) Gemengteile gegen K-feldspat und Quarz, im Zusammenhange mit Glimmerbildung.

Die dunklen Gemengteile der granitisierten Gesteine verschwinden allmählich, wobei die Quarz- und Feldspatkomponenten in dem entstandenen Migmatitgranite eintreten. Was aber von den gewaltigen Mengen aufgelösten Materials der femischen Komponenten, besonders Fe und Mg wird, ist eine Frage, die nicht ganz einfach zu beantworten ist. Ein bedeutender Teil des Magnesiums und auch etwas Eisen vereinigt sich sicher mit Kalium zum Biotitmoleküle. Wahrscheinlich muss auch angenommen werden, dass bedeutende Mengen von Eisen vom Kalifeldspat gelöst werden. Dieses Mineral enthält, wie bekannt, immer etwa 0.5 bis 1 % Fe_2O_3 . Ein Teil des Magnesiums wird wahrscheinlich in den Kontaktmineralen wie Cordierit etc. wiedergefunden. (Vergl. Taf. IV, Fig. 8).

Diese Kontaktbildungen fordern tatsächlich eine bedeutende Zufuhr von Magnesium: es mag deswegen als sonderbar scheinen, dass ein magnesiumarmer, saurer K-granit eine solche Magnesium-metasomatose mitgebracht hat. Deswegen sind ähnliche Mineralbildungen wie die hier besprochene Cordieritbildung anderorts in Zusammenhang mit den basischeren Plagioklasgraniten gestellt worden, wie die Cordieritgesteine im Orijärvicebiete (Eskola 6.) und neulich in Attu, Kimito (Pehrman 12). Eine solche Bildungsweise der hier beschriebenen Kontaktminerale scheint jedoch, wie aus dem Vorigen hervorgeht, ziemlich ausgeschlossen zu sein.

Vom geochemischen Standpunkte aus scheint dem Verfasser eine Magnesiummetasomatose im Zusammenhange mit einen Mikroklinggranite gar nicht unwahrscheinlich zu sein. Steht ja Magnesium im manchen Hinsichten dem Kalium näher, wie z. B. das Vorkommen von MgK-minerale und das Fehlen von MgNa-mineralen zeigt. Leicht lösliche Molekularverbindungen von Magnesium in den magmatischen Lösungen der Kaligranite sind deshalb denkbar. Dagegen wissen wir, dass Magnesium, im Gegensatze zu Eisen, nur in sehr unbedeutenden Mengen im K-feldspat vorkommt. Es ist deswegen natürlich, dass die bei der Granitisierung aufgelöste Mg-menge bei fortgehender Kristallisation der K-feldspäte und Quarz weggetrieben wird und mit den Restlösungen in das Nebengestein geht.

Der obenerwähnte polymetamorphe Charakter der Mineralparagenesen und die komplizierten tektonischen Verhältnisse lassen die Möglichkeit, regelmässige Fazieskombinationen und

Gleichgewichte vorzufinden, recht gering erscheinen. Wir haben es selbstverständlich in einem solchen Gebiete nicht mit einem einzigen, sondern mehreren Gleichgewichtsstadien zu tun, welche verschiedene Stufen von mehr oder weniger ungleichartiger Mineralisierung repräsentieren. Dessen ungeachtet zeigt es sich, dass mehrere Faziesgesetzmässigkeiten vorkommen.

Im Grossen können wir vielleicht zwei Hauptmineralfazies unter den Gesteinen des untersuchten Gebietes unterscheiden, nämlich 1. eine ältere Amphibolfazies, zu welcher die von der jungen Granitisierung unbeeinflussten, kräftig tektonisierten Gesteine gehören, mit grüner Hornblende als Typmineral (Prasinitfaziesgruppe.) 2. Eine granitisierte Fazies mit Kontaktmineralisation mit Cordierit, Andalusit, Sillimannit etc., welche schliesslich zu den Granitmigmatiten führt (Migmatitfaziesgruppe). Die Prasinitfaziesgruppe umfasst die von den orogenetischen Bewegungen, die Migmatitfaziesgruppe die bei der Molekularwanderungen entstandenen metamorphen Bildungen. (Vergl. auch Wegmann). Es ist, wie schon bemerkt, auffallend, dass dieser letzteren Mineralisation grüne Hornblende fast vollständig fehlt.

Die Paragenesen, die in der letztgenannten Mineralfazies vorkommen, stimmen wahrscheinlich in der Hauptsache mit denen Eskolas im Orjävigebiet überein. Die Untersuchung über diese Fragen ist noch nicht zu Ende gebracht, und wir wollen deshalb darauf hier nicht näher eingehen. Es soll nur hervorgehoben werden, dass eben in den metasomatischen Paragenesen im Zusammenhange mit der Migmatitierung wirkliche Gleichgewichte zu erwarten sind, weil ja die Umkristallisierungen sehr langsam und allmählich verlaufen. Eine Untersuchung der Faziesverhältnisse dürfte deshalb hier wahrscheinlich erfolgreich werden, wie übrigens die bekannten Untersuchungen von Eskola gezeigt haben (5, 6).

In diesem Zusammenhange sollen auch die neuerschienenen Arbeiten von Fersmann über die Faziesverhältnisse in Pegmatiten erwähnt werden; sie zeigen, dass die chemischen Gleichgewichtssätze auch für die Pegmatitminerale und deren Kontaktbildungen gelten. Die hier beschriebenen migmatitischen Mineralisierungen sind mit solchen sehr nahe verwandt, und können in manchen Hinsichten mit denselben parallelisiert werden.

Die hier kurz skizzierte Auffassung über den Verlauf der Migmatitbildung, die während unseren Feldstudien im Schärenhofe von Helsingfors und anderorts entstanden ist, fordert besonders vom petrologisch-chemischen Standpunkte manche Ergänzungen. Der allgemeine Verlauf des Prozesses, das heisst der Bildung von gemischten

Gesteinen aus Graniten und älteren Gesteinen, scheint jedoch ziemlich klar zu sein, und ist ja schon durch die klassisch gewordenen Untersuchungen von Sederholm festgestellt.

Der Hauptunterschied gegenüber den früheren Auffassungen über die Bildungsweise ist, dass hier als Ursache der Migmatitbildung nicht ein Wiederaufschmelzen im Zusammenhange mit Intrusionen von granitischen Magmen aufgefasst wird, sondern vielmehr metasomatische Prozesse unter entscheidender Mitwirkung von allmählich eindringenden pegmatitischen Lösungen. SEDERHOLM hat schon ausdrücklich die grosse Bedeutung dieser Lösungen betont und sogar einen speziellen Namen für dieselben vorgeschlagen (I c h o r).

Auch Bowen (3) hat hervorgehoben, dass es wegen der hohen Temperaturen wenig wahrscheinlich sei, dass Aufschmelzung bei der Palingenese die Ursache der Migmatitbildung ist. Er denkt sich dieselbe als eine Auflösung der in den eindringenden Silikatschmelzen ungesättigten Komponenten, mit Berücksichtigung des Reaktionsprinzips. Eine strenge Anwendung seiner Auffassung auf die hier untersuchten Migmatite lässt sich nach dem Vorstehenden schwerlich durchführen, weil die Migmatitbildung offenbar nicht durch Reaktionen mit reinen Silikatschmelzen vor sich geht, sondern unter wesentlicher Mitwirkung von wässrigen Lösungen und unter nicht allzu hoher Temperatur. Anders wäre die Mechanik des Eindringens vollständig unerklärlich.

Unsere Auffassung scheint derjenigen von Fenner (7) recht nahe zu kommen und besonders derjenigen der österreichischen Geologen, welche die Mineralisierungen beim Eindringen von granitischen Magmen eingehend behandelt haben (Waldmann, 24, 25, Cornelius 7, F. E. Suess etc.).

Als Zusammenfassung der Resultate der obigen Untersuchung kann gesagt werden, dass die Granitisierung eher eine metasomatische als eine magmatische Intrusion ist.

DIE PEGMATITE DES MIKROKLINGRANITES.

Echte Pegmatite spielen unter den Gesteinen der jungen Granite eine sehr grosse Rolle. Sie kommen in mehreren Generationen vor; die ältesten treten gewöhnlich als Gänge parallel mit der Schieferung auf und durchdringen als mehr oder weniger deformierte lit par lit-Systeme den Gesteinsgrund. (Vergl. Taf. XIII, Fig. 26). Daneben haben wir jüngere Gänge, die die alten Streichrichtungen durchqueren. Die wichtige Rolle, welche diese Bildungen spielen, ist schon in der geologischen Übersicht erörtert worden.

Es zeigt sich, ausser im Deformationsgrade, oft ein ausgeprägter Unterschied zwischen den erstgenannten, älteren Pegmatiten und besonders den grossen Stöcken von jüngeren Pegmatiten. Die erstgenannten sind oft fast rein weiss und enthalten neben Mikroklin recht viel Plagioklas und farbige Minerale, die letztgenannten bestehen fast nur aus rotem Mikroklin und Quarz mit kleinen Mengen von femischen Komponenten. In den beiden Pegmatittypen sind es hauptsächlich: Biotit, Chlorit, Epidot und Granat, daneben oft die obengenannten übrigen Kontaktminerale. Muskowit kommt fast immer vor, gewöhnlich in kleinen Mengen. Reichlich Magnetit in grossen Kristallen kommt u. a. in einigen Pegmatiten in der Stadt Helsingfors vor.

Seltene Minerale sind sehr spärlich vorhanden und sind bis jetzt eigentlich nur aus dem Gebiete der Stadt Helsingfors bekannt. In Pegmatiten am letztgenannten Orte sind Korund, Beryll, Chrysoberyll und Kassiterit gefunden worden.

Die Bildung der Pegmatite ist offenbar mit der Migmatitbildung sehr nahe verwandt. Auch bei jenen haben die granitischen Lösungen eine ähnliche auflösende Tendenz im Verhältnis zum Nebengesteine, und deshalb hat man immer einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung derselben und derjenigen der Pegmatite. Es gibt besonders in den südlichen Teilen des Gebietes, z. B. auf den Inseln Svarta Hästen, Hamnholmen, Krämaröarna, eine Reihe Pegmatite, die durch eine ausgeprägte, weisse Farbe gekennzeichnet sind und die fast nur aus albitischem Plagioklas nebst etwas farbigen Gemengteilen und Quarz bestehen. Diese Zusammensetzung steht wahrscheinlich im Zusammenhange mit dem Vorkommen von basischen Gesteinen in jener Gegend, die teilweise von den Pegmatiten assimiliert worden sind.

Die nahe Verwandtschaft zwischen den Migmatitgraniten und den Pegmatiten kommt am besten in den ähnlichen Strukturen und dem innigen Zusammenwachsen der beiden Gesteinstypen zum Ausdruck. Die Ausbildung der grobkörnigen, grösseren Pegmatitstöcke steht im Zusammenhange mit lokalen Aufwölbungen, die den granitischen Lösungen grössere Zufuhrkanäle, und besseren Spielraum geboten haben. Die feinkörnige migmatitische Struktur kommt in Gesteinen vor, wo die Granitisierung durch Metasomatose der alten Gesteine vor sich gegangen ist, gewöhnlich zusammen mit Bewegungen während der Kristallisation, die das Entstehen eines grobkörnigen Gefüges unmöglich gemacht haben.

Vom chemisch-petrologischen Standpunkte gesehen sind die beiden Bildungen ziemlich gleichwertig.

DIE EPIDOTBILDUNG.

Im Zusammenhange mit den Gesteinsbeschreibungen ist Epidot mehrmals als häufiger Bestandteil der alten Schiefer und Eruptivgesteine erwähnt worden. Die grosse Ausbreitung und der auffallende Charakter der Epidotbildung in den oben beschriebenen Urgebirgsgebieten, besonders im Zusammenhange mit den jungen Graniten, motiviert eine ausführlichere Behandlung derselben.

In den alten deformierten Schiefen ist die Epidotbildung vom selben Charakter wie in den alpinen Epidotschiefern, das heisst sie repräsentiert eine Metamorphose unter verhältnissmässig niedriger Temperatur oder eine primäre Kristallisation unter entsprechenden Umständen.

Die Feldobservationen geben zahlreiche Beweise dafür.

Wir haben schon gesehen, dass die blassgrünen Epidote der alten Schieferformationen immer in Bewegungszonen vorkommen, die jünger sind als die Hauptrekristallisation. Besonders deutlich kommt die Ähnlichkeit mit alpinen Epidotgesteinen zum Vorschein in den deformierten Pillow-Lavas, wo Epidot oft das wichtigste femische Mineral ist. Sehr charakteristisch sind in den amphibolitischen Schiefen die Epidotknollen, die deutlich mit Faltungen zusammenhängen, und die feinen grünen Adern, welche das Gestein in etwas breccierten Partien durchsetzen. (Vergl. Textfig. 4) Die obengenannten Bildungen sind von Sederholm teilweise in Zusammenhang mit Kontakterscheinungen der Mikroklinggranite gestellt worden. Obwohl solche Kontaktbildungen bisweilen beobachtet werden können (z. B. Insel Klippan bei Helsingfors, E-Strand) scheinen die meisten von den erwähnten Epidotbildungen doch bedeutend älter zu sein, wie oben hervorgehoben ist.

Die Epidotadern werden häufig von den jungen Graniten durchquert, ohne in irgend welchem Zusammenhange mit denselben zu stehen, eine Beobachtung die schon von Wiik gemacht wurde (29, 30). Weiter zeigt es sich in manchen Gegenden, dass eben die vom Hangögranite am wenigsten beeinflussten Teile der alten Basalschiefer die kräftigste Epidotisierung zeigen. Der alte Epidot wird unter dem Einfluss der Kontaktmineralisation häufig zerstört.

Auch in den Plagioklasgraniten und alten Gabbros hat man Epidotisierung, die entschieden älter ist, als die Mikroklinggranite, und zum Teil als primärmagmatisch angesehen werden kann, zum Teil der nachfolgenden Deformationsperiode und ihren Wirkungen zuzuschreiben ist.

Es gibt indessen auch eine jüngere Epidotbildung, die unzweifelhaft im Zusammenhange mit den Hangögraniten steht, und den älteren Epidotaderbildungen ähneln kann. Sie scheint sich jedoch selten weit in die ungranitisierten Schiefer zu strecken. Besonders häufig ist eine Epidotisierung in Pegmatiten, und pegmatitartigen Migmatiten. Solche epidotisierte Pegmatite sind immer durch brecciierte Strukturen gekennzeichnet. Die Feldspatindividuen und auch die Quarzkörner sind von einander weggerissen und zerbrochen, und die Risse sind mit einem rotbraunen Materiale ausgefüllt, das hauptsächlich von farblosem Epidot und einem Hämatitpigment, das die rote Farbe giebt, besteht. Dazu kommt gewöhnlich etwas feinschuppiger Chlorit. Der Feldspat ist K-feldspat und ein albitreicher Plagioklas. Albitfreie Varietäten sind jedoch ebenso häufig wie albitführende, und die Epidotbildung kann nicht als unbedingt vom Albit abhängig angesehen werden.

Albitreiche Typen dieser Gesteine sind mehrmals beschrieben worden unter den Namen Unakit (11) und Helsinkit (15) etc. sowohl aus Finnland wie aus Schweden, und wurden als ein spezieller Tiefgesteintypus angesehen. Aus Finnland sind die Unakite besonders durch die Schilderung Wilkmans (26) bekannt geworden.

Die fragliche Mineralparagenese, also eine Epidot- und Hämatitbildung mit gleichzeitiger Albitisierung der Plagioklase, scheint indessen in den von uns untersuchten Gegenden eine ganz normale postmagmatische Mineralisierung der Granite vom Hangöttypus zu sein, und tritt wie gesagt hauptsächlich in pegmatitischen Partien auf, besonders wo diese postmagmatischen Bewegungen ausgesetzt worden sind (Vergl. Taf. XII, Fig. 23 und 24). Das Auftreten des Epidotes als Ausfüllung zwischen zerbrochenem Feldspat und Quarzkristallen zeigt, dass er nicht eine gleichzeitige normalmagmatische Auskristallisation darstellt, sondern später als der Hauptteil der Pegmatite kristallisiert ist. Die Restlösungen, die Epidot zugeführt haben, verwandelten dabei den Plagioklas des Pegmatites in Albit um. Die Epidotbildung wäre demgemäss eher mit den sogenannten pneumatolytischen oder hydrothermalen Mineralgängen zu vergleichen als mit magmatischer Kristallisation.

Dieser Epidot der Pegmatite, der immer Fe_2O_3 -reich ist und zusammen mit Hämatit und Chlorit vorkommt, soll nicht mit den früher geschilderten Epidoten der Schiefer und der alten Eruptivgesteine verwechselt werden; er gehört zu den alten Faltungsbewegungen; auch nicht mit den, aus den Ca-reichen Eruptivgesteinen auskristallisierten, zoisitreichen grünen Epidoten.

Als Pegmatitmineral ist Epidot besonders von Fersman (12) neulich beachtet worden. Er hat die Epidot — Hämatit führenden Pegmatite und einer bestimmten Gruppe seiner Pegmatitsystematik zugeteilt, zu welcher wahrscheinlich auch die hier behandelten Unakite oder Helsinkite gehören.

Eine Mineralbildung, welche dieser Pegmatitepidotisierung entspricht, tritt sehr häufig in den gewöhnlichen fein- und mittelkörnigen Migmatitgraniten auf. In diesen Gesteinen sind die einzigen oder dominierenden farbigen Bestandteile spärlich vorkommende, spätgebildete grüne oder farblose Epidote, häufig zusammen mit Chlorit. Der Kalifeldspat hat im Dünnschliff immer ein etwas trübes Aussehen das von einer Auskristallisation von kristallographisch orientierten Schüppchen von Hämatit abhängt. Dieser Hämatit stammt wahrscheinlich vom in den Feldspat eingehenden Eisenoxid. (Vergl S. 28).

Wir haben hier also wieder dieselbe Paragenese wie in den Epidotpegmatiten.

Die Hämatitkristallisation in den Feldspäten gibt dem ganzen Gestein eine tiefrote Farbe, dieselbe die man auch in den Pegmatiten sieht. Überhaupt scheint die schöne rote Farbe der Uferklippen der Schären Südfinnlands oft von dieser Epidot-Hämatitbildung abzuhängen, und das erklärt auch, warum man oft von demselben Granite in einer Gegend hellrote Felsen hat, in anderen wieder nur graue. Die Felduntersuchungen von Wegmann haben gezeigt, dass die inneren Teile der kleinen Granitmasse von Norrkulla besonders reich an solchen roten Graniten sind; das ist wahrscheinlich eine allgemeine Regel. Dort sind die Granite zuletzt unvollständig kristallisiert; die Restlösungen wurden hier angereichert und waren am längsten wirksam.

ERUPTIVGESTEINE ANDERER GRUPPEN.

DER ONASGRANIT.

Östlich von den hier beschriebenen Gebieten begegnet man einem grobkörnigen roten Granit, der entschieden jünger sein muss als die hier beschriebenen Bildungen, und einen ganz anderen geologischen Charakter besitzt. Er gehört zu der von Sederholm aufgestellten *dritten Gruppe der Granite* und liegt im Alter zwischen den hier behandelten Gesteinen und den Rapakivigraniten. Er soll aber in diesem Zusammenhange nicht näher behandelt werden; wir verweisen auf die Arbeiten von Sederholm und Borgström (21, 3).

DER LABRADORIT VON NEVAS.

In der Nähe des Kalksteinvorkommens von Nevas, unmittelbar W von Ronas, steht in einem kleinen niedrigen Aufschlüsse ein interessantes, basisches Gestein an, es gehört zu keiner von den vorigen Gruppen. Das vollkommen undeformierte Aussehen zeigt, dass es jünger als die alten Schiefer sein muss; sie werden von demselben durchquert. Das Gestein wird selbst von Mikroklinggranitpegmatiten durchsetzt.

Es besteht aus einer feinkörnigen schwarzen Grundmasse, mit reichlichen, vollkommen idiomorphen Einsprenglingen von lichtgrauem Labrador. Die Grösse derselben ist in einem Teile zwischen 1—2 cm, in anderen werden die langgestreckten Kristalle riesengross, mit einer Länge von bis zum etwa 20 cm. Teilweise werden die Plagioklaseinsprenglinge so stark angehäuft, dass die Grundmasse fast vollständig verschwindet und das Gestein in einem Anorthosit übergeht.

Unter dem Mikroskope sind die Plagioklase sehr klar; nur eine unbedeutende Saussuritisierung ist bisweilen zu sehen. Die Kristalle sind fast nicht zonar, und haben die Zusammensetzung 54 % An. Die Zwischenmasse besteht hauptsächlich aus grünem Chlorit und etwas Plagioklas und Quarz. Dazu kommen langgestreckte, fast nadelige Kristalle von Ilmenit.

Eine sehr schwache Granulierung um die grossen Einsprenglinge herum ist bisweilen sichtbar. Die Grenze zwischen Einsprenglingen und Grundmasse ist nicht immer ganz scharf; die ersteren scheinen bis zu einem gewissen Grade resorbiert zu sein.

DIE JUNGEN DIABASE.

Ein interessantes und petrologisch noch wenig erforschtes Gebiet bieten die jungen Diabase der Umgebung von Helsingfors. Es sind vollständig unmetamorphosierte Gänge mit scharfen Kontakten gegen das Nebengestein und mit häufig glasiger Ausbildung. Die Breite der Gänge wechselt von einigen Metern zu einigen cm (Tafel IV, Fig. 7). Das Alter ist nicht bekannt, aber sie sind jedenfalls postsvecofennidisch und die jüngsten Gesteine der Gegend.

Im untersuchten Gebiete sind die folgenden Diabase dieser Gruppe bekannt.

1. Kaisaniemi in der Stadt Helsingfors.
2. N-Ende von Degerö.
3. Mellungsby, an der Landstrasse E vom Dorfe.
4. Takvedaholm (W von Kallvik), W-Ufer.

5. Mölandet, N-Ufer.
6. Gumbostrand, Östersundom. Unter dem Kaufladen.
7. Rönn. (Eine kleine Insel W von Korpholmen, (Taf. IV, fig. 7).

8. Färholmen, W von Löparö.

Alle die Gänge haben etwa denselben Verlauf von N 20—30° E. Makroskopisch sind sämtliche Diabase schwarz und feinkörnig bis dicht. Die Diabase von Mellungsby und Färholmen sind porphyrisch, die übrigen haben eine feinkörnige, ophitische Struktur.

Die Bestandteile sind hauptsächlich Plagioklas, Augit und ein iddingsitähnliches Mineral und noch in kleinen Mengen Quarz und Glimmer. Doch variiert die Zusammensetzung recht stark.

Interessant ist z. B., dass einige von den Diabasen (Rönn) Albitdiabase (spilitisch) sind und dazu sehr reichlich Apatit enthalten.

Die oben gegebene kurze Übersicht der Gesteinstypen und der petrologischen Verhältnisse im Urgebirge der Küstenstrecke E von Helsingfors gibt kein vollständiges Bild der bunten, vielseitigen Probleme die uns hier begegnen. Sie ist ein Komplement zur feldgeologischen Beschreibung und möchte einige der wichtigsten petrologischen Fragen, welche sich auf Exkursionen in dieser interessanten Gegend studieren lassen, präzisieren.

ZITIERTE LITTERATUR.

1. ARGAND, EMILE, L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. des lab. de géologie, etc. de Lausanne (Suisse) No. 14. Lausanne 1909. 64 p., 3 fig., 1 pl.
2. BACKLUND, H. G., On the Stability of the Earth's Crust in Central Fennoscandia. Fennia 50, No. 25. Hels. 1928. 32 p., 2 fig.
3. BORGSTRÖM, L. H., Granitporphyr von Östersundom. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 29, Hels. 1907. 20 S., 3 Fig. 1 Taf.
4. BOWEN, N. L., The Behavior of Inclusions in Igneous Magmas. Journ. of Geol. Vol. XXX. Chicago 1922. p. 513—570, 12 fig.
5. BRANDER, G., Über die Petrographie von Degerö und Sandhamn. Bull. Comm. géol. de Finlande No. 85. Hels. 1929. S. 47—49.
6. BUDDINGTON, A. F., Granite Phacoliths and their Contact Zones in the Northwest Adirondacks. New York State Museum. Bulletin 281. pp. 51—107, 45 fig., 2 pl., 1 map.
7. CORNELIUS, HANS PETER und FURLANI-CORNELIUS, MARTHA, Die insubrische Zone vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-Nat. Klasse, 102. B. S., 16 Fig., 1 Taf., 1 Karte.
8. ESKOLA, PENTTI, On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. 2 maps, 6 plates and 55 fig. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 40. Hels. 1914. 277 p., 6 pl. 2 maps 55 fig.
9. ESKOLA, PENTTI, Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. Bull. Comm. géol. Finlande No. 44. Hels. 1915. 145 s., 5 fig.
10. FENNER, CLARENCE N., The Mode of Formation of Certain Gneisses in the Highlands of New Jersey. Jour. of Geol., Vol. XXII. Chicago 1914 pp. 24 pp: 594—612 and 694—702. fig.
11. FERSMAN, A., Zur Geochemie der Granitpegmatite. Min. Petr. Min. Bd. 41. 1931 S. 200—213.
12. FERSMAN, A., Ueber die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Bd. 41. 1931. S. 64—83, 9 Tabellen.
13. GOLDSCHMIDT, V. M., Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiete. Geol.-petr. Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Vid. selsk. skr. I. Mat.-nat. kl. 1920. No. 10. Krist. (Oslo) 1921. 142 S., 15 Taf., 1 Karte.
14. GRUBENMANN, U. — P. NIGGLI, Die Gesteinsmetamorphose. I Allgemeiner Teil. Berlin 1924. XII + 539 S., 160 fig.
15. LAITAKARI, A., Einige Albitgesteine von Südfinnland. Bull. Comm. geol. Finland No. 51. Hels. 1918 13 S., 5 fig.
16. MOBERG, K. AD., Beskrifning till Kartbladet N:o 3. Hels. 1881. 58 s., 6 Taf.
17. MUNTHE, H., JOHANSSON H. E., SANDEGREN, R., Göteborgstraktens geologi, berggrunden. Göteborg 1924. 180 s., 77 fig. 4 kartor.

18. PEHRMAN, G., Ueber eine Sulfidlagerstätte auf der Insel Attu im südwestlichen Finnland. Acta Academiae Aboensis. Math. et Phys. VI, 6. Åbo 1931. S., 1 Fig. im Text, 3 Taf.
19. SANDER, BRUNO, Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verhandl. der K.-K. geolog. Reichsanstalt. Jahrg. 1914. Wien 1914. S. 82—99, 7 Fig.
20. SEDERHOLM, J. J., Om Granit och Gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. Bull. comm. géol. Finlande No. 23. Hels. 1907. 110 s., 11 fig. 8 pl., 2 kartor, English summary.
21. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland.
Part I. The Pelling Region. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 58. Hels. 1923. 153 p., 64 fig., 8 pl., 1 map.
Part II. The Region around the Barösunds fjärd W of Helsingfors and neighbouring Areas. Bull. comm. géol. Finlande. No. 77. Hels. 1926. 143 p., 57 fig., 9 pl., 1 map.
22. SCHMIDT, WALTER, Gesteinsumformung. Denkschr. des Naturhist. Museums in Wien. Bd. 3 Wien 1925. 64 S., 12 Fig., 1 Taf.
23. TERMIER, PIERRE, Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Congr. géol. Intern. C. R. de la IXme session, Vienne 1903 (1904), p. 571—586.
24. WALDMANN, LEO., Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. XX. Wien 1927 S. 35—111.
25. WALDMANN, LEO., Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. Mitteilungen. Géol. Ges. Wien. Bd. XXII, 1929, S. 1, 15.
26. WEGMANN, C. E., Note sur la dépression axiale d'Åland. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 87. Hels. 1929, p. 71—77, 1 fig.
27. WEGMANN, C. E., Ueber Diapirismus (besonders im Grundgebirge) Bull. Comm. géol. Finlande. No. 92. Hels. 1930. S. 58—76, 4 fig.
28. WEGMANN, C. E., Ueber einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 93. Hels. 1931. S. 40—54, 8 Fig. auf 4 Taf., 1 Textfig.
29. WIİK, FREDRIK JOHAN, Bidrag till Helsingforstraktens Mineralogi och Geognosie. Akademisk afhandling etc. Helsingfors 1865. 42 S.
30. WIİK, FREDRIK JOHAN, Försök till framställning av Helsingforstraktens gneiss och granitformationer. Akademisk afhandling. Helsingfors 1866. 51 S., 1 Karte (1 : 50 000).
31. WILKMAN, W. W., Ueber Unakite in Mittelfinland. 7 Textfiguren. Fennia 50, No. 15, 1928, P. 1—20, 7 fig.

ERKLÄRUNG DER TAFELN.

TAF. I.

- Fig. 1. Pillow-Lava auf dem NW-Strande der Insel Östholm. Phot. C. E. W.
Fig. 2. Pillow-Lava auf der Insel Kalvholmen. Phot. C. E. W.

TAF. II.

- Fig. 3. Faltungen in den gebänderten Schiefen mit zerbrochenen dunklen Gängen, auf dem S-Strand der Insel Svarta Hästen. Phot. C. E. W.
Fig. 4. Faltung und Injektion in den gebänderten Schiefen auf der Insel Långholm (Solskensholmarna). Phot. C. E. W.

TAF. III.

- Fig. 5. Beginnende Faltung in den Kinzigitgneisen von Kantarnäs. Phot. C. E. W.
Fig. 6. Verschieferte und injizierte Kinzigitgneise auf der Insel Rönne (südlich von Östholm). Phot. C. E. W.

TAF. IV.

- Fig. 7. Junger Diabasgang in den Kinzigitgneisen von Rönne. Phot. C. E. W.
Fig. 8. Beginnende Auflösung der Kinzigite und Cordieritbildung auf SW-Torrvedsholm. Phot. C. E. W.

TAF. V.

- Fig. 9. Pillow-Lava-Struktur in den ultrabasischen Gesteinen von Torra Hästen. Phot. C. E. W.
Fig. 10. Granat-Sillimannit-Cordierit-Gneis auf dem westlichen Vorgebirge der Insel Torra Hästen. Phot. C. E. W.

TAF. VI.

- Fig. 11. Kalkagglomerat und Pillow-Lava auf dem NW-Strand der Insel Torra Hästen. Phot. C. E. W.
Fig. 12. Konglomerat in den ultrabasischen Gesteinen der mittleren Insel von Estluotan. Phot. C. E. W.

TAF. VII.

- Fig. 13. Konglomeratlager in den ultrabasischen Gesteinen auf der mittleren Insel von Estluotan. Phot. C. E. W.
Fig. 14. Dunkler Gang im Gneisgranite von Rönnskär-Central. Phot. C. E. W.

TAF. VIII.

- Fig. 15. Dunkler Gang im Gneisgranite auf dem S-Strand der Insel Rönnskär-Central. Phot. C. E. W.
 Fig. 16. Dunkler brecciiertes Gang im granitisierten Diorite von Mellan-Tjärhällan (südlich Sibbo Fagerö). Phot. C. E. W.

TAF. IX.

- Fig. 17. Lagengneis auf Tallholm (Krämaröarna). Phot. C. E. W.
 Fig. 18. Schichtfläche mit Linearstruktur und Querwülsten im Lagengneis auf Tallholm (Krämaröarna). Phot. C. E. W.

TAF. X.

- Fig. 19. Migmatit auf Blyörn (Südlich von Pörtö). Phot. C. E. W.
 Fig. 20. Dunkler Gang mit gefältelten Quarzadern in den Schiefen der Serie von Kallvik—Rastböle, am N-strande der Bucht zwischen Skatan und Kallviksudd. Phot. C. E. W.

TAF. XI.

- Fig. 21. Kalkagglomerat am N-Strande von Djupsund. Phot. C. E. W.
 Fig. 22. Gefalteter Einschluss im Pegmatite auf NW-Bodö. Phot. C. E. W.

TAF. XII.

- Fig. 23. Unakitisierter Pegmatit auf SW-Torrvedsholm. Phot. C. E. W.
 Fig. 24. Fiederspalt im weissen Pegmatite von Malörn, südlich von Mölandet. Phot. C. E. W.

TAF. XIII.

- Fig. 25. Migmatitisierung auf Tågholm, nördlich von Pörtö. Phot. C. E. W.
 Fig. 26. Pegmatitgneis auf der West-Küste von Sibbo—Fagerö. Phot. C. E. W.

TAF. XIV.

Mikrophotographien. Phot. E. H. K.

- Fig. 27. Kräftig deformierte, vollständig rekristallisierte Pillow-Lava. Die Hauptgemengteile sind Hornblende und Plagioklas. Ramsjöudd. Nic. 12, Vergrößerung (12 ×).
 Fig. 28. Deformierter Nordsjö-gabbro mit ausgewalzten Plagioklas- und Quarzkörnern. Unvollständige Rekristallisation. Nordsjö-Skatan. Nic. 12, Vergrößerung (12 ×).
 Fig. 29. Andalusitkinzigit mit grossen Andalusitindividuen. Korpholmen. Nic. 12, Vergrößerung (12 ×).
 Fig. 30. Mikroklingranit. Typischer Migmatitgranit. Lövholmen. Nic. +, Vergrößerung (12 ×).

TAF. XV.

- Fig. 31. Plan einer Felsfläche auf einer kleinen Klippe nördlich von Kamsholm, im Masstabe 1:25. Schwarz = Schiefergestein. Weiss = helle granitische Adern. Aufgenommen von den Verfassern.

TAF. XVI.

Fig. 32. Plan der West-Küste von Nordsjö-Skatan im Masstabe 1:1315. s. Fallwinkel in Graden.

$\gamma\beta$ = Gabbro

ohne Bezeichnung = Schiefer der Serie von Kallvik—Rastböle.

$\pi\epsilon$ = Pegmatit

$\pi\sigma$ = Plagioklasporphyr

$ur\pi\sigma$ = Uralitporphyr

Ringe = Strandablagerungen.

Der südöstliche Teil der Figur ist auf Texfig. 4 im Masstabe 1:1315. s dargestellt. Aufnahme der Verfasser.

NB. Auf allen Photographien, ausser Fig. 1, ist der Hammer so orientiert, dass das Eisen gegen Norden, der Stiel gegen Süden zeigt; die Spitze des Bleistiftes zeigt gegen Norden. Alle Bilder aufgenommen im Sommer und Herbst 1930.

BEMERKUNG ZUR ÜBERSICHTSKARTE.

Aus verschiedenen Gründen war es nicht möglich, dieser Arbeit eine geologische Karte beizugeben; wir müssen uns begnügen vorläufig den Schwarzdruck derselben zur leichteren Orientierung des Lesers beizulegen. Sie wurde hauptsächlich nach den Aufnahmen von C. E. Wegmann aus verschiedenen Karten zusammengestellt und auf den Masstab 1:75.000 reduziert. Zur genaueren Orientierung möge man auch zur Seekarte und den verschiedenen Blättern der topographischen Karte greifen.

Fallen der Schichten und Lineartexturen in Graden.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitenit 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 sen-glaciala 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 torfnossar 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 Finnlands. Dec. 1899	60: —
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	25: —
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	25: —
* N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25: —
* N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20: —
* N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färgglagd 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 Finnlands 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 Fennoscandia. 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: —
N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflo. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907....	50: —

* Epuisée.

N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	15:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907	50:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	25:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	15:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	10:—
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	20:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	30:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	25:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	25:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913	30:—
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25:—
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913	35:—
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Études 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:—
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:—

* Epuisée.

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 prekambriska bildningarna i mellersta Österbotten, av ERRO MÄRINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916.....	50: —
N:o 48.	On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60: —
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15: —
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30: —
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918.....	15: —
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920.....	15: —
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920.....	15: —
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921.....	30: —
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15: —
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922.....	15: —
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923.....	25: —
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I. The Pellingö Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923.....	60: —
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15: —
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923.....	50: —
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923....	15: —
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923.....	20: —
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923.....	15: —
N:o 64.	Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924....	30: —
N:o 65.	Über die Petrologie des 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 VAINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924.....	50: —
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20: —
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924.....	20: —

N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und einer Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das 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 prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 57 figures in the text and 44 figures on IX plates. Dec. 1926	60:—
N:o 78.	Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet, von HEIKKI VÄRYNEN. 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 Niveaushiftungen in Nordkarelien, Finnland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928	15:—
N:o 81.	On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora, by MATTI SAURAMO and VÄINÖ AUER. With 20 figures in the text and 4 plates. March 1928	14:—
N:o 82.	Über Wiikit, von LAURI LOKKA. Mit 12 Abbildungen und 21 Tabellen im Text. März 1928	30:—
N:o 83.	On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture, by J. J. SEDERHOLM. With 19 figures in the text and 50 figures on 16 plates. September 1928	50:—
N:o 84.	Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand, von MATTI SAURAMO. Mai 1928	10:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, 1. Avec 1 stéréogramme. Février 1929	40:—
N:o 86.	The Quaternary Geology of Finland, by MATTI SAURAMO. With 39 figures in the text, 42 figures on 25 plates and 1 map. January 1929	60:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 2. Avec 48 figures dans le texte et 6 planches. Juin 1929	70:—
N:o 88.	Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias marina avlagringar, av V. TANNER. Med 84 figurer i texten och 4 tavlor. Résumé en français. September 1930	150:—
N:o 89.	Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas, von C. E. Wegmann. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors, von E. H. Kranck. Mit 32 Fig. auf 16 Taf., 4 Textfiguren und einer Übersichtskarte im Masstabe 1:75 000. Juni 1931	40:—
N:o 90.	Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulformation, von H. HAUSEN. Mit 23 Figuren im Text, 12 Figuren auf 4 Tafeln und einer geologischen Übersichtskarte im Masstab 1:80 000. April 1930	50:—
N:o 91.	Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland, by J. J. SEDERHOLM With a map and 40 figures in the text. August 1930	30:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 3. Avec 29 figures dans le texte et 3 planches. Novembre 1930	50:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 4. Avec 12 figures dans le texte et 6 planches. Avril 1931	40:—
N:o 94.	Paraître prochainement.	
N:o 95.	On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archæan Rocks Formed by Secular Weathering, by J. J. Sederholm. With 48 figures in the text. Preliminary edition. July 1931	40:—



Fig. 1.



Fig. 2.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 3.



Fig. 4.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 5.



Fig. 6.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 7.



Fig. 8.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 9.

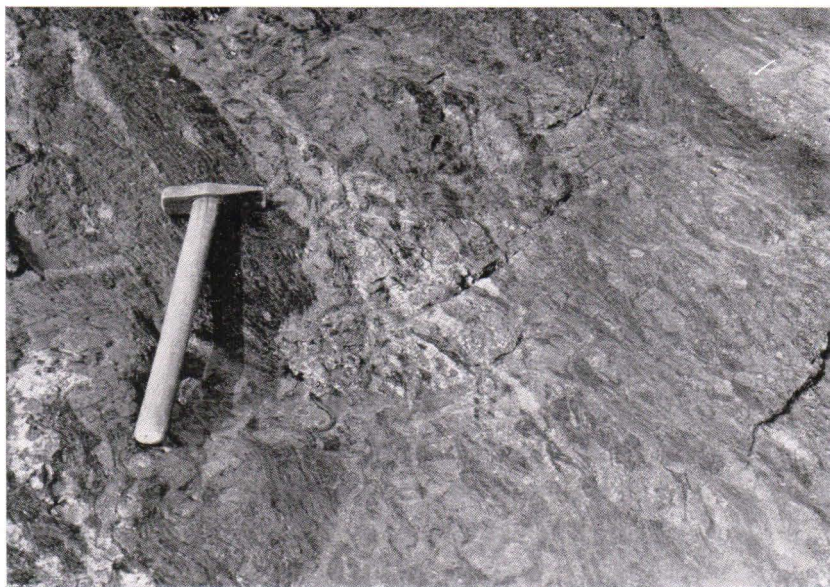


Fig. 10.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 11.



Fig. 12.

C. E. Wegman und E. H. Kranck: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 13.



Fig. 14.



Fig. 15.



Fig. 16.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 17.



Fig. 18.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.



Fig. 19.



Fig. 20.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.

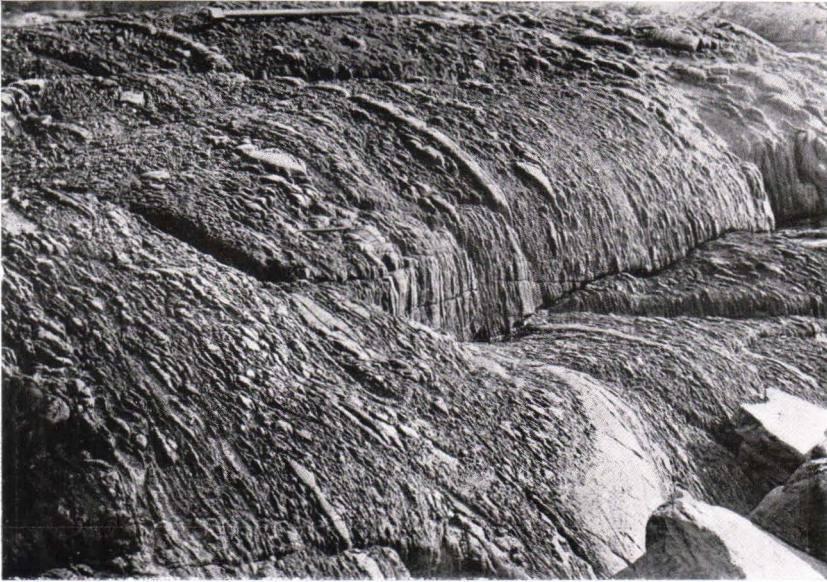


Fig. 21.



Fig. 22.



Fig. 23.



Fig. 24.



Fig. 25.

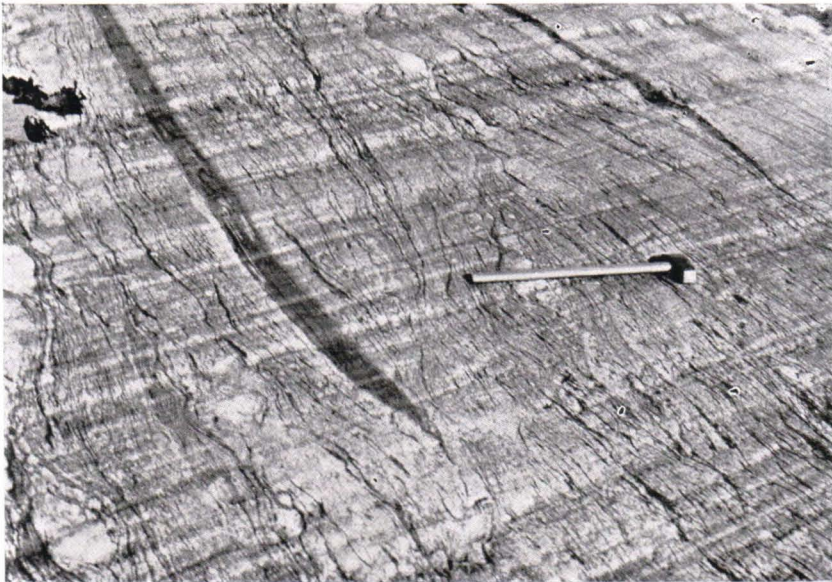


Fig. 26.

C. E. Wegman und *E. H. Kranck*: Svecofenniden in Finnland.

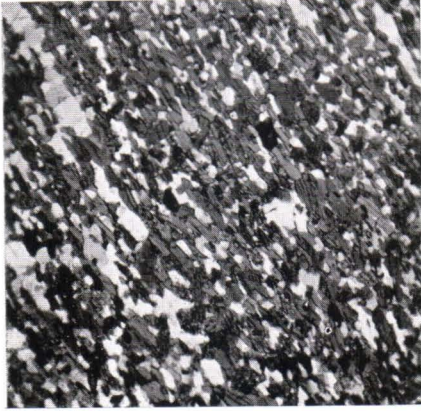


Fig. 27.



Fig. 28.

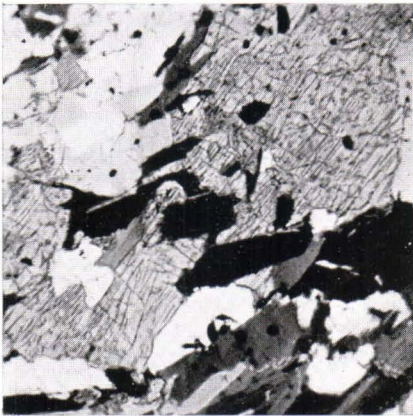


Fig. 29.



Fig. 30.

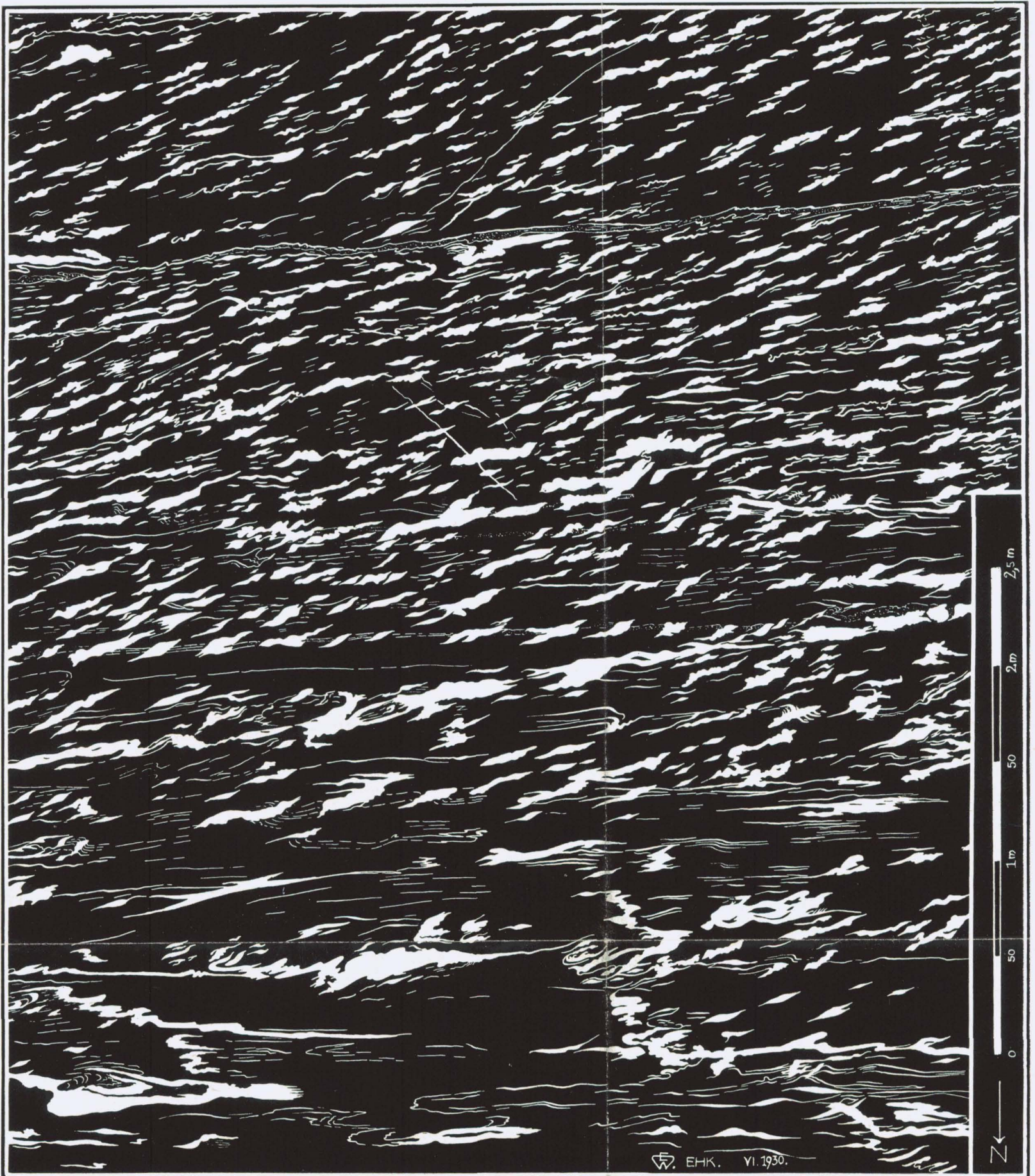


Fig. 31.

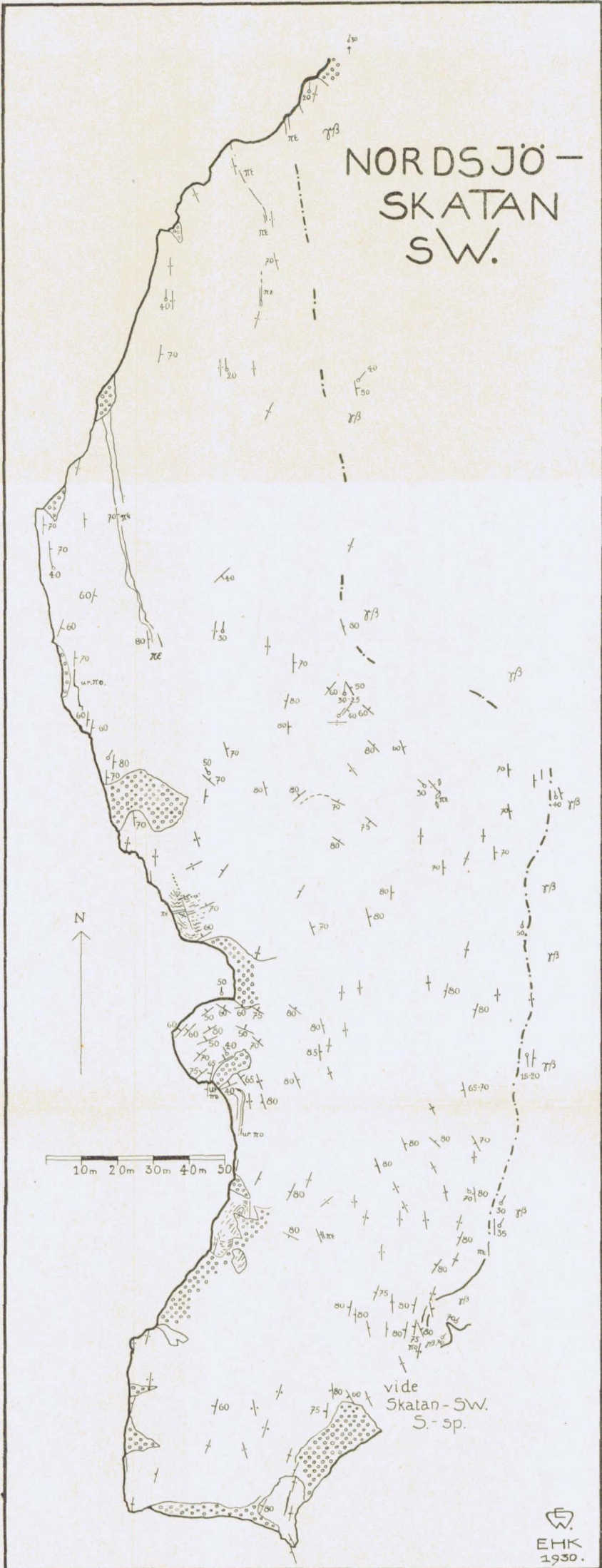


Fig. 32.



ÜBERSICHTSKARTE DER KÜSTENGEbietES ZWISCHEN HELSINGFORS UND ONAS.

MASSTAB. 1:75,000.

