

2. Der Nygård-Pluton.

Eine geologisch-petrographische Detailstudie eines basischen Intrusivkörpers im Grundgebirge von Fennoskandia.

Von

Walter Larsson.

(Mit Taf. I—III).

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	I 4
I. Einleitung	14
II. Historisches	15
III. Orientierende geologische Übersicht	16
IV. Die Petrographie des älteren Nebengesteins	20
a. Der Migmatitgneis	20
1. Leptitische Typen	21
2. Tonerdereiche Typen	23
3. Quarzitische Typen	30
4. Granitische Typen	31
5. Amphibolitische Typen	32
b. Der Filipstadgranit	34
V. Der Nygård-Pluton	38
a. Bau und Intrusionsweise des Plutons	38
b. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Nygård-Plutons	67
1. Haupttypen	67
α. Intrusion I	67
β. Intrusion II	72
γ. Intrusion III	76
2. Petrographisch abweichende, quantitativ untergeordnete Typen	86
α. Porphyrische Form des Typus I	86
β. Porphyrische Form des Typus II	87
γ. Hypersthenfreier Gabbro	89
δ. Pyroxenitisch-noritischer Gabbro	91
ε. Feinkörniges Endokontaktgestein	93
3. Umgewandelte Gesteine des Massivs	95
4. Ganggesteine	99
α. Noritische Typen	99
β. Hornblendepikrit	101
γ. Saure Gänge	105
δ. Diabas	107

	Seite
c. Chemismus und Differentiation der Gesteine	109
d. Bruchspaltenbildung und Verklüftung	122
e. Die regionale Stellung des Nygård-Massivs	130
VI. Literaturverzeichnis	132

Vorwort.

Die grundlegenden feldgeologischen Arbeiten zu dieser monographischen Studie wurden während der Sommermonate 1931 und 1932 ausgeführt; im ersten Jahre mit Unterstützung von einem der Linné-Stipendien der »Naturwissenschaftlichen Studentengesellschaft« zu Upsala und im zweiten Jahre mit R. Otterborgs Reisestipendium, das mir von der geologischen Sektion derselben Gesellschaft zugeteilt wurde; daneben erhielt ich Mittel aus Bjurzons Prämienfonds der Universität Upsala. Die Bearbeitung des eingesammelten Materials erfolgte hauptsächlich während der Wintermonate 1932—33 und 1933—34 im Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Upsala. Ausser einer Anzahl von etwa 150 Dünnschliffen, die von den Herren Präparatoren A. R. ANDERSSON und E. KARLSSON gemacht worden sind, ist auch eine kleinere Sammlung von im Besitze der Schwedischen Geologischen Landesanstalt befindlichen, älteren mikroskopischen Präparaten aus dem hier behandelten Gebiet durchgesehen worden. Die in dieser Arbeit publizierten 12 neuen chemischen Gesteinsanalysen sind von Fil. Lic. S. PALMQVIST ausgeführt und durch ein Stipendium aus dem »Lennanderschen Fonds für naturwissenschaftliche und medizinische Forschung« ermöglicht worden.

Meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. H. G. BACKLUND bin ich zu grossem Dank verpflichtet für das lebendige Interesse, das er dieser Untersuchung stets entgegengebracht hat, sowie auch für den Beistand, den er mir bei der Ausführung derselben in verschiedener Hinsicht geleistet hat. Ferner möchte ich schliesslich Herrn Oberdirektor Dr. A. GAVELIN für die Genehmigung danken, eine im Archiv der Schwedischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrte, von E. ERDMANN ausgeführte Zeichnung (Fig. 24) zu veröffentlichen.

Upsala im November 1934.

I. Einleitung.

Der Intrusionskörper, dessen Petrographie und Geologie nachstehend beschrieben werden soll, ist im südwestlichen Teil der schwedischen Provinz Nerike an der Grenze zwischen den Kirchspielen Viby und Snaflunda mit seinem Zentrum etwa 2,5 km südlich der Station Vretstorp an der

Eisenbahn Stockholm—Göteborg gelegen. Das Gebiet, das also nahe dem nördlichen Rand des relativ gehobenen Grundgebirgsblockes liegt, der gegen Süden die abgesenkte, von kambro-silurischen Sedimenten teilweise eingenommene Nerike-Ebene begrenzt, nimmt eine Höhenlage von ca 140 m ü. d. M. ein, mit seinen höchsten Punkten zwischen 150 und 160 m ü. d. M. erreichend. Da das spätglaziale Meer in dieser Gegend ein höchstes Niveau von etwa 150 m erreicht hat (siehe z. B. 9. Tafel 3) und also die Moränenbedeckung in diesem ziemlich hügeligen Gelände während der postglazialen Landhebung in grossem Ausmass von den Höhen leicht hinuntergespült werden konnte, ist der Felsgrund des Gebietes im allgemeinen recht wohl aufgeschlossen, besonders im Vergleich mit der Gegend einige km westlicher, die zwischen 190 und 200 m ü. d. M. liegt und also eine Insel im spätglazialen Meere gebildet hat, wo auf Flächen mit einem Umfang von mehreren km² kein Felsen aus der Moränenbedecke hervorragt. Doch wurde die Detailuntersuchung der Geologie des Nygårdgebiets durch die im allgemeinen ungewöhnlich dichte Nadelwaldvegetation erschwert, die teils der Orientierung bedeutend hinderlich ist, teils zu einer dichten Bodenvegetation von Moosen und Reisern Veranlassung gibt, die die sonst von Erdoberfläche befreiten Felsen meist vollständig verhüllt. Das Grundgebirge in den östlichen Teilen des Massivs ist ferner durch einen dort entwickelten Os-komplex und durch die postglazialen Sandmassen, die aus diesem während der Landhebung hinuntergespült wurden, zum grossen Teil der Beobachtung entzogen. Schliesslich wird ein Klufttal, das in nord-südlicher Richtung mit nach Süden zunehmender Breite die zentralen Teile des Massivs durchzieht, von Sumpfboden eingenommen. Die Lücken, die dadurch in den Beobachtungen entstehen, sind aber nicht von der Grössenordnung, dass die Deutung der Strukturen innerhalb des Massivs dadurch wesentlich erschwert wird.

II. Historisches.

Die Literatur über das Nygård-Massiv ist ziemlich unbedeutend. Zum ersten Male wird es wahrscheinlich im Druck i. J. 1881 in der Erklärung zum Blatt 7 der geologischen Übersichtskarte des mittleren Schwedens von TÖRNEBOHM (44. p. 20) erwähnt. Das Gestein wird da als »ein kleinkörniger bis mittelgrober Gabbro« angegeben, »aus Plagioklas (wahrscheinlich Anorthit), Diallag, teilweise in Hornblende umgewandelt, und ein wenig Hypersthen bestehend«, mit accessorischem Glimmer, Orthoklas, Magnetit und Apatit. TÖRNEBOHM sagt fernerhin, dass der Gabbro im Inneren des Massivs ganz massenförmig, gegen den umgebenden Gneis aber nicht selten sichtbar schiefrig sei. Gegen diese Beschreibung sei schon an dieser Stelle angeführt, dass der Plagioklas des Gesteins sich niemals so kalkreich erwiesen hat, dass er als Anorthit zu bezeichnen sei, während von den

mafischen Mineralen in dem quantitativ weitaus überwiegenden Teil des Massivs der Hypersthen entschieden dominierend ist. In betreff der strukturellen Angaben soll schliesslich unter Hinweis auf einen späteren Abschnitt dieser Schrift hier nur angeführt werden, dass die als »Schiefrigkeit« erklärte, oder vielleicht nur so benannte, in der Tat aber primäre Fluidalstruktur sich durchaus nicht in der Weise an die peripherischen Teile des Massivs gebunden erweist, als es nach der oben angeführten Aussage TÖRNEBOHMS der Fall zu sein scheinen könnte.

Bei der Ausarbeitung des oben erwähnten Kartenblatts hatte TÖRNEBOHM (44. p. 3) sich u. a. der Resultate der für das geologische Kartenblatt »Askersund« durch die Geologische Landesanstalt von Schweden in den Jahren 1876—79 ausgeführten Rekognoszierungen bedient. Dieses Kartenblatt wurde im Jahre 1883 gedruckt, aber erst im Jahre 1889 erschien die Beschreibung desselben, von EDVARD ERDMANN (12) verfasst, der die geologischen Rekognoszierungen geleitet hatte. ERDMANN widmet in dieser Beschreibung eine Seite (12. p. 62) dem Nygård-Massiv, mit welchem Namen der betreffende basische Intrusivkörper von ihm belegt wurde, nach Nygård, einem Domänengut, gleich ausserhalb der nordöstlichen Grenze des Massivs gelegen. Aus der allerdings sehr kurzgefassten Beschreibung, die ich später kommentieren werde, geht aber deutlich hervor, dass ERDMANN über die einigermassen einzigartige Stellung des betreffenden Gabbromassivs im Grundgebirge dieser Gegend im klaren gewesen ist, u. a. daraus, dass er seine Absicht mitteilte, in der Zukunft eine eingehendere Beschreibung desselben zu veröffentlichen. Laut einem Tagebuch (13) im Archiv der schwedischen geologischen Landesanstalt hat er auch nach dem Druck des Kartenblatts das Nygård-Massiv besucht. Die angekündigte Spezialbeschreibung ist aber aus unbekannten Gründen ausgeblieben.

In »Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad« (6. p. 26) wird von A. BLOMBERG eine kurze Beschreibung vom Nygård-Massiv gegeben. Da dieselbe ein teilweise wortgetreuer Auszug aus dem soeben erwähnten Bericht ERDMANNs ist, gibt es gute Gründe zu vermuten, dass BLOMBERG persönlich das betreffende Massiv nicht besucht hat. Schliesslich sei erwähnt, dass E. ERDMANN in seinem Referat über die soeben erwähnte Abhandlung (14. p. 287) Veranlassung gefunden hat, u. a. dieses Gabbromassiv als »bemerkenswert« anzuführen.

III. Orientierende geologische Übersicht.

Das hier behandelte Gebiet kann durch seine Lage nahe an einer der wichtigsten Grenzzonen im Grundgebirge von Fennoskandia, der Grenze zwischen dem s. g. Eisengneis des westlichen Schwedens mit hauptsächlich in NNW-SSE entwickelten Strukturen und dem ungefähr senkrecht

dazu streichenden sveco-fennischen Gebiet im Osten, schon an und für sich auf spezielle Aufmerksamkeit Anspruch machen. Um so mehr ist das der Fall, als neuerdings Ansichten in betreff der Altersverhältnisse im Grundgebirge dieser Gegenden vorgelegt worden sind (26, 27), die in wichtigen Punkten von den in den letzten Jahrzehnten gewöhnlichen Auffassungen wesentlich abweichen.

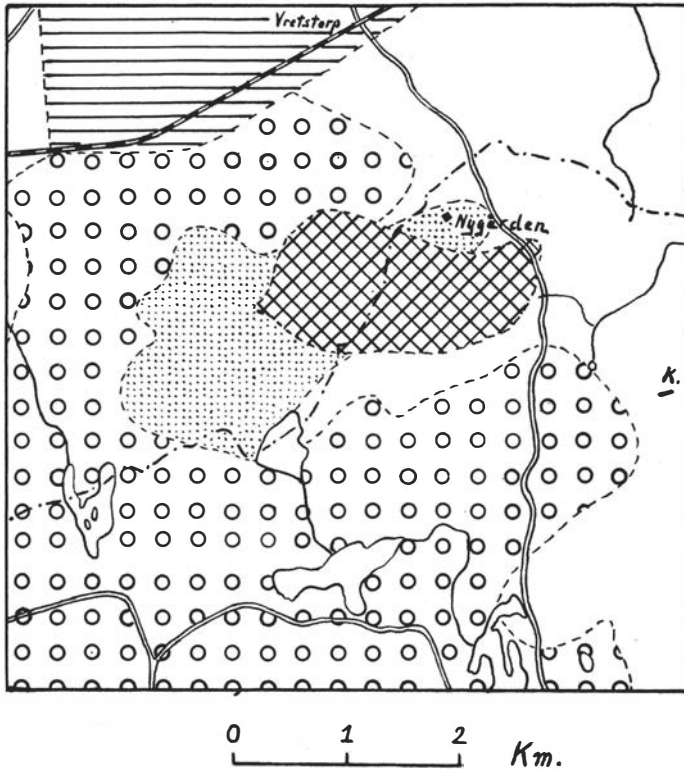


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte der Gegend vom Nygård-Massiv.

Horizontal schraffiert = Kambro-silurische Decksedimente.
 Schräg kariert = Das Nygård-Massiv.
 Kleine Kreise = Filipstadgranit.
 Punktiert = Granat-Cordierit-Gneis.
 Ohne Bezeichnung = Migmatitgneis im allgemeinen.
 K = Kristallinischer Kalkstein.

Wie aus der beigegeführten Übersichtskarte (Fig. 1) teilweise hervorgeht, wird der Felsgrund, wenn man von den an dem nördlichen Rand der Karte angegebenen, im Gebiet der Kartenskizze jedoch der Erdbedeckung halber als fest anstehendes Gestein nicht beobachteten, kambro-silurischen Decksedimenten absieht, aus vier ungleichartigen Haupteinheiten aufgebaut: 1. einem hochmetamorphen, migmatitischen Gneis, 2. einem gewöhnlich grobporphyrischen, teilweise verschieferten Granit, 3. dem Massiv von haupt-

sächlich noritischen Gabbrogesteinen, dem Nygård-Massiv, das das Hauptobjekt dieser Studie ist, und 4. einer Anzahl von quantitativ wenig hervortretenden Diabasgängen.

Der Gneis, der das älteste Glied im Grundgebirge dieser Gegend ausmacht, muss als ein westlicher Ausläufer des Gneisgebiets von Södermanland angesehen werden. Die Auffassung MAGNUSSONS (28) von diesem Gneiskomplex als einer stark metamorphosierten, von Urgraniten intrudierten Leptitformation, die ursprünglich einen dem des Bergslagens analogen Aufbau hatte, eine Schlussfolgerung, zu der auch der Verfasser durch chemisch-statistische Behandlung von vorhandenem Analysenmaterial (24. p. 172 u. f.) gelangt ist, kann auch auf das jetzt studierte Gebiet bezogen werden. So kommen typischer Granatgneis und Partien von unzweifelhaftem Orthocharakter vor, und ausserdem werden Teile mit wohl erhaltener leptitischer Beschaffenheit sowie kristallinischer Kalkstein und Amphibolite angetroffen, wobei es begreiflicherweise schwierig ist, zu entscheiden, ob diese letzteren ursprüngliche Glieder der Leptitformation repräsentieren oder mit den Grünsteingängen zu parallelisieren sind, die in Bergslagen einen Hiatus zwischen der Intrusion der Urgranite und der der Fellingsbro-Stockholmgranite markieren sollen (26. p. 629). Irgend ein Vertreter dieser Altersgruppe von Graniten ist in dem ziemlich begrenzten Gebiet, das die Untersuchungen des Verfassers umfasst, nicht angetroffen worden.

Das nächstjüngere Gesteinsglied ist ein grobporphyrischer Granit, der in der Gegend des Nygård-Massivs etwas verschiefert ist und daher mit der Bezeichnung »roter Augengneis« bzw. »granitischer Augengneis« und »Gneisgranit«, verschiedene Abstufungen der Verschieferung repräsentierend, auf dem Blatt »Askersund« von dem grossen Granitmassiv abgeschieden worden ist, und der sich gegen Süden und Südwesten in die angrenzenden Kartenblätter erstreckt. Dieser Granit, der von ERDMANN (12. p. 48) Örebrogranit genannt wird, soll aber, wie schon TÖRNEBOHM andeutet (44. p. 16), obwohl er selbst vorzieht, ihn Askersundgranit zu benennen, zur Gruppe des Filipstadgranits gerechnet werden. Dass die als Augengneis auf dem geologischen Kartenblatt »Askersund« in der Gegend vom Nygård-Massiv bezeichneten Gesteine als der nördlichste Teil des grossen Filipstadgranitmassivs zu betrachten sind, der wenigstens zum grossen Teil durch die Intrusion des Nygård-Massivs sekundär verschiefert worden ist, geht unzweifelhaft aus dem Studium der Feldverhältnisse hervor. Das Feststellen einer Grenze zwischen dem völlig massenförmigen Filipstadgranit und dem granitischen Augengneis ist, wie ERDMANN (12. p. 49) auch teilweise zugeht, ganz subjektiv, da der Übergang langsam und vollkommen kontinuierlich ist, eine Tatsache, die in einer ausgezeichneten Weise auf der Karte TÖRNEBOHMS wiedergegeben worden ist, insofern es die Gegend südlich des Nygård-Massivs betrifft. Wie ein Vergleich zwischen dieser Karte TÖRNEBOHMS und der hier mitgeteilten Übersichtskarte zeigt, haben die

Gesteinsgrenzen unmittelbar nördlich und westlich des Massivs in wichtigen Punkten revidiert werden müssen. So ist der feldgeologische Zusammenhang zwischen dem schiefrigen Augengranit nördlich des Massivs und der Hauptmasse südlich desselben übersehen worden, was TÖRNEBOHM veranlasst hat, dem ersteren eine von dem letzteren abweichende Bezeichnung zu geben, welches die Feldverhältnisse laut meiner Erfahrung nicht rechtfertigen. Zu derselben Auffassung über die Zusammengehörigkeit dieser verschieferten Augengranite mit der Filipstadgranitgruppe ist auch SEDERHOLM (40. p. 60) während Exkursionen in diesen Gegenden gelangt.

Betreffs der Beziehung zwischen dem Filipstadgranit, mit dem also auch die schiefrigen Modifikationen in der Gegend des Nygård-Massivs eingeschlossen sind, und dem Migmatitgneis sei angeführt, dass schon ERDMANN (12. p. 26) an einer Stelle in unserem Gebiet, nämlich nördlich von Fagerlid, südlich der Station Vretstorp, das Fallen der Kontaktfläche hat aufmessen können. Er fand, dass am nordöstlichen Kontakt des Filipstadgranits dieselbe $50-60^\circ$ nach Südwesten, also unter den Granit hinein, abfällt, eine Beobachtung, die von einem gewissen Interesse für das Verständnis der Intrusionsform des Granits ist und auf die es bei der Behandlung der Intrusionstektonik des Nygård-Massivs Veranlassung sein wird zurückzukommen. Dass die Vergneisung und Granitisierung des älteren, leptitischen Grundgebirges in diesem Gebiet eine frühere, von der Intrusion des Filipstadgranits unabhängige Erscheinung ist, zeigt ein Blick auf die Verhältnisse ein paar Meilen nach Südosten, in der Gegend der Erzfelder von Ämmeberg und Vena, wo die primäre Beschaffenheit der Leptitformation besser erhalten ist und wo diese, wie westlich des Sees Ämmelången, in diesem wenig metamorphisierten Zustand unmittelbar an das Filipstadgranitmassiv grenzt.

Nächstjünger als der Filipstadgranit in diesem Gebiet ist das Nygård-Massiv, ein basischer Intrusionskörper von grossem Interesse nicht nur durch seine geologische Stellung, sondern auch durch seinen inneren strukturellen Aufbau und nicht weniger durch das Auftreten einer in ihren gegenseitigen Beziehungen sehr instruktiven Differentiationsreihe von basischen Gesteinen. Das jüngere Alter dieses Massivs im Verhältnis zu sowohl dem Migmatitgneis als dem Filipstadgranit wird durch das Auftreten in beiden von basischen Ganggesteinen bewiesen, die sowohl in ihrer geographischen Verbreitung als in mineralogisch-chemischer Hinsicht sich an das Hauptmassiv genetisch gebunden zeigen, eine Schlussfolgerung, die durch das Ergebnis eines Studiums der primären Strukturen des Inneren des Massivs und deren Beziehung zu den Strukturen speziell in dem umliegenden Filipstadgranit gestützt wird.

Auch das Nygård-Massiv wird seinerseits von Gängen durchsetzt, und zwar von drei verschiedenen Kategorien: 1. einem quantitativ unbedeutenden, nur in zwei Fällen beobachteten, ultrabasischen Typus, der durch

seine mineralogische und chemische Beschaffenheit sich deutlich als ein Glied der Differentiationsreihe des Massivs herausstellt; 2. einer der individuellen Mächtigkeit nach ebenfalls wenig bedeutenden, aber in einer verhältnismässig grossen Anzahl repräsentierten Gruppe von saurer Zusammensetzung, die mindestens teilweise, wie späterhin dargelegt wird, durch selektives Schmelzen von umgebenden sauren Gesteinen bei der Intrusion des Massivs entstanden sein dürfte und 3. einigen wenigen, teilweise mehrere m mächtigen Gängen von einem quarzführenden, feinkörnigen Diabas mit dichten Kontaktzonen. Dieser Diabas, der auch ausserhalb des Nygård-Massivs vorkommt und der deutlich einer späteren Intrusionsepoche angehört, ist, wenn man von einem nicht näher untersuchten, weil gebietsfremden Vorkommen von Olivindiabas von Åsbytypus, etwa 1 Meile ost-südöstlich des Nygård-Massivs, absieht, das jüngste Gestein im Grundgebirge dieser Gegend.

Im folgenden wird zuerst eine kurze, petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen gegeben, die älter als das Nygård-Massiv sind. Danach wird zunächst die Intrusionstektonik des Nygård-Massivs und dann die Petrographie und Mineralogie der verschiedenen damit zusammengehörigen Gesteinstypen und auch die der jüngeren Ganggesteine behandelt, wonach eine Diskussion des Differentiationsverlaufs folgt, von chemischen, mineralogischen und tektonischen Daten erläutert. Mit den Beziehungen der Eruptivgänge zu den primären Strukturen des Massivs als Ausgangspunkt wird darauf die Frage behandelt, ob die Verklüftung des Gabbros im kleinen auf die primäre Intrusionstektonik oder auf spätere tektonische Deformationen zurückzuführen ist, die sich u. a. durch die in der Morphologie im grossen hervortretenden Dislokationslinien zu erkennen geben. Schliesslich wird das geologische Alter des Nygård-Massivs diskutiert und ein Versuch gemacht, dasselbe in einen grösseren regionalen Zusammenhang hineinzustellen.

IV. Die Petrographie des älteren Nebengesteins.

a. Der Migmatitgneis.

Wie schon in der einleitenden Übersicht erwähnt worden ist, können in dem Migmatitgneis, der das älteste Glied des Grundgebirges in dieser Gegend bildet, die meisten der Gesteine der mittelschwedischen Leptitformation in mehr oder weniger metamorpher und granitisierter Tracht mit grösserer oder kleinerer Gewissheit erkannt werden, ja, nicht genug hiermit, trotz dieser durchgreifenden Metamorphose und der tektonischen Störungen, die von der Intrusion zuerst des Filipstadgranits und dann der des Nygård-Massivs bedingt sind, können aus der Verteilung der verschiedenen

Komponenten gewisse Hauptzüge der Tektonik der ursprünglichen Leptitformation verspürt werden, auf die ich etwas später zurückkommen werde.

In der folgenden petrographischen Beschreibung wird eine Einteilung je nach dem ursprünglich leptitischen, phyllitischen, quarzitischen, granitischen bzw. amphibolitischen Charakter der in den Migmatitgneis eingehenden Hauptkomponente durchgeführt. Da kristallinischer Kalkstein in dem eingehender studierten Gebiet nicht auftritt, obwohl ein Vorkommen nahe am östlichen Rand der Übersichtskarte (Fig. 1) gelegen ist, wird diese Komponente hier nicht näher behandelt.

1. Leptitische Typen.

Gesteine von diesem Charakter kommen sowohl nördlich als südlich des Nygård-Massivs und auch als Einschlüsse in demselben vor. In seiner deutlichst leptitischen Form, wie nördlich von Vedermodån, ist das Gestein feinkörnig, rötlich grau, schwach schiefrig, bisweilen mit ein paar mm breiten, abwechselnd biotitreicheren, dunkelgrauen und biotitarmen, hellroten Striemen, die möglicherweise primäre Schichtung(?) repräsentieren. Mitunter kommen auch spärliche gerundete, bis zu $\frac{1}{2}$ cm grosse, rote Feldspatkristalle vor.

Wie aus der folgenden an einem Einschluss von leptitischem Gneis im Norit nahe dem nördlichen Kontakt des Massivs ausgeführten Rosiwal-Bestimmung¹ hervorgeht, besteht das Gestein aus vorwiegendem Mikroklin

Mikroklin (einschl. höchstens ein paar % Plagioklas)	61,7 %
Quarz	30,5 »
Erz	4,0 »
Biotit	3,8 »
	100,0 »

und Quarz, die eine pflasterkörnige Masse mit einer Körnergrösse von etwa 0,05 mm bilden, jedoch mit einer Tendenz der Quarzkörner, parallel der makroskopischen Schieferigkeit in ausgezogenen Zusammenhäufungen gesammelt zu sein, auch dann mit ziemlich einfachen Konturen zwischen den verschiedenen Individuen. Der Mikroklin, der durchweg deutlich gitterstruiert ist, tritt auch in einzelnen grösseren Körnern mit einem Diameter von etwa 0,4 mm auf, in denen häufig perthitische Albitspindeln vereinzelt eingelagert sind. Der Biotit, der in etwa 0,08 mm langen, untereinander und mit der Längsachse der Quarzaggregate parallelen Schuppen mit Pleochroismus in gelben und olivengrünbraunen Farben vorkommt, und das Erz in

¹ Hier wie im folgenden zu Gewichtsprozent umgerechnet unter Anwendung von den von V. PHILIPSBORN (34. p. 244) angegebenen Werten der spezifischen Gewichte der Minerale.

teils gerundeten Körnern, teils ausgezogenen Aggregaten tragen beide durch ihre Verteilung zur Entfaltung der Parallelstruktur des Gesteins bei. Ausserdem sind, in untergeordneten Mengen vorkommend, zu verzeichnen: Plagioklas in kleinen, vereinzelt Individuen, von denen ein Albit-Ala-Zwilling als 32 % An enthaltend bestimmt wurde¹, Chlorit, wenigstens zum grossen Teil sekundär aus Biotit gebildet, und Epidot, teils in kleinen, ziemlich gleichmässig verteilten Individuen, teils stellenweise in grösseren Kristallaggregaten wahrscheinlich von exogenem Ursprung. In dem leptitischen Gneis nördlich von Vedermodan kommen einzelne, kleine, idiomorphe Zirkonkristalle, im Biotit von pleochroitischen Höfen umgeben, und etwas reichlichere und grössere Prismen von Apatit hinzu.

Diese jetzt beschriebenen Gesteine sind deutlich Leptite von einer ziemlich extrem kalireichen Zusammensetzung gewesen. Dasselbe gilt, obwohl in nicht so ausgeprägtem Grade, von dem roten, feinkörnigen, leptitischen Gneis, der südlich der Station Vretstorp vorkommt und der in die von Epidot und Calcit verkittete Verwerfungsbreccie eingeht. Der ungewöhnlich hohe Quarzgehalt, der aber zum Teil durch eine im Zusammenhang mit den Verwerfungsbewegungen erfolgte Quarzdurchtränkung des Gesteins entstanden sein dürfte, und das beinahe vollständige Fehlen primärer, femischer Silikatminerale geben diesem Gestein ein noch mehr salisches Gepräge als die vorher beschriebenen. Die Proportion Mikroklin: Plagioklas scheint aber im Vergleich mit diesen im betreffenden Gestein etwas zugunsten des letzteren verschoben zu sein, der laut einer Bestimmung an einem Albitzwilling 27 % An hat.

Als eine Variante in mehr mafische Richtung und gewissermassen einen Übergang zur nächsten Gruppe bildend sei ein ziemlich dunkelgraues, feinkörniges Gestein nahe dem nördlichen Kontakt des Nygård-Massivs mit folgender quantitativer Mineralzusammensetzung angeführt:

Mikroklin	41,2 %
Plagioklas	29,5 »
Biotit	14,4 »
Quarz	10,0 »
Erz	4,1 »
Zirkon	0,4 »
Epidot	0,3 »
Apatit	0,1 »
	100,0 »

Der Mikroklin, der in unregelmässig konturierten Individuen vorkommt, zeigt eine ziemlich undeutliche Gitterstruktur und teilweise einzelne Perthit-

¹ Der An-Gehalt des Plagioklases ist, wo nicht anders angegeben wird, am Universaldrehtisch nach der Methode von Fedoroff-Nikitin unter Verwendung von den der Anleitung REINHARDS (35) mitgegebenen Diagrammen bestimmt worden.

schnüre. An der Grenze gegen den Plagioklas, laut Bestimmung an einem Albitzwillig 44 % An enthaltend, treten kleine, wenig entwickelte Warzen von Myrmekit auf. Betreffs der übrigen Minerale sei nur hervorgehoben, dass das Erz am liebsten allotriomorph auftritt, die Zwickel zwischen den Feldspatkörnern ausfüllend, und dass der Biotit gern in grösseren, kristalloblastischen, zerschlitzen Individuen die übrigen Hauptminerale durchwächst.

2. Tonerdereiche Typen.

Wie aus der Übersichtskarte hervorgeht (Fig. 1), breitet sich von der Gegend von Nygård gegen Südwesten nach dem Filipstadgranit hin ein von dem Nygård-Massiv abgeschnittenes Gebiet von Gesteinen aus, die wegen ihrer Mineralassoziationen als durch Granitisieren und Ultrametamorphose von Gesteinen von ursprünglicher Tonerdesedimentzusammensetzung entstanden erklärt werden können. Wegen der Veränderungen, die diese Gesteine im unmittelbaren Kontakt mit dem basischen Intrusionskörper des Nygård-Massivs erfahren haben, werden in der folgenden petrographischen Beschreibung die von dieser Kontakteinwirkung nicht nachweislich betroffenen Typen zuerst und dann die an diesen Kontakt unmittelbar gebundenen, von den vorigen in einigen Beziehungen abweichenden Gesteine behandelt.

Die erstgenannten Gesteine bilden eine Reihe von je nach dem Biotitgehalt heller oder dunkler, teilweise rötlich, grauen, mittelkörnigen, bisweilen ziemlich gleichkörnigen Gneisen, häufig aber mit gröberen Fasern reich an rotem Mikroklin sowohl als stellenweise dunkelroten Granatporphyroblasten. Diese jetzt erwähnten Minerale, Biotit, Mikroklin und Granat, nebst Quarz sind die einzigen, die mit Gewissheit makroskopisch identifiziert werden können. Wie aus der Tabelle I zu sehen ist, wo die Mineralassoziationen neun verschiedener Proben der betreffenden Gesteine wiedergegeben sind, in N:o 1 und 3 auch mit gewichtsprozentischen Daten, sind nicht weniger als 15 verschiedene Minerale im Aufbau dieser Gesteine nachgewiesen worden, von denen aber nur 5, und zwar Mikroklin, Quarz, Cordierit, Biotit und Erz, in sämtlichen untersuchten Dünnschliffen vorkommen.

Der Mikroklin, der gewöhnlich deutliche Gitterlamellierung zeigt und stellenweise perthitstruiert ist, am häufigsten von der Art, die von ANDERSEN (1. p. 149) »string«-Perthit benannt wird, bisweilen aber auch von »film«-Typus, kommt in wechselnder Menge hauptsächlich in grösseren, augenähnlichen, unregelmässig konturierten Kristallen vor. Der Plagioklas, dessen Anorthitgehalt in den untersuchten Handstücken zwischen 25 und 47 % wechselt mit durchschnittlich 34 %, ist im ganzen quantitativ dem Mikroklin weit untergeordnet und kommt in kleinen, chemisch frischen In-

Tabelle I.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
Mikroklin	23,0	+	23,4	+	+	+	+	+	+
Plagioklas	4,0	—	1,7	+	+	+	+	+	+
Quarz	8,9	+	10,4	+	+	+	+	+	+
Cordierit	27,2	+	43,5	+	+	+	+	+	+
Granat	—	+	0,3	+	+	+	+	+	+
Sillimanit	6,9	—	5,8	—	+	+	+	+	+
Andalusit		—		—	+	—	+	—	+
Spinell	—	+	—	—	—	—	—	—	+
Biotit	28,9	+	11,5	+	+	+	+	+	+
Sericit	—	—	—	+	+	+	+	+	+
Chlorit	—	—	—	—	+	+	+	+	+
Epidot	—	—	—	—	+	—	+	+	+
Erz	1,1	+	3,1	+	+	+	+	+	+
Zirkon	—	+	0,1	+	+	+	—	+	+
Apatit	—	—	0,2	—	—	+	—	—	+
Summe	100,0		100,0						
An-Geh. d. Plag.	25 %		28 %	29 %	32,5 %	34,5 %	37,5 %	40,5 %	47 %

dividuen, häufig aber mit verbogenen Zwillingsslamellen vor. Der Quarz tritt in bedeutend wechselnden Quantitäten auf, am häufigsten aber in ziemlich unbedeutender Menge, gern stellenweise gesammelt, mit einfachen oder komplizierteren Körnergrenzen, immer stark undulös. Ausser in gewöhnlichem Myrmekit, der aber ziemlich selten ist, bildet der Quarz die eine Komponente einiger anderer Mineralverwachsungen von symplektischem Charakter, die etwas später Erwähnung finden.

Von den tonerdereichen Mineralen, die für diese Gesteine so bezeichnend sind, ist der Cordierit die am häufigsten vorkommende und oft die überhaupt vorwiegende Komponente (siehe die Tabelle I, N:o 3). Die im Dünnschliff ziemlich rechteckig ausgebildeten Kristalle sind von Einschlüssen der übrigen Minerale gewöhnlich vollkommen frei und oft nach (110) verzwillingt, sowohl mit einfacher Zwillingsgrenze als von Durchwachsungscharakter, wogegen Drillinge von dem pseudohehexagonalen Typus nur in einigen wenigen Exemplaren beobachtet worden sind. Pleochroismus ist in Dünnschliffen gewöhnlicher Dicke nicht zu bemerken. Der optische Charakter ist wechselnd. So sind Achsenwinkel, zwischen $2V_z = 86^\circ$ und $2V_z = 94^\circ$ variierend, gemessen worden. Daraus können aber keine sicheren Schlüsse bezüglich der chemischen Zusammensetzung des Cordierits gezogen werden, da, wie PEHRMAN (33. p. 11) gezeigt hat, sowohl die extrem eisen-

reichen als die eisenarmen Cordierite grossen, negativen Achsenwinkel, teilweise über 90° , haben. Oft ist der Cordierit in diesen Gesteinen vollständig frisch, häufig aber kann eine von der Peripherie und nach Absonderungsflächen vorschreitende Umwandlung beobachtet werden, bis mitunter das Mineral zu einer Masse von hauptsächlich chloritischer Substanz vollständig pseudomorphosiert worden ist, in der die ursprünglichen Angriffsflächen durch andere Struktur zwischen gekreuzten Nicolen deutlich hervortreten. Diese Cordieritpseudomorphosen würden laut der Nomenklatur von GAREISS (16. p. 37) als Prasiolith zu bezeichnen sein.

Ein anderer, selten fehlender Bestandteil der jetzt beschriebenen Gesteine ist Granat. Makroskopisch dunkel rötlich braun und noch in Dünnschliffen mit einer schwachen, aber völlig deutlichen, rötlichen Farbenüance bildet er selten Kristalle mit idiomorpher Gestalt, sondern unregelmässige Massen, gewöhnlich mit reichlichen Einschlüssen von übrigen Mineralen. Bisweilen können in einschlussfreien Teilen drei Systeme, einen Winkel von 60° mit einander bildender, ausserordentlich dünner, dunkler, doppelbrechender Nadeln mit gerader Auslöschung, wahrscheinlich Rutil, beobachtet werden.

Der Biotit, der einen quantitativ wichtigen Bestandteil der meisten untersuchten Dünnschliffe ausmacht, tritt am liebsten in kleinen Schuppen auf, die mit Quarz, Sillimanit, usw. in subparalleler Anordnung die Zwischenräume zwischen den grösseren, hellen Mineralen ausfüllen. Seine teilweise sekundäre Entstehung aus Granat und einigermassen Cordierit wird durch sein Auftreten auf Rissen in diesen Mineralen bewiesen. Der Pleochroismus ist etwas wechselnd mit α gelblich weiss — gelbbraunlich, β und γ rötlich braun — kaffeebraun — olivenbraun.

Die beiden Alumosilikate Sillimanit und Andalusit kommen beide in 5, der Sillimanit ausserdem allein in 2 der 9 Präparate vor. An dem letztgenannten, der einen Filz von subparallel angeordneten, farblosen Prismen mit einer Breite von 0,004 mm bildet, wurde eine Achsenwinkelbestimmung gemacht, die $2V_\gamma = 27^\circ$ zeigte. Der Andalusit, der auf die intimste Weise mit dem Sillimanit assoziiert ist, aber in geringerer Menge auftritt, wird leicht von diesem teils durch seine negative Längsrichtung, teils durch die grössere Dicke der Prismen, etwa 0,1 mm, unterschieden. Ein paar Achsenwinkelbestimmungen ergaben $2V_\alpha = 83^\circ$ bzw. 84° . Bisweilen können skelettale Kristallformen beobachtet werden und ferner ist homoachsiale Verwachsung mit Sillimanit festgestellt worden.

In zwei der Dünnschliffe tritt ein bläulich dunkelgrüner Spinell, wahrscheinlich Pleonast, auf. Am häufigsten ist er in Cordierit und Granat eingeschlossen, im ersten Falle als idiomorphe Oktaeder von der Grössenordnung 0,04 mm, im letzteren ohne Kristallform. Ausser Magnetit, der in grösserer oder geringerer Menge in sämtlichen Dünnschliffen unregelmässige, oft in die Schieferigkeitsrichtung ausgezogene, kleine Massen bildet und auch

in den Opazitrand eingehen dürfte, der oft den Biotit umgibt, kommen als accessorische Minerale Zirkon und Apatit vor. Der erstere wird, wenn er in Biotit und Cordierit eingeschlossen ist, von pleochroitischen Höfen umgeben, im ersten Falle mit einem Pleochroismus in gelb und schwarzbraun, im letzten in farblos und gelbbraun. In ein paar Fällen ist an der Grenze zwischen Zirkon und Cordierit ein etwa 0,01 mm breiter Ring von einer isotropen Substanz beobachtet worden, der aus einer inneren, farblosen und einer äusseren, grünlich gelben Schicht besteht, beide von ungefähr der gleichen Dicke. Es dürfte hier sich um eine durch die radioaktive Strahlung des Zirkons verursachte chemische Veränderung der Substanz des Cordierits handeln. Das Auftreten dieser Veränderung nur um einige der im Cordierit eingeschlossenen Zirkone dürfte einer primären Verschiedenheit im Gehalt an radioaktiven Elementen der verschiedenen Zirkonkristalle zugeschrieben werden können, was wohl mit einer Auffassung von diesen Gesteinen als umgewandelte Sedimente mit polygenem Ursprung der in sie eingehenden Zirkonkristalle harmoniert. Apatit ist in diesen Gesteinen ein verhältnismässig seltenes Mineral und tritt nimmer mit Kristallform auf.

Sericit, Chlorit und Epidot sind vorwiegend Umwandlungsprodukte aus anderen Mineralen, der Sericit vorzugsweise aus Mikroklin entstanden und in untergeordneter Menge mit Chlorit zusammen in den Prasiolithpseudomorphosen nach Cordierit auftretend. Ausser diesem im Dünnschliff beinahe farblosen Chlorit und einem in Verbindung mit Sagenitbildung aus Biotit sekundär entstandenen ist auch ein einzelnes Individuum von einem ziemlich dunkel graulich blaugrünen, einachsigen, optisch negativen Pennin beobachtet worden.

Wie vorher erwähnt worden ist, haben die jetzt beschriebenen tonermineralreichen Gesteine an dem Kontakt gegen den noritischen Gabbro des Nygård-Massivs zu Hybridgesteinen Veranlassung gegeben, die in diesem Zusammenhang beschrieben werden. Sie sind mittelgrobe, auf verwitterter Oberfläche ziemlich dunkelgraue Gesteine, die im frischen Bruch gewöhnlich einen schönen Farbenkontrast zwischen rotbraunem Granat und grüngrauem Cordierit und Plagioklas zeigen. Parallelstruktur ist wenig hervortretend.

Schon ein Vergleich zwischen der Tabelle II, wo die Mineralzusammensetzung von vier Proben der betreffenden Kontaktgesteine wiedergegeben ist, und der Tabelle I zeigt ihren hybriden Charakter. Bei ziemlich unverändertem Quarzgehalt ist die Proportion zwischen Kalifeldspat und Plagioklas zugunsten des letzteren verschoben worden, zu gleicher Zeit wie sein Anorthitgehalt ansteigt. Die für den Cordieritgneis charakteristischen Minerale Sillimanit, Andalusit und auch Biotit sind verschwunden bzw. relativ im Abnehmen, während andere wie Hypersthen und Granat hinzugekommen sind bzw. in quantitativer Hinsicht an Bedeutung gewonnen haben.

Tabelle II.

	I.	2.	3.	4.
Mikroklin	1,4	—	—	3,2
Plagioklas	42,7	21,3	22,6	44,0
Quarz	9,3	3,9	10,8	5,5
Cordierit	—	57,1	20,3	1,2
Granat	14,8	11,9	36,0	22,6
Hypersthen	13,3	—	—	10,6
Spinell	—	—	—	0,3
Biotit	14,2	0,9	6,6	6,8
Erz	4,2	4,7	3,7	5,9
Zirkon	0,1	0,1	—	—
Apatit	—	0,2	—	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
An-Geh. d. Plag.	34 %	48 %	55 %	55 %

In Bezug auf die felsischen Minerale sei zuerst erwähnt, dass der Plagioklas, dessen An-Gehalt zwischen 34 und 55 % wechselt, im Durchschnitt 48 %, bisweilen zum grossen Teil sericitisiert ist. Wie der Cordierit, dessen Chemismus laut Achsenwinkelbestimmungen ($2V_\alpha$ zwischen 81° und 93° wechselnd) mit dem des nicht kontaktbeeinflussten Gneises nahe übereinstimmen dürfte, der hier aber vorwiegend aus Sericit bestehende Pseudomorphosen (Pinit, GAREISS: 16. p. 37) bildet, ist der Plagioklas gewöhnlich gegen den Quarz idiomorph ausgebildet, während der letztere hier, ob schon in mehrere, undulös auslöschende Individuen aufgeteilt, eine Ausfüllung zwischen den übrigen Mineralen bildet. Auf ähnliche Weise, aber auch als ein Netzwerk mit über grosse Flächen der gleichen optischen Orientierung die Plagioklaskristalle durchwachsend und deutlich korrodierend, kommt ein fein und dicht perthitischer, nur selten gitterstruierter Mikroklin vor. Oft können zwischen Mikroklin und Plagioklas Myrmekitwarzen von gewöhnlicher Beschaffenheit bemerkt werden.

Auch andere, sehr interessante synantetische Mineralbildungen können aber beobachtet werden, und zwar im Zusammenhang mit den dunklen Mineralen. Wie schon erwähnt worden ist, tritt in diesen Gesteinen ein rhombischer Pyroxen auf, dessen Achsenwinkel $2V_\alpha$ zu 63° bzw. 60° in Probe 1 bzw. 4 der Tabelle II gemessen wurde, 40 bzw. 44 % FeSiO_3 entsprechend (WINCHELL: 47. p. 177). Dieser Hypersthen, der einen ungewöhnlich kräftigen Pleochroismus mit

- α — gelblich grau
 β — weinrot
 γ — graulich grün

zeigt, ist durch Reaktion mit den umgebenden Mineralen, besonders Plagioklas und Cordierit, durch hauptsächlich Granat und Quarz mehr oder weniger verdrängt worden. Dabei ist besonders in den peripherischen Teilen des Granats gegen Plagioklas ein oft sehr schöner Granat-Quarz-Symplektit mit ungefähr senkrecht zu der Kontaktfläche Granat-Plagioklas gestellten, myrmekitähnlichen Quarzschlächchen ausgebildet worden (Fig. 2). Auch

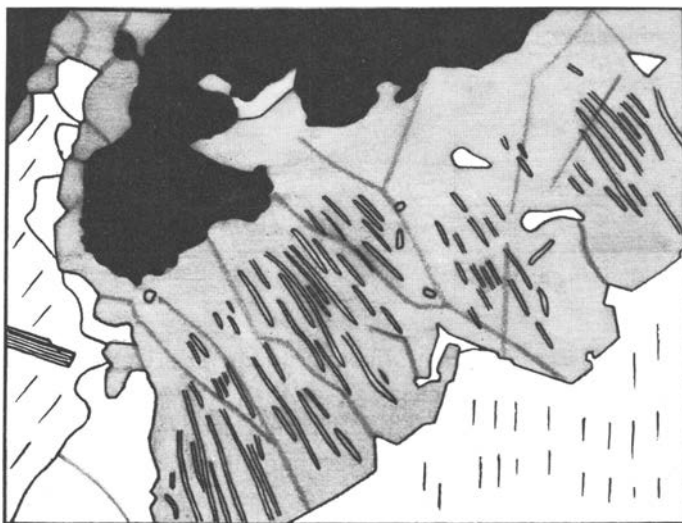


Fig. 2. Granat-Quarz-Symplektit aus Granat-Cordierit-Gneis nahe dem nördlichen Kontakt des Nygård-Massivs. Nach Mikrophoto gezeichnet. $\frac{1}{100}$.

- Schwarz = Erz.
 Grau = Granat.
 Weiss = Quarz.
 Gestrichelt = Plagioklas.
 Schraffiert = Biotit.

zwischen Magnetit und Plagioklas ist dieselbe Mineralverwachsung von Granat und Quarz entstanden. Aus der äusseren Gestalt des Granat-Quarz-Symplektits und der Anordnung der Quarzschlächchen geht hervor, dass die Bildung dieser Mineralverwachsung, wie die des gewöhnlichen Myrmekits, von gewissen Zentren ausgegangen ist, von denen dieselbe mit gegen den Feldspat oft deutlich entwickelten Rhombendodekaederflächen an Grösse zugenommen hat, bis ein zusammenhängender Reaktionsrand entstanden ist. Bisweilen, wenn Hypersthen und besonders Magnetit an Cordierit gegrenzt hat, hat sich ein Symplektit entwickelt, der anstatt Quarz einen grünen, pleonastartigen Spinell in myrmekitähnlicher Verwachsung mit Granat enthält (Fig. 3). Die Spinellschlächchen sind kürzer als die des Quarzes, im

übrigen stimmen die zwei Strukturen überein. Als ein Spezialfall des Spinell-Granat-Symplektits kann die Verwachsung von Granat und Erz, vermutlich Magnetit, angesehen werden, die in einigen Fällen beobachtet wurde, wobei Magnetit als myrmekitähnliche Schläuche im Granat auftritt.

Wie SEDERHOLM (41. p. 142) so treffend die Sache ausgedrückt hat, sind alle synantetischen Minerale gewissermassen »chemical formulae written in stone«. Betreffs der jetzt beschriebenen Granat-Quarz- und Granat-Spinell-Symplektite würden diese Formeln schematisch auf folgende Weise ausgedrückt werden können:

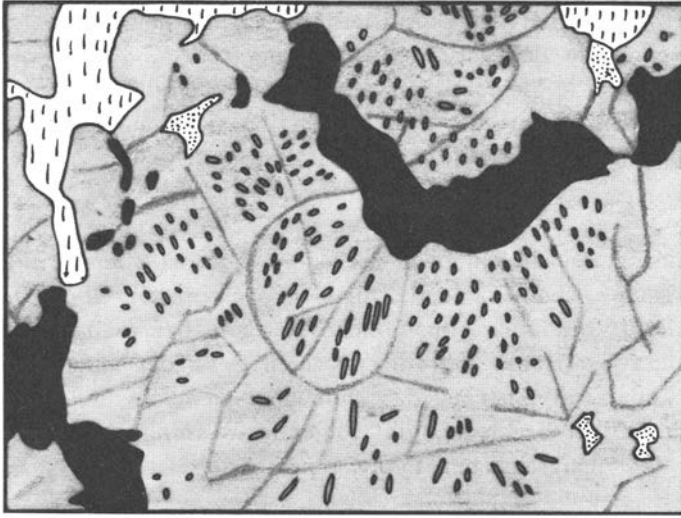
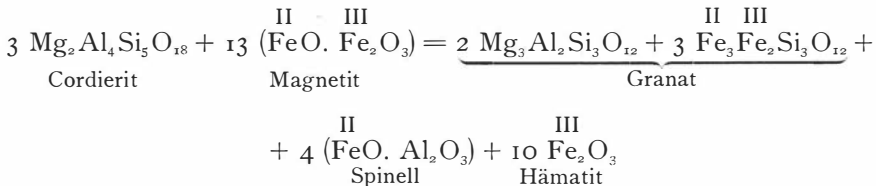
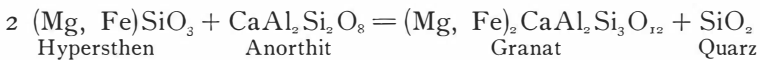


Fig. 3. Granat-Spinell-Symplektit aus Granat-Cordierit-Gneis nahe dem nördlichen Kontakt des Nygård-Massivs. Nach Mikrophoto gezeichnet. ^{m/i}.

Schwarz = Erz.
 Grau = Granat.
 Weiss = Spinell.
 Gestrichelt = Cordierit.
 Punktiert = Quarz.



Die Bildung des Granat-Spinell-Symplektits am Kontakt zwischen Magnetit und Cordierit würde also nach dieser Auslegung mit einer teilweisen Überführung des Magnetits in Hämatit verbunden sein. Dieser, der im Gestein

aber nicht individualisiert beobachtet wurde, könnte in submikroskopischer Martitverwachsung mit restierendem Magnetit vorkommen, oder, was wahrscheinlicher sein dürfte, er geht in die Zusammensetzung des Biotits ein, der zum grossen Teil nach der Bildung des Granat-Spinell-Symplektits entstanden ist. Der Biotit bildet übrigens sehr oft Verwachsungen mit Quarz sowohl in der myrmekitähnlichen, symplektitischen Form als von dem Typus, der von SEDERHOLM (41. p. 42) daktylitischer Biotit genannt worden ist. Der nahe Zusammenhang zwischen gewöhnlichem Myrmekit und dem Biotit-Quarz-Symplektit scheint vielfach den Schluss zu berechtigen, dass die Quarzwürmer des letzteren wenigstens zum Teil vom Myrmekit unmittelbar vererbt, also bei der Biotitisierung des Myrmekitfeldspats intakt geblieben seien. Die daktylitische Ausbildung scheint dagegen vielfach das Ergebnis einer fast gleichzeitigen Kristallisation von Quarz und Biotit als einem letzten Erstarrungsrest des Gesteins zu sein.

3. Quarzitische Typen.

Als Einschlüsse an ein paar Stellen im nordöstlichen Teil des Nygård-Massivs ist eine ziemlich feinkörnige, an verwitterter Oberfläche deutlich parallelstruierte, besonders quarzreiche Variante der soeben beschriebenen tonerdereichen Gesteine angetroffen worden. Von der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins, das von einer ziemlich dunkelgrauen Farbe mit glasglänzendem Bruch ist, gibt folgende Messung eine Vorstellung, die aber nicht den quarzreichsten Typus repräsentiert:

Quarz	51,1 %
Cordierit	18,5 »
Biotit	15,4 »
Hypersthen	9,3 »
Erz	3,6 »
Mikroklin	0,9 »
Plagioklas	0,6 »
Zirkon	0,3 »
Sillimanit	0,1 »
Apatit	0,1 »
Epidot	0,1 »
	100,0 %

Der Quarz, das vorwiegende Mineral, ist als etwa 0,5 mm grosse, undulöse Körner ausgebildet, die mit ziemlich stark buchtigen Konturen in einander greifen. Stellenweise wird das Gestein von Reibungszonen durchzogen, wo der Quarz eine pflasterkörnige Masse mit einer Korngrösse von ungefähr 0,02 mm bildet. Als quadratische oder rechteckige, bis zu 0,5 mm grosse, oft verzwilligte Kristalle mit pleochroitischen Höfen um einge-

schlossene kleine Zirkone und teilweise pinitisiert wird in dieser Quarzmasse Cordierit angetroffen, für dessen Achsenwinkel $2V_\alpha$ Werte zwischen 83° und 90° erhalten worden sind

Am liebsten um die ziemlich spärlichen, unregelmässigen Erzkörner, die oft von einem Leucoxenrand umgeben sind, und innerhalb bzw. in der Nähe des Hypersthens wird ein in gelb und olivenbraun pleochroitischer Biotit angetroffen. Der Hypersthen mit seinen ziemlich unregelmässigen Konturen und seinem starken Pleochroismus, aber ohne die für den rhombischen Pyroxen des umgebenden Gabbros so charakteristischen rotbraunen Interpositionen, ergab bei zwei verschiedenen Individuen einen Achsenwinkel von $2V_\alpha = 59^\circ$ und 61° , 45 und 42,5 % FeSiO_3 entsprechend. Der Pleochroismus war in diesem Fall:

α — schwach gelbbraun

β — rotbraun

γ — graugrün

In einigen wenigen Individuen ist der Hypersthen in einen nicht faserigen, sondern kompakten Bastit mit einer deutlichen Spaltrichtung und mit γ parallel den Spaltrissen umgewandelt. Eine Absorption in dunkler und heller grünlich gelb mit $\gamma > \alpha$ kann beobachtet werden.

In ganz untergeordneten Mengen treten ein oft stark sericitisierter Mikroklin und ein gewöhnlich chemisch frischer, häufig aber mechanisch deformierter Plagioklas mit einem An-Gehalt von 33 % auf. Schliesslich sei ausser spärlichen Sillimanitnadeln ein gern synantetisch zwischen Erz und Cordierit in unbedeutender Menge vorkommender Chlorit erwähnt.

4. Granitische Typen.

Als Beispiel eines mineralogisch und strukturell reiner granitischen Gliedes des Migmatitgneises, der jetzt behandelt wird, sei das Gestein kurz beschrieben, das nördlich des Baches, etwa 1 km nordöstlich von Tycke, östlich des Nygård-Massivs, aufgeschlossen ist. Es ist ein mittelkörniger, grünlich rotgrauer, schwach parallelstruierter Gneisgranit mit bis $\frac{1}{2}$ cm grossen, an verwitterter Oberfläche porzellanartig weissgrauen, einsprenglingsartigen Mikroklinkristallen.

Wie folgende Rosiwal-Analyse zeigt,

Mikroklinperthit	35,7 %
Quarz	28,6 »
Biotit	15,8 »
Plagioklas	12,6 »
Epidot	7,3 »
	100,0 %

ist der Mikroklin die quantitativ reichlichst vertretene Komponente. Er ist in ziemlich idiomorphen, nach dem Karlsbadgesetz einfach verzwilligten Individuen entwickelt, teilweise mit beginnender Sericitisierung, und zeigt Perthitstruktur von dem Typus mit unregelmässig konturierten Flecken von Albit im Mikroklin, der von ANDERSEN (1. p. 151) »patch perthite« genannt wird. Der Albit, dessen Zusammensetzung optisch zu $\text{Ab}_{94}\text{An}_6$ bestimmt wurde, zeigt die für s. g. Schachbrettalbit charakteristische, feine, unregelmässige Zwillingsbildung. Der Plagioklas, der in kleineren Kristallen als der Mikroperthit und auch in diesem eingeschlossen vorkommt, ist ebenfalls durch Umwandlungsprodukte stark getrübt. Sein An-Gehalt konnte aber an einer besser erhaltenen Partie zu 33 % bestimmt werden. Der Quarz, der mit einem in gelb und olivengrün pleochroitischen, feinschuppigen Biotit die Zwischenräume zwischen den Feldspäten ausfüllt, ist ganz oder in gewissen Zonen granuliert. Durch dieselbe Druckeinwirkung sind die Plagioklase und Mikroklinperthite stellenweise in eine kleinere Anzahl von Bruchstücken zerborsten. Die Spalten, nach denen kleinere Verschiebungen vorsichgegangen sind, sind darauf von Quarz ausgeheilt worden. Von diesen dynamometamorphen Veränderungen abgesehen dürfte aber die Struktur des Gesteins das Ergebnis primärer, magmatischer Erstarrung sein.

5. Amphibolitische Typen.

Basische, amphibolitische Glieder des Migmatitgneises sind in dem detaillierter untersuchten Gebiet verhältnismässig selten. Im Felde ohne mikroskopische Untersuchung diese älteren Amphibolite von den jüngeren mit dem Nygård-Massiv genetisch zusammengehörigen basischen Ganggesteinen zu unterscheiden ist nicht immer mit Sicherheit möglich, da auch in diesen letzteren bisweilen eine partielle Umwandlung des Pyroxens in Hornblende stattfinden kann. Im Mikroskop kann aber gewöhnlich eine sichere Bestimmung gemacht werden, zu welcher Gruppe ein Gestein zu rechnen ist.

Als Beispiel dieser älteren Amphibolite sei ein dunkelgraues, biotitreiches, schiefriges und auch etwas schlieriges Gestein angeführt, das im Granat-Cordierit-Gneis nördlich des Nygård-Massivs vorkommt. Seine quantitative Mineralzusammensetzung ist ungefähr die folgende:

Plagioklas	47,7 %
Hornblende	29,5 »
Biotit	15,5 »
Quarz	6,1 »
Erz	1,2 »
	100,0 %

Der Plagioklas mit einem An-Gehalt, der laut drei Bestimmungen zwischen 42 und 46 % wechselt, bildet ziemlich klare, äquidimensionale Individuen mit einer Grösse von etwa 0,5 mm in den dunkleren und bis 2 mm in den helleren Schlieren. Die Hornblende, die von dem gemeinen grünen Typus mit dem Pleochroismus

α — grünlich gelb
 β — bräunlich grün
 γ — bläulich dunkelgrün

ist, kommt in bis 1—2 mm grossen Individuen vor, die bisweilen eine Tendenz zur Entwicklung von Prismaflächen zeigen und mit ihrer subparallelen Anordnung zu der hauptsächlich aber von den Biotitschuppen bedingten Schieferigkeit beitragen. An einem nach (100) verzwillingten Individuum wurden der Achsenwinkel $2V_{\alpha} = 76^{\circ}$ und die Auslöschung $c : \gamma = 15^{\circ}$ bestimmt. Um etwa 0,03 mm grosse Zirkonkristalle treten pleochroitische Höfe sowohl in der Hornblende als im Biotit auf, welcher letztere eine Varietät mit besonders starker Absorption mit

α — hell braungelb
 $\beta = \gamma$ — braunschwarz

ist. Erzminerale sind auffallend spärlich, wogegen Apatit in kleinen Prismen und Quarz in gerundeten Individuen poikilitisch in den übrigen Mineralen etwas reichlicher vorkommen. Der Quarz tritt ausserdem in grösseren, selbständigeren Individuen auf.

Von den jetzt behandelten Gesteinstypen aus dem Gebiet des Migmatitgneises sind die als leptitische, granitische und amphibolitische Derivate beschriebenen als mehr oder weniger metamorphosierte Leptite, Granite bzw. basische Gänge oder Einlagerungen ohne Zweifel richtig erklärt. Schwieriger ist es, die primäre Natur der durch tonerdereiche Minerale charakterisierten Typen zu ermitteln.

Diese Gesteine als durch Kontaktmetamorphose des basischen Intrusionskörpers des Nygård-Massivs gebildet zu erklären, wie es ERDMANN (12. p. 62) scheint tun zu wollen, ist nicht möglich. Freilich ist der Granatgehalt, wie oben in der petrographischen Beschreibung erwähnt, in den an den Kontakt unmittelbar geknüpften Gesteinen von hybridem Charakter gewöhnlich etwas grösser als in dem von demselben in grösserem Abstand befindlichen Granatgneis. Der Tonerdeüberschuss dürfte indessen im letzteren grösser als im ersteren sein. Schon ein Blick auf die Karte (Fig. 1) zeigt ja übrigens, dass die Verbreitung der tonerdemineralreichen Gesteine in genetischen Zusammenhang mit einer von dem Nygård-Massiv ausgehen-

den Metamorphose nicht gesetzt werden kann. An einem grossen Teil seines südlichen Kontakts hat in dem hier leptitischen und granitischen Gneis kein Granat festgestellt werden können. Dass ein genetischer Zusammenhang zwischen der chemischen Beschaffenheit der betreffenden Gesteine und dem Filipstadgranit auch nicht besteht, geht aus demselben Kartenbild und aus dem schon in der einleitenden geologischen Orientierung Angeführten hervor.

Da also der chemische Charakter des Granat-Cordierit-Gneises seiner Entstehung nach weder einer vom Nygård-Massiv noch vom Filipstadgranit ausgehenden Metamorphose zuzuschreiben ist, bleiben in unserem Gebiet nur zwei Möglichkeiten, denselben zu erklären, und zwar entweder als ein metamorphosiertes Tonerdesediment oder als durch Metamorphose aus Gesteinen entstanden, die durch eine von dem Urgranit ausgehende Umwandlung aus einem ursprünglich normalen Leptit gebildet worden sind, analog den Verhältnissen an gewissen Sulfiderzlagerstätten, beispielsweise Falun (18) und Orijärvi (15).

Von dem Umstand abgesehen, dass Graphit in den jetzt behandelten Gesteinen nicht beobachtet worden ist, scheinen sowohl ihre Erscheinungsformen, als auch ihre Mineralkombinationen mit dem typischen Södermanlandgneis mehr als mit den erwähnten, metasomatisch gebildeten Umwandlungsgesteinen übereinzustimmen. Da, wie vorher erwähnt worden ist, im ersteren zweifellos reichliches Tonerdesedimentmaterial eingeht, dürfte auch im vorliegenden Gebiete mit einem wenigstens teilweise sedimentären Ursprung zu rechnen sein, wobei die im vorhergehenden beschriebenen, in unbedeutender Menge vorkommenden, cordieritführenden, quarzitischen Gesteine sich als Derivate von tonigen Quarziteinlagerungen im Schiefer zwanglos erklären lassen. Mit dieser Auffassung von dem Ursprung des Granat-Cordierit-Gneises würde man im Kartenbild (Fig. 1) in der äusseren Konfiguration desjenigen Gebiets, das von diesem Gestein eingenommen ist, trotz der starken Metamorphose eine Synklinale mit westsüdwestlichem Achsialgefälle von Sedimenten, durch Metamorphose kräftiger umgewandelt, sehen können, im Norden und Süden von weniger verändertem, leptitischem Gneis umgeben, der gegen Osten aber immer gneisiger wird.

b. Der Filipstadgranit.

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, ist das von ERDMANN (12) als Augengneis bezeichnete Gestein nördlich und westlich des Nygård-Massivs im Süden durch kontinuierlichen Übergang mit vollkommen typischem Filipstadgranit verbunden, von ERDMANN Örebrogranit und von TÖRNEBOHM Askersundgranit genannt. Das Gestein ist in der weniger stark tektonisch beeinflussten Form, die auf Fig. 4 wiedergegeben ist, welche Stufe in der Gegend von Eriksberg, etwa 2 km südlich des Nygård-Mas-

sivs, geschlagen ist, ein grobporphyrischer Granit mit gerundeten, ziemlich dicht liegenden, 1—4 cm grossen, violettgrauen bis grauroten Mikroklinkristallen in einer dunkelgrauen bis schwarzen Quarz-Glimmer-Zwischenmasse, in der auch einige mm-grosse, hellgraue Plagioklaskristalle unterschieden werden können. Durch mässig verschieferte Zwischenformen wird der Übergang zu dem augengneisigen Typus vermittelt, den Fig. 5 wiedergibt und der aus der Nähe von Laggareboda, etwas westlicher, stammt. Die Mikroklinkristalle, die in diesem Fall auf frischer Bruchfläche eine grell fleischrote Farbe haben, sind zu einer Länge ausgewalzt, die bisweilen acht- bis zehnmal die Breite übersteigt, und die Zwischenmasse hat durch die Chloritisierung des Biotits einen grünlichen Farbenton angenommen.

Nicht nur makro- sondern auch mikroskopisch ist die Übereinstimmung gross zwischen den betreffenden verschieferten Graniten und dem von MAGNUSSON (25. p. 93) beschriebenen schieferigen Filipstadgranit vom Erzfeld von Nordmarken, für den ebenso wie in dem jetzt behandelten Gebiet kontinuierliche Übergänge zu typischem Filipstadgranit angegeben werden. Die nur schwach perthitischen Mikroklinkristalle, die nach dem Karlsbadgesetz verzwillingt sind, oft mit etwas unregelmässiger Zwillingsgrenze, sind in den weniger verschieferten Formen nur an den Rändern zu einer ziemlich unbedeutender Breite unter reichlicher Entwicklung von Myrmekit granuliert. Auch vereinzelt in der Zwischenmasse werden kleinere Mikroklinindividuen angetroffen. In den grossen Mikroklinen sind Plagioklas, Quarz und Biotit gern eingewachsen. Der erstgenannte ist in idiomorphen Kristallen von bis 1,4 mm Grösse ausgebildet, die teilweise etwas sericitisiert und gegen den Mikroklin von einem oft unterbrochenen, aber gewöhnlich optisch einheitlich orientierten, etwa 0,03 mm breiten Rand von Quarz umgeben sind, der möglicherweise als eine embryonale Myrmekitbildung zu deuten ist. Die Zusammensetzung eines solchen Plagioklaskristalls wurde zu $Ab_{74}An_{26}$ bestimmt. Ausser als bis $\frac{1}{2}$ cm grosse, selbständige Kristalle in der Zwischenmasse tritt der Plagioklas auch in $\frac{1}{2}$ —1 mm grossen Individuen auf, in der Weise an den äusseren, granulierten und myrmekitisierten Teil der grossen Mikroklinkristalle gebunden, dass die Annahme einer ursprünglich vorhandenen, obgleich wenig dicken Plagioklashülle um diese berechtigt scheint, ein Verhältnis, das oft in dem typischen Filipstadgranit beobachtet wird (25. p. 92).

Quarz kommt reichlich in stark undulösen, in Felder mit unregelmässigen Grenzen aufgeteilten Massen vor und weiterhin in den Mikroklinaugen als kleine, nicht undulöse Flecken eingewachsen, von denen mehrere benachbarte gleichzeitig auslöschen. Der Biotit, der in gelb und olivenbraungrün pleochroitisch ist, bildet mit spärlichem Magnetit und etwas reichlicherem Titanit, beide in unregelmässigen Massen, subparallele Reihen, die sich um die Feldspatagen schmiegen. In mechanisch deformierteren Partien mit stark zerquetschtem Quarz ist der Biotit unter Erzsegregation

zu einem in gelb und grasgrün pleochroitischen Chlorit mit rotvioletten Interferenzfarben umgewandelt. In diesen Partien werden auch kleine Körner von Epidot gern angetroffen. Von übrigen auftretenden Mineralen seien Zirkon in einzelnen kleinen und Apatit in etwas reichlicheren und grösseren, ziemlich idiomorphen Kristallen nebst einigen unregelmässigen, stark braungelben Körnern von Orthit erwähnt.

Die jetzt gelieferte petrographische Beschreibung bezieht sich auf den in Fig. 4 abgebildeten, verhältnismässig schwach deformierten Filipstad-

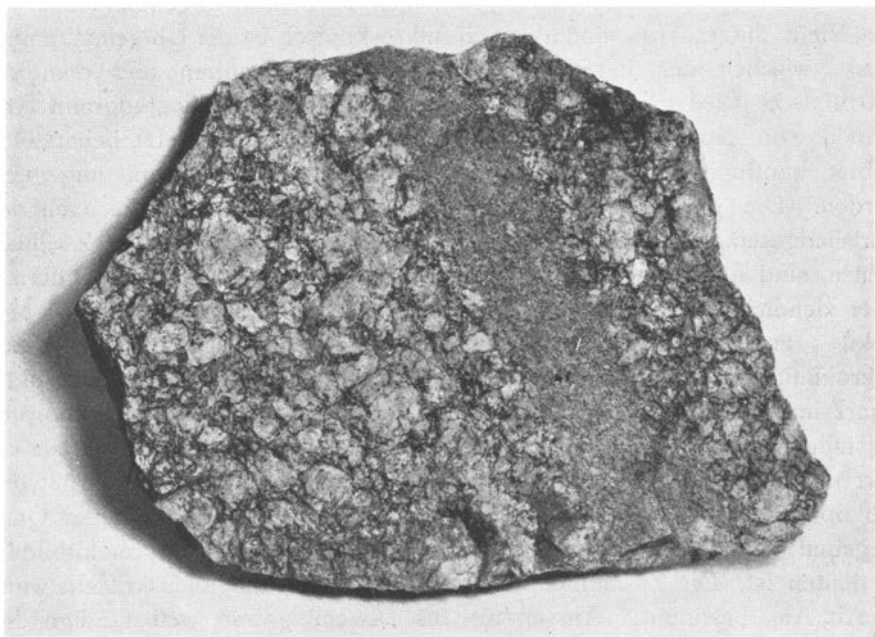


Fig. 4. Filipstadgranit. Eriksberg,¹ etwa 2 km südlich des Nygård-Massivs. $\frac{1}{3}$. Photo Chr. Enberg.

granittypus. Bei stärkerer Verschieferung wird nicht nur der Quarz vollständig zerdrückt, sondern auch die Mikroklinperthitkristalle werden zu einer Masse von äquidimensionalen, einfach konturierten, grösseren und kleineren Bruchstücken umgewandelt. Der Plagioklas hat dabei plastischer reagiert, mit Entstehung gebogener Zwillinglamellen, aber auch ruptuell, obgleich verhältnismässig in kleinerem Ausmasse als der Mikroklin. In dem stark verschieferen Filipstadgranit, auf den die letztgenannten Beobachtungen sich beziehen und der nahe dem nördlichen Kontakt des Nygård-Massivs vorkommt, treten auch einzelne Granate von anscheinend derselben Beschaffenheit wie in dem nahegelegenen Granat-Cordierit-Gneis auf. Ob dieser Granat als ein Assimilationsrest von Granatgneis im Filipstadgranit

anzusehen oder einer von dem Nygård-Massiv ausgehenden Kontaktmetamorphose zuzuschreiben ist, lässt sich nicht sicher entscheiden. In Betracht des Umstandes, dass der betreffende verschieferte Filipstadgranit an Biotit von einer mit dem des Granatgneises übereinstimmenden optischen Beschaffenheit ungewöhnlich reich ist, und in der Erwägung, dass der Granat die tektonische Deformation auch erlitten, die das Gestein durchgemacht hat, und da im übrigen an den Kontakten des Nygård-Massivs ausserhalb des Gebiets des Granat-Cordierit-Gneises Granat nicht nachgewiesen worden ist, scheint die erste Alternative die wahrscheinlichste zu sein.

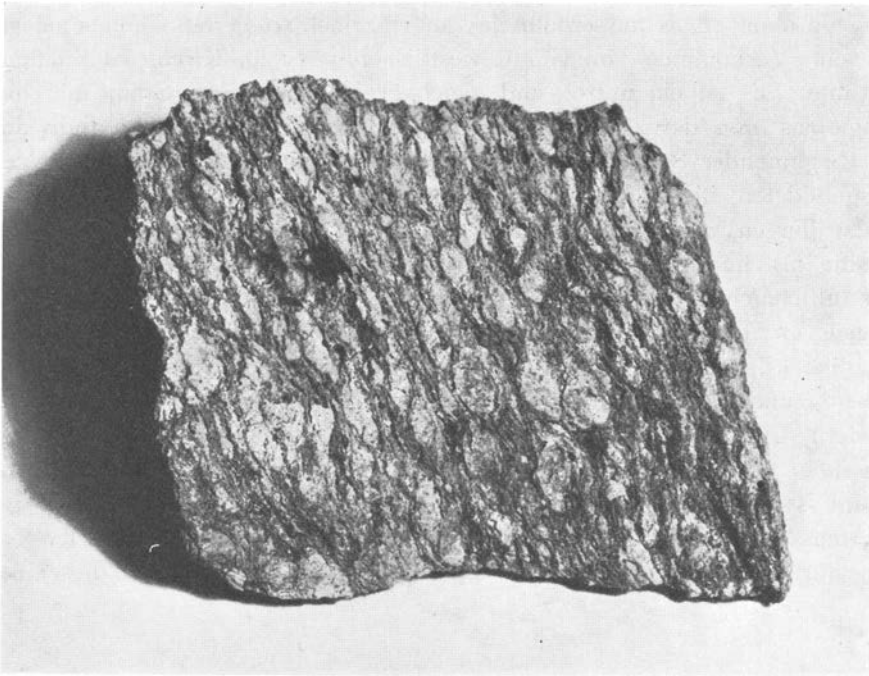


Fig. 5. Stark verschieferter Filipstadgranit. Laggareboda, nordwestlich des Nygård-Massivs. $\frac{2}{5}$. Photo Chr. Enberg.

Bisweilen kommen im Filipstadgranit kleine Schlieren oder Gangschlieren von einem feinkörnigeren, rotgrauen Gestein vor, dem die grossen Mikroklinkinaugen fehlen. Bald ist die Grenze ziemlich scharf, wie in Fig. 4, bald gibt es einen Übergang durch allmählich abnehmende Grösse der Mikroklinkristalle. Mitunter ist die Proportion zwischen den eingehenden Mineralen hauptsächlich dieselbe als im Granit im übrigen, andernfalls ist der Mikroklin an Menge auf Kosten des Plagioklases bis zum Verschwinden des letzteren angewachsen. Da der Biotit beinahe durchgehends in Chlorit mit denselben optischen Eigenschaften als derjenige umgewandelt ist, der in mechanisch deformierteren Partien des Filipstadgranits im übrigen gebildet wird, würde man dazu geneigt sein, diese schlierenartigen Gesteine

durch die Zerquetschung des gewöhnlichen Granits in gewissen Zonen entstanden anzusehen. Eine vollständige Auswischung der Augenstruktur würde zweifellos eine bedeutend¹ kräftigere mechanische Deformation des Gesteins verursacht haben müssen als diejenige, die man im Mikroskop beobachten kann, weshalb der Charakter primärer, magmatischer Segregationen dieser feinkörnigeren Partien wahrscheinlicher erscheint. Dass aber tektonische Bewegungen später mit grösserer Leichtigkeit längs diesen, Inhomogenitäten im Gestein bildenden Schlieren verlaufen sind, scheint ja wahrscheinlich zu sein, wodurch die mehr durchgreifende Chloritisierung des Biotits erklärt werden könnte.

Obschon etwas ausserhalb des im einzelnen studierten Gebiets gelegen, sei ein Vorkommen von Granit westlich von Ry im Kirchspiel Snaflunda erwähnt. Es ist ein mittel- und gleichkörniger, hellgrauer Granit mit einem Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{69}An_{31}$ in rechteckigen Individuen mit beginnender Sericitisierung, der über einen in ungefähr derselben Weise ausgebildeten, nicht gitterstruierten Mikroklin, bisweilen in einfachen Karlsbadzwillingen, quantitativ weit überwiegt. ERDMANN (12. p. 56) gibt diesen Granit als hornblendeführend an. Dieses Mineral ist aber wenigstens in der untersuchten Probe nicht zu finden, dagegen tritt ein in gelb und olivengrün pleochroitischer Biotit in verhältnismässig grossen, teilweise deutlich kristalloblastischen Individuen ziemlich reichlich auf. Ausser reichlichem, undulösem Quarz kommen accessorisch Magnetit, teilweise in Oktaedern, Apatit in idiomorphen Prismen nebst einigen wenigen unregelmässigen Orthitkörnern vor. Das Verhältnis dieses Granits zum Filipstadgranit ist näher nicht untersucht worden. Da er tektonisch ungefähr gleichermassen als der Filipstadgranit der nächsten Gegend beeinflusst worden ist, dürfte er aber von keinem wesentlich jüngeren Alter als dieser sein.

V. Der Nygård-Pluton.

a. Bau und Intrusionsweise des Plutons.

Das Nygård-Massiv nimmt mit einer grössten Ausdehnung in E—W von 2,5 km und in nord-südlicher Richtung von 1,25 bzw. 0,85 km im westlichsten bzw. östlichsten Viertel desselben ein Areal an der jetzigen Oberfläche von etwa 2,6 km² ein. Aus der jetzt ausgeführten detaillierten Kartierung geht hervor, dass seine Grenzen, wie sie auf dem geologischen Kartenblatt »Askersund» angegeben worden sind, in einigen Beziehungen etwas modifiziert werden müssen. So besteht der als Gabbro bezeichnete, bei Bengtstorp, unmittelbar südöstlich der Kirchspielgrenze, westsüdwestlich von Nygård, gelegene Aufschluss aus Granat-Cordierit-Gneis, von einem Amphibolitgang durchsetzt. In derselben Weise haben sich die als Gabbro

angegebenen Aufschlüsse um Äspelund und östlich von Eriksberg, südlich von einer gegen Norden schwach konkaven Linie von dem Winkel aus, den die Kirchspielgrenze nordöstlich von Äspelund bildet, zu einem Punkt am Wege etwa 500 m nordöstlich von Eriksberg auch als Granat-Cordierit-Gneis erwiesen. Andererseits bestehen die vier Aufschlüsse zwischen Vedermodån und der Kirchspielgrenze nördlich davon, die bei der Kartenblattrekognoszierung als grauer Gneis gezählt worden sind, aus einem teilweise schön fluidalstruierten Norit. Zu den Gesteinen des Nygård Massivs sind auch die drei kleinen Aufschlüsse nördlich des kleinen Moores, östlich von Vedermodån, zu rechnen, während östlicher der südliche Kontakt in der

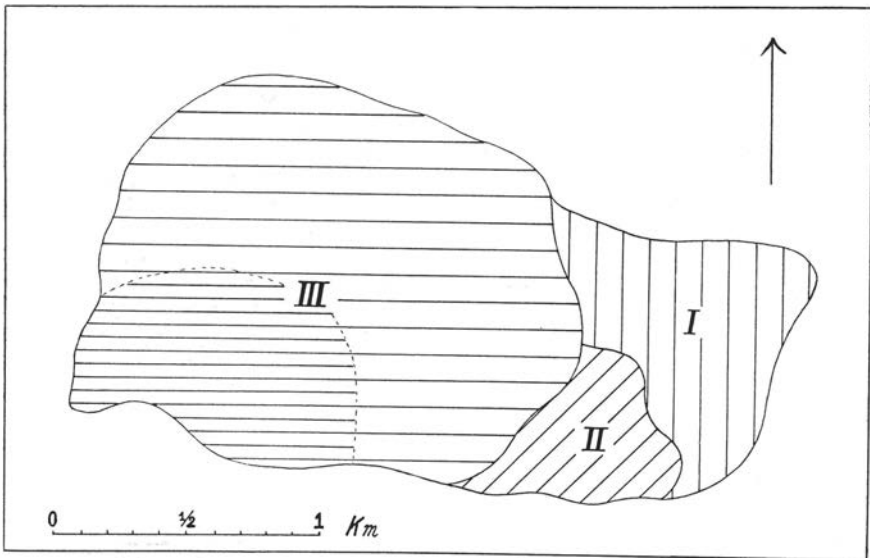


Fig. 6. Übersichtskarte des Nygård-Massivs, seinen Aufbau von drei Teilintrusionen zeigend.

Tat ebenso weit nördlich der heutzutage niedergerissenen Kötnerhütte Kroneberg geht, wie er auf der Karte südlich derselben gezogen ist. Der südliche Kontakt hat also einen bedeutlich ebeneren Verlauf, als aus dem Blatt »Askersund» hervorzugehen scheint. Die jetzt hervorgehobene unvollständige Übereinstimmung zwischen dem letztgenannten Kartenblatt und den vom Verfasser gemachten Beobachtungen hat teilweise seinen Grund in dem Umstand, dass die südlichen Teile des betreffenden Gebiets von vielleicht nicht besonders erfahrenen Extrageologen rekognoszirt worden sind, auf deren Angaben ohne Revision das Kartenbild entworfen worden ist (11). Wie aus Tagebüchern im Archiv der schwedischen geologischen Landesanstalt hervorgeht, hat ERDMANN (13) jedoch bei einem späteren Besuch im Nygård-Massiv in den achtziger Jahren schon wenigstens einen der obengenannten Fehler nachgewiesen.

Das Nygård-Massiv ist kein einfacher, einheitlicher Intrusionskörper, sondern als ein Resultat der detaillierten Kartierung der inneren, primären Strukturen hat sich sein Aufbau aus drei verschiedenen Teilintrusionen ergeben. Die erste von diesen, die mit einem ungefähren Areal an der Oberfläche von 0,55 km² den nordöstlichen Teil des Massivs einnimmt (siehe Taf. I und Fig. 6), wurde von der zweiten Intrusion gefolgt, südwestlich



Fig. 7. Eruptivbreccie zwischen den Teilintrusionen II und III, von einem hornblende-pikritischen Gang durchsetzt. Photo Verf.

der ersteren. Das Areal der zweiten Intrusion ist nur etwa 0,25 km². Die dritte und grösste Partialintrusion mit einer Area von etwa 1,8 km² nimmt also etwas mehr als zwei Drittel der totalen Fläche des Massivs ein und ist westlich der zwei ersten Intrusionen gelegen.

Wie aus den Relationen der Fluidalstruktur zum Kontakt zwischen den verschiedenen Teilintrusionen unmittelbar hervorgeht, verhält sich eine spätere Intrusion diskordant, überschneidend, im Verhältnis zu einer früheren. Dieser Umstand geht auch aus dem Vorkommen von Eruptivbreccien an

dem Kontakt sowohl von der Intrusion II gegen I als von der Intrusion III gegen I und II hervor. Besonders die letztere Breccie ist ungemein schön entwickelt, speziell im südlichen Teil der östlichen Kontaktzone, gegen die Intrusion II, sie kann aber in einem beinahe zusammenhängenden Strich von der südlichen Grenze des Massivs zu seiner nördlichen verfolgt werden. Die Bruchstücke, die fein- bis mittelkörnig sind, treten im grob-



Fig. 8. Eruptivbreccie zwischen den Teilintrusionen II und III. Photo Verf.

körnigeren, brecciiierenden Gestein sehr deutlich hervor und sind bald scharfeckig (Fig. 7), bald, und häufiger, kantengerundet (Fig. 8). Nicht selten sind die Bruchstücke ellipsoidisch ausgezogen und gebogen, wie rechts oben in Fig. 9, in einer Weise, die oft eine lebhafte Vorstellung darüber gibt, wie die Bruchstücke bei den Bewegungen des Magmas plastisch deformiert worden sind. Es ist deutlich diese Eruptivbreccie mit mehr oder weniger rundgeschmolzenen Bruchstücken, auf die ERDMANN sich bezieht, wenn er (12. p. 62) erwähnt, dass »in einem Aufschluss nördlich der Kötnerhütte Kroneberg im östlichen Teil des Massivs Spuren einer Kugelstruktur beob-

achtet worden sind.» Es ist aber keine Kugelstruktur im eigentlichen Sinne, die hier vorliegt.

Zufolge des diskordanten Auftretens einer späteren Teilintrusion im Verhältnis zu einer früheren, durch welchen Umstand ihre Altersfolge gerade hat festgestellt werden können, ist die jüngste, die dritte Intrusion, die einzige, die an der heutigen Oberfläche vollständig erhalten ist. Darum

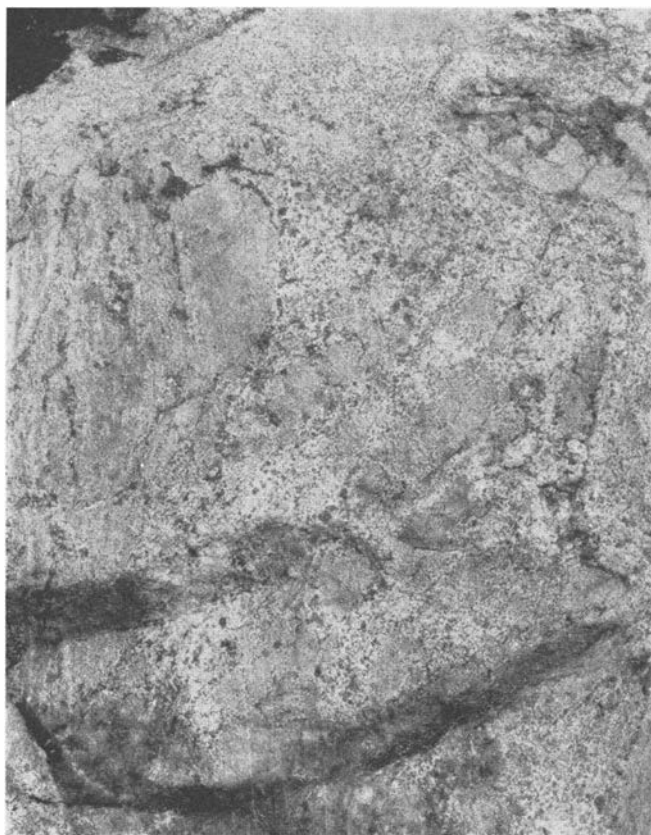


Fig. 9. Eruptivbreccie zwischen den Teilintrusionen II und III. Photo Verf.

sei zuerst die innere Struktur dieser letzteren Intrusion näher behandelt. Die primären Strukturen, durch welche die Bewegungen des Magmas zu der Zeit seiner schliesslichen Erstarrung einregistriert worden sind, bestehen teils aus einer ziemlich diffusen Schlierigkeit im kleinen, von einer etwas ungleichmässigen Verteilung der dunklen Minerale bedingt, teils aus einer deutlichen Bänderung mit in den nördlichen und östlichen Teilen der Partialintrusion anorthositischen (Fig. 10), im südwestlichen Teil pyroxenitischen Bändern in dem die Hauptmasse bildenden Norit. Schliesslich kann in dem völlig homogenen, d. h. nicht schlierigen Norit oft eine deutliche

Fluidalstruktur entdeckt werden, durch die subparallele Anordnung der Hypersthenkristalle entstanden (Fig. 11).

Um einen näheren Einblick in die Beschaffenheit dieser Fluidalstrukturen zu gewinnen, sind die besonders von SANDER (39) entwickelten, gefügeanalytischen Methoden zu Verwendung gekommen. Von im Felde orientierten Stufen sind Schiffe aus drei gegen einander senkrechten Ebenen hergestellt worden, nämlich ein in der Horizontalebene und je ein in der N—S- und E—W-Vertikalebene. Jedes Diagramm, das eine flächentreue Azimutalprojektion der Unterseite einer Halbkugel mit dem Grundkreis in

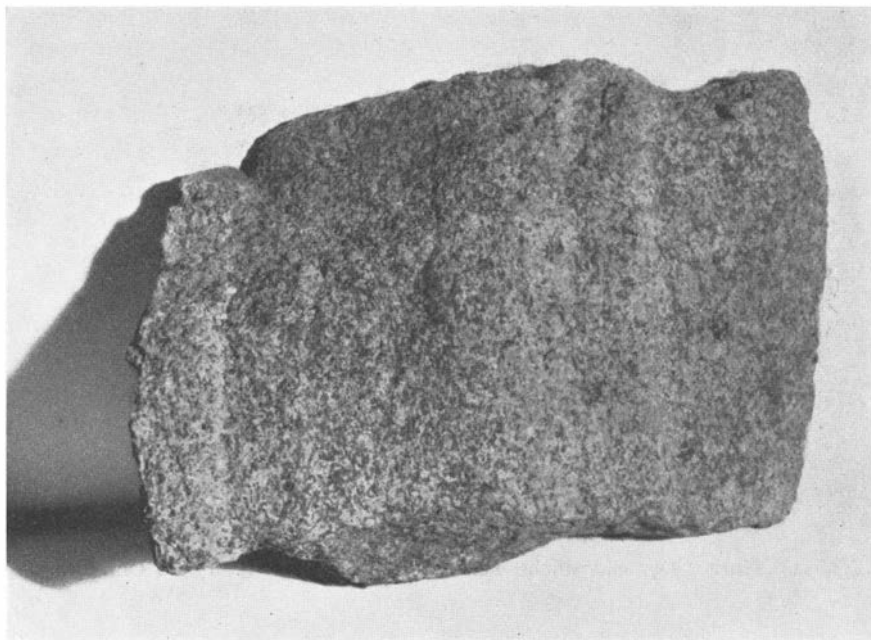


Fig. 10. Gebänderter Norit. Der nordwestliche Teil der Intrusion III. $\frac{2}{5}$. Photo Chr. Enberg.

der Horizontalebene repräsentiert, ist eine Kombination der an jedem der drei in erwähnter Weise orientierten Dünnschliffe zu gleicher Anzahl ausgeführten Einmessungen.

In einem ziemlich dunkelgrauen Norit mit deutlicher Fluidalanordnung der idiomorph entwickelten Hypersthenkristalle, der nahe dem nördlichen Kontakt des Massivs ansteht, wurde die Regelung des Hypersthens untersucht. Als rhombisches Mineral sind zu einer eindeutigen Angabe seiner Position im Raum zwei Diagramme erforderlich, jedes eine optisch oder kristallographisch fixierte Richtung im Mineral wiedergebend. In diesem Fall wurden dazu die optischen Elastizitätsrichtungen β bzw. γ gewählt, die bei den rhombischen Pyroxenen den kristallographischen Achsen α

bzw. c entsprechen. Diese Richtungen wurden am Universaldrehtisch durch Einstellung der optischen Symmetrieebenen $\alpha\beta$ und $\alpha\gamma$, bzw. einer von diesen nebst der Ebene $\beta\gamma$ und der Konstruktion der dritten Ebene mit dem Wulffschen Netz bestimmt. Wie aus der Fig. 12 hervorgeht, wo die im Felde aufgemessene Fluidalstruktur mit einer gestrichelten Linie angegeben ist, zeigt β , von kleineren, mehr oder weniger zufälligen Untermaxima abgesehen, eine Hauptkonzentration, die mit dem Pol der makroskopisch hervortretenden Fluidalstruktur annähernd zusammenfällt. Dieser Umstand bedeutet, dass die Fläche (100), nach der die rhombischen Pyroxene am häufigsten tafelförmig ausgebildet sind, parallel der lamellären Strömung

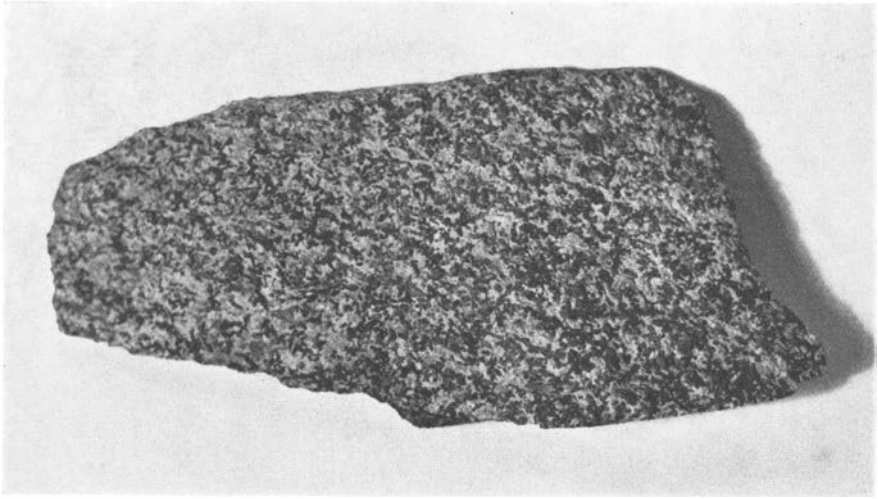


Fig. 11. Norit. Der südöstliche Teil der Intrusion III. $\frac{1}{3}$. Photo Chr. Enberg.

des Magmas eingeregelt worden ist. Das Diagramm Fig. 13 gibt Aufschluss darüber, welche Lagen γ , d. h. die kristallographischen c -Achsen, einnehmen. Es treten drei Hauptmaxima auf, ein kräftig entwickeltes, zentrales und zwei auf jeder Seite und in gleichem Abstand von diesem. Weiterhin liegen die drei Maxima in der von den Flächen (100) markierten Ebene. Das mittlere Hauptmaximum repräsentiert ersichtlich die Kristalle, die, wie gewöhnlich der Fall ist, nach der c -Achse etwas ausgezogen sind und durch diese ihre Einregelung angeben, dass die Strömung des Magmas in der im Felde gemessenen Fluidalstrukturebene von einer Richtung ausging, deren Projektion auf die Horizontalebene senkrecht gegen die erstgenannte Ebene steht. Die zwei Nebenmaxima sind sicher nicht von zufälliger Natur, sondern werden durch den Umstand erklärt, dass einige Kristalle mit erhaltener Tafelform nach (100) nicht die übrigen Flächen der Vertikalzone am besten entwickelt haben, sondern statt dessen die Flächen einer Zone, deren Achse mit der Vertikalachse einen Winkel gleich dem

halben Winkelabstand zwischen den zwei Nebenmaxima des Diagramms bildet. Die Indizes dieser Zonenachse kann $[0k1]$ geschrieben werden, wo k eine einfache, ganze Zahl oder ein einfacher Bruch ist. Der Wert von k kann laut der Formel (siehe Fig. 14)

$$\operatorname{tg} \frac{v}{2} = \frac{1}{k} \cdot \frac{b}{c}$$

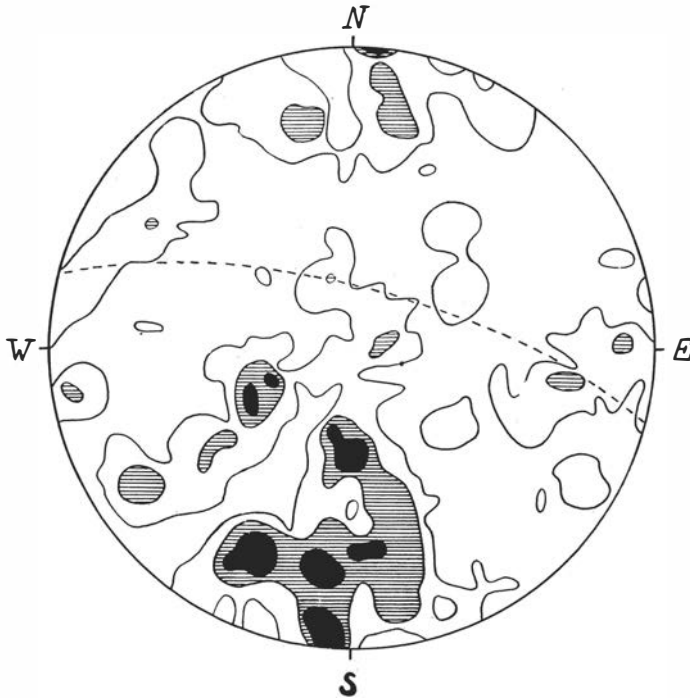


Fig. 12. Strukturdiagramm eines fluidalstruierten Norits vom nördlichen Teil der Intrusion III. 300 a -Achsen von Hypersthen. $(>4-3)-2-1\%$.

berechnet werden, wo v der Winkelabstand zwischen den beiden Maxima im Diagramm ist, b und c die Abschnitte des Grundprismas, (011), auf der b - bzw. c -Achse sind. Im betreffenden Falle ist $v = \text{etwa } 118^\circ$, und für Hypersthen ist laut GROTH (19. p. 127) mit Berücksichtigung der von ihm angenommenen Aufstellung $b:c = 1:0,5868$. Werden diese Werte in die obige Gleichung eingesetzt, so erhält man

$$k = \frac{b}{c} \cdot \frac{1}{\operatorname{tg} \frac{v}{2}} = \frac{1}{0,5868 \cdot \operatorname{tg} 59^\circ} = 1,02$$

Da der Winkelabstand zwischen den Maxima begreiflicherweise mit keiner grösseren Genauigkeit gemessen werden kann, und weiterhin das Achsen-

verhältnis des Hypersthens in einer im einzelnen wahrscheinlich nicht näher bekannten Weise mit seiner chemischen Zusammensetzung wechselt, wird k laut der obigen Berechnung nur ein Annäherungswert. Das erhaltene Resultat zeigt aber meines Erachtens unzweideutig, dass die betreffenden Nebenmaxima durch Einregelung in die Stromlinien des Magmas von Kristallindividuen, die in der Zone [011] ausgezogen waren, entstanden sind. Da die Prismaflächen (011) bei dem Hypersthen gewöhnlich nicht oder nur

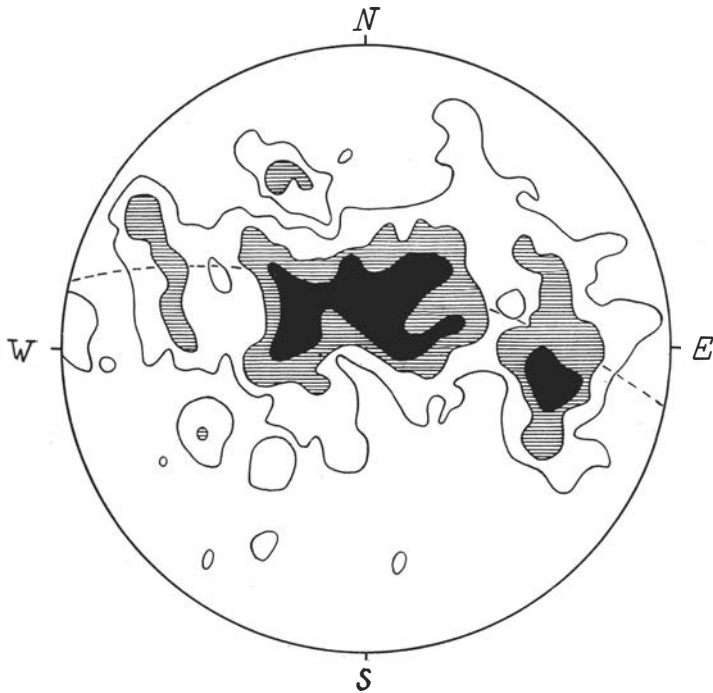


Fig. 13. Strukturdiagramm desselben Gesteins wie Fig. 12. 300 c -Achsen von Hypersthen. (4-3)-2-1 %.

schwach entwickelt sind, dürfte dieser Habitus der Kristalle durch die vorwiegende Entwicklung von ausser (100) der Einheitspyramide (111) in der Zone [011] bedingt sein.

Etwas kompliziertere Verhältnisse zeigen die Diagramme Fig. 15 und 16, die die Regelung des Plagioklases in einem dm-breiten Band aus Anorthosit in Norit von der Intrusion III etwa 200 m von ihrem östlichen Kontakt, ungefähr in der Mitte zwischen der nördlichen und südlichen Grenze des Massivs veranschaulichen. Im Diagramm Fig. 15 sind die Pole der Zwillingslamellen nach der Fläche M , (010), und im Diagramm Fig. 16 die Pole der Periklinlamellen wiedergegeben. Da die Normale gegen den rhombischen Schnitt im Plagioklas von der chemischen Zusammensetzung, um die es sich hier handelt, nämlich basischem Bytownit, mit der c -Achse

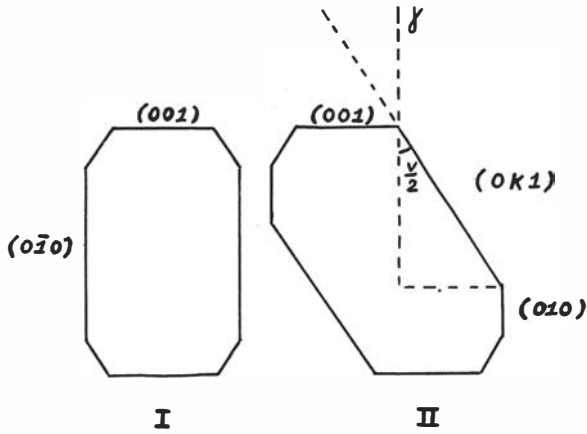


Fig. 14. Schematische Figur über die zwei Ausbildungsformen von Hypersthen. Bezeichnungen im Text.

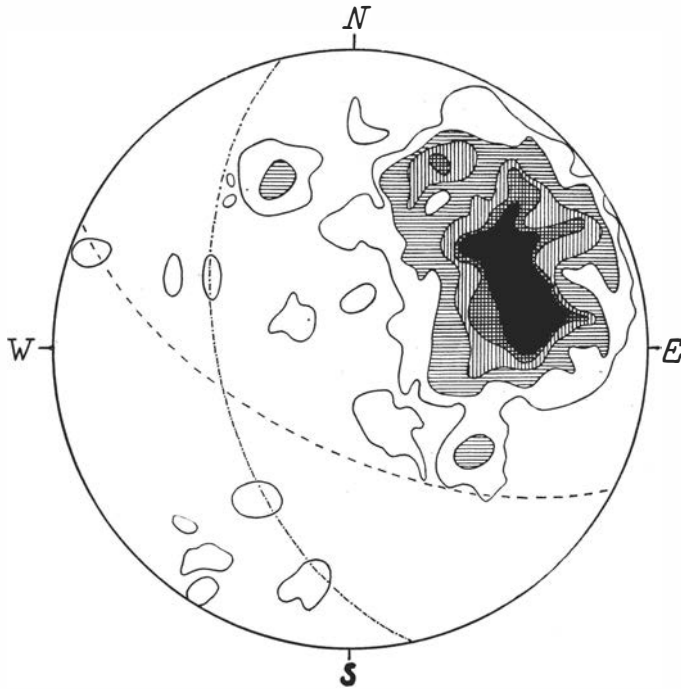


Fig. 15. Strukturdiagramm eines Anorthositbandes in Norit vom östlichen Teil der Intrusion III. 300 Pole der Fläche (010) von Plagioklas.
(9-8-7-6-5)-4-3-2-1 %.

des Kristalls nahe zusammenfällt, gibt das letztere Diagramm gleichzeitig die statistische Verteilung dieser kristallographischen Richtung im Raum an.

In der Fig. 15 finden wir zwei Hauptmaxima mit verschiedener Stärke ausgebildet, von denen wir anfänglich nur das grösste betrachten wollen.

Dieses fällt mit dem Pol der Bänderung zusammen, welche letztere im Felde zu $N 13^{\circ} W 50^{\circ} W$ gemessen wurde und in den Diagrammen mit einer strichpunktierten Linie angegeben ist. Daraus kann entnommen werden, dass die vorwiegende Anzahl der Plagioklaskristalle während der Bewegung des Magmas mit der Fläche (010) parallel der Bänderung des Gesteins eingeregelt worden ist. Die Anordnung der Kristalle im übrigen in dieser Strömungsebene geht aus Fig. 16 hervor. Dem soeben behandelten Hauptmaximum in Fig. 15 entsprechend finden wir hier drei Maxima in der

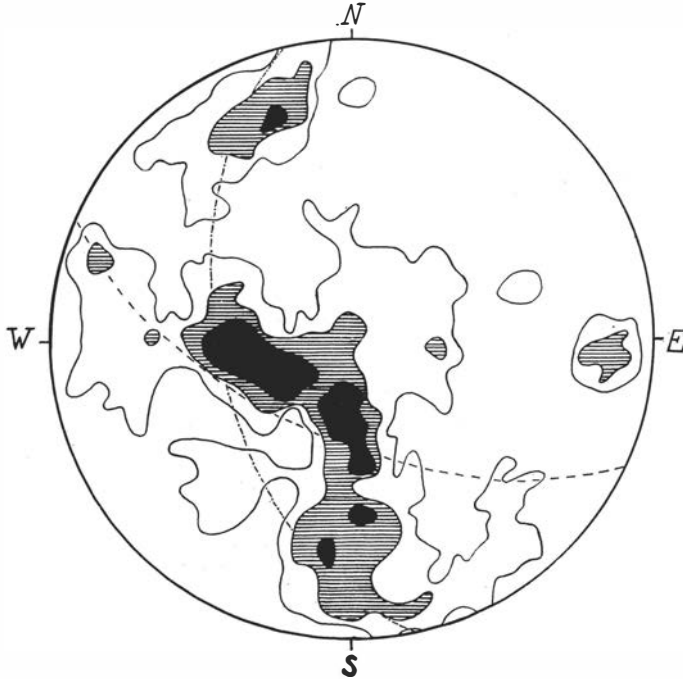


Fig. 16. Strukturdiagramm desselben Gesteins wie Fig. 15. 280 Pole der Periklinlamellen von Plagioklas. (5-4-3)-2-1 %.

Ebene der Bänderung, ein zentrales, am kräftigsten entwickeltes und zwei kleinere, im Verhältnis zum ersten symmetrisch gelegen. Die Erklärung des Auftretens dieser drei Maxima wird gewissermassen der im vorhergehenden anlässlich der Beschreibung der Hypersthendiagramme gegebenen analog. Das zentrale Hauptmaximum ist deutlich auf die Einregelung in die Bewegungsrichtung des Magmas von nach der c -Achse ausgezogenen Plagioklaskristallen (Fig. 17 I) zurückzuführen. Eine gewöhnliche Ausbildungsform des Plagioklases ist, dass der Kristall, gleichzeitig wenn er nach (010) tafelförmig, er nach der a -Achse ausgezogen ist. Lasst uns untersuchen, ob diese Ausbildungsweise der Kristalle das Auftreten der zwei Nebenmaxima in der Ebene der Bänderung erklären kann. Wenn der Winkelabstand zwischen denselben mit ν bezeichnet wird, so würde sol-

chenfalls dieser Winkel offenbar den doppelten Wert des spitzen Winkels zwischen der α - und c -Achse des Plagioklases haben (siehe Fig. 17 II) oder

$$\frac{\nu}{2} = 180^\circ - \beta.$$

Aus dem Diagramm findet man den Winkel ν , von den am dichtesten besetzten Zentren der Maxima gemessen, $= 126^\circ$, also

$$\frac{\nu}{2} = 63^\circ.$$

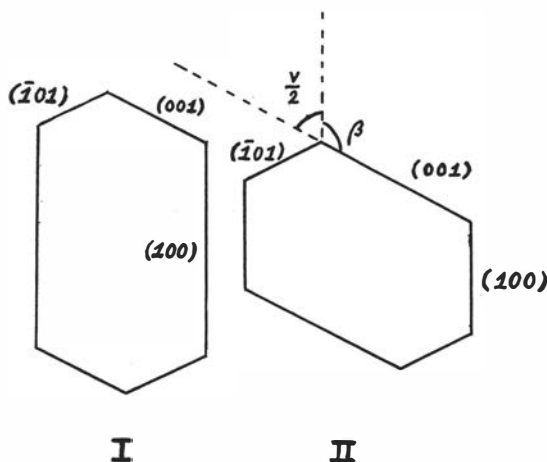


Fig. 17. Schematische Figur über die zwei Ausbildungsformen von Plagioklas. Bezeichnungen im Text.

Andererseits ist laut GROTH (19. p. 137) der Winkel $\beta = 116^\circ 3'$, also

$$180^\circ - \beta = 63^\circ 57'.$$

Die Übereinstimmung zwischen dem theoretisch hergeleiteten Wert und dem aus dem Diagramm empirisch gefundenen ist ja so nahe, dass an der Richtigkeit der gegebenen Erklärung über das Auftreten dieser Untermaxima kaum zu zweifeln ist.

Wie schon erwähnt worden ist, tritt im Diagramm Fig. 15 auch ein kleineres Maximum auf. Dass dieses keine zufällige Konzentration ist, geht daraus hervor, dass wenn man die Ebene einzeichnet, zu der dieses Maximum den Pol ausmacht, und dieselbe auf das Diagramm Fig. 16 überführt, fallen in diese Ebene teils ein zentrales, wohl entwickeltes Maximum, teils wenigstens auf der einen Seite ein deutliches Untermaximum von demselben Charakter wie die zwei in der Ebene der Bänderung liegenden Untermaxima. Es handelt sich hier offenbar um eine andere Strömungsrichtung als die

von der Bänderung des Gesteins angegebene. Dass die zwei Untermaxima in dieser zweiten Ebene wenig entwickelt sein müssen, ist ja nur was man erwarten kann, da nur ein Teil der totalen Anzahl der Plagioklaskristalle überhaupt in diese letztere Ebene eingeregelt ist und von diesen nur ein kleiner Bruchteil die nach der α -Achse ausgezogene Ausbildungsform hat, die laut der oben gegebenen Erklärung für das Auftreten dieser Untermaxima verantwortlich ist.

Da diese in den Diagrammen hervortretenden, im Sinn von SANDER (39. p. 281) von einander unabhängig überprägten Strukturen begrifflicherweise nicht gleichzeitig entstanden sein können, muss die zuletzt erwähnte Bewegung im Magma entweder auf einem späten Stadium unter veränderten Druckverhältnissen unmittelbar vor der schliesslichen Erstarrung des Gesteins sich abgespielt haben, oder eine ältere Bewegung repräsentieren, die jetzt zum grossen Teil von der in den Diagrammen am stärksten hervortretenden Bewegung verwischt worden ist, und würde also im letzteren Falle eine Reliktstruktur einer früheren Bewegungsphase ausmachen. Von diesen zwei Alternativen scheint mir die letztere aus zwei Gründen die wahrscheinlichste zu sein. Erstens ist es nur die laut dieser Auffassung letzte Bewegung, die sich makroskopisch in der Bänderung des Gesteins zu erkennen gibt, und zweitens würden die Stromlinien in diesem Falle von einem steileren Fallen, etwa 70° , zu einem flacheren, etwa 50° , übergegangen sein, was besser mit dem gewöhnlichen Verlauf bei Intrusionen von diesem Typus als die entgegengesetzte Annahme übereinstimmt.

Nach dieser gefügestatistischen Detailuntersuchung der Fluidalstruktur im Nygård-Massiv gehen wir zu einer zusammenfassenden Beschreibung der inneren strukturellen Verhältnisse der Teilintrusion III zurück. Um zuerst das Streichen der primären Strukturen zu behandeln, so ergibt es sich unmittelbar bei einem Blick auf Taf. I oder noch mehr aus Fig. 18, wo sowohl die ganz ausgezogenen als die gestrichelten Linien u. a. auch Streichkurven ausmachen, wie äusserst stark exzentrisch aufgebaut diese Teilintrusion ist. Das Intrusionszentrum ist nämlich an dem südwestlichen Kontakt des Massivs gelegen. Diese Exzentrizität gibt sich nicht nur im Auftreten der Fluidalstruktur, sondern auch in der Verteilung der Gesteine in der Weise zu erkennen, dass, wie schon im vorhergehenden erwähnt worden ist, in dem nördlichen und östlichen Hauptteil der betreffenden Partialintrusion solchenfalls, als der Norit Bänderung zeigt, die von der Hauptmasse des Norits abweichenden Bänder von anorthositischer Beschaffenheit sind, während im südwestlichen Viertel der Intrusion diese Bänder eine pyroxenitische Zusammensetzung haben, Verhältnisse, auf die wir in einem späteren Zusammenhang zurückkommen wollen.

Da in diesem flachen Gelände mit dem Kontakt gegen das umgebende Nebengestein nur selten zu rechnen ist und da er, in horizontalen Schnitten aufgeschlossen, keine direkte Bestimmung des Fallens der Kontaktfläche

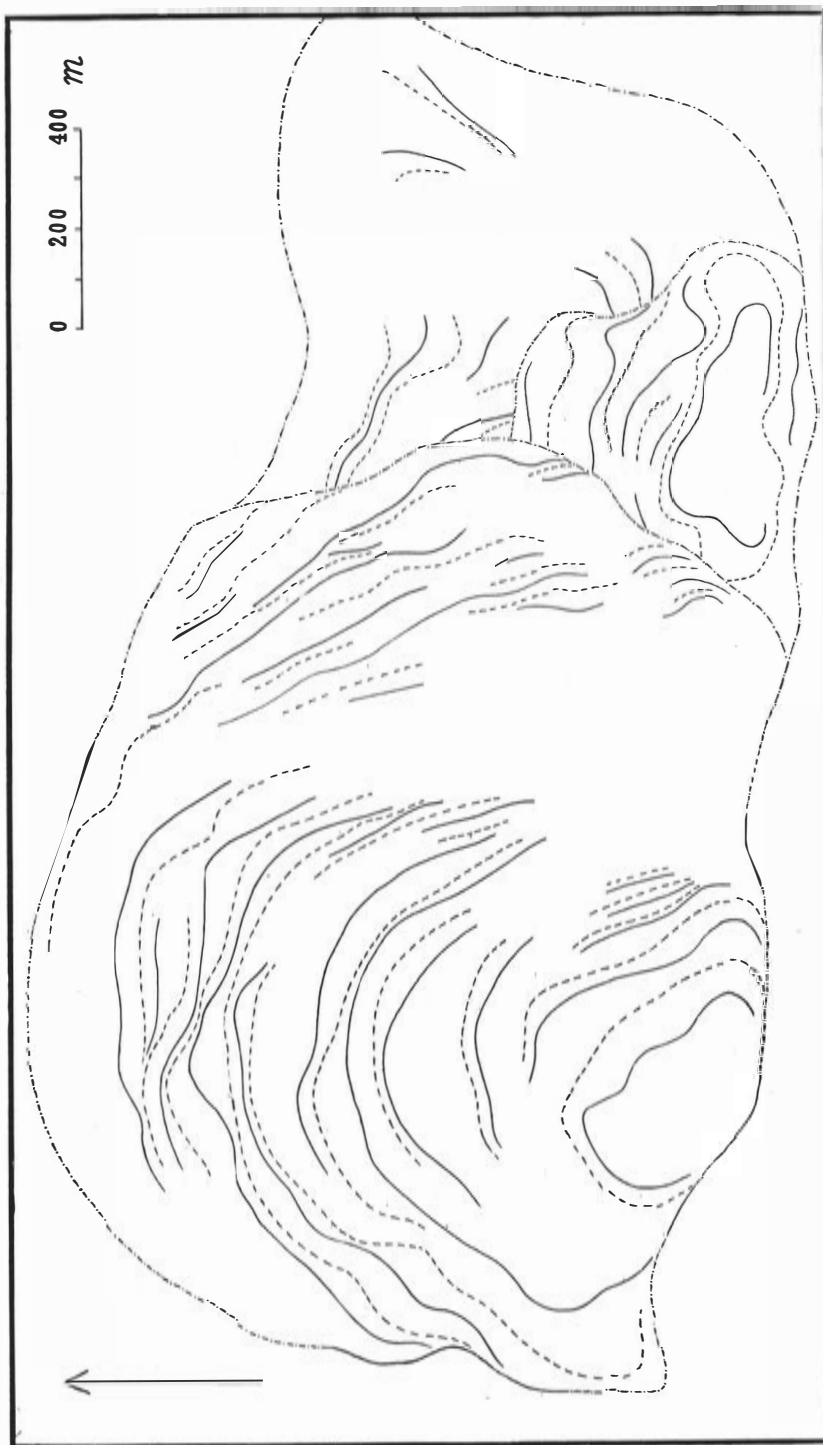


Fig. 18. Übersichtskarte der primären Strukturen des Nygård-Massivs. Die Fluidalstrukturen fallen von den ganz gezogenen und gegen die gestrichelten Streichlinien zu. Masstab 1:15000.

erlaubt, und damit die Erfassung der Form der Intrusion unter bzw. über der jetzigen Tagesoberfläche nicht möglich ist, ist man, um Aufschluss darüber zu erhalten, auf das Studium der primären Fluidalstruktur, besonders auf ihr Fallen in den Randzonen der Intrusion, angewiesen. Eine nähere Betrachtung der Taf. I und Fig. 19, welche letztere drei Profillinien durch das Intrusionszentrum gegen Norden, Nordosten bzw. Osten wiedergibt, zeigt, dass die Fluidalstruktur in der Nähe des Kontakts bald nach aussen, bald nach innen einfällt, immer mit verhältnismässig hohen Winkelwerten, die selten kleiner als 75° sind. Um einen besseren Überblick über das Fallen der Strukturen innerhalb des Massivs einheitlich zu erhalten, ist die Fig. 18 errichtet worden. Wie schon erwähnt, sind die daselbst eingezeichneten Linien Kurven des Streichens, aber sie deuten gleichzeitig auch das Fallen in der Weise an, dass eine voll ausgezogene Linie angibt, dass die Fluidalstruktur von dieser gegen auswärts nach jeder Seite fällt, während eine gestrichelte Linie ausweist, dass das Fallen von beiden Seiten gegen diese Linie gerichtet ist. Daraus wird ersichtlich, dass die Teilintrusion III in NE—SW-licher Richtung aus einigen 30, abwechselnd gegen und von dem Zentrum der Intrusion fallenden, mit den nördlichen und östlichen Kontakten mehr oder weniger konform verlaufenden Schlieren von grossem Ausmass zusammengesetzt ist. Die absoluten Werte der Winkel des Fallens sind, wie aus den Profilen (Fig. 19) hervorgeht, gewöhnlich gross, zwischen 75° und 90° in jeder Richtung wechselnd, doch mit einer gewissen Tendenz der gegen das Zentrum fallenden Strukturen, einen etwas niedrigeren durchschnittlichen Fallwinkel anzunehmen. Besonders auffallend wird dieser Umstand in einem Gebiet im südöstlichen Teil der Intrusion, wo ein westliches Fallen der Fluidalstruktur von nicht mehr als 50° gemessen worden ist. Wie aus dem west-östlichen Profil (Fig. 19) hervorgeht, wird diese verhältnismässig flach fallende Partie im Osten und Westen anscheinend ziemlich unvermittelt von steil fallenden Strukturen begrenzt. Es ist gerade aus einem nördlichen Ausläufer dieser Partie, aus dem die in den Diagrammen Fig. 15 und 16 wiedergegebene Strukturanalyse stammt. Aus dieser Analyse schlossen wir schon auf eine frühere, steilere Magmabewegung, die später in eine flachere, jetzt in der Bänderung des Gesteins hervortretende Strömung übergegangen ist. Wir können nun dieses Resultat bei der Deutung der betreffenden sozusagen Anomalie in der inneren Struktur der Intrusion verwerten. In dieser an der jetzigen Tagesoberfläche verhältnismässig flach nach Westen fallenden Partie hat die Magmabewegung in etwas grösserer Tiefe offenbar eine mit der Intrusion im übrigen mehr übereinstimmende, steilere Richtung gehabt. Auf einem höheren Niveau ist aus irgend einer Ursache eine Ablenkung der Bewegung in eine flacher östliche Richtung vorsichgegangen. Dabei sind die älteren, steilen Strukturen der vielleicht bis zu einem gewissen Grade schon konsolidierten Gesteine östlich dieser abgelenkten Zone von dieser jüngeren Struktur über-

schnitten worden. Wie bei einem Vergleich zwischen der Tafel I und dem E—W-Profil in Fig. 19 erhellt, gilt die Diskordanz nur für das Fallen, und wir können diese Gesteinspartie auf Grund ihrer Bildungsweise und infolge ihres Auftretens im übrigen als eine diskordante Schlieren bezeichnen. Wenn die flache Struktur sich zur steilen im Osten überschneidend verhält und also jünger ist, braucht das im Verhältnis zu der im Westen angrenzenden durchaus nicht den Fall zu sein. Vielmehr deuten mehrere Umstände in die Richtung, die Auffassung zu bestätigen, dass die steile Struktur im Westen im Verhältnis zur flachen östlich davon überschneidend ist. Aus

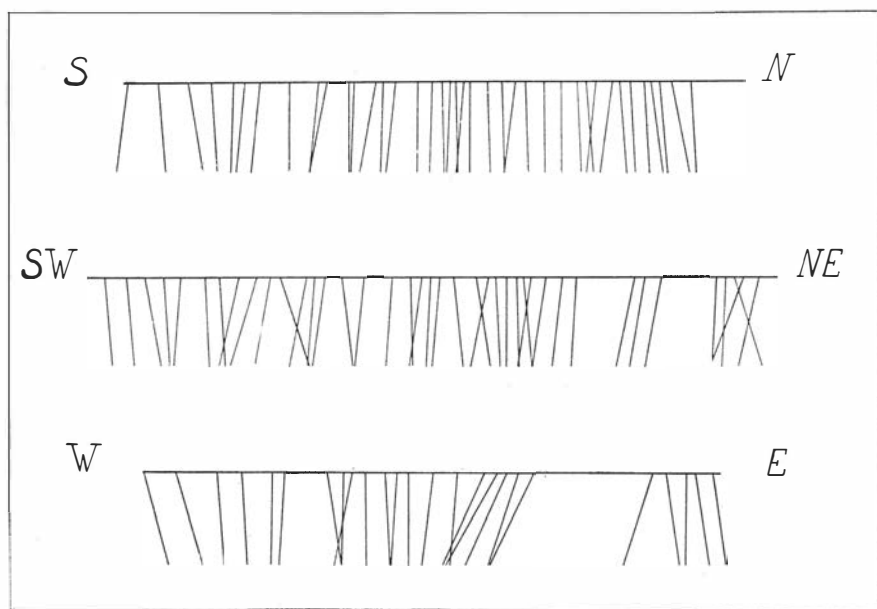


Fig. 19. Drei Profile durch das Intrusionszentrum der Teilintrusion III, das Fallen der primären Fluidalstruktur angehend.

der Tafel II geht hervor, dass das Gestein östlich dieser Grenze grobkörnig ist, westlich davon aber verhältnismässig unvermittelt eine feinkörnige Struktur annimmt, was als eine gewisse Abkühlung am Kontakt gedeutet werden könnte. Wichtiger ist indessen, dass diese Strukturgrenze mit der in Fig. 6 aus ganz anderen Gründen durchgeführten Einteilung der Intrusion III in zwei petrographisch verschiedene Teile zusammenfällt. Aus den nun zuletzt angeführten Tatsachen scheint mir hervorzugehen, dass an der betreffenden Grenze im südöstlichen Quadrant der Intrusion III die steile Struktur im Westen mit grösster Wahrscheinlichkeit als eine jüngere die östlich davon vorkommenden, flach westlich fallenden Strukturen überschneidet und dass diese strukturelle Diskordanz möglicherweise auch einen gewissen, obschon vielleicht verhältnismässig unbedeutenden Zeithiatus zwischen den Intrusio-

nen der auf beiden Seiten dieser Grenze anstehenden Gesteine repräsentiert. Jedenfalls sprechen die auf den unmittelbar vorhergehenden Seiten behandelten Verhältnisse dafür, dass diese Partialintrusion III aus nordost-südwestlich sukzessiv auf einander folgenden jüngeren Gliedern aufgebaut ist.

Aus dem jetzt betreffs der inneren strukturellen Verhältnisse Angeführten geht hervor, dass keine grössere Übereinstimmung im Bau zwischen der bisher behandelten Intrusion III des Nygård-Massivs und solchen basischen Intrusionen mit Trichterstruktur wie das von BALK (4. p. 299) eingehend untersuchte Noritmassiv von Peekskill in Nord-Amerika oder das Ornöitmassiv auf Ornö in den Stockholmer Schären (21. p. 154) vorhanden ist, oder wenigstens im jetzigen Aufschlussniveau sicher nachgewiesen werden kann. Im Gegenteil geben die Fallverhältnisse der primären Struktur eine annähernd vertikale Position der Kontaktfläche gegen das Nebengestein mit nur unbedeutenden Abweichungen in der einen oder anderen Richtung an, wenn auch das Auftreten der im vorhergehenden beschriebenen, diskordanten Schliere mit relativ flachem Fallen gegen das Intrusionszentrum möglicherweise als eine Tendenz zu einer Anschwellung der Intrusionsform gegen höhere Niveaus erklärt werden könnte.

Bisher ist nur die in ihrer Mise-en-place jüngste der drei im Nygård-Massiv eingehenden Teilintrusionen näher behandelt worden. Eine Untersuchung der inneren, primären Strukturen der zwei älteren Partialintrusionen zeigt in der Hauptsache einen ähnlichen Aufbau, obgleich mit einigen Abweichungen. So sind die Strukturen in diesem Teil des Massivs im ganzen weniger deutlich, was mit der abweichenden petrographischen Beschaffenheit der daselbst auftretenden Gesteine zusammenhängt. Die Bänderung, die so häufig in der Intrusion III auftritt und die in einer so ausgezeichneten Weise die Bewegungen des Magmas zur Zeit der Erstarrung einregistriert hat, wird nur selten in den Intrusionen I und II angetroffen. Die gemessenen Strukturen sind jedoch völlig genügend, um aus ihnen ein Bild des Intrusionstypus zu erhalten. Obgleich nicht unbedeutende Teile dieser Intrusionen teils unter quartärer Erdbedeckung verborgen sind, teils von der bzw. den letzteren Teilintrusionen abgeschnitten worden sind, sind diese wie die Intrusion III, soweit zu urteilen möglich ist, aus abwechselnd vom und gegen das Intrusionszentrum steil fallenden Schlieren aufgebaut. Das überhaupt flachste Fallen wurde in der Intrusion I zu 73° und in der Intrusion II zu 70° gemessen, wobei die Eruptivbreccienzonen zwischen den verschiedenen Intrusionen nicht in Betracht genommen werden, weil den da lokal auftretenden, flachen Fliesssstrukturen zwischen den Bruchstücken begreiflicherweise keine grössere Bedeutung bei der Beurteilung der Intrusionsform beigelegt werden kann. Gewöhnlich weicht das Fallen der Fluidalstruktur aber nur einige zehn Grad in die eine oder andere Richtung von der Vertikalebene ab. Ein interessantes Verhältnis betreffs der inneren Strukturen des Massivs, auf das hier schliesslich hingewiesen sei, ist der

von I bis III zunehmende Grad der Exzentrizität, die sich in der Lage des Intrusionszentrums im Verhältnis zu der noch erhaltenen oder aus den Strukturen extrapolierbaren ursprünglichen äusseren Begrenzung der betreffenden Teilintrusion äussert.

Nachdem jetzt die inneren strukturellen Verhältnisse des Nygård-Massivs behandelt worden sind, so bleibt übrig, seine Relationen zum Nebengestein zu betrachten. Betreffs der Kontaktverhältnisse sei dann zuerst angeführt, dass der Kontakt selbst nur an einigen wenigen Stellen aufgeschlossen ist.

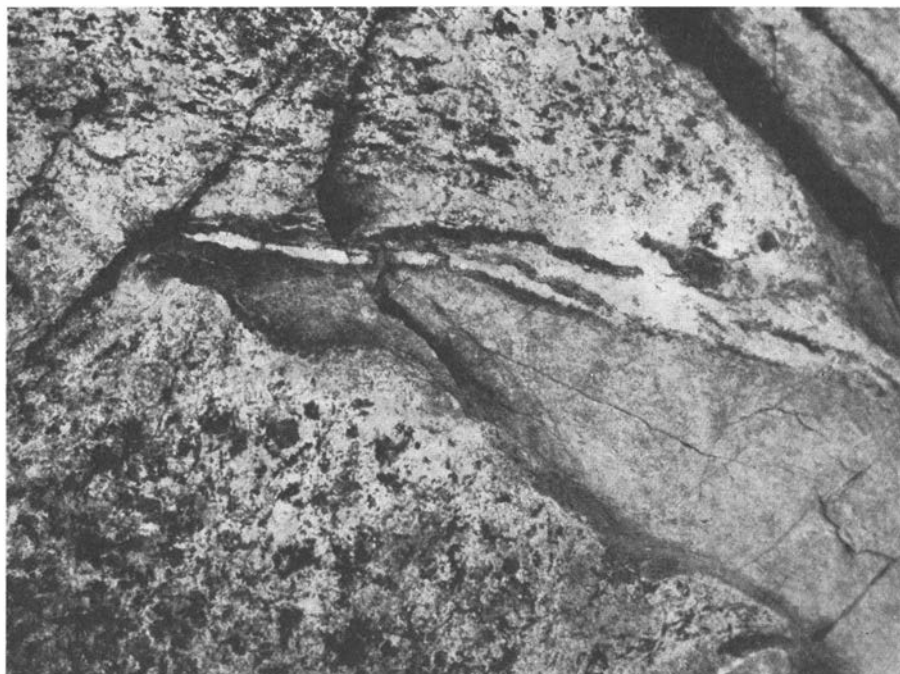


Fig. 20. Detailbild vom Kontakt zwischen feinkörnigem Norit und Granatgneis. Der westliche Teil der Intrusion III. Photo Verf.

Ein besonders aufklärendes Lokal ist der Aufschluss unmittelbar östlich des Weges, etwa 600 m südsüdwestlich von Höghult. Es ist da der Kontakt zwischen einem feinkörnigen, dunkelgrauen Norit und einem verhältnismässig grobkörnigen, etwas heller grauen Granat-Cordierit-Gneis, teilweise mit cm-grossen Granaten, zu sehen. Der Norit verhält sich gegenüber dem Granat-Gneis teilweise breccierend. Die Gneisbruchstücke, die eine Grösse von mehreren Metern erreichen können, sind an den Ecken aber geschmolzen und zu Schlieren und Adern ausgezogen, die bald diffuse, gebuchtete Grenzen, bald gerade, scharfe Kontakte gegen den Norit entwickeln. Fig. 20 ist ein Detailbild von diesem Kontakt. Diese und andere im folgenden näher behandelte Verhältnisse zeigen, dass das saure Nebengestein bei der Intrusion des basischen Noritmagma's eine solche Temperatur erlangte, dass

eine gewisse Plastizität erreicht wurde. Durch den Unterschied in der Viskosität zwischen dem basischen, leichtfliessenden Magma und dem halbplastischen, sauren Nebengestein wird erklärt, warum das letztere bei der wahrscheinlich ziemlich unvermittelt einsetzenden Intrusion des vorigen im grossen ruptuell reagiert hat, wonach im kleinen eine plastischere Deformation der beiden Gesteine erfolgt ist (siehe Fig. 20), teilweise auch wahrscheinlich von einem fortschreitenden Temperatúrausgleich zwischen denselben bedingt, der offenbar ziemlich bald in der Erstarrung des Norits resultiert hat. In Kontraktionsspalten, die dabei entstanden, hat darauf

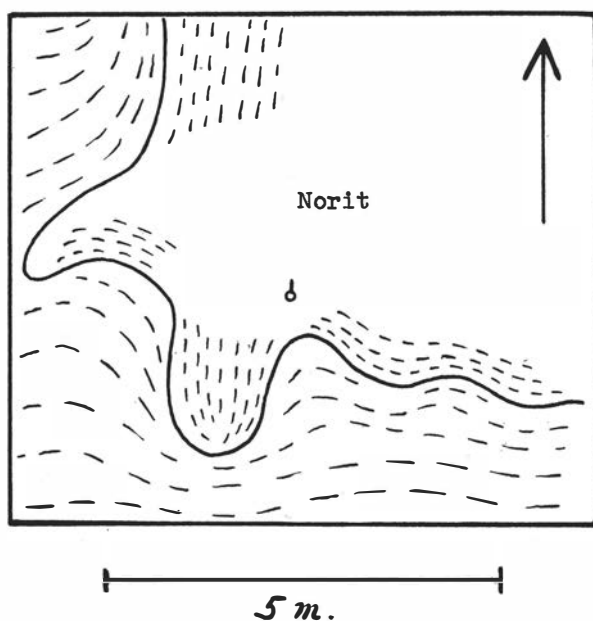


Fig. 21. Kontakt zwischen Norit (Intrusion III) und leptitischem Gneis. Nordöstlich von Vedermödan.

Quarz-Feldspat-Material aus dem noch mobilen Nebengestein als scharf überschneidende Adern eindringen können.

Ein anderes, gewissermassen unerwartetes Bild der Kontaktverhältnisse, aber auch das von der Plastizität des Nebengesteins zur Zeit der Intrusion des Nygård-Massivs zeugend, gibt uns der südliche Kontakt ein paar hundert Meter nordöstlich der Kötnerhütte Vedermödan. Fig. 21 ist eine Skizze von den Verhältnissen, die da beobachtet werden können. Das Nebengestein besteht aus einem roten, feinkörnigen, leptitischem Gneis, und der Norit ist mittelkörnig, mit ziemlich deutlicher Fluidalstruktur. Die Kontaktfläche ist, wie ersichtlich, konform mit den Strukturen sowohl des Norits als des Gneises und deutet durch ihren Verlauf an, dass eine lokale Zusammenschiebung in ungefähr ost-westlicher Richtung geschehen ist, wodurch

sowohl Norit als Gneis in einige Falten mit sehr steil gegen Norden fallender Faltenachse zusammengefaltet worden sind. Da bei dieser Faltung, wie aus der Fig. 21 hervorgeht, der Gneis sich als eine kompetentere und der Norit als eine inkompetentere Schicht verhalten hat, muss, da in festen Gesteinen ein entgegengesetztes Verhältnis zu erwarten sei, diese Deformation zu einem Zeitpunkt verlegt werden, als der Norit noch nicht vollständig erstarrt war. Da diese Zusammenschiebung schon 1 bis 2 Meter südlich des Kontakts im Gneis vertönt, muss sie offenbar mit der Intrusion des Massivs in Verbindung gebracht werden, und da das jetzt behandelte Gebiet



Fig. 22. Abgerissener Gang von Norit in Granatgneis. Laggareboda, westlich des Nygård-Massivs. Photo Verf.

die südliche Kontaktpartie der im vorhergehenden (p. 52 u. f.) beschriebenen, flach gegen Westen fallenden Schliere ausmacht, liegt es nahe, die beiden Phänomene mit einander in Zusammenhang zu setzen. Ein Blick auf die Karte (Taf. I) zeigt, wie die betreffende Partie des Nebengesteins eine kleine Ausbauchung gegen Norden in einem, nach den sehr deutlichen, beinahe bis zum Kontakt ungefähr nord-südlichen Fluidalstrukturen zu urteilen, besonders kräftigen Magmastrom von Westen gegen Osten gebildet hat. Dass unter solchen Umständen eine Zusammenfaltung aus Westen von dem kontaktnahen Teil des plastischen Nebengesteins hat geschehen können, scheint wohl möglich zu sein. In der Weise kann diese gewissermassen anomale Ausbildung des Kontakts an dieser Stelle durch eine entsprechende Anomalie in der inneren Struktur des Massivs erklärt werden.

Die Plastizität des sauren Nebengesteins hat sich indessen nicht nur an dem unmittelbaren Kontakt gegen das Massiv zu erkennen gegeben. Auch in einer Entfernung von bis $\frac{1}{2}$ km von demselben kann diese plastische Deformation vermerkt werden. Der makroskopisch sichtbare Beweis dafür ist das Auftreten basischer Gänge mit Boudinagestruktur. Es ist hauptsächlich im Granat-Gneis und dem leptitischen Gneis westlich bzw. südlich des Massivs, wo dieses Phänomen beobachtet werden kann. Die



Fig. 23. Abgerissener Gang von noritischem Gabbro in leptitischem Gneis. Skogalund, südlich des Nygård-Massivs. Photo Verf.

Gänge bestehen gewöhnlich aus feinkörnigem, dunkelgrauem, am häufigsten nicht oder nur unbedeutend amphibolitisiertem Norit oder noritischem Gabbro, der sowohl chemisch als mineralogisch der Gesteinsfolge des Nygård-Massivs angehört. Eine Mehrzahl von Stadien in der Entwicklung der Boudinagestruktur können beobachtet werden, von anscheinend vollständig intakten Gängen, beispielsweise dem Gang aus noritischem Gabbro, der im Filipstadgranit am Wege, etwa 200 m nordnordöstlich des nordwestlichen Hofes in Höghult, vorkommt, bis zu solchen, die in Reihen aus von einander getrennten Stücken aufgeteilt worden sind. Diese Stücke sind meistens nicht von der ziemlich regelmässigen Form, die von z. B. WEGMANN (46.

Taf. XXVIII und Fig. 1) und HOLMQUIST (20. Fig. 15) abgebildet worden sind, sondern gewöhnlich unregelmässig konturiert, oft in Schnitten dreieckig, aber mit etwas abgerundeten Ecken. Diese wechselnde Gestalt kann ja in verschiedener Weise erklärt werden. Von grösstem Einfluss dürfte einesteils die absolute Grösse und andernteils das Verhältnis zwischen der Plastizität des boudinierten und der des boudinierenden Gesteins bei der Entstehung der betreffenden Struktur sein, wonen die Mächtigkeit des boudinierten Ganges begreiflicherweise für den Habitus der entstandenen Bruchstücke von Bedeutung ist. Wie aus Fig. 22 und 23 hervorgeht, von denen die erstere einen Noritgang im Granatgneis aus der Gegend von Laggareboda, westlich des Massivs, zeigt, wo die Entwicklung der Boudinagestruktur auf einem verhältnismässig frühen Stadium fixiert worden ist, und die letztere einen weiter vorgeschrittenen Abschnitt der Entwicklung desselben Phänomens an einem Gang aus noritischem Gabbro in leptitischem Gneis in der Nähe von Skogalund, südlich des Massivs, darstellt, so werden Gänge unter einer gewissen Mächtigkeit lediglich abgeschnürt und die Teile getrennt, während etwas mächtigere Gänge eine wirkliche

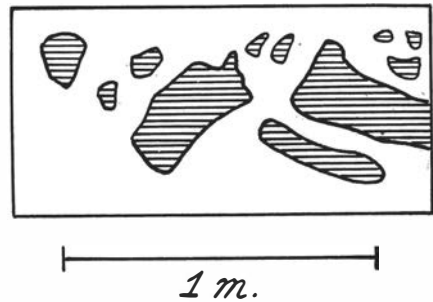


Fig. 24. Brecciiertes Noritgang in Granatgneis. Östlich von Eriksberg, westlich des Nygård-Massivs. Gezeichnet von E. ERDMANN 1884 (13).

Breccierung mit daraus erfolgreicher, unregelmässiger Form der dabei entstehenden Bruchstücke erfahren. Ein Beispiel des letzteren Verhältnisses gibt Fig. 24, die von ERDMANN (13) gezeichnet ist und einen im Granat-Gneis zerstückelten Noritgang nahe dem Fahrweg östlich von Eriksberg repräsentiert.

In jetzt beschriebenen Fällen, die aus einem nicht allzu geringen Abstand vom Kontakt des Massivs herrühren, hat, wie aus der Weise hervorgeht, in der die Strukturen des Gneises sich den Bruchstücken der zerissenen basischen Gänge anschmiegen, einerseits das saure Material eine verhältnismässig grosse Plastizität gehabt, während andererseits der Unterschied in Plastizität zwischen dem basischen und sauren Gestein recht bedeutend gewesen ist. Näher zu dem Kontakt des Massivs ist dagegen dieser Unterschied offenbar zum grossen Teil dadurch ausgeglichen worden, dass bei der steigenden Temperatur die Zunahme der Mobilität des basischen Gesteins verhältnismässig grösser als die des sauren gewesen ist. In der Weise werden die Verhältnisse erklärt, die Fig. 25 zeigt. Sie ist eine Zeichnung nach der Natur von einem Aufschluss einige zehn Meter südlich des südlichen Kontakts des Massivs. In einem rotgrauen, mittelkörnigen, granitischen Gneis mit ziemlich deutlicher Schieferigkeit in $N 52^{\circ} W 67^{\circ} N$ ist ein ungefähr 1,5 m mächtiger Gang aus dunkelgrauem, feinkörnigem, noritischem Gabbro intrudiert worden. Der Gang, der in $N 70^{\circ}$

E streicht und 35° gegen Norden fällt, erscheint in der Skizze scheinbar winkelgebogen, weil der Aufschluss nach oben von einer flach gegen Osten und einer steil gegen Westen fallenden Fläche begrenzt wird. Als eine Spaltenfüllung ist der Gang offenbar in ein bei verhältnismässig niedriger Temperatur befindliches, gegen deformierende Kräfte rupturrell reagierendes Gestein intrudiert worden, wovon ausser der feinkörnigen Struktur des

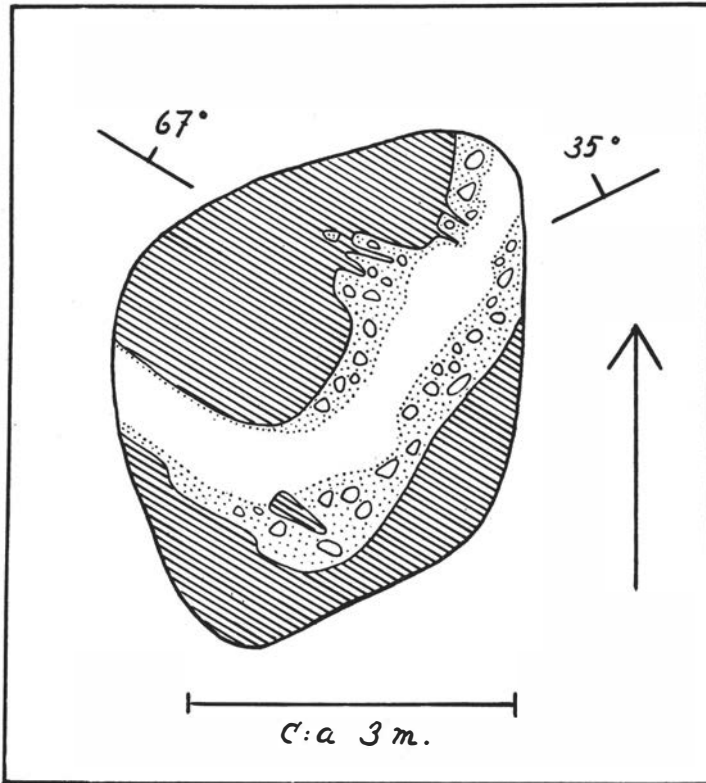


Fig. 25. Gang von Norit in granitischem Gneis. Südlich des Nygård-Massivs. Beschreibung im Text.

basischen Ganggesteins auch das Vorkommen eines verhältnismässig eckigen Bruchstückes des Nebengesteins im ersten Zeuge ist. Als darauf bei der Intrusion des Hauptmassivs die Temperatur des Nebengesteins erhöht wurde, nahm die Plastizität des sauren Gneises zuerst bis zu einem solchen Grade zu, dass eine Brecciation der peripherischen Teile des immer noch als ein fester Körper reagierenden, basischen Gesteins durch das saure Nebengestein beginnen konnte, wie im nördlichen Teil des Aufschlusses beobachtet werden kann, wo Bruchstücke von dem noritischen Gabbro im Gneis bemerkt werden können. Diese breccierende Einwirkung des Gneises auf den basischen Gang wurde bald wegen der fortgesetzten Temperatur-

zunahme, durch die Nähe des Kontakts des Nygård-Massivs bedingt, zum Aufhören gebracht. Dadurch, dass auch die peripherischen Teile des Ganges dabei ziemlich bald eine gewisse Plastizität erhielten und also der Unterschied in Mobilität zwischen dem sauren und dem basischen Gestein bedeutlich abnahm, hörte an einem frühen Stadium die breccierende Einwirkung des ersteren auf das letztere auf. Die äusseren, mobilisierten Teile des basischen Ganges konnten dagegen während der immer noch wirkenden Deformation jetzt die unmittelbar innerhalb gelegenen Teile breccieren, die noch nicht eine so hohe Temperatur und so grosse Plastizität wie die ersteren angenommen hatten, wozu kommt, dass die breccierende Masse, wie näher in der petrographischen Beschreibung im folgenden erwähnt wird, aus dem sauren Nebengestein eine gewisse, obschon nicht so grosse Quantität von Material assimilierte, das fernerhin ihre Fähigkeit zu plastischer Deformation vergrösserte. Das Bild der Verhältnisse, das von Fig. 25 wiedergegeben wird, entspricht offenbar dem Stadium in der Entwicklung der Deformation des basischen Ganges, das zu der Zeit erreicht worden war, als die Intrusion des Nygård-Massivs, und zwar die der dritten Partialintrusion, vollendet war und eine Temperaturerniedering ohne erwähnenswerte, gleichzeitige Bewegungen eintrat. In der oben skizzierten Weise erklärt, gibt der betreffende Aufschluss ein besonders instruktives Bild der Veränderungen von der Art, auf die das Nebengestein gegen die durch die Intrusion des Nygård-Massivs wirkenden, deformierenden Kräfte während der wechselnden Temperaturverhältnisse reagierte, von der Intrusion der gangförmigen Vorläufer an bis zu dem Zeitpunkt, als die schliessliche Position des Hauptmassivs der Hauptsache nach eingenommen worden war.

Die jetzt beschriebenen Verhältnisse betreffs der mit dem Nygård-Massiv genetisch zusammenhörenden basischen Gänge zeigen sämtlich, dass die Intrusion des Massivs mit Bewegungen auch in seinem umgebenden Nebengestein verbunden gewesen ist. Dass diese Bewegungen den Charakter von Dehnungsbewegungen gehabt haben, geht zweifellos aus dem vorstehenden hervor. Auf horizontalen Aufschlüssen, wie Fig. 23 und 24, gewinnt man freilich den Eindruck, als ob das Zerreißen der basischen Gänge durch eine Dehnung in horizontale Richtung geschehen sei. Ein geeigneter, vertikaler Schnitt würde mit Gewissheit auch eine Aufteilung der basischen Gänge zeigen, durch mehr oder weniger vertikale Differentialbewegungen in Übereinstimmung mit der Hauptströmungsrichtung des Magmas innerhalb des Massivs bedingt. Durch Bewegungen dieses Charakters dürfte die Breccierung in Fig. 25 höchstwahrscheinlich zu erklären sein. In diesem Fall kann es sich ja nicht um eine reine Dehnungserscheinung handeln, da die Breccierung nur die peripherischen Teile des Ganges getroffen hat, während das Innere gegen die Deformation intakt geblieben ist.

Dass die Bewegungen im Nebengestein des Nygård-Massivs bei seiner Intrusion nicht immer den Charakter von einfachen, lamellären Differential-

bewegungen, den Kontakten des Massivs mehr oder weniger konform, gehabt haben, geht aus den Umständen speziell in der Gegend unmittelbar südlich der Intrusion II. hervor. Wie aus der Tafel I erhellt, sind die Strukturen daselbst etwas unruhig betreffs sowohl Streichen als Fallen. Das Gestein ist ein inhomogener, dunkelgrauer, mittelkörniger, biotitreicher Gneis, der makroskopisch oft ziemlich gabbroähnlich ist und infolge dessen auf dem geologischen Kartenblatt »Askersund« zum grossen Teil mit der Farbe des Nygård-Massivs bezeichnet worden ist, zu dessen Gesteinsfolge er aber offenbar nicht gehört. Es ist deutlich u. a. dieses Gestein, das ERDMANN (12. p. 62) bezweckt, als er in der Kartenblattbeschreibung erwähnt, dass der Gabbro »stellenweise von Rändern und unregelmässigen Partien aus rotem Granit oder Gneis durchzogen ist und oft wie umgeknetet zu sein scheint«. Von Interesse ist das Vorkommen in diesem inhomogenen Gneis von Schlieren von einer Beschaffenheit, die als das Resultat eines während der Bewegungen, die im Nebengestein die Intrusion des Nygård-Massivs begleiteten, erfolgten Einknetens und partieller Auflösung von Partien des gleich südwärts anstehenden Filipstadgranits in dem zwischen diesem und dem Gabbromassiv vorkommenden, mobilisierten Gneis dürfte erklärt werden sollen. Hier und da werden nämlich diffus begrenzte, schlierenartige Partien angetroffen, die in einer heller oder dunkler grauen, glimmerreichen Zwischenmasse von der Beschaffenheit der Hauptsache nach des normalen Gneises gerundete, rote Mikroklinaugen von der Grösse und dem Aussehen enthalten, die den Filipstadgranit dieser Gegend kennzeichnen. Dass die oben gegebene Erklärung über das Auftreten dieser Schlieren die richtige ist, scheint mir u. a. daraus hervorzugehen, dass die Mikroklinkristalle oft von der glimmerreichen Zwischenmasse zersprengt und durchadert sind. Bisweilen ist dabei die Begrenzung des Kristalls hauptsächlich beibehalten, während in anderen Fällen die Bruchstücke ihren Zusammenhang verloren haben und in grösserem oder kleinerem Ausmasse aufgelöst worden sind, wobei als eine Zwischenstufe kleine, gerundete, rote Mikroklinfragmente auftreten, von einer gelblich grauen Reaktionszone umgeben, die nach aussen in der normalen, dunkelgrauen Zwischenmasse diffus vertönt. Der hybride Charakter dieses augenführenden Gneises tritt auch in der Verteilung der Mikroklinkristalle in diesen Schlieren hervor, indem ihre Anzahl per Flächeneinheit, die in den zentralen Teilen (Fig. 26) verhältnismässig gross ist, ohne einen für den unveränderten Filipstadgranit durchschnittlich geltenden Wert zu erreichen, peripherisch immer mehr abnimmt, bis nur vereinzelte Augen entdeckt werden können, die dann gewöhnlich von dem deformierten und partiell resorbierten Typus sind, der oben beschrieben worden ist. Eine andere Eigenschaft dieses nach der obigen Erklärung aus dem älteren Glimmergneis und dem jüngeren Filipstadgranit unter dem Einfluss der Intrusion des noch jüngeren Nygård-Massivs entstandenen, hybriden Gesteins ist die Verschiedenheit in der Art der Verwitterung, die es im Ver-

gleich mit dem normalen, massenförmigen oder dem verschieferten Filipstadgranit zeigt. Wegen der kleineren Frequenz der Mikroklinkristalle und des grösseren Reichtums der Zwischenmasse an Glimmer treten die ersten mit bedeutend kräftigerem Relief an der verwitterten Oberfläche des hybriden Gesteins hervor als an der des Filipstadgranits.



Fig. 26. Augenführende Schlieren in glimmerreichem Gneis, zwischen dem Filipstadgranit und dem Nygård-Massiv, südöstlich des letzteren. Photo Verf.

Um womöglich entscheiden zu können, ob die Schieferigkeit, die im Filipstadgranit in der Gegend vom Nygård-Massiv auftritt, in ihrer Entstehung auf die Bewegungen im Nebengestein zurückzuführen sei, die nach dem Vorigen erwiesenermassen die Intrusion des Massivs begleitet haben, wurde eine strukturstatistische Untersuchung nach den SANDER'schen Methoden mit den Modifikationen unternommen, die auf der Seite 43 erwähnt worden sind. Das untersuchte Gestein war eine rotgraue, verhältnismässig feinkörnige, deutlich schiefrige Schlieren in dem ebenfalls verschieferten, normaler ausgebildeten Filipstadgranit in dem Aufschluss nahe der Krüm-

mung des Pfades, etwa 500 m westlich von Naggestorp. Das Diagramm Fig. 27 gibt das Resultat der Einmessung von 300 c -Achsen von Quarz in ihrer natürlichen Orientierung wieder. Mit einer punktierten Linie ist die im Felde gemessene Schieferigkeit angedeutet. Um einen Vergleich mit anderen Quarzdiagrammen zu erleichtern, ist in Fig. 28 das vorige Diagramm so rotiert worden, dass das in der Schieferigkeitsfläche fallende Achsenmaximum mit dem Zentrum der Projektion zusammenfällt. Schon durch

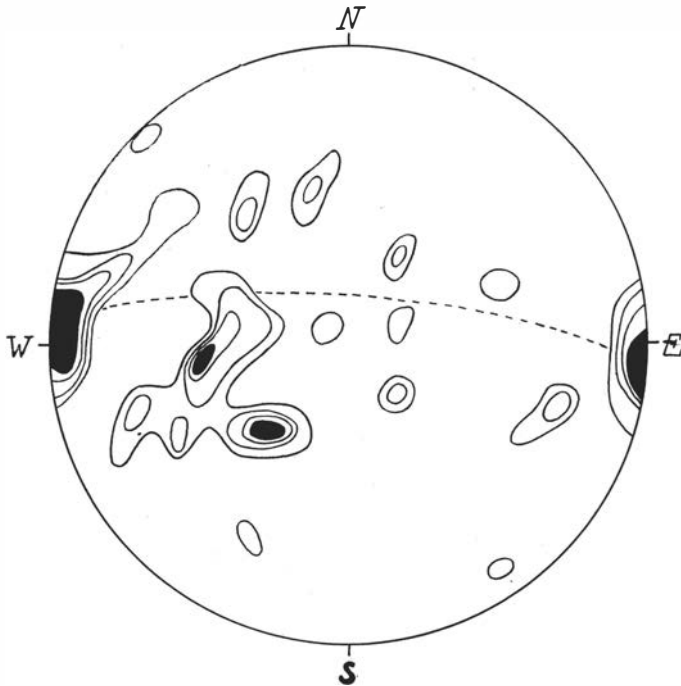


Fig. 27. Strukturdiagramm einer feinkörnigen Schliere in verschiefertem Filipstadgranit, 500 m westlich von Naggestorp, nördlich des Nygård-Massivs. 300 c -Achsen von Quarz. $(>2) - 1 \frac{2}{3} - 1 \frac{1}{3} - 1$ %.

die Lage eines Maximums in der Ebene der Schieferigkeit sind die Deformationsachsen des Gesteins bestimmt. Dieses Maximum (39. Diagramm 61. Max. I) entspricht der a -Achse, die in diesem Fall beinahe horizontal mit ungefähr ost-westlicher Richtung ist, während die b -Achse, die auch in der Schieferigkeitsfläche liegt, annähernd vertikal steht. Die c -Achse, die gegen die zwei übrigen senkrecht steht, geht also horizontal mit etwa nord-südlicher Richtung. Näheren Aufschluss betreffs des Charakters der Deformation, die die Entstehung der Schieferigkeit bedingt hat, gewinnt man dadurch, dass man auch die zwei übrigen Hauptmaxima berücksichtigt, die offenbar den Maxima III und IV in dem synoptischen Diagramm von SANDER (39. Diagramm 61. p. 312) entsprechen. Diese zwei Maxima verursachen eine starke Asymmetrie im Diagramm, woraus entnommen werden kann, dass

auch die Bewegung unsymmetrisch gewesen ist. Aus dem Aussehen des Diagramms in diesem Fall geht hervor, dass die Schieferigkeit *an der betreffenden Stelle* durch eine der Hauptsache nach horizontale Differentialbewegung mit einer deutlich ausgeprägten Tendenz zum Auftreten einer Bewegung unter einem bedeutenden Winkel zum Horizont entstanden ist.

Ist dieses Bewegungsbild mit der Annahme der Entstehung der Schieferigkeit im Zusammenhang mit der Intrusion des Nygård-Massivs vereinbar? Meines Erachtens ist dies der Fall. Wie schon vorher beschrieben wurde, ist das Nygård-Massiv seiner inneren Struktur nach ausserordentlich un-

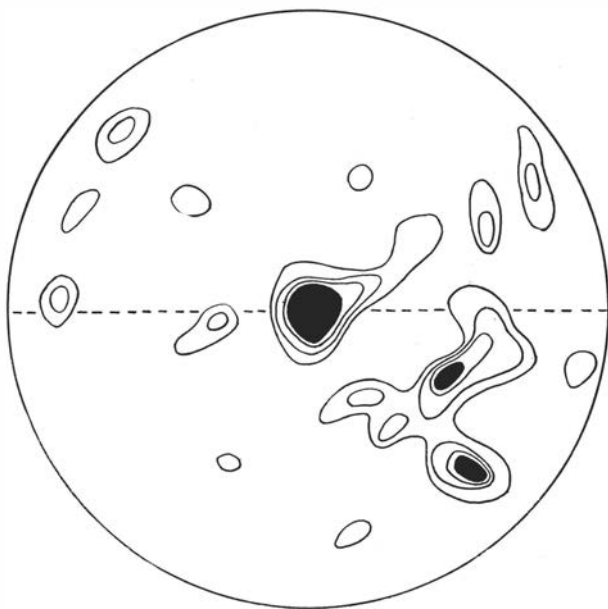


Fig. 28. Dasselbe Diagramm wie Fig. 27 mit dem in die Schieferigkeitsfläche fallenden Maximum ins Zentrum des Diagramms gedreht.

symmetrisch aufgebaut, aber gleichzeitig deutlich gesetzmässig, indem nicht nur die verschiedenen Teilintrusionen im Verhältnis zur nächstälteren sich in westliche oder südwestliche Richtung verschoben zeigen, sondern auch eine Verschiebung des Intrusionszentrums sich in dieselbe Hauptrichtung bei jeder Teilintrusion vollzog, was am deutlichsten betreffs der Intrusion III hervortritt. Das Gebiet östlich bis nordöstlich vom Nygård-Massiv hat sich also bei der Intrusion des letzteren als ein Resistenzgebiet im Verhältnis zu dem nachgiebigeren Bereich westlich bis südwestlich desselben verhalten. Es dürfte dann zu erwarten sein, dass die Bewegungen in den das Massiv umgebenden Gesteinen, die nach dem früher dargelegten teils in vertikalen Differentialbewegungen, die mit der Magmabewegung innerhalb der Intrusion konform waren, teils in einer gleichzeitigen, horizontalen Deh-

nung bestanden haben, im Gebiet westlich und südwestlich des Massivs bedeutend intensiver als in der Gegend östlich und nordöstlich desselben gewesen sein müssen. In diesem letzteren Gebiet ist der Felsgrund in der Nähe des Massivs ausser an einigen Stellen unmittelbar am Kontakt leider nicht aufgeschlossen. Der verschieferte Filipstadgranit nördlich der Intrusion III, von dem das oben beschriebene Strukturdiagramm stammt, befindet sich aber wenigstens im Verhältnis zu der letzten und grössten Teilintrusion III an der resistenteren Seite derselben, wenngleich in der Übergangszone zu dem weniger resistenten Gebiet westlich und südwestlich des Massivs. Gerade durch diese intermediäre Position kann meiner Ansicht nach das Aussehen des Diagramms erklärt werden. Während einerseits die nur in der triklinen Symmetrie des Diagramms hervortretende Tendenz zu einer vertikalen Bewegungskomponente mit der im vorigen postulierten minimalen Intensität der vertikalen Bewegung im Resistenzgebiet nordöstlich der Intrusion in Übereinstimmung steht, gibt die horizontale Hauptbewegung im Diagramm anderseits einen bei der Intrusion des Massivs vollzogenen tektonischen Transport des mehr oder weniger mobilen Materials aus der Richtung von dem resistenteren Gebiet im Osten nach dem weniger resistenten im Westen an. Das aus dem Strukturdiagramm hergeleitete Bewegungsbild muss also in Anbetracht der geologischen Position des untersuchten Gesteins als in guter Übereinstimmung mit der Auffassung angesehen werden, dass die Schiefrigkeit des Filipstadgranits an dieser Stelle durch Bewegungen im Zusammenhang mit der Intrusion des Nygård-Massivs entstanden ist.

Die Giltigkeit der soeben geführten Auseinandersetzungen wird gewissermassen von den folgenden Umständen gestützt. Wie aus der Karte (Fig. 1) hervorgeht, bildet die östliche Grenze des Filipstadgranits eine auffallende Einbiegung gegen Westen um das Nygård-Massiv. Im Zusammenhang mit der Beobachtung gesehen, dass die Kontaktfläche, wie schon vorher (p. 19) erwähnt worden ist, südlich der Station Vretstorp $50-60^\circ$ südwestlich fällt, liegt die Annahme nahe, dass die Granitgrenze vor der Intrusion des Nygård-Massivs in einem der jetzigen Tagesoberfläche entsprechenden Niveau ziemlich gerade über Nygård gegen Südosten ohne grössere Krümmungen verlaufen ist. Unter der Voraussetzung, dass das oben erwähnte, verhältnismässig flache Fallen des Granitkontakts keine ganz lokale Erscheinung ist, sondern wenigstens für eine so grosse Fläche gilt, wie sie die Karte (Fig. 1) umfasst, wird ja die betreffende Krümmung der Granitgrenze gegen Westen erklärt als das Resultat einer Hebung der verhältnismässig flach gegen Westen fallenden Gneisunterlage des Granits; sie vollzog sich im Zusammenhang mit der Intrusion des Nygård-Massivs, auf deren Vertikalbewegungen innerhalb der Umgebung eine Aureole plastisch reagierte. In guter Übereinstimmung mit dieser Auffassung steht der Umstand, dass die Gneiszone, die das Nygård-Massiv von dem Filipstadgranit

trennt, am breitesten südwestlich des Massivs ist, wo auch nach dem vorher gesagten die Vertikalbewegungen am grössten gewesen sein mussten, während nördlich des westlichen Teils des Massivs, wo laut der ausgeführten Strukturanalyse die vertikale Bewegungskomponente ziemlich minimal gewesen ist, die Gesteine des Nygård-Massivs ohne dazwischenliegende ältere Gneiszone unmittelbar an den Filipstadgranit grenzt, obschon zwar der Kontakt nirgendwo aufgeschlossen ist. In diesem Zusammenhang sei schliesslich die Vermutung erhoben, dass das Auftreten der im vorhergehenden (p. 52 u. f.) beschriebenen Schliere im östlichen Teil der Intrusion III mit relativ flachem, westlichem Fallen mit dem Vorkommen dieser in derselben Weise fallenden geologischen und tektonischen Grenzfläche, die die Kontaktfläche des Filipstadgranits gegen den älteren Gneis bezeichnet, im Zusammenhang gesetzt werden könnte.

Wie aus der vorhergehenden Beschreibung über den Bau und die Intrusionsweise des Nygård-Massivs hervorgeht, ist es nach der Terminologie von CLOOS (7 a. p. 4—5) am ehesten als ein Vertikalpluton dritter Grösse zu bezeichnen. Der Titel dieser Arbeit ist also damit begründet.

b. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Nygård-Plutons.

1. Haupttypen.

α. Intrusion I. Das Gestein, das die älteste Teilintrusion aufbaut, das aber auch als grössere oder kleinere Einschlüsse in den jüngeren vorkommt, kann wegen seiner Mineralzusammensetzung als ein noritischer Gabbro bezeichnet werden. Makroskopisch ist derselbe gewöhnlich ein dunkelgraues, feinkörniges Gestein mit einer Parallelstruktur, die im Handstück nicht oder wenig hervortritt. Bisweilen ist er aber etwas gröber, und dann wird eine Fluidalanordnung der dunklen Minerale deutlicher. Ein Strukturzug, der ebenfalls diesen ältesten Typus von den zwei späteren Teilintrusionen trennt, ist die gleiche Formausbildung sowohl des rhombischen als des monoklinen Pyroxens, indem beide isometrisch, hypidiomorph entwickelt sind.

Die quantitative Mineralzusammensetzung des Gesteins geht aus den in der Tabelle III zusammengestellten Rosiwal-Analysen, nach sinkendem Plagioklasgehalt geordnet, hervor, und in der Tabelle IV sind die optischen Bestimmungen, die an den wichtigsten Mineralen ausgeführt worden sind, in analoger Folge angeführt.

Das in sämtlichen untersuchten Proben dieses Gesteinstypus am reichlichsten vorkommende Mineral ist Plagioklas, ein mittelsaurer Labradorit mit einem An-Gehalt, der nur zwischen 55 und 65 % wechselt, wenn von

Tabelle III.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Plagioklas	59,4	56,5	45,6	44,9	41,8	41,1	40,0	38,3
Rhomb. Pyroxen . .	19,3	19,9	20,6	26,2	29,0	27,2	34,9	16,1
Mon. Pyroxen . . .	12,8	13,5	11,2	13,4	20,7	13,9	17,5	26,5
Biotit	4,0	3,1	3,9	5,0	4,0	2,3	2,3	7,7
Erz	3,6	1,0	15,8	10,1	1,2	12,8	4,4	8,3
Hornblende	—	3,9	—	—	1,7	2,7	0,3	2,7
Quarz	—	0,3	0,3	—	1,5	—	0,1	0,3
Apatit	0,9	0,2	2,4	0,4	0,1	—	0,5	0,1
Kalifeldspat	—	—	0,2	—	—	—	—	—
Chlorit	—	1,6	—	—	—	—	—	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	2,96	2,95	3,19	3,15	3,06	3,19	3,13	3,11

N:o 1 abgesehen wird, dessen Plagioklas ein ziemlich basischer Andesin mit 44 % An ist. Die Kristalle, die fast immer hauptsächlich nach den Albit- und Karlsbadgesetzen, am häufigsten nach beiden, reichlich polysynthetisch verzwillingt sind, weniger häufig auch mit Periklinlamellen, sind in den mitteldünnkörnigen Varietäten nach (010) dick tafelförmig mit ziemlich unregelmässigen äusseren Konturen. In Dünnschliffen der feinerkörnigen Gesteine nehmen die Plagioklaskristalle dagegen eine mehr gestreckte Leistenform mit ebenerer Begrenzung, bisweilen mit Tendenz zu divergentstrahliger Anordnung, an. Mitunter sind die Zwillinglamellen gebogen und die Kristalle sogar zerbrochen. Gewöhnlich kann aber keine mechanische Deformation der meisten Individuen bemerkt werden, und dieses ganz lokale Auftreten von deformierten Individuen zur Seite von unbeeinflussten deutet an, dass die Deformation von protoklastischem Charakter gewesen ist, im Zusammenhang mit den Bewegungen des Magmas zur Zeit der Kristal-

Tabelle IV.

	1	2	3	4	5	6	7	8
An-Geh. d. Plag. %	44	65	55	55	62	58,5	59	60
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$. . .	51°,5	69°	52°,5	50°	61°	64°	61°	82°,5
Mon. Pyroxen	$2V_{\gamma}$. . .	43°	60°	62°	51°	60°	50°	44°
	$c : \gamma$. . .	38°	46°	44°	38°	44°	34°,5	40°,5
Hornblende	$2V_{\alpha}$. . .	—	81°	—	—	63°	—	—
	$c : \gamma$. . .	—	22°	—	—	22°	—	—

lisation entstanden. Auch chemisch ist der Plagioklas ungewöhnlich frisch. Nur in einzelnen Fällen kann eine von Spalten ausgehende, beginnende Sericitisierung beobachtet werden. Dagegen gibt es oft reichliche Interpositionen, die die dunkle Farbe des Plagioklases an frischen Bruchflächen bedingen. Diese Interpositionen bestehen teils aus etwa 0,01 mm grossen, rotbraunen Tafeln, teilweise mit einer grünlichen Nüance, teils aus dichter angehäuften, rötlichen oder grünlichen, staubartigen Partikeln von der Grössenordnung 0,001 mm.

Der rhombische Pyroxen ist in den meisten Fällen das quantitativ etwas überwiegende der zwei vorkommenden Pyroxenminerale. Durchschnittlich ist er ein ziemlich eisensilikatreicher Hypersthen, am häufigsten mit deutlichem Pleochroismus, die Variationsbreite ist aber, wie aus der Tabelle IV erhellt, ziemlich gross. Er ist, wie schon erwähnt worden, verhältnismässig isometrisch ausgebildet, und man kann beobachten, dass die Tendenz zur Entwicklung eigener Formen im allgemeinen mit der Korngrösse des Gesteins zunimmt. Gleichzeitig ist auch eine Zunahme in Grösse und relativer Anzahl der rotbraunen Schuppen zu bemerken, die als Interpositionen im Hypersthen vorkommen. In ihrer typischsten Ausbildung haben diese Schuppen eine ziemlich langgestreckte, rechteckige Form. Wie eine Mehrzahl von Einmessungen am Universaldrehtisch gezeigt haben, liegen sie in der Fläche (100) des Hypersthens mit der Längsrichtung senkrecht gegen seine Vertikalachse, zu einem bedeutend kleineren Teil parallel derselben, während das nach den Handbüchern (36. p. 344) auftretende, dritte System mit der Längsrichtung der Schuppen, einen Winkel gegen die c -Achse des Hypersthens von etwa 30° bildend, in diesen Gesteinen nicht repräsentiert ist. Oft hat eine unbedeutende Umwandlung des Hypersthens zu gelbem Serpentin, Bastit, oder grüner Hornblende begonnen, wobei zu beobachten ist, dass der erstere am liebsten im Inneren der Kristalle gebildet wird, die letztere gern als eine Reaktionszone gegen Plagioklas.

Der monokline Pyroxen ist in Dünnschliffen von gewöhnlicher Dicke nicht pleochroitisch, schwach grünlich, nach seinen optischen Eigenschaften (siehe Tabelle IV) sich am nächsten der Diopsid-Hedenbergit-Reihe anschliessend, mit nur unbedeutender Einmischung der Klinoenstatitkomponente. Bisweilen kommen einfache Zwillinge oder einzelne Zwillingslamellen, beidenfalls nach (100), vor. In dieser Fläche liegen auch die opaken Interpositionen, die in Quantität von Probe zu Probe bedeutend wechseln. Weniger häufig sind diese von ungefähr derselben Beschaffenheit als im Hypersthen, d. h. äusserst dünne, rotbraune, häutige Platten, sondern meistens in der Form dickerer, ganz schwarzer und unregelmässiger begrenzter Segregationen ausgebildet. Wie schon erwähnt, ist der monokline Pyroxen wie der rhombische in ziemlich äquidimensionalen Individuen entwickelt. Betreffs der Kristallisationsfolge zwischen ihnen kann vielfach keine deutliche Sukzession nachgewiesen werden, während in anderen Fällen eine etwas frü-

here Ausscheidung bald des einen, bald des anderen Pyroxens angedeutet ist. Im Ganzen haben offenbar in diesem Haupttypus der Intrusion I die beiden Pyroxene ungefähr gleichzeitig auskristallisiert.

Der Biotit, der ein niemals fehlender Bestandteil dieser Gesteine ist, tritt gewöhnlich als kleine, unregelmässige Schuppen in und zwischen den übrigen Mineralen gleichmässig verteilt auf, bisweilen, wie in N:o 3 (Tabelle III), in beinahe mm-grossen, spärlich verbreiteten Individuen, die übrige Minerale poikilitisch einschliessen und offenbar ganz spät gebildet sind. Der Biotit zeigt Pleochroismus in bräunlich gelb und braun, bald mit, bald ohne deutlich rötlichen Farbenton. Besonders wenn er synantetisch zwischen Erz und Plagioklas gebildet worden ist, nimmt er gern eine fuchsrote Farbe an, Reichtum an Fe_2O_3 andeutend.

Der Gehalt an Erz ist in diesem Gesteinstypus ziemlich wechselnd, durchschnittlich aber ungewöhnlich hoch. In drei der sieben untersuchten Proben übersteigt der Erzgehalt 10 Gewichtsprozent. Oxydisches Erz, wahrscheinlich meistens Titanomagnetit, wiegt quantitativ bei weitem über sulphidisches, gewöhnlich Schwefelkies, vor. Der letztere kommt oft als tropfenförmige Einschlüsse im ersteren vor, der in der Regel eine Ausfüllung zwischen Pyroxenen und Plagioklasen bildet, in den erzreichsten Proben aber mit einer deutlichen Tendenz zu eigener Formbegrenzung.

Bisher beschriebene Minerale werden in sämtlichen untersuchten Proben wiedergefunden. Ausserdem wird aber eine Reihe von anderen zufälliger und immer in verhältnismässig unbedeutender Menge angetroffen. Hierher gehören die primär aus dem Magma auskristallisierten Minerale Apatit, Quarz und Kalifeldspat nebst den sekundär gebildeten oder zugeführten: Hornblende, Chlorit, Serpentin und Calcit, von denen die Hornblende und der Serpentin schon als Umwandlungsprodukte aus Pyroxen erwähnt worden sind, während Chlorit und Calcit nur in einem Dünnschliff, hauptsächlich als Ausfüllung sekundärer Spalten, angetroffen worden sind. Der Apatit tritt als relativ dicke, sechseckige Prismen besonders in den feinerkörnigen, an Erz und Apatit verhältnismässig reicheren Typen auf, während in den gröberkörnigen, apatitärmeren Gesteinen dieses Mineral immer mehr zu einer allotriomorphen, von den übrigen Mineralen bedingten Ausbildung neigt. Ein ähnliches Auftreten als spät kristallisierte Ausfüllung zwischen den früher ausgeschiedenen Mineralen haben auch Quarz und Kalifeldspat, die beide in sehr unbedeutender Menge vorkommen. Der Quarz ist bisweilen mechanisch nicht beeinflusst, in anderen Fällen zeigt er dagegen eine schwach undulöse Auslöschung. Ob der Kalifeldspat, dem Gitterstruktur fehlt, der aber äusserst feine, perthitische Tropfen von Albit enthält, Orthoklas oder Mikroklin ist, konnte in diesem Fall zufolge der geringen Quantität des Minerals und der Abwesenheit von Spaltrissen nicht entschieden werden.

Analyse I.

Noritischer Gabbro, 550 m nordöstlich von Kroneberg.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm.		Niggliwerte	
SiO ₂	47,50	7909	or	4,45	57,30	si 111
TiO ₂	3,02	378	ab	17,82		al 23,5
Al ₂ O ₃	17,08	1676	an	35,03		fm 46
Fe ₂ O ₃	1,75	110	ol	{ Mg ₂ SiO ₄ 0,56	42,16	c 24,5
FeO	9,95	1385		{ Fe ₂ SiO ₄ 0,41		alk 6
MnO	0,17	24	di	{ CaSiO ₃ 4,41		100,0
MgO	6,63	1644		{ MgSiO ₃ 2,48	42,16	ti 5,30
CaO	9,85	1756		{ FeSiO ₃ 1,72		h 3,66
Na ₂ O	2,08	336	hy	{ MgSiO ₃ 13,14		p 0,49
K ₂ O	0,78	83		{ FeSiO ₃ 9,77		o 0,07
H ₂ O+	0,47	261	mt	2,55	0,47	mg 0,50
H ₂ O-	0,05	—	il	5,78		k 0,20
P ₂ O ₅	0,49	35	ap	1,34		
			H ₂ O+	0,47		
Summe	99,82			99,93		

III. 5. 4. 4—5. Auvergnose. Or:Ab:An = 7,77 : 31,10 : 61,13.

Von diesem Gesteinstypus ist eine chemische Analyse ausgeführt worden (Analyse I). Seine qualitative und quantitative Mineralzusammensetzung geht aus N:o 4 in den Tabellen III und IV hervor. Dieses Gestein repräsentiert chemisch einen ziemlich gewöhnlichen Typus. In dem Subrang, zu dem es nach dem quantitativen System gehört, nämlich Auvergnose, sind in den Tabellen von WASHINGTON (45. p. 638 u. f.) nicht weniger als 197 Analysen aufgenommen. Das schwedische Gestein, das laut bisher veröffentlichten Analysen mit dem jetzt betreffenden die grösste chemische Ähnlichkeit zeigt, ist ein Hyperit aus dem Kirchspiel Nyed im östlichen Wermland (29. p. 29, 8. p. 86. Analyse 322). Wie aus der Tabelle V, wo die wichtigsten Niggliwerte der beiden Analysen zusammengestellt sind, hervorgeht, ist die Übereinstimmung recht weitgehend. Die einzige, bedeutendere Abweichung ist der wesentlich höhere TiO₂-Gehalt des noritischen Gabbros.

Tabelle V.

	si	al	fm	c	alk	o	mg	k
Analyse I	111	23,5	46	24,5	6	0,07	0,50	0,20
Hyperit, Nyed	108	23,5	49	21	6,5	0,06	0,57	0,17

Tabelle VI.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Plagioklas	74,9	63,7	63,1	60,4	58,0	57,0	47,8	47,0	46,1
Rhomb. Pyroxen . .	7,1	21,7	11,2	20,0	27,9	24,6	17,9	31,9	33,3
Mon. Pyroxen . . .	3,1	4,7	7,1	14,9	1,8	5,1	25,7	13,3	9,8
Biotit	3,6	5,0	5,3	2,7	3,7	5,7	5,9	4,3	3,9
Erz	10,7	2,4	5,6	1,4	6,3	2,4	2,7	2,5	6,7
Hornblende	—	1,3	5,2	0,1	1,8	4,7	—	—	—
Quarz	0,6	0,7	2,1	0,4	—	0,3	—	—	—
Apatit	—	0,5	0,4	0,1	0,5	0,2	—	0,4	0,2
Kalifeldspat	—	—	—	—	—	—	—	0,6	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	2,94	2,93	2,95	2,96	2,94	2,98	2,97	2,95	3,12

β. **Intrusion II.** Von dem Gestein, das die Teilintrusion II kennzeichnet, sind 9 Proben qualitativ und quantitativ mineralogisch untersucht worden (Tabelle VI und VII). Wie das unmittelbar vorher beschriebene Gestein kann auch dieses als ein noritischer Gabbro bezeichnet werden, der noritische Charakter ist aber ausgeprägter. Das, was jedoch strukturell diesen Typus gegenüber die übrigen charakterisiert, ist der Umstand, dass weder der rhombische noch der monokline Pyroxen zur Ausbildung eigener Formen neigt, sondern beide im Gegenteil eine subophitische-ophitische Zwischenmasse zwischen den Plagioklaskristallen bilden, die allein die äusseren Konturen der Pyroxenindividuen bestimmen. — Da die chemischen und quantitativ mineralogischen Relationen zwischen den verschiedenen Gesteinstypen in einem folgenden Abschnitt behandelt werden, seien in diesem Zusammenhang nur die strukturellen Verhältnisse beschrieben, insofern sie von dem eingehender behandelten Haupttypus I abweichen.

Tabelle VII.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
An.Geh. d. Plag. %	69	65	72	77	63	61	64	65	64
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$	61°	62°	61°	63°,5	76°	63°	67°	54°,5	59°
Mon. Pyroxen	$2V_{\gamma}$	—	58°	57°	52°	—	49°	45°	66°
	c:γ	—	—	41°,5	41°	—	35°,5	41°,5	42°
Hornblende	$2V_{\alpha}$	—	77°	77°	—	76°	76°	—	—
	c:γ	—	20°	13°	—	18°	21°	—	—

Betreffs des Plagioklases gilt, dass je feinkörniger und je reicher an femischen Mineralen das Gestein ist, um so ausgezogener leistenförmig werden die Kristalle, und um so diabasähnlicher wird das Gestein. Dass die mechanische Deformation, die der Plagioklas bisweilen erlitten hat, von protoklastischer Natur und vor der schliesslichen Erstarrung des Gesteins bewirkt ist, wird dadurch bewiesen, dass der Quarz, der in geringer Menge als am letzten kristallisierte Winkelausfüllung vorkommt, oft auch nicht undulöse Auslöschung zeigt.

Der rhombische Pyroxen, dem manchmal die rotbraunen Schuppen fehlen, zeigt in N:o 1 eine beginnende Umwandlung in fibrösen, beinahe farblosen Amphibol, während der monokline Pyroxen häufiger als der rhombische stellenweise ein Auftreten von kompakter grüner Hornblende zeigt. Ein Umstand, der in diesem Gesteinstypus ziemlich häufig beobachtet werden kann, ist das Auftreten der synantetischen Mineralbildung zwischen Pyroxen und Plagioklas, die von SEDERHOLM (41. p. 5 und 143) »Stachel-schwein«-Biotit (»porcupinitic« biotite) genannt worden ist. Vom Pyroxen, sowohl rhombischen als monoklinen, wachsen kleine, 0,2—0,3 mm lange, parallelorientierte, stachelähnliche Schuppen von Biotit aus, mit der Längsrichtung mit der c-Achse des Pyroxens zusammenfallend, während keine bestimmte kristallographische Orientierung zum Plagioklas vorliegt. Dass dieser Biotit unter wenigstens teilweise anderen physikalisch-chemischen

Analyse II.

Noritischer Gabbro, 250 m westnordwestlich von Kroneberg.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	49,72	8278	Q	1,71	62,78	si 115
TiO ₂	1,74	218	or	3,89		al 26
Al ₂ O ₃	19,00	1864	ab	15,20		fm 44,5
Fe ₂ O ₃	1,66	104	an	41,98		c 24,5
FeO	6,20	863	di	{ CaSiO ₃ 2,09	36,56	alk 5
MnO	0,11	16		{ MgSiO ₃ 1,45		100,0
MgO	8,50	2108		{ FeSiO ₃ 0,53		ti 3,04
CaO	9,74	1737	hy	{ MgSiO ₃ 19,63		h 4,34
Na ₂ O	1,77	286		{ FeSiO ₃ 6,86		p 0,18
K ₂ O	0,64	68	mt	2,32		o 0,07
H ₂ O +	0,56	311	il	3,34		mg 0,71
H ₂ O —	0,04	—	ap	0,34		k 0,19
P ₂ O ₅	0,18	13	H ₂ O +	0,56		
Summe	99,86			99,90		

II. 5. 4. 4—5. — Hesse. Or : Ab : An = 6,37 : 24,91 : 68,72.

Tabelle

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Plagioklas . . .	72,9	71,1	68,7	67,6	67,1	63,0	62,7	62,0	61,9	61,6	58,4	58,0	56,5
Rhomb. Pyroxen .	7,5	16,9	18,8	28,6	26,9	22,1	30,6	31,2	25,5	22,5	35,6	32,5	19,5
Mon. Pyroxen .	4,3	1,1	3,6	1,4	2,3	6,7	1,5	2,4	—	7,3	2,9	2,1	10,0
Biotit	5,0	4,1	4,8	1,5	3,0	5,6	2,5	2,4	3,6	2,9	2,0	3,9	5,0
Erz	0,9	1,1	0,9	0,7	0,5	0,1	0,7	1,0	0,6	3,6	0,8	2,1	2,8
Hornblende . .	1,4	3,3	1,0	0,1	0,2	2,5	1,1	0,2	8,3	0,1	—	0,2	4,0
Quarz	4,8	1,7	1,2	0,1	—	—	0,7	0,3	0,1	1,0	0,3	1,2	0,9
Apatit	0,1	0,5	0,3	—	—	—	0,1	0,4	—	0,2	—	—	1,3
Kalifeldspat . .	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—
Epidot-Zoisit . .	3,1	0,2	0,5	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—	—	—
Calcit	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	2,83	2,88	2,88	2,90	2,90	2,90	2,93	2,96	2,94	2,94	2,98	2,99	2,98

Tabelle

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
An-Geh. d. Plag. %	65	75	61	69	75	70	62	66	65	56	70	62
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$	61°	69°	64°	71°	68°,5	68°	68°	64°,5	62°	65°	66°	60°
Mon. Pyroxen	$2V_{\gamma}$	56°	58°	56°,5	54°	48°	51°	57°	49°	—	56°	58°
	c: γ	38°	40°,5	42°	38°	—	42°	43°	39°	—	42°	42°,5
Hornblende	$2V_{\gamma}$	71°	83°	77°	—	—	81°	—	—	85°	—	—
	c: γ	17°,5	14°	18°	—	—	14°	—	—	18°	—	—

Bedingungen als der übrige, in normaler Weise im Gestein vorkommende entstanden ist, geht auch daraus hervor, dass während der letztere oft Pleochroismus in kräftig rotbraun zeigt, hat der erstere immer Absorptionsfarben in rein braun, ohne rötliche Nüance.

Betreffs der accessorischen Minerale sei angeführt, dass das Erz, das quantitativ durchschnittlich entschieden weniger hervortretend als im vorhergehenden Typus ist, in den weitaus meisten Fällen als eine spät kristallisierte Ausfüllung der Winkel zwischen den Plagioklaskristallen auftritt, was auch für Quarz, Kalifeldspat und Apatit gilt, wenn auch der Apatit häufiger als das Erz gleichfalls in idiomorphen Kristallen vorkommt. Zum Teil tritt der Quarz in einer solchen Weise im Verhältnis zum Biotit und Hypersthen auf, dass eine sekundäre Entstehung der zwei ersten Minerale

VIII.

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
56,1	55,7	54,5	53,5	49,9	45,8	44,8	37,9	35,8	33,9	33,7	30,6	24,9	21,2	9,4	7,8
27,7	34,5	34,8	32,5	31,2	41,8	34,9	44,6	53,0	50,7	49,4	54,3	66,5	69,2	76,6	82,8
8,2	3,7	4,5	7,6	8,6	—	6,1	6,5	1,5	6,1	8,0	3,0	2,2	2,5	—	2,6
2,3	4,1	4,6	4,9	4,1	1,1	7,5	5,8	3,5	5,5	1,7	2,3	3,9	1,8	4,2	2,7
0,7	2,0	1,4	1,2	4,2	2,9	1,6	2,2	1,8	1,0	1,0	3,0	1,3	1,9	4,7	3,3
3,2	—	—	0,1	0,6	8,3	3,6	2,4	3,7	2,8	5,4	6,8	0,9	2,1	4,2	0,8
1,6	—	—	0,1	0,1	—	1,4	0,5	0,1	—	0,4	—	0,2	0,5	0,9	—
0,2	—	—	0,1	1,3	0,1	—	0,1	0,6	—	0,4	—	0,1	0,8	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,2	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
2,96	2,95	3,00	3,01	3,06	3,07	3,04	3,13	3,13	3,22	3,15	3,08	3,22	3,32	3,39	3,29

IX.

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
73	63	62	72	64	62	57	63	58	69	73°,5	68	72	58	63	60	61
68°	65°	60°,5	66°,5	58°	54°,5	63°	67°	58°,5	71°	68°	65°	69°	70°	73°	65°	69°,5
58°	57°	53°	55°	45°	54°	—	51°	44°	—	53°,5	60°	61°	50°,5	51°	—	60°
38°	40°	40°,5	44°,5	43°	42°	—	40°	38°	—	39°	40°	43°	46°	—	—	41°,5
74°	76°	—	84°	—	—	79°	79°	86°	71°	82°	74°	82°	—	83°	86°	81°
15°	14°	—	16°	—	—	17°	21°	14°	21°	16°	19°	18°	—	17°	16°,5	14°,5

aus dem letzteren wahrscheinlich scheint. Der Kalifeldspat, der in unbedeutender Quantität in einer Gesteinsprobe vorkommt, stimmt mikroskopisch mit dem aus dem vorhergehenden Typus beschriebenen überein. Eine Bestimmung des Achsenwinkels zu $2V_{\alpha} = 67^{\circ}$ deutet möglicherweise Orthoklas an.

Die vorstehende chemische Analyse (Analyse II) ist an einem ziemlich grobkörnigen Gestein dieses Typus ausgeführt und seine aktuelle mineralogische Zusammensetzung als N:o 5 der Tabellen VI und VII wiedergegeben. Das Gestein, das strukturell ein besonders typischer Vertreter der betreffenden Gruppe ist, im Verhältnis zwischen rhombischem und monoklinem Pyroxen aber entschieden noritischer als der Durchschnitt, stellt sich chemisch als ein ziemlich gewöhnlicher Typus heraus, indem der

Subrang, dem es in der quantitativen Klassifikation angehört, Hessose, in WASHINGTONS Analysensammlung nicht weniger als 165 Analysen enthält.

γ. Intrusion III. Der Gesteinstypus, der die Intrusion III aufbaut und damit überhaupt der dominierende innerhalb des Nygård-Massivs ist, kann in bezug auf die Proportion zwischen dem rhombischen und monoklinen Pyroxen als ein typischer Norit bezeichnet werden. Der strukturelle Zug, der diesen Typus von den vorher beschriebenen, die Teilintrusionen I bzw. II bezeichneten Haupttypen scheidet, liegt ebenfalls in der Formausbildung der Pyroxene. Während der rhombische Pyroxen in hypidiomorphen Individuen mit dem Auftreten teilweise ganz deutlicher, eigener

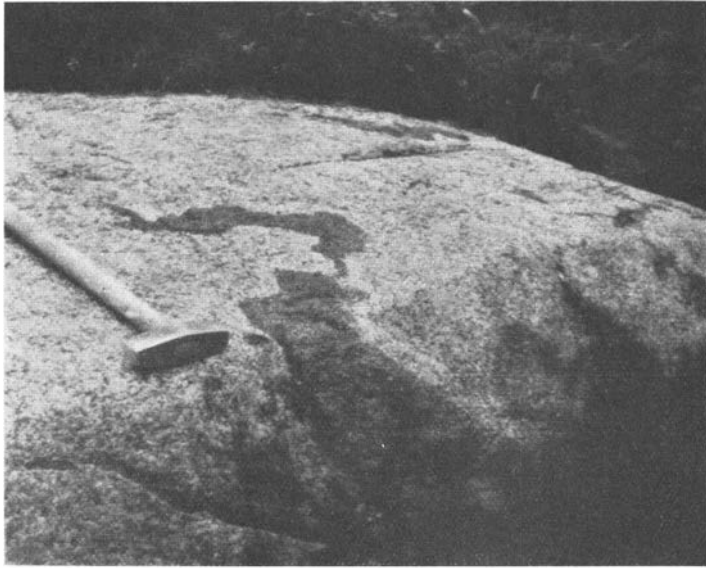


Fig. 29. Schlieren von Pyroxenit in Norit. Intrusion III. Photo Verf.

Kristallflächen entwickelt ist, bildet der monokline Pyroxen eine allotriomorphe Zwischenklemmung, deren äussere Formbegrenzung von dem Plagioklas und dem rhombischen Pyroxen gewöhnlich bedingt wird. Wie aus den Tabellen VIII und IX hervorgeht, bilden die Gesteine des soeben angegebenen Strukturtypus eine in den Proportionen zwischen hellen und dunklen Mineralen in besonders weiten Grenzen variierende Reihe von auf verwitterter Oberfläche ziemlich hellgrauen, anorthositischen Noriten bis zu dunkelgrauen-schwarzen Pyroxeniten. Die extremeren dieser letzteren, in den Tabellen durch N:o 28 und 29 repräsentiert, erweisen sich durch ihr Auftreten als die primäre Fluidalstruktur des umgebenden Norits teilweise überschneidende Schlieren (Fig. 29) und Adern, oder dadurch, dass der normale Norit von denselben brecciiert wird (Fig. 30), als in das jetzige Aufschlussniveau später intrudiert verglichen mit den intermediären und leuko-

kräten Gliedern der Reihe. Wenn auch die grosse Hauptmasse der betreffenden Gesteine von einer mittelkörnigen Struktur ist (Tafel II), sind sowohl feinkörnige als grobkörnige Modifikationen keineswegs selten. Die letzteren kommen besonders im östlichen Teil der Teilintrusion III an der Grenze gegen II vor und bilden dort teilweise das brecciiierende Gestein in der vorher beschriebenen (p. 41) Eruptivbreccie. Das grobkörnigste Gestein, das überhaupt innerhalb des Nygård-Massivs beobachtet worden ist, ist ein pegmatitischer Norit (Fig. 31) mit stellenweise bis zu $1\frac{1}{2}$ dm



Fig. 30. Norit, von Pyroxenit brecciiert. Der nördliche Teil der Intrusion III.
Photo Verf.

grossen Plagioklas- und Hypersthenkristallen, der als ein verhältnismässig scharf begrenzter Gang auftritt, die soeben genannte Eruptivbreccie durchschneidend.

Der Plagioklas, dessen Anorthitgehalte in der Tabelle IX zusammengestellt sind, ist in diesem Gesteinstypus gewöhnlich in nach (010) breit tafelförmigen, mehr oder weniger hypidiomorphen Individuen ausgebildet. In den an rhombischem Pyroxen reichsten Gliedern, N:o 27—29, hat er jedoch eigene Formen nicht entwickelt, sondern nimmt mehr den Charakter von Zwischenklemmung zwischen den Hypersthenkristallen an. Chemisch ist er gewöhnlich vollständig frisch. Nur selten kann eine unbedeutende Saussuritisierung beobachtet werden. Gewöhnlicher ist eine mechanische Deformation von protoklastischer Natur. Die in der Tabelle angegebenen

Anorthitgehalte sind Durchschnittswerte, da die Kristalle etwas inhomogen sind, bisweilen regelmässig zonar, teilweise mit Rekurrenzen des Typus 1—2—1—2 mit 1 (Zentrum) reicher an An als 2. Die Unterschiede sind aber gewöhnlich unbedeutend, in einem Fall 75 % (Kern) und 72 % (Hülle).

Der rhombische Pyroxen ist, wie schon vorher (p. 44 u. f.) erwähnt, in nach (100) abgeplatteten und entweder nach der c-Achse oder nach [011] ausgezogenen Individuen entwickelt, von denen die ersteren in Anzahl und durchschnittlicher Grösse entschieden vorwiegen. Der in Schnitten gewöhn-

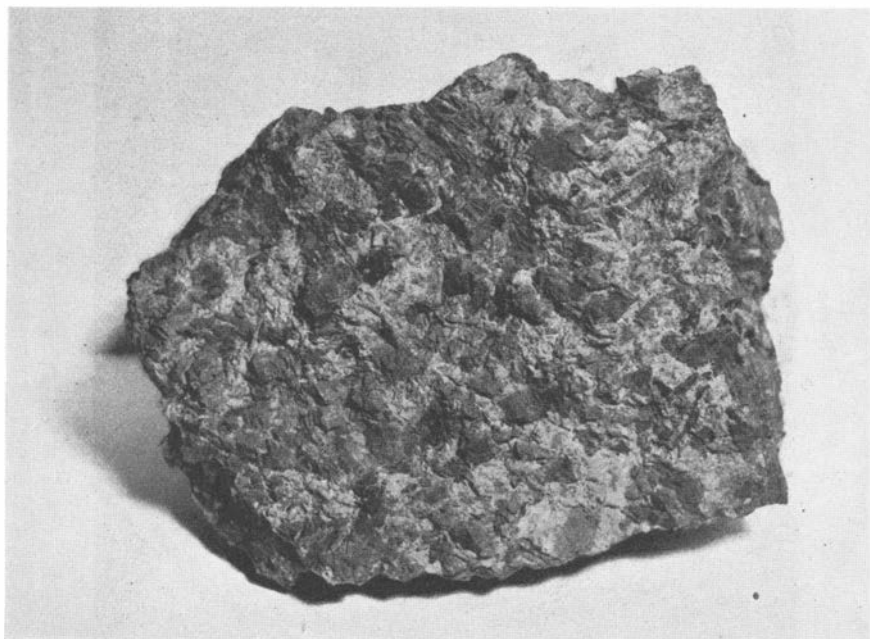


Fig. 31. Pegmatitischer Norit. Intrusion III. $\frac{2}{3}$. Photo Chr. Enberg.

licher Dicke ziemlich schwache Pleochroismus ist der für Hypersthen normale:

α = gelblich grau

β = rotbräunlich grau

γ = grünlich grau.

Häufig kann beobachtet werden, dass einer dünnen, äusseren Zone die im übrigen gewöhnlich zahlreich vorkommenden, rotbraunen Schuppen fehlen. Der monokline Pyroxen, der oft mehr als cm-breite, optisch einheitlich orientierte Individuen mit ophitisch eingeschlossenen Plagioklas- und Hypersthenkristallen bildet, hat oft diese letzteren korrodiert, wodurch die Idiomorphie des Hypersthens einigermaßen vermindert worden ist. Zwischen einerseits dem monoklinen Pyroxen und andererseits dem Plagioklas und Hypersthen kommt vielfach synantetisch ein gleichbreiter, etwa 0,06 mm,

und kontinuierlicher Reaktionsrand von grüner Hornblende mit einheitlicher optischer Orientierung und der c-Richtung mit der des monoklinen Pyroxens zusammenfallend vor. Hornblende tritt auch in kleinen Flecken stellenweise in besonders dem monoklinen, aber auch dem rhombischen Pyroxen auf, im letzteren Falle gern an gleichzeitig gebildeten Quarz geknüpft. Diese Hornblende zeigt folgenden Pleochroismus:

α = grünlich gelb
 β = bräunlich grün
 γ = gelblich grün.

Der Biotit, der keinem Dünnschliff fehlt, kommt teils in kleinen Schuppen stellenweise hauptsächlich im Pyroxen, teils als grössere, einheitliche Individuen vor, die Zwischenräume zwischen den Plagioklas- und Hypersthenkristallen ausfüllend und damit eine ziemlich späte Kristallisation andeutend. Diese letzteren Individuen zeigen gewöhnlich Pleochroismus in strohgelb und rötlich braun, und sind beinahe einachsige. Bisweilen ist Quarz mit dem Biotit in der myrmekitähnlichen Weise verwachsen, die eine Entstehung dieser Minerale aus Hypersthen andeutet, von dem nicht umgewandelte Reste häufig auch übrig sind. Besonders in den intermediären Gliedern der betreffenden Gesteinsreihe tritt ziemlich oft »Stachel-schwein«-Biotit von der Beschaffenheit auf, die oben (p. 73) aus dem Haupttypus II beschrieben worden ist, obschon gewöhnlich nicht völlig so typisch entwickelt wie in diesem.

Das Erz, das teils oxydisch, teils sulphidisch ist, kommt in diesem Gesteinstypus niemals deutlich idiomorph ausgebildet vor, sondern repräsentiert gewöhnlich eine allotriomorphe Ausfüllung der Winkel zwischen den Plagioklas- und Hypersthenkristallen und ist also offenbar spät kristallisiert. Besonders deutlich tritt dieses in den pyroxenitischen Gliedern hervor. In derselben Weise treten im allgemeinen auch die übrigen, mehr sporadisch vorkommenden, accessorischen Minerale Apatit, Quarz und Kalifeldspat auf. Nur der Apatit ist bisweilen auch mit eigener Kristallform entwickelt. Der Quarz, der mitunter ziemlich reichliche, tropfen- oder nadelförmige Interpositionen enthält, zeigt gewöhnlich nicht undulöse Auslöschung, oft auch nicht in den Fällen, wenn der Plagioklas mechanisch beeinflusst ist, welche Deformation solchenfalls offenbar während Bewegungen des Magmas nach der Kristallisation des Plagioklases, aber vor der des Quarzes stattgefunden hat. Zwischen dem Kalifeldspat, der wegen seines niedrigen Achsenwinkels, $2V_{\alpha} = 65^{\circ}$ bzw. 66° in zwei Fällen, Orthoklas sein dürfte, und dem Plagioklas ist bisweilen Myrmekit entwickelt, der oft den nur in geringer Menge vorkommenden Kalifeldspat ganz verbraucht hat.

In diesem Zusammenhang sei das Auftreten im grobkörnigen, gangartigen Norit im südöstlichen Teil der Intrusion III von Quarz-Albit-Epidot-Knollen erwähnt. Diese Knollen bilden rotgraue, dm-grosse, etwas unregel-

mässige Segregationen in der Mitte des Ganges und bilden eine schriftgranitische Zusammenwachsung zwischen Quarz und Albit; in dem letzteren kommen unregelmässige Kristallaggregate von Epidot mit einigen vereinzelt Erzkrörnern vor. Nach einer Rosiwal-Analyse sind diese Minerale in folgenden quantitativen Proportionen enthalten:

Albit	64,5 %
Quarz	22,7 »
Epidot	12,3 »
Erz	<u>0,5 »</u>
	100,0 %

Der Quarz, der bis mm-breite, teilweise geradlinig begrenzte Einschaltungen im Albit bildet, ist in verschieden orientierte Individuen innerhalb jedes Feldes aufgeteilt, zeigt aber nicht undulöse Auslöschung. Der Albit, der von Eisenoxypigment ziemlich stark getrübt ist, woher die graurote Farbe, bildet über den ganzen Dünnschliff hin einen einzigen, wie Universal-drehtischmessungen gezeigt haben, nach dem Karlsbadgesetz verzwilligten Kristall mit 3 % An. Die Zusammenwachsung zwischen den beiden Zwilling-individuen ist höchst ungewöhnlich, indem die zwei Teilindividuen auf eine sehr unregelmässige Weise mit einander verwoben sind. Stellenweise dominiert bald das eine, bald das andere, und die Zwillingsgrenze ist nur kürzere Strecken (010) genau parallel. Dass die Bestimmung als Albit richtig ist, geht aber auch aus der Grösse des Achsenwinkels hervor, der in den zwei Zwillingindividuen $2V_\gamma = 74^\circ$ bzw. 76° beträgt. — Am Epidot wurde $2V_\alpha = 84^\circ$ bestimmt, was nach MALMQUIST (30. p. 257) einem Inhalt von 15 % $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ entspricht.

Diese sauren Segregationen machen offenbar den zuletzt kristallisierten, anchieutektischen (Feldspat : Quarz = etwa 3 : 1) Erstarrungsrest des groben, pegmatitischen Norits aus. Das Vorkommen des Epidots ausschliesslich in diesen Segregationen, aber seine Abwesenheit im Norit im übrigen zeigt, dass er in diesem Fall primär ist. Der Feldspat, welcher, der jetzigen Mineralzusammensetzung nach zu urteilen, ein Oligoklas gewesen sein muss, ist bei der Kristallisation oder im nahen Anschluss daran infolge der eingetretenen Anreicherung an flüchtigen Bestandteilen, vor allem dem Wasser, und der daraus folgenden, niedrigen Kristallisationstemperatur offenbar in Epidot und Albit zerfallen.

Von Gesteinen, dem Haupttypus III zugehörig, sind zwei chemische Analysen ausgeführt worden, N:o III an einem ziemlich plagioklasreichen Norit, dessen aktuelle Mineralzusammensetzung in der Kolumne 16 der Tabellen VIII und IX wiedergegeben ist, während die Analyse IV sich auf einen die älteren Strukturen durchbrechenden Pyroxenit bezieht. Der Modus desselben wird in der Kolumne 29 der genannten Tabellen wiedergefunden. Die Übereinstimmung zwischen Norm und Modus ist in diesen Fällen nicht

Analyse III.

Norit, 750 m südwestlich von Nygården.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	49,71	8277	or	4,62	si	118
TiO ₂	0,80	125	ab	22,01	al	32
Al ₂ O ₃	22,95	2251	an	48,65	fm	35
Fe ₂ O ₃	1,52	95	ol	{ Mg ₂ SiO ₄ 3,49	c	25,5
FeO	4,32	601		{ Fe ₂ SiO ₄ 1,22	alk	7,5
MnO	0,09	13	di	{ CaSiO ₃ 0,29	100,0	
MgO	6,63	1644		{ MgSiO ₃ 0,20	ti	1,78
CaO	10,08	1797	hy	{ FeSiO ₃ 0,07	h	6,55
Na ₂ O	2,62	423		{ MgSiO ₃ 11,24	p	0,11
K ₂ O	0,78	83	mt	{ FeSiO ₃ 3,55	o	0,08
H ₂ O+	0,83	461		2,20	mg	0,73
H ₂ O-	0,02	—	il	1,98	k	0,16
P ₂ O ₅	0,11	8	ap	0,27		
			H ₂ O+	0,83		
Summe	100,46			100,62		

II. 5. 4. 4—5. — Hessose. Or : Ab : An = 6,14 : 29,24 : 64,62.

Analyse IV.

Pyroxenit, 450 m nordwestlich von Kroneberg.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	51,05	8500	or	5,00	si	101
TiO ₂	2,10	263	ab	13,10	al	7
Al ₂ O ₃	5,98	587	an	6,95	fm	84
Fe ₂ O ₃	2,02	127	ol	{ Mg ₂ SiO ₄ 7,42	c	5
FeO	13,11	1825		{ Fe ₂ SiO ₄ 3,26	alk	4
MnO	0,29	41	di	{ CaSiO ₃ 1,74	100,0	
MgO	20,34	5045		{ MgSiO ₃ 1,16	ti	3,14
CaO	2,27	405	hy	{ FeSiO ₃ 0,40	h	3,58
Na ₂ O	1,54	248		{ MgSiO ₃ 38,69	p	0,01
K ₂ O	0,82	87	mt	{ FeSiO ₃ 14,92	o	0,04
H ₂ O+	0,54	300		3,02	mg	0,73
H ₂ O-	0,02	—	il	3,95	k	0,26
P ₂ O ₅	0,02	1	ap	0,03		
			H ₂ O+	0,54		
Summe	100,10			100,18		

IV. 1. 2. 1. 3. —

Or : Ab : An = 19,96 : 52,30 : 27,74.

besonders gut, was ja bei so verhältnismässig grobkörnigen Gesteinen leicht erklärlich ist. Während die Analyse III dieses Gestein in denselben reichlich repräsentierten Subrang stellt wie die Analyse II, nämlich Hesseose, fällt N:o IV in einen Subrang, der in WASHINGTON's Sammlung überhaupt durch keine Analyse vertreten ist.

Die extrem anorthositischen Gesteine haben zwar betreffs der Ausbildung des Pyroxens mikroskopisch nicht die strukturellen Züge, die den jetzt be-



Fig. 32. Bruchstück von Anorthosit in Norit. Intrusion III. Photo Verf.

schriebenen Haupttypus III auszeichnen. Ihre nahe feldgeologische Zusammengehörigkeit mit diesem gibt sie aber unzweideutig als einen den Pyroxeniten entgegengesetzten Pol der Reihe an, die in der Teilintrusion III repräsentiert ist. Sie sind nämlich beinahe ausschliesslich an diese gebunden, und zwar an ihre etwas früher intrudierten, östlichen und nördlichen Teile (Fig. 6). Der Anorthosit kommt da teils als besonders scharf begrenzte, m-grosse und kleinere Bruchstücke im normalen Norit (Fig. 32), teils in der Form gewöhnlich höchst dm-breiter, bald vereinzelter (Fig. 33), bald wiederholter Bänder (Fig. 34) in demselben Norit vor. Fernerhin kann eine Zonierung in diesem Auftreten des Anorthosits in der Hinsicht bemerkt werden, dass er als Bruchstücke hauptsächlich in den äusseren östlichen und nordöstlichen Teilen vorkommt, während die Bänderung in einem



Fig. 33. Ein einzelnes Band von Anorthosit in Norit. Intrusion III. Photo Verf.

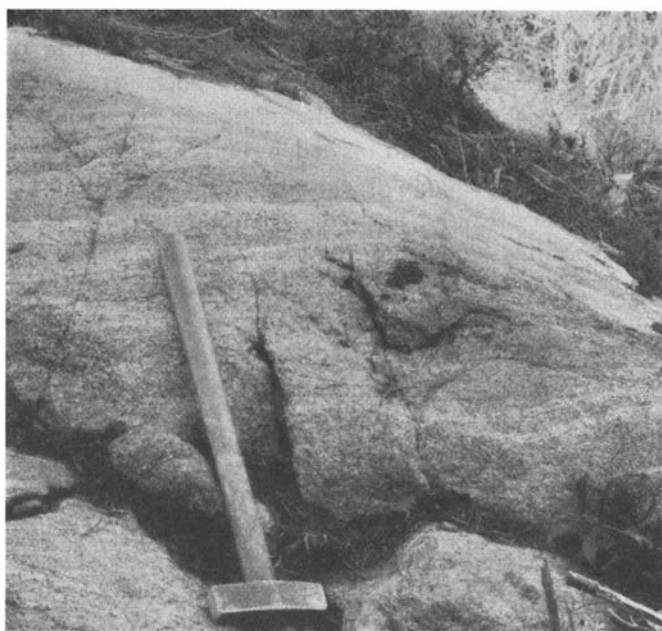


Fig. 34. Gebänderter Norit. Intrusion III. Photo Verf.

Tabelle X.

	I	2	3	4
Plagioklas	97,2	92,5	89,9	86,3
Rhomb. Pyroxen	0,8	2,6	0,4	2,5
Mon. Pyroxen	—	—	0,3	—
Biotit	0,8	1,6	0,1	4,3
Erz	0,1	0,4	1,6	2,2
Hornblende	—	—	—	0,1
Quarz	0,9	1,2	5,2	3,3
Apatit	—	0,3	0,5	0,7
Kalifeldspat	—	—	0,5	—
Zoisit	0,2	1,4	—	0,6
Chlorit	—	—	0,9	—
Sericit	—	—	0,6	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	2,73	2,74	2,74	2,78

bedeutend breiteren Gürtel innerhalb der vorhergehenden zu beobachten ist.

Die Anorthosite sind mittelkörnige, auf verwitterter Oberfläche hellgraue-weiße, an frischem Bruch dagegen ziemlich dunkelgraue Gesteine. Wie aus der Tabelle X erhellt, bestehen sie zu zwischen 86 und 97 Gewichtsprozenten aus Plagioklas. Die Kristalle, die nach (010) dick tafelförmig und nach der c-Achse oder zu einem geringeren Teil (siehe p. 49) nach der a-Achse ausgezogen sind, sind bisweilen dunkelpigmentiert und enthalten in unbedeutender Menge neugebildeten Saussurit, der grösstenteils aus Zoisit, zum kleineren Teil aus Epidot besteht. An Epidot reicher ist das saussuritartige Reaktionsprodukt, das um die im Plagioklas liegenden Kieskörner gebildet worden ist. Auch Sericit ist als Umwandlungsprodukt aus Plagioklas, aber immer in geringer Menge, beobachtet worden.

Der rhombische Pyroxen bildet in diesen extrem plagioklasreichen Gliedern der Reihe nicht hypidiomorphe Kristalle, sondern eine spät kristallisierte Zwischenklemmung zwischen den Plagioklasindividuen. Zum grossen Teil ist aber der Hypersthen in eine hochgelbe Bastitpseudomorphose umgewandelt, deren Ursprung sich jedoch ausser durch unumgewandelte Reste der Hypersthensubstanz auch dadurch verrät, dass die rotbraunen Schuppen zum grossen Teil im Serpentin unverändert vorliegen. Dieser letztere ist fibrös und optisch positiv mit γ in der Längsrichtung der Faser und hat einen mittelgrossen Achsenwinkel. Auch grüne Hornblende kommt einigermal in geringer Menge als Reaktionsprodukt zwischen Hypersthen und

Tabelle XI.

	1	2	3	4
An-Geh. d. Plag. %	79	64	69	71,5
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$	66°	52°	—	68°

Plagioklas vor. Monokliner Pyroxen ist nur in einem der untersuchten vier Dünnschliffe in ziemlich äquidimensionalen Individuen angetroffen. Biotit tritt gewöhnlich zu einer Quantität und mit einem Auftreten ein, die mit denen des Hypersthens analog sind, und oft sind die beiden Minerale mit einander und mit Quarz in einer Weise assoziiert, die zeigt, dass der Biotit wenigstens teilweise durch Reaktion zwischen Hypersthen und kalihaltigen Lösungen gebildet worden ist. Betreffs des Vorkommens der accessorischen Minerale Erz, Quarz und Apatit gilt das oben anlässlich der Beschreibung des Haupttypus III angeführte.

Von einem linsenförmigen Bruchstück aus Anorthosit vom südöstlichen Teil der Intrusion III ist eine chemische Analyse (Analyse V) ausgeführt worden. Der in der Norm hervortretende Gehalt an femischen Mineralen ist etwas grösser, als nach Dünnschliffmessungen (N:o 3 in den Tabellen X und XI) zu erwarten war, während der normative Korundgehalt der beginnenden Sericitisierung entspricht, die der Plagioklas in diesem Fall zeigt.

Analyse V.

Anorthosit, 450 m nordwestlich von Kroneberg.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	52,39	8723	Q	2,87	si	142
TiO ₂	0,84	132	or	7,40	al	39,5
Al ₂ O ₃	24,76	2429	ab	26,77	fm	22,5
Fe ₂ O ₃	1,23	77	an	46,70	c	27,5
FeO	2,48	345	C	1,12	alk	10,5
MnO	0,06	9	hy	MgSiO ₃ 8,81	100,0	
MgO	3,55	881		FeSiO ₃ 1,91		
CaO	9,57	1707	mt	1,79	ti	2,15
Na ₂ O	3,17	511	il	1,98	h	8,85
K ₂ O	1,25	133	ap	0,30	p	0,15
H ₂ O+	0,98	544	H ₂ O+	0,98	o	0,11
H ₂ O—	0,07	—			mg	0,71
P ₂ O ₅	0,12	9			k	0,21
Summe	100,47			100,63		

II. 5. 4. 4—5. — Hessose. Or : Ab : An = 9,12 : 33,11 : 57,77.

In diesem Anorthosit kommen zum Unterschiede von den übrigen untersuchten Proben einige wenige, aber ziemlich grosse, gitterstruierte Mikroklin-individuen von Zwischenklemmungstypus mit Myrmekitrand gegen den Plagioklas vor, und ausserdem ist der Quarzgehalt ungewöhnlich gross.

2. Petrographisch abweichende, quantitativ untergeordnete Typen.

α. Porphyrische Form des Typus I. In einem Aufschluss im nord-westlichsten Drittel der Teilintrusion I ist eine interessante Form des diese kennzeichnenden Typus von noritischem Gabbro angetroffen worden. Es ist ein feinkörniges, dunkelgraues Gestein mit ziemlich spärlich vorkommen-den, etwa cm-grossen, auf verwitterter Oberfläche hellgrauen, dunkelpunk-tierten Plagioklaseinsprenglingen.

Die gewichtsprozentische Mineralzusammensetzung ist nach Rosiwal-Analyse:

Plagioklas.	48,9 %
Rhomb. Pyroxen	21,1 »
Mon. Pyroxen	4,5 »
Biotit	4,6 »
Erz	13,7 »
Quarz	1,9 »
Kalifeldspat	5,3 »
	100,0 %

Die einsprenglingsartigen Plagioklase zeigen eine derartige, an den meisten Individuen auftretende Zonarstruktur, dass auf einen mächtigen, den Hauptteil des Kristalls einnehmenden Kern eine dünne Zone mit einer basischeren Zusammensetzung folgt, die nach aussen von einer ebenfalls dünnen Hülle mit einem niedrigeren Anorthitgehalt abgelöst wird, der sich dem des Kerns nähert oder etwas untersteigt, wie aus folgenden Bestim-mungen hervorgeht:

<i>Einsprengling 1.</i>	Auslöschung $\perp$ M und PL.	An-Gehalt.
Kern	$27^{\circ},5$	50 %
↓	$33^{\circ},5$	63 »
Hülle	27°	49 »
<i>Einsprengling 2.</i>	Auslöschung $\perp$ M und [100].	An-Gehalt.
Kern	$27^{\circ},5$	50 %
↓	$34^{\circ},5$	66 »
Hülle	$31^{\circ},5$	59 »

Zum Vergleich mit diesen Werten sei angeführt, dass am Plagioklas der Grundmasse der Anorthitgehalt zu 49 % bestimmt wurde, der also mit dem

niedrigsten Wert der äussersten Zone der Einsprenglinge zusammenfällt. Die Einsprenglinge sind antiperthitisch, indem ziemlich gleichmässig verteilte, optisch gleichorientierte Orthoklaseinschlüsse vorkommen, die bisweilen unregelmässige Form, am häufigsten aber (in Schnitten $\perp$ P und M des Wirtplagioklases) eine Tendenz zu geradliniger Begrenzung parallel (010) und (001) haben. Der Orthoklas ist seinerseits perthitisch, indem er ziemlich reichliche, etwa 0,005 mm lange, tropfenförmige Albitsegregationen enthält. Dasselbe gilt für den Orthoklas, der als spät kristallisierte Zwischenmasse zwischen den übrigen Mineralen des Gesteins vorkommt. Dass hier wirklich Orthoklas und nicht Mikroklin vorliegt, geht daraus hervor, dass laut Bestimmungen am Universaldrehtisch der Winkel $\alpha : \alpha = 3^\circ$ und der optische Achsenwinkel $2V_\alpha = 64^\circ,5$, welche Werte nur für Orthoklas, nicht aber für Mikroklin (36. Tabelle XVII) gelten.

Die Pyroxene sind in Übereinstimmung mit dem Haupttypus I als ziemlich äquidimensionale Individuen ausgebildet. Während in der Grundmasse der rhombische Pyroxen in hohem Grade vorwiegt, ist unter den in den Plagioklaseinsprenglingen oft in grosser Anzahl eingeschlossenen Pyroxenkristallen der monokline entschieden dominierend, ein bedeutungsvolles Verhältnis, auf das wir später zurückkommen werden. Ein Hypersthen, in einem Plagioklaseinsprengling eingeschlossen, hatte den Achsenwinkel $2V_\alpha = 63^\circ$, ein Individuum in der Grundmasse $2V_\alpha = 54^\circ,5$, was eine Verschiebung der chemischen Zusammensetzung des rhombischen Pyroxens während der Kristallisation des Gesteins in eine immer eisenreichere Richtung bedeutet. Aus den analog ausgeführten Bestimmungen ($2V_\gamma = 53^\circ$, $c : \gamma = 42^\circ$ bzw. $2V_\gamma = 53^\circ$, $c : \gamma = 40^\circ$) am monoklinen Pyroxen für diesen eine ähnliche Schlussfolgerung zu ziehen, scheint aber nicht möglich zu sein.

Biotit kommt stellenweise in grossen, in gelb und rotbraun pleochroitischen Individuen vor, die sowohl Plagioklas- als Pyroxenkristalle einschliessen, und ist offenbar in der Hauptsache ganz spät gebildet worden, was auch daraus hervorgeht, dass er nur selten als Einschlüsse in den Plagioklaseinsprenglingen auftritt. In dieser letzten Weise und im Gestein im übrigen reichlich und gleichmässig verteilt findet man dagegen Erzkörner, die oft Andeutung von Kristallformen zeigen. Ausserdem gibt es in unbedeutender Menge teils Apatit als Nadeln im Plagioklas, teils allotriomorphen, nicht undulös auslöschenden Quarz in der Grundmasse.

β. Porphyrische Form des Typus III. Auch der Haupttypus III tritt in einer Modifikation mit porphyrischen Plagioklasen auf. Sie scheint hauptsächlich an die früher intrudierten, östlichen und nördlichen Teile der Intrusion III gebunden zu sein und kommt da als Linsen oder gerundete Bruchstücke im normalen Norit vor. Es sind ziemlich hellgraue, mittelkörnige Gesteine mit dichter oder dünner verteilten, cm-grossen Plagioklaseinsprenglingen, im ersteren Fall gewöhnlich völlig massenförmig (Fig.

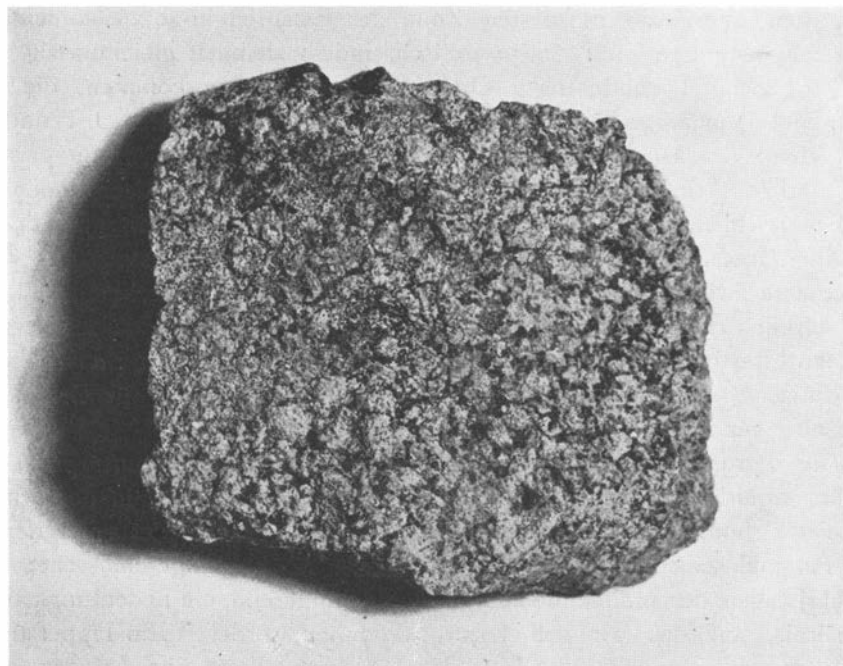


Fig. 35. Porphyrischer Norit. Intrusion III. $\frac{1}{2}$. Photo Chr. Enberg.

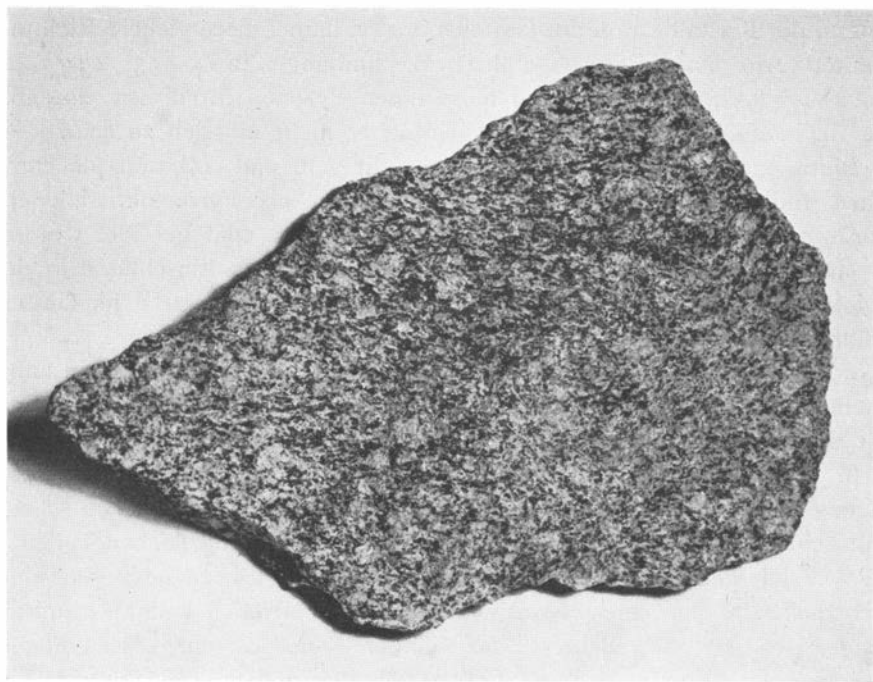


Fig. 36. Fluidalstruierter, porphyrischer Norit. Intrusion III. $\frac{1}{2}$. Photo Chr. Enberg.

35), im letzteren gern mit einer deutlichen fluidalen Parallelanordnung der Hypersthenkristalle (Fig. 36).

Die in Fig. 35 abgebildete Stufe ist mikroskopisch untersucht worden. Die quantitative Mineralzusammensetzung ist:

Plagioklas	54,6 %
Rhomb. Pyroxen	32,2 »
Mon. Pyroxen	6,2 »
Biotit	3,3 »
Erz	1,5 »
Quarz	1,2 »
Apatit	0,7 »
Kalifeldspat	0,3 »
	100,0 %
Spez. Gew.	3,00

Die porphyrischen Plagioklaskristalle sind teilweise ziemlich inhomogen und mechanisch deformiert und auch oft mit kleinen Biotitneubildungen reichlich versehen. An einem Individuum wurde die Auslöschungsschiefe $\perp M$ und P zu 36° bestimmt, 68 % An entsprechend, während eine dünne, äusserste Zone mit einer Auslöschung von 28° 51 % An entspricht.

An einem Individuum des rhombischen Pyroxens, der in hypidiomorphen Kristallen mit reichlichen rotbraunen Interpositionen vorkommt, wurde der Achsenwinkel $2V_\alpha = 61^\circ,5$ bestimmt, 42 % FeSiO_3 entsprechend. Der monokline Pyroxen zeigt die den Typus III kennzeichnende Ausbildung als Zwischenmasse mit gleicher Orientierung über grosse Flächen und enthält auch rotbraune Schuppen, die teilweise deutlich in kompaktere, schwarze Erzpartikel übergehen. Eine optische Bestimmung ergab $2V_\gamma = 45^\circ$, $c:\gamma = 41^\circ$.

Der Biotit, der rein braunen Pleochroismus hat, bildet ausser kleinen Schuppen in Plagioklas und Pyroxen einen ziemlich zusammenhängenden, dünnen Saum zwischen den oft dicht zusammengedrängten Hypersthenkristallen, und ausserdem tritt auch »Stachelschwein«-Biotit auf, hauptsächlich zwischen monoklinem Pyroxen und Plagioklas.

Das Erz bildet teilweise eine späte Ausfüllung der Winkel zwischen den Pyroxenen und füllt auch Spalten in protoklastisch deformierten Plagioklaskristallen aus. In der Hauptsache dasselbe Auftreten gilt für die übrigen, in noch geringerer Menge vorkommenden accessorischen Minerale Quarz, Apatit und Kalifeldspat.

γ. Hypersthenfreier Gabbro. Ein hypersthenfreier Gabbro ist an einer einzigen Stelle innerhalb des Nygård-Massivs und zwar in einem einige wenige m² grossen Aufschluss im südlichen Teil der Partialintrusion II ganz nahe an dem südlichen Kontakt des Massivs angetroffen worden. Das betreffende Gestein ist der breccierende Anteil in einer Eruptivbreccie,

deren plastisch deformierte Bruchstücke von dem noritischen Gabbrotypus sind, der die Teilintrusion I kennzeichnet. Da auch das breccierende Gestein sowohl strukturell als chemisch und mineralogisch sich am nächsten an den genannten Gesteinstypus anknüpft und also als ein spät intrudiertes Differentiationsglied innerhalb der Teilintrusion I aufzufassen ist, gewissermassen analog dem vorher beschriebenen Pyroxenit mit ähnlichem Auftreten zum Norit innerhalb der Intrusion III, dürfte der betreffende Aufschluss im ganzen genommen als ein Teil eines grösseren Bruchstückes, oder eine peripherische Partie der Intrusion I erklärt werden sollen, die von der Intrusion II bei ihrem Empordringen in höhere Niveaus nicht mitgerissen worden ist.

Der betreffende hypersthenfreie Gabbro ist ein graugrünes Gestein mit einer recht deutlichen Fluidalstruktur durch das Vorkommen von Schlieren mit etwas wechselnder Korngrösse, zwischen fein- und mittelkörnig variierend. Eine mikroskopisch untersuchte Probe zeigte folgende gewichtsprozentische Mineralzusammensetzung:

Plagioklas	29,3 %
Mon. Pyroxen	64,8 »
Erz	2,0 »
Apatit	1,3 »
Titanit	1,3 »
Kalifeldspat	1,3 »
	100,0 %
Spez. Gew.	3,11

Der Plagioklas, der eine beginnende Sericitisierung zeigt und von seinerseits teilweise perthitischem Kalifeldspat spärlich antiperthitisch in der Weise durchwachsen ist, die für die porphyrische Abart des noritischen Gabbros vom Typus I beschrieben wurde (p. 87), ist betreffs seiner Form zum grossen Teil vom Pyroxen bedingt, den er auch oft ganz umschliesst. Ein Albitzwilling hatte 51 % An.

Der Pyroxen, in diesem Gestein ausschliesslich monoklin, kommt in verhältnismässig äquidimensionalen Individuen mit schwachem, aber ganz deutlichem Pleochroismus vor:

- α — schwach graugrünlich
- β — schwach graugrün
- γ — etwas kräftiger grün

Ausser ziemlich sporadisch auftretenden braunen Schuppen, hauptsächlich in (100) eingelagert, mit der Längsrichtung parallel der b-Achse und von der Grösse, die für die im Hypersthen vorkommenden gewöhnlich ist, können besonders in den zentralen Teilen der Kristalle sehr dicht angehäuften, kleinen, gleichfalls bräunlichen Interpositionen von der Grössenordnung 0,002 mm

Analyse VI.

Hypersthenfreier Gabbro, etwa 250 m nordwestlich von Kroneberg.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	48,97	8154	Q	1,46	si	110
TiO ₂	1,53	239	or	5,00	al	18,5
Al ₂ O ₃	13,97	1370	ab	15,20	fm	34
Fe ₂ O ₃	3,17	199	an	27,52	c	42,5
FeO	4,86	677	di	{ CaSiO ₃ 19,37	alk	5
MnO	0,25	35		{ MgSiO ₃ 14,06		100,0
MgO	5,67	1406		{ FeSiO ₃ 3,43	ti	3,23
CaO	17,48	3117	wo	3,48	h	3,00
Na ₂ O	1,79	289	mt	4,64	p	0,63
K ₂ O	0,88	93	il	3,65	o	0,16
H ₂ O +	0,40	222	ap	1,58	mg	0,66
H ₂ O -	0,12	—	H ₂ O +	0,40	k	0,24
P ₂ O ₅	0,67	47				
Summe	99,76			99,79		

III. 5. 4. 4—5. — Auvergnose. Or : Ab : An = 10,46 : 31,86 : 57,68.

beobachtet werden. Der Pyroxen, der bisweilen Zwillingslamellen nach (100) zeigt, hatte in einem Fall $2V_{\gamma} = 54^{\circ}$ und $c : \gamma = 42^{\circ}$.

Grössere Erzkörner kommen nur spärlich vor und sind zum grössten Teil Schwefelkies in unregelmässigen Individuen. In derselben Weise werden einige, oft zwillingslamellierte Titanitkörner angetroffen. Apatit tritt dagegen ziemlich reichlich in verhältnismässig dünnen, relativ idiomorphen Kristallen auf, während nicht gitterstruierter Kalifeldspat und Quarz eine spät kristallisierte Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den übrigen Mineralen bilden.

Von diesem Gabbro ist die chemische Analyse VI ausgeführt worden. In chemischer Hinsicht ist dieses Gestein ein sehr gewöhnlicher Typus, indem der Subrang Auvergnose in WASHINGTON's Analysentabellen 197 Analysen enthält. In Übereinstimmung mit der modalen Mineralzusammensetzung steht der Umstand, dass kein Hypersthen in die Norm eingeht, während der daselbst auftretende Wollastonit sein Gegenstück im Vorkommen von primärem Titanit im Gestein hat, ein Mineral, das im übrigen innerhalb der Gesteinsreihe des Nygård-Massivs äusserst selten auftritt.

δ. **Pyroxenitisch-noritischer Gabbro.** Im nordwestlichen Teil der Intrusion II kommt ein abweichender Gesteinstypus vor, dessen geologische Beziehungen zu den übrigen nicht völlig klar sind, der aber wahrscheinlich in demselben Verhältnis zum Haupttypus II wie der unmittelbar vorher

beschriebene hypersthenfreie Gabbro zur Intrusion I und wie der Pyroxenit innerhalb der Intrusion III zum Hauptgestein derselben steht. Es ist ein ziemlich dunkelgraues, mittelkörniges Gestein mit im frischen Bruch hervortretenden, grösseren, unregelmässigen Flächen von schillerndem Hypersthen.

Wie aus der gewichtsprozentischen Mineralzusammensetzung des Gesteins

Plagioklas	20,7 %
Rhomb. Pyroxen	43,4 »
Mon. Pyroxen	30,0 »
Biotit	0,3 »
Erz	2,3 »
Hornblende	3,3 »
	100,0 %
Spez. Gew.	3,23

erhellt, hat eine Anreicherung von femischen Mineralen stattgefunden und das Gestein neigt zu pyroxenitischem Charakter. Die mikroskopische Struktur zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der den Haupttypus II kennzeichnenden, obgleich durch die untergeordnetere Rolle modifiziert, die der Plagioklas quantitativ spielt. Sowohl der rhombische als der monokline Pyroxen und der Plagioklas sind in unregelmässig lappigen Individuen ausgebildet, die teilweise in einander verflochten sind. Die Kristallisation der drei Hauptminerale scheint zum grossen Teil gleichzeitig vorsichgegangen zu sein. Weil der Plagioklas zum Teil in den Pyroxenen ganz eingewachsen vorkommt und der Hypersthen teilweise in grossen, im Schnitt oft getrennten, aber optisch einheitlich orientierten Individuen auftritt, dürfte jedoch die Ausscheidung des Plagioklases hauptsächlich im früheren, die des Hypersthens dagegen im letzteren Teil der Hauptkristallisation sich vollzogen haben, während der monokline Pyroxen in dieser Hinsicht eine intermediäre Position einzunehmen scheint.

Der Plagioklas, der teilweise ganz weitgehend in Sericit umgewandelt ist, hat nach einer Bestimmung an einem Albit-Ala-Doppelzwilling einen Anorthitgehalt von 70,5 %. Der Hypersthen ist mit einem Achsenwinkel von $2V_\alpha = 72^\circ$ verhältnismässig magnesiareich. Die rotbraunen Interpositionen sind auch ziemlich spärlich vorkommend und ungewöhnlich hell rotbraun gefärbt, was sicher bedeutet, dass sie dünner als gewöhnlich sind. An einem Individuum des monoklinen Pyroxens, der im allgemeinen die oben genannten Interpositionen noch sporadischer als der rhombische Pyroxen enthält, wurden $2V_\gamma = 56^\circ$ und $c : \gamma = 39^\circ,5$ bestimmt.

Braungrüne Hornblende kommt teils ziemlich häufig als eine dünne Reaktionszone, Erzkörner umgebend, teils als kleine Neubildungen besonders im monoklinen Pyroxen vor. Ein nach (100) verzwilligtes Individuum in einem rhombischen Pyroxen, im Verhältnis zu diesem mit gemeinsamer

Analyse VII.

Noritischer Gabbro, pyroxenitisch, etwa 600 m südlich von Nygården.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	48,94	8149	or	3,89	31,15	si 95
TiO ₂	1,19	149	ab	8,91		al 10,5
Al ₂ O ₃	9,19	902	an	18,35		fm 64,5
Fe ₂ O ₃	2,92	183	ol	Mg ₂ SiO ₄ 7,28	67,39	c 22,5
FeO	8,17	1137		Fe ₂ SiO ₄ 2,24		alk 2,5
MnO	0,15	21	di	CaSiO ₃ 14,04		100,0
MgO	16,00	3968		MgSiO ₃ 10,01		ti 1,73
CaO	10,48	1869		FeSiO ₃ 2,77		h 6,01
Na ₂ O	1,05	169	hy	MgSiO ₃ 19,31	0,93	o 0,07
K ₂ O	0,69	73		FeSiO ₃ 5,28		mg 0,77
H ₂ O+	0,93	516	mt	4,18		k 0,30
H ₂ O—	0,01	—	il	2,28		
P ₂ O ₅	Sp.	—	H ₂ O+			
Summe	99,72			99,47		

IV. 1. (2). 2. 2. — Palisadose. Or : Ab : An = 12,49 : 28,61 : 58,90.

c-Achse und β im Hypersthen senkrecht gegen (100) der Hornblende orientiert, hatte $2V_\alpha = 82^\circ$ und $c : \gamma = 15^\circ,5$. Biotit kommt in diesem Gestein äusserst spärlich in einigen wenigen, gern mit Erz assoziierten, kleinen Schuppen mit Pleochroismus in hellgelb und rein braun vor.

Die Analyse VII ist von diesem Gestein ausgeführt und repräsentiert einen im amerikanischen System nicht besonders reichlich vertretenen Subrang.

ε. **Feinkörniges Endokontaktgestein.** Ein Gestein, das ausschliesslich an gewisse Teile der Kontakte des Massivs und zwar an die der Intrusion III gebunden scheint, ist ein feinkörniger, ziemlich hell, oft gelblich grauer Norit. Er scheint ein früh emporgedrungener, relativ schnell erstarrter Vorläufer der Intrusion III zu sein, was teils daraus hervorgeht, dass er als Bruchstücke im Norit des Typus III am östlichen Kontakt derselben vorkommt, teils daraus, dass er im Nordosten, wo er mit Granatgneis in Berührung kommt, teilweise von dem Granatgneis brecciiert worden ist, der im Zusammenhang mit dem Aufdringen der Intrusion III und der dabei eingetretenen Temperatursteigerung mobilisiert wurde.

Wie aus den Tabellen XII und XIII hervorgeht, ist die Variationsbreite der mineralogischen Zusammensetzung nicht gross. Eine erwähnenswerte Assimilation von saurem Material fand offenbar nicht statt. Davon

Tabelle XII.

	I	2	3	4
Plagioklas	60,8	57,3	54,9	51,5
Rhomb. Pyroxen	35,1	38,7	38,6	42,3
Mon. Pyroxen	0,8	0,4	1,4	1,7
Biotit	2,6	1,1	3,2	1,9
Erz	0,7	0,7	0,8	2,6
Hornblende	—	—	1,1	—
Quarz	—	1,4	—	—
Apatit	—	0,2	—	—
Zoisit	—	0,2	—	—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	2,98	3,02	2,97	3,06

zeugt teils der Umstand, dass Quarz nur in einer der untersuchten Proben in geringer Menge in der Form einer nicht undulösen Zwischenklemmung mit mehreren kleinen getrennten Flächen gleichzeitig auslöschend vorkommt, teils der hohe Anorthitgehalt des Plagioklases. Der Plagioklas ist in ziemlich äquidimensionalen Individuen ausgebildet, die am häufigsten besonders frisch und gewöhnlich ohne opake Interpositionen sind, woher die helle Farbe des Gesteins. Der Hypersthen, der der durchaus dominierende Pyroxen ist, kommt in grossen, unregelmässig lappigen Kristallen mit reichlich eingeschlossenen Plagioklasen vor. Dagegen fehlen in grosser Ausdehnung die rotbraunen Interpositionen. Wenn der monokline Pyroxen in verhältnismässig grossen Individuen auftritt, ist seine Erscheinungsart mit der des Hypersthens gleichartig. Gewöhnlich ist er aber nur in sehr geringer Menge als kleine, unregelmässige Massen in oder an dem rhombischen Pyroxen anzutreffen. Bisweilen wird eine unbedeutende Menge einer grünen Hornblende beobachtet, während Biotit ein stets vorkommendes Mineral ist, gewöhnlich als kleine, ziemlich gleichmässig verteilte Schuppen, bisweilen auch in grösseren Aggregaten. Sowohl Erz als Apatit sind in diesem

Tabelle XIII.

	I	2	3	4
An-Geh. d. Plag. %	68,5	81	73	78
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$	59°	54°	66°,5	64°
Mon. Pyroxen $\left\{ \begin{array}{l} 2V_{\gamma} \\ c : \gamma \end{array} \right.$	60°	—	—	—
	—	—	—	—

Gesteinstypus auffällig spärlich, besonders der letztere, der wie das Erz deutlicher Kristallformen entbehrt. In einer Probe wurden ausserdem in geringer Menge kleine, gerundete Massen von in roten und grünlichen Farbtönen pleochroitischem Titanit angetroffen.

Analyse VIII.

Norit, feinkörnig, aus dem Kontakt etwa 350 m südsüdwestlich von Nygården.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	48,90	8142	or	3,34	66,66	si 107
TiO ₂	0,55	86	ab	14,67		al 27,5
Al ₂ O ₃	21,31	2091	an	48,65		fm 43,5
Fe ₂ O ₃	1,60	100	ol	(Mg ₂ SiO ₄ 4,34	33,36	c 24,5
FeO	5,04	702		(Fe ₂ SiO ₄ 1,43		alk 4,5
MnO	0,11	16	di	(CaSiO ₃ 1,28		100,0
MgO	9,55	2369		(MgSiO ₃ 0,86	33,36	ti 1,13
CaO	10,50	1872		(FeSiO ₃ 0,26		h 4,01
Na ₂ O	1,73	279	hy	(MgSiO ₃ 16,62		p 0,05
K ₂ O	0,55	58		(FeSiO ₃ 4,75	33,36	o 0,06
H ₂ O +	0,55	305	mt	2,32		mg 0,77
H ₂ O -	0,06	—	il	1,37	33,36	k 0,17
P ₂ O ₅	0,06	4	ap	0,13		
			H ₂ O +	0,55		
Summe	100,51			100,57		

II. 5. 4. 4—5. — Hessose. Or : Ab : An = 5,01 : 22,01 : 72,98.

Von diesem Gestein, No 1 der Tabellen XII und XIII entsprechend, ist die Analyse VIII ausgeführt worden. Betreffs seiner chemischen Relationen zu übrigen Typen wird auf einen folgenden Abschnitt hingewiesen.

3. Umgewandelte Gesteine des Massivs.

Aus dem Vorhergehenden geht hervor, dass beinahe sämtliche beschriebene Gesteinstypen in relativ geringer Menge eine grüne Hornblende führen. In gewissen Fällen wird die quantitative Bedeutung der Hornblende grösser, indem dieselbe die Pyroxene zum grossen Teil oder vollständig verdrängt, so dass ein amphibolitischer Gabbro entsteht. Diese Amphibolumwandlung, die quantitativ innerhalb des Massivs eine besonders unbedeutende Rolle spielt, scheint auf verschiedene Ursachen zu beziehen zu sein. Während sie vielfach sich deutlich an die Nachbarschaft von sekundären Spalten ge-

bunden zeigt, wobei der neugebildete Amphibol oft fibrös, aktinolithisch ist, ist sie in anderen Fällen an die Umgebung von eingeschlossenen und mehr oder weniger umgeschmolzenen Gneispartien geknüpft. Oft kann aber ein solcher Zusammenhang nicht konstatiert werden, und eine spätmagmatische Amphibolumwandlung des Pyroxens durch lokale Anreicherung von flüchtigen Bestandteilen, besonders Wasser, scheint da die Ursache derselben zu sein. Dafür spricht ausser dem mechanisch unbeeinflussten Zustand, den das Gestein zeigt, der durchschnittlich hohe Gehalt an Biotit, mit den entsprechenden unumgewandelten Gesteinen verglichen (Tabelle XIV).

Tabelle XIV.

	Intr. I	Intr. II	Intr. III					
	1	2	3	4	5	6	7	8
Plagioklas	28,7	41,1	57,7	53,1	21,7	65,0	44,6	51,3
Rhomb. Pyroxen . . .	—	—	27,7	10,7	—	—	—	—
Mon. Pyroxen	—	—	—	—	4,2	—	—	—
Biotit	5,3	—	3,1	5,7	20,3	5,4	15,8	—
Erz	15,3	4,0	0,5	3,4	2,3	2,0	1,2	2,3
Hornblende	46,6	47,8	10,7	27,0	43,9	18,6	36,2	23,6
Quarz	3,5	4,5	—	—	5,3	0,8	2,0	—
Apatit	0,6	2,6	0,3	0,1	0,7	0,1	0,2	0,5
Serpentin	—	—	—	—	1,6	} 8,1	—	—
Chlorit	—	—	—	—	—		—	4,4 ¹
Cummingtonit	—	—	—	—	—	—	—	17,9
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Aus der Tabelle XV, mit den Tabellen IV, VII und IX verglichen, geht hervor, dass der Plagioklas nur ausnahmsweise (N:o 1 und 5) eine merkbare Abkalkung zeigt. Die Amphibolbildung ist gewöhnlich auch nicht mit einer Umkristallisation des Plagioklases verbunden gewesen. Dass aber Plagioklassubstanz sich an der Überführung der Pyroxene in Hornblende beteiligt hat, kann aus den oft unebenen und in einer unregelmässigen Weise in den Plagioklas hineinragenden Hornblendeaggregaten geschlossen werden, aus deren Konturen aber immer noch die Ausbildungsweise des ursprünglichen Pyroxens gewöhnlich hervortritt (Fig. 37). In den zentralen Teilen der Hornblendeaggregate kommen oft Reste von unumgewandeltem Pyroxen vor oder auch hochgelber, bastitischer Serpentin, der bisweilen ein Zwischenprodukt bei der Umwandlung des Hypersthens zu repräsentieren scheint, indem die zuerst gebildeten, peripherischen Teile der Hornblende-

¹ Pseudomorph nach Biotit.

aggregate die Zufuhr von Kalk zum zentral gelegenen Pyroxen erschweren. Gewöhnlich ist diese Hornblende von gleichzeitig gebildetem Quarz poikilitisch durchwachsen, und auch idiomorphe Magnetitkristalle kommen oft in den inneren Teilen der Hornblendeanhäufungen vor. Der gewöhnliche Pleochroismus ist:

- α — gelblich grün
- β — schwach gelbbraun
- γ — blaugrün

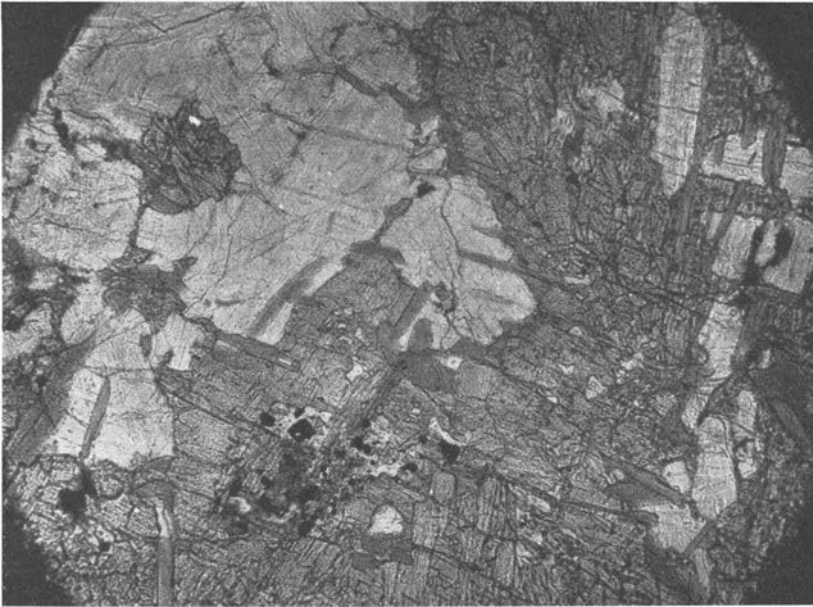


Fig. 37. Amphibolitizierter Norit. Intrusion III. Ohne Nic. $\frac{18}{1}$. Photo Verf.

In Fig. 38 ist die Relation zwischen Auslöschung und optischem Achsenwinkel der grünen Hornblenden in den Gesteinen des Nygård-Massivs graphisch mit verschiedenen Bezeichnungen für die im vorhergehenden unterschiedenen Gesteinstypen veranschaulicht worden. Wie ersichtlich ist der Zusammenhang wenig ausgeprägt; doch ist eine gewisse Tendenz in der Richtung vorhanden, dass ein niedriger Auslöschungswinkel einem hohen Achsenwinkel entspricht und vice versa. Ausserdem tritt eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Verteilung der Projektionspunkte der verschiedenen Hauptgesteinstypen hervor, indem die Hornblenden aus dem Typus I durchschnittlich kleine Achsenwinkel und grosse Auslöschungswinkel und die von Typus III vorzugsweise grosse Achsenwinkel und kleine Auslöschungswinkel zeigen, während der Typus II eine Zwischenstellung einnimmt. Da, wie später näher gezeigt wird, die Gesteinstypen I—III eine Reihe mit

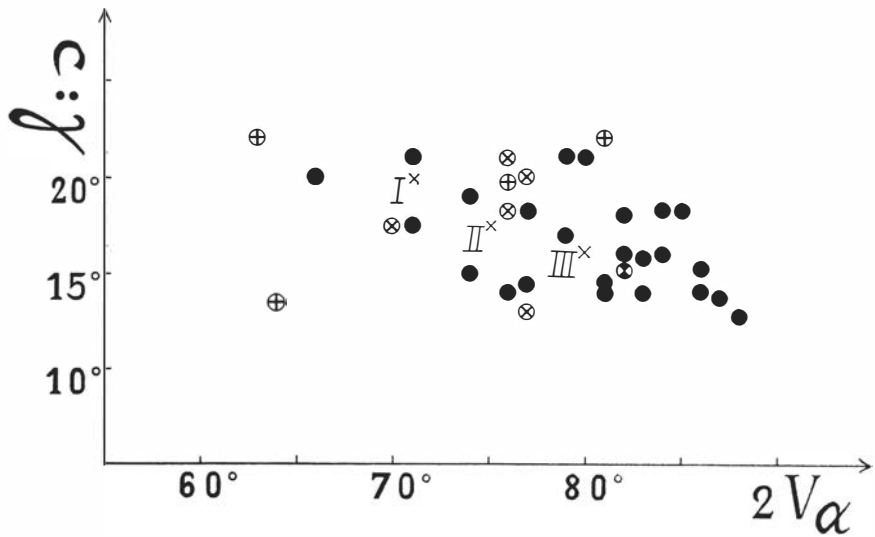


Fig. 38. Diagramm über die Relation zwischen optischem Achsenwinkel und Auslöschung der Hornblende aus den Gesteinen des Nygård-Massivs.

- ⊕ Noritischer Gabbro, Typus I.
- ⊗ Noritischer Gabbro, Typus II,
- Norit, Typus III.
- ⊙ Pyroxenitisch-noritische Gabbro, Typus II.
- × Durchschnitte der drei Teilintrusionen.

Tabelle XV.

	Intr. I	Intr. II	Intr. III					
	I	2	3	4	5	6	7	8
An-Geh. d. Plag. %	47	69	68	71,5	48	73	73	59
Rhomb. Pyroxen 2V _α	—	—	66°	67°	—	—	—	—
Mon. Pyroxen	2V _γ	—	—	—	56°,5	—	—	—
	c:γ	—	—	—	46°	—	—	—
Hornblende	2V _α	65°	70°	84°	80°	66°	77°	88°
	c:γ	17°	16°,5	18°	21°	20°	14°,5	14°

erhöhtem Magnesiagehalt des Pyroxens bilden, und da mit steigendem Eisengehalt die gewöhnlichen Hornblenden einen verminderten Achsenwinkel aufweisen (31. p. 470), deuten die oben erwähnten Verhältnisse einen gewissen Parallelismus in der chemischen Zusammensetzung der Pyroxene und der daraus gebildeten Hornblenden innerhalb der betreffenden Gesteinsreihe an.

In einem der untersuchten, umgewandelten Gesteine, N:o 8 der Tabellen XIV und XV, aus dem nordöstlichsten Teil der Intrusion III, kommt ausser gewöhnlicher, grüner Hornblende auch farbloser Cummingtonit vor. Die beiden Amphibole befinden sich oft in orientierter Verwachsung mit einander; die Grenzen zwischen den zwei Mineralen verlaufen aber am häufigsten höchst unregelmässig. Am Cummingtonit wurden an zwei verschiedenen Individuen $2V_{\gamma} = 76^{\circ}$ und $c : \gamma = 18^{\circ}$ bzw. $2V_{\gamma} = 75^{\circ}$ und $c : \gamma = 19^{\circ}$ bestimmt. Mit Berek's Kompensator wurde an einem dritten Individuum die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0,025$ ermittelt, welche optischen Daten nach SUNDIUS' Diagrammen (43. p. 164. 42. p. 433) 35—40 % FeSiO_3 entsprechen.

Der Biotit ist in diesem cummingtonitführenden Gestein zu einem optisch negativen, beinahe einachsigen Pennin mit $c = \alpha$ und Pleochroismus in

α — schwach grünlich

γ — schwach braungelb

überführt worden. Gewöhnlich ist der Biotit in diesen amphibolumgewandelten Gesteinen jedoch nicht chloritisiert. Er zeigt niemals Pleochroismus in rötlich braunen Farben, was so oft in den normalen Gesteinen der Fall ist, sondern in rein braun, bisweilen olivenbraun, und hellgelb.

4. Ganggesteine.

α . Noritische Typen. Wie schon vorher erwähnt worden ist, kommen in der Umgebung des Nygård-Massivs, sowohl im ältesten Gneis als im Filipstadgranit, Gänge von noritischen Gesteinen vor. Sie sind makroskopisch dunkelgrau, bisweilen mit grünlicher Nüance, und feinkörnig, manchmal mit einzelnen, schwach porphyrischen Plagioklaskristallen. Mikroskopisch zeigt sich der Mineralbestand quantitativ ziemlich wechselnd (Tabelle XVI und XVII). Diese Variation tritt weniger betreffs des Verhältnisses zwischen salischen und femischen Mineralen hervor, als in der Relation zwischen den verschiedenen femischen Mineralen. Besonders die Proportion zwischen rhombischem und monoklinem Pyroxen ist von Gang zu Gang höchst wechselnd, auch wenn die sekundär gebildete Hornblende nicht mit in Rechnung gezogen wird. Diese entsteht ja weitaus leichter aus dem monoklinen als aus dem rhombischen Pyroxen, was von N:o 2 a und b (Tabelle XVI) beleuchtet wird, die Proben aus dem inneren bzw. äusseren Teil des auf der Seite 59 u. f. beschriebenen Ganges repräsentieren. Wie vorher näher behandelt worden ist, sind auch die peripherischen Teile des noritischen Ganges während des Intrusionsverlaufs des Massivs mobilisiert worden und haben die zentraleren Teile des betreffenden Ganges brecciiert. Ein Vergleich zwischen den erwähnten volumetrischen Analysen zeigt deutlich, dass die Veränderungen, die im Gestein bei der Mobilisierung sich

Tabelle XVI.

	I	2a	2b	3	4	5
Plagioklas	24,3	33,9	39,8	31,9	41,3	43,5
Rhomb. Pyroxen . . .	23,5	20,2	18,7	6,2	37,6	30,5
Mon. Pyroxen	16,2	14,1	0,5	10,1	1,2	—
Biotit	15,9	12,4	5,1	—	5,8	8,8
Erz	2,2	15,3	15,9	4,7	3,2	3,1
Hornblende	17,6	1,0	10,7	39,6	1,7	—
Quarz	—	1,8	8,0	0,8	8,4	13,2
Apatit	0,3	1,3	1,3	—	0,4	0,3
Serpentin	—	—	—	3,3	—	—
Sericit	—	—	—	3,4	—	—
Zoisit	—	—	—	—	0,4	0,6
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	3,14	3,23	3,15	3,05	3,08	3,01

vollzogen haben, hauptsächlich in einer Zunahme der Menge der Hornblende auf Kosten des monoklinen Pyroxens bestanden haben. Gleichzeitig ist eine Zunahme des Quarzgehalts eingetreten, offenbar durch Assimilation vom Gneis, wie dieser aus dem Norit etwas nunmehr serpentin-umgewandelten Hypersthen aufgenommen hat. Die Abnahme des Biotits, die von den genannten Zahlen angegeben wird, ist zum grossen Teil nur scheinbar, indem der in dem ursprünglichen Norit als kleine Schuppen gleichmässig verteilte Biotit sich im Kontaktgestein in grössere, unregelmässiger auftretende Aggregate gesammelt hat, wodurch bei Ausmessung einer relativ kleinen Fläche Zufälligkeiten begreiflicherweise mitspielen können. Kein grösserer Unterschied in der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases und des Pyroxens hat in den beiden Fällen konstatiert werden können (siehe Tabelle XVII).

Tabelle XVII.

	I	2a	2b	3	4	5
An-Geh. d. Plag. % . .	59,5	55,5	55,5	67	87	88
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$.	$51^{\circ},5$	53°	50°	57°	52°	$52^{\circ},5$
Mon. Pyroxen	$2V_{\gamma}$.	53°	60°	59°	—	—
	$c:\gamma$.	38°	$42^{\circ},5$	$40^{\circ},5$	—	—
Hornblende	$2V_{\alpha}$.	—	—	82°	—	—
	$c:\gamma$.	—	—	19°	—	—

Die Mikrostruktur dieser noritischen Ganggesteine wird durch die ziemlich äquidimensionale Ausbildung sowohl des Plagioklases als des Pyroxens charakterisiert. Der erstere, der gewöhnlich frisch und von mikrolithischen Interpositionen relativ frei ist, zeigt manchmal Tendenz zur Tafelform und ist dann etwas deutlicher zonarstruiert. Der rhombische Pyroxen, der durchschnittlich in etwas grösseren Individuen als der monokline ausgebildet ist, zeigt denselben Pleochroismus und am häufigsten ähnliche, rotbraune Interpositionen wie in den Gesteinen innerhalb des Massivs. Die Hornblende ist gewöhnlich von derselben Beschaffenheit wie in den hornblendereichereren Typen daselbst, beispielsweise mit dem Pleochroismus (N:o 3)

α — gelbgrün

β — grünlich gelbbraun

γ — bläulich grün

Der Biotit, der in rein braun und gelb pleochroitisch ist, zeigt oft Erzpunktierung. Das Erz bildet im übrigen wie der Quarz, der oft auffallend reichlich ist, am häufigsten eine Zwischenklemmung zwischen den Hauptmineralen, während der Apatit gewöhnlich in idiomorphen Kristallen auftritt.

Von den betreffenden noritischen Ganggesteinen sind zwei chemische Analysen ausgeführt worden, eine (Analyse IX) von einem Gang, der den Filipstadgranit durchsetzt, die andere (Analyse X) aus dem Granatgneis. Der erstere, dessen quantitative Mineralzusammensetzung als N:o 1 der Tabellen XVI und XVII wiedergegeben ist, repräsentiert die Gänge, wo der monokline Pyroxen eine quantitativ ziemlich grosse Rolle spielt, während im letzteren, N:o 4 in denselben Tabellen, entsprechend der rhombische Pyroxen der entschieden dominierende ist. Betreffs der Stellung dieser Gesteine in der Differentiationsreihe des Nygård-Massivs wird auf ein folgendes Kapitel hingewiesen.

β . Hornblendepikrit. Innerhalb des Nygård-Massivs, und zwar in der Intrusion III, sind zwei einige cm mächtige Gänge von einem feinkörnigen, schwarzgrünen Gestein (Fig. 7) angetroffen worden, das nach seiner chemischen und mineralogischen Beschaffenheit zunächst als Hornblendepikrit zu bezeichnen ist.

Der Hauptteil, etwa $\frac{7}{10}$ des Gesteins, wird von einer sehr feinkörnigen Masse von in einander greifenden, etwa 0,005 mm grossen Individuen einer schwach grünen Hornblende aufgebaut, an der folgende Bestimmungen ausgeführt wurden: $2V_{\alpha} = 84^{\circ}$ und $c:\gamma = 17^{\circ},5$. Die Maschen zwischen den Hornblenden ausfüllend kommt in ziemlich geringer Menge ein bisweilen verzwilligter Plagioklas vor, dessen Anorthitgehalt nicht direkt bestimmt werden konnte. Ein Vergleich der Lichtbrechung mit der des Kanadabalsams zeigte aber, dass sowohl γ als α den Brechungsindex desselben

Analyse IX.

Noritischer Gabbro, Gang in Filipstadgranit, etwa 300 m nordnordwestlich von Höghult.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	47,22	7862	or	10,56	si	103
TiO ₂	2,36	295	ab	15,72	al	19,5
Al ₂ O ₃	15,16	1487	an	25,30	fm	49
Fe ₂ O ₃	0,44	28	ne	2,56	c	24
FeO	9,52	1325	ol	{ Mg ₂ SiO ₄ 12,46	alk	7,5
MnO	0,15	21		{ Fe ₂ SiO ₄ 7,96		100,0
MgO	9,55	2369	di	{ CaSiO ₃ 9,63	ti	3,87
CaO	10,29	1835		{ MgSiO ₃ 5,82	h	3,49
Na ₂ O	2,41	389		{ FeSiO ₃ 3,30	p	0,37
K ₂ O	1,78	189	mt	0,70	o	0,01
H ₂ O+	0,48	266	il	4,56	mg	0,64
H ₂ O—	0,06	—	ap	1,01	k	0,33
P ₂ O ₅	0,40	28	H ₂ O +	0,48		
Summe	99,82			100,06		

III. 5. 3. 3. — Kentallenose. Or : Ab : An = 20,46 : 30,48 : 49,06.

übersteigen, und aus der unten angeführten chemischen Analyse lässt sich ein normativer Anorthitgehalt des Plagioklases von etwas mehr als 60 % berechnen. In dieser vorwiegend aus Hornblende bestehenden Masse findet man ausser kleinen, unregelmässig traubenähnlichen, offenbar in Resorption begriffenen Erzanhäufungen teils einzelne Reste von in oben erwähnte Hornblende noch nicht umgewandelten Pyroxenen, sowohl rhombischen als monoklinen, teils in grösserer Anzahl zum grossen Teil pseudomorphosierte Olivinkristalle. An einem monoklinen Pyroxen wurden $2V_{\gamma} = 57^{\circ}$ und $c : \gamma = 40^{\circ}$ bestimmt.

Die genannten Olivinpseudomorphosen, die etwa $\frac{3}{10}$ der Masse des Gesteins ausmachen und die auch mit unbewaffnetem Auge besonders auf geschliffener Fläche als mm-grosse, dunklere Punkte beobachtet werden können, deuten durch ihrer Gestalt an, dass der Olivin ursprünglich als idiomorphe Kristalle vorgelegen hat (Fig. 39), und zeigen auch im übrigen einen ziemlich regelmässigen Aufbau. Im Kern gibt es oft einen grösseren oder kleineren Rest von unverändertem Olivin. In jedem der Gänge wurde eine Achsenwinkelbestimmung am Olivin gemacht, die $2V_{\gamma} = 89^{\circ}$ bzw. $2V_{\alpha} = 86^{\circ}$ zeigte, nach BACKLUND (3) 9 bzw. 20 % Fe₂SiO₄ entsprechend. Die Olivinreste unmittelbar umgebend folgt eine Zone von rhombischem Pyroxen, der im Innersten in stark erzpunktierten, ziemlich unregelmässig

Analyse X.

Norit, Gang in Granatgneis, südöstlich von Laggareboda.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	50,40	8392	Q	7,30	63,53	si 124
TiO ₂	2,86	358	or	4,45		al 25,5
Al ₂ O ₃	17,57	1724	ab	12,58		fm 48
Fe ₂ O ₃	2,69	169	an	39,20		c 22
FeO	7,90	1100	di	{ CaSiO ₃ 0,46	36,54	alk 4,5
MnO	0,07	10		{ MgSiO ₃ 0,31		100,0
MgO	7,40	1835		{ FeSiO ₃ 0,13		ti 5,29
CaO	8,40	1498	hy	{ MgSiO ₃ 18,04		h 3,03
Na ₂ O	1,48	239		{ FeSiO ₃ 7,52		p 0,22
K ₂ O	0,73	78	mt	3,94	0,55	o 0,10
H ₂ O+	0,55	205	il	5,47		mg 0,62
H ₂ O-	0,13	—	ap	0,67		k 0,25
P ₂ O ₅	0,21	15	H ₂ O+			
Summe	100,39			100,62		

II. 5. 4. 4—5. — Hesse. Or : Ab : An = 7,91 : 22,37 : 69,72.

liegenden Individuen auftritt. Nach aussen wird diese Zone von einer regelmässig angeordneten Hülle von ziemlich gleichgrossen, nach den Seiten einander dachziegelähnlich überlagernden Schuppen aus rhombischem Pyroxen mit der Längsrichtung senkrecht zu der ursprünglichen Oberfläche des Olivinkristalls, die gerade vom äusseren Teil dieser jetzt beschriebenen Zone repräsentiert werden dürfte, welche letztere nach aussen von einem Gürtel von kleineren, polygonalen Körnern gefolgt wird, wahrscheinlich aus monoklinem Pyroxen bestehend. Ausserhalb dieses findet man eine Hülle von Biotitschuppen mit schwachem Pleochroismus in sämischledergelb und olivengrün. Mit verhältnismässig scharfer Grenze beginnt darauf die vorher beschriebene Hornblendegrundmasse, in der die den Olivinpseudomorphosen nächstgelegenen Hornblendeindividuen oft ein charakteristisches Bündel von Erzstäben enthalten.

Aus dem mikroskopischen Bild dieses Gesteins kann geschlossen werden, dass die Hornblende von später Entstehung ist, indem die Pyroxene, die wie der Olivin bei der Intrusion wahrscheinlich als Einsprenglinge vorgelegen haben, zum grossen Teil resorbiert worden sind. Das Verhältnis zwischen der Hornblendemasse und den Olivinpseudomorphosen zeigt, dass die letzteren offenbar in der Hauptsache ihre jetzige Ausbildung vor der Entstehung der Hornblende erhalten haben. Da indessen der betreffende

ultrabasische Gang mit besonders scharfem Kontakt an frischen Norit grenzt, kann anderseits die Hornblendebildung schwerlich auf eine ganz sekundäre Amphibolitisierung im eigentlichen Sinne zurückgeführt werden, sondern muss als eine deuterische Reaktion hauptsächlich zwischen Plagioklas- und Pyroxensubstanz im nahen Anschluss an die ursprüngliche Kristallisation des Gesteins aufgefasst werden.

Analyse XI.

Hornblendepikrit, Gang, etwa 600 m südwestlich von Naggestorp.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	45,06	7503	or	8,34	si	83
TiO ₂	1,33	167	ab	9,96	al	11,5
Al ₂ O ₃	10,65	1045	an	19,46	fm	67,5
Fe ₂ O ₃	5,71	358	ol	(Mg ₂ SiO ₄ 22,40	c	17
FeO	5,57	775		(Fe ₂ SiO ₄ 1,84	alk	4
MnO	0,15	21	di	(CaSiO ₃ 9,28	100,0	
MgO	18,75	4650		(MgSiO ₃ 7,60	ti	1,84
CaO	8,77	1564		(FeSiO ₃ 0,53	h	4,95
Na ₂ O	1,19	192	hy	(MgSiO ₃ 6,93	p	0,20
K ₂ O	1,44	153		(FeSiO ₃ 0,53	o	0,12
H ₂ O +	0,81	450	mt	8,35	mg	0,85
H ₂ O —	0,14	—	il	2,58	k	0,44
P ₂ O ₅	0,26	18	ap	0,67		
			H ₂ O +	0,81		
Summe	99,83			99,28		

III. 5. 3. 3. — Kentallenose. Or : Ab : An = 22,08 : 26,37 : 51,55.

Tabelle XVIII.

	si	al	fm	c	alk	ti	p	o	mg	k
Pikrit (DALY)	74	10	72,5	15	2,5	1,37	0,15	0,10	0,80	0,17
Analyse XI	83	11,5	67,5	17	4	1,84	0,20	0,12	0,85	0,44
Hornblendepikrit (IDDINGS)	90	12,5	62	22	4	2,70	0,09	0,10	0,68	0,26

Die Analyse XI ist von diesem Gestein ausgeführt. In der Tabelle XVIII sind die wichtigsten Niggliwerte teils für diese Analyse, teils diejenigen, die sich aus den Durchschnittszahlen von 14 Pikritanalysen nach DALY (8. p. 19) berechnet haben lassen, teils schliesslich eine Analyse eines von IDDINGS als Hornblendepikrit beschriebenen Gesteins von Conical

Peak, Crazy Mountains, Montana (45. p. 645). Vom Wert von k abgesehen, der ja in diesen ultrabasischen Gesteinen mit ihrem geringen Alkaligehalt durch kleine Analysenfehler leicht bedeutend verschoben werden kann, ist der pikritische Charakter des betreffenden Gesteins ganz deutlich, warum der Name Hornblendepikrit bei seiner jetzigen mineralogischen Zusammensetzung wohl begründet scheint.

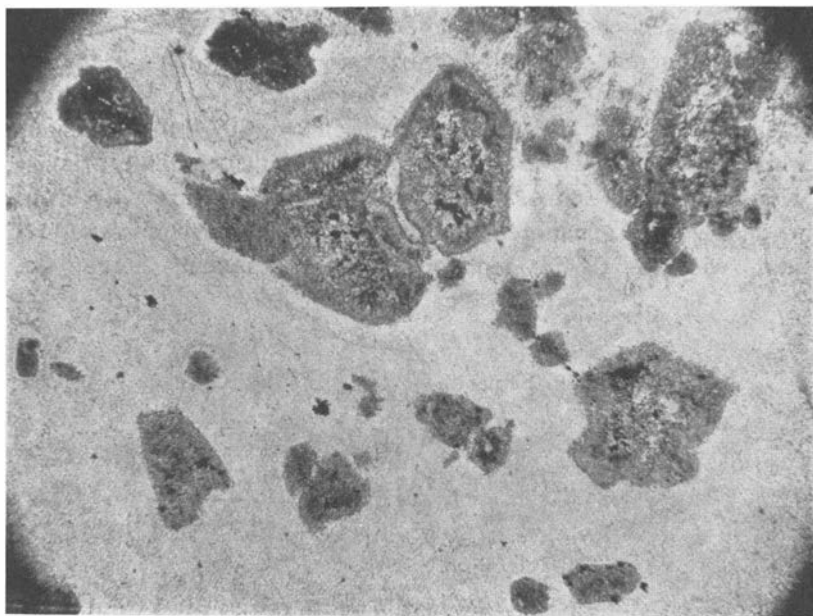


Fig. 39. Hornblendepikritisches Ganggestein. Der südöstliche Teil der Intrusion III. Derselbe Gang wie in Fig. 7. Ohne Nic. $\frac{18}{1}$ Photo Verf.

γ. Saure Gänge. An dieser Stelle seien die sauren Quarz-Feldspat-Gänge kurz beschrieben, die innerhalb des Massivs vorkommen. In wie grosser Ausdehnung diese als Differentiationsprodukte des basischen Gesteinsmagmas anzusehen sind, ist nicht leicht zu entscheiden. Wegen ihrer gegen die peripherischen Teile des Massivs deutlich erhöhten Frequenz und ihrer beinahe vollständigen Abwesenheit in seinem Inneren (Tafel III) und weiter infolge ihrer mineralogischen Zusammensetzung, mit dem petrographischen Entwicklungsgang des Massivs verglichen, dürfte ein grosser Teil, vielleicht die weit vorwiegende Mehrzahl von ihnen als paligenes Quarz-Feldspat-Material aufzufassen sein, das aus dem das Massiv umgebenden Nebengestein, welches auch nach dessen Konsolidierung sich noch im mobilen Zustand befand und, durch selektive Schmelzung gebildet, in dasselbe intrudierte.

Die betreffenden Gänge sind gewöhnlich von höchst unbedeutender Mächtigkeit, weniger als 1 cm bis einige cm. Nur in einem Fall wurde

ein etwa m-breiter Gang angetroffen. Das Gestein ist feinkörnig — mittelkörnig, hellgrau — fleischrot und besteht in der Hauptsache aus Quarz und gitterstruiertem Mikroklin, gewöhnlich ohne erwähnenswerte Menge von anderen Mineralen. Der Quarz ist am häufigsten stark undulös und zerquetscht, was oft auch für den Mikroklin gilt. Da der interstitielle Quarz des Norits gewöhnlich nicht einmal undulöse Auslöschung zeigt, sind offenbar die Spannungen innerhalb des Massivs nach seiner schliesslichen Erstarrung hauptsächlich durch Blockbewegungen längs diesen sauren, tektonisch nachgiebigeren Spaltenfüllungen ausgelöst worden. Dabei ist auch der nächstangrenzende Norit mit vom Gangkontakt nach aussen hin schnell abnehmender Intensität deformiert und der Hypersthen in Biotit umgewandelt worden, welches letzteres wenigstens zum Teil als eine primäre, exogene Kontaktwirkung seitens des sauren Ganggesteins anzusehen sein dürfte.

In dem vorher genannten m-breiten Gang kommen ausser Quarz und Mikroklin, wie aus der folgenden Rosiwal-Bestimmung hervorgeht, auch

Mikroklin	43,8 %
Quarz	36,6 »
Chlorit und Serpentin	14,3 »
Biotit	4,4 »
Erz	0,6 »
Epidotorthit	0,4 »
	100,0
Spez. Gew.	2,63

ziemlich reichlich Chlorit und Serpentin nebst etwas Biotit und in geringen Mengen Erz, Zirkon und Epidotorthit vor. Das letztere Mineral tritt in hoch licht- und doppelbrechenden, gerundeten, grüngrauen Individuen auf, von braunen Abbauprodukten umgeben. Ein geeigneter Schnitt mit einem System deutlicher Spaltrichtungen und mit mehreren Zwillingslamellen wurde am Universaldrehtisch untersucht. Wenn angenommen wird, dass die Spaltrichtungen die Fläche (001) und die Zwillingslamellen die Ebene (100) repräsentieren, was für die Epidotminerale das wahrscheinlichste ist, werden die folgenden Positionen der optischen Hauptrichtungen im Verhältnis zu den kristallographischen erhalten: $b = \beta$, $a : \gamma = 44^\circ$, $c : \alpha = 5^\circ,5$ im stumpfen Winkel β , $2V_\gamma = 9^\circ,5$.

Schliesslich sei der in Fig. 40 abgebildete Gang erwähnt, der in den Zonen am Kontakt gegen den Norit graue Farbe hat, während der mittlere Teil ziemlich hellrot ist, mit einzelnen Individuen eines schwarzen Minerals, das sich im Mikroskop als ein in rosa und dunkelgrün pleochroitischer Turmalin enthüllt. Der Mineralbestand im übrigen besteht aus stark undulösem Quarz, Plagioklas mit 20 % An und Mikroklin, der wie der Plagioklas mit geraden Umrissen gegen den Quarz ausgebildet und stark staubpigmentiert ist. Der Farbenunterschied zwischen den peripherischen und

zentralen Teilen des Ganges ist davon abhängig, dass der Mikroklin in den ersteren grösstenteils von einem teilweise prachtvollen Myrmekit verdrängt ist. Da im Norit nahe dem Kontakt eine reichliche Neubildung von grünbraunem Biotit stattfand, liegt es ja nahe, einen gegenseitigen Substanz-austausch zwischen Gang und Nebengestein in der Weise anzunehmen, dass die bei der Myrmekitbildung erforderliche Menge von Natron und Kalk vom Norit zugeführt ist, während das gleichzeitig entbundene Kali zum letzteren hin migriert ist und zu Biotitbildung aus Pyroxen Veranlassung gegeben hat.

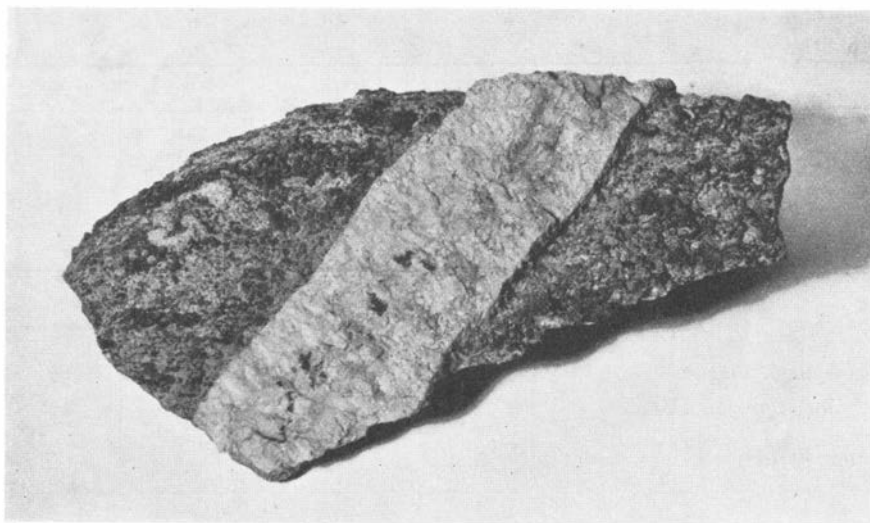


Fig. 40. Turmalinführender, azider Gang in fluidalstruiertem Norit. Der südöstliche Teil der Intrusion III. $\frac{2}{5}$. Photo Chr. Enberg.

δ. **Diabas.** Obgleich in keinem näheren genetischen Zusammenhang mit dem Nygård-Massiv stehend, sei an dieser Stelle der Diabasgänge Erwähnung getan, die im untersuchten Gebiet vorkommen. Sie sind sowohl innerhalb des Nygård-Massivs, als im älteren Gneis angetroffen worden, und Diabasgänge von diesem Typus scheinen nach ERDMANN's Angaben (12. p. 63—64) stellenweise über grosse Teile des Kartenblatts »Askersund« vorzukommen. Wie diese sind die im Nygård-Gebiet auftretenden Gänge wenig mächtig, höchstens etwas mehr als 1 m. Im Inneren sind sie dunkelgrau, feinkörnig und werden gegen die Kontakte dicht, schwarz und mit einer parallel der Kontaktfläche verlaufenden Fluidalstruktur.

Die Mineralzusammensetzung geht aus der Tabelle XIX hervor, wo 1 a bzw. 1 b den inneren bzw. äusseren Teil desselben Ganges repräsentieren. Die mikroskopische Struktur kann als eine Zwischenform zwischen doleritisch und subdoleritisch bezeichnet werden (22. p. 199), ohne ausgeprägte Tendenz in die eine oder andere Richtung. Die Plagioklaskristalle, die eine

Tabelle XIX.

	1 a	1 b	2
Plagioklas	40,7	37,4	44,2
Rhomb. Pyroxen	15,7	13,8	12,9
Mon. Pyroxen	18,8	18,7	23,7
Biotit	3,3	6,6	0,1
Erz	19,3	20,3	15,6
Quarz	1,2	1,6	0,1
Apatit	1,0	1,6	3,4
Summe	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	3,25	3,27	3,19

Tabelle XX.

	1 a	1 b	2
An-Geh. d. Plag. %	58	61	56
Rhomb. Pyroxen $2V_{\alpha}$	$57^{\circ},5$	55°	60°
Mon. Pyroxen $\begin{cases} 2V_{\gamma} \\ c:\gamma \end{cases}$	48° $41^{\circ},5$	60° 42°	9° 30°

Länge von höchstens zirka 2 mm und eine Breite von etwa 0,3 mm erreichen, sind unbedeutend zonarstruiert. Die in der Tabelle XX angegebenen Anorthitgehalte machen Kernwerte aus. Während der rhombische Pyroxen in beiden Gängen ein ziemlich eisenreicher Hypersthen ist, ist der monokline in einem Fall ein diopsidischer, im anderen ein hypersthenaugitischer Pyroxen. Der Biotit, der in kleinen Schuppen verhältnismässig spärlich ist, zeigt Pleochroismus in rein braunen oder grünbraunen Farben und nimmt von 1 a nach b (Tabelle XIX) durch endogene Kontaktwirkung gegen die peripherischen Teile des Ganges in Menge zu. In besonders reichlicher Quantität kommt Ilmenit vor, gewöhnlich als lange, oft gebogene Stäbchen die übrigen Minerale durchwachsend. Schliesslich ist Apatit und Quarz zu erwähnen, der erstere in dünnen Prismen, der letztere eine spärliche Winkelausfüllung.

Von dem Gang, dessen quantitative Mineralzusammensetzung als N:o 2 in der Tabelle XIX wiedergefunden wird, ist eine chemische Analyse (N:o XII) ausgeführt worden. Eine nähere Besprechung derselben wird auf einen folgenden Abschnitt aufgeschoben.

Analyse XII.

Diabas, Gang, 200 m westsüdwestlich von Tycke.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Norm		Niggliwerte	
SiO ₂	47,29	7874	Q	3,14	65,15	si 121
TiO ₂	5,49	687	or	12,79		al 25
Al ₂ O ₃	16,56	1625	ab	22,53		fm 44
Fe ₂ O ₃	5,39	338	an	26,69		c 20,5
FeO	6,78	944	di	{ CaSiO ₃ 3,02	33,74	alk 10,5
MnO	0,13	18		{ MgSiO ₃ 2,57		100,0
MgO	4,80	1191		{ FeSiO ₃ —		ti 10,57
CaO	7,38	1316	hy	MgSiO ₃ 9,34	33,74	h 10,42
Na ₂ O	2,68	432	mt	6,03		p 0,45
K ₂ O	2,18	231	hm	1,28		o 0,24
H ₂ O+	1,22	677	il	10,49		mg 0,55
H ₂ O—	0,17	—	ap	1,01		k 0,35
P ₂ O ₅	0,41	29	H ₂ O+	1,22		
Summe	100,48			100,11		

II. 5. 3. 3. — Shoshonose. Or : Ab : An = 20,62 ; 36,33 : 43,05.

c. Chemismus und Differentiation der Gesteine.

Wir gehen jetzt über, mit Hilfe der im vorhergehenden angeführten qualitativen und quantitativen Mineralbestimmungen und chemischen Analysen die gegenseitigen chemischen Verhältnisse und die Differentiation der im Nygård-Massiv enthaltenen Gesteine etwas eingehender zu behandeln. Bei der Verwertung der chemischen Analysen sind in der Weise modifizierte Niggli-Diagramme zur Anwendung gekommen, dass als Abszisse nicht si, sondern der Prozentgehalt an normativem Feldspat abgesetzt worden ist, nach den Prinzipien des amerikanischen Systems berechnet, eine graphische Darstellungsweise, die bei diesen basischen Gesteinen mit ihrem wenig variierenden Kieselsäuregehalt, aber dagegen stark wechselnden Proportionen zwischen dunklen und hellen Mineralen, wie es scheint, entschieden durchweg vorzuziehen ist. Auch die Resultate der volumetrischen und optischen Mineralbestimmungen, die die im vorhergehenden angeführten Tabellen wiedergeben, sind in einer Anzahl von Diagrammen (Fig. 41—43) veranschaulicht worden. Aus diesen und den auf die chemischen Analysen gegründeten Diagrammen kann ein ganz gutes Bild erhalten werden nicht nur von den vorkommenden Gesteinsvariationen, sondern auch von den Prozessen, die bei der Ausdifferenzierung derselben tätig gewesen sind.

Wir haben offenbar teils einer in der Tiefe in einem grösseren Mag-

mareservoir stattgefundenen Differentiation, bei der der Reihe nach die den Teilintrusionen I—III entsprechenden Magmen entwickelt worden sind, teils einer Differentiation zweiter Ordnung in jeder dieser Teilintrusionen, die auf einem höheren Niveau nahe der jetzigen Position sich abgespielt hat,

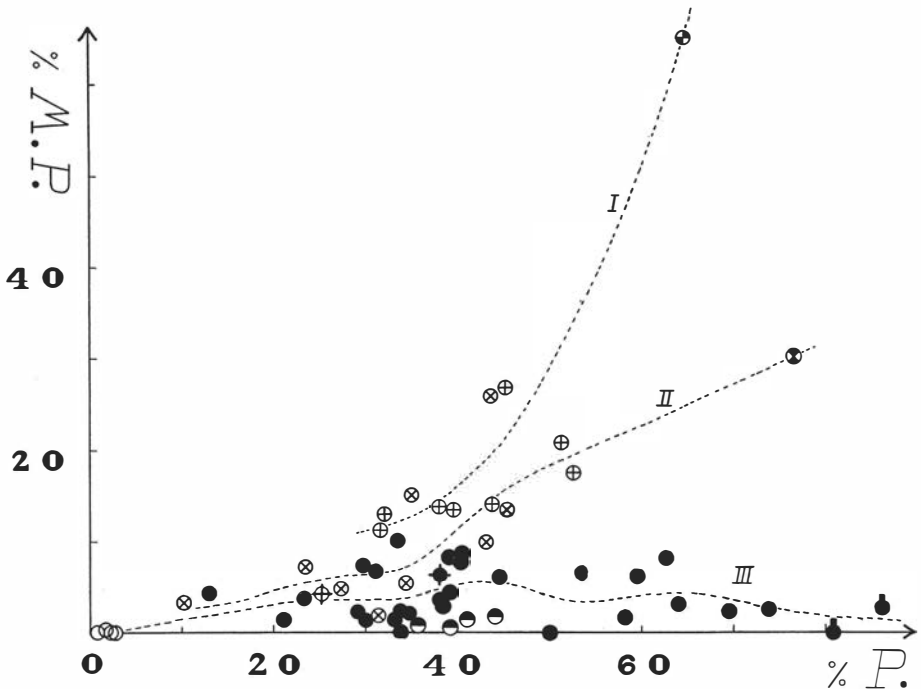


Fig. 41. Diagramm über das gewichtsprozentische Verhältnis zwischen monoklinem Pyroxen (M. P.) und der Summe von monoklinem und rhombischem Pyroxen (P).

- | | | | |
|-----|---|---|--|
| I | { | ⊕ | Noritischer Gabbro, Typus I. |
| | | ⊕ | Noritischer Gabbro, Typus I, porphyrisch. |
| | | ⊙ | Hypersthenfreier Gabbro. |
| II | { | ⊗ | Noritischer Gabbro, Typus II. |
| | | ⊗ | Noritischer Gabbro, Typus II, pyroxenitisch. |
| | | ⊙ | Feinkörniger Norit, Vorläufer des Typus III. |
| III | { | ○ | Anorthosit. |
| | | ● | Norit, Typus III. |
| | | ● | Norit, Typus III, porphyrisch. |
| | | ● | Pyroxenit. |

Rechnung zu tragen. Die verschiedenen Partialintrusionen werden jetzt zuerst jede für sich in der Reihe ihrer Intrusionsfolge behandelt, worauf die genetischen Relationen zwischen denselben einer Besprechung unterzogen werden.

Die Gesteine der Intrusion I zeigen die kleinste Variation im Verhältnis zwischen salischen und femischen Mineralen, was am besten aus

Fig. 41 hervorgeht. Diese Tatsache dürfte hauptsächlich dem Umstand zuzuschreiben sein, dass diese erste Intrusion in ein verhältnismässig niedrig temperiertes Milieu emporgedrungen ist, infolgedessen ging die Kristallisation des Magmas relativ schnell vor sich, wofür die durchschnittlich ziemlich feinkörnige Beschaffenheit der Gesteine auch spricht (Tafel II). Die Kristallisation ist aber nicht schneller geschehen, als dass ein gewisses Fraktionieren hat eintreten können, und alle Tatsachen deuten darauf, dass ein gravitatives Hinabsinken von früh auskristallisiertem, monoklinem Pyroxen dabei entscheidend gewesen ist. Der an dunklen Mineralen reichste Vertreter der Intrusion I, der sich durch sein geologisches Auftreten als den

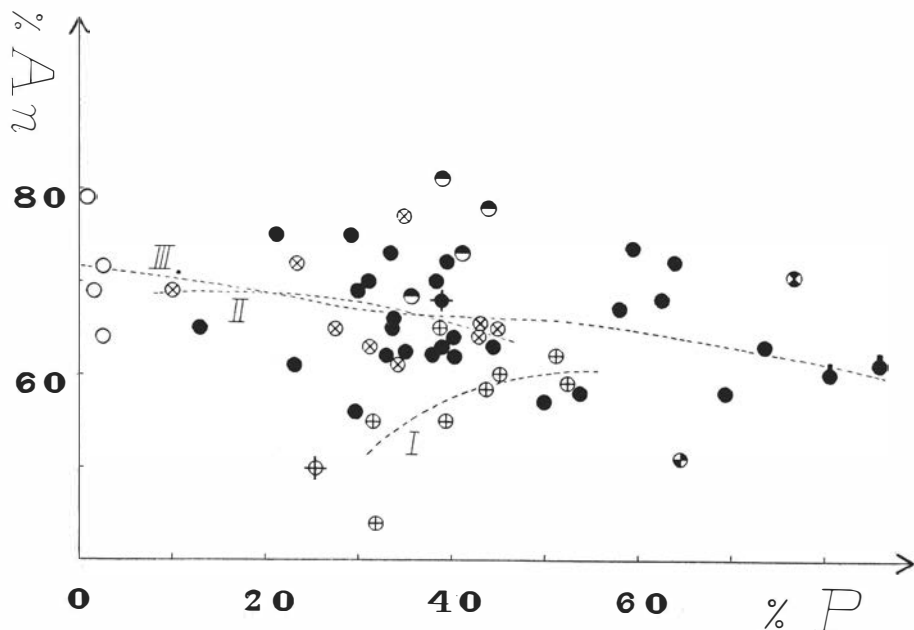


Fig. 42. Diagramm über die Relation zwischen dem Anorthitgehalt des Plagioklases und Gewichtsprozent Pyroxen. Zeichenerklärung in Fig. 41.

Haupttypus breccierend deutlich als ein später emporgedrongenes, an schweren basischen Mineralen gravitativ angereichertes Differentiat manifestiert, enthält nur eine Art Pyroxen, und zwar monoklinen. Der porphyrische Typus, der auf der Seite 86 u. f. beschrieben worden ist und dessen Plagioklasphänokryste beinahe ausschliesslich monoklinen Pyroxen als Einschlüsse und nur in sehr untergeordneter Menge Hypersthen enthalten, zeigt auch, dass der monokline Pyroxen wirklich vor dem rhombischen zu kristallisieren angefangen hat. Das Zutreffen dieser Deutung des Differenzierungsverlaufs wird gewissermassen auch durch die Fig. 41 bestätigt, die diagrammatisch die quantitativen Variationen der Pyroxenminerale innerhalb der drei Partialintrusionen veranschaulicht. Als Abszisse ist der gewichtsprozentische Gehalt der Gesteine an sowohl rhombischem als mono-

klinem Pyroxen abgesetzt, während die Ordinate nur den monoklinen Pyroxen, ebenfalls in Gewichtsprozent, bezeichnet. Für die drei Intrusionen sind Durchschnittsvariationskurven berechnet und eingezeichnet worden. Aus der Beschaffenheit dieser Kurven können wichtige Schlussfolgerungen betreffs des Mechanismus der Differentiation gezogen werden. Die obere Kurve, der Intrusion I entsprechend, die zunächst interessiert, zeigt einen durchschnittlichen Neigungswinkel gegen die Abszisse, der 45° erheblich übersteigt. Das bedeutet, dass innerhalb dieser Teilintrusion mit zunehmendem absolutem Gehalt an Pyroxen im Gestein das Verhältnis zwischen monoklinem und rhombischem Pyroxen immer mehr zugunsten des ersteren

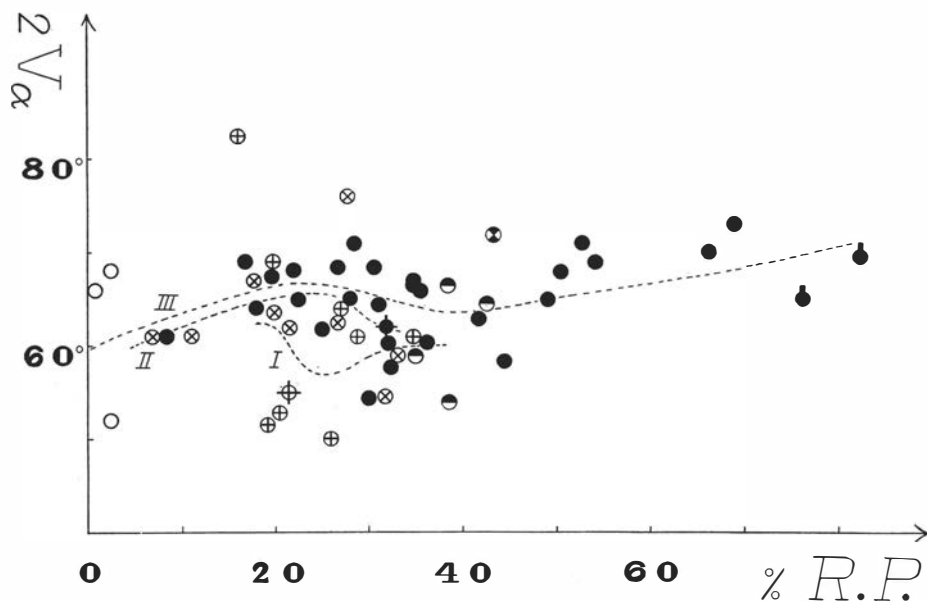


Fig. 43. Diagramm über die Relation zwischen dem optischen Achsenwinkel des rhombischen Pyroxens und seiner Menge in Gewichtsprozent. Zeichenerklärung in Fig. 41.

verschoben wird, was bei der im vorhergehenden angenommenen Art der Differentiation sich geradezu voraussehen lässt.

Von den Gesteinen der Intrusion I liegen nur zwei chemische Analysen vor, nämlich die Analysen I und VI. Das entsprechende Niggliagramm, mit den auf der Seite 109 angegebenen Abänderungen gezeichnet, ist in der Figur 44 wiedergegeben. Das in chemischer Hinsicht meist charakteristische für die Differentiation dieser ersten Partialintrusion ist die mit zunehmendem Gehalt an dunklen Mineralen für *fm* fallende, für *c* aber steigende Kurve, was offenbar das Ergebnis der Anreicherung eines kalkreichen diopsidischen Pyroxens ist. Sein geringer Tonerdegehalt geht nicht nur aus seinen optischen Konstanten, sondern auch gewissermassen aus der ziemlich stark fallenden *al*-Kurve hervor, während der wenig abnehmende

alk-Gehalt des feldspatärmeren Gesteins durch den gleichzeitig verminderten An-Gehalt des Plagioklases (Fig. 42) erklärt wird. In der steigenden Kurve für k wird der Umstand zum chemischen Ausdruck gebracht, dass im melanokraten Gestein, dessen schliessliche Kristallisation erst nach der des Hauptgesteins der Intrusion I eintrat, nicht nur eine Anreicherung von früh auskristallisiertem Pyroxen sondern auch im Verhältnis zum totalen Feldspatgehalt eine Zunahme vom spät kristallisierenden Kalifeldspat stattfand. Die gleichfalls steigende mg -Kurve zeigt an, dass der zuerst auskristalli-

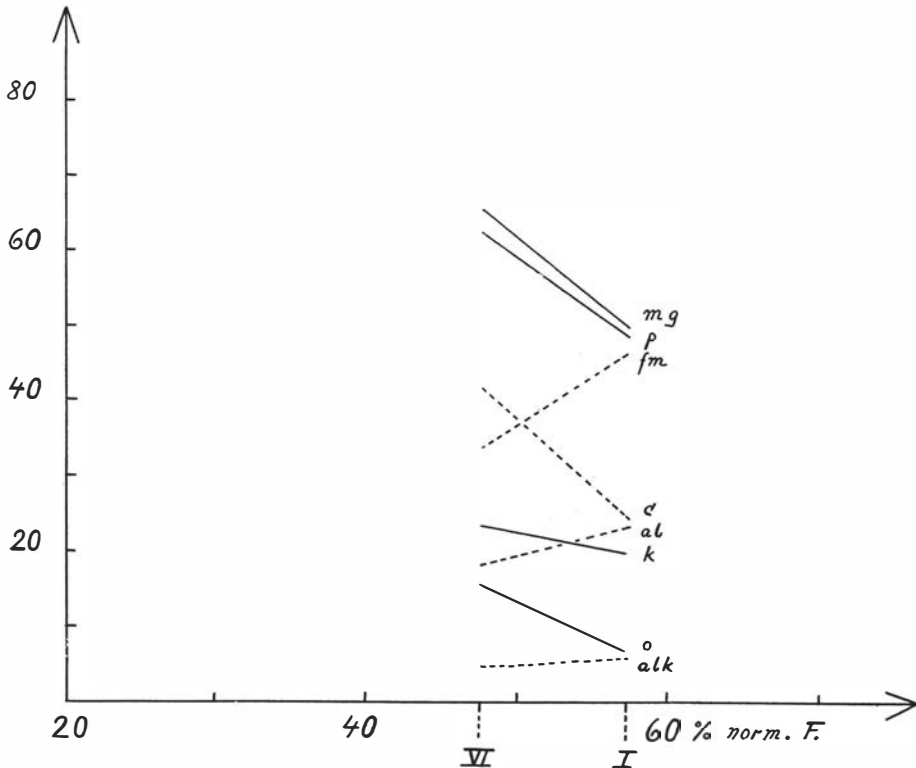


Fig. 44. Variationsdiagramm der Intrusion I.

sierte und gravitativ angereicherte monokline Pyroxen reicher an MgO im Verhältnis zu FeO war als die später auskristallisierten Pyroxene. Dass parallel der Anreicherung von monoklinem Pyroxen ebenfalls eine solche von früh kristallisierten Apatit- und Magnetitkristallen stattfand, die in der Intrusion I gewöhnlich idiomorphe Formen besitzen, davon zeugt auch der Verlauf der Kurven für p bzw. o in der Figur 44.

Wir gehen dann dazu über, den Differentiationsverlauf innerhalb der Teilintrusion II zu betrachten. Wie aus Fig. 41 erhellt, ist hier im Vergleich mit der Intrusion I die Variationsbreite bedeutend vergrößert worden, besonders nach der plagioklasangereicherten Seite. Die Durchschnitts-

variationskurve, die mittlere in der Figur, bildet mit der Abszisse einen Winkel von ungefähr 45° , was bedeutet, dass die gewichtsprozentische Relation zwischen dem rhombischen und monoklinen Pyroxen annäherungsweise konstant bleibt, welche quantitative Rolle die dunklen Minerale im Gestein auch immer spielen. Im Zusammenhang mit der Struktur der Gesteine gesehen, die ja durch die Idiomorphie des Plagioklases und die subophitische-ophitische Ausbildung der Pyroxene, sowohl des rhombischen als des monoklinen, gekennzeichnet ist, muss offenbar das wesentliche Moment bei

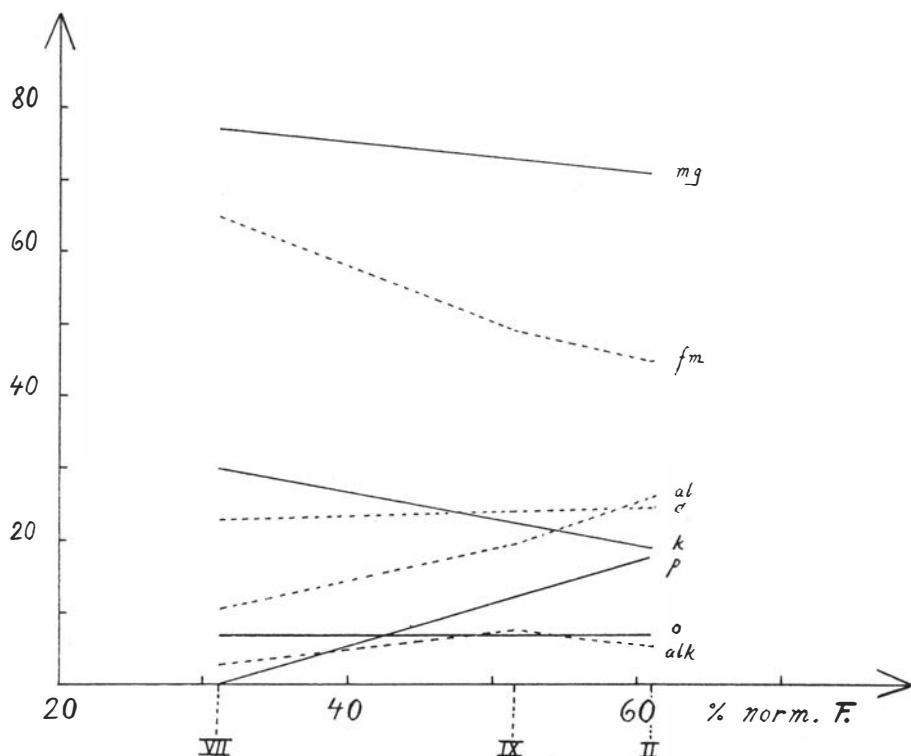


Fig. 45. Variationsdiagramm der Intrusion II.

dem Differentiationsprozess innerhalb der Intrusion II ein gravitatives Aufsteigen von früh gebildeten Plagioklaskristallen gewesen sein.

Von Gesteinen, der Intrusion II zugehörig, liegen die chemischen Analysen N:o II und VII vor. Obgleich wahrscheinlich zum Teil durch Assimilation von Material aus dem Nebengestein chemisch verändert, kann die Analyse N:o IX, im Filipstadgranit gangförmig auftretenden noritischen Gabbro repräsentierend, zwanglos in diese Differentiationsreihe eingefügt werden. Dass die an dunklen Mineralen angereicherten Glieder der Reihe, die in diesem Fall eigentlich als die des Plagioklases beraubten zu bezeichnen sind, im Gegensatz zum Verhältnis innerhalb der Intrusion I eine

steigende fm-Kurve zeigen müssen, ist ja zu erwarten (Fig. 45). Zufolge der quantitativ ziemlich bedeutenden Rolle, die der kalkreiche, monokline Pyroxen im Vergleich mit dem rhombischen auch innerhalb der Intrusion II spielt, hat die c-Kurve einen ziemlich horizontalen Verlauf über das ganze Variationsintervall. Während die Kurven für al, alk und k der Hauptsache nach innerhalb der Intrusionen I und II denselben Verlauf haben, zeigen dagegen mg, p und o entschiedene Differenzen. Dass die Kurve mg eine der Abszisse nahezu parallele Richtung hat, ist offenbar eine Folge der späten Kristallisation der Pyroxene und davon bedingter, gegenseitig quantitativ gleicher Proportion in den verschiedenen Gliedern der Differentiationsreihe. Der Apatit zeigt nicht so häufig ebenso deutlich idiomorphe Formen wie in den Gesteinen der Intrusion I. Er hat offenbar nach dem Hauptteil des Plagioklases, aber teilweise vor dem Pyroxen zu kristallisieren angefangen. Dadurch dass die Lösung, aus der der Apatit kristallisierte, also an Pyroxensubstanz stark angereichert und demnach spezifisch ganz schwer war, sind Möglichkeiten eines gravitativen Aufstiegs auch von Apatitkristallen vorhanden gewesen, wodurch der Verlauf der p-Kurve in diesem Fall erklärt wird. Die horizontale Richtung der o-Kurve steht auch mit der strukturellen Ausbildung des Gesteins in Übereinstimmung, indem das Erz niemals in früh gebildeten Kristallen auftritt, sondern als eine spät erstarrte Winkelausfüllung, wodurch Möglichkeiten einer gravitativen Erzanreicherung überhaupt nicht, oder jedenfalls nur in sehr unbedeutendem Ausmasse vorhanden gewesen sind.

Innerhalb der Intrusion III tritt die vollständigste Gesteinsreihe von Anorthosit zu Pyroxenit auf. Die flache Lage der unteren Durchschnittsvariationskurve in der Fig. 41 und übrige Diagramme nebst der strukturellen Ausbildung der Gesteine zeigen, dass wir in der Intrusion III mit einer gravitativen Differentiation teils durch sinkende Hypersthenkristalle, teils durch gleichzeitig steigende Plagioklaskristalle zu rechnen haben. Dabei wird von dem gangförmig auftretenden, deuterisch umgewandelten Hornblendepikrit abgesehen, welches Gestein offenbar ein am Schluss intrudiertes, ultrabasisches Bodenprodukt des Magmas mit angereicherten, zuerst kristallisierten Olivinkristallen ausmacht. Olivin ist im übrigen innerhalb des Massivs nur in einem einzigen Dünnschliff nachgewiesen worden, nämlich in einem als Vorläufer der Intrusion III aufgefassten, feinkörnigen Gestein von dem nordwestlichen Kontakt, und kommt da nur in einigen wenigen, serpentinumwandelten Individuen vor. Dieses einzelne Vorkommen zeigt ja allerdings, dass Möglichkeiten einer ganz gravitativen Ausdifferenzierung des Hornblendepikrits vom Noritmagma vorhanden gewesen sind, aber hebt gleichzeitig die quantitativ verschwindende Rolle hervor, die der Olivin in der basischen Gesteinsreihe des Nygård-Massivs spielt.

Von grossem Interesse ist es, nicht nur die quantitativen, sondern auch gleichzeitig die qualitativen Variationen der Hauptminerale zu untersuchen.

Wenn die Entstehung des Anorthosits durch Aufsteigen im Magma von früh auskristallisierten Plagioklasen und die des Pyroxenits durch Hinabsinken von gleichfalls früh ausgeschiedenen Hypersthenkristallen sich vollzog, so würde man erwarten können, sowohl den anorthitreichsten Plagioklas im Anorthosit und den magnesiareichsten Hypersthen im Pyroxenit, als auch den albitreichsten Plagioklas im Pyroxenit und den eisenreichsten Hypersthen im Anorthosit und in dazwischenliegenden Gliedern der Reihe intermediäre Verhältnisse zu finden. Die Figuren 42 und 43 zeigen, dass gerade diese Gesetzmässigkeit herrscht. Die Durchschnittsvariationskurve des Anorthitgehalts des Plagioklases fällt (Fig. 42) kontinuierlich vom Anorthosit zum Pyroxenit, während die entsprechende Kurve des optischen Achsenwinkels, $2V_{\alpha}$, des Hypersthens (Fig. 43) ein entsprechendes Ansteigen ausweist, damit in die genannte Richtung einen steigenden Magnesiagehalt des Pyroxens andeutend.

Die chemisch-mineralogischen Verhältnisse sprechen also für das Zutreffen des im vorhergehenden skizzierten Verlaufs der Differentiation. Auch das Auftreten der verschiedenen Gesteinsglieder im Verhältnis zu einander an der jetzigen Erdoberfläche bestätigt dieselbe. Schon im Vorhergehenden ist ja beschrieben worden, wie parallel dem Intrusionsalter der melanokrate Charakter der Gesteine immer ausgeprägter wird. In der Richtung von Nordosten gegen Südwesten innerhalb der Intrusion III findet man nämlich äusserst eine Zone, wo Anorthosit als Bruchstücke im Norit auftritt (Fig. 32), die von einem Gürtel von Norit abgelöst wird, der, wenn er gebändert ist, anorthositische Bänder zeigt (Fig. 34), während im südwestlichen Teil der Intrusion die im Norit auftretenden Bänder von einer melanokrateren Beschaffenheit als das Hauptgestein sind. Intrusiv und dieses teilweise breccierend (Fig. 29, 30) kommt der extreme Pyroxenit vor, während schliesslich der Hornblendepikrit als scharf überschneidende Gänge aufsetzt (Fig. 7). Diese Verhältnisse scheinen mir den Schluss notwendig zu machen, dass schon vor dem Aufdringen der Teilintrusion zu ihrem endgültigen Erstarrungsniveau die Kristallisation in grösserer Tiefe angefangen hat und eine ziemlich weit vorgeschrittene Kristallisationsdifferentiation eingetreten ist, die in einer gravitativen Schichtung innerhalb des Magmareservoirs in der Weise resultiert hat, dass zu oberst eine Anorthositschicht durch Anhäufung von Plagioklaskristallen gebildet worden ist, während an seinem Boden ein komplementär an Hypersthen angereicherter Teil des Magmas ausdifferenziert worden ist. Der oberste Teil der Anorthositmasse im Scheitel des Magmareservoirs war offenbar schon fast vollständig konsolidiert, als die schliesslichen Intrusionsbewegungen einsetzten. Dieser oberste, schon erstarrte Anorthosit wurde dann von der von unten empordringenden Hauptmasse des Norits zerbrochen und kommt jetzt als Bruchstücke in den zuerst intrudierten Teilen desselben vor. Die unteren, noch mobilen Partien der Anorthositmasse reagierten wiederum plastisch gegen den Intrusionsdruck,

wurden mit dem von unten kommenden Norit gemischt und bildeten in der Strömungsebene ausgezogene, mehr oder weniger scharf begrenzte Bänder in demselben. In ähnlicher Weise wurden gegen den Schluss der Intrusion die oberen Teile der an dem Boden der Magmakammer angesammelten Pyroxenitmasse fortgerissen und als pyroxenitische Bänder in die am letzten aufgedrungenen, südwestlichen Teile der Hauptintrusion eingemengt, während die am tiefsten gelegenen, ultrafemischen Partien aufgepresst wurden, als der grössere Teil der Intrusion schon konsolidiert war.

Nach der Erklärung der Entstehung der Bänderung, die hier dargestellt worden ist, würde diese kein progressives Stadium in der Ausdifferenzierung von Anorthosit bzw. Pyroxenit aus dem Norit repräsentieren, sondern eher den Gegensatz ausmachen, nämlich eine während der Intrusionsbewegungen fortschreitende Vermischung von auf grösserer Tiefe und unter ruhigeren Verhältnissen durch Kristallisationsdifferentiation gravitativ separierten Gesteinsgliedern, eine Entstehung, die prinzipiell mit der Erklärung übereinstimmt, die RICHEY für die Bänderung gegeben hat, die zwischen dunklem und hellem Gabbro in der Sîthean Mòr-Intrusion auf Ardnamurchan auftritt (37. p. 330). Diese Erklärung schliesst begreiflicherweise nicht die Möglichkeit aus, dass eine diffusere Schlierigkeit durch Zusammenballung während der Bewegungen des Magmas von ursprünglich gleichmässig verteilten Kristallen in der Weise hat entstehen können, die R. BALK für ähnliche Strukturen innerhalb des Noritmassivs von Peekskill (4. p. 263) skizziert hat. Dagegen scheint ein so dünnes und scharf begrenztes Anorthositband wie das auf der Figur 33 wiedergegebene kaum durch einen solchen Vorgang gebildet worden zu sein. Überhaupt ist in Anbetracht des Aufbaus der Intrusion und der Relationen der verschiedenen Gesteinsglieder zu einander die erste der hier erwähnten Erklärungen zur Entstehung der Bänderung in diesem Fall die wahrscheinlichste.

Dass die hauptsächliche Differentiation auf grösserer Tiefe stattfand, dafür spricht auch ein anderer Umstand. Die in einem vorhergehenden Kapitel wiedergegebenen Strukturanalysen zeigten nämlich nicht nur, dass die fluidale Einregelung der Plagioklas- und Hypersthenkristalle in die Strömungslinien des Magmas unerwartet gut war, sondern auch, dass sowohl Plagioklas als Hypersthen in zwei verschiedenen Ausbildungsformen auftreten, der erstere mit den Kristallen nach der c- bzw. a-Achse und der letztere nach der c- bzw. [011]-Achse ausgezogen. Aus der Intensität der auf die verschiedenen Ausbildungsformen bezüglichen Maxima der Strukturdiagramme kann man auch darauf schliessen, dass die quantitative Proportion zwischen den zwei Kristalltypen für sowohl Plagioklas als Hypersthen ungefähr dieselbe ist, und zwar die nach der c-Achse ausgezogenen Kristalle in beiden Fällen die zahlreichsten repräsentierten. Da die habituelle Ausbildung eines Minerals von den physikalisch-chemischen Verhältnissen bei seiner Kristallisation bedingt ist, sollten die oben angeführten Tatsachen

eine Andeutung sein, dass die Kristallisation innerhalb der betreffenden Teilintrusion in zwei verschiedenen Milieuen sich vollzogen hat, und es liegt dann am nächsten anzunehmen, dass ein Teil der Kristallisation, und wahrscheinlich der grösste, auf grösserer Tiefe unter grossem statischen Druck vor dem Anfang der Intrusionsbewegungen geschah, während die schliessliche Kristallisation in einem höheren Niveau mit kleinerem Belastungsdruck, aber bei gleichzeitigen Magmabewegungen vorsichgegangen ist.

Von zur Intrusion III gerechneten Gesteinen liegen sechs chemische Analysen vor, nämlich ausser dem Haupttypus (Analyse III), dem Anorthosit

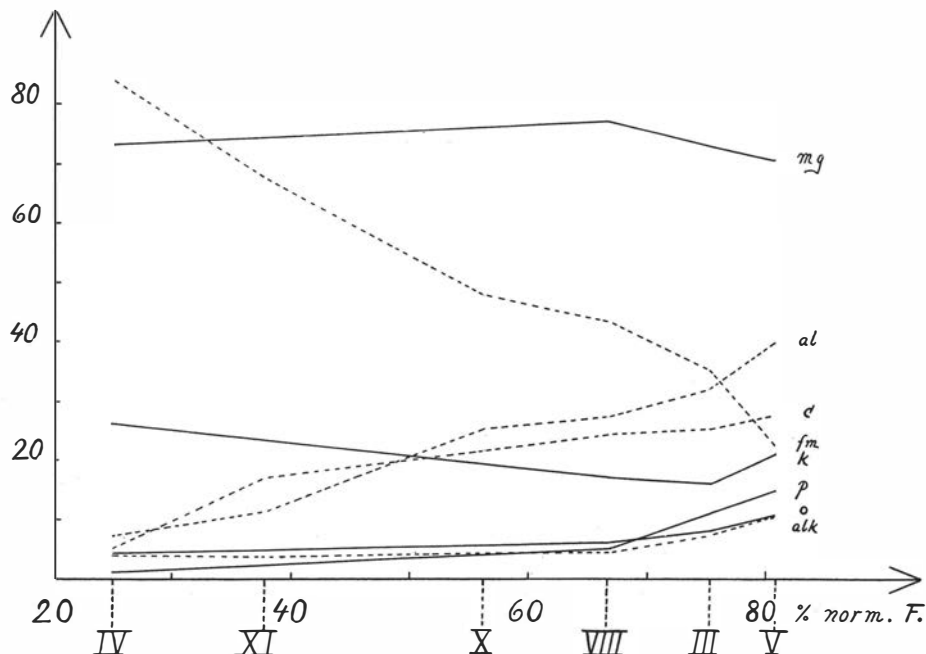


Fig. 46. Variationsdiagramm der Intrusion III.

(V), dem Pyroxenit (IV) und dem Hornblendepikrit (XI) auch der feinkörnige, hellgraue Kontaktnorit (VIII) und das analysierte Ganggestein aus dem Granatgneis (X). Diese zwei letzteren repräsentieren intermediäre Glieder der Differentiationsreihe, während von den zuerst genannten IV und XI zu dem an dunklen Mineralen angereicherten Teil, III und V dagegen zu dem in anorthositische Richtung gehenden Entwicklungszweig gehören. In der Figur 46 sind die entsprechenden Variationsdiagramme gezeichnet. Weil innerhalb dieser Teilintrusion die Differentiation teils durch Steigen eines kalkreichen, salischen Minerals, Plagioklas, teils durch Sinken eines kalkfreien, femischen Minerals, Hypersthen, geschehen ist, so sind das Ansteigen der fm-Kurve und das Fallen der c-Kurve gegen die femische Seite des Diagramms entschieden ausgeprägter, als es im entsprechenden Diagramm

der Intrusion II der Fall war. Der Verlauf der al- und alk-Kurven ist dagegen aus leicht eingesehenen Gründen der Hauptsache nach derselbe in beiden Fällen. Dass die mg-Kurve gegen die Anorthositseite des Diagramms kein bestimmtes Fallen zeigt, was mit Kenntnis von dem erhöhten Eisengehalt des Hypersthens in diese Richtung zu erwarten wäre, ist offenbar durch die verhältnismässig grosse Rolle zu erklären, die der Biotit als relativ spät kristallisiertes Mineral im Vergleich mit der des Hypersthens in den anorthositischen Gliedern spielt. Im Zusammenhang damit steht wahrscheinlich auch der Umstand, dass die k-Kurve vom Pyroxenit fällt, gegen den Anorthosit aber wieder zu steigen beginnt. Für den Verlauf der p-Kurve kann hier dieselbe Erklärung angewendet werden wie die vorher für die Intrusion II gegebene. Dass die o-Kurve gegen den Anorthosit steigt, bedeutet nicht, dass dieser an oxydischem Erz absolut genommen angereichert sei. Das Erz kommt vielmehr als eines der zuletzt auskristallisierten Minerale in ungefähr gleicher Menge in der ganzen Reihe vor, möglicherweise in den ultrafemischen Gliedern etwas angereichert. Der Verlauf der Kurve hängt begreiflicherweise davon ab, dass der Anorthosit mit dem Hypersthen des zweiwertigen Eisens zum grossen Teil beraubt worden ist, das statt dessen in dem pyroxenitischen Teil angereichert vorkommt.

Da jetzt der Differentiationsverlauf innerhalb der verschiedenen Teilintrusionen, die das Nygård-Massiv aufbauen, näher diskutiert worden ist, bleibt übrig, in Betracht zu ziehen, in welchem genetischen Verhältnis die verschiedenen Partialintrusionen zu einander stehen. Dass ein solcher Zusammenhang wirklich besteht, dürfte schon durch die intime geologische Verknüpfung nicht bezweifelt zu werden brauchen. Noch weniger ist das der Fall, wenn die mineralogischen und chemischen Verhältnisse näher untersucht werden. Es stellt sich nämlich heraus, dass ein deutlicher Entwicklungsgang von der Intrusion I via II bis zu III herrscht. Bei gleichem Gehalt an dunklen Mineralen nimmt die Proportion zwischen monoklinem und rhombischem Pyroxen ab (Fig. 41), der Magnesiagehalt des rhombischen Pyroxens wächst (Fig. 43), was gewissermassen auch für den Anorthitgehalt des Plagioklases gilt (Fig. 42), und die Variationsbreite der Differentiation innerhalb jeder Teilintrusion nimmt zu.

Alle diese Verhältnisse können durch die Annahme erklärt werden, dass die verschiedenen Intrusionen der Reihe nach aus einem in der Tiefe gelegenen Magmareservoir von gabbro-noritischer Zusammensetzung gespeist worden sind, dessen Magma durch beginnende Auskristallisation von rhombischem Pyroxen und sein gravitatives Hinabsinken eine sich in der Weise kontinuierlich verändernde Schichtung erhielt, dass der obere Teil der Magmakammer zur Zeit des Aufdringens jeder Teilintrusion eine Zusammensetzung angenommen hätte, dem Ausgangsmaterial der drei aufeinander folgenden Intrusionen entsprechend, die darauf auf einem höheren

Niveau, jede in ihrer von den veränderten physikalisch-chemischen Verhältnissen bedingten Art, weiter differenzierte.

Wir können einen graphischen Ausdruck des Entwicklungsgangs der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der drei Intrusionen dadurch erhalten, dass wir aus den Variationsdiagrammen für ein intermediäres Glied, beispielsweise mit 50 % normativem Feldspat, an den Kurven die entsprechenden Nigglishen Zahlen ablesen und mit diesen das, was man ein Durchschnittsvariationsdiagramm des Massivs nennen könnte, aufzeichnen.

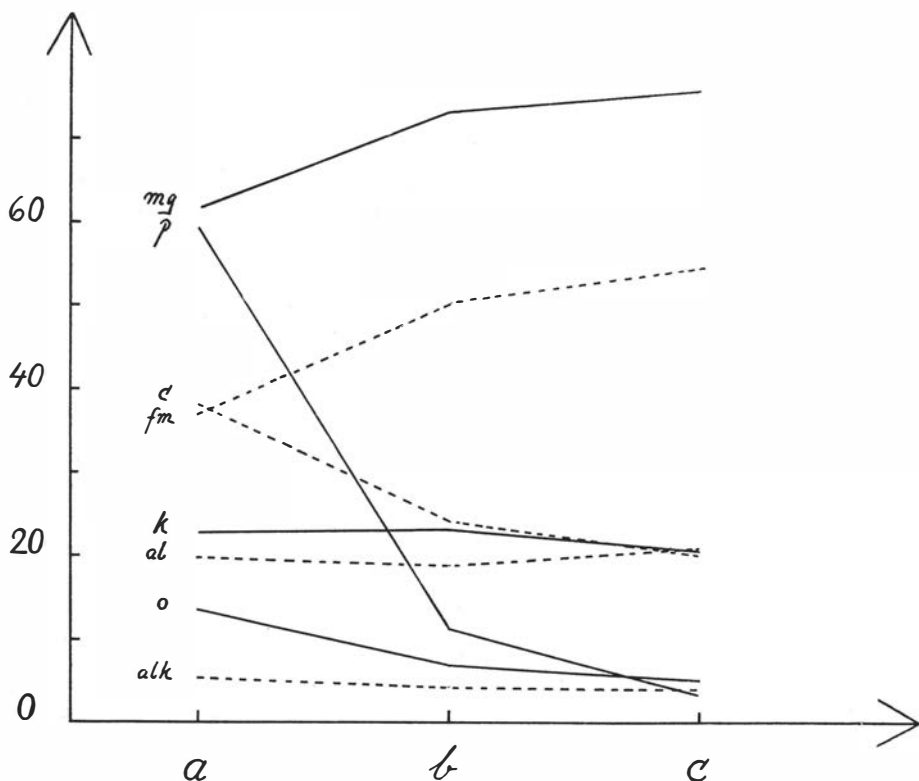


Fig. 47. Durchschnittsvariationsdiagramm der drei Intrusionen des Nygård-Massivs.

Im Diagramm Fig. 47, das in dieser Weise errichtet worden ist, bedeuten a, b und c die chemische Zusammensetzung eines Gesteins mit 50 % normativem Feldspatgehalt von den resp. Teilintrusionen I, II und III. Von den al-, alk- und k-Kurven abgesehen, deren nahezu horizontaler Verlauf dadurch erklärt wird, dass die Diagramme gerade die chemischen Variationen für Gesteine mit demselben normativen Feldspatgehalt veranschaulichen, zeigen diese chemischen Diagramme einen ebenso deutlich konsequenten Entwicklungsgang wie die mineralogisch-statistischen Diagramme (Fig. 41—43). Wie aus diesen tritt auch hier der Umstand hervor, dass der Unterschied zwischen den Intrusionen II und III kleiner ist als zwischen

I und II. Im Steigen der fm- und mg-Kurven und Fallen der c-Kurve von der Intrusion I bis zur Intrusion III kommt die nach unserer Auslegung in der Tiefe vollzogene, gravitative Anreicherung an früh kristallisiertem, rhombischen Pyroxen in den niedrigeren, später intrudierten Teilen des Magmareservoirs zum Ausdruck. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass während der Anorthitgehalt des Plagioklases von der Intrusion I bis zu III durchschnittlich steigt, der totale Kalkgehalt des Gesteins eine kontinuierliche Abnahme zeigt, der grösseren Rolle entsprechend, die der kalkreiche, monokline Pyroxen in den zuerst intrudierten Teilen des Massivs spielt. Das Fallen der Kurven p und o kann dadurch erklärt werden, dass unter den Bedingungen, bei denen die Gravitationsdifferentiation von Hypersthen vorsichging, Apatit und Magnetit noch nicht zu kristallisieren angefangen hatten, weshalb eine relative Anreicherung von diesen Mineralen in den oberen, zuerst intrudierten Teilen des Magmabassins vorsichgehen konnte. Ausserdem hat man für die erste Teilintrusion wahrscheinlich auch mit einer Magnetitbildung nach der von CHAMBERLIN (7. p. 66) angegebenen Reaktion

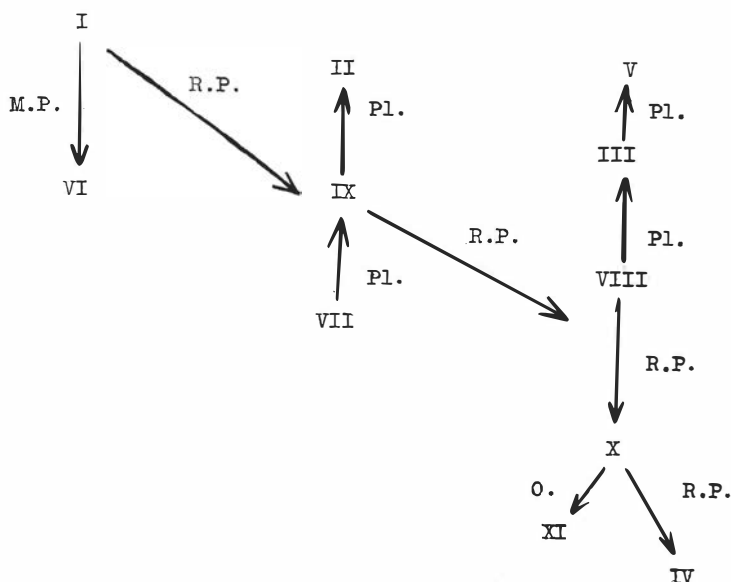


zu rechnen. Verschiedene Tatsachen, die im Vorhergehenden schon angeführt worden sind, sprechen nämlich dafür, dass die Intrusion I verhältnismässig schnell in einem ziemlich niedrigtemperierten Milieu kristallisiert hat. Dadurch wird die Änderung in der Kristallisationsfolge erklärt, die nach der Intrusion eingetreten ist. Vor dieser befand sich der Magma, nach den im vorhergehenden gemachten Deduktionen, offenbar sozusagen auf der Hypersthenseite der Individualisationsfläche zwischen rhombischem und monoklinem Pyroxen, obgleich wahrscheinlich nahe dieser, weshalb dann rhombischer Pyroxen die Kristallisation einleiten konnte. Bei den durch die Intrusion veränderten Temperatur-Druck-Verhältnissen kam das Magma auf der entgegengesetzten Seite der genannten Individualisationsfläche zu liegen, und monokliner Pyroxen kristallisierte jetzt vor dem rhombischen aus, weshalb Möglichkeiten zu einer gravitativen Differentiation von monoklinem Pyroxen vorhanden waren, ehe noch der rhombische Pyroxen wiederum sich auszuscheiden begann. Apatit und Magnetit kristallisierten innerhalb der Intrusion I früh aus und nahmen in der gravitativen Differentiation teil, während in den letzteren Intrusionen, die offenbar in einem immer höher temperierten Milieu kristallisiert sind, diese Minerale einen immer weniger idiomorphen Ausbildungsgrad und damit parallel eine immer spätere Stellung in der Kristallisationsfolge besitzen.

Aus dem Vorhergehenden dürfte gewissermassen schon hervorgegangen sein, dass die verschiedene mikroskopische Struktur, die die Gesteine der drei Teilintrusionen zeigen, mit Gewissheit nicht nur von dem Chemismus, sondern auch von den physikalischen Verhältnissen bei der Kristallisation

bedingt ist. Dass die chemische Zusammensetzung nicht der einzig bestimmende Faktor in diesem Falle gewesen ist, zeigen schon die Diagramme Fig. 41—43, wo die Verbreitungsgebiete der Projektionspunkte der verschiedenen Strukturtypen teilweise über einander transgredieren. Die Analogie, die betreffs einerseits der Strukturen, die die Intrusionen I, II bzw. III auszeichnen, und anderseits der typischen effusiven, hypabyssischen bzw. abyssischen Kristallisationsstrukturen gewissermassen herrscht, deutet eine mit jeder Teilintrusion gesteigerte Temperatur des intrudierten Nebengesteins an.

Schliesslich sei eine übersichtliche, schematische Figur über die Arten der Differentiation gegeben, die nach der oben gegebenen Darstellung die wechselnden Gesteinstypen ausgestaltet haben, die innerhalb des Nygård-Massivs auftreten. Die 11 analysierten Gesteine sind an ihren ungefähren Plätzen im Differentiationsschema eingefügt worden.



d. Bruchspaltenbildung und Verklüftung.

Bei der Beschreibung der Intrusionsweise des Nygård-Massivs wurde nachgewiesen, wie in dem durch die Temperatursteigerung mobilisierten Nebengestein ausser der in der Hauptsache vertikalen Bewegung auch besonders an gewissen Stellen eine mehr oder weniger horizontal gerichtete Bewegungskomponente sich geltend machte. Auch innerhalb des Massivs kann aber diese Tendenz verspürt werden, nämlich in den obschon spärlich auftretenden, flexurartigen Scheerzonen. Diese sind offenbar vor der vollständigen Erstarrung des Gesteins entstanden und längs denselben sind

vielfach die spät intrudierten, pyroxenitischen Differentiate des Massivs aufgedrungen. Obgleich der Hauptsache nach die älteste Fluidalstruktur überquerend senden jedoch diese ultrabasischen Gangschlieren stellenweise gewöhnlich diffus vertönende Verzweigungen in die Richtung der ursprünglichen Strukturen aus.

Schon vor dem Abschluss des Aufdringens dieser ultrabasischen Differentiate war indessen die Hauptmasse der Gesteine des Massivs durch die beginnende Abkühlung und schliessliche Kristallisation derart konsolidiert worden, dass die Ausgleichung der Spannungsdifferenzen ruptuell durch Bruchspaltenbildung geschehen konnte. Diese frühesten Spalten wurden teils von den zuletzt aufdringenden ultrabasischen Massen von hypersthenitischem und hornblendepikritischem Charakter, teils wahrscheinlich zum grössten Teil von aus dem noch mobilen Nebengestein herrührendem Quarz-Feldspat-Material ausgefüllt. Wie schon vorher angeführt worden ist, sprechen für diese Ansicht die gegen die peripherischen Teile des Massivs deutlich erhöhte Frequenz dieser sauren Adern und Gänge und ihre beinahe vollständige Abwesenheit in seinen mittleren Teilen. Wenn diese aziden Ganggesteine zu einem wesentlichen Teil als Differentiate des Noritmagmas aufzufassen wären, würde billigerweise auch ihr Auftreten im Inneren des Massivs zu erwarten sein, besonders da die Abkühlung und Kristallisation hier begreiflicherweise langsamer als peripherisch erfolgt ist und also aus diesem Gesichtspunkt die Möglichkeiten einer Ausdifferenzierung dieser sauren Produkte hier grösser gewesen sein sollten. Als eine weitere Begründung für die hier vertretene Ansicht über den Ursprung der meisten dieser sauren Gänge sei ausserdem der Umstand angeführt, dass dieselben mineralogisch von wesentlich Quarz und Mikroklin gekennzeichnet sind, während die im vorhergehenden beschriebenen, mit dem Norit intim zusammengehörigen sauren Segregationen durch die Mineralkombination Quarz, Albit und Epidot charakterisiert sind. Die Abwesenheit der Quarz-Mikroklin-Gänge in den zentralen Teilen des Massivs kann einfach in der Weise erklärt werden, dass als die Abkühlung da so weit vorgeschritten war, dass Spalten entstehen konnten, das saure Nebengestein wieder vollständig konsolidiert war.

In der Tafel III sind sämtliche, während der Kartierung angetroffene, saure und basische Adern und Gänge wiedergegeben. Wenn man ihre Verteilung und Richtung näher studiert, kommt man zu dem Resultat, dass die früh entstandenen Spalten, die, wenn vorläufig von den Diabasgängen abgesehen wird, sie ausfüllen, der Hauptsache nach als im Zusammenhang mit der auf die Abkühlung folgenden Kontraktion entstanden erklärt werden können. Die Gänge sind nämlich entweder radial oder tangential gestellt, nicht aber im Verhältnis zu dem Massiv im Ganzen sondern zu jeder einzelnen Teilintrusion. Daraus geht hervor, dass die verschiedenen Intrusionen aufeinander nicht allzu dicht gefolgt sind, sondern eine so lange

Zeit ist offenbar zwischen ihnen vergangen, dass die je vorhergehende durch Abkühlung so konsolidiert war, dass Spalten haben entstehen können. In dieselbe Richtung deuten auch teils das Vorkommen von Eruptivbreccien zwischen den Teilintrusionen, teils ein Detail von diesen, das in Fig. 8 wiedergegeben wird. Das Auftreten radialgestellter Spalten um grössere Bruchstücke zeigt, dass diese eine nicht unwesentlich niedrigere Temperatur als das breccierende Gestein zu der Zeit gehabt haben, als das Ganze endgültig begann abgekühlt zu werden. Da die Kontraktion des umschliessenden Gesteins offenbar grösser als die des Bruchstücks war, sind am Kontakt zwischen beiden Spannungen entstanden, die durch die genannten Radialspalten ausgelöst worden sind.

Wenn auch also ein Temperaturfall nach jeder Teilintrusion eintrat,

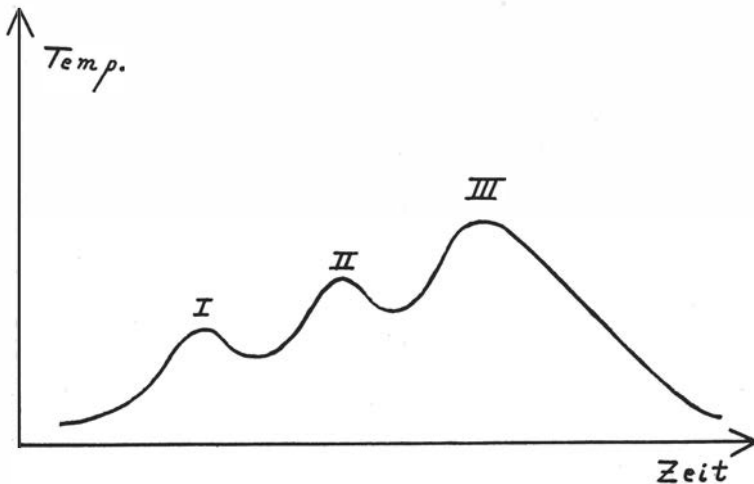


Fig. 48. Schematische Temperatur-Zeit-Kurve für die Intrusion des Nygård-massivs,

war dieser aber nicht grösser, als dass im ganzen jede besondere Intrusion als ein Vorwärmer für die folgende wirkte, weshalb die Maximumtemperatur mit jeder Partialintrusion von I bis III zunahm. Eine Temperatur-Zeit-Kurve von der Gestalt, die Fig. 48 schematisch zeigt, entspricht also den für das Nygård-Massiv gefundenen geologischen, mineralogischen, chemischen und strukturellen Verhältnissen, die im vorhergehenden beschrieben worden sind.

Längs diesen als Kontraktionsspalten aufgefassten Gängen sind vielfach Bewegungen ausgelöst worden. In mächtigeren Gängen, wie in dem in Fig. 49 abgebildeten, kann oft eine die Streichrichtung des Ganges schief überschneidende Schieferigkeit beobachtet werden, deren Entstehung bei Blockbewegungen mit den in der Figur von Pfeilen angegebenen, relativen Verschiebungsrichtungen den in der kristallisierenden Quarz-Feldspat-Masse gebildeten Scheerflächen zuzuschreiben ist. In dünneren Gängen und Adern ist durch Bewegungen besonders am Kontakt gegen den Norit eine weit-

gehende Quetschung von Quarz und Mikroklin oft eingetreten. Überhaupt gewinnt man beim Betrachten des meist nicht undulösen Quarzes und des als Orthoklas vorkommenden Kalifeldspats des Norits im Vergleich mit den stark deformierten Quarz- und Mikroklinindividuen dieser jüngeren Gänge einen lebhaften Eindruck davon, wie die Spannungen durch Bewegungen gerade längs diesen tektonisch am wenigsten widerstandsfähigen Ebenen ausgelöst worden sind.

Wenn die Spalten, die bisher beschrieben worden sind, der Haupt-

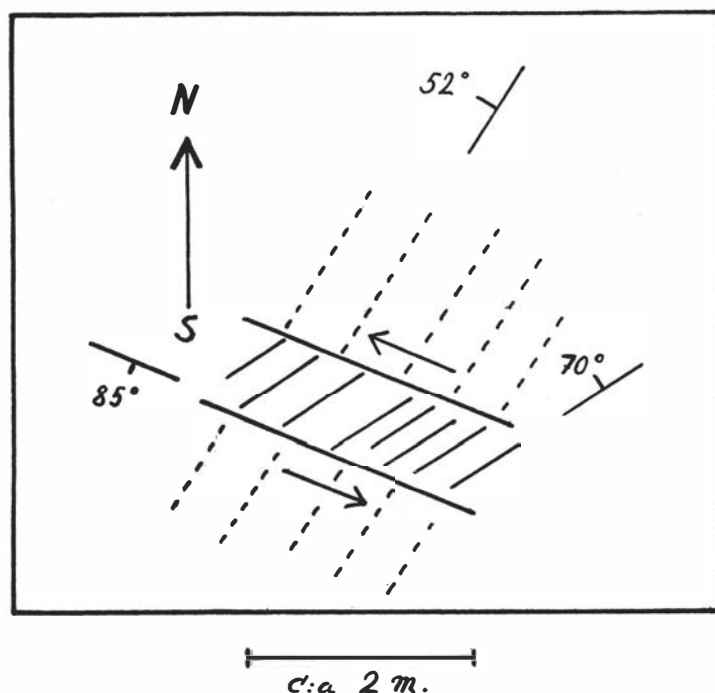


Fig. 49. In N 33° E 52° W fluidalstruierter Norit, von einem in N 58° E 70° N schief-rigen, aziden Gang in N 68° W 85° S durchsetzt.

sache nach als bei der Abkühlung des Massivs entstandene Kontraktions-spalten, und die Bewegungen, die längs ihnen geschehen sind, als Aus-lösungen von mehr oder weniger lokalen, durch die Abkühlungsverhältnisse bedingten Spannungen aufzufassen sein dürften, so ist jedoch das Nygård-Massiv später auch von tektonischen Kräften regionalen Charakters beein-flusst worden. Die Verklüftung und Spaltenbildung, die bisweilen ganz deutlich sein können und die in grosser Ausdehnung die Morphologie des Felsgrundes bedingen, scheinen nämlich nicht so sehr von den primären Strukturen des Massivs oder den Abkühlungsverhältnissen abzuhängen, son-der von diesen zum grossen Teil unabhängig sich den in diesen Gegen- den regional auftretenden Spaltensystemen anzuschliessen.

Im Diagramm Fig. 50 sind die Pole von 1366 Verklüftungsflächen aus dem Nygård-Massiv in SCHMIDTs Projektion dargestellt. Nach diesem sind es zwei Hauptrichtungen, die vorwiegen, nämlich eine ost-westliche mit Tendenz zu ENE-WSW, und eine nord-südliche mit Tendenz zu NNW-SSE. Aus der Fig. 51 geht hervor, dass es auch diese Hauptrichtungen sind, die im grossen die Morphologie dieser Gegenden bestimmen. Ein ungefähr nord-südliches Spaltental überquert auch das Nygård-Massiv. Dieses ist übrigens in einem Gebiet befindlich, wo eine Umdrehung des Spalten-

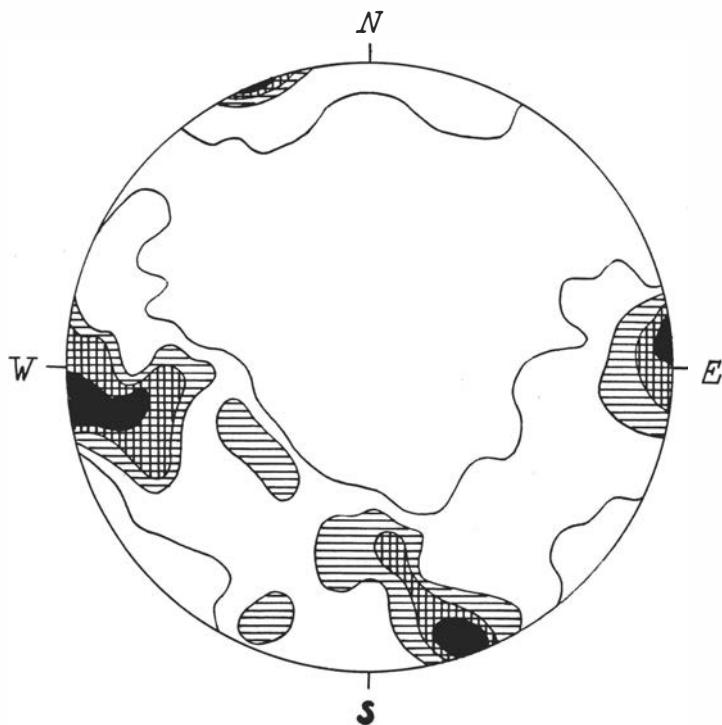


Fig. 50. Diagramm über die Verklüftung im Nygård-Massiv. 1366 Flächenpole.
(3)—2 1/2—2—1 %.

systems von einer gegen NW-SE bzw. SW-NE hinneigenden Richtung zu einer reinen nord-südlichen bzw. ost-westlichen stattfindet, in den Gegenden nördlich des geologischen Kartenblatts »Askersund« teilweise mit NNE-SSW-licher bzw. WNW-ESE-licher Tendenz.

Auch nach diesen jüngsten Spaltenebenen sind wahrscheinlich in vielen Fällen Bewegungen erfolgt. Wenn sie eine deutliche, primäre, fluidale Bänderung überschneiden, kann ja eine Verschiebung leicht festgestellt werden. Andernfalls gelingt das nicht, da eine Mineralbelegung mit Gleitstriemen in diesen Spalten beinahe niemals vorkommt.

In Spalten dieser Art sind die Diabasgänge, die innerhalb des Gebiets vorkommen, aufgedrungen. Von Interesse ist zu konstatieren, dass dabei

sowohl nord-südliche als ost-westliche Spalten ausgenutzt worden sind, indem von zwölf Diabasgängen sieben die erstere und fünf die letztere Richtung haben.

In diesem Zusammenhang seien die chemischen Verhältnisse und die geologische Stellung dieses innerhalb des Nygård-Gebiets vorkommenden Diabases etwas diskutiert.

Ein Versuch, die Niggliwerte desselben in irgend ein der Variations-

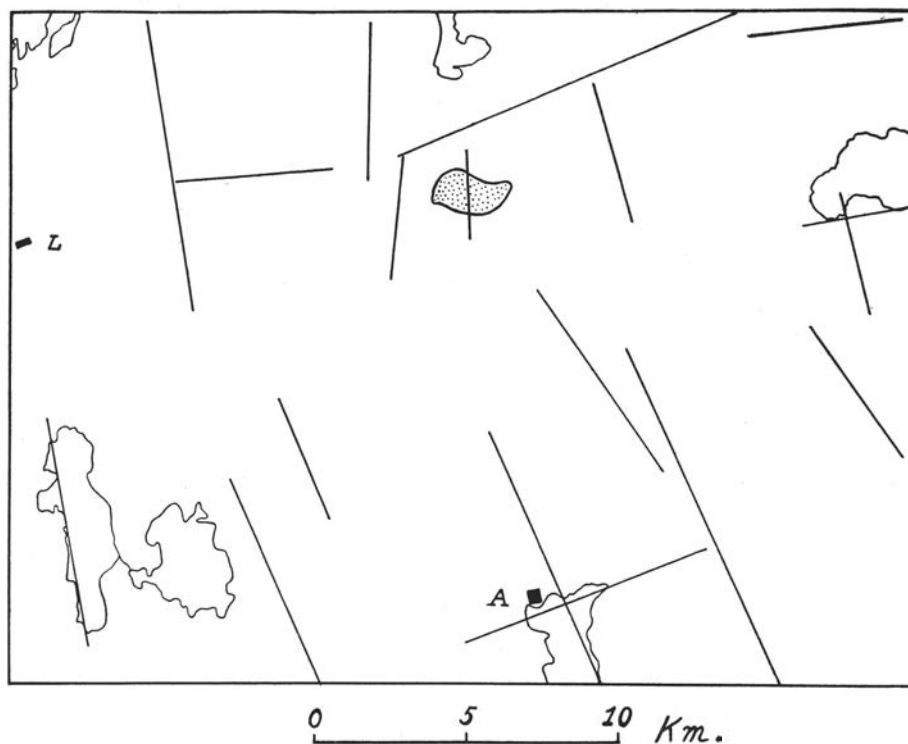


Fig. 51. Die wichtigsten, topographisch hervortretenden Spaltenlinien auf dem geologischen Kartenblatt »Åskersund». Punktiertes Gebiet = das Nygård-Massiv. A = Åskersund. L = Laxå.

diagramme der drei Teilintrusionen des Nygård-Massivs einzufügen und besonders in das der Intrusion III, was am nächsten liegt, da der Diabas auch ihre Gesteine durchschneidet, zeigt, dass er zu der Differentiationsreihe des Massivs kaum gehören kann. Allerdings weisen fm, al und c Werte auf, die mit einem solchen Ursprung vereinbar sind, sämtliche übrige Nigglikonstanten sprechen aber dagegen. So ist der Alkaligehalt grösser und die Proportion zwischen Kali und Natron gegen das erstere erheblich mehr verschoben, als es bei entsprechender Basizität in den Gesteinen des Massivs der Fall ist. Ferner sind sowohl p als o wesentlich grösser. Das letztere würde ja durch Oxydation von FeO zu Fe_3O_4 nach der oben angeführten

Tabelle XX.

Lokal	si	al	fm	c	alk	o	mg	k
Askholmen	128	26	45	20,5	8,5	0,21	0,39	0,31
Persberg	127	24	42	21	13	0,29	0,37	0,23
Nygården	121	25	44	20,5	10,5	0,24	0,55	0,35
Karta	119	24,5	45,5	21,5	8,5	0,35	0,37	0,29

CHAMBERLINSchen Reaktion erklärt werden können, besonders da das Gestein ungewöhnlich reich an Erz ist. Durch diesen Prozess würde also die Menge von zweiwertigem Eisen abnehmen und demnach der Wert von mg zunehmen. Trotzdem zeigt aber der Diabas eine wesentlich niedrigere Zahl für mg, als wie es die Gesteine des Massivs gewöhnlich haben. Schliesslich kann angeführt werden, dass der Titangehalt ungefähr doppelt so gross ist wie in dem titanreichsten der analysierten Gesteine des Nygård-Massivs.

Wenn wir also ziemlich sicher behaupten können, dass der betreffende Diabas mit den Gesteinen des Nygård-Massivs genetisch nicht zusammengehört, so ist es von einem gewissen Interesse, seinen Chemismus mit dem der übrigen schwedischen Diabase von demselben ungefähren geologischen Alter zu vergleichen. In der Tabelle XX sind die Diabase zusammengestellt, die chemisch die grösste Ähnlichkeit mit dem hier behandelten zeigen. Diese sind zwei feinkörnige Diabase von Askholmen bzw. Karta in östlichem Södermanland (24. p. 80 und 82; 32. p. 18 und 19) und ein als Bronzitdiabas bezeichnetes Gestein von dem Erzfeld von Persberg (24. p. 82; 25. p. 112). Von den zwei erstgenannten liegt zwar keine mineralogische Beschreibung vor, der chemischen Zusammensetzung nach zu urteilen dürften aber sämtliche diese Diabase zu der Gruppe zu rechnen sein, die TÖRNEBOHM mit Aufgabe der früher eingeführten Bezeichnung Hyperitite später Bronzitdiabase nannte. Mit Rücksicht darauf, dass der rhombische Pyroxen, wie im Gestein aus dem Nygård-Gebiet, oft ein ganz eisenreicher Hypersthen ist, würde die Bezeichnung Hypersthendiabas vielfach ein adäquaterer Ausdruck für die mineralogische Beschaffenheit der Gesteine sein. Dagegen dürfte der ursprüngliche Name Hyperitit weniger geeignet sein, da die Ähnlichkeit dieser Gesteine in chemischer Hinsicht mit den eigentlichen Hyperiten dem zur Zeit verfügbaren Analysenmaterial nach zu urteilen kleiner ist, als a priori zu erwarten sei.

H. v. ECKERMANN hat neuerdings (10. p. 104 u. f.) einen ähnlichen, feinkörnigen Diabas aus Sandvik im mittleren Södermanland beschrieben, von dem er der Ansicht ist, dass er wahrscheinlich mit dem Diabas des Brevenganges genetisch zusammengehörig sei. Von der Übereinstimmung in Richtung (E—W) ausgehend gründet er diese seine Ansicht hauptsächlich auf die Analogie, die nachgewiesen wird, einerseits in der vermuteten

Ausdifferenzierung des Sandvikdiabases aus dem Brevengang und anderseits in entsprechender Relation eines kleineren Diabasganges, von einem jotnischen Olivindiabas an der Küste des südlichen Norrlands herstammend. Die Differentiation dieser kleineren Diabasgänge würde dadurch gekennzeichnet sein, dass mit steigender Azidität fm zu- und c abnehme, während bei der normalen Differentiation das Verhältnis umgekehrt ist.

Da der Diabas vom Nygård-Gebiet geographisch sich näher als der Sandvikgang dem Brevengang anschliesst, kann es von Interesse sein, das

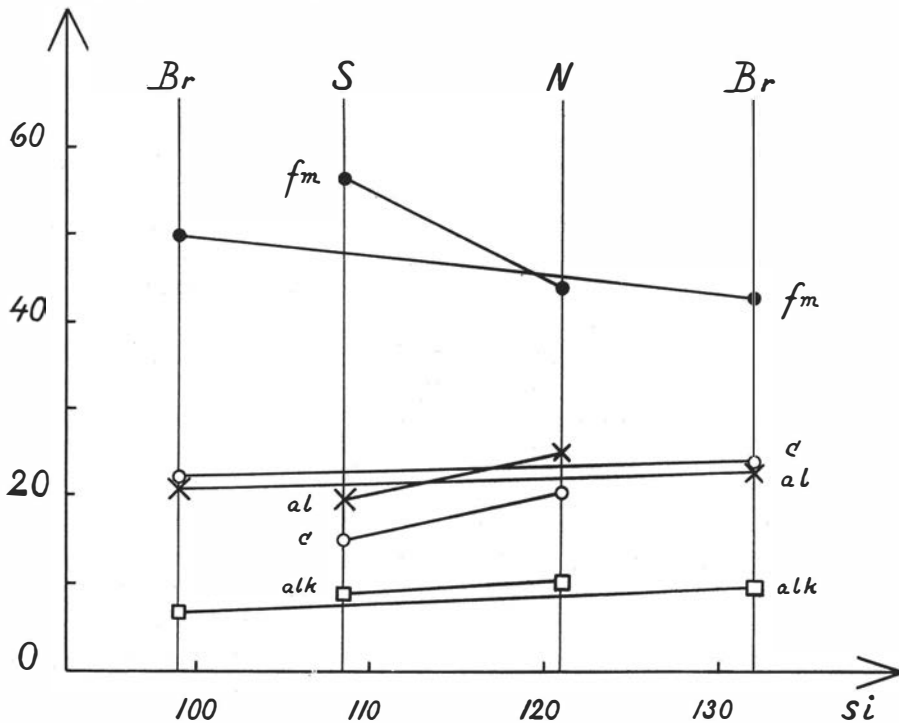


Fig. 52. Niggli diagram über Diabase von dem Brevengang (Br) Sandvik (S) und dem Nygård-Gebiet (N).

Verhältnis des erstgenannten zu dem letzteren zu diskutieren. Wie aus Fig. 52 hervorgeht, fügt sich der Nygård diabas in Betracht der Niggli'schen Hauptwerte freilich besser als der Sandvik diabas in das von KROKSTRÖM (23. p. 317) für den Brevengang aufgezeichnete Variationsdiagramm ein. Der wesentlichste Unterschied zwischen den Sandvik- und Nygård diabasen ist der, dass der Wert von fm , der im ersteren bedeutend über der Kurve des Brevenganges fällt, im letzteren unbedeutend unter derselben liegt. Wenn also der Nygård diabas hinsichtlich gewisser Niggliwerte in das Variationsdiagramm des Brevenganges ziemlich wohl eingefügt werden kann, scheinen mir aber die chemische Ähnlichkeit zwischen den Sandvik- und Nygårdgängen einerseits und die Verschiedenheiten zwischen diesen und

dem Brevengang andererseits trotz der von v. ECKERMANN angeführten Analogien von solcher Beschaffenheit zu sein, dass die Möglichkeit wenigstens ebenso wahrscheinlich angesehen werden muss, dass die Sandvik- und Nygårdgänge einer von dem Brevengang genetisch unabhängigen Differentiationsreihe angehören. Einige dieser Ähnlichkeiten bzw. Verschiedenheiten treten aus der Figur 52 hervor. Während für den Brevengang innerhalb des betreffenden si-Intervalls die c-Kurve über die al-Kurve fällt, ist für die Sandvik- und Nygårdgänge das Verhältnis umgekehrt, indem c in beiden Fällen bedeutend kleiner als al ist. Der Wert von alk ist in diesen Gängen grösser als im Brevengang und ebenso k. Während die beiden Brevendiabasanalysen $k = 0,11$ bzw. $0,30$ zeigen, gibt der Sandvikdiabas $0,34$ und der Nygårdiabas $0,35$. Ähnliche Verhältnisse zeigt der Titangehalt. Von v. ECKERMANN wird hervorgehoben, dass der Sandvikdiabas mit seinen $4,00\%$ TiO_2 den grössten Titangehalt von bis dahin analysierten schwedischen Diabasen hat. Der noch höhere Wert von $5,49\%$ TiO_2 des Nygårdiabases betont also eine andere, besonders auffallende chemische Ähnlichkeit zwischen diesen Diabasen im Gegensatz zu dem Brevengang mit $0,20$ bzw. $2,20\%$ TiO_2 .

Die ost-westliche Richtung des Sandvikganges wird von v. ECKERMANN im Anschluss an ASKLUND's (2. p. 279) Auffassung von dem Zusammenhang zwischen Richtung und Alter der Diabasgänge als Indizium seiner genetischen Zusammengehörigkeit mit dem Brevengang angeführt. Mit Rücksicht auf den Umstand, dass der Diabas innerhalb des Nygård-Gebiets zu ungefähr derselben Anzahl als nord-südliche und ost-westliche Gänge auftritt, kann offenbar die Richtung, wenigstens wenn es solche wenig mächtige Gänge gilt, kaum ein sicheres Alterskriterium sein. Wenn also die Wahrscheinlichkeit eines genetischen Zusammenhangs zwischen dem Nygårdiabas und dem Brevengang mir ziemlich gering scheint, so liegt ja andererseits die von ASKLUND (2. p. 279) angeführte Beobachtung von Stora Sidus, östlich von Norrköping, vor, dass Gänge eines dem Nygårdiabas offenbar sehr nahestehenden Bronzitdiabases von einem Gang eines ophitischen Olivindiabases vom Hälleforstypus überschritten werden. Ein subjotnisches Alter des Nygårdiabases scheint mir also wahrscheinlich, und zwar ein früh subjotnisches Alter, wenn KROKSTRÖM's Auffassung (23. p. 325) über die subjotnische Position des Brevenganges sich haltbar zeigen würde.

c. Die regionale Stellung des Nygård-Massivs.

Aus dem vorhergehenden ist hervorgegangen, dass das Nygård-Massiv jünger als der Filipstadgranit ist, in den es Gänge aussendet und dessen Schieferigkeit wenigstens teilweise den die Intrusion des Massivs begleitenden Bewegungen zuzuschreiben ist. Im nächstvorhergehenden Abschnitt wurde andererseits gezeigt, dass das Nygård-Massiv von einem Spaltensystem

von ziemlich sicher subjotnischem Alter und von Diabasgängen wahrscheinlich derselben Altersstellung durchsetzt wird.

Wenn man untersucht, was in der Literatur von den Gabbro- und Noritmassen mitgeteilt wird, die in Graniten von der Filipstad—Växjö-Gruppe auftreten oder mit denselben in Kontakt sind, so findet man, wenn irgend ein Ausspruch über die Altersverhältnisse gemacht wird, die ersteren als die älteren angegeben. So äussert beispielsweise A. GAVELIN bei der Diskussion der Relationen zwischen den Graniten, den Grünsteinen und der Quarzit-Leptit-Reihe innerhalb des Loftahammargebiets (17. p. 102), dass »in den Växjö—Filipstad-Granit terrains unmittelbar südwestlich und anderwärts in Småland die Grünsteine nach übereinstimmenden Angaben älter als die Granite sind«, obgleich er hinzufügt, »dass allerdings weitere Untersuchungen erforderlich sind, ehe es als festgestellt angesehen werden kann, dass die archaischen Grünsteine des Loftahammar—Västervik-Gegends älter als das *ganze* Granitgebiet sind, das von den s. g. Växjö—Filipstad-Graniten eingenommen wird«. Das Nygård-Massiv scheint also, nach dem jetzigen Stand unseres Wissens, geologisch eine besondere Stellung unter unseren mittelschwedischen Gabbro-Norit-Massen einzunehmen.

Wenn also ein mit dem Nygård-Massiv gleichaltriges Tiefeneruptiv noch nicht sicher bekannt ist, so gibt es aber verschiedene Tatsachen, die dafür sprechen, dass eine andere Parallelisierung berechtigt sein kann, nämlich mit den den Nygårdgesteinen in mineralogischer und chemischer Hinsicht (siehe Seite 71) nahestehenden Hyperiten. Was zuerst die Alterstellung der letzteren betrifft, so können sie zwischen ungefähr dieselben Altersgrenzen wie das Nygård-Massiv eingefügt werden. Nach Beobachtungen von A. HÖGBOM (38. p. 28) auf dem geologischen Kartenblatt Våse wird da der Kristinehamngranit, der eine basische Varietät des Filipstadgranits ist, von Hyperit durchsetzt. Ferner ist die Vergneisung von Südwest-Schweden jünger als die Intrusion der Hyperite (26. p. 617). Im nördlichen Schonen, beispielsweise auf dem geologischen Kartenblatt Glimåkra (5. p. 16), werden anderseits die Strukturen des Eisengneises scharf von mehreren Diabasgängen überschritten, die wenigstens teilweise von dem subjotnischen Bronzitdiabastypus sind. Wenn, wie wohl allgemein angesehen werden dürfte, die Eisengneis metamorphose in Wermland und im nördlichen Schonen gleichaltrig sind, so ergibt sich daraus, dass sowohl das Nygård-Massiv als die Hyperite jünger als der Filipstadgranit und sicher beide älter als die jotnischen Diabase, aber wahrscheinlich auch älter als die subjotnische Spaltenbildung und die subjotnischen Diabase sind.

Aus der Beschreibung des Baus und der Intrusionsweise des Nygård-Massivs ging hervor, dass zur Zeit seiner Intrusion die Erdkruste östlich desselben im Vergleich mit dem Gegend im Westen als ein Resistenzgebiet gewirkt hat. Dieser Umstand ist in guter Übereinstimmung mit einer Parallelisierung zwischen dem Nygård-Massiv und den Hyperiten. Diese

letzteren zeigen nämlich ein Auftreten, das andeutet, dass sie im Zusammenhang mit den Prozessen intrudiert worden sind, die die Vergneisung des Eisengneisgebiets verursacht haben. Über die nähere Natur dieser Prozesse dürften zukünftige Untersuchungen Klarheit bringen können. So viel dürfte man aber sagen können, dass dieses hyperitführende Grenzgebiet zwischen dem westlichen und östlichen Schweden eine Schwächezone in der Erdkruste, im Vergleich mit dem Resistenzgebiet im Osten, mit wenigstens zeitweiliger Senkungstendenz gewesen sei, wodurch der Umstand erklärt wird, dass an der jetzigen Erdoberfläche die Hyperite Gesteine hypabyssischen Charakters sind, während das Nygård-Massiv einem tieferen Intrusionsniveau entspricht.

VII. Literaturverzeichnis.

1. O. ANDERSEN: The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. (Norsk Geol. Tidsskr. Bd 10.) Oslo 1929.
2. B. ASKLUND: Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der geologischen Stellung der Bruchspalten Südostschwedens. (Geol. För. Förh. Bd 45. H. 3—4. p. 249—285) Stockholm 1923.
3. H. BACKLUND: Über die Olivingruppe. (Travaux Musée Géol. Pierre le Grand. 3. p. 77—105) St Petersburg 1909.
4. R. BALK: Die primäre Struktur des Noritmassivs von Peekskill am Hudson, nördlich New-York. (Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beilageband LVII. Abt. B. p. 249—303) Stuttgart 1927.
5. A. BLOMBERG: Beskrifning till kartbladet Glimåkra. (Sver. Geol. Und. Ser. Aa. N:o 108) Stockholm 1892.
6. A. BLOMBERG und G. HOLM: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad. (Sver. Geol. Und. Ser. Ca. N:o 2) Stockholm 1902.
7. R. T. CHAMBERLIN: The Gases in Rocks. (Carnegie Inst. Publ. N:o 106) Washington 1908.
- 7 a. H. CLOOS: Zur Terminologie der Plutone (Fennia. 50. N:o 2) Helsingfors 1928.
8. R. A. DALY: Igneous rocks and the depths of the earth. New York 1933.
9. G. DE GEER: Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm 1896.
10. H. v. ECKERMANN: The limestone-quarry of Sandvik. A contribution to the study of Swedish limestones and diabases. (Geol. För. Förh. Bd 56. H. 1. p. 101—110) Stockholm 1934.
11. E. EKHOF: Tagebuch, 1876. (Archiv d. Schwed. Geol. Landesanst.)
12. E. ERDMANN: Beskrifning till kartbladet Askersund. (Sver. Geol. Und. Ser. Aa. N:o 84) Stockholm 1889.
13. —: Tagebuch, 1884. (Archiv d. Schwed. Geol. Landesanst.)
14. —: Referat über A. BLOMBERG und G. HOLM: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad. (Geol. För. Förh. Bd 24. H. 4. p. 285—292) Stockholm 1902.

15. P. ESKOLA: On the petrology of the Orijärvi region. (Bull. Comm. géol. de Finlande. N:o 40) Helsingfors 1914.
16. A. GAREISS: Ueber Pseudomorphosen nach Cordierit (T. M. P. M. Bd XX. p. 1—39) Wien 1901.
17. A. GAVELIN: Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartssit-leptit-serien inom Loftahammarområdet. (Sver. Geol. Und. Ser. C. N:o 224) Stockholm 1910.
18. P. GEIJER: Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. (Sver. Geol. Und. Ser. C. N:o 275) Stockholm 1917.
19. P. GROTH: Tabellarische Übersicht der Mineralien nach ihren krystallographisch-chemischen Beziehungen. Braunschweig 1889.
20. P. J. HOLMQUIST: On the relations of the »boudinage-structure». (Geol. För. Förh. Bd 53. H. 2. p. 193—208) Stockholm 1931.
21. A. G. HÖGBOM: Zur Petrographie von Ornö Hufvud. (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd 10. p. 149—196) Upsala 1910.
22. T. KROKSTRÖM: On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd. XXIV. p. 197—216) Upsala 1932.
23. —: The Breven dolerite dike. (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd XXIII. p. 243—330) Upsala 1932.
24. W. LARSSON: Chemical analyses of Swedish rocks. (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd XXIV. p. 47—196) Upsala 1932.
25. N. H. MAGNUSSON: Berggrunden inom de centrala delarna av Filipstads bergslag. (Kungl. Kommerskollegium. Beskrivningar över mineralfyndigheter. N:o 2) Stockholm 1925.
26. —: Det mellansvenska urbergets åldersschema. (Geol. För. Förh. Bd 55. H. 4. p. 612—622) Stockholm 1933.
27. —: Några åldersförhållanden inom det mellansvenska urberget. (Geol. För. Förh. Bd 56. H. 1. p. 65—76) Stockholm 1934.
28. —: Om metamorfosen i det mellansvenska urberget. (Geol. För. Förh. Bd 54. H. 1. p. 65—88) Stockholm 1932.
29. N. H. MAGNUSSON und G. ASSARSSON: Beskrivning till kartbladet Nyed. (Sver. Geol. Und. Ser. Aa. N:o 144) Stockholm 1929.
30. D. MALMQVIST: Studien innerhalb der Epidotgruppe mit besonderer Rücksicht auf die manganhaltigen Glieder. (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd XXII. p. 223—280) Upsala 1929.
31. P. NIGGLI: Lehrbuch der Mineralogie. II. Berlin 1926.
32. L. PALMGREN: Beskrifning till kartbladet »Nynäs». (Sver. Geol. Und. Ser. Aa. N:o 51) Stockholm 1874.
33. G. PEHRMAN: Über optisch positiven Cordierit. (Acta Academiae Aboensis. VI, 11 p. 1—12) Helsingfors 1932.
34. H. v. PHILIPSBORN: Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig 1933.
35. M. REINHARD: Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
36. H. ROSENBUSCH, E. A. WÜLFING und O. MÜGGE: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd I: 2. Stuttgart 1927.
37. J. E. RICHEY und H. H. THOMAS: The Geology of Ardnamurchan, North-west Mull and Coll. (Memoirs of the Geol. Survey, Scotland) Edinburgh 1930.
38. R. SANDEGREN, A. HÖGBOM und FR. SVENONIUS: Beskrivning till kartbladet Väse. (Sver. Geol. Und. Ser. Aa. N:o 151) Stockholm 1922.

39. B. SANDER: Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
40. J. J. SEDERHOLM: Om graniterna i Sverige och Finland. (Geol. För. Förh. Bd 50. H. 1. p. 45—89) Stockholm 1928.
41. —: On synantetic minerals and related phenomena. (Bull. Comm. géol. de Finlande. N:o 48) Helsingfors 1916.
42. N. SUNDIUS: Über die Mischungslücken zwischen Anthophyllit-Gedrit, Cumingtonit-Grünerit und Tremolit-Aktinolith. (Min. und Petr. Mitt. Bd 43. H. 6. p. 422—440) Leipzig 1933.
43. —: Zur Kenntnis der monoklinen Ca-armen Amphibole (Grünerit-Cumingtonit-Reihe). (Geol. För. Förh. Bd 46. H. 1—2. p. 154—167) Stockholm 1924.
44. A. E. TÖRNEBOHM: Beskrifning till blad N:o 7 af geologisk öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag. Stockholm 1881.
45. H. S. WASHINGTON: Chemical analyses of igneous rocks. (U. S. G. S. Prof. paper 99) Washington 1917.
46. C. E. WEGMANN: Note sur le boudinage. (Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 5. T. II p. 477—491) Paris 1932.
47. N. H. und A. N. WINCHELL: Elements of optical mineralogy. II. New York 1927.

Gedruckt ¹⁸/₂ 1935.

