

4. Zur Petrographie von Ornö Hufvud.

Von

A. G. Högbom.

(Hierzu Tafeln 11 und 12.)

Einleitung.

Um die Studierenden in die Probleme des Urgebirges einzuführen, mache ich seit zwanzig Jahren fast jeden Sommer Exkursionen in den Scheerenhof Stockholms, wo der recht abwechselnde Felsengrund mit seinen frischen, aus dem Meere erst in später Zeit aufgestiegenen eisgeschliffenen Felsen ausgezeichnete Entblössungen darbietet. Auch die guten Gelegenheiten, in kurzer Zeit mit kleinen Dampfern oder Motorbooten die interessanten Lokalitäten leicht und bequem zu erreichen, tragen dazu bei, dieses Exkursionsfeld einladend zu machen. Eines der bei diesen Exkursionen am oftesten besuchten Gebiete ist Ornö Hufvud, der nördlichste Teil von Ornö. Dort kommt ein kleines und leicht zu überschauendes Eruptivgebiet vor, welches sehr geeignet ist, die Differentiationserscheinungen zu illustrieren, während es zugleich die typischen Eruptivkontakte der alten Tiefengesteine unseres Urgebirges zu Schau bringt. Auch die metamorphischen Lagergesteine, welche das kleine Eruptivgebiet umrahmen, bilden durch ihren Schichtenbau und durch das regelmässige, leicht zu überblickende Streichen und Fallen sehr geeignete Studienobjekte. Im Jahre 1891 bewog ich einen meiner Schüler und Teilnehmer der Exkursionen, A. CEDERSTRÖM, eine Untersuchung des Gebietes vorzunehmen. Er publizierte auch eine kurze Beschreibung desselben, welche sich hauptsächlich mit den Magmagesteinen beschäftigte.¹ Die von ihm ausgesprochenen Ansichten wichen recht erheblich von den früher über diese Gesteine in den Publikationen der Geologischen Landesanstalt gegebenen Darstellungen ab. Besonders seine Deutung der schichtartigen und schiefrigen Gesteine der Grenzzone als z. T. magmatisch harmonierten sehr wenig mit den neptunistischen Anschauungen des damaligen Chefs der Landes-

¹ A. CEDERSTRÖM. Om berggrunden på norra delen af Ornön. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 15. 1903.

untersuchung, Prof. O. TORELL. Mit seinem lebhaften Interesse auch für die seinem eigentlichen Fache recht fernliegenden Probleme der Petrographie des Urgebirges liess TORELL eine neue Kartierung des Gebietes ausführen. Diese Karte wurde von A. HJ. OLSSON im Sommer 1894 errichtet. Sie wurde indessen nie publiziert, und die eingesammelten Gesteinsproben wurden auch nicht Gegenstand einer näheren Untersuchung.

Da eine etwas eingehendere Beschreibung über das Gebiet als die von CEDERSTRÖM gegebene wünschenswert erschien, benutzte ich mit Dankbarkeit das Anerbieten des jetzigen Chefs der Landesuntersuchung, Prof. J. G. ANDERSSON, die in dem Archive der Anstalt befindliche oben genannte Karte nebst zugehörigen Stufen und Annotationen für diesen Zweck zu meiner Verfügung zu stellen. Bei einer vorgenommenen Revision — teilweise zusammen mit OLSSON — konnte ich die Zuverlässigkeit seiner Karte und sein gutes Auge für die makroskopischen Charaktere der Gesteine bestätigen. Ich hatte auch den Vorteil, seine Geschicklichkeit für einige photographische Aufnahmen in Anspruch nehmen zu können. Die Karte, wie sie hier vorliegt, ist in allen wesentlichen Teilen OLSSONS Werk. Nur bezüglich der Deutung der Gesteine habe ich auf Grund von mikroskopischen Studien und meiner allgemeinen theoretischen Auffassung gewisse Veränderungen in der Karte eingeführt, wie ich auch die nur für feldgeologische Zwecke benutzten Gesteinsnamen mit anderen ersetzt habe.

Auch die Detailkarte, Tafel 12, ist von OLSSON gemacht. Für die Deutung der dort vertretenen Gesteine und der Geologie von Ornö Hufvud überhaupt bin indessen nur ich verantwortlich. Die ganz objektiv gehaltenen Annotationen von OLSSON gehen überhaupt auf die theoretischen Fragen nicht ein.

TORELL sprach einige Male mit mir über die Genesis der Gesteine von Ornö, wobei er, in Übereinstimmung mit seinem bekannten neptunistischen Standpunkt, die schichtigen Gesteine an der Grenze des Massives als sedimentär deutete und, da er nicht umhin konnte, ihre z. T. auffallende Verwandtschaft mit den massigen zu erkennen, diese als durch irgendwelche Metamorphose aus jenen entstanden ansehen wollte. Ich bringe diese Ansichten TORELLS in Erinnerung, nicht um dagegen zu polemisieren — was kaum nötig ist — sondern nur als eine Illustration, wie die aus dem achtzehnten Jahrhundert von LINNÉ, WALLERIUS, TORBERN BERGMAN u. A. vererbten extrem neptunistischen Anschauungen noch mehr als hundert Jahre später in Schweden ihre Vertreter hatten. TORELL war übrigens nicht der Einzige. Man findet in den meisten Publikationen und geologischen Karten über das schwedische Urgebirge bis zu dieser Zeit die sedimentäre Entstehung mancher Gesteine und Gesteinskomplexe vindiziert, über deren magmatischen Ursprung nunmehr überhaupt kein Zweifel besteht. Ebenfalls hat HOLST in der Beschreibung zur Sektion »Dalarö & Utö« (1882) sich sehr bestimmt gegen die eruptive Natur der Ornögesteine ausgesprochen. Über die schiefrigen und bandstruierten Gesteine der Grenzzone sagt er, dass »kein Zweifel bestehen kann,

dass sie nicht den eruptiven Gesteinen angehören», und die massigen Glieder des Gebietes betrachtet er als »laterale Aussonderungen, welche mit dem Pegmatite vergleichbar sind, der sich aus dem Schichtgesteine dem er gehört ausgeschieden hat». Es mag indessen auch bemerkt werden, dass HOLST (l. c. S. 8, Note) sich gewissermassen — wenn auch aus etwas eigentümlichen Gründen — gegen die wirklich sedimentäre Natur der Schichtgesteine des Urgebirges überhaupt reserviert und die Entstehung der Schichtstruktur durch Druck für wahrscheinlich hält.

HOLMQVIST hat neuerdings eine Übersicht der Geologie des Urgebirges von Stockholms Scheerenhof gegeben.¹ Aus der seine Arbeit begleitenden Karte geht hervor, dass Örnö nebst den in derselben Reihe liegenden Inseln Utö, Nämdö und Runmarö von einer Zone feinkrystallinischer Schichtgesteine durchgezogen ist, deren sedimentäre oder wenigstens suprakrustale Ableitung u. A. aus in denselben eingeschlossenen und mit ihnen wechsellagernden Kalksteinen hervorgeht.

Im nördlichsten Teil von Örnö, der sich etwas kopfähnlich von der übrigen Insel absetzt und deshalb Örnö Hufvud (= der Kopf von Örnö) genannt wird, gabelt sich diese Gesteinszone und schliesst das hier zunächst zu behandelnde Eruptivgebiet ein.

Dieses Gebiet, welches eben Örnö Hufvud bildet, ist regelmässig oval mit seiner etwa 3 Kilometer messenden Längsachse in NNE—SSW, oder in derselben Richtung wie die Längsrichtung der Insel. Die Querachse misst etwa 1,3 Kilometer. An dieses Massiv schliesst sich als ein Anhang die kleine Insel Hufvudholmen, welche durch einen schmalen Sund von Örnö Hufvud getrennt ist. Die krystallinischen Sedimentärgesteine mit ihren Einlagerungen von Kalkstein folgen scheinbar konkordant der Grenze des südlichen Teils des Massives zwischen Norrwiksudef und Söderwiken. In der nördlichen Hälfte desselben reichen die Eruptivgesteine meistens bis an die Uferlinie. Auf Hufvudholmen, wo die Tektonik weniger regelmässig ist, tauchen die Schichtgesteine wieder an dem Ufer auf.

Hier, wie im Allgemeinen in diesem Scheerenhof, spiegelt sich die petrographische Beschaffenheit und der Gesteinswechsel des Grundes in der Topographie deutlich ab. Die Begrenzung und die Formen der Inseln werden im Ganzen von dem Streichen der Schichtgesteine und der Schieferigkeit bestimmt. Die massigen Gesteine bilden gewöhnlich Erhebungen, während die schichtwechselnden Gesteine öfters als langgezogene Senken erscheinen. Sie kommen oft zum Vorschein an den Ufern, deren Konfiguration von ihrem Streichen bestimmt wird, während die inneren und höheren Teile der Inseln oft von den Massengesteinen eingenommen werden. Diese Regel wird an Örnö Hufvud sehr schlagend illustriert. Die Abschnürung dieser Partie von dem Hauptteil der Insel durch Söderwiken, Hemträsket und der von dem Nordende dieses Sees nach Norrwiken sich hinziehenden Talsenke folgt in ihren Grundzügen sehr genau dem

¹ HOLMQVIST. Geology of Utö. Stockholm 1910.

Streichen der Schichtgesteine und damit auch der Grenze des Massives. Im Inneren des Massives ist die Topographie überhaupt mehr regellos, wenn auch hier der Gesteinswechsel einigen Einfluss auf die Gestaltung der Formen ausübt. Die höchsten Erhebungen reichen nur etwa vierzig Meter über das Meer. Ein Rundblick über den Scheerenhof von einer dieser Höhen gibt eine gute Vorstellung von der im Ganzen ausserordentlich gleichmässigen Höhe des archaischen Terrains in dieser Gegend. Keine isolierten Berge erheben sich nennenswert über das so zu sagen normale Höhengniveau des Plateaus, wenn man sich dieses durch die Höhenwerte der Berghügel repräsentiert denkt. Das Gebiet bildet ein uraltes, wahrscheinlich subkambrisches Abrasionsplateau oder Peneplan, welches durch die postsilurische Erosion wohl stark zerschnitten worden ist, dessen höhere Partien aber recht wenig denudiert worden sind. Wenn die subkambrische Landoberfläche weit oberhalb der jetzigen Plateauoberfläche — dieser in dem obengenannten Sinn gefasst — gelegen hätte, wurde die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine sich durch viel grössere Höhenunterschiede der Berghügel kund geben, als es nun der Fall ist. Auf die hier berührten Fragen über das Alter und die Geschichte der gegenwärtigen Oberflächenformen des Urgebirges bin ich in anderen Schriften näher eingegangen, und da diese Fragen so ziemlich ausserhalb des Gegenstands dieser Aufsatz fallen, kann ich mich darauf beschränken auf jene Schriften hinzuweisen.¹ Hier mag nur noch bemerkt werden, dass die Landskulptur nur wenig und nur betreffs der kleinen Details, welche nicht auf den Karten vom Masstabe 1:50,000 oder gar 1:10,000 zu Vorschein kommen, als von der Bewegungsrichtung des Landeises abhängig erscheint. In dieser Gegend hat das Eis sich in etwa NW—SE bewegt, wie z. B. die Schrammen, auf die in NNE—SSW streichenden Gesteine der Fig. 1 zeigen. Fluvioglaziale Trogbildungen und andere Skulpturformen kommen auf Ornö Hufvud vor, sind aber bei weitem nicht so schön entwickelt wie an manchen anderen Lokalitäten dieses Scheerenhofes (z. B. an der Ostseite von Utö und in der Nähe von Sandhamn).

Bau und Zusammensetzung des Gebietes.

Unter den Eruptivgesteinen von Ornö Hufvud nehmen die grossen Pegmatitintrusionen im südöstlichen Teile des Gebietes ebensowie auf Hufvudholmen eine Sonderstellung ein, indem sie keinen genetischen Verband mit den anderen Gesteinen haben, sondern sowohl mit Rücksicht auf ihre chemische Beschaffenheit als ihr Auftreten zu einem anderen Magmatypus gehören und jünger sind. Dasselbe gilt auch möglicherweise von einigen quantitativ sehr untergeordneten Granitgängen. Alle übrige Gesteine des

¹ A. G. HÖGBOM. Precambrian Geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X. A. G. HÖGBOM. Land och Vatten (in der Provinzbeschreibung "Upland"). Upsala 1903.

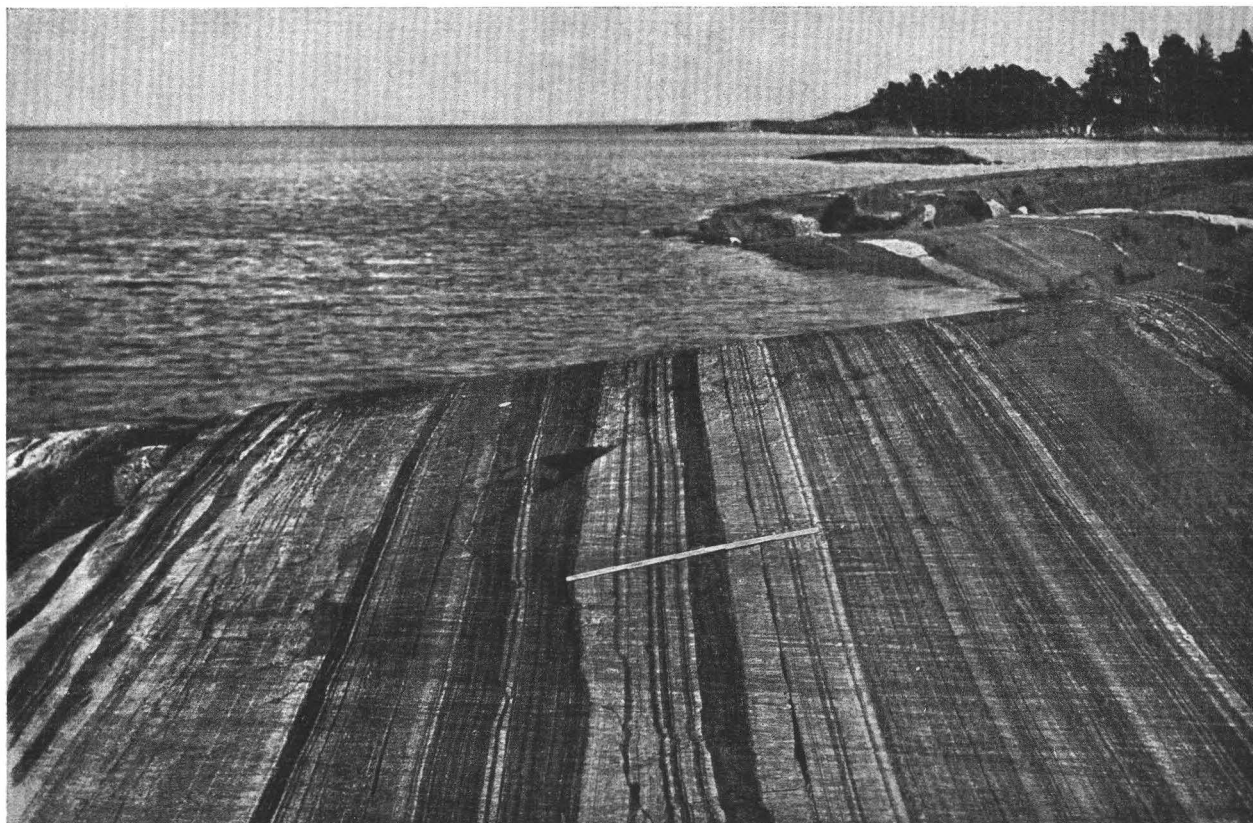


Fig. 1. Gebänderter Grenzfacies des Eruptivgebietes. Timmerudd. Salische und femische Bänder von Gneissgranit. Rechts, im Hintergrunde Gänge von Pegmatit. Der Messstab in der Mitte ist ein halber Meter. Quer über die Bänderung ist der Felsen durch Glacialschrammen striiert.

Eruptivgebietes sind durch Übergänge und chemische Verwandtschaft mit einander sehr eng verbunden und können als Differentiationsprodukte und strukturelle Ausbildungsformen einer einheitlichen Magmamasse bezeichnet werden.

Die Durchschnittszusammensetzung des Magmas, aus welchem die Gesteine hervorgegangen sind, dürfte einem recht normalen Quarzdiorit entsprechen. Die Differentiation hat indessen hier unter etwas abnormen Bedingungen stattgefunden, so dass die Spaltungsprodukte des Magmas von den ordinären recht abweichend geworden sind. Auch haben sich Grenzfaziesformen gebildet, welche durch ihren sehr ausgeprägt schichtartigen Wechsel von verschiedenen Gesteinen ausgezeichnet sind (Fig. 1). Im Ganzen bekommt das Eruptivgebiet durch den konzentrischen Wechsel verschiedener Gesteine einen schaligen Bau, der jedoch recht unsymmetrisch ist, indem die konzentrischen Zonen im südöstlichen Teil des Gebietes viel breiter werden als im nordöstlichen. Eine weitere Unregelmässigkeit tritt im Nordosten auf, wo die dem Massive sich offenbar anschliessende Insel Hufvudholmen mit ihren etwas chaotisch verteilten Gesteinen sich nicht in dem Bau des Hauptgebietes einrangieren lässt. Hufvudholmen könnte, wenn man von dem wesentlich von Pegmatit eingenommenen nördlichen Teil absieht, gewissermassen als ein Miniaturbild des Ornö Hufvud charakterisiert werden, indem auch hier die Magmagesteine von den kalksteinführenden Schichtgesteinen umschlossen sind.

Wenn man die Streich- und Fallrichtungen der Gesteine auf Ornö Hufvud, sowohl der geschieferten und gebänderten Eruptivgesteine als der metamorphischen Schichtgesteine, auf der Karte näher verfolgt, tritt eine Eigentümlichkeit recht auffallend hervor. Das Streichen dreht sich konform mit dem Schalenbau und der Begrenzung des elliptischen Eruptivgebietes, während das Fallen überall nach dem Inneren des Gebietes gerichtet ist und der Fallwinkel stärker in den mehr peripherischen als in den näher dem Zentrum gelegenen Teilen ist. Während der Fallwinkel in der Grenzzone gewöhnlich 60° überschreitet und oft 70° oder 80° erreicht, sinkt er im Inneren, z. B. zwischen Torn und Norrwiken, zu 30° und 20° herab.

Da diese Regelmässigkeit kaum nur dem zufälligen Durchschnitt der Eruptivmasse, welcher von der gegenwärtigen Erdoberfläche gebildet wird, eigen sein dürfte, sondern eher für den ganzen Gesteinskörper oder einen wesentlichen Teil desselben charakteristisch sein dürfte, so scheint man zu der Annahme berechtigt zu sein, dass dieser im Ganzen eine ellipsoidische Form hat und dass die verschiedenen Gesteine desselben sich schalenweise oder zwiebelähnlich — daneben auch etwas exzentrisch — um den Kern herum gruppieren. Die Verteilung der Fallwinkel mit ihren Minimalwerten um den zentralen Teil würden dann, wenn diese Annahme über die ellipsoidische Form der Eruptivmasse richtig ist, dahin zu deuten sein, dass der durch die jetzige Erdoberfläche repräsentierte Durchschnitt des Ellipsoids etwas unterhalb des horizontalen Mittelschnitts

desselben trifft. Was die umschliessenden metamorphen Schichtgesteine betrifft, so zeigen die Streich- und Fallzeichen der Karte, dass sie im Grossen und Ganzen sich der Begrenzung und dem Bau des ellipsoidischen Eruptivkörpers konkordant anschmiegen, oder wohl richtiger, dass dieser hauptsächlich den Schichtflächen jener folgt. Man darf indessen nicht diese Kontaktverhältnisse so ins Absurde treiben, dass man sich denkt den Eruptivkörper vollständig von den Schichtgesteinen, etwa wie ein Ei in seiner Schale, eingeschlossen. Die Intrusivmasse muss doch auf irgendwelche Weise hereingekommen sein. Dass in der Tat die Kontakte, trotz der scheinbaren Konkordanz, intrusiv sind und die Schichtgesteine mehrfach diskordant durchsetzen, wird im Folgenden mit mehreren Beispielen illustriert werden. Weil sich aber die Intrusionen überwiegend längs den Schichtflächen anschmiegen, und auch in Folge nachheriger Zusammenpressungen verwischt worden sind, können die Intrusiverscheinungen recht verschleiert sein und bei flüchtiger Betrachtung leicht übersehen werden.

Die Gesteine.

Einige Vorbemerkungen.

Die Magmagesteine von Ornö Hufvud sind, wie schon bemerkt, recht verschiedenartig, sowohl in ihrer chemischen Zusammensetzung, als in ihrer strukturellen Ausbildung. Chemisch schwanken sie zwischen reinen Feldspatgesteinen, ohne jegliche Beimischung von dunklen Mineralien, und Eisen-Magnesia-Silikatgesteinen, welche fast ganz frei von Feldspat sind. Diese Schwankungen sind ausserdem oft sehr lokal, so dass die verschiedenen Gesteine dicht neben einander und mit einander verwoben oder gemengt auftreten können. Im Grossen haben jedoch die chemisch ungleichartigen Differentiationsprodukte eine ziemlich regelmässige Verteilung, wie aus der Karte hervorgeht.

Die strukturellen Variationen sind auch mannigfach. Im Inneren des Gebietes sind die Gesteine gewöhnlich richtungslos körnig; auswärts werden sie parallelstruiert mit sowohl fluidaler als sekundärer Schieferung. In der Kontaktzone gegen die Schichtgesteine tritt noch die sehr prononzierte Bandstruktur auf. Die Korngrösse ist im Inneren überwiegend mittelkörnig, ausserdem oft durch die grösseren Dimensionen vereinzelter Körner etwas porphyrtig. Die ultrabasischen Glieder werden lokal sehr grobkörnig und poikilitisch. In den äusseren, schiefrigen und gebänderten Gesteinen ist die Korngrösse gewöhnlich kleiner, ohne dass jedoch die Gesteine dicht oder gar ganz feinkörnig werden. Auch in den Grenzgesteinen, sowohl den basischen als den sauren, ist eine porphyrtige Struktur sehr allgemein zu sehen, in welcher die einsprenglingsartigen Mineralkörner entweder der magmatischen Krystallisation angehören und mehr

oder weniger relikartig auftreten, oder auch sekundär gewachsen (porphyroblastisch GRUBENMANN) sind. Die Schieferigkeit ist überwiegend eine Krystallisationsschieferigkeit, daneben kommen aber auch kataklastische Strukturzüge hie und da vor.

Betreffs der Bezeichnungen auf die Karte ist zu bemerken, dass wegen des schnellen Wechsels der Gesteine und ihrer oft innigen Verwebung mit einander nur die grossen Züge haben dargestellt werden können. Unter den Gesteinen des magmatischen Gebietes von Ornö Hufvud hat der *Gneissgranit* in der Zeichenerklärung eine Sonderstellung bekommen, um damit zu bezeichnen, dass dieser in seinem Auftreten etwas mehr freistehend ist und nicht mit den anderen (dem Ornöitaplit, dem Ornöit und den femischen Gesteinen) so eng verknüpft ist, wie diese unter einander. Dass der Gneissgranit indessen demselben Stammagma wie diese gehört, wird im Folgenden aus der näheren Beschreibung seines Auftretens und seiner petrographischen Charaktere hervorgehen.

Als *Granitgneiss* habe ich ein südlich von Söderwiken und Hemträsket auftretendes Gestein bezeichnet, welches wohl im Ganzen nicht viel mehr gneissartig als das vorige ist, dem es auch oft recht ähnlich in seinem ganzen Habitus werden kann. Seine chemische und mineralogische Zusammensetzung konnten wohl dahin gedeutet werden, dass er mit den Magmagesteinen von Ornö Hufvud in genetischer Beziehung stehe. Die geologische Stellung dieses Granitgneisses ist indessen etwas unsicher; vorläufig schliesse ich mich der von HOLMQVIST in seiner obengenannten Abhandlung entwickelten Anschauung an, dass dieses Gestein nicht mit den Gesteinen von Ornö Hufvud zusammengehört.

Betreffs der *Kalksteine* ist zu bemerken, dass sie im Allgemeinen sehr untergeordnete und dünne Einlagerungen in den Silikatgesteinen bilden, und dass sie in manchen Fällen auf die Karte aufgenommen worden sind, obgleich der Massstab der Karte dies eigentlich nicht gestattet haben sollte. Die sehr intensive untergeordnete Fältelung, welche oft in den Kalksteinen und den sie umschliessenden Silikatgesteinen zu sehen ist, konnte auch nicht auf die Karte eingezeichnet werden.

Spezialprofile und Detailaufnahmen werden im Folgenden gegeben, welche die aus oben angeführten Gründen etwas schematische Karte komplettieren.

Ornöit.

Wie schon bemerkt wurde, ist die Durchschnittszusammensetzung des Magmagebietes als quarzdioritisch anzusehen. Der zentrale, etwas nach dem Norden verschobene elliptische Kern des Gebietes besteht aus einem dioritartigen Gestein, welches jedoch von den gewöhnlichen Diorittypen recht verschieden ist. Es wurde von CEDERSTRÖM (l. c.) mit dem Namen *Ornöit* belegt.

Der Ornöit ist ein hornblendeführendes Plagioklasgestein von meistens

mittlerer Korngrösse. Ausnahmsweise und mit ganz beschränkter Ausdehnung kommen jedoch sehr grobkörnige Abarten vor, welche mit den mehr normalen, mittelkörnigen in der Weise verknüpft sind, dass diese oft vereinzelte grössere Individuen von Hornblende und Plagioklas enthalten. Diese gewissermassen porphyrischen Individuen, besonders die der Hornblende, erreichen bisweilen eine Grösse von 6 bis 10 *cm* und mehr.

Als Nebengemengteile enthält der Ornöt Diopsid, Biotit und Mikroklin; Quarz ist dagegen gewöhnlich nicht vorhanden. Titanit, Apatit, Magnetit und Schwefelkies sind, besonders in den hornblendereicheren Varietäten, verhältnismässig reichlich vorhanden.

Die Farbe des Gesteins wird teils von der wechselnden Menge der femischen Mineralien teils von der Farbe des Feldspats bestimmt. Dieser ist hell rötlich oder zuckerweiss, oder auch grau. Wegen des Überwiegens des Feldspats und der oft fleckenweise angehäuften dunklen Mineralien hat der Ornöt ein sehr auffallendes gesprenkeltes Aussehen. Da das Gestein, wie unten näher erörtert wird, einem durchgreifenden Granulierungsprozess heimgefallen gewesen ist, könnte es nahelegend sein, die Farbenunterschiede des Feldspats mit dieser Granulierung in Verbindung zu stellen und die rein weissen Feldspate als durch Granulierung der grauen entstanden zu denken, wie es in manchen metamorphen Anorthositen und Gabbros oft zu sehen ist; es ist jedoch zu bemerken, dass die Granulierung nicht nur in solchen Ornötvarietäten vorkommt, welche weissen Feldspat führen, sondern in dem grauen Feldspat führenden Ornöt ebenso gut entwickelt ist.

Als ein Charakteristikum gegenüber den Dioriten kann, neben der oben genannten Eigentümlichkeit in dem äusseren Aussehen, noch die sehr ungleichmässige und schnell wechselnde Menge der dunklen Mineralien angeführt werden. Dieser Wechsel wird noch durch die sehr ungleichmässigen Dimensionen derselben erhöht. In gewissen Teilen des Gebietes schwankt das Gestein in diesen Hinsichten in der Art, dass man kaum ein ordinäres Handstück schlagen kann, welches bezüglich der Dimensionen der Hornblendekörner und ihrer Verteilung gleichförmig ist.

Der Gehalt an femischen Mineralien macht gewöhnlich weniger als 30 % der Gesteinsmasse aus. Je mehr das Gestein durch das Zunehmen der Hornblende in seiner Zusammensetzung sich den ordinären Dioriten annähert, desto weniger hervortretend werden die nun angeführten Charaktere. Es entwickelt sich dann meistens eine mehr gleichmässige Körnigkeit; die Mineralien werden dabei auch gleichmässiger unter einander gemischt. Teils wegen des Überhandnehmens der dunklen Mineralien, teils auch, weil der Plagioklas gern gleichzeitig mehr grau wird, verliert das Gestein ebenfalls das auffallende gesprenkelte Aussehen. Klumpen, Schlieren und unregelmässige Partien von dunklerer Farbe und dioritischem Aussehen sind oft in dem Gestein vorhanden.

Aus dem oben gesagten erhellt, dass eine präzise chemische Charakteristik des Gesteins durch eine oder einige Bausanalysen kaum zu er-

zielen ist. Diese würde ganz von dem subjektiven Erachten des Probennehmers, was als repräsentativ zu auffassen sei, abhängig werden. Da die Hornblende und die übrigen dunklen Mineralien in so ausserordentlich schwankenden Mengen vorhanden sind, werden die chemischen Charaktere des Gesteins durch die Zusammensetzung des als Hauptgemengteil eingehenden Feldspats und durch die mikroskopische Untersuchung am besten festgestellt. Ehe ich auf eine Begrenzung des Ornöits und auf einige Bemerkungen über seine Stellung zu den anderen Spaltungsprodukten dieser Magmamasse eingehe, mögen deshalb die wichtigeren Mineralien, vor Allem der Feldspat, etwas näher beschrieben werden.

Der *Plagioklas* tritt als isometrische, nach dem Albitgesetz lamellierte, meistens etwa millimetergrosse Körner auf. Die Lamellen sind gewöhnlich nicht besonders dünn, eher ziemlich breit. Die optischen Eigen-

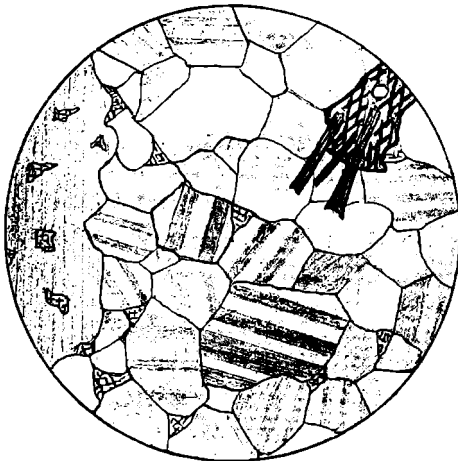


Fig. 2. Ornöit mit polygonalen Plagioklaskörnern und kleine zwischen ihnen eingeklemmten Mikroklinpartien. Links ein grosser Plagioklaskrystall, feinlamelliert und mit perthitisch eingewachsenem Mikroklin. Rechts oben ein Hornblendekorn und einige Biotittafeln. Vergrösserung 10.

schaften schwanken innerhalb der Grenzen des Oligoklases und Andesins. In den hornblendeärmsten Übergangsformen zu dem Ornöitaplit geht der Feldspat in einen kalkhaltigen Albit über. Die Andesine sind ausnahmsweise etwas zonal gebaut, mit kontinuierlicher Änderung der Auslöschungsschiefe. Oft finden sich unter den gleichmässig körnigen Plagioklasen vereinzelte grössere Individuen (vgl. Fig. 2), deren optische Eigenschaften von denen der kleinen Körner etwas abweichen. Gewöhnlich sind die einsprenglingsartigen Individuen weniger durchsichtig, und die Zwillinglamellierung, welche hier viel feiner ist, erscheint wie verschleiert. Eigentümlicher Weise sind die grossen Körner gern mit spärlichem Mikroklin perthitisch verwachsen, was niemals mit den kleineren Körnern der Fall ist. Der Plagioklas ist meistens recht frisch, aber durch winzige oder submikroskopische Interpositionen, welche die makroskopischen rötlichen und grauen Farben bewirken, bisweilen ein wenig getrübt. Wie aus der

Fig. 2 hervorgeht, bildet der Plagioklas überwiegend polygonale oder einfach konturierte Körner, welche einander bei der Ausbildung etwa das Gleichgewicht gehalten haben. Die grossen Individuen sind mehr tafelförmig nach M; ihre Umrisse sind durch die anliegenden Körner beeinflusst.

Wie unten näher diskutiert wird, ist es am wahrscheinlichsten, dass die grossen Feldspatkörner Reliktkörner sind und dass die feinkörnige Hauptmasse des Feldspats ihre gabbroide oder cyklopische Struktur sekundär erhalten hat.

Mikroklin ist ein sehr untergeordneter Bestandteil des Ornöits und wird in manchen Dünnschliffen gar nicht angetroffen. Ausser als die oben genannte pertitische Einwachsung in den grossen Plagioklaskörnern kommt er als kleine selbständige Körner vor, welche zwischen den polygonalen kleinen Plagioklaskörnern wie eingeklemmt liegen (Fig. 2). Obgleich der Mikroklin überwiegend in den hornblendeärmeren Varietäten des Ornöits vorkommt, findet man ihn auch in den hornblendereichereren, mehr dioritischen Abarten, dann gern als vereinzelte grössere Körner oder Körneraggregate. Es ist bemerkenswert, dass er pertitisch eingelagert in dem recht kalkreichen Andesin ($Ab_7 An_3$) auftreten kann. Es scheint als ob die pertitischen Mikroklinpartien auf irgendwelche Weise sekundär ausgeschieden worden seien, denn sie kommen am reichlichsten in einigen Proben vor, welche stark granuliert sind und ausgeprägte kataklastische Züge zeigen. Da ausserdem ein beträchtlicher Kaligehalt (vgl. Anal. 3 S. 166) auch in solchen Gesteinen vorkommt, wo Mikroklin oder Ortoklas mikroskopisch nicht entdeckt wurde, ist es zu vermuten, dass der Kalifeldspat primär in dem Kalk-Natronfeldspat steckt und seitdem ausgeschweisst hat, um zuerst pertitisch und dann als selbständige Körner aufzutreten.

Eine Analyse (S. 166) einer hornblendearmen Varietät des Ornöits, aus welcher die dunklen Mineralien mechanisch abgetrennt wurden, ergab *Albit* 62.4 %, *Anorthit* 26.0 %, *Mikroklin* 7.4 %, *Quarz* 4.2 %, was einen Andesin von etwa der Zusammensetzung $Ab_5 An_2$ gibt. Der Gehalt an Quarz war in diesem Falle grösser als es bei dem Ornöit für normal betrachtet werden dürfte. An einem mässig hornblendereichen Ornöit wurden die grossen Plagioklaskörner für sich an orientierten Schliffen bestimmt und ergaben die Zusammensetzung $Ab_7 An_3$, welche nicht merkbar von der Zusammensetzung der granulierten kleinen Körner desselben Gesteinstücks abweicht. Die zentralen und peripherischen Teile des Kristalls haben, auch auf die Fläche M, annähernd gleiche Auslöschung.

Die mikroskopischen Charaktere der übrigen Mineralien sind wesentlich dieselben wie bei normalen Dioriten.

Die *Hornblende*, welche ausnahmsweise bis dezimetergrosse Individuen bilden kann, enthält oft unregelmässig konturierte Kerne von hellgrünem *Diopsid*. Interpositionen derselben Art, wie unten an den mehr femischen Gesteinen des Gebietes beschrieben werden, kommen inzwischen auch in der Hornblende und dem *Diopsid* des Ornöits vor.

Plagioklas und Apatit kommen, besonders in den äusseren Teilen

der grossen Hornblendeindividuen poikilitisch eingewachsen vor. Biotit, Magnetit, Titanit und Schwefelkies sind gern mit den Hornblendekörnern aggregiert. Der Apatit bildet bis 0,5 mm grosse rundliche Körner; der Titanit tritt, ausser als selbständige Körner, auch als Umrandung um den Magnetit auf.

Sekundäre Mineralbildungen, wie Trübung des Plagioklases, Kloritisierung des Biotits, Aggregate von Epidot und Karbonate kommen vor, sind aber nicht sehr verbreitet. Der Ornöit ist im Gegenteil gewöhnlich sehr frisch.

Die *mikroskopische Struktur* des Ornöits wird in erster Reihe durch die gleichmässig isometrisch polygonale Ausbildung der Hauptmasse des Plagioklases gekennzeichnet (vgl. Fig. 2). Diese cyklopische oder »gabroide« Struktur dürfte kaum als eine magmatische Krystallisationsstruktur angesehen werden können. Dagegen muss man die grossen Horn-

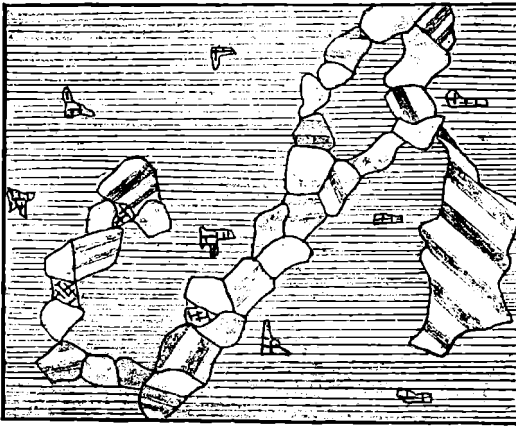


Fig. 3. Grosser feinlamellierter Plagioklas mit spärlich eingewachsenem Mikroklin. Der Krystall ist teilweise durch Granulierung in polygonale breitlamellierte Plagioklaskörner und Mikroklinkörner ohne Orientierung zerfallen. Vergrösserung etwa 10.

blendeindividuen mit ihren eingeschlossenen Diopsidpartien und mit ihren oft auftretenden, für die Magmagesteine charakteristischen orientierten Einschlüssen als magmatisch gebildet betrachten; ebenso die grossen Plagioklaskörner, welche wie relikrtartig in dem feinkörnigen Plagioklasmosaik vorkommen.

Fig. 3 zeigt eine oft zu sehende Erscheinung, nämlich wie diese grossen Plagioklase einer partiellen Granulierung anheimgefallen sind. Man kann alle Stadien dieses Prozesses verfolgen, wodurch die primären feinlamellierten, oft mit Mikroklin pertitisch verwachsenen Andesine zu einem feinkörnigen Mosaik von polygonalen, breitlamellierten Andesinkörnern und zwischen diese eingeklemmten Mikroklinkörnern zerfallen. Es ist aus dem Bau dieser Körner deutlich, dass es sich dabei nicht nur um eine mechanische Zermalmung der grossen Krystalle handelt, sondern dass die kleinen Körner ganz neugebildet sind. Auch ist es bemerkenswert, dass

die relikten Feldspate nicht die bei manchen Granulierungsprozessen so gewöhnlich auftretenden mechanischen Erscheinungen aufweisen, oder dass diese, wenn vorhanden, vergleichsmässig unbedeutend sind. Die erhaltenen, oft mehrere Centimeter langen Hornblendeprismen, welche in allen Richtungen herumliegen, zeigen ebenfalls, dass die Granulierung nicht einer gewöhnlichen sekundären Druckmetamorphose zuzuschreiben ist. Die Lage des Ornöits im Centrum des Gebietes, wo er von Gesteinen umschlossen ist, welche von sekundärem Druck unbeeinflusste Verfestigungsstrukturen erhalten haben, sprechen auch gegen die Deutung der Struktur des Ornöits als eine sekundäre Druckstruktur. Ich möchte dieselbe eher als eine in nahem Anschluss an die Verfestigung des Gesteins entstandene Umkrystallisationsstruktur betrachten, die ich als *protomorph* bezeichnen möchte. Vielleicht sind manche Strukturzüge bei unseren archaischen Tiefengesteinen, welche nicht mit den echt magmatischen Strukturen übereinstimmen, im selben Sinne protomorph¹.

Gegen die Grenzen des Ornöits hin (vgl. die Karte) geht die im Inneren richtungslos körnige Struktur in eine mehr oder weniger schiefrige Struktur über, die sich besonders dadurch kund gibt, dass die dunklen Mineralien und die von ihnen gebildeten Anhäufungen und Klumpen als ausgezogene Aggregate oder Streifen und Schlieren erscheinen. Diese Erscheinung ist auch meistens primär, sie dürfte als eine Art fluidale protoklastische Struktur bezeichnet werden können.

Aus dem oben gesagten geht hervor, dass die Struktur des Ornöits keine typische Erstarrungsstruktur ist, wenn auch relikte Züge einer solchen vorkommen. Die Struktur dürfte jedoch an und für sich nicht einen speziellen Namen für dieses Gestein nötig machen, denn derartige Strukturzüge kommen wahrscheinlich recht häufig bei den Magmagesteinen, (z. B. den Anorthositen) vor, ohne dass man dadurch veranlasst wird, sie mit speziellen Namen zu bezeichnen. Was die chemische und mineralogische Zusammensetzung betrifft, liegt der eigentliche Unterschied von den Dioriten in dem Vorherrschen des Feldspats gegenüber den femischen Mineralien und in der ungleichmässigen Verteilung dieser. Als ein Merkmal kommt noch die Ausbildung der Hornblende in vergleichsmässig grossen Individuen hinzu. Am nächsten kommt wohl der Ornöit den sauren Anorthositen, und er könnte vielleicht unter diesem Namen gehen, mit dem Umfang, den der Term besonders unter den amerikanischen Petrographen erhalten hat.

Der Ornöit verhält sich zu den femischen Gesteinen von Ornö Hufvud etwa wie die Labradorgesteine zu manchen unserer Gabbros. Der Feldspat ist jedoch bei dem Ornöit mehr alkalireich als bei den meisten Anorthositgesteinen. Sehr stark tritt dieser Unterschied bei der Abart des Ornöits hervor, welche unten als Ornöitaplit beschrieben wird.

¹ In seiner Arbeit *Die Granite von Schweden* (Bull. Geol. Inst. Vol. VII, 1906) hat HOLMQUIST den Gedanken ausgesprochen, dass manche Granite in derselben Weise "protometamorph" seien (s. 244 u. f.).

Ornöitaplit.

An der nordwestlichen Grenze des Ornöits kommt eine gewöhnlich 50 bis 100 *m.* breite Zone vor, in welcher das Gestein sehr arm an oder fast ganz frei von femischen Mineralien wird und beinahe ausschliesslich aus Feldspat besteht. Derartige Abarten treten ausserdem mehrfach als schmale Schlieren und Gänge in den femischen Gesteinen der verschiedenen Teile des Massives auf. Nicht selten hat dieses Gestein die dunklen Gesteine, wo es an sie grenzt, zersplittert, so dass sie eine Art Eruptivbreccie bilden (Fig. 4).

Die Bruchstücke sind oft gerundet und teilweise resorbiert worden; vollständig scharfeckige Formen sind jedoch sehr gewöhnlich. Grosse einsprenglingsartige Hornblendekrystalle treten fleckenweise in dem Gestein

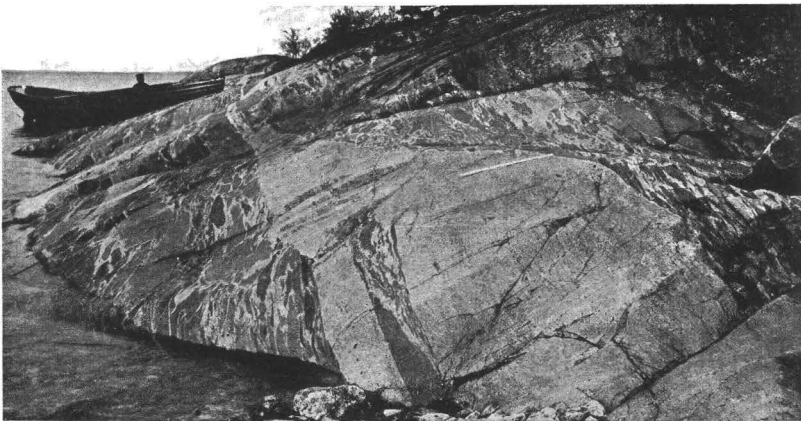


Fig. 4. Ornöitaplit in basische Grenzgesteine intrudiert. NE von Timmerudd an dem Ufer.

auf, in welchem Falle es von den gewöhnlichen, hornblendearmen Formen des Ornöits nicht zu unterscheiden ist. In der ebenerwähnten breiten Grenzzone kommen ausserdem dioritische oder amphibolitische Partien häufig vor, welche in der Richtung der Zone ausgezogen sind (vgl. die Karte).

CEDERSTRÖM hat dieses salische Gestein unter dem Namen *Feldspatgestein* beschrieben. Mit Rücksicht auf sein Auftreten, seine mineralogische Zusammensetzung und Struktur ziehe ich vor, dasselbe als *Ornöitaplit* zu bezeichnen.

Da die Benennung *Feldspatgestein* allzu unbestimmt ist, um als ein Gesteinsname gebraucht zu werden, kann ihre Ersetzung durch diesen Term nicht als unbefugt betrachtet werden. »Albitit« könnte auch möglicherweise passieren; da aber das Gestein oft Mikroklin als einen fast ebenbürtigen Gemengteil aufnimmt, und da das Verhältnis zwischen Ca und

Na in dem Plagioklas ausserhalb der Grenzwerte der Albitmischung schwankt, finde ich diese Bezeichnung wenig zweckmässig.

Mit dem Namen Ornöitaplit wird übrigens das geologische Auftreten und die enge Verknüpfung mit dem Ornöit ausgedrückt.

Der Ornöitaplit ist hellrötlich bis weiss und von feinem Korn. Die Korngrösse ist jedoch nicht viel geringer als die bei dem Ornöit gewöhnliche; sie kann durchschnittlich zu 0.5—1 *mm.* gesetzt werden. Die mikroskopische Struktur ist wohl ausnahmsweise eine echt aplitische, gewöhnlich ist sie durch eine Tendenz der Plagioklaskörner zu polygonaler Begrenzung, wie im Ornöit, ausgezeichnet. Je reichlicher der Mikroklin vorhanden ist, desto mehr tritt dieses Polygonengefüge zurück, indem die Körner mehr unregelmässige und auch etwas in einander greifende Konturen bekommen.

In der auf die Karte ausgezeichneten breiten Zone ist die Begrenzung des Ornöitaplit gegen den Ornöit recht willkürlich gezogen und hauptsächlich nach dem Gehalt an dunklen Gemengteilen bestimmt worden. In der Tat dürften allmähliche Übergänge von dem Ornöit mit seinem vorherrschenden Andesinfeldspat zu dem mehr albitischen und mikroklinreichen Ornöitaplit stattfinden. Gegen die nach Aussen folgenden femischen Gesteine der Grenzzone ist der Ornöitaplit dagegen scharf abgegrenzt, indem er distinkte Schlieren und auch Gänge in denselben bildet und sie intensiv zersplittert hat. Einige derartig auftretende Ornöitaplitgänge und Schlieren werden unten zusammen mit den anderen Gesteinen der gebänderten Grenzzone näher beschrieben. Eine Analyse (S. 166, unten) wurde an einem Handstück aus der breiten Zone östlich von Timmerudd ausgeführt. Das hellrötliche, zuckerkörnige Gesteinsstück enthielt vereinzelte als zufällig anzusehende Körner von Hornblende, welche nebst anderen eventuell vorhandenen femischen Gemengteilen mechanisch entfernt wurden. Eine Berechnung der Analyse ergibt etwa 58 % Albit, 5 % Anorthit und 36 % Mikroklin. In diesem Fall ist folglich der Gehalt an Mikroklin recht beträchtlich, was auch schon aus der mikroskopischen Untersuchung hervorgeht, und der Plagioklas ist ausgesprochen albitisch (etwa $Ab_{11}An_1$). Weder die Analyse noch die Dünnschliffe des Ornöitaplit ergeben die Anwesenheit von Quarz in nennenswerter Menge. Im Gegenteil gehört es zu den Seltenheiten, Quarz in den Dünnschliffen des Ornöitaplit zu finden.

Die femischen Einschlüsse in dem Ornöitaplit sind teils ausgezogene dioritartige Schlieren und Streifen, teils distinkte und scharfeckige Bruchstücke der femischen Gesteine. Zwischen den Bruchstücken sieht man vereinzelte Hornblendekörner oder Anhäufungen solcher, unter denen manche Individuen mehrere Centimeter lang werden können. Das Gestein ist dann kaum nach dem Aussehen von dem Ornöit zu unterscheiden. Eine Lokalität, wo diese Verhältnisse gut zu sehen sind, ist an dem Ufer NE von Timmerudd, eben wo das Bild Fig. 4 aufgenommen worden ist. Eine zweite vorzügliche Lokalität ist am östlichen Ufer an der Mündung

des kleinen Fisklösabusens. Unter den dort vorkommenden basischen Flecken oder Bruchstücken findet man ein Gestein, welches, soviel ich gesehen habe, nicht unter den femischen Gesteinen in anderen Teilen des Gebietes vertreten ist. Es besteht fast ausschliesslich aus schwach bräunlichem Biotit und farblosem Augit nebst vereinzelt Körnern von Hornblende. Die Struktur ist nicht oder nur schwach schiefrig; die Biotittafeln liegen in allen Richtungen umher, und der Pyroxen, der Körner ohne Idiomorphie bildet, wird von ihnen umschlossen. Das Gestein ist wahrscheinlich nur als eine lokale Ausscheidung oder Schliere in den Amphiboliten der Grenzzone aufzufassen.

Diorit und Gabbro.

Wie der Ornöit nach der einen Richtung in den extrem salischen Ornöitaplit übergeht, findet in der anderen, entgegengesetzten Richtung ein Übergang in femische Gesteine statt. Diese femischen Gesteine haben eine sehr wechselnde Zusammensetzung, indem sie zwischen Ornöit und feldspatfreien Hornblenditen oder Hornblendepikriten schwanken. Auch strukturell ist die Abwechslung gross. Die Hornblendepikrite erreichen eine oft riesige Korngrösse mit poikilitisch durchgespickten Hornblendekörnern von Dezimetergrösse und mehr. Die mehr normalen Gabbrogesteine und Diorite sind auch hin und wieder recht grobkörnig, meistens aber können sie als mittel- bis feinkörnig bezeichnet werden. Sowohl die Hornblendekristalle, wie die oft tafelartig entwickelten Plagioklase, können eine trachytoidale Anordnung zeigen, welche eine deutliche Fluidalstruktur zur Schau bringt. Schieferige und umkrystallisierte Ausbildungsformen der femischen Gesteine haben auch eine grosse Verbreitung; sie können zweckmässig als Amphibolite bezeichnet werden. Relikte Mineralkörner, besonders von dem Plagioklas, sind in diesen Amphiboliten sehr gewöhnlich vorhanden und geben dem Gestein ein porphyrtartiges Aussehen, welches vor allem an den etwas verwitterten Felsenoberflächen hervortritt.

Die verschiedenen Ausbildungsformen der femischen Gesteine kommen so unter einander gemengt vor, dass sie nicht auf der Karte haben bezeichnet werden können. Die ultrafemischen Glieder sind am besten auf der Landspitze östlich von Torn und in den Umgebungen von Södergärde entwickelt. Die stark schiefrigen Amphibolite sind vorzugsweise in der Grenzzone zu finden. Das Vorhandensein und die Abwesenheit von Streichzeichen auf der Karte geben übrigens eine ungefähre Vorstellung von der Verbreitung der schiefrigen oder fluidalstruierten und der richtungslos körnigen Varietäten. Da die stark schiefrigen Amphibolite sehr typisch in der gebänderten Grenzzone repräsentiert sind und weiter unten zusammen mit den Gesteinen beschrieben werden, mit welchen sie alternieren, kann ich mich hier auf eine Charakteristik der nicht verschieften und schwach schiefrigen Ausbildungsformen beschränken.

Diorit. Durch Überhandnehmen der dunklen Mineralien geschieht ein Übergang von Ornöit zu Diorit. Der *Plagioklas* wird gleichzeitig mehr ausgeprägt zonal gebaut und wohl auch durchschnittlich etwas kalkreicher. Basische Kerngerüste und saure Adern kommen häufig in dem Plagioklas vor. Neben der im Ornöit allein herrschenden Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz tritt nun auch Lamellierung nach dem Periklingesetz hinzu, und Karlsbaderzwillinge werden ebenfalls beobachtet. Eine Tendenz zu tafelförmiger Ausbildung ist sehr gewöhnlich.

Die *Hornblende* ist fortwährend grünlich mit Absorptionsfarben in strohgelben, bräunlich-gelben und grünen Tönen. Kleine schwarze Interpositionen kommen in den zentralen Teilen der Körner reichlich angehäuft vor. Zwillingsbildung nach (100) wird oft gesehen. Ein schwach grünlicher *Diopsid* ist fast konstant vorhanden und wird ausnahmsweise über die Hornblende vorherrschend. Er bildet entweder selbständige Körner, oder er ist mit der Hornblende pertitisch verwachsen oder von derselben peripherisch umgewachsen. Der gewöhnlich reichliche Biotit, der Apatit, der Magnetit und der Schwefelkies zeigen in ihrem Auftreten oder ihrer Ausbildung nichts bemerkenswertes. Titanit wird auffallenderweise gewöhnlich nicht gefunden. Mikroklin ist nur ausnahmsweise angetroffen und Quarz dürfte nicht als primärer Bestandteil dieser Diorite auftreten. Dagegen sind die dioritischen Gesteine, welche in Verbindung mit dem Gneissgranit vorkommen und in der gebänderten Grenzzone mit diesem alternieren, gewöhnlich quarzföhrnd (vgl. weiter unten).

Die *Struktur* der dioritartigen Gesteine ist durch Granulierungsvorgänge mehr oder minder beeinflusst, welche oft mit Knickungen und Biegungen der relikten Feldspatkörner verbunden sind. Wo die Granulierung wenig vorgeschritten ist, wird oft eine grob ophitartige Verwachsung zwischen dem Plagioklas und den femischen Mineralien beobachtet. Trachtyoidale Anordnung der Hornblende und des Plagioklases kommt an mehreren Lokalitäten vor, vielleicht am deutlichsten an der Westseite von Torn und südost von Norrwiken. Diese offenbar primäre Struktur kann mit einer partiellen Granulierung des Gesteins verbunden sein, welche wohl als protoklastisch betrachtet werden dürfte. In anderen Fällen merkt man keine Spuren einer Granulierung, sondern die Struktur ist durchaus eine Erstarrungsstruktur. Nicht destoweniger können die Plagioklastafeln recht starke Biegungen zeigen, welche wohl während der Verfestigung des Gesteins entstanden sind. Die dioritischen Gesteine S. von Södergärde sind z. T. in derselben Weise skapolitisiert, wie unten an dem isoliert auftretenden Streifen von Gneissgranit und Diorit der leptitischen Zone zwischen Hemträsket und Söderwiken beschrieben wird.

Gabbrodiorit und Gabbro. Die mehr basischen Differentiationsprodukte, die zwischen Diorit und Hornblendepikrite schwanken, können als gabbroartig bezeichnet werden. Makroskopisch ist ihre Unterscheidung von den Dioriten nicht immer möglich, und da sie ausserdem sehr unregelmässig unter diesen auftreten, ist ihre Abgrenzung auf die Karte nicht

versucht worden. Ihre Hauptverbreitung haben sie an der Ostseite von Torn und in der Umgebung von Södergårde.

Die *mineralogischen* Unterschiede von den Dioriten zeigen sich am meisten auffallend in dem veränderten Charakter der Hornblende, welche überwiegend ins Braune gehende Absorptionsfarben bekommt und reicher an Interpositionen wird, darunter auch orientierte rhombische, violettbraune Täfelchen. Ebenfalls der gewöhnlich reichlich vorhandene Biotit ändert seine Absorptionsfarben, so dass sie zwischen fast farblos bis blutrotbraun wechseln. Der Pyroxen, welcher in den Dioriten schwach grünlich ist, bekommt hier einen Stich in Rosa. Er zeigt meistens nur prismatische Spaltrisse, und Zwillingslamellierung nach (100) ist häufig zu sehen. Die Hornblende ist oft pertitisch mit dem Pyroxen verwachsen und rhombische Täfelchen derselben Art wie in der Hornblende werden gewöhnlich auch in diesem gefunden. Der Plagioklas kommt meistens gegenüber den Eisen-Magnesiumsilikaten in untergeordneter Menge vor. Er ist stark zonal mit anortitischem Kerngerüst und in den zentralen Teilen durch schwarze Interpositionen stark getrübt. Eine dicktafelige Ausbildung mit eingermassen idiomorpher Begrenzung, besonders gegen die Hornblende, kommt in der Regel vor.

Ausser übrigen, mit den Dioriten gemeinsamen Mineralien kommen noch in den am meisten femischen Gabbrovarietäten noch rhombischer Pyroxen, Olivin und grüner Spinell als charakteristische Gemengteile hinzu. Diese sind, wie die übrigen Bestandteile, oft sehr ungleichmässig in dem Gestein verteilt und sind auch sehr schwankend in ihrer Grösse.

Analysen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	72.85	68.99	70.77	62.10	65.02	46.11
Al ₂ O ₃	13.79	15.44	15.30	24.30	20.42	15.97
Fe ₂ O ₃	0.69	1.11	0.82	—	—	3.31
FeO	1.63	2.53	2.02	—	—	9.16
MgO	0.79	1.03	0.94	0.05	—	8.35
CaO	1.76	3.19	2.94	4.87	1.00	8.49
Na ₂ O	2.56	2.73	2.98	7.37	6.79	3.42
K ₂ O	4.54	3.77	3.22	1.16	6.02	0.63
H ₂ O	0.91	0.97	1.06	—	0.47	1.99
	99.52	99.76	100.05	99.85	99.72	97.43 ¹

¹ In N:o 6 ausserdem: TiO₂—0.54 0/0, P₂O₅—0.47 0/0, MnO—0.65 0/0.

1. *Gebänderter Granit* (Bd 3—5 S. 176) Ornö Hufvud. O. BÆCKSTRÖM anal.
2. *Gneissgranit*, die breite Zone NW von Söderwiken. O. BÆCKSTRÖM anal.
3. *Granitgneiss*, S von Söderwiken. O. BÆCKSTRÖM anal.
4. *Feldspat* aus dem *Ornöit*, Ornö Hufvud. G. PAYKULL anal. (CEDERSTRÖM l. c.).
5. *Ornöitaplit*, Timmerudd. N. PIHLBLAD anal.
6. *Gabbrodiorit*, Torn. R. MAUZELIUS anal. (CEDERSTRÖM l. c.).

Die an S. 166 wiedergegebene, aus CEDERSTRÖMS Arbeit genommene *Analyse* N:o 6 kann als repräsentativ für die *chemische Zusammensetzung* des olivinfreien Gabbros oder Gabbrodiorits betrachtet werden. Die Probe ist an der Ostseite von Torn genommen.

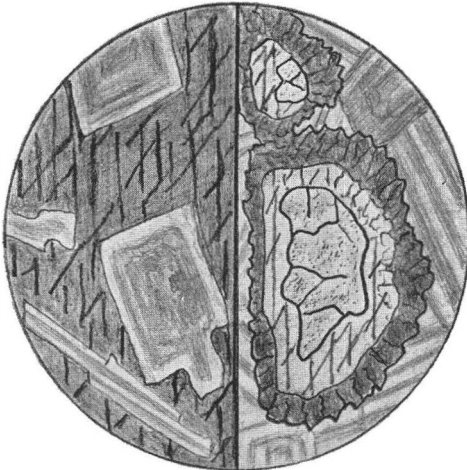


Fig. 5. Rechts zwei Olivinkörner mit doppelter Hornblendeumrahmung und von Plagioklas umgeben. Links zonale tafelförmige Plagioklase in einem grossen Individuum von brauner Hornblende liegend. Vergrößerung etwa 20.

Die Struktur ist in diesen basischen Gliedern weniger als in dem Ornöit und dem Diorit durch Granulierung verändert worden, sie ist auch gewöhnlich mehr grobkörnig. Ophitische und poikilitische Durchwachsungen, bei denen besonders die Hornblende, seltener der Augit und der Biotit, als Wirt auftritt, sind sehr allgemein vorhanden. Dabei treten häufig kelyphitische Randbildungen oder sonstige Randzonen auf, welche den unten bei den schillerfelsartigen Modifikationen beschriebenen ähnlich sind.

Die Fig. 5 kann als Illustration zu den genannten Strukturzügen dienen. Rechts liegen zwei von Plagioklaskörnern umgebene Olivinkörner mit einer doppelten Zone von Amphibol. Die innere Zone, welche in den beiden Körnern gleich orientiert ist, besteht aus einem farblosen, vielleicht etwas in hellrötlich ziehenden, sehr schwach pleokroitischen Amphibol mit gewöhnlichen Hornblendespalttrissen. Die Lichtbrechung und die Farbe kommen denen des umschlossenen Olivins so nahe, dass diese Zone in gewöhnlichem Licht sich kaum von dem Olivin durch anderes als durch

die Spaltrisse unterscheidet. Rechts in dem unteren Korne ist diese Zone teilweise von quergestellten stengligen Individuen desselben Minerals zusammengesetzt, was oft mit der ganzen Zone der Fall ist.

Die äussere Zone besteht aus grünem, stengligen oder körnigen Amphibol. Die auffallende gleiche Orientierung der hellen Amphibolzone verschiedener Olivinkörner, ist dadurch erklärlich, dass der umgebende grüne Amphibol ursprünglich ein einheitliches Hornblendeindividuum gewesen ist, in welchem die Olivinkörner poikilitisch eingewachsen waren. In anderen Teilen desselben Dünnschliffes ist noch zu sehen, wie diese grüne Hornblende ihre krystallographische Einheitlichkeit erhalten hat und gleich orientiert mit der inneren hellen Zone ist.

Die linke Hälfte der Fig. 5, demselben Dünnschliffe gehörig, zeigt tafelfartige, zonalgebaute Plagioklaskrystalle, poikilitisch in einer grossen Partie von brauner Hornblende eingeschlossen. Hier ist die Hornblende bis an dem Kontakt mit dem Plagioklas unverändert; in anderen Teilen des Dünnschliffes aber sieht man eine grünliche Randzone um den Plagioklas mit blumenkohlähnlichen kelyphitischen Bildungen, deren Formen an dem Quarz vermiculé der dynamometamorphen Granite erinnern. Es wird in diesem Gestein oft auch ein Übergang der rein braunen Hornblende in grüne oder blaugrüne Hornblende innerhalb einer einheitlichen Partie gesehen, wobei die grüne Abart mehr an den äusseren Teilen gebunden ist. Die braune Varietät hat nicht besonders starke Absorptionsfarben (bräunlich gelb bis braun oder rotbraun), und die Auslöschungsschiefe ist gering, meistens nur einige Grade.

Hornblendepikrite und verwandte Ausscheidungen in dem Gabbro bestehen überwiegend aus derselben Hornblende, welche eben beschrieben wurde. In den bis dezimetergrossen Individuen liegen 1—3 *mm.* grosse Körner von Olivin, oft auch Pyroxen, mehr selten Plagioklas. Die rundlichen, ausnahmsweise annähernd idiomorphen, Olivinkörner sind in einigen Fällen von demselben Saum von farblosem Amphibol begrenzt, welcher oben abgebildet wurde. In einem Hornblendeindividuum können einige Olivinkörner diesen Saum haben, andere nicht. Der hell rötlich violette, monokline Pyroxen bildet rundliche oder etwas prismatisch ausgezogene, zwillinglamellierte Körner. Er enthält ausser den gewöhnlichen orientierten violettbraunen Täfelchen auch Fetzen von bräunlicher Hornblende in orientierter Durchwachsung. Diese Hornblende hat dieselben rotbraunen bis braungelben Farben wie die den Pyroxen umschliessende Hornblende, zu welcher die Einschlüsse keine bestimmte Orientierung zeigen. Der Plagioklas hat denselben Charakter wie oben in Fig. 5, bildet aber oft verästelte, wie korrodiert aussehende Individuen. In einigen Fällen wurden im Inneren des Plagioklases kleine, von einem Saum brauner Hornblende umschlossene Pyroxenkrystalle gesehen. Körner von Apatit, die übrigens in dem Pikrite selten sind, kommen auch in dem Plagioklas vor.

Kelyphitische Umrandungen des Plagioklases gegen die braune Hornblende sind sehr gewöhnlich, aber nicht immer vorhanden (vgl. S. 167).

Ausser den nun genannten Mineralien werden in der Hornblende noch Körner von Magnetit, Magnetkies und grünem Spinell gesehen, letzterer vorzugsweise in der grünlichen Hornblende und in den kelyphitischen Randzonen. ROSENBUSCH hat (Physiographie, 4:te Auflage, S. 288) ausserdem farblosen, sekundär gebildeten Spinell in dieser Zone aufgewiesen.

Die reichlichen, schwarzen und violettbraunen Interpositionen der braunen Hornblende sind in der Weise ungleichmässig verteilt, dass die an den poikilitisch eingewachsenen Mineralien grenzenden Partien der Hornblende frei oder fast frei von Interpositionen sind, und in gleicher Weise verhält es sich mit den äussersten Teilen eines Hornblendeindividums. Dagegen hat sich eben an der Grenze zwischen der Hornblende und den eingeschlossenen Mineralien oder an der Grenze zwischen verschiedenen Hornblendeindividuen winzige Magnetitkörner abgesetzt, welche vielleicht den interpositionsfreien Umgebungen entnommen sind.

In einigen Hornblenditvarietäten (in den Umgebungen von Södergärde und W. von Brännkrok) liegen in der Hornblendematrix kleine (1—3 *mm.*) Flecke von Glimmeraggregaten. Dieser Glimmer zeigt starken Pleochroismus zwischen farblos und blutrothbraun. Zwischen den in allen Richtungen umherliegenden Glimmertafeln kommen Körner von Magnetit vor. In einigen Flecken ist der Glimmer chloritisiert, und dann haben sich Titanitsäume um die Magnetitkörner herum gebildet.

Gneissgranit.

Die auf der Karte kurzweg als »Gneissgranit« bezeichneten Gesteine von Ornö Hufvud sind strukturell und mineralogisch recht wechselnd, jedoch aber durch Übergänge eng mit einander verknüpft. Von den schon beschriebenen Gesteinen sind sie im Ganzen recht wohl abgegrenzt. Weil sie aber oft in quarzdioritische Facies übergehen, welche mehr oder weniger umkrystallisiert und schiefrig sind, ist ihre Unterscheidung von den schiefrigen Ausbildungsformen der oben beschriebenen, in der Regel ganz quarzfreien Dioritgesteine im Felde nicht immer leicht. Innerhalb der grossen Diorit- und Amphibolitzone im südlichen Teil des Gebietes sind kleinere Vorkommisse mit eingegriffen worden, welche dem Gneissgranit zugerechnet werden dürften, und ich halte für wahrscheinlich, dass das westlich von Söderwiken sich zuspitzende Band vor Gneissgranit etwas weiter nach dem Westen fortsetzt, obgleich es wegen der innigen Verwebung mit den dioritischen oder amphibolitischen Gesteinen mit diesen auf der Karte zusammengeführt worden ist. Es kommen in der That im westlichen Teil dieses Dioritgebietes an mehreren Stellen gneissgranitische Schlieren vor, welche, wie es scheint, ohne scharfe Grenzen mit den femischen Gesteinen zusammenfliessen.

Neben den schon beschriebenen Gesteinen und meistens über sie vorherrschend ist der Gneissgranit in der gebänderten Grenzzone vertreten. Die dieser Zone zugehörigen Bänder werden weiter unten zusammen mit den übrigen gebänderten Gesteinen behandelt, weshalb ich mich hier darauf beschränke, die zwei breiten Zonen im südöstlichen Teil von Ornö Hufvud und den mit diesen am nächsten übereinstimmenden intrusiven Streifen an der Ostseite von Hemträsk zu beschreiben.

Die herrschende Ausbildungsform in dem Gebiete zwischen Tornmossen und Söderwiken und in der Zone SW von Torn ist ein grauer faseriger Granit, welcher makroskopisch oft ziemlich grobkörnig aussieht, weil die dunklen Mineralien nicht gleichmässig verteilt sind, sondern streifenartig ausgezogene Aggregate bilden, und weil ebenso die primären Körner der salischen Mineralien durch die Art der stattgefundenen Granulation noch teilweise als Körnerkomplexe erscheinen. Auch werden einheitliche Reliktkörner, besonders von dem Feldspat, hie und da beobachtet, welche dem Gestein ein etwas porphyrisches Aussehen verleihen. Im Querbruch sieht man meistens keine Verschieferungsrichtung, sondern das Gestein sieht aus, als wäre er richtungslos körnig.

Durch den Wechsel des Gehaltes an femischen Mineralien wird das Aussehen des Gesteins sehr variabel, von hellgrau oder weisslich grau bis dunkel, und es kommen häufig langezogene Partien oder Streifen vor, welche als dioritisch oder quarzdioritisch bezeichnet werden können, wie auf die Karte ganz schematisch ausgezeichnet worden ist. In dem isolierten südlichen Vorkommnisse an der Ostseite von Hemträsk sind in der That diese femische Abarten vorherrschend.

Die auf S. 166 angeführte Analyse N:o 2 einer Probe, welche dicht an dem Pfad zwischen Södergärde und Söderwiken genommen wurde, zeigt die chemische Zusammensetzung des herrschenden, vergleichsmässig salischen Typus. Aus dieser lässt sich, mit Rücksicht auch auf die mikroskopische Untersuchung, berechnen, dass das Gestein aus etwa 37 % Plagioklas ($Ab_2 An_1$), 23 % Kalifeldspat, 27 % Quarz und 12 % Biotit und Hornblende besteht. Mikroskopisch lässt sich konstatieren, dass der Plagioklas, auch in quarzreichen und recht salischen Proben, oft viel mehr als in diesem Falle über den Kalifeldspat vorherrscht. Bei hohem Gehalt an Biotit und besonders an Hornblende tritt der Kalifeldspat ganz zurück, während der Quarz noch recht reichlich vorhanden sein kann.

Die Struktur zeigt unter dem Mikroskop Granulierung und Umkrystallisation mit reichlichen oder spärlichen relikten Feldspatkörnern (hauptsächlich Plagioklas). Die Hornblende und der Biotit sind gewöhnlich zu Streifen von Körnern, beziehungsweise Schuppen ausgezogen; zufällig sieht man aber eine annähernd gleiche Orientierung der Hornblendekörner und auch grössere relikte Partien desselben Minerals, welche zeugen, dass die Umkrystallisation nicht vollständig gewesen ist. Heller, farbloser Pyroxen kommt auch in einigen Proben vor und verhält sich bezüglich der Granulierung etwa wie die Hornblende. Die granulierten und die relikten Körner

dieser femischen Mineralien zeigen dieselben optischen Charaktere. Es ist in beiden Fällen dieselbe gemeine Hornblende der gewöhnlichen Hornblendegranite und derselbe beinahe farblose oder schwach grünliche, diopsidartige Pyroxen. Der Quarz scheint vollständiger der Umkrystallisation heimgefallen zu haben. Neben dem mosaikartig mit den anderen Mineralien auftretenden feinkörnigen Quarz kommen in der Schieferungsrichtung ausgezogene, bis 3 *mm.* lange, sinuöse Quarzkörner vor, welche oft undulöse Auslöschung haben oder in Felder mit etwas verschiedenartiger Orientierung aufgeteilt sind. Myrmekitische Verwachsungen mit Feldspat kommen häufig vor. Das grösste Interesse knüpft sich an dem Plagioklas. Die relikten Körner, welche einen Durchmesser von mehreren Millimetern erreichen können, zeigen einen ausgeprägt zonalen Bau, bisweilen mit abwechselnden kalkreichen und natronreichen Zonen, in anderen Fällen mit sehr verästelten Kerngerüsten und schlingelnden natronreicheren Adern. Ausser Albitlamellierung kommt auch Periklinlamellierung vor. Die Zwillingslamellen können sich nach den centralen Teilen der Körner ausspitzen, so dass diese ganz lamellenfrei werden. Knickungen und Biegungen der Lamellen sind häufig zu sehen. Die durch die Granulierung entstandenen Körner bilden oft Aggregate oder Flecke und zeigen ausgezeichnete Polygonalstruktur. Die Körner in diesen Flecken sind breit lamelliert und sind nicht zonalgebaut. In den stark schiefrigen Ausbildungsformen des Gesteins sind diese Flecke etwas ausgezogen, in anderen Fällen scheinen sie ziemlich equidimensional zu sein. Sie heben sich unter dem Mikroskop recht scharf von der übrigen, aus einem Gemisch von den femischen und salischen Mineralien gebildeten Gesteinsmasse ab, welche diese Polygonenstruktur in unvollkommener Ausbildung oder gar nicht zeigt, indem ihre Körner mehr unregelmässige, in einander greifende Konturen haben, wie sie für krystallisationsschiefrige Quarz-Feldspatgesteine charakteristisch sind.

Der Kalifeldspat, welcher, vor allem in den femischen Abarten des Gesteins, ein sehr zurüchtretender bis ganz verschwindender Bestandteil ist, tritt teils als kleine eingeklemmte Mikroklinkörner in dem durch Umkrystallisierung gebildeten Grundgewebe oder Mosaik auf, teils bildet er relikte Körner, welche starke Druckwirkungen zeigen und die Mikroklinstruktur nur teilweise entwickelt haben.

In dem meistens recht amphibolitischen Gneissgranit am Ostende von Hemträsk, welcher die leptitischen, kalksteinsführenden Gesteine intrudiert hat, ist der Plagioklas teilweise skapolisiert worden. Relikte Plagioklaskörner können in Skapolit verwandelt sein, wobei dieser entweder einheitliche Partien bildet oder körnig auftritt. Im ersten Falle hat die Umwandlung ein einheitliches Plagioklasindividuum getroffen, im zweiten Falle tritt gewöhnlich eine sehr eigentümliche Gruppierung auf, indem ein Haufen von Skapolitkörnern mit einer Umrandung von polygonalen Plagioklaskörnern versehen ist. An verwitterter natürlicher Gesteinsoberfläche gibt sich diese Erscheinung in der Weise kund, dass die Skapolitflecke von

einer hellen oder mehr widerstandskräftigen Randzone umgeben sind, wodurch eine gewisse äussere Ähnlichkeit mit den durch einen Plagioklasring umrandeten Orthoklaskörnern der Rapakivigesteine entsteht (Vgl. Fig. 6).

In den stark schiefrigen Ausbildungsformen des Gesteins sind diese Flecke etwas augenartig verlängert, in den schwach schiefrigen, wie in dem abgebildeten Falle, mehr equidimensional. Die einzelnen Skapolitkörner sind von derselben Grösse wie die umgebenden Plagioklaskörner (etwa $0,1-0,2$ mm.), sie haben aber gewöhnlich nicht die ausgesprochen polygonale Form dieser Körner. Oft sind die Skapolitkörner eines Fleckes annähernd gleich orientiert. Neben diesen zusammengesetzten Flecken

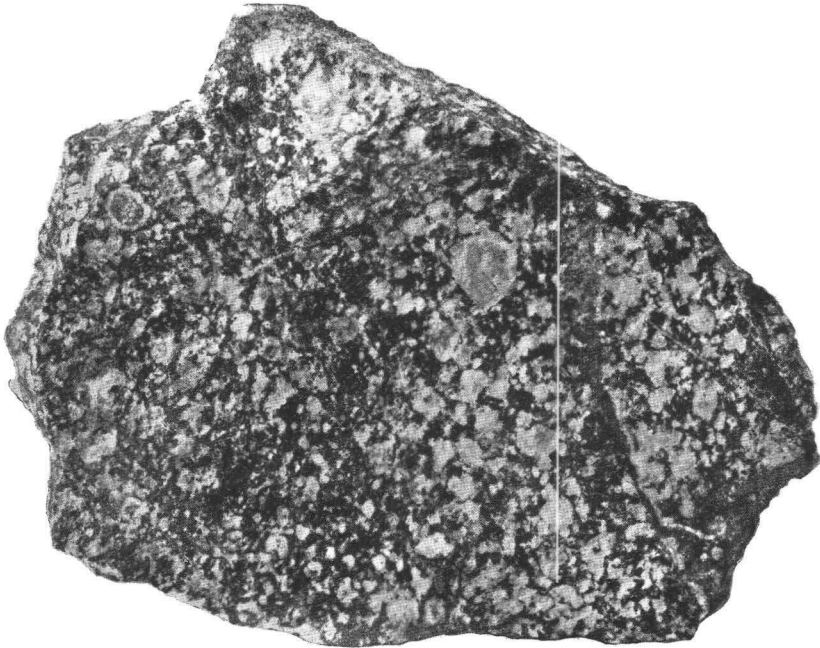


Fig. 6. Skapolitamphibolit. Hemträsket. Nat. Grösse.

kommen auch solche vor, welche durch ihre ganze Masse aus nur Plagioklaskörnern bestehen.

Die beschriebene skapolitführende Varietät des Gesteins ist femisch mit zurücktretendem bis ganz verschwindenem Gehalt an Kalifeldspat und Quarz. Sie ist durch feine, grünliche Amphiboladern durchzogen und enthält lokal fremde Einschlüsse, an welche sich drusige Ausscheidungen von Kalkspat Bergkrystall, Epidot und Skapolit abgesetzt haben.

Es mag noch bemerkt werden, dass dieser Streifen von skapolitisierendem Gneissgranit und Diorit nach dem Westen auskeilt und nicht, wie auf die Karte ausgezeichnet ist, mit seiner grössten Breite bis an das Ufer von Hemträsket reicht. Nach dem Osten treten kleine isolierten Streifen desselben Gesteins auch in der leptitischen Zone auf, wie auf die Karte

schematisch angedeutet worden ist. So sieht man das Gestein im Hangenden des aus Leptit und Kalkstein bestehenden kleinen Uferfelsen am Südwestende des Söderwiken.

Die *Kontakte* des Gneissgranits gegen die leptitischen Gesteine mit ihrem Kalksteinen zeigen sich als deutlich intrusiv, wo man Gelegenheit hat sie in guten Entblössungen zu sehen. Dies trifft eigentlich nur in den Uferfelsen zu; wenn man sich von dem Ufer entfernt, hindert die Flechtenbekleidung, die Details der Kontakte zu sehen. Beispiele derartiger Intrusivkontakte können an der eben beschriebenen Lokalität an der Ostseite von Hemträsket gesehen werden. Das skapolitführende Gestein kommt dort mit einem hellen, röthlichen, fast dichten Leptit in Kontakt und hat an der Grenze lange plattenformige Partien desselben eingeschlossen.

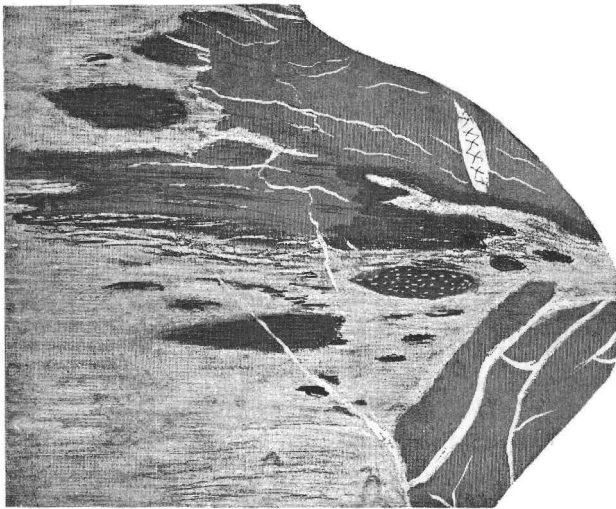


Fig. 7. Uferfelsen an der Ostseite von Norrwiken. Intrusion von Gneissgranit (hell) in Leptit (dunkel) zeigend. Masstab etwa 1:100.

Die mikroskopische Beschaffenheit dieses Leptits wird weiter unten näher beschrieben werden.

Beide Gesteine sind schiefrig und der Kontakt verläuft im Ganzen parallel mit der Schieferigkeit. Die oben erwähnten, innerhalb des intrudierenden Gesteins vorkommenden Einschlüsse sind als kontaktmetamorphosierte Bruchstücke des Nebengesteins zu deuten.

Ein besser entblösster Kontakt zwischen dem Gneissgranit und dem Leptit ist an der Mündung von Norrwiken, gegenüber Norrwiksudde zu sehen. Der hier vorspringende Uferfelsen zeigt einen dunkelgrauen, biotitreichen, granatführenden Leptit, welcher von dem Gneissgranit zersplittert worden ist und ein Aussehen hat, das durch die Fig. 7 veranschaulicht werden soll. Der mittelkörnige, durch die zahlreichen Plagioklasrelikten etwas augengneissartige Granit ist deutlich flasrig. Gegen den

Kontakt hin, besonders längs der Mittellinie der Figur, wird er feinkörniger und durch Resorption von Leptit auch dunkler und schlierig. Die feinen Adern, welche den Leptit apophysenartig durchsetzen, sind dagegen mehr salisch, z. T. aplitartig. Der Leptit ist an den Kontakten metamorphosiert worden, und einige der Bruchstücke haben durch Resorption verschwommene Konturen erhalten. Ein Stück (in der Mittellinie, etwas rechts) ist der Art kontaktmetamorphosiert worden, dass sich kleine Feldspatäugen von demselben Aussehen wie im Gneissgranit selbst ausgeschieden haben. Rechts oben ist eine lenticuläre Quarzausscheidung in dem Leptit. Einige der aplitischen Adern setzen in den Gneissgranit hinein. Da sie als letzte Produkte des intrudierenden Magmas aufzufassen sind und unabhängig von der Schieferigkeit des Granits sind, dürfte diese hier eine primäre oder protoklastische Parallelstruktur sein. Die Streichrichtung des Granits zeigt, dass der hier entblösste Felsen derselben Zone angehört, welche bogenförmig von Torn nach Norrwiken und von dort in nordöstlicher Richtung Timmerudd vorüber fortsetzt.

Die südlichere und mehr peripherische Granitzone, die von Brännkrok aus längs dem Söderwiken verläuft ist an der Westseite des Massives in der stark gebänderten Gesteinszone representiert, welche unten näher beschrieben wird.

Die Gesteine der gebänderten Grenzzone.

Wenn auch ein bandartiger Wechsel salischer und femischer Gesteine an der Ostseite des Massives, zwischen Brännkrok und Söderwiken, zu sehen ist, so wird er jedoch dort nicht besonders ausgeprägt. Gewöhnlich hat dieser Wechsel dort einen schlierenartigen Charakter, und die Schlieren nehmen im Allgemeinen nicht das Aussehen distinkter Bänder oder Lager.

An der Westseite des Massives dagegen ist die gebänderte Struktur ausserordentlich stark hervortretend, wie an den Abbildungen Fig. 1, 9, 10, 11 und 12 zu sehen ist. Diese gebänderte Zone ist überwiegend aus salischen und femischen Modifikationen des Gneissgranits zusammengesetzt. Die femischen Bänder sind verschiedener Art; meistens sind sie ziemlich quarzreich und stehen dem normalen Gneissgranit sehr nahe, von welchem sie sich hauptsächlich durch einen grösseren Gehalt an Biotit und Hornblende und das Zurücktreten des Kalifeldspats unterscheiden; aber es kommen auch femische Bänder vor, welche eine mehr normaldioritische Zusammensetzung haben. Über die Angehörigkeit dieser zu dem Gneissgranit oder zu dem Diorit oder Gabbro des Massives ist nicht immer leicht zu entscheiden. Ich bin indessen geneigt die femischen Bänder ganz überwiegend als dem Gneissgranit zugehörig zu deuten und sie als stark ausgezogene Schlieren aufzufassen, welche in derselben Relation zu dem Granit stehen, wie die quartzdioritischen Schlieren an der Ostseite

des Massives zu dem sie umschliessenden Granite. An der inneren Seite der Grenzzone, und z. T. mit Ornöitaplit alternierend, kommen jedoch dioritische Bänder oder Streifen vor, die enger mit dem Ornöit als mit dem Gneissgranit verknüpft sind.

In dem Hervorbringen der Bandstruktur der Grenzzone nehmen auch Bänder oder Lagergänge von Ornöitaplit Teil; und ausserdem kommt noch ein aplitischer Kaligranit vor, welcher sich jedoch nicht immer vollständig konform mit dem Streichen der übrigen Gesteine der bandstruierten Zone einrangiert. Noch mehr unabhängig von dieser sind die Pegmatitgänge, deren Richtung freilich gern annähernd dem Streichen der bandstruierten Gesteine folgt, meistens aber deutlich diese unter schiefen Winkel überquert.

Ornö Hufvuds N:a Udde.

Die Zusammensetzung der gebänderten Grenzzone lässt sich am besten in den entblösten Uferfelsen von Ornö Hufvuds N:a Udde, Timmerudde und an der Ostseite von Hemträsk studieren. Für eine nähere petrographische Beschreibung der in dieser Zone vertretenen Gesteine wähle ich die erstgenannte Lokalität aus, weil der Gesteinswechsel dort am grössten ist und weil dort ein vorzüglich entblösster Durchschnitt der ganzen Zone vorhanden ist.

Tafel 12 gibt ein nur schematisches Bild der Bandstruktur; die feinere Bandung, welche oft innerhalb der auf diese Karte angegebenen Bänder zu sehen ist, hat nur in einer sehr unvollkommen Weise angedeutet werden können. Die Details werden durch die Fig. 9, 10 und 11 veranschaulicht.

Die folgende Beschreibung der verschiedenen Bänder an Ornö Hufvuds N:a Udde beginnt mit dem äussersten, als 1 auf die Karte bezeichneten Bande, und geht dann weiter einwärts bis 23 vor, wo die Bandstruktur ganz aufhört.

1. Feinkörniger, röthlicher *Ornöitaplit*, 2 m breites Band. Das Gestein ist deutlich gebändert durch untergeordnete Streifen und dünne Bänder schwärzlich grüner Farbe. Die Hauptmineralien sind Albit und Mikroklin in bandweise wechselnden Proportionen. Die Feldspatkörner erreichen 0,5—1 mm Durchmesser und sind ziemlich eqvidimensional, jedoch mit einer Tendenz zu einer Längsaxe in Übereinstimmung mit der Richtung der Bandstruktur. Sie entbehren selbständige Begrenzung und greifen etwas hakig in einander ein. Der Mikrolin ist klar durchsichtig, der Albit ist etwas trüb und roth pigmentiert. Die dunklen Mineralien sind Epidot und Chlorit. Jener tritt in bis millimetergrossen Körnern und prismatischen Stengeln auf; dieser bildet feinschuppige Aggregate welche verästelte Flecke zwischen den Feldspatkörnern bilden. Die Begrenzung dieser gegenüber diesen Flecken ist nicht idiomorph.

Durch schichtenweise wechselnder Menge rufen diese dunklen Mineralien eine ausgeprägte Streifigkeit in dem Ornöitaplit hervor. Während sie normal sehr untergeordnet im Gestein vorkommen, werden sie, besonders

der Chlorit, in gewissen Streifen ganz dominierend, so dass in der Chloritmasse ausser dem Epidot nur vereinzelte Albitkörner zu sehen sind. Diese erscheinen dann wie zerfressen (Fig. 8). Dieser Albit ist, im Gegensatz zu dem Albit des normalen Ornöitaplots ganz klar durchsichtig.

In gewissen Streifen tritt als drittes femisches Mineral noch Hornblende hinzu, Körner von Millimetergrösse oder grösser bilden. Die Absorptionsfarben gehen in bläulich grünen und gelblichen Tönen.

2—7. Ein Komplex von schichtartig wechselnden *salischen* und *femischen Gesteinen*. Die Art und Deutlichkeit der Parallelstruktur wird durch die Abbildungen Fig. 9, 10 und 11 illustriert. Neben diesem bandartigen Wechsel zeigen die Gesteine auch eine deutliche Krystallisationschiefrigkeit, welche mit der Bandstruktur konform ist und etwa gleich ausgeprägt ist in der Streich-, wie in der Fallrichtung. Die Korngrösse



Fig. 8. Chloritgestein mit Körnern von Epidot und Albit, dieser verästelt und wie zerfressen. Streifen in Band 1, Taf. 12. Vergr. etwa 30.

ist in verschiedenen Bändern etwas verschieden, im Allgemeinen können die Gesteine als feinkörnig bezeichnet werden; zerstreute grössere Feldspatkörner geben ihnen jedoch meistens ein porphyrisches Aussehen, was oft besonders deutlich bei den femischen Varietäten hervortritt.

Die chemische Beschaffenheit der hier vorhandenen *salischen Bänder* geht aus der Analyse Nr 1, S. 166 hervor, welche auf einem Stück eines der rechts auf der Fig. 11 hervortretenden Bänder ausgeführt wurde. Aus dieser Analyse ergibt sich die mineralogische Zusammensetzung: *Kali-feldspat* 27 %, *Andesin* ($Ab_{15} An_6$) 30 %, *Quarz* 35 % und *Biotit* etwa 7 %. Innerhalb dieser granitischen Bänder schwankt die Zusammensetzung jedoch recht viel, wie besonders an dem schichtweise wechselnden Gehalt an Biotit zu sehen ist. Es kommen ganz biotitfreie Schichten in Wechsel mit recht biotitreichen vor (Fig. 11). Auch treten oft vereinzelte Körner von Hornblende neben dem Biotit auf. Unter den Nebengemengtheilen sind noch spärliche Körner von Apatit, Zirkon und Schwefelkies. In den

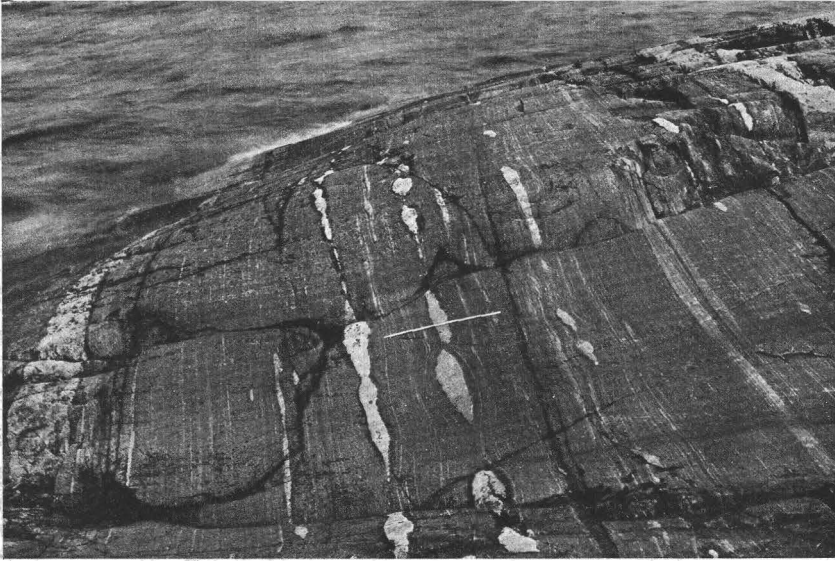


Fig. 9. Gestreifter Granit, Bd. 2, Taf. 12. Links und rechts Pegmatitgänge und in der Mitte reihenförmig angeordnete Pegmatitlinsen.

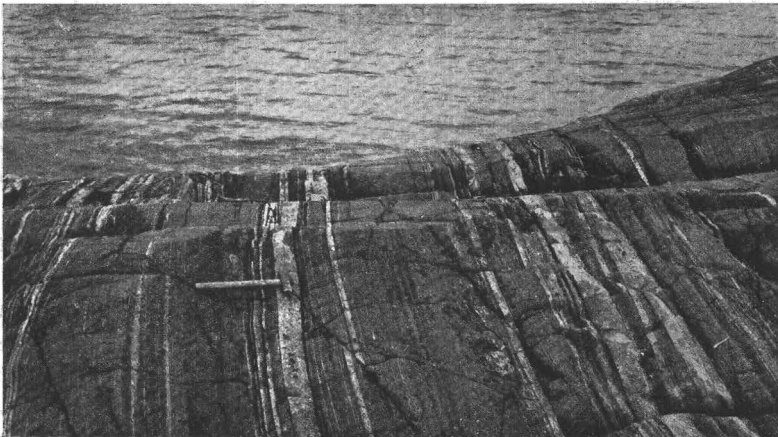


Fig. 10. Wechselndé salische und femische Bänder, Bd. 3—6, Taf. 12.

biotitfreien Schichten kommt noch Granat hinein, vereinzelte bis stecknadelkopfgrosse Körner bildend. Magnetit wird nicht in diesen Gesteinen gefunden.

Schiefrigkeit ist nicht nur in den biotitführenden Schichten zu sehen, sondern auch die ganz biotitfreien Schichten zeigen schon makroskopisch eine recht ausgeprägte Krystallisationsschiefrigkeit, indem die spiegelnden Spaltflächen der kleinen Feldspatkörner vorwiegend eine mit der Bandstruktur und der Orientierung der Biotitblättchen gleichgerichtete Längs-



Fig. 11. Gebänderter Granit aus der Zone 4, Taf. 12. Natürl. Grösse.

achse haben. Dasselbe Verhältnis zeigen auch die vereinzelten, als relikte zu deutenden grösseren (bis 1 *cm.*) Feldspatindividuen, welche in einigen Bändern vorhanden sind. Noch mehr tritt diese Krystallisationsschiefrigkeit bei dem Quarze hervor. Unter dem Mikroskop sieht man Quarzkörner, welche 3 bis 4 Mal länger in dieser Richtung als senkrecht dagegen sind.

Das Gefüge dieser granitischen Gesteine wird in erster Reihe durch die sinuöse gegenseitige Begrenzung des Quarzes and der Feldspate charakterisiert. Daneben sieht man aber auch rundliche, kleine Quarzkörner poikilitisch in dem Feldspat eingewachsen, ebensowie myrmekitische

Durchwachsungen. Die Kalifeldspatkörner zeigen oft nur partiell Gitterstruktur. Eigentliche kataklastische Strukturen haben sich im Allgemeinen nicht entwickelt, aber der Quarz ist oft stark undulös und kann auch beginnende Zerteilung in etwas ungleich orientierte Felder zeigen.

Die femischen Bänder in diesem Komplex schwanken in ihrer Zusammensetzung zwischen quarzreiche und quarzarme Diorite und können mit Rücksicht zugleich auf ihre Struktur als Plagioklasgneise und Amphibolite bezeichnet werden. Sie sind jedoch nicht vollständig umkrystallisierte Gesteine, sondern enthalten gewöhnlich recht reichlich porphyrisch aussehende relikte Plagioklaskörner. Die Verteilung des Biotits und der Hornblende wechselt schichtartig, wie in den salischen Bändern, mit welchen diese femischen Bänder durch intermediäre Varianten eng verbunden sind. Der Biotit ist reichlicher vorhanden als die Hornblende.

Die Schiefrigkeit ist recht deutlich und vorzugsweise durch die Anordnung des Biotits und der Hornblende bedingt. Die Struktur kann kurzweg als granoblastisch schiefrig bezeichnet werden. Die grösseren Plagioklasflecke, welche 3 bis 6 mm. in Durchmesser erreichen und folglich sich recht scharf von der dunklen, schiefrigen Hauptmasse des Gesteins abheben, werden unter dem Mikroskop ausnahmsweise als deutlich relikte erkannt. Sie haben dann einen zonalen Bau mit kalkreichem Kern oder mit Kerngerüst und sauren Adern. Betreffs der Lamellierung unterscheiden sie sich von den neugebildeten Plagioklaskörnern etwa in derselben Weise, wie schon bei dem Gestein östlich von Hemträsket beschrieben wurde.

Gewöhnlicher ist es, dass die Plagioklasflecke sich in Aggregate aus polygonalen, breitlammellierten Körnern auflösen. Die Dimensionen der einzelnen Körner dieser Flecke erreichen etwa Millimetergrösse; sie sind sowohl dadurch als durch ihre Formen von den kleineren Plagioklaskörnern der schiefrigen »Grundmasse« des Gesteins verschieden.

Ausser vereinzelte Körner von Apatit kommen keine accessorische Mineralien vor mit Ausnahme in einem Dünnschliffe aus der Zone 7, wo Schwefelkies gewundene Adern in den Quarzkörnern bildet. Diese Adern gehen vorzugsweise quer über die Schiefrigkeit und über die Längsaxe der Quarzkörner und setzen nicht in die anliegenden Mineralkörner hinein.

8. *Gneissgranitisches Band* von 15 m. Breite. Das Gestein ist am nächsten den oben beschriebenen salischen Bändern, besonders dem Band 4 ähnlich, jedoch im Ganzen mit etwas grösserem Korn (durchschnittlich 1—2 mm). Eine deutliche Krystallisationsschiefrigkeit ist vorhanden, daneben auch eine Streifigkeit, die jedoch nicht so ausgesprochen und distinkt ist wie bei dem vorigen, indem die dunklen Mineralien (Biotit und Hornblende) hier mehr gleichmässig im Gestein verteilt sind.

Die mikroskopische Struktur zeigt reichliche myrmekitische Bildungen und stimmt im Ganzen übrigens mit der Struktur der vorigen salischen Bänder überein. Von Nebengemengteilen wurden hier nur spärliche Körner von Apatit gefunden.

9. Gleichmässig körniger, deutlich schiefriger und auch streifiger *Plagioklasamphibolit* von schwarzer Farbe. Herrschende Mineralien sind Andesin, Biotit und Hornblende, untergeordnet kommen Quarz und Magnetit vor. Apatit ist nur in vereinzeltten rundlichen Körnern vorhanden. Der Biotit und die Hornblende bilden zusammen etwa die Hälfte der Gesteinsmasse; sie sind jedoch etwas ungleichmässig verteilt, sowohl untereinander, als in Verhältnis zu dem Plagioklas, dadurch einen bandartigen Wechsel in der Zusammensetzung des Gesteins bewirkend.

Die mikroskopische Struktur ist typisch granoblastisch schiefrig mit einer Korngrösse, welche für die Längsaxe der Körner durchschnittlich 0,5—1,5 mm erreicht. Die Schiefriohet gibt sich nicht nur in der Anordnung und Lage der femischen Mineralien kund, sondern auch die Plagioklas-, und noch mehr die Quarzkörner haben überwiegend ihre Längsaxe in der Schieferungsrichtung. Der Plagioklas bildet unregelmässige breitlamellierte Körner, deren Lamellen unter dem Mikroskop gern eine annähernde Orientierung in Übereinstimmung mit der Schieferungsrichtung zeigen. Zu dieser Richtung quergestellte Lamellen kommen jedoch auch häufig vor.

10. Ein stark schiefriges Band *granitischer* Zusammensetzung. Das Gestein zeigt recht deutliche Druckerscheinungen und ist z. T. durch Pegmatitintrusionen vom Band 9 geschieden.

11. Feinschiefriger, plagioklasreicher *Biotitamphibolit* mit vereinzeltten kleinen Feldspatflecken. Unter d. M. wird etwas Quarz gefunden. Der Biotit ist vollständig in Chlorit übergeführt und über die krystalloblastische Schiefriohkeit hat sich eine zweite kataklastische Schiefriohkeit entwickelt, welche jedoch die vorige nur partiell ausgewischt hat.

12. Ein meterbreites *aplitähnliches* Band eines röhlichen, biotitarmen, deutlich streifigen Quarz-Alkalifeldspatsgesteins. Der Feldspat ist ganz überwiegend Mikroklin; der Albit ist sehr zurücktretend, was einen bestimmten Unterschied gegenüber den vorigen salischen Bändern gibt. Der Quarzgehalt dürfte gegen 50 % erreichen. Die Struktur ist schiefrig, obgleich wegen des geringen Gehalts an Biotit weniger hervortretend als in den vorigen Bändern. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,5—1 mm und die Mineralkörner grenzen mit sinuösen Konturen gegen einander, wobei der Quarz überwiegend konvexe Ausbuchtungen gegen den Feldspat zeigt. Letzterer ist von kleinen Quarzkörnern randlich durchlöchert und auch myrmekeitisoh von dem Quarz durchgewachsen. Vereinzeltte rundliche, winzige Körner von Zirkon(?) wurden im Dünnschliff auch wahrgenommen.

Wahrscheinlich ist dieses Gestein, obgleich er völlig konkordant in den anderen gebänderten Gesteinen auftritt, als ein jüngerer Gang aufzufassen und mit den weiter nach dem Süden an Timmerudd und Svinåker vorkommenden Granitgängen zusammenzustellen.

13—15. *Plagioklasgneiss* und *Plagioklasamphibolit*, z. Th. mit deutlicher Bandstruktur. Die Zusammensetzung und Struktur sind von derselben Art, wie in den Bändern 5—7 und im Band 9. Die Korngrösse dürfte

jedoch durchgehend etwas höher liegen (etwa 1—2 mm). Mehr salische Bänder kommen auch in diesem Komplex vor. Bd 14 ist ein solches von etwa 0,5 m Breite, welches durch seinen Quarzreichtum und Feinkörnigkeit (0,2 mm) sich von den übrigen stark abhebt. Die Feldspate sind Mikroklin und Plagioklas, der Biotitgehalt ist grösser als in den anderen quarzreichen Gesteinen an dieser Lokalität. Etwas Muscovit ist auch vorhanden. Ich bin geneigt dieses Gestein als eine durch sekundäre Prozesse silicifizierte Modifikation der angrenzenden Gesteine anzusehen.

16. Meterbreites, deutlich streifiges Band von *Ornötaplüt*. Korngrösse 1—2 mm und mehr. Zusammensetzung etwa wie in Band 1. Da der Albit etwas stärker rothpigmentiert als der Mikroklin ist, und da die Proportionen der Feldspate streifenartig wechseln, tritt eine Band- oder Schlierenstruktur recht gut hervor.

Das rothbraune Pigment ist überwiegend an den Rändern der Plagioklaskörner und in Rissen derselben konzentriert.

Als eine bei den übrigen Ornötapliten nicht beobachtete Eigenthümlichkeit mag die Umrandung mancher Mikroklinkörner mit einem Saum von gleichorientiertem Albit erwähnt werden, und weiter das Vorkommen einzelner Quarzpartien, welche wie miarolitische Hohraumausfüllungen aussehen. In diese Quarzfelder ragen die Albite mit freien Krystallflächen und Anwachsspitzen hinein.

Ausser den erwähnten Mineralien kommen noch spärliche Flecke von feinschuppigem Chlorit (wie in Band 1), vereinzelte Apatitkörner und bis millimetergrosse, scharfbegrenzte Titanitkrystalle vor. Letztere sind z. Th. in eine grauweisse erdige Substanz umgewandelt.

Pegmatitgänge überqueren mit spitzer Winkel dieses Band und die anliegenden Bänder 15 und 17.

17. Eine 4 m breite Zone, welche aus einem *Epidotamphibolit* besteht, der mit mehreren 0,1—1 dm breiten Streifen oder Bändern von *Ornötaplüt* alterniert. Diese haben dieselben Charaktere wie die oben beschriebenen; das amphibolitische Gestein dagegen ist nicht mit den Plagioklasamphiboliten oben zu verwechseln, sondern mit den aus Chlorit, Epidot und Hornblende bestehenden Streifen zu vergleichen, welche in dem Ornötaplüt des Bandes 1 eingeschaltet sind. Schon makroskopisch wird die Verschiedenheit dieser Zone von den plagioklasamphibolitischen Bändern durch einen Stich ins Grüne und durch die geringere Härte des Gesteins bekündigt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein als aus überwiegend Hornblende und Epidot bestehend. Daneben kommt Quarz als vereinzelte hakige Felder vor. Die Hornblende bildet millimetergrosse Körner und Stengel, welche nur andeutungsweise zu einer Parallelorientierung tendieren und deshalb eine nur wenig hervortretende Schiefrigkeit bewirken. Die Absorptionsfarben der Hornblende sind hell braungelb bis gelbgrün. Der Epidot bildet kleinere prismatische Körner, welche mit scharfer Idiomorphie in die Quarzfelder hineinragen. Ausser dem Quarz kommt noch ein anderes farbloses Mineral (oder Mineralgemisch) vor, kleine unregel-

mässige Flecke bildend. Es sieht aus, als ob es eine pertitische oder granophyrische Verwachsung zweier Substanzen wäre, wovon die eine am ehesten Albit sein dürfte. Accessorisch sind weiter noch Körner von Titanit und Magnetit in dem Gestein vorhanden.

18—19. Ein 15 Meter breites, im Ganzen recht homogenes Band von *Ornöitaplit*, das nicht scharf gegen das vorige begrenzt ist, von welchem es jedoch teilweise durch Pegmatitintrusionen geschieden wird. Makroskopisch zeigt sich eine deutliche feine Streifigkeit, teils durch alternierende Streifen verschiedener Korngrösse, teils durch den Wechsel von dünnen weisslichen und braunrothen oder chocoladebraunen Streifen hervorgerufen. Diese braune Farbe wird durch kleine Punkte verursacht, welche schon makroskopisch unterscheidbar sind. Ausserdem zeigt die natürliche Felsenoberfläche z. Th. einen Rosthaut von derselben Farbe, welcher auf einen Mangengehalt deutet.

Die Hauptgemengteile des Gesteins sind Albit und Mikroklin mit ähnlicher Ausbildung wie im Band 1. Der Durchschnittsgehalt an Albit etwa doppelt so gross wie der an Mikroklin. Chlorit kommt in diesem Band nicht vor, dagegen ist ein Glimmer mit starken rotbraungelben Absorptionsfarben vorhanden, lappige Schuppen bildend, die sich an die Konturen der Feldspatkörner anschmiegen. Dieser Glimmer, der schätzungsweise höchstens 5 % erreicht, ist partiell in eine weissgraue erdige Substanz verwandelt. Etwas reichlicher tritt Epidot auf, Körner und Prismen von höchstens Millimetergrösse bildend. Diese Körner zeigen keine Orientierung in Verhältnis zu der durch den Glimmer angedeuteten Schieferigkeit, sondern liegen in allen Richtungen umher. Der Epidot hat hier einen deutlich zonalen Bau, wobei eine Aussenzone von Piedmontit den normalen Epidotkern umrahmt. Es ist die Zersetzung dieser Epidotkörner, welche die oben erwähnten Rostpunkte und den Manganoxydüberzug an der Oberfläche des Felsens hervorbringt.

Das als 19 bezeichnete Band an der rechten Seite ist nur eine etwas abweichend gefärbte Zone desselben Gesteins. Weiter rechts, unten in der Zone 20, kommen zwei schmale auskeilende Streifen desselben Ornöitaplits vor.

20—23. In diesem Teil von Ornö Hufvuds N:a Udde ist die Bandung und Schieferigkeit der Gesteine weniger ausgeprägt und tritt nach dem Süden ganz zurück. Die salischen und femischen Glieder wechseln mit einander schlierig, oder sie sind breccienartig mit einander verwoben. Ornöitaplitische Schlieren wechseln mit amphibolitischen, oder Adern jener durchschwärmen diese, in welchen linsenartigen Partien von größerem Korn und dioritischem Aussehen als Auscheidungen auftreten. Man ist hier schon an der inneren Seite der gebänderten Grenzzone, und die Gesteine sind hier aufs Engste mit der schon beschriebenen Eruptivbreccie an dem entgegengesetzten Ufer des kleinen Fisklösabusens verknüpft.

Die femischen Gesteine an diesem Teil von Ornö Hufvuds Udde schliessen sich nicht wie die oben beschriebenen gebänderten Plagioklas-

gneisse und Amphibolite dem Gneissgranite an, sondern gehören dem dioritischen Magma im Inneren des Gebietes und sind wie dieses mit Ornöt und Ornöitaplit verbunden. Mikroskopisch unterscheiden sie sich auch von den femischen Gliedern der gebänderten Grenzzone durch das Zurücktreten des Quarzes, welcher hier nur ausnahmsweise zu sehen ist.

In struktureller Hinsicht sind die femischen Gesteine hier sehr wechselnd. Links ist noch Krystallisationsschiefrigkeit zu sehen: rechts ist es aber meistens nicht weiter als zu einer partiellen Granulation ohne Entwicklung von Schiefrigkeit gekommen, wobei die primären Körner in einen polygonalkörnigen Mosaik zerfallen sind. Neben diesen granulierten Partien kommen noch erhaltene primäre Strukturzüge vor, wie es in den inneren Teilen des Gebietes oft der Fall ist.

Timmerudd.

Eine zweite Lokalität, wo die gebänderten Gesteine der Grenzzone an ausgezeichnet gut entblösten Uferfelsen studiert werden können, ist der Timmerudd an der Westseite des Gebietes. Die Abbildungen Fig. 1, 12 und 13 geben eine Vorstellung von der Bandstruktur der Gesteine an den äusseren Teilen dieses Felsenvorsprunges. Die Fig. 12 ist durch eine horizontale Scheidelinie geteilt, welche eine Unterbrechung von etwa 60 Meter representiert. Es ist an diesem Bild zu sehen, wie persistent die Bänder sind. Nicht nur die Bänderkomplexe, sondern auch vereinzelt Bänder, welche eine Breite von nur einigen Centimetern oder gar Millimetern haben, können an beiden Teilen identifiziert werden.

Die Gesteine, welche diese Zone zusammensetzen, sind gneissgranitisch und amphibolitisch; sie sind mit den entsprechenden Gesteinen an Ornö Hufvuds Norra Udde identisch, nur dass sie teilweise eine noch mehr ausgeprägte Bandstruktur besitzen. Aus der Streichrichtung wäre zu erwarten, dass an den beiden Lokalitäten in der That dieselbe Bänderkomplexe auftraten möchten. Eine Identifizierung ist indessen nur in grossen Zügen möglich, die einzelnen Bänder oder Bandkomplexe können nicht erkannt werden. Der am meisten hervortretende Unterschied liegt in dem Auftreten des Ornöitaplit in den äusseren Bandkomplexen von Ornö Hufvuds norra Udde, während dieses Gestein an Timmerudd erst etwas einwärts nach dem Überschreiten der eigentlichen Bänderzone angetroffen wird. Wenn man auf Timmerudd von dem Ufer einwärts geht, findet man die Gesteine in folgender Weise auftretend.¹

¹ Die ganz summarische Bezeichnung der Gesteine an dieser Lokalität auf die Karte ist betreffs des äusseren Teils der Grenzzone fehlerhaft, indem Leptit anstatt Gneissgranit dort ausgesetzt worden ist. Beim Aufgehen des unten beschriebenen Profils folgt man am besten dem Südufer bis an das grosse Gneissgranitband, um von dort gerade einwärts zu gehen.

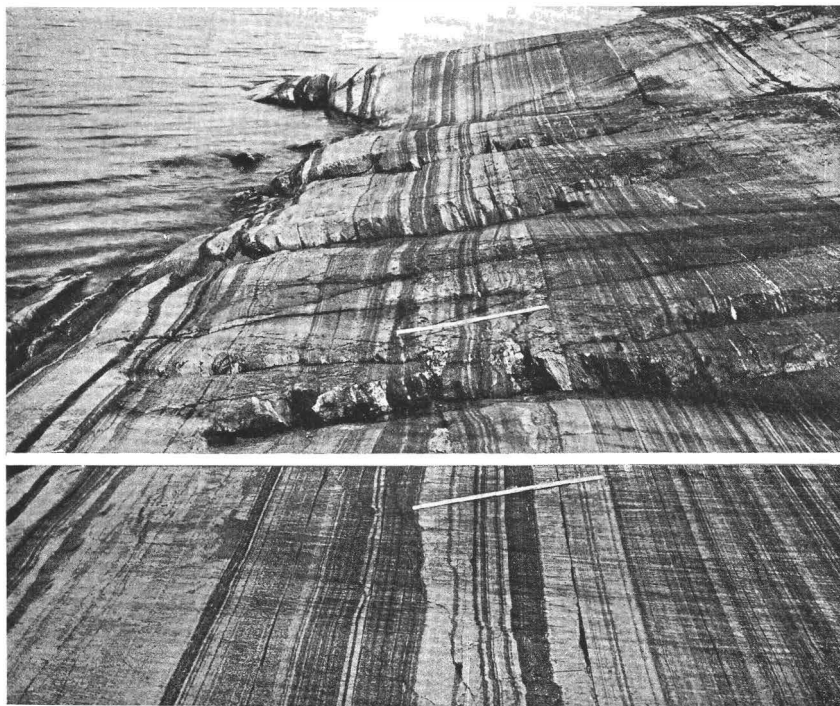


Fig. 12. Gebänderte Grenzgesteine an Timmerudd. Die Unterbrechung representiert eine Distanz von 60 Meter. Der Messstab ist 0,5 Meter.

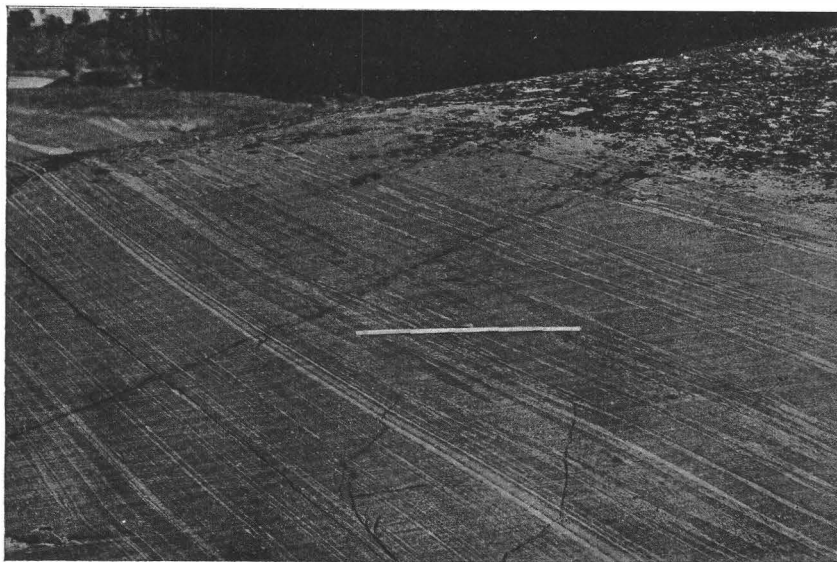


Fig. 13. Schlierige und gebänderte Gesteine an Timmerudd, rechts von der Fig. 12. Der Messstab ist 0,5 Meter.

1. Zunächst dem Ufer ein einige Meter breiter Komplex von salischen und femischen *gneissgranitischen* Bändern, welche den entsprechenden Gesteinen am Nordende von Ornö Hufvuds norra Udde ganz ähnlich sind. Die an den Abbildungen hervortretenden dunklen Bänder sind sehr biotitreich, die hellen Bänder sind fast frei von Glimmer. Die äussersten schwarzen Bänder sind rinnenartig vertieft wegen der durch die Brandung in dem lockeren biotitreichen Gestein bewirkten Erosion.

2. Die nun folgende Zone, etwa 30 Meter, besteht aus mehr femischen *Plagioklasgneissen* und *Amphiboliten* von demselben Charakter wie die entsprechenden Gesteine an Ornö Hufvuds norra Udde. Auch diese Zone ist gebändert, obgleich nur in ihrem der vorigen Zone angrenzenden Teil gleich schön wie diese. Einwärts, wird die lagerartige Bandstruktur durch einen mehr schlierigen Wechsel verschiedener Gesteinsmodifikationen ersetzt, wie an der Abbildung Fig. 13 zu sehen ist. In dieser überwiegend femischen Zone kommen ebenfalls untergeordnete Komplexe salischer, gneissgranitischer Gesteine derselben Charakter wie am äussersten Uferfelsen vor. Diese salische Komplexe sind unmittelbar an der Uferlinie am Südwestende des Vorsprunges am besten entblösst.

3. Ein etwa 20 Meter breites Band eines hell rötlich grauen *aplitgranitischen* Gesteins mit spärlichen kleinen glänzenden Biotitschuppen. Die Korngrösse ist etwas schwankend, meistens 1—2 mm. Die Schieferigkeit ist makroskopisch wenig merkbar. Unter d. M. erweist sich das Gestein, von der etwas gröberen Körnigkeit abgesehen, mit Band 12 an Ornö Hufvuds norra Udde übereinstimmend. Es unterscheidet sich folglich von den anderen Gneissgraniten der Grenzzone durch das Vorherrschen des Mikroklin über den Plagioklas. Für die aplitische Natur dieses Gesteins spricht ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Muscovit, der auch hie und da schon makroskopisch beobachtet werden kann. Das Gestein ist etwas inhomogen, mit Schlieren von rein salischer Zusammensetzung, welche z. T. etwas gröber, fast pegmatitisch werden können.

Dieses Gestein ist auch in den Uferfelsen zwischen Timmerudd und der S. 173 beschriebenen Landspitze an der Mündung von Norrviken entblösst und enthält dort Einschlüsse und Bruchstücke der an das Massiv grenzenden granatführenden Leptitgesteine.

4. Einwärts von dem nun beschriebenen Band trifft man nun ein etwa 40 Meter breites, nach dem Nordosten sich zuspitzende Band des gewöhnlichen *Gneissgranits*, der eine Fortsetzung des sich zwischen Torn und Norrviken hinziehendes Zuges ist. Das Gestein ist hier etwas mehr grobkörnig als in der äusseren, bandstruierten Zone; eine wirkliche Bandstruktur ist hier nicht zu sehen, aber das flasrige Gestein wechselt schlierenartig mit amphibolitischen Streifen in derselben Weise wie schon S. 169 betreffs den breiteren Gneissgranitzügen im südöstlichen Teil des Gebietes beschrieben worden ist. Gegen die folgende Zone ist dieses scharf begrenzt.

5. Weiter einwärts kommt man in die *ornöitaplitische* Zone hinein, die sich weiter nach dem Nordosten über den Fisklösabusen hinzieht. Wenn man diese Zone hier überquert, sieht man, wie auch hier amphibolitische Streifen in dem Gestein vorkommen und wie die durch die Anordnung dieser und durch die Beschaffenheit des Gesteins im übrigen bedingte Parallelstruktur einwärts allmählich undeutlicher wird. Sie ist jedoch hier recht merkbar noch nachdem man in den eigentlichen Ornöt hineineingekommen ist.

Das Nordostufer von Hemträsket.

Zwischen Norrviksudde und Svinåker ist die gebänderte Grenzzone an mehreren Stellen zu sehen; wegen der Moos- und Flechtenbekleidung sind die Details jedoch hier nicht so gut wie an den schon beschriebenen Lokalitäten zu verfolgen. Eine bessere Gelegenheit bietet sich in der weiteren Fortsetzung nach dem Süden dar, wo die Grenzzone das Ufer von Hemträsket erreicht.

Wenn man von Svinåker ausgehend dem Ostufer von Hemträsket folgt, überschreitet man zuerst *leptitische Gesteine* verschiedener Art mit Einlagerungen von *Kalkstein*, welche starke untergeordnete Faltungen und Umbiegungen zeigen, und kommt dann in die gebänderte Grenzzone der Magmagesteine hinein. Die hier vertretenen Gesteine können kurz folgenderweise charakterisiert werden.

1. Gebänderter, überwiegend recht salischer *Gneissgranit* von demselben Charakter wie in den äusseren Teilen der Grenzzone an Ornö Hufvuds norra Udde und Timmerudde; etwa 10 m breiter Komplex.

2. Schiefriger, weniger markiert gebänderter *Amphibolit*; etwa 9 m.

3. *Gneissgranit* in bandartig wechselnden salischen und femischen Ausbildungsformen, etwa 7 m.

4. Feinkörniger, rötlicher *aplitischer Granit* von demselben Charakter wie Band 12 an Ornö Hufvuds norra Udde und Band 3 an Timmerudd. Das Gestein scheint nicht völlig konform mit den angrenzenden Bändern zu laufen. Die Breite ist am Seeufer etwa 4 Meter; einwärts wird die Breite kleiner und der Gang auskeilt in einem Abstand von etwa 30 Meter von dem Ufer.

5. *Amphibolitischer*, stark schiefriger, biotitreicher *Gneiss*; etwa 8 m.

6. *Gneissgranit*, ziemlich salisch, flasrig, mittelkörnig, etwas porphyrisch; deutliche Bandstruktur. Die Breite ist bei dem Ufer etwa 17 m und wird einwärts kleiner.

7. Schwach schiefriger bis massiger, *amphibolitischer Diorit*, welcher dem grossen dioritischen Gebiete um Södergårde herum gehört. Hier treten mehrere in allen Richtungen verlaufende *Gänge* eines rötlichen *aplitartigen Granits* auf. In einigen dieser Gänge sieht man eine Schiefrigkeit, welche unabhängig von der Richtung der Gänge und konform mit der Parallelstruktur der Grenzzone verläuft.

Die Pegmatite.

Wie schon oben bemerkt, kommen granitaplitische Gesteine als eingeschaltete Bänder oder Gänge in der bandstruierten Grenzzone des Massives vor und werden auch im Inneren, z. B. in dem Diorite an der Ostseite von Hemträsket, als in allen Richtungen verlaufende Gänge oder Trümer gefunden. In ihrem Auftreten scheinen sie so eng mit den übrigen Magmagesteinen verknüpft zu sein, dass man sie als eine diesen zugehörige Facies betrachten möchte. Dann liegt es aber auch nahe and der Hand, dieselbe Deutung auf die Pegmatite zu versuchen. Chemisch und mineralogisch schliessen sie sich diesen Granitapliten eng an. Ausnahmsweise kommen auch Ausbildungsformen vor, welche sie strukturell mit diesen verbinden. Im Ganzen sind die Pegmatite jedoch recht wohl von den anderen Gesteinen abgegrenzt, und da sie ausserdem deutlich zu denselben Pegmatitformationen gehören, welche für den ganzen Scheerenhof dieser Gegend auszeichnend sind, so können sie kaum mit dem wohl begrenzten und petrographisch von den Umgebungen sich abhebenden Massive von Ornö Hufvud in genetischer Beziehung zusammengestellt werden. Unter Hinweis auf die Auseinandersetzungen HOLMQVIST'S in seiner Arbeit über die Gesteine des Scheerenhofs, kann ich mich hier darauf beschränken, eine kurze Beschreibung der Beschaffenheit und des Auftretens der hier vorkommenden Pegmatite geben, ohne auf weitergehende theoretische Betrachtungen einzugehen.

Die grösseren Pegmatitmassen bestehen aus Mikroklin oder Mikroklinpertit und Quarz mit etwas schwarzem Biotit. Andere Mineralien werden nur selten gefunden; unter diesen sind Turmalin und Beryll bemerkt worden. Die Struktur ist, wie bei den Pegmatiten gewöhnlich, recht wechselnd; hin und wieder ist der Mikroklin und der Quarz in vergleichsmässig grossen, reinen Massen ausgeschieden worden, so dass sie praktisch verwertet worden sind.¹ Schöne Schriftstruktur ist auch häufig zu sehen; am gewöhnlichsten aber bilden die Mineralien körnige Gemenge in welchen oft grössere Feldspatindividuen porphyrtartig ausgeschieden worden sind. In der grossen centralen Pegmatitmasse sieht man hin und wieder eine Annäherung an eine normale granitische Struktur.

Die Kontakte der Pegmatite verlaufen freilich oft konform mit der Parallelstruktur der angrenzenden Gesteine, Diskordanzen sind aber jedoch häufig, und im Ganzen sind die Pegmatite von den Streichrichtungen viel mehr unabhängig als die anderen Gesteine des Massives. Dies tritt schon an der Übersichtskarte recht deutlich hervor und wird betreffs kleineren Details innerhalb der Grenzzone sehr gut an Ornö Hufvuds Norra Udde

¹ Unter den Feldspatgruben der Gegend hat die an dem Nordende von Hufvudholmen aufgenommene ihr spezielles Interesse, indem sie den Stoff zu der drastischen Schilderung eines Grubenschwindels gegeben hat, welche in der berühmten Roman AUGUST STRINDBERGS *Hemsöborna* («Die Hemsöer») vorkommt.

(Siehe die Specialkarte und Fig. 9), Timmerudd und am Nordufer von Hufvudholmen illustriert. Eine auffallende Konkordanz ist für die grosse Pegmatitzone an der Südostgrenze des Massives auszeichnend. Es ist indessen zu bemerken, dass diese Konkordanz auf die Karte dadurch etwas zu viel markiert worden ist, dass die schmale gneissartige Kontaktzone gegen den an der Nordseite anliegenden Diorit dieselbe Bezeichnung erhalten hat wie der Gneissgranit des Massives. Diese nur einige Meter breite Zone besteht aus einem recht inhomogenen pegmatitisierten, biötitreichen gneissgranitischen Gestein, welches wohl lokal dem früher beschriebenen Gneissgranit recht ähnlich werden kann, meistens aber sich durch seine Inhomogenität und durch eine eigentümliche Fältelung auszeichnet. Im Ganzen kommt dieses Gestein in seinem Aussehen den pegmatitimpregnierten Adergneissen nahe, wie sie auf viele der Scheeren zwischen Ornö und Dalarö und westlich von Utö zu sehen sind. Mineralogisch ist dieses Kontaktgestein durch das Vorherrschen des Plagioklases über den Orthoklas gekennzeichnet. Der Plagioklas ist teilweise von rundlichen Quarzkörnern durchlöchert. Ausser Feldspat, Biotit und Quarz kommen noch Apatit, Schwelkies und Zirkon recht reichlich vor. Auffallend ist die Abwesenheit von Hornblende, da die Kontaktzone gegen den Amphibolit entwickelt ist und am ehesten als durch die Pegmatitisierung dieses Gesteins entstanden zu deuten werden möchte. Kontaktzonen dieser Art sind nicht, oder nur andeutungsweise, an den anderen grossen Pegmatitintrusionen auf Ornö Hufvud gefunden worden. Dagegen sieht man hie und da, z. B. in der grossen Pegmatitmasse auf Hufvudholmen, eingeschlossene Partien des Nebengesteins, welche mehr oder weniger mit Pegmatit durchgetränkt und auch partiell resorbiert worden sind. In anderen Fällen sind Einschlüsse mit scharfen Kanten und deutlich erhaltener Bruchstücknatur in dem Pegmatite zu sehen.

Ausser den grösseren, als intrusive magmatische Massen auftretenden Pegmatiten, kommen noch kleinere pegmatitische Bildungen häufig vor, welche mehr als Sekretionen in der Form von feinen Adern und schichtartigen Bändern oder zu Reihen angeordneten Linsen auftreten. Eine bestimmte Grenze zwischen diesen und jenen lässt sich kaum ziehen, sondern sie sind durch Übergänge innig verbunden. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass wenigstens zwei Pegmatitgenerationen vorkommen, wovon die spätere hauptsächlich durch die grösseren Intrusivmassen vertreten ist, während die frühere Generation mehr sekretionsartig als feine Adern, Bänder und Trümer repräsentiert wird. Diese sind oft von den grösseren Pegmatitgängen scharf abgeschnitten; da es aber auch häufig vorkommt, dass feine Adern und nach den Strukturflächen des Nebengesteins wie einfiltrierte Pegmatitsekretionen von den grossen Gängen ausgehen, scheint es möglich, dass die zwei Generationen in der Tat nicht scharf oder durch einen distinkten Zeitintervall von einander geschieden sind.

Die feineren Pegmatitinfiltrationen treten am reichlichsten dort auf, wo die Gesteine band- oder lagerstruiert und zugleich gefältelt sind. Als

Lokalitäten, wo sie vorzüglich studiert werden können, mögen das Nordufer von Hufvudholmen und der an der Fig. 14 abgebildete Felsen westlich von Norrwiksudde genannt werden. Die feinen Pegmatitadern sind, wenn sie das Streichen der Gesteine überqueren, stark gefältelt; wenn sie mehr nach den Strukturflächen verlaufen, sind sie gern in augenartige Linsen aufgeteilt. Auch isolierte Feldspatäugen, welche dem Pegmatitisierungsprocess zuzuschreiben sind, kommen in derartig pegmatitdurchflochtenen Gesteinen oft porphyrtartig vor.

Die mineralogische Zusammensetzung der kleineren Pegmatitansscheidungen und Infiltrationen weicht im Allgemeinen nicht sehr merkbar von der Zusammensetzung der grösseren Pegmatitmassen ab, und eine Abhängigkeit von der mineralogischen Beschaffenheit des Nebengesteins ist nur ausnahmsweise zu sehen. Wenn sie vorkommt, dürfte sie eher auf eine Resorption von dem Nebengestein als auf eine Ausschweissung des Pegmatitmaterials aus demselben zurückzuführen sein. In einem Falle, am Südufer von Ornö Hufvuds Norra Udde, wurde ein pegmatitartiger Gang gefunden, welcher offenbar nicht den Granitpegmatiten zugehört, sondern mit dem Ornöitaplit genetisch verknüpft ist. Das Gestein besteht hauptsächlich aus saurem Plagioklas, der Individuen von bis Centimetergrösse bildet, und zwischen diesen wie eingeklemmte prismatische Körner von Epidot. Mikroklin ist spärlich in dem Plagioklas pertitisch eingewachsen. Die Epidote ragen oft mit ihren Spitzen in den anliegenden Plagioklas hinein. Die Struktur des Gesteins ist keine echte Pegmatitstruktur, erhält jedoch eine gewisse Ähnlichkeit mit einer solchen, weil die Verteilung des Epidots im Gestein makroskopisch etwas an der Verteilung des Quarzes in Schriftgranit erinnert.

Der Granitgneiss an der Aussenseite des Massives.

Obgleich dieses Gestein ausserhalb des hier behandelten Gebietes fällt, mögen jedoch einige Bemerkungen über dasselbe hier Platz finden. Es ist ein fein- bis mittelkörniger, grauer oder rötlicher Biotitgranitgneiss von meistens recht homogenem Aussehen. Salische Schlieren und pegmatitische Adern kommen jedoch oft vor. Die wichtigsten Hauptunterschiede von dem Gneissgranit des Massives von Ornö Hufvud liegen in dem feineren Korn und der geringen Variationsfähigkeit der Zusammensetzung. Chemisch ist das Gestein mit den salischen Varietäten des vorigen nahe übereinstimmend, wie aus einem Vergleich der Analysen 2 und 3, S. 166 zu sehen ist. Auch mineralogisch tritt die Ähnlichkeit deutlich hervor. Die Hornblende ist jedoch in diesem Granitgneiss noch mehr zurücktretend, und so sporadisch vorhanden, so dass man ihre Anwesenheit oft weder in Handstücken oder Dünnschliffen konstatieren kann und nur bei Durchmusterung einer grösseren Gesteinsfläche vereinzelt Körner findet. Dioritische Schlieren und Ausscheidungen kommen in diesem Gestein nicht vor, was auch als ein Unterschied gegenüber dem Gneissgranit betrachtet werden kann.

Das Streichen und Fallen dieses Granitgneisses ist recht regelmässig und verläuft im Grossen gesehen konform mit den Streich- und Fallrichtungen der Gesteine von Ornö Hufvud, wie an der Karte zu sehen ist. Gegen die kleinen Leptitgebiete am Südufer von Hemträsket verhält sich der Granitgneiss intrusiv und zeigt Kontakte, welche an denen des Gneissgranits und Skapolitamphibolits an der Nordseite von Hemträsket erinnern. Wenn man sich von dem Osten das kleine Leptitgebiet an der Südseite des Hemträsket annähert, findet man wie der gerade gegen dieses Gebiet streichende Granitgneiss z. Th. pegmatitartig wird und dabei auch Streifen eines dunklen feinkörnigen Schiefers aufnimmt, welche aus dem Leptit stammen; oder der leptitische Schiefer wird von parallel angeordneten pegmatitähnlichen Schlieren durchzogen, welche oft durch eine dunkle, an femischen Mineralien reiche Kontaktzone von dem mehr normalen Leptit geschieden sind. Unter dem Mikroskop zeigen sich schöne hornfelsartige Kontaktstrukturen. Einige der pegmatitähnlichen Schlieren bestehen aus einem intermediären Plagioklas, der centimetergrosse, lappige, quarzdurchlöchernde Individuen bildet; weiter, aus grösseren Quarzkörnern oder Feldern von solchen und ausserdem aus kleinen Diopsid- und Titanitkörnern. Die Leptitgesteine sind hier in der Art von dem Gneissgranit und seinen pegmatitischen Ausscheidungen aufgeblättert und dabei auch metamorphosiert, dass die Grenzen fast ausgewischt worden sind.

Die Grenzen dieses weitausgedehnten Granitgneissgebietes habe ich nicht weiter gefolgt und ich habe über das Verhältnis dieses Gesteins zu den Magmagesteinen von Ornö Hufvud vorläufig keine bestimmte Meinung. Ich beschränke mich auf die bald erscheinende Arbeit von HOLMQVIST hinzuweisen¹, ohne mich jedoch dadurch unbedingt an seinen theoretischen Auseinandersetzungen über die Genesis des Gesteins anzuschliessen.

Die Leptite und Kalksteine.

Die Gesteine, welche das Massiv von Ornö Hufvud umhüllen, gehören, wie an der Übersichtskarte HOLMQVIST'S zu sehen ist, einer durch die grossen Inseln der äusseren Scheerenhof streichenden Zone. Da diese Gesteine, wie sie besonders auf Utö ausgebildet sind, Gegenstand einer eingehenden Beschreibung von HOLMQVIST werden, kann ich die im Ganzen gleichartigen Gesteine hier auf Ornö recht kurz behandeln.

Die Silikatgesteine sind teils rötliche oder weissgraue, salische, teils dunkelgraue, femische Leptite und leptitartige Schiefer. Sie wechsellagern mit einander und mit unreinen, gewöhnlich höchstens einige Meter mächtigen Kalksteinen. Makroskopisch dichte Abarten der Leptitgesteine, welche gemäss der früher gebrauchten Nomenklatur als Hälleflinten bezeichnet werden möchten, kommen hie und da vor (z. B. bei Svinäker), gewöhnlich aber ist die körnige Struktur vollkommen sichtbar und oft besonders an dem Westufer, südlich von Norrwiksudde (Fig. 14),

¹ Geology of Utö. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 32. 1910.

geht sie über die obere Grenze der Leptite, so dass die Gesteine schlechthin als Gneisse bezeichnet werden können. In der Nähe der Magmagesteine sind typisch kontaktmetamorphe Hornfelsstrukturen zu Entwicklung gelangt, während auswärts eine Krystallisationsschiefrigkeit vorherrscht. Es würde eine viel mehr in die Details gehende chemische, mikroskopische und auch feldgeologische Untersuchung dieser Gesteine nötig sein, um für alle Fälle zu entscheiden, aus welchen Primärgesteinen die Leptite entstanden sind und durch welche metamorphische Einflüsse sie ihr jetziges Aussehen bekommen haben. Schon bei einer flüchtigen Untersuchung geht jedoch hervor, dass echte sedimentogene Gesteine unter denselben vorkommen.

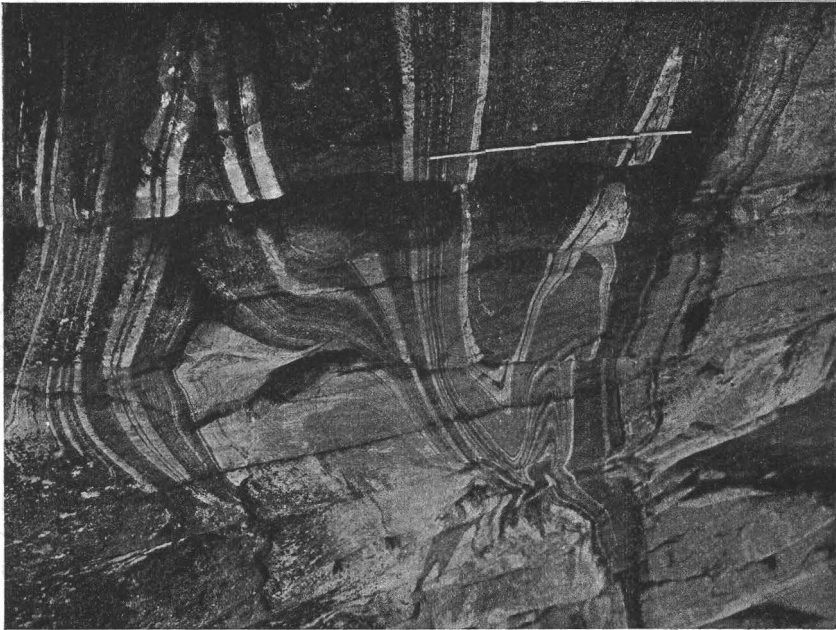


Fig. 14. Gefaltete, gebänderte leptitische Gneisse mit Einlagerungen von unreinem Kalkstein. Ornö, am Ufer S. von Norrwiks Udde.

Als solche sind nicht nur die oft feingebänderten, mit dünnen Schichten von quarzitartigen Leptiten alternierenden Kalksteine zu nennen, sondern auch die biotit-, granat- und sulfidreichen dunklen Leptite, welche gern die Kalksteine begleiten (z. B. an der Südspitze von Hufvudholmen und an dem Ufer von Hemträsket). Von mehr zweifelhafter Herkunft sind einige salische, oft etwas porphyroidische Gesteine, deren chemische Zusammensetzung, sofern man aus der mikroskopischen Untersuchung schließen kann, einen magmatischen Ursprung indiciert. Ihre konkordante Einschaltung in den Sedimentgesteinen dürfte dann am besten mit ihrer Deutung als Porphyrtuffe und vielleicht auch effusive Decken vereinbar sein. Eine breccienartige Abart dieser Gesteine ist einmal angetroffen

worden, nämlich in dem kleinen Uferfelsen am Südwestende von Söderwiken, wo sie als ein nur ein Paar Decimeter breites Band in einem grauen, rötlich geaderten Leptit auftritt, der im Hangenden von schiefrigen Skapolitamphibolit derselben Art, wie der vorher beschriebene, und im Liegenden von unreinem Kalkstein begrenzt wird.

Ohne übrigens auf eine mikroskopische Charakteristik der hier vorkommenden Leptitgesteine einzugehen, will ich hier nur einige Ausbildungsformen berühren, welche mit Rücksicht auf die Relationen zu den Magmagesteinen specielles Interesse darbieten.

Der letzt erwähnte Leptit von Söderwiken hat grösstenteils eine sehr feinkörnige granulitische Struktur. In einem Quarz-Feldspatmosaik (Korngrösse $0,05-0,1 \text{ mm}$) sieht man Flecke und Streifen aus Quarz- oder Plagioklaskörnern zusammengesetzt, deren Dimensionen wesentlich grösser (bis 1 mm) sind. Daneben kommen vereinzelte, rundliche, in den Kanten etwas zackige Plagioklaskörner einer anderen Art vor, welche dem Gestein ein gewissermassen porphyrisches Aussehen verleihen. Diese Körner, welche einen Durchmesser von etwa 1 mm erreichen, bestehen in ihren peripherischen Teilen aus einem feinlamellierten Natronfeldspat, der einwärts mehr kalkhaltig wird und einen grünlichen, aus Chlorit(?) und anderen Zersetzungsprodukten gebildeten Kern enthält. Vereinzelte verästelte Flecke aus einem poikilitisch durchlöcherten Mikroklin kommen auch vor. Übrigens sieht man reichlich winzige ($0,05-0,2 \text{ mm}$), idiomorphe Biotit-täfelchen in subparalleler Anordnung umherliegen. Rundliche Körner von Titanit, Magnetit und Apatit und vereinzelte, bis $0,2 \text{ mm}$ grosse idiomorphe Zirkone werden auch gefunden. Die Zirkone haben eine mit den Biotit-täfelchen übereinstimmende Orientierung.

Das Gestein im Liegenden des Kalksteins an derselben Lokalität ist schmutzig gelbgrau, körnig und massig, und wird von quer zur Streichrichtung gestellten Streckungsspalten durchzogen, in welchen Amphibol sich ausgeschieden hat.¹ Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein als ein Plagioklas-Pyroxenfels. Lappige, etwa millimetergrosse, Plagioklaskörner bilden den Hauptgemengteil und sind von ungleichmässig verteilten farblosen Pyroxenkörnern und kleineren runden Quarzkörnern poikilitisch durchlöchert. Titanitkörner kommen auch in erheblicher Menge vor. Gesteine dieser Art werden auch an anderen Lokalitäten in der unmittelbaren Nähe der Kalksteinseinlagerungen gefunden. Durch Aufnahme von Kalkspat gehen sie in unreine, dieselben Mineralien enthaltende Kalksteine über.

Die weissrötlichen Leptite, welche an der Ostseite von Hemträsket das oben beschriebene skapolitführende Intrusivgestein begrenzen, sind von diesem kräftig kontaktmetamorphosiert und zeigen z. T. recht eigentümliche Verhältnisse, welche durch die Beschreibung einiger Dünnschliffe illustriert werden mögen.

Eine Probe, nahe am Ostende des genannten Intrusivbandes genommen, zeigt einen Plagioklas-Quarzmosaik von sehr ungleichmässiger Korn-

¹ Diese Erscheinung ist noch besser an dem etwas weiter nach NE gelegenen Uferfelsen zu sehen.

grösse, indem unter dem vorherrschenden sehr feinkörnigen Mosaik (0,05—0,1 *mm*) fleckenartige oder etwas in der Länge ausgezogene Plagioklasaggregate vorkommen, wo die Korngrösse 0,5—1 *mm* erreicht. Diese Flecke mit ihren polygonalen Plagioklaskörnern erinnern sehr an die granulierten Feldspate der Ornöitgesteine (S. 172). Es kommen noch im Gestein andere Plagioklasflecke vor, wo die einzelnen Körner mit hakigen Konturen in einander greifen. Der Plagioklas ist in diesen Körnern, in Gegensatz zu der vorher beschriebene, pigmentiert und in den peripheren Teilen der Felder von kleinen rundlichen Quarzkörnern poikilitisch durchlöchert. Aderartige Partien mit grossen unregelmässigen Quarzkörnern (bis 2 *mm*) kommen auch im Gestein vor. Ausser Plagioklas und Quarz, welche die Hauptmasse des Gesteins ausmachen, kommen noch wie zerfressene, hellgrünliche bis farblose Pyroxenkörner vor, welche hauptsächlich an den



Fig. 15. Lamellen von körnigem Quarz ein Kalkspatindividuum durchsetzend. Der Kalkspat ist durch Säure ausgelöst worden, wobei Körner von Pyroxen (rechts oben dicht angehäuft) zurückgeblieben sind. Hufvudholmen. Natürl. Gr.

pigmentierten Plagioklasflecken gebunden sind; weiter liegen in dem feinkörnigen Mosaik kleine chloritisierte Biotitschuppen, vereinzelte grosse Titanite und Zirkone.

Eine zweite Probe, nur ein Paar Meter von der vorigen genommen, zeigt auf verwitterter Oberfläche ein auffallendes porphyrtartiges Aussehen. Mikroskopisch ist diese Probe mit der vorigen nahe verwandt, zeigt aber einige bemerkenswerte Abweichungen. Der Diopsid ist reichlicher vorhanden und bedingt durch seine Anreicherung in gewissen Streifen eine Art Parallelstruktur, die noch durch eine ähnliche Verteilung des Quarzes erhöht wird. Ein schwarzes Mineral, unregelmässig verästelte Partien, dünne Tafeln und auch Körner bildend, dürfte Graphit sein. Der am meisten hervortretende Unterschied gegenüber der vorigen Probe zeigen jedoch die Plagioklasflecke, welche hier, ganz wie im angrenzenden Intrusivgestein, teilweise in Skapolit umgewandelt sind. Es kommt auch hier die-

selbe Verteilung vor, indem die Skapolitkörner das Centrum der Flecke einnehmen und von den polygonalen Plagioklaskörnern umrandet sind.

Es wäre naheliegend, dieses Gestein als eine salische Facies des Intrusivgesteins zu deuten; dagegen sprechen aber seine geologische Relationen zu diesem und seine Ähnlichkeit in mancher Hinsicht mit den kalksteinsführenden Leptiten, welche oben beschrieben wurden. Es dürfte deshalb in diesem Gestein nur ein stark kontaktbeeinflusster Leptit vorliegen. Wenn aber die Skapolit-Plagioklasflecke dieses Gesteins einer Kontaktmetamorphose zuzuschreiben sind, müssen die granulierten und z. T. skapolitisierten Plagioklase des Intrusivgesteins auch in ähnlicher Weise gebildet sein. Sie wären folglich als eine Art endogene Kontaktwirkungen aufzufassen, und die Granulierungsprozesse, die ich oben, S. 161, als protomorph bezeichnet habe, würden dann auch damit vergleichbar sein.

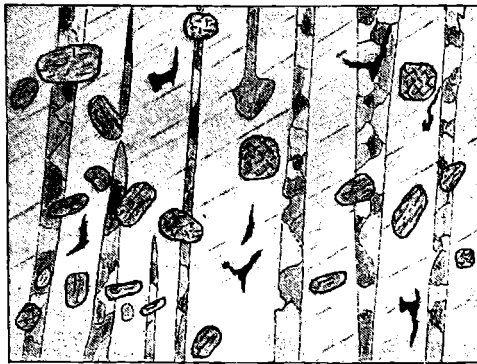


Fig. 16. Quarzlamellen in Kalkspat. Körner von Titanit, Diopsid und Graphit. Hufvudholmen. Vergr. 10.

Betreffs der Kalksteine mag hier nur bemerkt werden, dass sie gewöhnlich sehr reich an Quarz und kalkreichen Silikaten, wie Epidot und Diopsid, sind, ausserdem auch oft Graphit und Schwefelkies enthalten. Die zwischenlagernden Leptitgesteine sind oft zerbrochen und durch Kalkspat verkittet worden, so dass kornglomeratähnliche Bildungen entstehen. Solche, ganz ähnlich denen auf Nämjö, Runnmarö und Utö, kommen hier z. B. am Südostende von Hemträsket und an der Südspitze von Hufvudholmen vor.

Eine sehr eigentümliche Verwachsung zwischen Kalkspat und den andere Mineralien wurde in einem zerfalteten Kalkspatbande am Südostende von Hufvudholmen beobachtet. Ich habe dieselbe früher ausführlich beschrieben,¹ kann mich deshalb hier darauf beschränken, zwei Abbildungen zu reproducieren, welche eine Vorstellung von derselben geben (Fig. 15 u. 16).

¹ A. G. HÖGBOM. Über einige lamelläre Verwachsungen mit Kalkspat. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VIII (1907).

Bemerkungen über das Verhältnis zwischen der Druck- und der Kontaktmetamorphose.

Wenn man die Intrusivkontakte der Gesteine von Ornö Hufvud, z. B. an der Mündung von Norrwiken und an dem Südostende von Hemträsket, sieht und zugleich die wohl erhaltenen kontaktmetamorphen Züge im Nebengestein berücksichtigt, wird es wohl berechtigt sein, den Schluss zu ziehen, dass die Krystallisationsschiefrigkeit der leptitischen Gesteine nicht nach der Kontaktumwandlung entstanden ist. Daraus folgt aber, dass die in den peripheren Teilen des Magmagebietes oft zu sehende Krystallisationsschiefrigkeit auch nicht durch spätere tektonische Vorgänge den Gesteinen aufgedruckt worden ist. Es scheint dann nur die Möglichkeit übrig zu bleiben, dass diese Schiefrigkeit der Magmagesteine hier eine primäre, schon während der Verfestigung derselben entstandene Eigenschaft ist. Es ist ja wohl auch nicht undenkbar, dass in einem sich langsam verfestigenden Magma, welches sich unter ungleichförmig wirkenden Druckkräften ausgesetzt befindet, eine Schieferung entstehen kann, die denselben Charakter hat, wie die an grossen Tiefen unter einseitigen Druck sich entwickelnde Krystallisationsschiefrigkeit. Es lässt sich denken, dass centrale Nachschübe von Magma auf die sich schon verfestigenden peripherischen Teilen des Massives eine einseitige Druckwirkung ausüben können, die bei den Gesteinen der Grenzzone Krystallisationsschiefrigkeit hervorbringt, wie sie auch die protomorphe Granulierung als eine Art Kontaktmetamorphose hervorrufen haben kann (Vgl. S. 194).

Ohne dieser Vorstellung von der Entstehung der Schiefrigkeit mehr als einen ganz hypotetischen Werth zuteilen wollen, finde ich dieselbe wahrscheinlicher als dass die Schiefrigkeit sich sekundär entwickelt habe, in welchem Falle die erhaltenen Kontaktstrukturen sehr schwererklärlich werden dürften. Es ist bei der hier angedeuteten Auffassung offenbar, dass die ausserordentlich wohl entwickelte Bandstruktur der Magmagesteine in der Grenzzone nicht durch sekundäre Druckwirkungen entstanden sind, sondern dass sie sich während der Verfestigungsphase entwickelt haben müssen.

Eine andere Frage ist, ob nicht die Magmaintrusion selbst in einiger Relation zu den tektonischen Störungen stehen kann, durch welche die umgebenden Gesteine in krystallinische Schiefer umgewandelt wurden. In solchem Falle würden diese Metamorphose und die von den Magmagesteinen herrührende recht gleichzeitig gewesen sein können. Es würde indessen weit über den Rahmen dieser Studie führen, auf eine Prüfung dieser Frage hier näher einzugehen. Diese Frage kann nämlich nicht ohne Gründe betreffs der meisten unserer schwedischen Leptitgebiete mit ihren angrenzenden Intrusivmassen aufgestellt werden.

Einhalt.

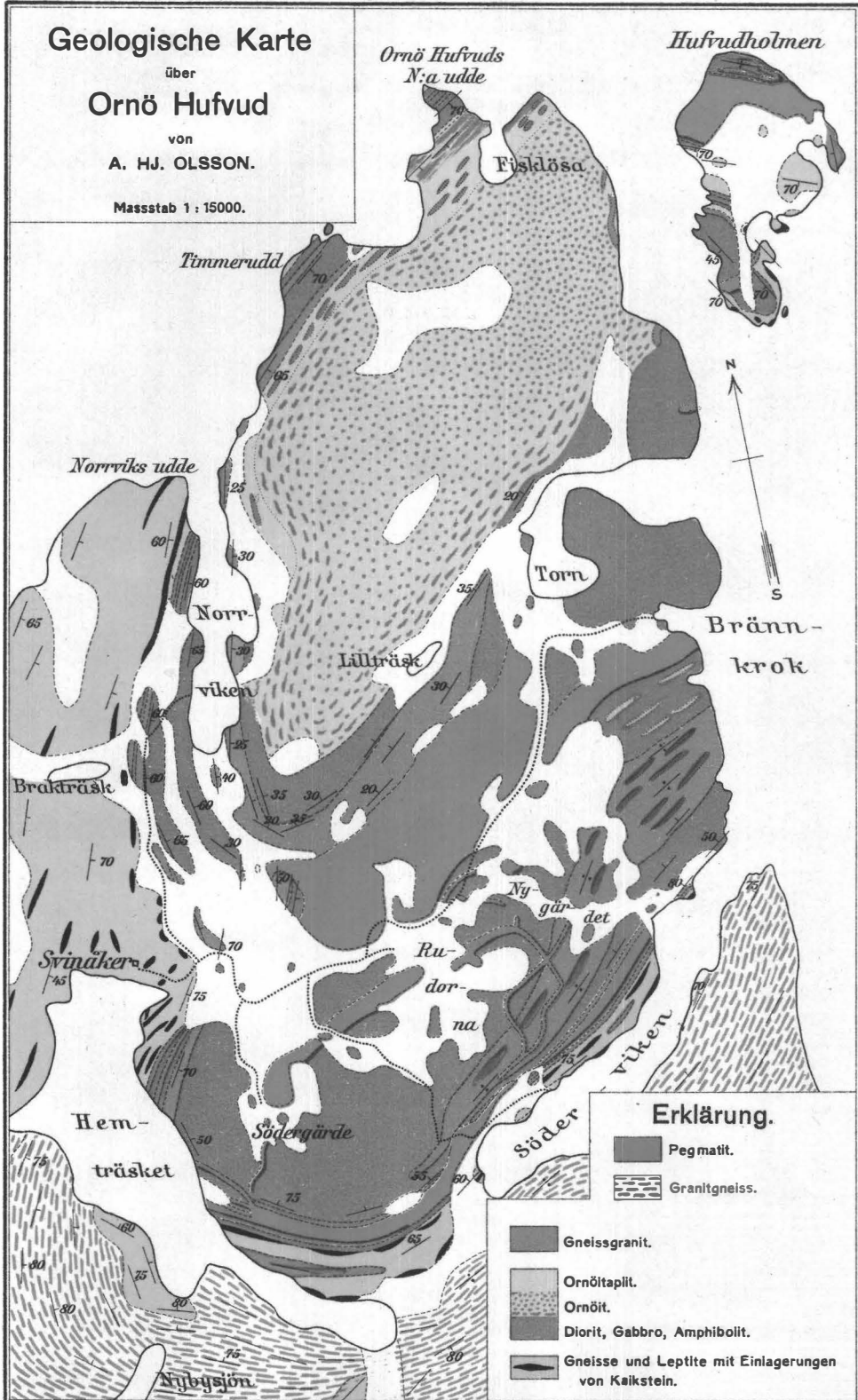
	Seite.
Einleitung	149
Bau und Zusammensetzung des Gebietes	152
Die Gesteine	155
<i>Einige Vorbemerkungen</i>	155
<i>Ornöit</i>	156
<i>Ornöitaplit</i>	162
<i>Diorit und Gabbro</i>	164
<i>Gneissgranit</i>	169
<i>Die Gesteine der gebänderten Grenzzone</i>	174
Ornö Hufvuds Norra Udde .	174
Timmerudd	183
Das Nordostufer von Hemträsket	186
<i>Die Pegmatite</i>	187
<i>Der Granitgneiss an der Aussenseite .</i>	189
<i>Die Leptite nnd Kalksteine</i>	190
<i>Verhältnis zwischen der Druck- und der Kontaktmetamorphose</i>	195

Tafeln.

Taf. 11. Geologische Karte über Ornö Hufvud.

Taf. 12. Specialkarte über Ornö Hufvuds Norra Udde.











Geologische Karte

über

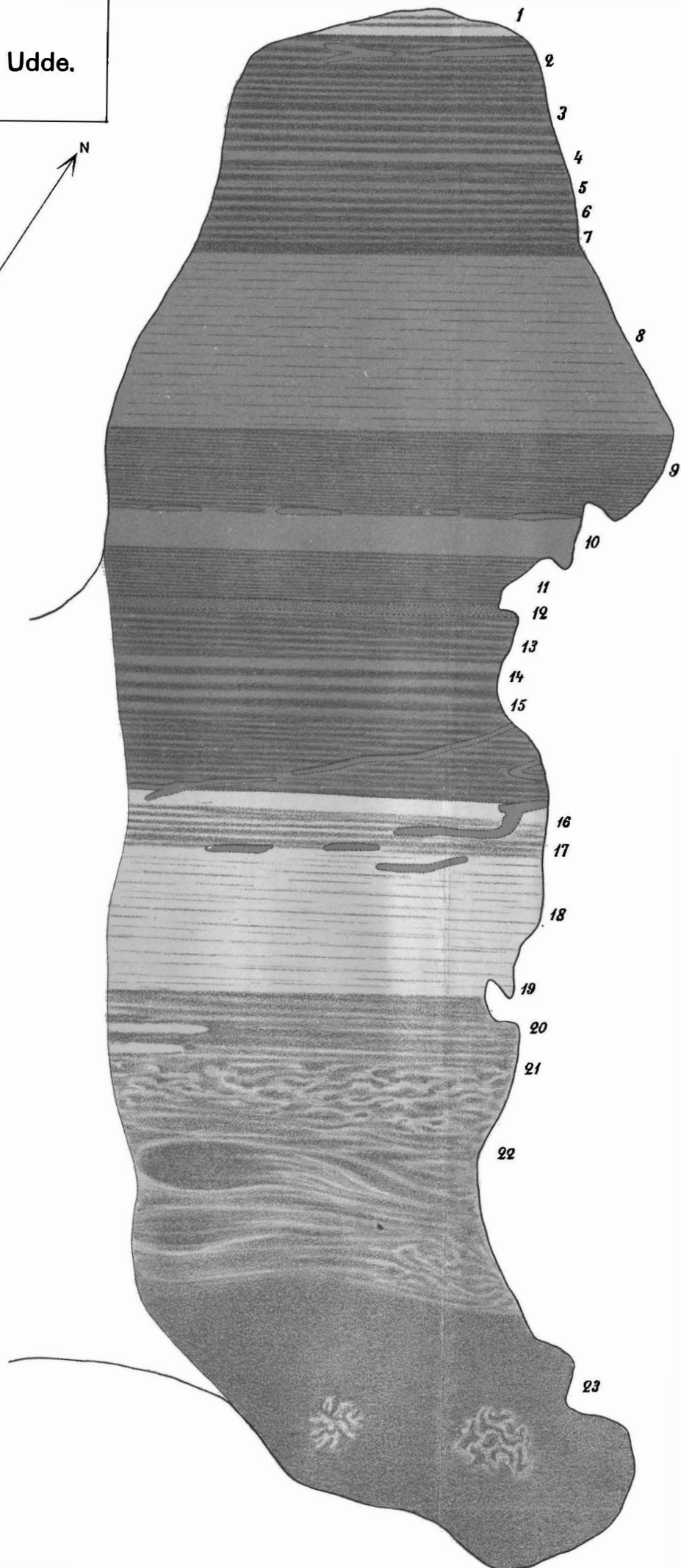
Ornö Hufvuds Norra Udde.



Bezeichnungen:

-  Pegmatit
-  Granitaplit
-  Gneissgranit mit amphibolitischen Bändern
-  Ornötaplit mit Bändern von Chlorit-amphibolit
-  Amphibolit mit Schlieren und Adern von Ornötaplit
-  Diorit und Amphibolit

Die Ziffern referieren zu der Beschreibung im Text.



0 10 20 30 40 50 Meter.