

3. Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud.

(Schärenhof von Stockholm.)

Von

Eduard Wenk.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite.
Einleitung	53
Geologische Stellung der Bändergneise	54
A. <i>Untersuchungsmethoden</i>	55
1. Methodisches zur planimetrischen Analyse	55
2. Methodisches zu den Gefügeanalysen	59
B. <i>Quantitativ und qualitativ mineralogische Untersuchungen und Folgerungen</i>	62
C. <i>Gefügeanalytische Untersuchungen und ihre Konsequenzen</i>	72
1. Regeln und Regelungen	72
2. Deutung der Regelungen und ihre Konsequenzen	81
Parallelen	85
Schlusswort	87
Zitierte Literatur	88

Einleitung.

Ornö Huvud ist durch die bekannte Monographie A. G. HÖGBOM's (10), durch die Exkursionen und Diskussionen anlässlich des XI. Internationalen Geologen Kongresses (1910) in Stockholm (7, 11) und nicht zuletzt dank seinen prachtvollen Aufschlüssen eine klassische Lokalität geworden. Das kleine Ornöitmassiv dürfte weiten Petrographenkreisen bekannt sein; vor allem sind es aber die »Gesteine der gebänderten Grenzzone« (10, pag. 174), die als Musterbeispiele von Lagen- und Bändergneisen allgemeines Interesse genießen.

Die Entstehung dieser Millimeter und Centimeter breiten, eng wechselagernden Gneisbänder war von jeher umstritten. Noch um die Jahrhundertwende wurden diese ausgezeichnet geschichteten Gesteine und auch die massigen Ornöite entsprechend den damaligen neptunistischen Anschauungen

als Sedimente gedeutet. Mit guten Gründen traten 1903 A. CEDERSTRÖM (3) und 1910 A. G. HÖGBOM (10) für den magmatischen Ursprung der Bändergneise ein. HÖGBOM deutete sie als gebänderte Randzone des Ornöitmassives, deren Kristallisationsschieferung und Lagenbau auf einseitige Druckwirkung der zentralen Nachschübe des Magmas auf die sich schon verfestigenden peripheren Teile des Massives zurückzuführen sei.

Seither haben sich die Standpunkte zum Teil geändert, die Diskussion ist aber noch nicht abgeschlossen. Durch einen 1928 in Geologiska Föreningen i Stockholm gehaltenen Vortrag von P. J. HOLMQUIST (8, 9): »Über eine superkrustale Porphyritformation im Küstengebiet von Stockholm« wurde die alte Streitfrage wieder aufgerollt. HOLMQUIST deutete die Lagen- gneise von Ornö Huvud als primär gebänderte Ergussgesteine und Tuffe, während H. E. JOHANNSON, N. SUNDIUS und B. ASKLUND sie als in situ differenzierte Teile des Magmas der Urgranite interpretierten. Das Problem ist also trotz der gründlichen Behandlung durch HÖGBOM noch nicht gelöst.

Der Verfasser der vorliegenden Arbeit hat sich vorgenommen, am klassischen Beispiel von Ornö Huvud neues Tatsachenmaterial zur Kenntnis der Lagen- und Bändergneise zu fördern und dabei vor allem solche Fragen zu berücksichtigen, die das Problem der Entstehung dieser Gesteine neu zu beleuchten vermögen. Im Verlaufe dieser Untersuchungen ergaben sich nicht nur neue Tatsachen, sondern auch neue Gesichtspunkte.

Geologische Stellung der Bändergneise von Ornö Huvud.

Die geologischen Verhältnisse auf Ornö Huvud sind von A. G. HÖGBOM (10) ausgezeichnet beschrieben worden; es sei auf die zitierte Arbeit und besonders auf die darin enthaltenen Karten und Photographien hingewiesen.

Die Bändergneise sind zwischen die Leptitformation und das Ornöitmassiv konkordant eingeschaltet. Gegen die Leptite hin können allmähliche Übergänge beobachtet werden. Weniger klar sind die Kontaktverhältnisse gegen das Ornöitmassiv. Die massigen Eruptivgesteine werden gegen aussen hin schlierig und gehen mehr oder weniger kontinuierlich in die gebänderten Gneise über. An wenigen Stellen (siehe Figur 4 in Lit. 10) sind deutliche Intrusivkontakte sichtbar; welche Bedeutung ihnen zugeschrieben werden muss, ist umstritten. HOLMQUIST (8) zählt die Bändergneise zu den Leptiten und stellt eine deutliche Grenze fest zwischen den geschichteten suprakrustalen Gesteinen und den infrakrustalen Ornöiten; HÖGBOM (10) und SUNDIUS (9) hingegen sehen hier kontinuierliche Übergänge und legen dafür eine Diskontinuitätsgrenze zwischen die Leptite und die Lagen- gneise.

Bändergneise vom Typus derjenigen von Ornö Huvud finden sich im Stockholmer Schärenhof sehr häufig als Grenzzonen zwischen Leptiten und Urgraniten.

Da der Stockholmer Schärenhof seit Jahrzehnten das Arbeitsgebiet Professor HOLMQUIST's ist, dessen gründliche Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, verzichten wir auf jegliche regional-geologische Diskussion, so naheliegend auch tektonische Überlegungen im Zusammenhang mit Gefügestudien wären.

Die absichtliche Lokalisierung auf Timmerudd und Ornö Huvuds Udde und die bewusste Beschränkung auf den Kleinbereich gab uns die Möglichkeit, bisher ungelöste, aber nicht unwichtige Detailprobleme umso gründlicher zu behandeln. Diese Gründlichkeit hat sich gelohnt, denn sie hat uns wichtige Einblicke in Kleinbereiche gegeben, Einblicke, die besonders einen Schweizergeologen zur gleich eingehenden Behandlung der Grossbereiche und zur Konnektion mit diesen verlocken.

A. Untersuchungsmethoden.

1. Methodisches zur planimetrischen Analyse.

Es wurde geprüft, ob sich die planimetrische Analyse für die quantitative Bestimmung des Mineralbestandes der untersuchten kristallinen Schiefer eigne.

Ein Plagioklasamphibolit (Band 1 in Figur 2) wurde unter Benützung von zwei zueinander senkrecht stehenden, orientierten Schlifflängs den drei gefügeanalytisch nachgewiesenen Achsen a (Durchbewegungsrichtung, Normale auf die Streckungsrichtung in der Schieferungsebene s), b (Streckungsrichtung in der Schieferungsebene) und c (Normale auf die Schieferung) mit dem Integrationstisch (LEITZ) ausgemessen. Die Ergebnisse waren folgende:

Gefügeachsen	a ($\parallel s$ in ac)	b ($\parallel s$ in bc)	c ($\perp s$ in ac)	Mittel
Messtrecke	141,57 mm	319,48 mm	143,86 mm	
Quarz	0,9 %	0,4 %	2,1 %	1,1 %
Plagioklas	35,9 %	36,8 %	35,0 %	35,9 %
Biotit	9,5 %	7,3 %	7,9 %	8,2 %
Hornblende	50,9 %	53,6 %	52,1 %	52,2 %
Erz	2,7 %	2,0 %	2,9 %	2,5 %
Farbzahl	63,1 %	62,9 %	62,9 %	63,0 %

Diese in drei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen gemessenen Prozentzahlen weichen von ihrem Mittel um $\pm 1-2$ % ab. Die Differenzen liegen innerhalb der von amerikanischen Petrographen (12, 15, 26) an Eruptivgesteinen nachgewiesenen Fehlergrenzen der planimetrischen Analyse. Für die Klassifikation der Gesteine sind die Abweichungen zwischen den drei Datenreihen belanglos; vor allem der colour index beträgt in allen drei Fällen 63 %.

Die gute Übereinstimmung der sich entsprechenden Zahlen ist auffallend, da die durchschnittliche Kornlänge der drei Hauptgemengteile Plagioklas, Biotit und Hornblende längs den drei Gefügeachsen stark variiert, wie folgende Zusammenstellung zeigt (in Klammern die Zahl der gemessenen Kornquerschnitte, aus denen gemittelt wurde):

Gefügeachsen	a	b	c
Plagioklas	0,19 mm (267)	0,21 mm (564)	0,15 mm (323)
Biotit	0,17 mm (80)	0,19 mm (123)	0,05 mm (226)
Hornblende	0,19 mm (368)	0,23 mm (735)	0,12 mm (640)

Diese mittleren Kornquerschnitte geben nicht die Ausmasse der Biotitafeln und Hornblendep Prismen an, sondern sie entsprechen den drei Achsen

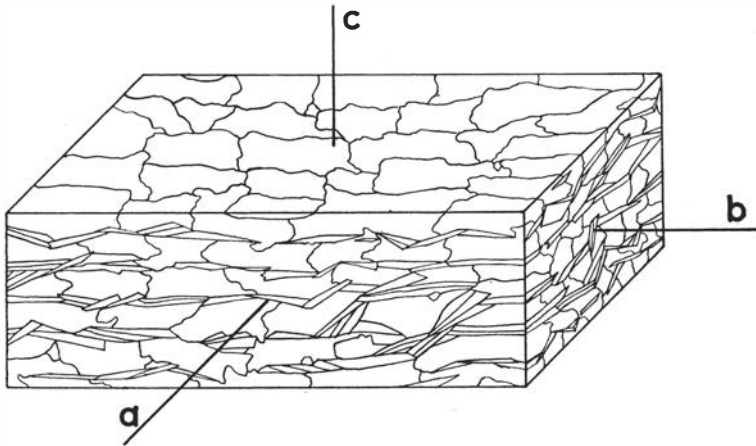


Fig. 1. Orientierung eines stengligen Gneises, eines B-Tektonites mit geregelten, anisometrischen Körnern, im von SANDER eingeführten Gefüge-Koordinatensystem a b c.

von im Gefüge fixierten, dreiachsigen Ellipsoiden. Lage, Grösse und Form dieser Plagioklas-, Biotit- und Hornblendeellipsoide ist nicht nur durch die anisometrische Korngestalt der Einzelkörner, sondern hauptsächlich durch die Regelung dieser Einzelkörner bedingt. Bei regelloser Orientierung der Biotitafeln und Hornblendestengel würden sich bei gleicher Messweise keine Ellipsoide, sondern Kugeln ergeben und damit hätte die bekannte ROSIWAL'sche Ableitung Geltung (19). Im vorliegenden Falle sind aber folgende Regelungen der anisometrischen Kornarten gefügeanalytisch nachgewiesen worden (siehe Figuren 8 und 11):

Plagioklas: $[100]$ in b des Gefüges, (001) in ab.

Biotit: (001) in ab des Gefüges.

Hornblende: $[001]$ in b des Gefüges, (100) in ab.

Diese Regelungen der anisometrischen Körner haben die grossen Unterschiede zwischen den längs a, b und c gemessenen, mittleren Kornquer-

schnitten zur Folge; auf die Ergebnisse der planimetrischen Analyse, auf die Mengenverhältnisse längs a, b und c haben sie jedoch keinen Einfluss.

Im ac-Schliff des Biotit-Hornblende-Plagioklasgneises Nummer 4 in Figur 2 wurde in den Richtungen a ($\parallel s$) und c ($\perp s$) folgender Modus erhalten:

Gefügeachsen	a ($\parallel s$ in ac)	c ($\perp s$ in ac)	Mittel
Messtrecke	324,43 mm	340,13 mm	
Quarz	23,5 %	21,9 %	22,7 %
Plagioklas	42,3 %	41,9 %	42,1 %
Biotit	18,8 %	18,6 %	18,7 %
Hornblende	15,4 %	17,6 %	16,5 %

Die mittleren Kornquerschnitte betragen dabei (in Klammer Zahl der gemessenen Kornquerschnitte):

Gefügeachsen	a	c
Quarz	0,27 mm (277)	0,19 mm (387)
Plagioklas	0,41 mm (331)	0,27 mm (518)
Biotit	0,23 mm (270)	0,08 mm (813)
Hornblende	0,38 mm (131)	0,23 mm (261)

Die Regelung ist ähnlich wie beim oben beschriebenen Plagioklas-amphibolit:

Quarz: [0001] in ac (undeutliches Maximum).

Plagioklas: [100] in b, Lagefreiheit senkrecht zu b.

Biotit: (001) in ab.

Hornblende: [001] in b, Lagefreiheit senkrecht zu b.

Die entsprechenden Zahlen für den Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis Nummer 5 in Figur 2 lauten:

Gefügeachsen	a ($\parallel s$ in ac)	c ($\perp s$ in ac)	Mittel
Messtrecke	178,41 mm	175,60 mm	
Quarz	29,1 %	31,4 %	30,2 %
Plagioklas	36,0 %	36,3 %	36,2 %
Biotit	24,3 %	23,3 %	23,8 %
Hornblende	10,6 %	9,0 %	9,8 %
Quarz	0,26 mm (203)	0,16 mm (335)	
Plagioklas	0,37 mm (173)	0,22 mm (287)	
Biotit	0,20 mm (214)	0,05 mm (786)	
Hornblende	0,37 mm (52)	0,15 mm (108)	

Regelung gleich wie beim vorhergehenden Gneis.

Auch in diesen beiden Gesteinen ist also trotz anisometrischer Gestalt der gerichteten Mineralkörner das Mengenverhältnis der Gemengteile in rechtwinklig zueinander stehenden Richtungen nahezu dasselbe. Die Differenzen liegen innerhalb der Fehlergrenze. In den untersuchten Amphiboliten und Hornblendgneisen ist das Gefüge gleichmässig, nach bestimmten, für alle Richtungen geltenden Mengenverhältnissen von den Kornarten erfüllt. Es ist gleichgültig, in welcher Richtung eines beliebigen Schnittes man misst; die resultierenden linearen Proportionen werden immer den Volumenprozenten entsprechen.

Die Genauigkeit der planimetrischen Analyse ist proportional der gemessenen Kornzahl und umgekehrt proportional der Korngrösse. In der Richtung senkrecht zur Schieferung trifft man die kleinsten Kornquerschnitte und die grösste Anzahl von Körnern; in der Schieferungsfläche hingegen ist das Korn viel gröber und die Menge der Individuen kleiner, da ja die tafeligen Glimmer und die stengligen Hornblenden und Plagioklase darin eingeregelt sind. Bei gleich langer Messtrecke wird man somit beim Ausmessen längs der c-Achse viel genauere Resultate bekommen, als beim Integrieren längs a oder b. Die oben gegebenen Resultate für a, b und c sind nur deshalb so ausgeglichen, weil in allen drei Richtungen so hohe Kornzahlen erfasst wurden, dass Zufälligkeiten statistisch ausgeschaltet wurden.

Ausser den grösseren Kornquerschnitten und der kleineren Kornzahl in der Richtung von a und von b tritt noch eine weitere Quelle von Ungenauigkeiten beim Auszählen längs diesen beiden Gefügeachsen hinzu: Statistisch schwer ausgleichbare Unregelmässigkeiten entstehen dadurch, dass die Mineralkörner nicht nur, ihrer Morphologie entsprechend, gut entwickelte Flächen und Zonen in bestimmte Ebenen und Geraden des Gesteinsgefüges legen, sondern auch parallel zu diesen Gefügeebenen separate, monominerale Lagen bilden. So entsteht, entsprechend der Bänderung der ganzen Gneiszone, innerhalb der makroskopisch einheitlichen Pakete ein mikroskopischer Lagenbau. Biotitschuppen bedecken ganze Flächen und auch Quarz und Plagioklas bilden Zeilen. Dieser Zeilenbau ist in den Bändergneisen von Ornö Huvud nicht so ausgeprägt, wie in vielen kristallinen Schiefen der Alpen, in denen Quarz, Plagioklas, Biotit und Hornblende durchwegs separate, monominerale Lagen bilden. Immerhin ist aber in Ornö Huvud die Tendenz dazu durch mikroskopische Wechsellagerung von Biotit- und Quarzzeilen und von biotit-, quarz-, plagioklas- und hornblendereichen Lagen angedeutet; manchmal ist keine Grenze zu ziehen zwischen mikroskopischem Zeilenbau und makroskopischer Bänderung.

Wenn man nun verschiedene, parallel zur Schieferung geschnittene Präparate des gleichen Bändergneises längs den Gefügeachsen a und b ausmisst, so kann man stark divergierende Resultate bekommen, je nachdem der Schliff zufälligerweise gerade eine biotitreiche oder eine plagioklasreiche Lage getroffen hat; ab-Schnitte liefern somit unbrauchbare Resultate.

Misst man aber längs den gleichen Geraden a und b in ac- oder bc-Schnitten, so kann es — besonders in bc-Schnitten — vorkommen, dass von den 10 bis 20 gemessenen Schliffquerschnitten relativ viel oder aber zu wenig Biotitzellen getroffen werden. Auch diese Methode ist nicht einwandfrei.

Keine der genannten Schwierigkeiten spielt bei Messungen senkrecht zur Schieferung eine Rolle. Den best angenäherten Modus eines Gneises bekommt man durch Planimetrieren längs c in ac- oder bc-Schnitten.

Die mittleren Volumenprocente der oben angeführten drei Gesteinstypen wurden als Mittel der entsprechenden Daten längs a, b und c berechnet. In den übrigen neun der in Figur 2 enthaltenen Gneisbänder wurden mit Hilfe von unter sich parallelen und dadurch direkt vergleichbaren ac-Schnitten die Mineralproportionen jeweils längs c bestimmt.

Diese kritischen Untersuchungen zeigen somit, dass die planimetrische Analyse mit Hilfe des Integrationstisches auch bei anisotropen Gesteinsgefügen mit Erfolg angewendet werden kann.

2. Methodisches zu den Gefügeanalysen.

Das rein Technische dieser gefügeanalytischen Untersuchungen ist mit aller Umsicht ausgeführt worden, unter steter Kontrolle der Instrumente und der Messergebnisse, sowie unter möglichstem Ausschluss subjektiver und methodischer Fehler. Bei früheren Plagloklasuntersuchungen (28) und Quarzgefügestudien (29) gesammelte Erfahrungen kamen uns in hohem Masse zugute; ohne die damals erworbene Routine hätte die vorliegende Arbeit kaum in diesem Umfange durchgeführt werden können.

Die Messungen wurden mit zwei verschiedenen, aufsetzbaren Universaldrehtischen der Firma LEITZ ausgeführt. Der Wechsel der Apparatur war bedingt durch die grosse Dicke des Objektträgers eines Schliffes aus der HÖGBOM'schen Sammlung. Auf dem modernen LEITZ'schen Modell (UT 4 Modell 1931) konnte dieses Präparat nicht genau in die Ebene der Drehtischachsen H und K gebracht werden und so musste ein älteres Tischmodell mit grösserem Spielraum der Höheneinstellung benützt werden.

Biotit ist morphologisch eingemessen worden. Es wurden in Schnitten senkrecht zur Schieferung die Normalen auf (001) bestimmt mit Hilfe der Drehtischachsen N und K (REINHARD Lit. 18) und bei entsprechender Einstellung des Polarisators zur Eliminierung des störenden Pleochroismus.

Die Orientierung der *Hornblenden* wurde ebenfalls morphologisch, durch Einmessen der Normalen auf die prismatischen Spaltflächen, für jedes einzelne Korn bestimmt. Aus der stereographischen Projektion ergibt sich die Richtung der c-Achse als Pol der Ebene durch die beiden Spalttrissnormalen. Ausserdem wurden die Flächenpole (100) und (010) konstruiert

als Winkelhalbierende des 56 resp. 124° Winkels der Spaltflächenpole. Nachher wurden die Projektionsorte der Hornblendeachsen einzeln in das flächentreue SCHMIDT'sche Netz umprojiziert und dort ausgezählt.

In den Gesteinen mit nahezu parallel gelagerten c-Achsen der Hornblenden konnten durch geeignete Schnittwahl (ac-Schnitt) alle Körner in einem Schliff erfasst werden. In andern Fällen, wo die c-Achse lediglich in eine Gefügeebene (s-Fläche) eingeregelt ist, mussten zwei Schlitze verwendet werden, um auch jene Körner einmessen zu können, deren eine oder deren beide Spaltflächen im ersten Schliff weniger steil als 40° zur Schliffebene lagen. In den Sammeldiagrammen zweier Schlitze ist die Grenze zwischen verwerteten und eliminierten Bereichen der beiden Teildiagramme jeweils bei einer Polhöhe von 45° gezogen worden.

Die Orientierung der Hornblendekörner in Schnitten mehr oder weniger parallel zur Prismenzone der Hornblenden kann theoretisch auch ohne Verwendung eines zweiten Schliffes erfolgen, falls wenigstens eine der beiden prismatischen Spaltrichtungen eingemessen werden kann. An Stelle der andern prismatischen Spaltrichtung wird die Lage der optischen Achsenenebene bestimmt. Da sie ebenfalls durch die c-Achse geht, ergibt der Schnittpunkt des Grosskreises der optischen Achsenenebene mit dem Grosskreis der eingemessenen Spaltrichtung in der stereographischen Projektion die Lage der c-Achse. Praktisch scheitert diese Methode aber meist am störenden Pleochroismus, der die genaue Einstellung der optischen Achsenebenen verunmöglicht.

Die Orientierung der *Quarz*körner ist optisch bestimmt worden, durch Einmessen von $n\gamma$ parallel der Mikroskopachse oder parallel der K-Achse des Tisches.

Weitaus die grösste Sorgfalt wurde auf die Einmessung der *Plagioklase* verwendet. Da ausser der Orientierung der Plagioklase auch der Anorthitgehalt, die Art der Verzwillingung, der kristallographische Charakter der Spaltflächen und der optische Achsenwinkel bestimmt wurden, musste jede einzelne Plagioklasprojektion das Resultat einer weit über das bei Gefügeanalysen übliche Mass von Genauigkeit hinausgehenden Präzisionsmessung sein.

Plagioklas ist gleichzeitig morphologisch, durch Ermittlung der Lote auf Zwillingsflächen und Spaltrisse, und auch optisch, durch Bestimmung der Lage der Indikatrix, eingemessen worden. Das Schliffmaterial ist zu solch einer gründlichen Untersuchung hervorragend geeignet, da nahezu sämtliche Plagioklaskörner verzwillingt sind oder doch Spaltrisse besitzen. Meist konnten zwei morphologische Bezugsflächen im gleichen Korn gemessen werden. Die Kombination polysynthetische oder einfache Albitzwillinge mit Spaltrissen nach (001) ist sehr verbreitet, aber auch Periklinlamellen sind häufig.

Da die Plagioklase der untersuchten Gesteine geregelt sind, sind die

beiden wichtigen Bezugsrichtungen (010) und (001) der Feldspatkörner nicht in jedem der drei zueinander senkrecht stehenden, orientierten Schlitze erkennbar. Bei der vorliegenden Regel [100] Plagioklas parallel der b-Achse des Gefüges eignet sich der ac-Schnitt am besten für die Einmessung der Plagioklase; dies zeigt schon die mikroskopische Durchsicht der drei Schlitze.

Bei der Einmessung der Optik und der Morphologie von Plagioklasen zu statistischen Zwecken sind subjektive Fehler sehr naheliegend und sehr gefährlich. Oft bevorzugt man unbewusst Plagioklaskörner mit mehreren morphologischen Bezugsrichtungen und übergeht andere Körner, z. B. solche mit einem schwer einstellbaren Spaltriss. Bei derartiger Auslese *muß* ein Maximum der Zone [100] im Zentrum der Projektionsebene (Schliffebene) entstehen, da ja die senkrecht (010) und (001) geschnittenen Körner zu stark berücksichtigt sind. Wir haben die Erfahrung gemacht, dass nur durch pedantisches Einmessen aller Körner in bestimmten Schliffbereichen und nur durch mühsame Kontrollmessungen an den zuerst unbrauchbare Resultate liefernden, schwer einmessbaren Plagioklasen, solche selektive Kornauslese ausgeschaltet werden kann.

Andere Fehler, speziell bei den Messungen und Ablesungen, wurden bei den Plagioklasbestimmungen sofort aufgedeckt, da ja falsche Winkel in der Projektion auffallen.

Für jedes einzelne Plagioklaskorn wurden die optischen Symmetrieachsen konstruiert und die gemessenen morphologischen Bezugsflächen nach Umprojektion senkrecht $n\beta$ auf Tafel 2 von REINHARD (18) interpretiert, wobei sich auch der Anorthitgehalt des Kornes ergab. In Zwillingstöcken war damit der kristallographische Charakter der Verwachsungsfläche ermittelt und durch gleichzeitig mit der Einmessung am Drehtisch erfolgte Kontrolle der Auslöschungen in der Zone senkrecht zur Verwachsungsfläche war das Zwillingsgesetz bestimmt. Nur in unklaren Fällen wurde die Indikatrix beider Zwillingseviduen eingemessen und nach Transformation der Optik und der Morphologie in die Ebene senkrecht zur Verwachsungsfläche ergab sich bei der Interpretation auf den Tafeln 3 oder 4 von REINHARD (18) das Zwillingsgesetz aus der Symmetrie der beiden Individuen. Das zweite Individuum des gleichen Zwillingstöckes wurde jedoch nie in die Korndiagramme eingetragen.

In der Projektion senkrecht $n\beta$ wurde sodann die Lage der nicht eingemessenen Flächen (100), (010) oder (001) und der Zonen [100] und [001] (die Zone [010] verläuft nahezu senkrecht zu (010), auf ihre Konstruktion wurde deshalb verzichtet) mit Hilfe der Tafeln 2 und 5 (18) eingetragen, und dieses so vervollständigte Stereogramm wurde wieder in die Schliffebene zurückprojiziert.

Da bei diesem Verfahren für jedes Korn mindestens 8 Projektions- und 8 Transformationsknoten resultierten, mussten natürlich separate Stereo-

gramme für jeden Plagioklas hergestellt werden. Die Projektionsorte der verschiedenen Flächenpole und Zonenrichtungen von je 10 aufeinander folgend gemessenen Körnern wurden in Teilstereogramme eingetragen, um die fortlaufende Besetzung kontrollieren zu können. Für jeden Schliff wurden dann Sammelstereogramme für alle $n\alpha$, $n\beta$ und $n\gamma$, für die Flächenpole (100), (010) und (001), sowie für die Zonen [100] und [001] gezeichnet. Ausserdem wurden im Gneisband Nummer 5 die Projektionen von (010), (001) und [100] jeweils nur für Albitzwillinge, nur für Periklin- oder (001)-Zwillinge und nur für nicht verzwillingte Körner mit Spaltrissen entworfen.

Zu all diesen Projektionen wurde das WULFF'sche Netz benützt. Nur die wichtigsten Stereogramme wurden nachträglich in das flächentreue SCHMIDT'sche Netz umprojiziert, wobei die Projektionsorte Punkt für Punkt übertragen und dann ausgezählt wurden (Fig. 6 a bis 8 f).

Von all diesen Stereogrammen kann in dieser Arbeit nur ein Teil publiziert werden. Das Originalmaterial ist aber jedem Interessenten zugänglich und zu diesem Zwecke im Mineralogischen Institut der Universität Basel deponiert.

Sämtliche Projektionen beziehen sich auf die obere Halbkugel.

B. Quantitativ und qualitativ mineralogische Untersuchungen und Folgerungen.

Die ausgezeichneten Illustrationen in HÖGBOM's Ornöarbeit (10) geben einen guten Begriff von der — auf den ersten Blick hin — verwirrenden Mannigfaltigkeit der Gneisbänder von Timmerudd und Ornö Huvuds Udde. Eine gründliche petrographische Untersuchung muss sich da beschränken auf einzelne Typen, sonst verliert sie sich in Oberflächlichem. Darum haben wir uns vom Leitsatz »multum non multa« führen lassen.

Zum Objekt dieser Spezialstudie wurden zwölf Bändergneise gewählt, die häufig wiederkehrende Gesteinstypen darstellen. Solche Typen sind tatsächlich zu finden: Lagen mit bestimmten colour index und mit bestimmten Mischungsverhältnissen ihrer Gemengteile wiederholen sich senkrecht zur Schieferung.

Die untersuchten Gneisbänder sind makroskopisch einheitliche Gesteine. Erst mikroskopisch sind gewisse Inhomogenitäten erkennbar. Die verschiedenen, gerichteten Gemengteile sind nicht regellos verteilt, sondern sie haben die Tendenz, entsprechend dem makroskopischen Lagenbau mikroskopische Kornlagen zu bilden. Beim Biotit und beim Quarz ist dieser Zeilenbau am ausgeprägtesten. Es bilden sich auch oft plagioklasreiche und hornblendereiche Schichten innerhalb der im Handstück einheitlichen Hornblende-Plagioklasgneise. Das Korn ist aber meist so fein und die Lagen folgen sich so dicht, dass diese mikroskopischen Inhomogenitäten

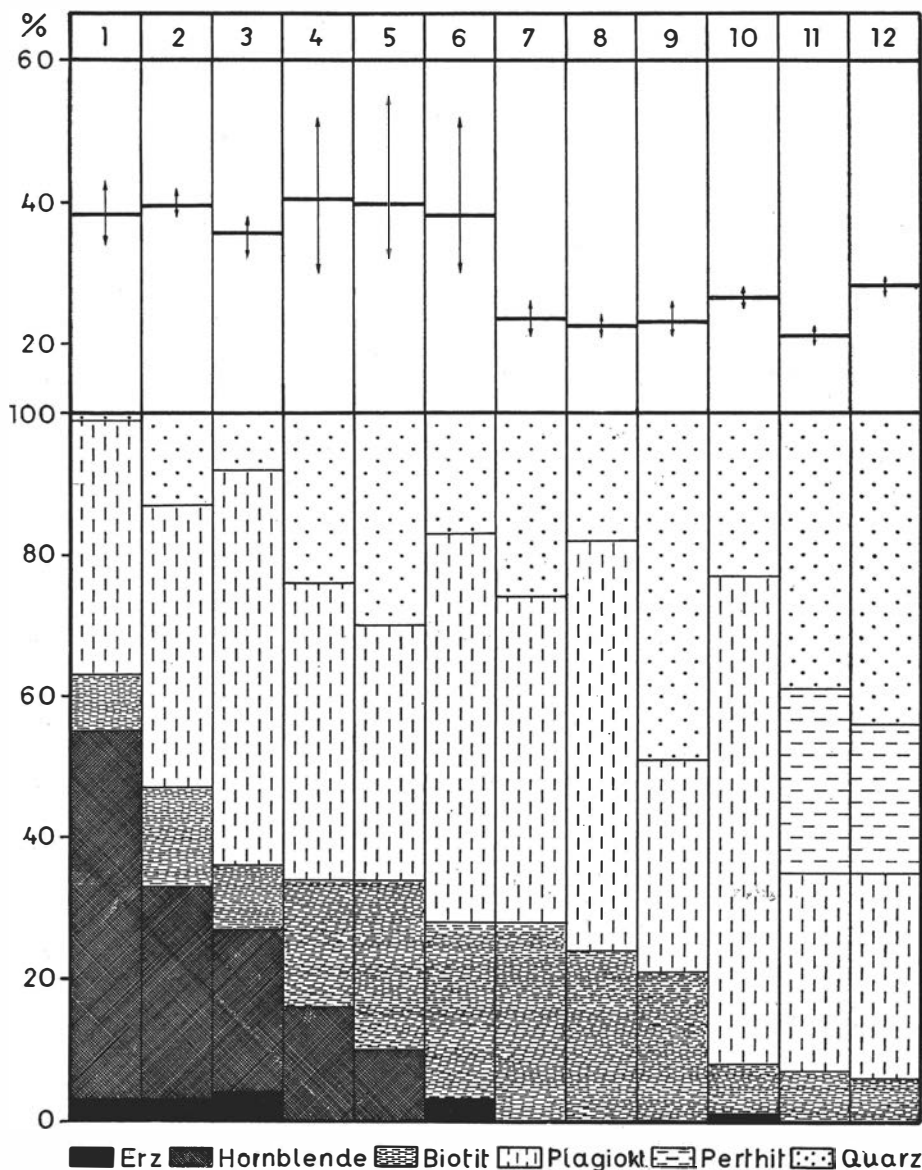
nur selten eine weitere Gliederung der makroskopisch einheitlichen und deutlich abgrenzbaren Bänder zulassen. Untergeordnet können allerdings Übergänge dieser Zeilenstruktur in den groben Bänderbau verfolgt werden. Für die Deutung der Bändergneise dürfte der Kornzeilenbau von grosser Bedeutung sein.

In Figur 2 sind die zwölf planimetrisch analysierten Gneisbänder nach ihrem colour index geordnet worden. Diese Reihenfolge stellt nicht die natürliche Bandordnung dar. In der Natur sind schrittweise, kontinuierliche Übergänge recht selten. Regeln können noch nicht aufgestellt werden. Es ist uns lediglich aufgefallen, dass innerhalb der hornblendeführenden Bänder von Timmerudd ganz dunkle Lagen unmittelbar neben hellen liegen, während intermediäre Bänder unter sich wechsellagern. Gesetzmässigkeiten in der Bandanordnung könnten entdeckt werden, wenn ein vollständiges Querprofil durch die Lagengneisserie untersucht und graphisch so dargestellt würde, dass auf der Abszisse die Mächtigkeit und auf der Ordinate die Mineralproportionen der verschiedenen Bänder aufgetragen würden. Eine solche Handstückserie quer zum Streichen wollten wir in Timmerudd schlagen; der Versuch scheiterte jedoch an der ausgezeichneten Glättung der Aufschlüsse, ohne Sprengungen können hier nur vereinzelte Stücke längs Klüften geschlagen werden.

Die in Figur 2 getroffene Ordnung der Bänder nach ihrem colour index täuscht eine normale Differentiationsreihe vor mit gabbrodioritischen bis granitischen Komponenten. Besser noch zeigt Figur 3, wie die Hornblende stetig abnimmt, und wie Biotit zuerst auf Kosten der Hornblende zunimmt, um dann als alleiniger dunkler Gemengteil gleichmässig abzunehmen. Bei den hellen Gemengteilen ist keine derartige Regelmässigkeit erkennbar. Es wäre zu erwarten, dass Quarz und Plagioklas mit sinkender Farbzahl gleichmässig anstiegen. Dies ist aber nicht der Fall: Plagioklasreiche Bänder wechseln mit quarzreichen.

Die Mengenverhältnisse der Gemengteile wechseln also von Band zu Band recht stark. Es ist zu untersuchen, ob die einzelnen Mineralarten nicht nur quantitativ, sondern auch qualitativ variieren. Beim Biotit und bei der Hornblende sind mit optischen Mitteln keine Veränderungen der chemischen Mineralzusammensetzung in den verschiedenen Bändern nachweisbar. Zur Prüfung der gestellten Frage sind die Plagioklase weitaus am geeignetsten; sie sind in allen Bändern Hauptgemengteile (28—69 Vol. %), sie registrieren als Glieder einer isomorphen Mischreihe Änderungen im Gesteinschemismus recht genau und ihre exakte Bestimmung ist durch die moderne Universaldrehtischmethodik ermöglicht worden. Die Verteilung des Anorthitgehaltes der Plagioklase der verschiedenen Gneisbänder kann entscheiden, ob diese normale magmatische Differentiate des Eruptivgebietes von Ornö Huvud darstellen oder nicht.

Innerhalb des Ornöitmassives ist der Anorthitgehalt der Plagioklase



Figur 2; Übersicht über die quantitativ und qualitativ mineralogische Zusammensetzung von 12 verschiedenen Gneisbändern von Timmerudd und Ornö Huvuds Udde. Der untere Teil der Tabelle gibt die Volumenprocente von Quarz, Perthit, Plagioklas, Biotit-Hornblende und Erz. Der obere Teil der Tabelle zeigt den mittleren Anorthitgehalt der Plagioklasse der verschiedenen Bändergneise und dessen festgestellte Variationen (Pfeile). Folgende Daten von planimetrischen Analysen (Integrationsstisch von LEITZ) und von Plagioklasbestimmungen (Universaldrehtisch) dienen zur Konstruktion dieser Tabelle:

1. *Plagioklasamphibolit*, Timmerudd.

Q. 1 %, P. 36 %, B. 8 %, H. 52 %, E. 3 %; An. 38 % (Mittel von 35 Körnern), festgestellte Schwankungen des Anorthitgehaltes 34—43 %.

entsprechend der Gesteinsbasizität gestaffelt, wie folgende, an den Originalschliffen von HÖGBOM ausgeführte Bestimmungen nach der Fedorow-Methode zeigen:

Ornöitaplit: 5, 7, 8 % An.
 Ornöit: 25, 26 % An.
 Hornblendediorit: 26 % An.
 Pyroxendiorit: 30, 31 % An.
 Olivinnorit: 50, 60 % An.

Der obere Teil von Figur 2 zeigt, dass die Verteilung des Anorthitgehaltes der Plagioklase in der »gebänderten Grenzzone« ganz anders ist. Die ganze Bänderserie ist deutlich zweigeteilt in eine basische Gruppe mit Plagioklasen von durchschnittlich 36 bis 40 % An und eine saure Gruppe mit zwischen 21 und 28 % schwankendem mittlerem Anorthitgehalt der Feldspäte. Die Plagioklase der basischen Gruppe sind folglich durchschnittlich 15 bis 16 % anorthitreicher als diejenigen der sauren Gruppe. Im grossen Ganzen gehören die dunkeln, femischen Bänder, wie HÖGBOM sich ausdrückt, zur basischen Serie, und die helleren, salischen Lagen zur sauren. Eine dem Sprung des Anorthitgehaltes zwischen Band 6 und Band 7 entsprechende Grenze zwischen dunkeln und hellen Lagen ist jedoch nicht vorhanden; der colour index sinkt im Gegenteil stetig und gleichmässig. Innerhalb jeder der beiden Serien ist die chemische Zusam-

2. *Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis*, Timmerudd.
Q. 13 %, P. 40 %, B. 14 %, H. 30 %, E. 3 %; An. 40 % (8), 38—42 %.
3. *Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis* (plagioklasreich), Timmerudd.
Q. 8 %, P. 56 %, B. 9 %, H. 23 %, E. 4 %; An. 36 % (7), 32—38 %.
4. *Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis*, Ornö Huvuds Udde.
Q. 23 %, P. 42 %, B. 19 %, H. 16 %; An. 40 % (100), 30—52 %.
5. *Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis*, Ornö Huvuds Udde.
Q. 30 %, P. 36 %, B. 24 %, H. 10 %; An. 40 % (100), 32—55 %.
6. *Biotit-Plagioklasgneis* (plagioklasreich), Timmerudd.
Q. 17 %, P. 55 %, B. 25 %, E. 3 %; An. 38 % (6), 30—52 %.
7. *Biotit-Plagioklasgneis*, Ornö Huvuds Udde.
Q. 26 %, P. 46 %, B. 28 %; An. 23 % (3), 21—26 %.
8. *Biotit-Plagioklasgneis* (plagioklasreich), Ornö Huvuds Udde.
Q. 18 %, P. 58 %, B. 24 %; An. 22 % (3), 21—24 %.
9. *Biotit-Plagioklasgneis* (quarzreich), Ornö Huvuds Udde.
Q. 49 %, P. 30 %, B. 21 %; An. 23 % (2), 21—25 %.
10. *Plagioklasgneis* (biotitführend), Timmerudd.
Q. 23 %, P. 69 %, B. 7 %, E. 1 %; An. 26 % (4), 25—28 %.
11. *Perthit-Plagioklasgneis* (biotitführend), Ornö Huvuds Udde.
Q. 39 %, Perth. 26 %, Plag. 28 %, B. 7 %; An. 21 % (2), 20—22 %.
12. *Perthit-Plagioklasgneis* (biotitführend), Ornö Huvuds Udde.
Q. 44 %, Perth. 21 %, Plag. 29 %, B. 6 %; An. 28 % (2), 27—29 %.

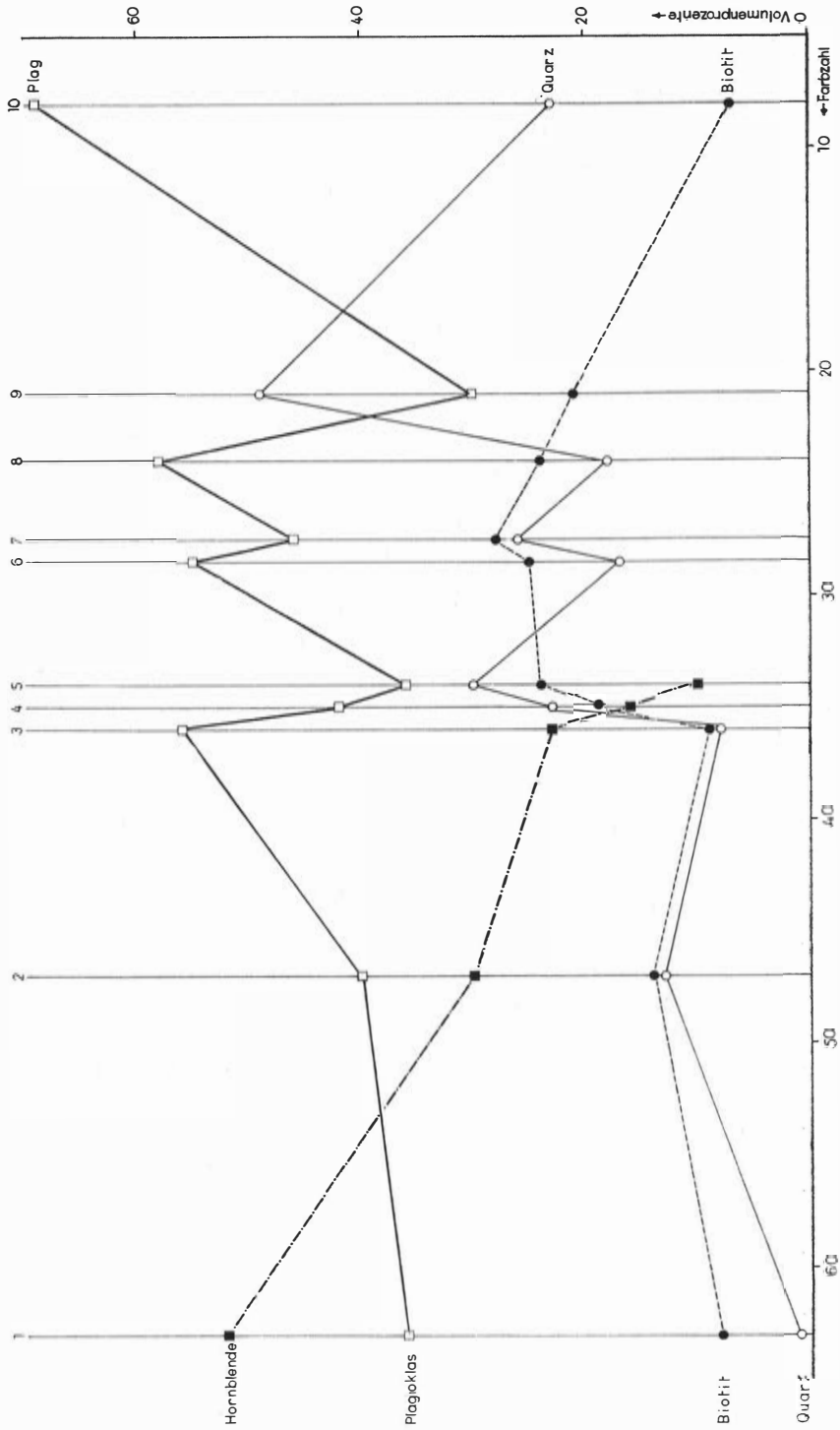


Fig. 3. Mineralogisches Variationsdiagramm von 10 Gneissbändern. Ordinate: Volumenprozent, Abszisse: colour index.

mensetzung der Plagioklase von geradezu erstaunlicher Konstanz; so ergeben sich in den besonders eingehend studierten dunkeln Bändern folgende mittleren Anorthitwerte:

Band 1:	38 % An	als Mittel von	35 Körnern
»	2: 40 % An	»	»
»	3: 36 % An	»	»
»	4: 40 % An	»	»
»	5: 40 % An	»	»
»	6: 38 % An	»	»

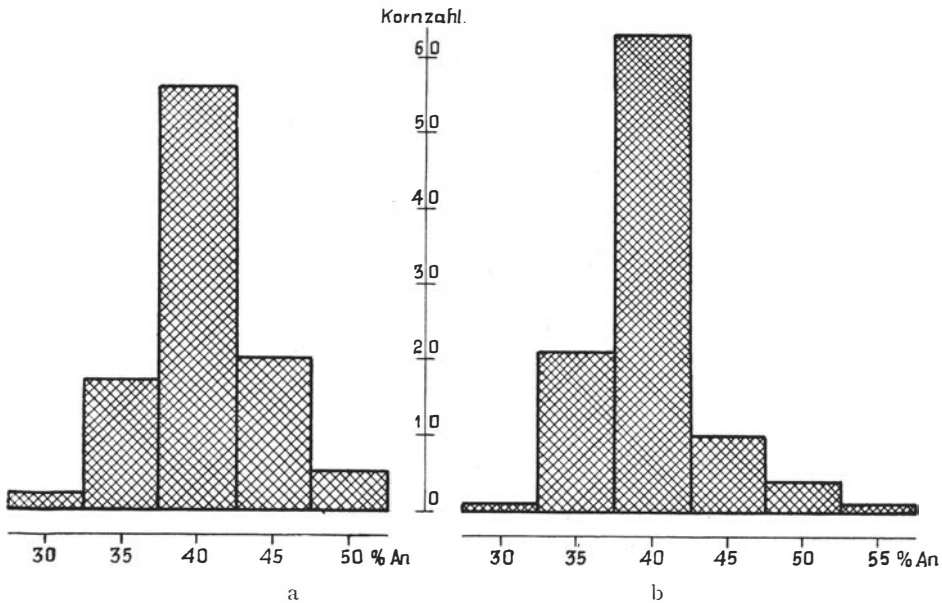


Fig. 4 a und 4 b. *Variation des Anorthitgehaltes von je 100 Plagioklaskörnern der Bändergneise 4 (Figur 4 a) und 5 (Figur 4 b).* Das Mittel der auf 1 % An genau abgelesenen, hundert einzelnen Anorthitbestimmungen beträgt in Band 4 (Figur 4 a) 40,45 %, in Band 5 (Figur 4 b) 39,76. In diesen Figuren sind die Grenzen von 5 zu 5 % An gelegt worden; so sind z. B. alle Einzelablesungen von 38 bis 42 % An zu 40 % An geschlagen worden.

Bevor Konsequenzen aus dieser sauberen Scheidung des Andesins der dunkeln Bänder vom Oligoklas der hellen Lagen gezogen werden, soll noch geprüft werden, ob die beiden Plagioklase vielleicht untergeordnet miteinander vermischt sind. Die Figuren 4 und 5 geben erschöpfende Auskunft darüber. In allen drei Diagrammen ist je ein ausgeprägtes Maximum vorhanden, das beidseitig stetig abfällt. Der etwas asymmetrische Abfall zu beiden Seiten registriert die exakte Lage des Maximums: Das arithmetische Mittel aller Einzelablesungen beträgt in Figur 4 a 40,45 % An, in Figur 4 b 39,76 % An und in Figur 5 38,34 % An. Es resultiert also in Wirklichkeit ein Maximum mit beidseitig symmetrischen Abfall.

Plagioklase der hellen Bandserie (21—28 % An) bilden nicht nur kein sekundäres Maximum, sondern sie fehlen überhaupt.

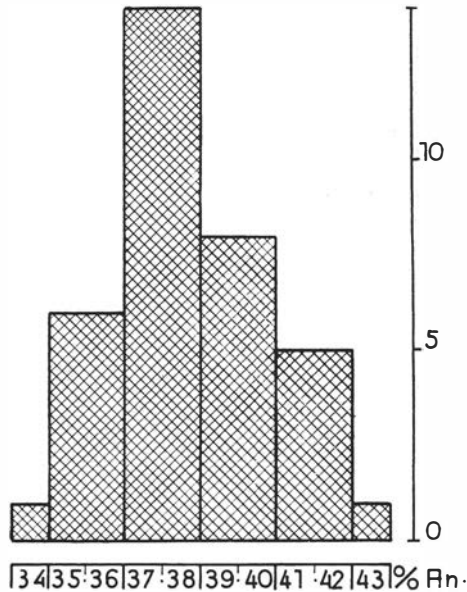


Fig. 5. Variation des Anorthitgehaltes von 35 Plagioklaskörnern des Gneisbandes 1. Das Mittel der 35 Einzelablesungen beträgt 38,34 %. Ordinate = Kornzahl, Abszisse = Anorthitgehalt von 2 zu 2 %.

Es könnte noch vermutet werden, dass vielleicht in zonaren Feldspaten Andesin- und Oligoklasen vorhanden seien. Die Plagioklase der untersuchten Gesteine löschen meist einheitlich aus. Zonarstruktur ist nur in seltenen Fällen so deutlich ausgeprägt, dass sie einwandfrei gemessen werden kann. Anorthitbestimmungen an vereinzelt, stark zonaren Körnern aus den dunkeln Bändern zeitigten folgende Ergebnisse:

Bändergneis Nr.	Kern	38 % An.	Rand	44 % An	invers	zonar
» Nr. 1:	»	38 % An.	»	43 % An	»	»
» Nr. 2:	»	38 % An.	»	44 % An	»	»
» Nr. 3:	»	32 % An.	»	38 % An	»	»
» Nr. 3:	»	36 % An.	»	40 % An	»	»
» Nr. 4:	»	33 % An.	»	42 % An	»	»
» Nr. 5:	»	49 % An.	»	38 % An	normal	zonar
» Nr. 5:	»	46 % An.	»	42 % An	»	»
» Nr. 5:	»	45 % An.	»	38 % An	»	»
» Nr. 6:	»	52 % An.	»	44 % An	»	»

Auch in den seltenen zonarstruierten Körnern ist nirgends Oligoklas vorhanden. Trotzdem Oligoklase der hellen Lagen und Andesine der dunkeln Bänder oft »lit par lit« wechsellagern, hat keinerlei Vermischung stattgefunden.

Das dunkelste (63 % Mafite) und das hellste Band (28 % Mafite) der basischen Bändergruppe führen den gleichen Plagioklas mit einem mittleren Anorthitgehalt von 38 %. Andernteils haben das hellste Band der dunkeln Serie und das dunkelste Band der hellen Serie, die beide den gleichen colour index besitzen, verschiedene Feldspäte (38 % An resp. 23 % An). In den Bändergneisen ist der Anorthitgehalt — im Gegensatz zu den Eruptivgesteinen des Ornöitmassives — dem colour index nicht proportional. Dies spricht gegen normale magmatische Differentiation, also gegen die Ansicht von JOHANNSON, SUNDIUS und ASKLUND, die Lagergneise seien in situ differenzierte Teile des urgranitischen Magmas. Es spricht auch gegen die These von HÖGBOM, die Bänderzone und das Ornöitmassiv bildeten ein einheitliches Magmagebiet, innerhalb dessen die Gesteine der gebänderten Grenzzone durch einseitige Druckwirkung der zentralen Nachschübe auf die sich schon verfestigenden peripheren Teile entstanden seien. Diese »magmatischen« Deutungen werden auch den geologischen Verbandsverhältnissen, dem Fehlen von sukzessiven Differentiationsprodukten und dem Auftreten von unmittelbar benachbarten sauren und basischen Bändern nicht ganz gerecht. Schliesslich weist ausserdem die Einschaltung derartiger Bänderzonen zwischen Leptite und Urgranite und der allmähliche Übergang in kompakte Leptitformationen mit eingelagerten Kalken darauf hin, dass die Bändergneise stofflich und geologisch komplexere Gebilde darstellen dürften.

HOLMQUIST hat als ausgezeichneter Feldgeologe den geologischen Verbandsverhältnissen besser Rechnung getragen. Von den sicher feststellbaren Übergängen der Bänderzone in die Leptite, und von dem Intrusivkontakt des Ornöitaplites an den Bändergneisen ausgehend, hat er die gebänderten Gesteine von Ornö Huvud zur suprakrustalen Leptitformation gerechnet. Da diese Leptite grösstenteils Effusivgesteine darstellen, hält HOLMQUIST folgerichtig auch die Bänderung der Gesteine von Ornö Huvud für eine primäre Schichtstruktur von verschiedenartigen Ergussgesteinen und Tuffen. Die untersuchten gebänderten Gesteine müssten also bei dieser Interpretation eine Serie von Centimeter und Millimeter mächtigen und eng wechsellagernden, andesitischen, dazitischen bis liparitischen Laven und Tuffen darstellen. Wenn sukzessive Übergänge von andesitischen zu dazitischen und zu liparitischen Gesteinen vorlägen, so wäre diese Deutung in Betracht zu ziehen. In Ornö liegen aber basische Lagen unmittelbar neben viel saureren, und diese Wechsellagerung von saurem und basischem Material geht durch die ganze Serie; solche Lagerungsverhältnisse sind aus sicheren Vulkangebieten nicht bekannt. Die chemische Zusammensetzung des Magmas eines Vulkangebietes ist im Gegenteil in weiten Zeiträumen sehr konstant. Die in vulkanischen Gesteinen häufigen Bänderungen sind in den meisten Fällen auf rein strukturelle Verschiedenheiten (porphyrische, amygdaloide, vitrophyrische Bänder, Lava- und Tufflagen), oder auf Än-

derungen im Mineralbestand bei gleichbleibendem Gesteinschemismus zurückzuführen.

Wir haben dieses Problem einem kompetenten Vulkanologen, Dr. A. RITTMANN (Neapel-Basel) vorgelegt, der auf folgende Interpretationsmöglichkeit hinwies: Bei vulkanischen Gasausbrüchen könnte das eine Mal Material aus dem Magmenherd, ein anderes Mal solches aus der Schlotwand (Sedimente, Ergussgesteine, Tiefengesteine, Kristalline Schiefer) mitgerissen werden, und manchmal könnten auch Aschen beiderlei Herkunft vermischt werden, wodurch bei rythmischer Wiederholung des Vorganges schichtweise Wechsellagerung der geförderterten Tuffe entstände; weitere Differenzierung der Tufflagen könnte durch sedimentäre Aufarbeitung und Wiederablagerung entstehen.

Dies dürfte die beste Erklärungsweise sein, falls man ausschliesslich nach primären Entstehungsmöglichkeiten der gebänderten Gesteine sucht. Sobald man aber berücksichtigt, dass die Bändergneise von Ornö Huvud vollständig umgeprägte Gesteine sind, muss man sich fragen, ob die Prozesse, die eine so durchgreifende Metamorphose zur Folge hatten, nicht auch eine derartige Bänderung erzeugen konnten? Diese Frage kann nur durch Gefügestudien abgeklärt werden; wir werden uns im nächsten Kapitel mit ihr auseinandersetzen. Einstweilen sollen nur die nächst liegenden Konsequenzen aus den bisherigen Ergebnissen unserer Untersuchungen gezogen werden.

Zur Nomenklatur: HOLMQUIST (8) bezeichnet die Bändergneise von Ornö Huvud als Porphyrite und er spricht von porphyrischen Einsprenglingen. Demgegenüber muss strikte festgehalten werden, dass diese Gesteine, so wie sie *heute* vorliegen, Plagioklasamphibolite, Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise etc. sind. Ihr Gefüge ist granoblastisch, nicht porphyrisch, und die »porphyrischen Einsprenglinge« sind Porphyroblasten, die sich stofflich von den feinkörnigen Gemengteilen nicht unterscheiden. Reliktische Mineralgenerationen und Reliktstrukturen fehlen, wie die Figuren 4 bis 11 zeigen. Ausserdem zeigt die Verteilung des Anorthitgehaltes der Plagioklase, dass hier Gemengteile von kristallinen Schiefen vorliegen und nicht solche von Andesiten bis Lipariten.

Mit diesen Einwänden sei nicht bestritten, dass die Bändergneise vielleicht *ursprüngliche* Ergussgesteine oder Tuffe darstellen; diese Frage dürfte jedoch sehr schwer zu entscheiden sein. Solche unbewiesenen und wahrscheinlich nicht beweisbaren Vermutungen rechtfertigen es aber auf keinen Fall, Amphibolite als Porphyrite zu bezeichnen.

Auf Grund der Verteilung des Anorthitgehaltes in den Gneisbändern müssen wir den Schluss ziehen, dass die helle und die dunkle Bändergruppe in sich einheitliche, aber unter sich stofflich und wahrscheinlich auch genetisch getrennte Gesteinsserien sind. Die Bänder 11 und 12 stellen den Gneisgranit HÖGBOM's (pag. 169) dar (dessen Verhältnis zum Ornöitmassiv hier nicht diskutiert werden soll); die ganze helle Serie steht somit dem Gneisgranit nahe. Dies gilt aber nicht für die dunkle Bandgruppe. Aus der konkordanten Einlagerung der gebänderten Zone zwischen leptitische

und granitische Gesteine und aus den Übergängen auf beiden Seiten möchten wir den Schluss ziehen, dass eine Mischzone vorliegt mit granitischen und leptitischen Komponenten. Wenn die hellen Bänder den Graniten entsprechen, so sind die dunkeln vielleicht den Leptiten zuzuzählen. Amphibolite vom Typ derjenigen von Ornö Huvud wechsellagern ja längs der ganzen Westküste von Ornö mit feinkörnigen Quarz-Feldspatgesteinen (Leptiten), und ESKOLA (5) beschreibt solche Amphibolitlagen aus den Leptiten des Orijärvgebietes und SUNDIUS (25) aus der Gegend von Åtvidaberg.

Durch diese Wechsellagerung von leptitischem und granitischem Material wäre aber nur das Vorhandensein von einheitlichen dunkeln und hellen Bändern erklärt. Innerhalb der ihrem qualitativen Mineralbestand nach einheitlichen dunkeln und hellen Lagen müssen aber irgendwelche Differentiationen stattgefunden haben, die, ohne chemische Umsetzungen zu bewirken, doch die mineralogische Zusammensetzung mengenmässig modifiziert haben. Welcher Art diese metamorphe Differentiation war, darüber konnten quantitativ und qualitativ mineralogische Untersuchungen gewisse Anhaltspunkte geben. Das Problem der Bänderung, dieser hervorstechenden Eigenschaft des Gefüges, kann aber nur durch Gefügeanalysen s. l. gelöst werden.

Von den bisherigen Ergebnissen sind für die weitere Diskussion hauptsächlich folgende wichtig:

1. Die Bändergneisserie von Ornö Huvuds Udde und Timmerudd zerfällt nach dem Anorthitgehalt ihrer Plagioklase in eine basische Gruppe und in eine saure. Zur ersteren gehören andesinführende Plagioklasamphibolite, Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise und Biotit-Plagioklasgneise, zur zweiten Abteilung sind oligoklasführende Biotit-Plagioklasgneise und Plagioklas-Perthitgneise zu zählen.

2. Innerhalb jeder der beiden Serien ist die chemische Zusammensetzung der Plagioklase konstant, auch der Mineralbestand ist der gleiche, es wechseln nur die Mengenverhältnisse.

3. Innerhalb der dunkeln Bändergruppe von Timmerudd liegen hornblendereiche Lagen unmittelbar neben hornblendearmen, während intermediäre Typen mehr unter sich wechsellagern. Kontinuierliche Übergänge der »gabbrodioritischen« zu den »granitischen« Lagen fehlen.

4. Die Plagioklase der dunkeln Bändergneisgruppe sind in den dunkelsten Lagen invers zonar, in den hellsten normal zonar gebaut.

5. Innerhalb der makroskopisch einheitlichen und meistens gut abgegrenzten Bänder ist mikroskopisch ein Lagenbau einzelner Kornarten ausgebildet oder doch angedeutet. Glimmer und Quarz, seltener Plagioklas und Hornblende bilden Kornzeilen.

C. Gefügeanalytische Untersuchungen.

1. Regeln und Regelungen.

1. **Quarz**, *Band 5*: schwach besetzter, in c unterbrochener ac-Gürtel von $n\gamma$ mit Maxima zwischen a und c, ausgeprägter Minimumgürtel in bc (Fig. 6 a).
Band 4: ähnliche Regel wie in Band 5, nur viel verschwommener, lediglich das gürtelartige Minimum in bc tritt deutlich hervor (Fig. 7 a).
2. **Biotit**, *Band 5*: (001) in ab; Maximum von [001] in c, gürtelartig erweitert in ac (Fig. 6 b).
Band 4: (001) in ab; ac-Gürtel von [001] noch ausgeprägter (Fig. 7 b).
Band 1: (001) in ab; angedeuteter Gürtel von [001] in ac (Fig. 8 a).
3. **Hornblende**, *Band 5*: [001] Maximum in b, gürtelartig erweitert in ab (Fig. 6 d); Lagefreiheit senkrecht zu [001] (Fig. 6 f).
Band 4: [001] Maximum in b, geschlossener, schwach asymmetrischer ab-Gürtel (Fig. 7 d); Lagefreiheit senkrecht zu [001].
Band 1: [001] bildet vollständigen ab-Gürtel mit Maximum in b (Fig. 8 b); (100) in ab fixiert; die Normalen auf (100) bilden ein Maximum in c mit gürtelartiger Erweiterung in ac und bc (Fig. 8 c).
4. **Plagioklas**, *Band 5*: [100] Maximum angenähert in b (Fig. 6 c u. 9 d); Lagefreiheit senkrecht zu fixem [100] (Fig. 6 e u. 9 b).
Band 4: [100] Maximum in b, vollständiger, etwas asymmetrischer ab-Gürtel (siehe Hornblende) (Fig. 7 c u. 10 e); Lagefreiheit senkrecht zu fixem [100] (Fig. 10 a u. 10 b).
Band 1: [100] Maximum in b, kein Gürtel (Fig. 8 d u. 11 f); (001) in ab (Fig. 8 e u. 11 d); (010) entsprechend der Triklinität etwas schief in bc (Fig. 8 f u. 11 b).

Im übrigen sprechen die Diagramme für sich selbst. Alle drei Gefüge haben monokline Symmetrie mit ac als Symmetrieebene und b als Symmetrieachse. Die Quarz-, Plagioklas-, Biotit- und Hornblendediagramme sind symmetrisch in bezug auf die gleichen Gefügeebenen und -geraden.

Man beachte die auffallende Ähnlichkeit der Plagioklas- und Hornblendediagramme. Die schlechte Regelung von Quarz führen wir darauf zurück, dass hier die Kristallisation Deformationsspuren grösstenteils verwischt hat, denn Quarz ist das letzte Glied in der granoblastischen Reihe.

In Figur 11 sind die optischen Symmetrieachsen (links), und die ihnen am nächsten liegenden Flächennormalen und Zonenrichtungen der Plagioklase (rechts) eingetragen. Diese Stereogramme zeigen, wieviel und wie wenig blosser Einmessung der Indikatrix über die Orientierung des Raumgitters aussagen kann bei einem Anorthitgehalt von 38 %.

In sämtliche Plagioklasstereogramme ist von jedem Zwillingsbau jeweils nur ein Individuum eingetragen worden. Es soll nun untersucht werden,

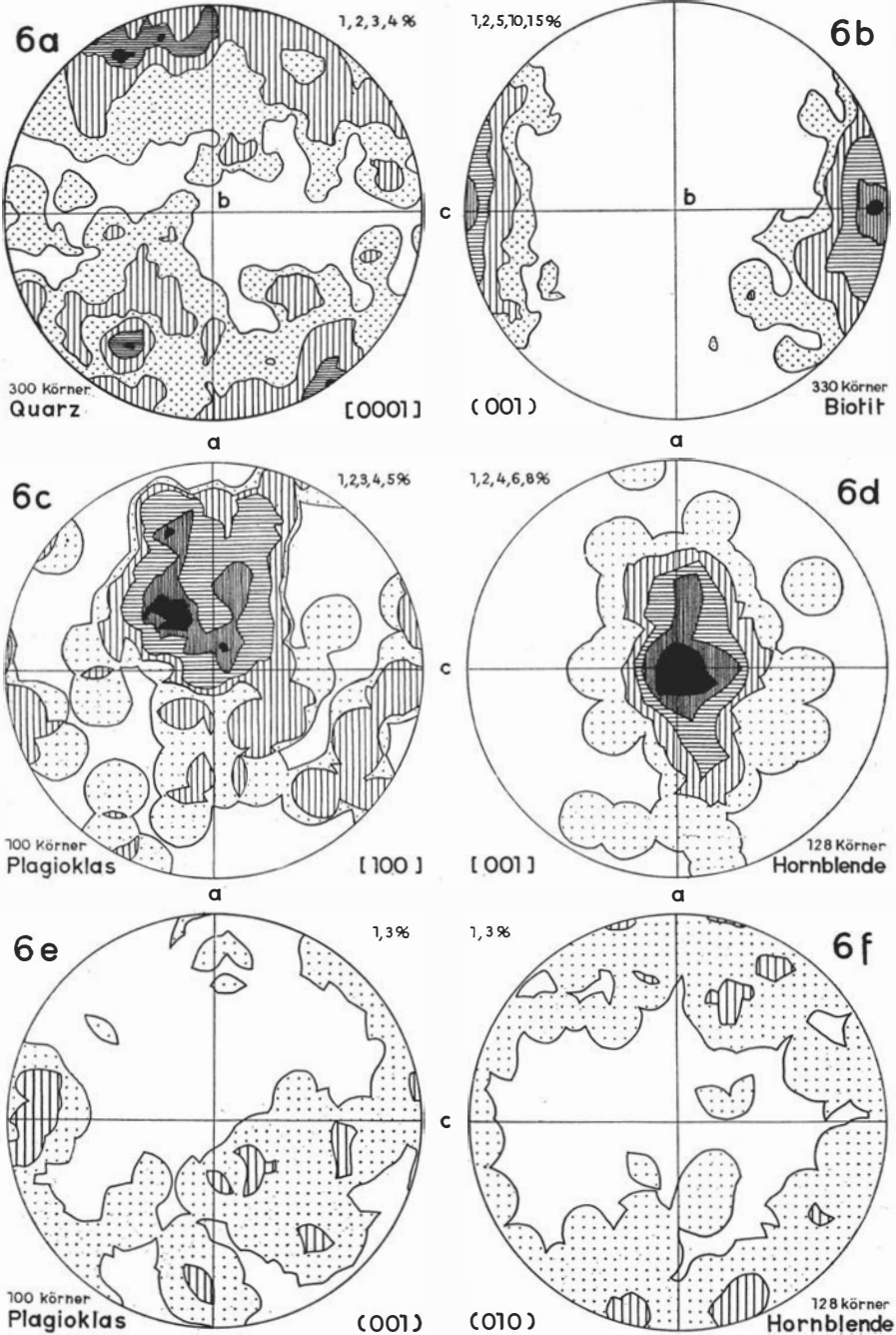
welche Abhängigkeit zwischen Verzwilligung und Regelung besteht, und wie die Stereogramme beim Eintragen beider Zwillingindividuen aussehen würden. Die folgende Statistik gibt Auskunft über die Häufigkeit der verschiedenen Zwillingsgesetze und Spaltflächen. In jedem einfachen oder polysynthetischen Zwillingbau wurde das Gesetz nur einmal gezählt, und die bei einem Anorthitgehalt von ca 40 % nicht unterscheidbaren Gesetze Periklin, Aklin und Komplex Manebach Ala sind vereinigt worden.

	Band 5	Band 4	Band 1
Gemessene Körner	100	100	35
Verzwilligte Körner	81	75	19
Körner nur mit Spaltrissen	19	25	16
Albitgesetz	58 mal = 64 %	63 mal = 78 %	12 mal = 63 %
Periklin-Aklingesetz	29 mal = 32 %	17 mal = 21 %	7 mal = 37 %
Manebachgesetz	4 mal = 4 %	1 mal = 1 %	—
Spaltrisse nach (001)	41 mal = 70 %	56 mal = 77 %	30 mal = 83 %
Spaltrisse nach (010)	15 mal = 25 %	9 mal = 12 %	5 mal = 14 %
Spaltrisse nach (110)	3 mal = 5 %	8 mal = 11 %	1 mal = 3 %

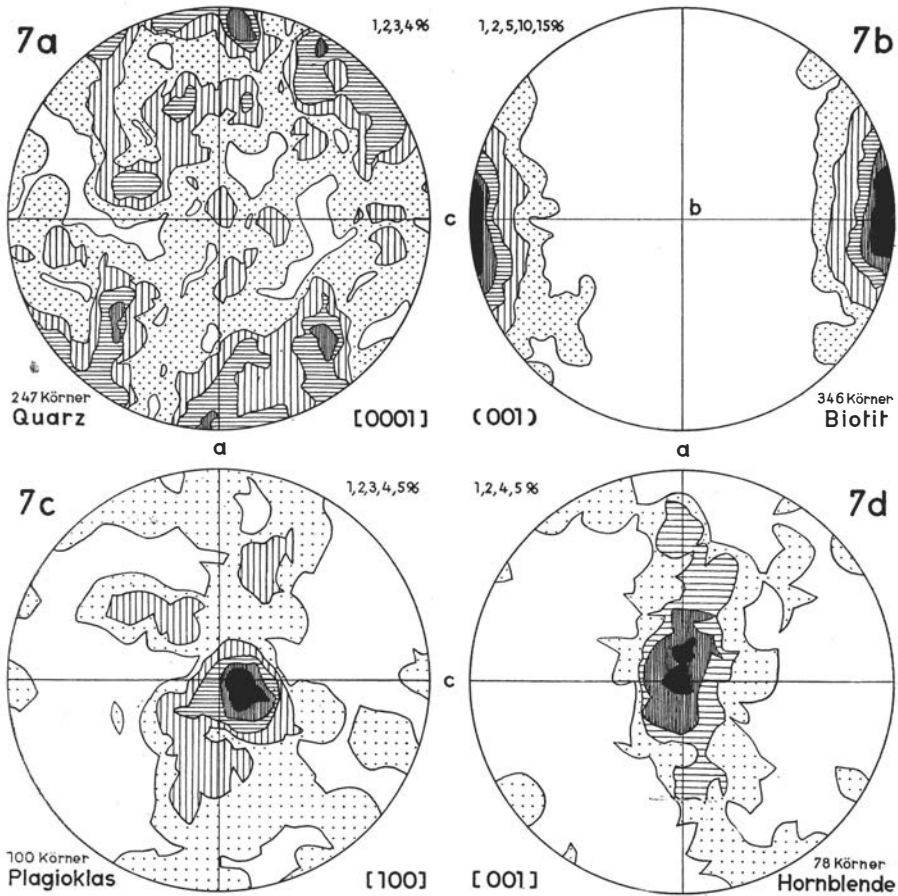
Bei all den nachgewiesenen Zwillingsgesetzen haben die Zwillingspartner subparallele a-Achsen. Die Stereogramme, in die beide Individuen des gleichen Zwillingstockes eingetragen würden, müssten somit noch ausgeprägtere Maxima für [100] liefern. Die nach Albit verzwilligten Körner sind besser geregelt, als jene Plagioklase, die lediglich Spaltrisse besitzen, wie Figur 9 zeigt.

Die Zwillinge der untersuchten Plagioklase sind beim Wachstum der Kristalle entstanden und nicht etwa durch sekundäre Translationerscheinungen erzeugt worden. Dies zeigen die polygonalen und häufig kristallographischen Umriss der Körner, längs denen die Plagioklase unregelmässig oder regelmässig verwachsen und auch verzwilligt sind. In zwei Fällen wurden derartige Verwachsungsflächen beim einen Korn als (001), beim andern als (010)-Fläche bestimmt; viel häufiger sind aber einfache Verzwilligungen nach Albit oder Periklin-Aklin mit solchen Grenzflächen als Verwachsungsebenen. Auch das Abstossen von Albitlamellen an feinen Periklinzwillingen, und ihr Wiedereinsetzen auf der andern Seite solcher Querlamellen weist darauf hin, dass die Zwillinge primär sind.

Wenn Plagioklaskeime nach [100] geregelt werden, so sind alle Verzwilligungen, bei denen die Zwillingindividuen subparallele a-Achse haben, begünstigt. Das Albit-, das Manebach- und das Periklin-Aklingesetz entsprechen dieser Forderung; alle diese Gesetze sind laut der oben gegebenen



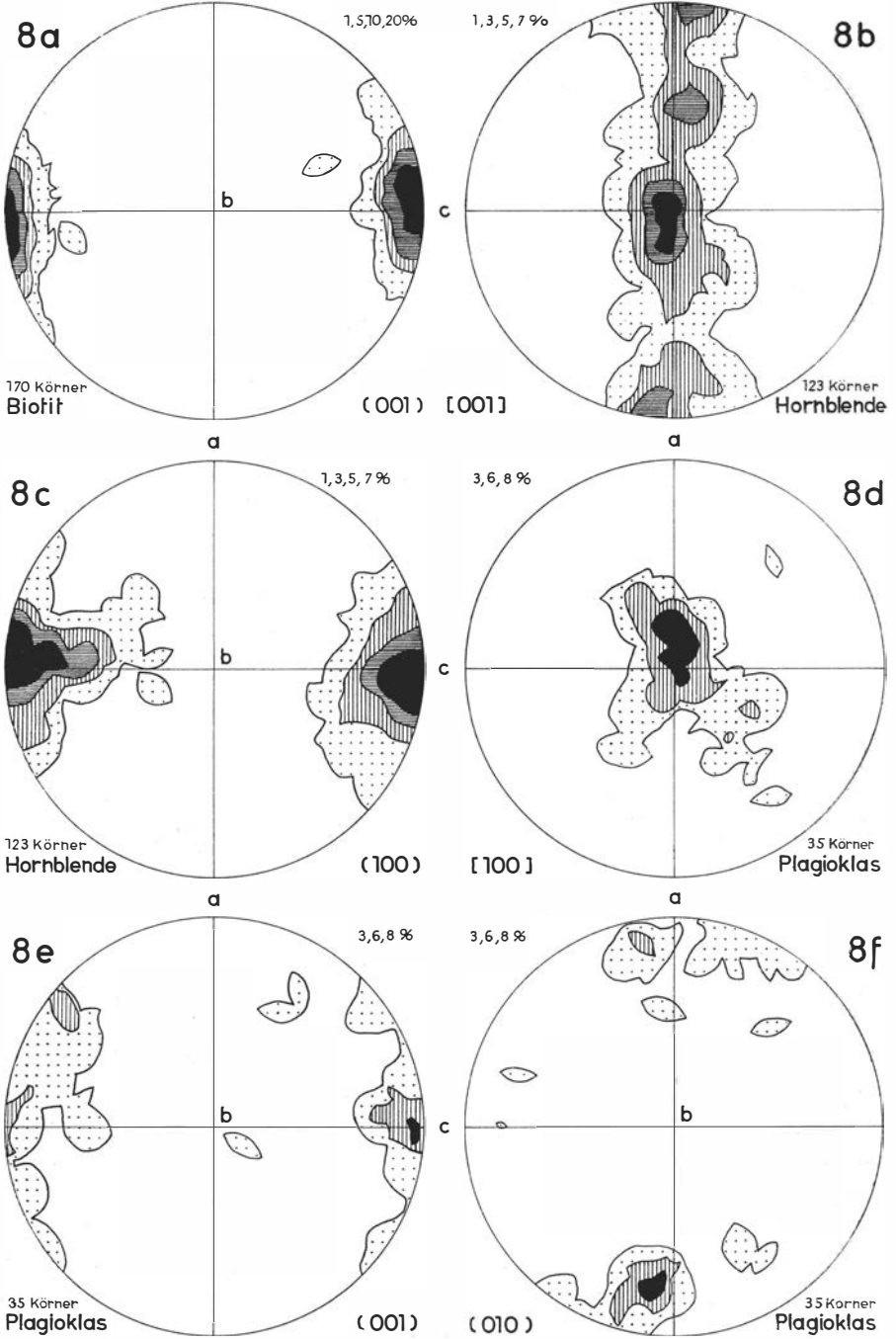
Hornbl.-Biotit-Plagioklasgneis
Band 5



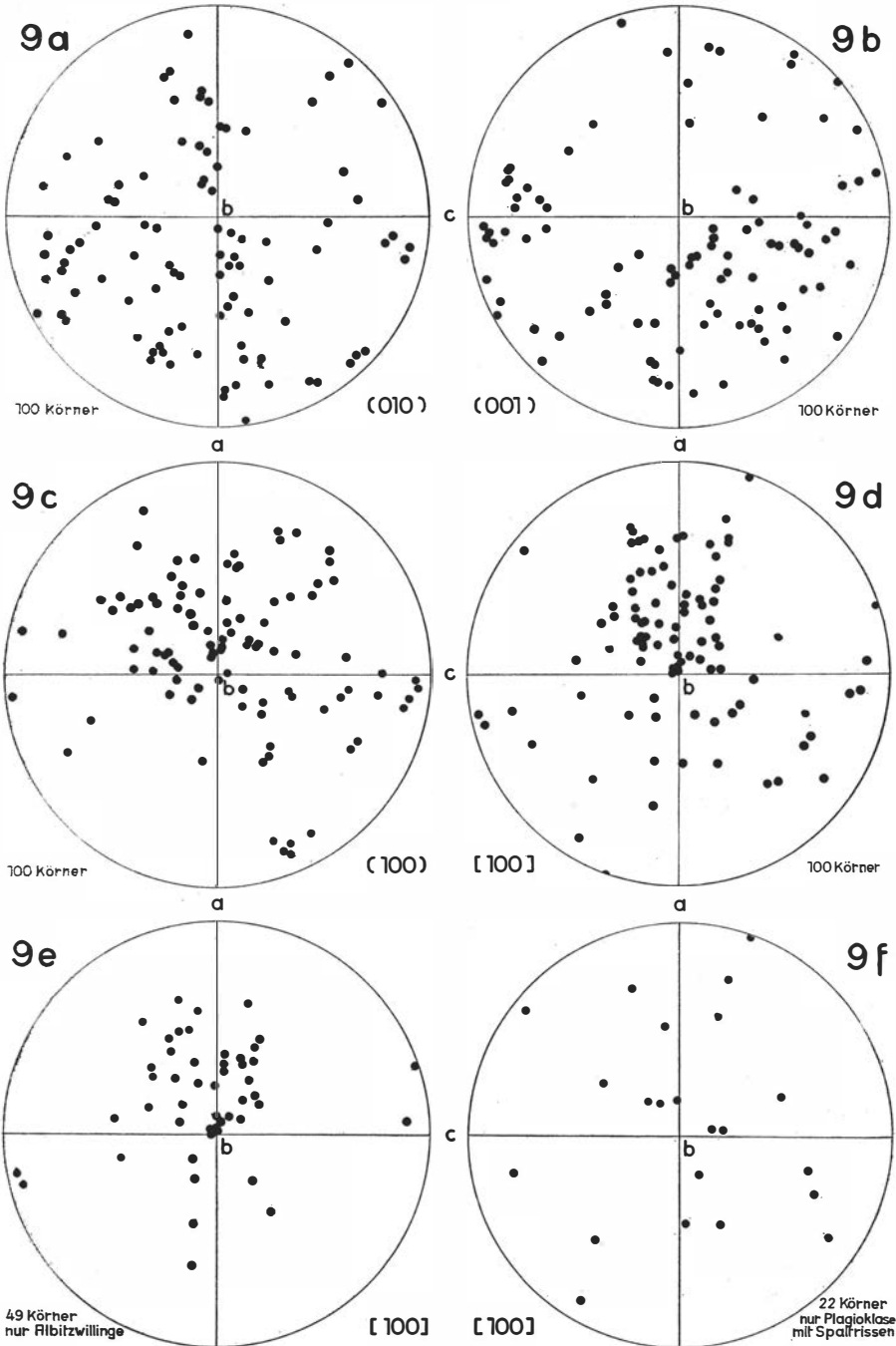
Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis Band 4

Statistik auch vorhanden. Hingegen fehlen das Karlsbad- und das Komplex Albit-Karlsbadgesetz; bei diesen Zwillingen sind die a-Achsen der beiden Individuen um einen Winkel von $53-54^\circ$ gekreuzt. Die Art der Verzwillingung ist somit durch die Regelung der Plagioklase bedingt.

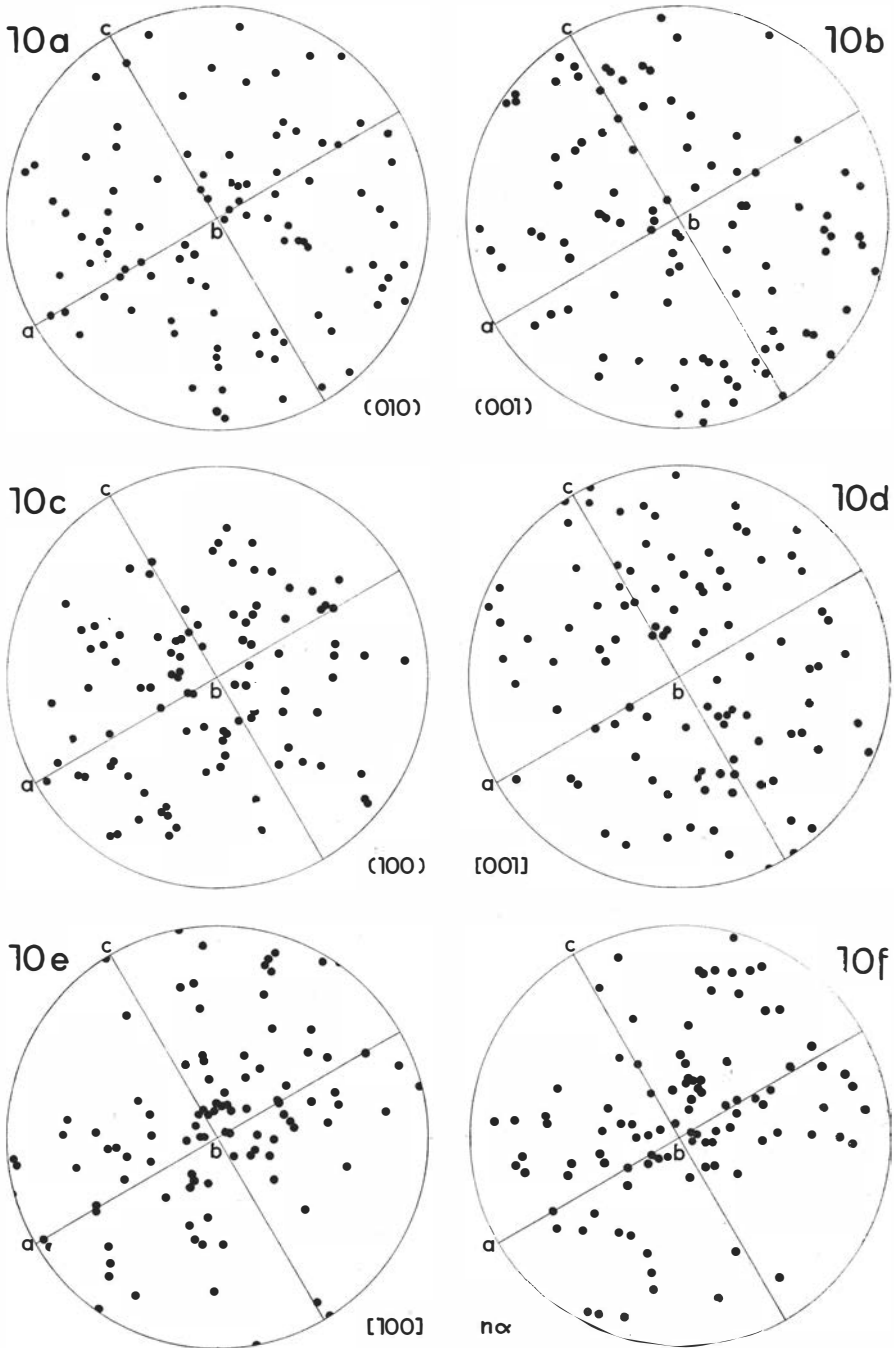
Ein Nebenergebnis der Plagioklasuntersuchungen, das Verhältnis des optischen Achsenwinkels zum Anorthitgehalt (aus der Migration der Indikatrix im fixem Kristallgebäude festgestellt), ist in Figur 12 zusammengestellt. Dieses Diagramm gibt durch seine starke Punktstreuung einen graphischen Beleg für die altbekannte Erfahrungstatsache, dass der optische Achsenwinkel bei gleich bleibender Lage der Indikatrix im Kristallgebäude eine recht grosse Variationsbreite hat. Von den drei Methoden, die chemische Zusammensetzung von Plagioklasen aus der Lage, der Grösse und der Form der Indikatrix zu bestimmen, ist die letztere (Wert von $2V$) weit aus die unzuverlässigste.



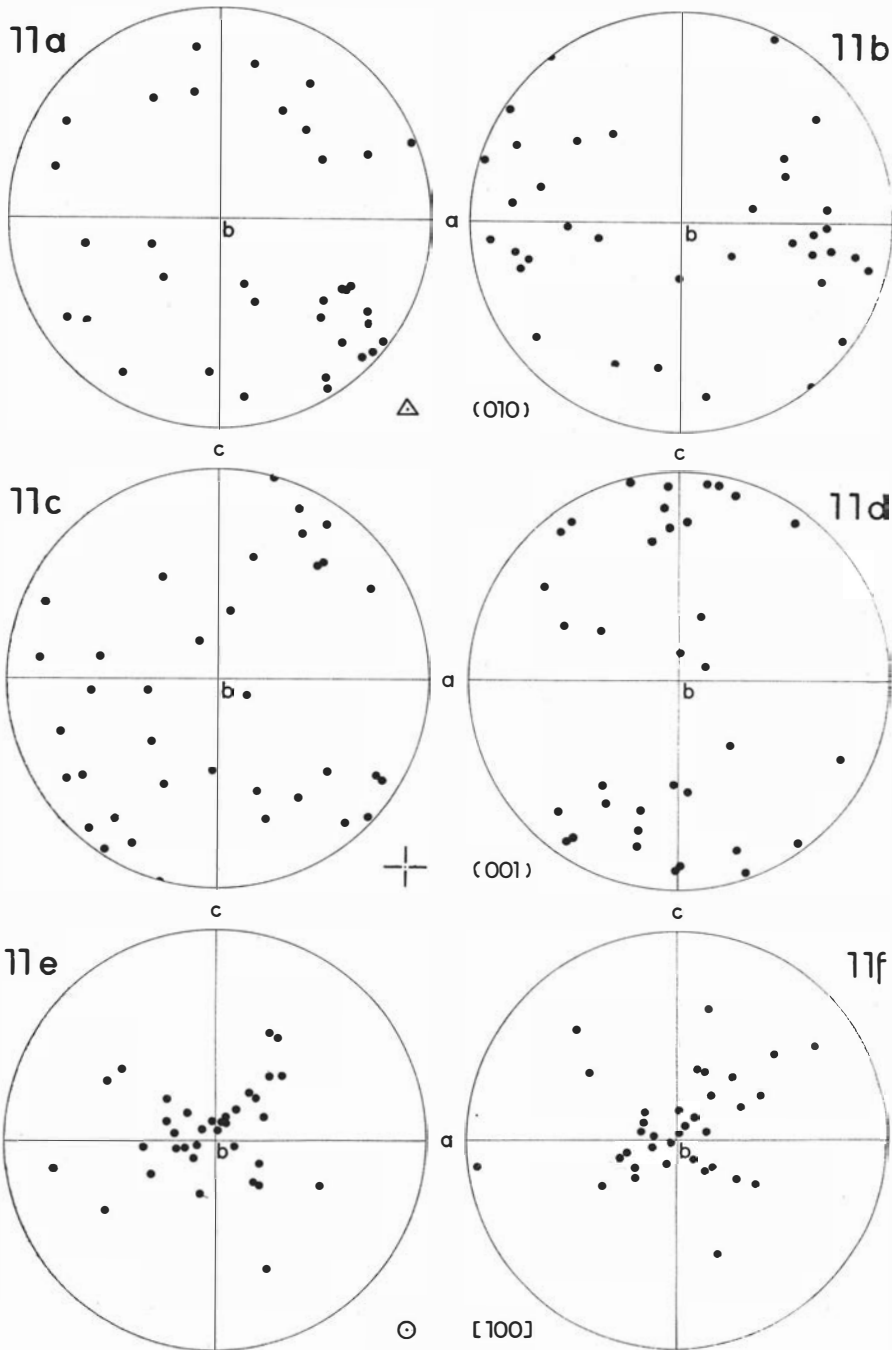
Plagioklas-Amphibolit
Band 1



Plagioklassstereogramme des Hornbl.-Biotit-Plag.gneises
Band 5



Je 100 Plagioklaskörner des Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis
Band 4



Je 35 Plagioklaskörner des Plagioklas-Amphibolites
Band 1

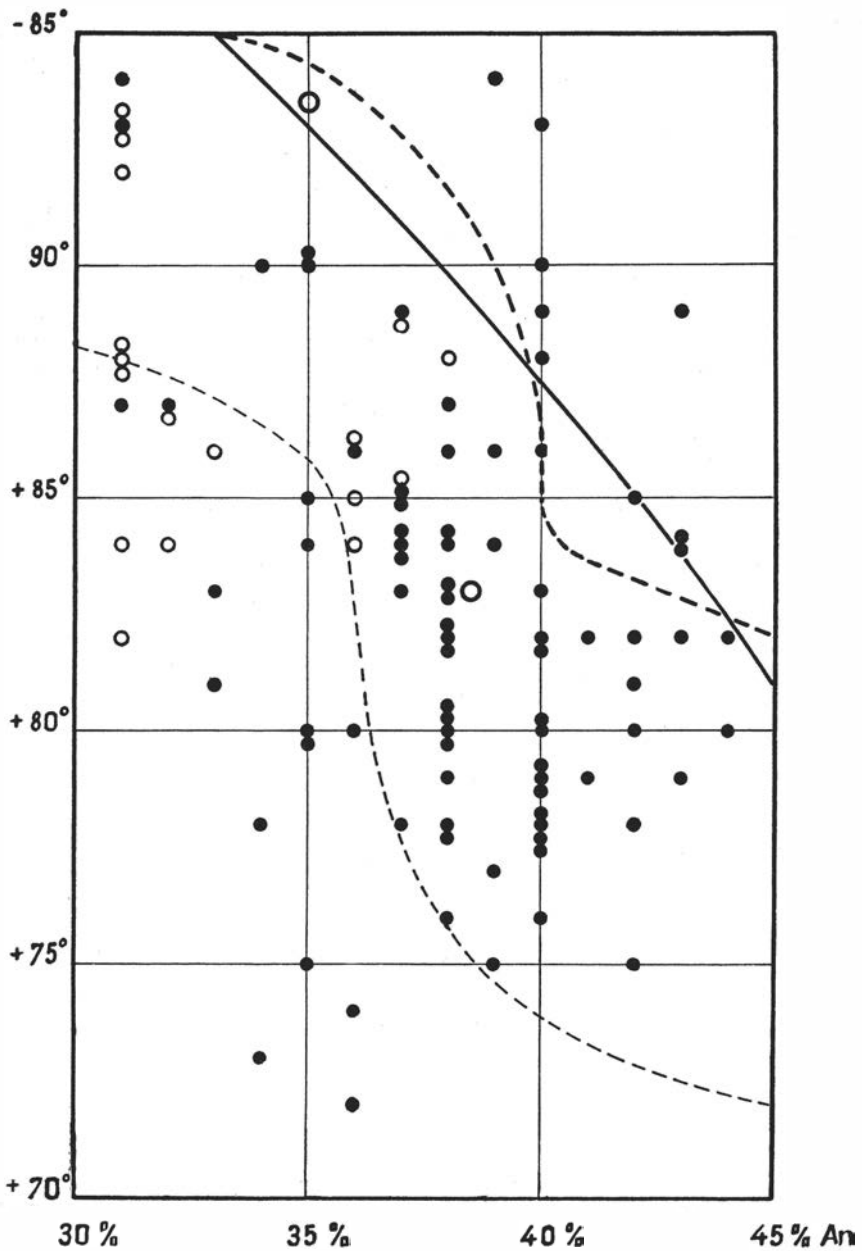


Fig. 12. Variation des optischen Achsenwinkels bei bestimmter Lage der Indikatrix im Kristallgebäude und aus letzterer berechnetem Anorthitgehalt der Plagioklase. Punkte: Plagioklaskörner von Bändergneissen aus Ornö Huvud. Kreise: Plagioklaskörner von Silvrettagneissen (Graubünden). Grosse Kreise: Projektionspunkte von analysierten Plagioklassen (35% An GROSSPIETSCH, 38,5% An SCHMITOW-NIKITIN). Ausgezogene Kurve: Achsenwinkelkurve von DUPARC-REINHARD. Gestrichelte Kurven: Achsenwinkelkurve (Mittellinie des Streubandes) von NIKITIN (oben) und untere Grenze des Streubandes (links unten).

Die in Figur 12 eingetragenen Achsenwinkelkurven von DUPARC-REINHARD(4) und NIKITIN(16) zeigen, dass die Plagioklase von Ornö Huvud im gut belegten Anorthitbereich von 30—40 % bedeutend kleinere Achsenwinkel (um $n\gamma$ gemessen) besitzen, als diejenigen Plagioklase, die zur Konstruktion der genannten Kurven benützt wurden. Zum Vergleich in das Diagramm hineinprojizierte Achsenwinkelwerte von Plagioklasen aus Silvrettagneisen (Kreise), die die gleiche Tendenz zeigen, weisen darauf hin, dass hier vielleicht eine charakteristische Eigenschaft von Plagioklasen kristalliner Schiefer vorliegt.

2. Deutung der Regelungen und ihre Konsequenzen.

Die beschriebenen Regeln können verstanden werden, wenn man sie mit den auf Seite 56 bis 57 beschriebenen, mittleren Kornformen in den gleichen Gesteinen vergleicht. Es ist eine Abhängigkeit zwischen Gestalt und Regelung der Körner erkennbar: Biotit ist tafelig nach (001), diese Tafeln sind in die s-Flächen eingeregelt; Hornblende ist stengelig nach [001], diese Zone liegt in der b-Achse des Gefüges; Plagioklas ist gelängt nach [100], diese Richtung ist ebenfalls parallel der b-Achse des Gesteinsgefüges orientiert. Die anisometrische Korngestalt — nicht aber die Einregelung von Kornrichtungen — könnte durch das RIECKE'sche Prinzip erklärt werden. BECKE (2 Seite 38) deutet die Anisometrie der Gemengteile der kristallisationsschiefrigen Gesteine folgendermassen: »Die am stärksten gepressten Stellen der Körner werden gelöst, während die am schwächsten gepressten in den zirkulierenden Lösungen weiterwachsen. Hierdurch werden die Körner offenbar in der Richtung der stärksten Pressung durch Auflösung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens durch Wachstum ausgedehnt«. Dies ist scheinbar eine gute Erklärung für die durch die obigen statistischen Untersuchungen belegte, durchwegs kürzeste Ausdehnung der Körner parallel c und für die Längung parallel b. Nun zeigt aber die kombinierte Messung der Gestalt und der Orientierung der Körner, dass die Biotite, Hornblenden und Plagioklase nicht unabhängig von ihrem Feinbau gekürzt oder gelängt sind, sondern dass Biotit tafelig ist nach (001), Hornblende stengelig nach [001] und Plagioklas gelängt nach [100], gleichgültig welche Orientierung die Körner haben. Wenn man einen Schriff parallel zur Schieferung betrachtet, so sind die Hornblenden prismatisch nach der c-Achse, ob sie nun in b des Gefüges eingeregelt sind oder nicht. Die in den untersuchten Gesteinen äusserst seltenen Querglimmer sind ebenfalls tafelig nach (001); wenn sie den Hauptstressrichtungen folgend gekürzt oder gelängt wären, so sollte eine Taflichkeit senkrecht zu (001) resultieren. Die Formentwicklung der Gemengteile metamorpher Gesteine ist qualitativ, der Richtung nach, bedingt durch die anisotrope Kristallisationskraft und quantitativ haupt-

sächlich eine Frage des freien Raumes und der relativen Kristallisationskraft; sie kann durch Lösungs- und Wachstumserscheinungen nach dem RIECKE'schen Prinzip qualitativ nicht verändert werden, sondern höchstens quantitativ. Das RIECKE'sche Prinzip kann lediglich vom Feinbau unabhängige, anisometrische Formentwicklungen unter statischen Verhältnissen deuten; es bietet aber keine Erklärung für das anisometrische Wachstum *gerichteter* Kristalle.

Die schönen Gürtelbilder der Figuren 6, 7 und 8 zeigen, dass die Regelungen nicht unter statischen Bedingungen zustande gekommen sind, wie sie das RIECKE'sche Prinzip voraussetzt. Die Einregelung (Band 4 und 5) der Hornblende-c-Achse und der Plagioklas-a-Achse in die Gefügegerade b, ihr Pendeln in der s-Fläche und ihre Lagefreiheit senkrecht zum fixen b des Gefüges, sowie die Orientierung der Biotitspalt- und -gleitebenen in den s-Flächen mit deutlichem Pendeln um die Gefügeachse b können nicht als Effekt eines einseitig wirkenden Druckes auf die sich verfestigenden Randzonen eines Magmagebietes (HÖGBOM), oder als Begleiterscheinung einer statischen in situ-Differentiation (SUNDIUS) aufgefasst werden. Die Regelungen sind im Gegenteil die Folge intensiver Differentialbewegungen, Gleitungen in ab und Rotationen um b. Die untersuchten Bändergneise 4 und 5 sind typische B-Tektonite und mit den metamorphen Gesteinen von jüngeren Gebirgsketten (14, 22) durchaus vergleichbar.

Die untersuchten Bändergneise sind typische parakristallin deformierte, granoblastische Gefüge. Deformation und Kristallisation begleiteten einander. Nur in bezug auf Quarz, das letzte Glied in der granoblastischen Reihe, das häufig die toten Winkel zwischen Hornblendestengeln ausfüllt, ist die Deformation von der Kristallisation überholt worden. Postkristallin ist Quarz später, wahrscheinlich bei bedeutend jüngeren Störungen, ein wenig deformiert worden (undulöse Auslöschung).

Die Regelung erfolgte vor der Fixierung der Körner im Gefüge, sie war eine Regelung wachsender Kristalle. Tafelige und stenglige Kristalle wurden in s-Flächen resp. in b-Achsen eingeregelt. Diese Einregelung kam nicht lediglich durch Drehung und Richtung am Ort zustande, sondern sie war die Folge von intensiven Differentialbewegungen, wie die Gürtel zeigen. Die Körner wurden so lange verschoben und verdreht, sie fanden solange keine Ruhelage bis die Platten in den s-Flächen und die Stengel in den b-Achsen lagen. Es handelt sich also um durch intensive Differentialbewegungen bedingte Regelungen von Kristallkörnern nach ihrer Korngestalt.

Gefügestudien weisen somit darauf hin, dass die Mineralkörner in festem Zustande und doch vor ihrer endgültigen Auskristallisation eine Bewegungsfreiheit besaßen. *Von diesem Punkte möchten wir nun ausgehen:* Haben diese Bewegungen, die die Körner zu richten, nach ihrer Korngestalt zu orientieren vermochten, nicht auch zu einer mechanischen Separierung der Mineralarten, entsprechend ihrem verschiedenen Verhalten, bei diesen

Durchbewegungen geführt? Die sperrigen Hornblenden haben ja ganz anders reagiert als die Biotitschuppen, die einmal eingeregelt ausgezeichnete Bewegungsbahnen bilden. Es ist bekannt, dass Gleitungen im Gefüge mit Vorliebe längs solchen Biotitbahnen erfolgen. Schliffbilder zeigen, wie die Gefügleitflächen erst von einer Biotitzone auf die andere überspringen, diese dabei ausbahnen und ausplätten bis schliesslich eigentliche Biotitzeilen entstehen. Mechanische Kornsortierungen im Zusammenhang mit Kornregelungen haben bei allen Mineralarten eine Rolle gespielt, die solche Lagen bilden, also vor allem beim Biotit, dann beim Quarz, ausserdem beim Plagioklas und schliesslich auch bei der Hornblende.

Die Übergänge von mikroskopischem Kornzeilenbau zu makroskopischem Lagenbau weisen darauf hin, dass Kornsortierungen als Folge intensiver Differentialbewegungen auch zu Bänderungen führen können.

Wenn aus einem Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis, dem vermutlichen Durchschnittsgestein der dunkeln Bändergruppe, Biotit, Quarz und etwas Plagioklas durch mechanische Trennung entzogen wird, so entsteht einerseits ein Biotit-Plagioklasgneis (z. B. Band 6) und andererseits ein Plagioklasamphibolit (Band 1). Es bildet sich also ein dunkles Band neben einem viel helleren, wie dies in Timmerudd ganz allgemein der Fall ist.

Wir haben in diesem Beispiel hauptsächlich Quarz und Biotit wandern lassen. Dies sind diejenigen Mineralarten, die bei post- und parakristallinen Deformationen die besten Medien zur Übernahme und Weiterleitung von Bewegungen bilden. Plagioklas und Hornblende hingegen dürften vorwiegend durch Aussortieren von Biotit und Quarz angereichert werden. In diesem Zusammenhange gesehen, wird das Verhalten von Biotit und Quarz in Figur 3 verständlicher: Diese beiden Mineralarten nehmen innerhalb der dunkeln Bandgruppe in gleichem Sinne zu und sie nehmen auch in gleichem Masse ab. Die Biotit- und die Quarzkurve von Figur 3 verlaufen subparallel.

Ein derartiger Mechanismus, eine mechanische Regelung und Sortierung von Kristallkörnern nach ihrer Gestalt und nach ihrer relativen Gleitfähigkeit erklärt auch die oben angeführten, durch normale magmatische Differentiation nicht deutbaren Eigenheiten der Bändergneise von Ornö Huvud:

1. Der starke Wechsel der Mengenverhältnisse der Gemengteile bei konstanter chemischer Zusammensetzung der Mineralarten innerhalb der dunkeln Bändergruppe ist darauf zurückzuführen, dass die Kristallkörner des ursprünglich einheitlichen, oder etwas inhomogenen Gesteins infolge ihres verschiedenen Verhaltens bei intensiven Teilbewegungen sortiert wurden. Es entstanden so Bänder mit bestimmten Mischungsverhältnissen der Komponenten, und innerhalb der Bänder wurden monominerale Zeilen gebildet.

2. Die normale und die inverse Zonarstruktur in den dunkeln Bändern ist folgendermassen erklärbar: Der Anorthitgehalt der Plagioklaskerne ent-

sprach der chemischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins, des Durchschnittsgesteins aller dunkeln Bänder. Durch die Aussortierung gewisser Kornarten entstanden Gesteinsbänder mit anderer chemischer Zusammensetzung. In den entstehenden melanokraten Bändern waren die Plagioklaskerne verglichen mit dem colour index zu sauer, in den leukokraten Lagen waren sie zu basisch. Sobald die Durchbewegung nachliess und zum Stillstand kam, konnte in den einzelnen Gneisbändern normale Kristallisation entsprechend der chemischen Zusammensetzung des Gesteins einsetzen, d. h. in den dunkeln Bändern wurden die wachsenden Plagioklase entsprechend dem colour index randlich basischer und in den helleren Bändern umgekehrt gegen aussen hin saurer. In den Plagioklasamphiboliten und dunkeln Biotit-Hornblende-Plagioklasgneisen entstand so inverse Zonarstruktur, und in den helleren Hornblende-Biotit-Plagioklasgneisen und Biotit-Plagioklasgneisen normaler Zonarbau. Wenn diese Interpretation richtig ist, so ist das Ausgangsgestein der dunkeln Bändergruppe zwischen den Bändern 4 und 5 in Figur 2 zu suchen, also zwischen den Gneisen mit invers und normal zonargebauten Plagioklasen.

Der kritische Leser mag bei der Prüfung dieser Interpretation anhand der auf Seite 68 gegebenen Daten vielleicht einwenden, dass die *Kerne* ja gar nicht einheitlich seien. Dieser Einwand ist nicht schwerwiegend: Die in den Figuren 4 und 5 zusammengestellten Anorthitwerte von nicht, oder nur ganz schwach zonaren Plagioklasen zeigen, dass der Anorthitgehalt der Kerne zwischen 30 und 55 % An schwankt. Inverse Zonarstruktur ist selbstverständlich dort am ausgeprägtesten, wo der Kern innerhalb den nachgewiesenen Variationsgrenzen sehr sauer ist, und normaler Zonenbau kann nur in den Körnern mit basischem Kern gemessen werden. Dieser Einwand ist somit gegenstandslos, wenn man die bei den Zonenmessungen getroffene Kornauslese berücksichtigt.

Der beschriebene Vorgang einer »Deformationsbänderung« kann in Ornö nicht lückenlos verfolgt werden. Die gegebene Erklärung der Bänderung ist einstweilen eine Arbeitshypothese; jedoch eine Arbeitshypothese, die gut fundiert ist und allen Tatsachen gerecht wird.

Wir glauben, dass die Richtigkeit dieser Hypothese folgendermassen bewiesen oder widerlegt werden könnte: Es muss, wie schon auf Seite 63 postuliert wurde, ein zusammenhängendes Querprofil durch die Bändergneise von Timmerudd aufgemessen und untersucht werden. Eine der Figur 2 entsprechende Darstellung muss dann die Bänder in ihrer natürlichen Ordnung und in richtigen Mächtigkeitsverhältnissen wiedergeben. Innerhalb der dunkeln Bandgruppe (Bänder mit Plagioklasen von $\pm 38\%$ An) kann die durchschnittliche Gesteinszusammensetzung aus der Summe der mit dem Faktor der Bandmächtigkeit multiplizierten Volumenprozent der Gemengteile der einzelnen Bänder berechnet werden. Sobald die mittlere Zusammensetzung des Ausgangsgesteins bestimmt ist, kann geprüft

werden, ob benachbarte Bänder sich jeweils zu diesem Ursprungsgestein ergänzen; oder, um das oben gebrauchte, hypothetische Beispiel wieder aufzugreifen, es kann festgestellt werden, ob ein 3 cm mächtiges Plagioklas-Amphibolitband und ein 7 cm breiter, benachbarter Biotit-Plagioklasgneis sich zum als Durchschnittsgestein berechneten Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis summieren.

Parallelen.

Die Interpretation der Bändergneise als eine tektonische Sekundärfazies ist in dieser Arbeit zum ersten Mal auf gebänderte Gesteine des Stockholmer Schärenhofes übertragen worden; die Deutung an und für sich ist aber durchaus *nicht neu*. Dies sollen folgende Zitate aus ALB. HEIM's »Mechanismus der Gebirgsbildung« 1878 (6) belegen:

II. Teil Seite 54: Durch Anhäufung von Verschiebungen kann eine schiefrige Struktur entstehen.

II. Teil Seite 56: Wenn in einer etwas plastischen Masse Stengelchen oder Lamellen liegen, so wird jedes Ausweichen der Masse eine gesetzmässige Lagerung dieser Körperchen hervorrufen. Die Lamellen werden in die Flächen grösster Differentialbewegungen gedreht.

II. Teil Seite 57: Wenn ein Lavamagma, in welchem schon Mineral lamellen ausgeschieden sind, fliesst, so entsteht eine Schieferung. Viele Eruptivgesteine zeigen diesem Vorgang entsprechende Übergänge der massigen in schiefrige Strukturen. Die Schieferung der kristallinen Gesteine kann auf diese Art entstanden sein.»

Von weiteren Arbeiten, in denen Bewegungsspuren in Gesteinen analysiert wurden, und in denen auf die Wichtigkeit der Differentialbewegungen für die Gestaltung der Gefüge von kristallinen Schiefen hingewiesen wurde, seien nur die wichtigsten genannt: SANDER (20, 21, 22), BACKLUND (1) und SCHMIDT (23, 24).

Beim Walzen von Schmiedeeisen kann die Entstehung von gebänderten Texturen direkt verfolgt werden (17).

Ebenso kann der feldgeologisch tätige Petrograph manchmal den in verschiedenen Entwicklungsstadien erhaltenen Vorgang der »Deformationsbänderung« Schritt für Schritt studieren. So entstehen zum Beispiel in Val Sampuoir (Engadin) an der Basis des en bloc überschobenen Silvretta-kristallins gebänderte Mylonitgneise aus groben Augengneisen (29). Nachkristalline Auswülfungen erzeugten translatives Kornfliessen und damit hervorragende Regelung, Zeilenstruktur und Bänderung. Gitterebenen (Translationsebenen) der Mineralkörner funktionierten hier als Gefügegenleitflächen; die Differentialbewegungen gingen durch das Korn hindurch. Im Gegensatz dazu lagen in den Bändergneisen von Ornö Huvud die Gefügegenleitflächen intergranular; Korngrenzflächen bildeten die Gleitflächen. In Val

Sampanoir hat nachkristalline Deformation, in Ornö parakristalline Deformation die Bänderung erzeugt. Der Vorgang ist der gleiche, die Umformungsbedingungen sind aber verschiedene.

Im fennoskandischen Praekambrium (nicht im Kaledon!) sind Schieferung und Bänderung fast ausnahmslos auf primäre Schichtung von Sedimenten und Ergussgesteinen, auf Intrusion »lit par lit«, auf magmatische in situ-Differentiation, oder auf Kristallisationsschieferung zurückgeführt worden. Erst 1931 haben WEGMANN (27) und KRANCK (13) ihren »Beiträgen zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland« eindeutig eine andere Ansicht zugrunde gelegt. WEGMANN (27 Seite 61) hält die Schieferung für die Folge deformativer Bewegungen. KRANCK (13 Seite 93) kommt beim Studium gebänderter Migmatite zum Schluss, es habe eine Separierung der hellen und dunkeln Mineralkörner infolge ihres verschiedenen Verhaltens bei Gleitbewegungen stattgefunden.

Die Arbeit von WEGMANN und KRANCK ist die wichtigste Parallele zu unsern Untersuchungen, die wir beim Studium der Literatur über das nordische Praekambrium getroffen haben. Diese beiden Autoren gingen hauptsächlich von Beobachtungen im *Mittel-* und *Grossbereich* aus. Die geologischen Verhältnisse im Schärenhof östlich von Helsingfors liegen zu solchen Studien besonders günstig. Es sind hier Übergänge von schwach zu stark deformierten Gesteinen vorhanden. Aus Pillowlava-artigen Gesteinen entstehen in Östholmen-Mölandet-Vådö gebänderte Gneise. Aus den runden »Pillows« entstehen erst zylindrische Walzen (B-Achsen), dann in den S-Flächen stark abgeplattete Ellipsoide und schliesslich Scheiben und Lagen in den Schieferungsflächen.

Solche Übergänge fehlen den Stockholmer Schären. Das Relief der schwedischen Küste stellt einen bedeutend tieferen Schnitt der Svecofenniden dar. Manche Gebiete, zum Beispiel Djurö-Vindö, sehen der alpinen Wurzelzone, vor allem den Zonen von Bellinzona und Arbedo, verblüffend ähnlich. In solchen Tiefen sind die Primärzüge der Sedimente und Ergussgesteine nicht mehr erhalten. In der Zone der Anatexis sind alle Gesteine hochmetamorph. Deshalb fehlen die verschiedenen Stadien der Umprägung darstellenden Übergänge. Hier müssen vergleichend tektonisch-petrologische Studien vom *Kleinbereich* ausgehen.

Unsere gefügeanalytischen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Bändergneise von Ornö Huvud eine gut durchbewegte Zone darstellen. Im zentralen Ornöitmassiv hingegen sind Regelung, Schieferung und Bänderung, diese drei Kennzeichen durchbewegter kristalliner Gesteine, nicht erkennbar. Die Leptite sind häufig gebändert, jedoch, soweit dies mit dem Gipsblättchen festgestellt werden kann, nicht geregelt; sie wurden nicht genauer untersucht. Die Bändergneise von Ornö Huvud charakterisieren somit eine Zone besonders starker Durchbewegung zwischen der Leptiten und den Urgraniten, welche letztere, vor allem in Uppland, einen schlierigen

und häufig gneisigen Migmatitkomplex darstellen. Wir glauben, dass während dieser Migmatitbildung granitische Lösungen längs Bewegungsbahnen in die heutige Bändergneiszone eindringen und mitgeschleppt wurden, wodurch Inhomogenitäten entstanden, die von den Differentialbewegungen wiederum ausgenützt und ausgebahnt wurden, und dass bei diesem Wechselspiel und Zusammenwirken von tektonischen und magmatischen Prozessen die beschriebenen Regelungen, Kornsortierungen und Bänderungen zustande kamen.

Schlusswort.

Diese Arbeit ist anlässlich eines einjährigen Studienaufenthaltes in Schweden zur Einführung in die Probleme der fennoskandischen Grundgebirgsgeologie entstanden.

Das bearbeitete Material wurde auf einer vierwöchigen Exkursion im Stockholmer Schärenhof im Mai-Juni 1934 gesammelt. Die grundlegenden instrumentellen Untersuchungen sind hauptsächlich im Oktober-Dezember 1934 und im April-Mai 1935 im geologisch-mineralogischen Institut der Universität Uppsala ausgeführt worden. Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. H. G. BACKLUND meinen herzlichen Dank zu sagen für die mir in seinem schönen Institut gewährte Gastfreundschaft, für die stete Anteilnahme an der entstehenden Arbeit und für wertvolle Diskussionen. Auch für die Aufnahme dieser Arbeit in die Zeitschrift seines Institutes bin ich ihm sehr verpflichtet. Ebenso danke ich meinen Kollegen und Freunden am Institute, Fil. Lic. T. KROKSTRÖM, Fil. Lic. E. GRIP, Mag. scient. A. NOE-NYGAARD, Fil. Lic. W. LARSSON und Fil. Lic. D. MALMQUIST für ihre gute Kameradschaft. All den genannten verdanke ich angenehme Erinnerungen an das Studienjahr in Uppsala.

Die Arbeit hat mich auch bei meiner Rückkehr in die Schweiz begleitet, und die Drehtischuntersuchungen sind im Juni-Juli 1935 im mineralogischen Institut der Universität Basel zum Abschluss gebracht worden; die Verarbeitung des Untersuchungsmateriales erfolgte im September und im November 1935. Ich bin meinem Lehrer, Herrn Prof. M. REINHARD in Basel, dankbar für die verständnisvolle Förderung der Arbeit und für wertvolle Ratschläge bei der Redaktion des Manuskriptes.

Zitierte Literatur.

1. BACKLUND H. G. Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen. Geol. Fören. Förh. 40. 101. 1918.
2. BECKE, F. Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. 75. 1. 1913.
3. CEDERSTRÖM, A. Om berggrunden på norra delen av Ornön. Geol. Fören. Förh. 15. 117. 1893.
4. DUPARC, L. et REINHARD, M. La détermination des Plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève 40. 1924.
5. ESKOLA, P. On the Petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande. 40. 1914.
6. HEIM, ALB. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
7. HOLMQUIST, P. J. The Archaean Geology of the Coast-region of Stockholm. Geol. Fören. Förh. 32. 789. 1910.
8. ———, En superkrystal porfyritformation inom urberget i Stockholms kustområde. Geol. Fören. Förh. 50. 19. 1928.
9. ———, En superkrystal porfyritserie i Stockholms kusttrakter, Vortrag und Diskussionsreferat. Geol. Fören. Förh. 50. 113. 1928.
10. HÖGBOM, A. G. Zur Petrographie von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Uppsala. 10. 149. 1910.
11. ———, Grundgebirge im südlichen Schweden, Excursion C. 1 und Diskussion anlässlich der Schärenfahrt der Excursion C. 1 Compte Rendu XI. Session Congr. Géol. Int. 1910, 1324, 1912.
12. JOHANNSEN, A. and STEVENSON, E. A. On the Accuracy of the Rosiwal Method for the Determination of the Minerals in a Rock. Journ. Geol. 27. 212. 1919.
13. KRANCK, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland II. Petrologische Uebersicht des Küstengebietes östlich von Helsingfors. Bull. Comm. Géol. Finlande. 89. 67. 1931.
14. KORN, DORIS. Tektonische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jahrb. Min. 62. 171. 1929.
15. LARSEN, E. and MILLER, F. The Rosiwal Method and the Modal Determination of Rocks. Amer. Min. 20. 260. 1935.
16. NIKITIN, W. W. Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach der Fedorowmethode. Min. Petr. Mitt. 44. 117. 1933.
17. OBERHOFER. Das technische Eisen. Berlin 1925.
18. REINHARD, M. Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
19. ROSIWAL, A. Ueber geometrische Gesteinsanalysen. Verh. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1898. 143.
20. SANDER, B. Ueber tektonische Gesteinsfazies. Verh. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1912. 249.
21. ———, Zur petrographisch-tektonischen Analyse I, II & III. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien. 74. 183, 75. 181. 1925. 76. 323. 1926.
22. ———, Gefügekunde der Gesteine. Wien. 1930.
23. SCHMIDT, W. Gesteinsumformung. Denkschr. Nat. Hist. Museum Wien. 3. 1925.
24. ———, Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.

-
25. SUNDIUS, N. Åtvidabergstraktens Geologi och Malmfyndigheter. Sveriges Geol. Undersökn. Serie C. 325. 1925.
 26. THOMSON, E. Quantitative Microscopic Analysis. Journ. Geol. 27. 212. 1919.
 27. WEGMANN, C. E. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland I. Uebersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. Bull. Comm. Géol. Finlande. 89. 3. 1931.
 28. WENK, ED. Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13. 205. 1933.
 29. ———, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14. 196. 1934.

Gedruckt ²/₂ 1936.

