

Hopfengärtner

Geologische Untersuchungen im Bereich zwischen  
Ørsdal und Gyadal (Rogaland/Vest Agder), Norwegen.

vorgelegt  
als  
Diplomarbeit

am  
Institut für allgemeine und angewandte Geologie  
und Mineralogie der Ludwig-Maximilians-Universität  
München

von  
Fritz Hopfengärtner  
München, Januar 1972.

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Ing. A. MAUCHER angeregt. Ich danke ihm für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und für seine Anregungen anlässlich eines Geländebesuches in Norwegen.

Herrn Dr. H. URBAN vom Geologischen Institut der Universität Kopenhagen danke ich ganz besonders für die Betreuung im Gelände und für seine Ratschläge und Kritik an meiner Arbeit.

Ebenso danke ich dem Folldalverk A/S, besonders Herrn Chefgeologen H. HEIM für die großzügige finanzielle Unterstützung der Arbeit, dem Skiclub Egersund, und hier insbesondere der Familie GRASTVEDT, für die Möglichkeit, die schöne Skihütte des Clubs zu bewohnen. Für seine Hilfe bei der mikroskopischen Auswertung meiner Dünnschliffe danke ich Herrn Dr. PROPACH vom Institut für Mineralogie und Petrographie, meinem Kommilitonen H. FISCHER für die kameradschaftliche Zusammenarbeit im Gelände. Hier sei auch allen anderen Kommilitonen, die mich bei meiner Arbeit mit Rat und Tat unterstützten, herzlich gedankt.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>A. Allgemeiner Teil</b>	
1. Beschreibung des Arbeitsgebietes	
a) Geographische Lage	1
b) Morphologie	1
c) Verwitterung und Überdeckung	4
2. Aufgabenstellung	5
3. Kartenmaterial	5
4. Arbeitsmethoden	5
5. Geologische Übersicht	6
6. Frühere Bearbeiter	7
<b>B. Petrographischer Teil</b>	
1. Beschreibung der Serie	10
2. Helle Granulite	
a) Quarz-Feldspat-Granulit	11
b) Sillimanit-Cordierit-Granat- Granulit	15
3. Dunkle Granulite	
a) Charnockit	18
b) Pyroxen-Granulit	22
4. Pyroxen-Amphibolit	24

	Seite
5. Pyroxen-Biotit-Gneis	28
6. Biotit-Mylonit	30
7. Das Quarz-Alkalifeldspat- Plagioklas-Dreieck	32
<u>C. Aussagen zur Metamorphose</u>	35
<u>D. Tektonik</u>	41
<u>E. Zusammenfassung</u>	51
<u>F. Literaturverzeichnis</u>	52
<u>G. Profile</u>	55

## A Allgemeiner Teil

### 1. Beschreibung des Arbeitsgebietes

#### a) Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet liegt in Südwestnorwegen, an der Grenze zwischen Rogaland und Vest Agder, nördlich des Gyadal und ca. 40 km östlich von Egersund. Die exakte geographische Lage ist  $3^{\circ} 51' E$  -  $3^{\circ} 57' E$  und  $65^{\circ} 01' N$  -  $65^{\circ} 06' N$ . Im Süden wird das Arbeitsgebiet durch die Gyadalstraße, im Osten durch das Tal, welches von Mydland über den Mylandsvatn zur Südostecke des Gjuvvatn führt, im Norden durch die Linie Gjuvvatn - Krokevatn und im Westen durch die Linie Krokevatn - Eikjelandsdulstjern - Hommetjern - Tverrani begrenzt. Es umfaßt die in der Karte mit Doldeheii, Stølsheii und Okterdagsheii bezeichneten Gebieten.

#### b) Morphologie

Die Gegend zwischen dem Gyadal im Süden und dem Ørsdal im Norden steigt vom Gyadal (330 m üb. NN bei Eikjelandsdalen) nach Norden hin an (höchste Erhebung: Mjavassknuten 843 m üb. NN) und fällt dann in einer ca. 500 m hohen Felswand ins Ørsdal (ca. 130 m üb. NN) ab. Die Morphologie wird gekennzeichnet durch eine Serie von übereinanderliegenden Gesteinspaketen, welche mit ca.  $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  nach Nordosten einfallen. In dieser Richtung sind die Hänge meist mit Gras bewachsen,

Abb 1

## Übersichtskarte Südnorwegen mit Arbeitsgebiet

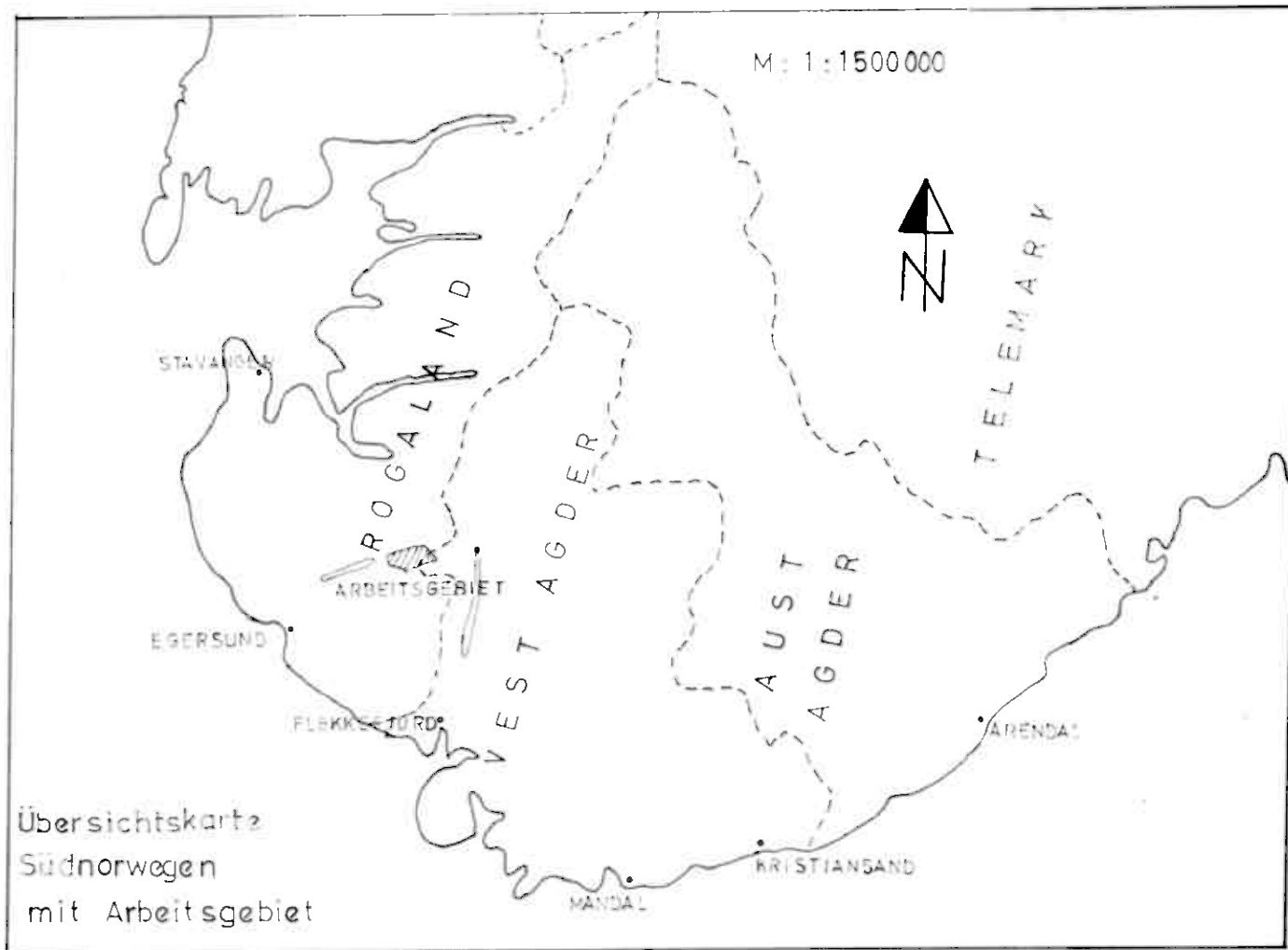
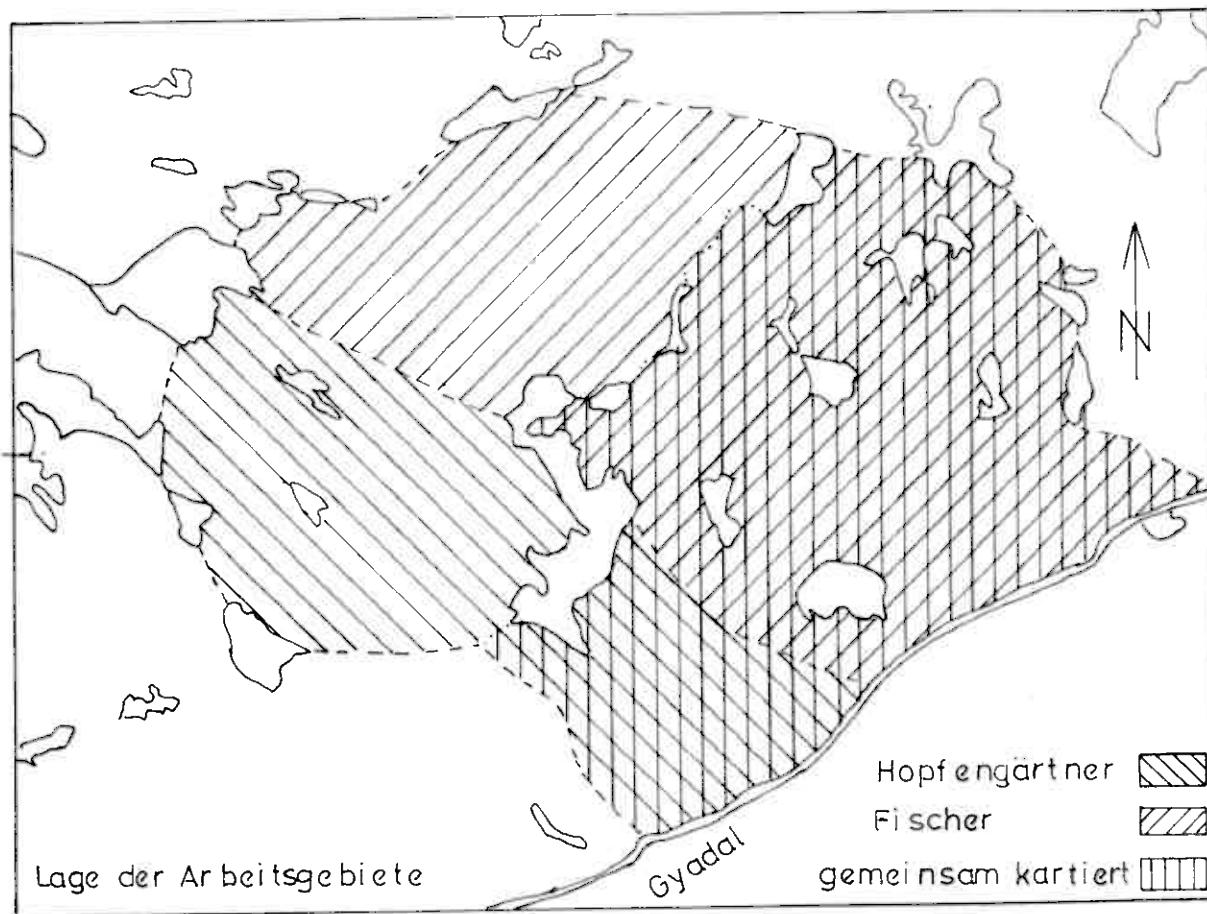


Abb. 2



während sie nach Südwesten steil abfallende Felswände bilden, die zum Teil nicht begangen werden konnten. Die gerundeten Formen der Berggipfel und die dort zurückgelassenen Blöcke weisen darauf hin, daß das ganze Gebiet einst von Gletschern bedeckt und überformt wurde. Sie haben die tektonischen Beanspruchungszonen bevorzugt ausgeräumt, so daß diese auch in der Morphologie deutlich zum Ausdruck kommen.

c) Verwitterung und Überdeckung

Trotz der geringen Höhenlage herrscht auf Grund der geographischen Lage Frostverwitterung vor. Das im Arbeitsgebiet anstehende Gestein scheint ziemlich widerstandsfähig gegen Verwitterung zu sein, soweit es nicht durch tektonische Vorgänge beansprucht wurde.

Am Fuß der Felswände liegt meist grober Blockschutt mit teilweise übermannsgroßen Blöcken. Die nach Nordosten weisenden Berghänge bedeckt eine ca. 1 m mächtige Verwitterungsdecke. Der Baumbewuchs beschränkt sich auf wenige verkrüppelte Birken im Windschatten der Felswände. Die Talsohlen sind zumeist durch die Gletscher trogartig übertieft, so daß sie Moore oder Seen enthalten. Wirtschaftlich wird das Gebiet nur als Sommerweide für Schafe genutzt, gilt jedoch im Winter als eines der beliebtesten Skiegebiete Rogalands.

## 2. Aufgabenstellung

Die Kartierung in diesem Gebiet wurde im Auftrag der norwegischen Firma Folldalverk A/S durchgeführt, die die Bergbaurechte der im Ørstdal liegenden Wolfram- und Molybdänlagerstätte hat. Es sollte festgestellt werden, wie weit sich die erzführende Zone nach Süden fortsetzt, beziehungsweise wie diese Zone im geologischen Gesamtverband liegt.

## 3. Kartenmaterial

Als Karte stand die Karte "Norway 1 : 50 000, sheet 1312, Ørstdalsvatn" zur Verfügung. Sie war durch den großen Maßstab und verschiedene Ungenauigkeiten, besonders hinsichtlich des Gewässernetzes, welches im Gelände die beste Orientierungshilfe bot, nur bedingt für die Kartierung geeignet. Glücklicherweise existierte für das Kartierungsgebiet ein Luftbildsatz im Maßstab 1 : 15 000. (Widerøe's Flyveselskap A/S, Oslo, Serie 1734 Bildnummern 5968 - 5972 und 6007 - 6012.)

## 4. Arbeitsmethoden

Die Geländearbeit wurde im Sommer 1970 zusammen mit Herrn HANS FISCHER durchgeführt. Aus Sicherheitsgründen und um uns mit dem ungewohnten Gelände vertraut zu machen, kartierten wir in der ersten Zeit gemeinsam, später dann in getrennten Gebieten. Im Gelände wurde direkt auf das Luftbild kartiert. Die tektonischen Messungen führten wir mit dem Freiberger Kompaß 59 mit 360°-Teilung durch,

wobei Fallrichtung und Fallen in einem Arbeitsgang gemessen wurden.

Die Modalanalysen der Dünnschliffe wurden mit einem Swift Point Counter (1 000 - 2 000 Punkte) ausgezählt. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes des Plagioklasses erfolgte an einem U-Tisch der Firma Leitz durch Messen der Auslöschungsschiefe nach der Zonenmethode nach RITTMANN (1929). Die Achsenwinkel der Pyroxene und Hornblenden wurden am U - Tisch nach der Methode von C. BURRI (1950) ermittelt. Bei der Nomenklatur der Gesteine wurde zum Teil den Namensgebungen früherer Bearbeiter gefolgt. Zu Beginn der Geländearbeit führten wir auch Magnetometermessungen durch. Da das Magnetometer jedoch hauptsächlich auf erhöhte Magnetitgehalte ansprach, und die Messungen keine für die Kartierung nützlichen Hinweise erbrachten, wurden sie wieder eingestellt.

### 5. Geologische Übersicht

Die Hauptmasse der Gesteine Südnorwegens wird als prä- eokambris ch eingestuft. Das Kartierungsgebiet liegt an der Grenze zwischen den Egersunder Anorthositen und Noriten im Westen und dem Telemark-Granit im Osten. Es gehört zu einer Serie, die A. C. TOBI (1965) "The Rogaland charnockitic Precambrian" nennt. Diese Serie wird dem im Osten Südnorwegens anstehenden

"Arendal charnockitic Precambrian", das zum Kongsberg-Bamble-Gebiet gehört, gleichgestellt. Schon wenige Kilometer östlich des Kartierungsgebietes beginnt der Bereich der Migmatitbildung und der partiellen Aufschmelzung. Wir befinden uns hier also in einer hochmetamorph beanspruchten Gesteinsserie.

#### 6. Frühere Bearbeiter

Die Hauptzüge der Geologie Südnorwegens wurden von T. F. W. BARTH (1945), T. F. W. BARTH & J. A. DONS (1960) und O. HOLTEDAHL & J. A. DONS (1960) erarbeitet. Diese Bearbeiter gehen jedoch nicht näher auf die im Gyadal anstehenden Gesteinsserien ein.

KNUT HEIER bearbeitete in den Jahren 1952 - 1954 im Auftrag der A/S Norsk Bergverk, des damaligen Besitzers der Ørsdalenmine, das Gebiet rund um die Mine zwischen Austrumsdal und Gyadal. Im Rahmen dieser Arbeit ging er auch auf das Kartierungsgebiet der vorliegenden Arbeit ein. Seine relativ umfangreiche Arbeit muß jedoch auf ziemlich oberflächlichen Feldbegehungen basiert haben. Er übersah die Sillimanit-Cordierit führenden Gesteine im Gelände vollkommen, so daß sie in seinem Kapitel über die Metamorphose, für die sie von ausschlaggebender Bedeutung sind, nicht berücksichtigt wurden. Er benutzte vielmehr die Ausbildung der Feldspäte zur Bestimmung der Metamorphosenstufe. Dabei überbewertete

er den Einfluß der retrograden Metamorphose, so daß er für das Arbeitsgebiet alle Metamorphosenstufen von der Grünschiefer- bis zur Granulitfazies fand. Eine genauere Beschreibung des Gebietes lieferte A. C. TOBI (1965) von der Universität Utrecht. Er faßte in seiner Arbeit Ergebnisse von T. F. W. BARTH, P. MICHOT, J. MICHOT, K. HEIER und seines eigenen Departments zusammen und brachte so eine umfassende Beschreibung des Präkambriums in Rogaland und Vest Agder. Er nahm für das ganze "Rogaland-Präkambrium" Granulitfazies an.



Abb. 3

Das Arbeitsgebiet von Westen. Südliches Doldeheii,  
rechts im Bild das Gyadal.



Abb. 4

Wechsellagerung von Quarz-Feldspat-Granulit (a) und  
Charnockit (b). Östlich Tverrani.

## B Petrographischer Teil

### 1. Beschreibung der Serie

Die im Kartierungsgebiet anstehenden Gesteine bilden eine weitgehend einheitliche Serie. A. C. TOBI (1965) nannte sie "The Gyadal garnetiferous migmatites". Da hier von echten Migmatiten nicht gesprochen werden kann, seien sie hier "Gyadalserie" genannt. Diese Serie läßt sich deutlich gegen die im Osten angrenzende "Ørsdal-serie", welche von Herrn FISCHER bearbeitet wird, abgrenzen. Die Gyadalserie besteht im wesentlichen aus einer ständigen Wechsellagerung von hellen und dunklen Granuliten, wobei im Ostteil die hellen, im Westteil die dunklen Granulite vorherrschen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänder beträgt normalerweise zwischen 50 cm und 200 cm. Daher mußte bei der Kartierung darauf verzichtet werden, die einzelnen Bänder auszukartieren, statt dessen wurde die Signatur für das jeweils überwiegend vorkommende Gestein gewählt.

Das Auftreten von "s" parallelen Graphitanreicherungen und gerundeten Zirkonen einerseits und von Amphiboliten und Pyroxen-reichen Gesteinen andererseits lassen eine Deutung der Serie als Wechsellagerung zwischen Metasedimenten und Metavulkaniten zu. Kohlenstofffaktivierungsanalysen an den Graphiten der Gyadalserie haben ergeben, daß es sich hierbei eindeutig um biogenen

Kohlenstoff handelt, (mündliche Mitteilung von Dr. H. URBAN, Kopenhagen) womit dies sedimentäre Herkunft zumindest dieser graphitführenden Gesteine bewiesen wäre.

## 2. Helle Granulite

### a) Quarz-Feldspatgranulite

Diese Granulite kommen im ganzen Kartierungsgebiet häufig vor und bilden im Ostteil des Gebietes die Hauptmasse der Gesteine, wobei sie stets in Wechsel mit den anderen Gesteinen lagern. Die Korngröße variiert von feinkörnigen bis zu fast pegmatitisch aussehenden Partien. Die Farbe dieser Gesteine ist fast weiß, denn sie bestehen zum überwiegenden Teil aus Quarz und Feldspat.

Mikroskopische Beschreibung:

Quarz tritt in 3 Generationen auf:

1. In den für die Granulite typischen Quarzdisken, welche eine Länge bis zu 5 cm erreichen. Sie sind meist aus mehreren Individuen zusammengesetzt. Auch kleinere Kristalle zeigen gefelderte Auslöschung.
2. In tröpfchenförmigen oder myrmekitischen Entmischungen, welche bei der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas entstehen.
3. Als Gangquarz, welcher zusammen mit Epidot im Gestein vorhandene Spaltrisse verheilt.

Kalifeldspat ist zumeist als Perthit ausgebildet, der in allen Variationen von Mikro- bis Makro-perthit vorkommt. Daneben zeigt der Kalifeldspat oft deutliche Mikroklingitterung. P. MICHOT (1957) beschreibt Mesoperthite (gleicher Anteil an Kalifeldspat und Plagioklas) als typisch für die Gesteine Rogalands.

Plagioklas zeigt Zwillingsbildung nach Albit-, Periklin- und Karlsbader-Gesetz; häufig sind Antiperthite. Zum großen Teil sind die Plagioklase mehr oder weniger stark saussuritisiert. Als Zersetzungssprodukte treten Zoisit, Chlorit und Helleglimmer auf. Oft ist der Plagioklas so stark zerstellt, daß er nur noch makroskopisch als Feldspat erkannt wird, während er unter dem Mikroskop nur noch aus Zersetzungssprodukten besteht.

Granat ist in diesen Granuliten in Mengen bis zu 6 % enthalten. Diese Granate sind meist zerbrochen und korrodiert und wandeln sich von den Rändern und Spaltrissen aus in Chlorit um.

Akkessorisch kommen vor:

Biotit in einzelnen über den Schliff verstreuten kleinen Flitterchen in 2 Arten: Einmal als brauner, stark pleochroitischer, und zum andern als blaßbrauner, schwächer pleochroitischer, faseriger Biotit,

welcher bei der Umwandlung vermutlich von Hornblende entstanden ist.

Zirkone, welche stets gerundet und oft bräunlich gefärbt sind, was ein Hinweis auf die sedimentäre Herkunft dieses Gesteins sein könnte.

Chlorit, der in diesen hochmetamorphen Gesteinen durch die retrograde Umwandlung von Granat einerseits, und bei der Saussuritisierung von Plagioklas andererseits, hier bevorzugt um Erz oder Graphit entstanden ist. Seine Farbe ist gelbgrün bis blaßblaugrün.

Weitere sekundär entstandene Minerale sind Zoisit, Epidot, Muskowit und in einem Handstück Prehnit.

Opaker Bestandteil ist neben Erz Graphit in stark verbogenen, grob in "s" eingeregelten Blättchen.

Gefüge:

Dominantes Gefügemerkmal sind die oft durch den ganzen Schliff gehenden Quarzdisken. Sie kennzeichnen auch das "s" dieser Gesteine. Die kleineren Quarzkörner bilden zusammen mit den Feldspäten ein dichtes pflasterartiges Gefüge. Häufig sind die einzelnen Mineralkörner eng miteinander verzahnt. Nur bei den Granaten lässt sich eine ehemals idiomorphe Form erkennen.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Kf	Plg An	Bio	Gran	Brz	Chl	Akz
7701	24,2	-	75,8 30	-	-	-	-	-
7702	39,8	16,9	32,0 30	-	4,1	0,2	5,5	0,6
7704	38,0	11,2	50,0 20	-	-	-	-	0,8
7706	60,0	31,2	0,5 25	0,5	5,7	0,4	-	1,4
7742	26,2	40,8	32,0 25	-	-	-	-	1,0

Akzessorien: Zirkon, Zoisit, Hellglimmer, Chlorit, Epidot, Graphit, Prehnit.

b) Sillimanit-Cordierit-Granat-Granulit

Dieses Gestein durchläuft nahezu das gesamte Arbeitsgebiet in zwei parallelen Bändern. Diese Bänder erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 25 m. Auffallend ist die gegenüber den Quarz-Feldspat-Granuliten dunklere Farbe. Im angewitterten Zustand ist die Pesooberfläche kräftig rostbraun gefärbt. Typisch ist, daß die Granate ausgeplättet sind.

Mikroskopische Beschreibung:

Größere Quarzdisken findet man nicht mehr; die Masse der Quarze ist feinkörnig und zeigt in der Regel glatte Auslöschung. Daneben treten auch myrmekitische Quarze auf. Gangquarz wurde nicht mehr beobachtet.

Die Feldspäte sind in derselben Weise ausgebildet wie in den Quarz-Feldspat-Granuliten, jedoch ist der Erhaltungszustand der Plagioklase meist besser.

Granat kommt in Mengen bis 20 % vor; er ist zumeist gut erhalten. Häufig enthält er Mikrolithen aus Quarz und Sillimanit.

Cordierit bildet lappig begrenzte Bänder, bevorzugt entlang der Granate. Häufig sind myrmekitische Verwachsungen mit Quarz. In diesem Falle ist der Cordierit durch staubartige Einschlüsse getrübt und hat eine gelblich-grüne Farbe, das heißt, er ist pinitisiert. Auffallend sind gelbe pleochroitische Höfe um Zirkon und Monazit.

Entlang der Cordieritbänder treten gehäuft idiomorphe Sillimanitnadeln auf, welche zum Teil eine Länge von über 1 cm erreichen. An manchen Stellen bildet Sillimanit ein dichtes Pflaster zusammen mit grünem Spinel und Erzkörnern. Die Sillimanitnadeln sind nahezu vollkommen in die "s" Ebene eingeregelt, streuen aber in dieser Ebene beträchtlich, so daß man in einem senkrecht zu "s" geschnittenen Schliff sowohl Längsschnitte als auch Schnitte senkrecht zur c-Achse, jedoch nie querliegende Sillimanite vorfindet.

Wie in den Quarz-Feldspat-Granuliten sind auch in diesem Gestein Biotit, Hellklimmer, Chlorit, Zoisit, Graphit und Erz akzessorisch vertreten.

Gefüge:

Vorherrschend ist ein granoblastisches Gefüge; die einzelnen Mineralkörper sind nur gering verzahnt, mit Ausnahme des Cordierits. Die Hauptgemengteile sind xenomorph ausgebildet, nur Sillimanit und in einigen Fällen Granat zeigen idiomorphe Formen.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Kf	Plg An	Cor	Gran	Sil	Erz	Akz
7714	22,5	38,6	12,0 20	5,6	19,6	-	1,3	0,5
7735	13,3	17,5	32,3 20	9,9	18,6	7,4	0,9	0,6
7796	28,5	14,5	25,2 20	7,7	14,2	7,5	1,6	1,0
7799	17,7	9,0	25,0 10	27,9	9,4	4,6	3,3	7,6

Akzessorien: Zirkon, Zoisit, Spinell, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Graphit, Monazit.

### 3. Dunkle Granulite

#### a) Charnockite

Zur Nomenklatur: Die Namensgebung dieser Gesteine ist umstritten. Ursprünglich wurde davor gewarnt, den Namen "Charnockit" außerhalb Indiens zu gebrauchen (T. H. HOLLAND, 1900). So benutzten V. M. GOLDSCHMIDT (1916) und T. F. W. BARTH (1945) noch den Namen "Rirkremit" (nach der Typokalität Bjerkreim). Auch K. HEIER (1956) scheute sich davor, diesen Namen zu benutzen und nannte diese Gesteine "quarzmonzonitic and granodioritic gneisses". Erst bei neueren Bearbeitern: P. MICHOT (1957), A. C. TOBI (1965/1971) und H. URBAN (1971) hat sich der Name "Charnockit" für die in Rogaland vorkommenden, im wesentlichen Hypersthen, Quarz und Feldspat führenden Gesteine durchgesetzt. Nach der Definition von H. G. F. WINKLER (1965) übertrifft bei den Charnockiten die Menge des Alkalifeldspates die Menge des Plagioklasses, während man im umgekehrten Fall von "Enderbiten" spricht. Da beide Fälle innerhalb der als Charnockit kartierten Gesteine vorkommen, müßte man richtigerweise von "Charnockiten und Enderbiten" sprechen.

Die Charnockite sind im ganzen Kartierungsgebiet recht häufig und bilden zusammen mit den Quarz-Feldspat-Granuliten, mit denen sie in stetiger Wechselleagerung vorkommen, ca. 80 % der im Gebiet anstehenden Gesteine.

Sie sind meist ziemlich feinkörnig und haben durch die lage Anordnung der mafischen Bestandteile ein ausgeprägtes "s". Ihre Farbe ist grau-gelb bis mittelgrau.

Mikroskopische Beschreibung:

Quarz tritt in unregelmäßig geformten, amöboiden Körnern auf, welche in größeren Exemplaren feldernd, sonst glatt auslöschen. Nur in Übergangspartien zu den Quarz-Feldspat-Granuliten sind noch Quarz-disken ausgebildet.

Kalifeldspat bildet fast immer Perthite und zeigt häufig Mikroklingitterung.

Plagioklas ist stets verzwillingt, die Zwillingsslamellen sind manchmal verbogen, was auf eine tektonische Beanspruchung nach der Kristallisation hinweist.

Typisches Mineral dieser Gesteine ist Hypersthen. Er ist stark pleochroitisch von rosa (x) über blaß-grün (y) nach grau-grün (z). Der Achsenwinkel  $2v_x$  wurde mit  $58^\circ - 64^\circ$  gemessen. Die Körner sind xenomorph und meist stark zerbrochen. Häufig ist der Hypersthen randlich in uralitische Hornblende und diese wieder in Talk umgewandelt, so daß sich zum Teil kelyphitische Strukturen ergeben (ringförmige Säume von Uralit und Talk um Pyroxen). Im Dünnschliff sind die Pyroxene in Lagen angereichert.

Neben diesen pyroxenreichen Lagen sind in anderen Lagen Erzkörner oder "s" parallel eingeregelte Biotite angereichert.

Daneben kommt noch Granat vor, der mit Pyroxen und Biotit eng verwachsen ist.

Stetiger akzessorischer Gemen~~te~~teil ist Apatit, normalerweise in kleinen idiomorphen Körnern, in einigen Fällen jedoch in ungewöhnlich großen gerundeten Körnern.

In Zonen starker diaphoretischer Zersetzung findet man mit Chlorit gefüllte Gängchen, ganz oder teilweise in Chlorit umgewandelte Biotite, Epidot, saussuritisierte Plagioklase und die Umwandlungsprodukte des Pyroxens. Auch hier sind gerundete Zirkone akzessorisch vertreten.

Gefüge:

Quarz und Feldspat bilden ein granoblastisches, pflasterartiges Gefüge, in welches in regelmäßigen Abständen die mit dunklen Mineralen angereicherten Bänder eingeschaltet sind. Bei entsprechender Mächtigkeit werden diese dunklen Bänder schliffbeherrschend.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Kf	Plg An	Bio	Pyr	Gran	Erz	Akz
7738	24,6	14,6	48,8 35	-	9,6	-	2,4	0,2
7739	35,4	-	55,2 30	1,4	8,2	-	1,0	-
7713	29,4	69,0	-	-	1,4	-	0,4	0,2
7778	8,0	-	72,2 40	0,8	9,8	6,0	1,4	1,0
7801	42,2	22,8	14,4 30	-	13,4	7,0	0,4	-

Akzessorien: Chlorit, Epidot, Zirkon, Apatit, uralitische Hornblende, Talk.

b) Pyroxen-Granulite

Da von den Charnockiten zu den Pyroxen-Granuliten ein nahezu kontinuierlicher Übergang besteht, war es im Gelände nicht immer möglich, diese Gesteine exakt auseinanderzuhalten. Nach der mikroskopischen Untersuchung war dieser Unterschied jedoch durch das Auftreten von Klinopyroxenen in den Pyroxen-Granuliten deutlich. Die Farbe der Pyroxen-Granulite ist mittel- bis dunkelgrau, der Gehalt an mafischen Mineralen ist höher als in den Charnockiten. Das "s" ist undeutlich, z. T. auch gar nicht ausgeprägt.

Mikroskopische Beschreibung:

Es kommen vor:

Quarz in kleinen bis mittelgroßen amöboiden Körnern, welche meist feldernd auslöschen.

Plagioklas, zum größten Teil polysynthetisch verzwillingt und wenig saussuritisiert. Häufig sind jedoch Sprünge in den Plagioklasen, welche in der Nähe von zersetzen Pyroxenen mit Limonit gefüllt sind.

Sowohl Ortho-, als auch Klinopyroxene. Der Orthopyroxen ist ein deutlich pleochroitischer Hypersthen. Die gemessenen Achsenwinkel  $2\text{v}x$  variieren zwischen  $55^\circ$  und  $60^\circ$ . Der Hypersthen ist an den Rändern und Spaltrissen angefressen und in uralitische Hornblende und Talk umgewandelt. Diese Umwandlungsprodukte sind teilweise über die chemischen Körngrenzen hinausge-

wachsen und dringen auch in Spaltrisse in benachbarten Körnern ein.

Die Klinopyroxene haben eine blaß-grüne Farbe und sind nur sehr schwach pleochroitisch. Die gemessenen Achsenwinkel  $2V_z$  schwanken zwischen  $53^\circ$  und  $59^\circ$ . Die Auslöschungsschiefe  $\Delta c$  beträgt c.  $40^\circ$ .

Diesem Kennzeichen zufolge dürfte es sich hierbei um Diopsid handeln. Häufig sind Entmischungslamellen, welche eine blättrige Spaltbarkeit entstehen lassen. Daneben gibt es auch rautenförmige Erzentrömischungen (vermutlich Ilmenit).

Akzessorisch kommen idiomorphe Apatite und Zirkone vor.

Gefüge:

Vorherrschend ist ein granoblastisches Gefüge. Eine Orientierung der Kristalle ist im Dünnschliff nicht festzustellen. Daher könnte man dieses Gefüge fast als das eines magmatischen Gesteins ansprechen, wenn man es nicht im Gesteinsverband gesehen hätte. Aus diesem Grund dürfte auch von früheren Bearbeitern die Bezeichnung "Norit" für dieses Gestein gewählt worden sein.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Kf	Ilg An	Bio	Hyp	Dio	Erz	Akz
7773	21,2	-	54,9 45	1,6	15,9	5,1	1,1	0,5
7781	1,0	-	64,6 50	-	24,4	3,4	1,2	5,4
7802	16,9	-	42,4 55	-	11,8	18,6	10,1	0,2

Akzessorien: Apatit, Zirkon.

#### 4. Pyroxen-Amphibolite

Die im Arbeitsgebiet anstehenden Amphibolite sind in gering mächtigen Bändern zwischen die Granulite eingeschaltet. Meist lassen sich diese Bänder nicht über eine längere Distanz verfolgen, sondern sie dünnen wieder aus. Durch unterschiedliche Korngrößen sehen diese Amphibolite im Handstück recht verschieden aus, sind jedoch im Mineralbestand weitgehend gleich.

Mikroskopische Beschreibung:

Es treten auf:

Quarz nur noch in untergeordneten Mengen. Er bildet kleine, glatt auslöschende Körner.

Plagioklas grob polysynthetisch verzwilligt; der Anorthitgehalt ist hoch, zwischen 50 % und 65 %.

Nur braune, deutlich pleochroitische Hornblenden in zwei Varianten:

a) gelb-braun (x), olivbraun (y), dunkelbraun (z).

b) hellbraun (x), rotbraun (y), dunkelrotbraun (z).

Das Maximum der gemessenen Achsenwinkel  $2V_x$  liegt bei  $80^\circ$ , die Werte variieren zwischen  $72^\circ$  und  $88^\circ$ .

Die Auslöschungsschiefe  $z \wedge c$  beträgt ca.  $8^\circ$  bis  $12^\circ$ .

Es handelt sich hierbei also eindeutig um Titanhorn-

blenden, da die einzige Hornblende, welche außerdem

noch eine braune Farbe hat, der Barkevikit, einen

wesentlich kleineren Achsenwinkel aufweist ( $40^\circ$  -  $55^\circ$

nach TRÜGER).

Der Erhaltungszustand der Hornblende ist gut.

Sie ist nahezu idiomorph ausgebildet.

Ortho- und Klinopyroxene als weitere mafische Bestandteile.

Sie repräsentieren zusammen mit den Hornblenden stets ca. 50 % des Gesteins. Der Orthopyroxen ist ein Hypersthen, der Klinopyroxen ein Diopsid, wie sie schon in den anderen Gesteinen beschrieben wurden.

Während die Pyroxene stets Zersetzungerscheinungen zeigen, lässt sich das bei den Hornblenden nicht feststellen.

Biotit, der zusammen mit den Hornblenden in "s" eingegelt ist.

Apatit, reichlich in idiomorphen Körnern.

Daneben auch Chlorit, Zoisit und Klinozoisit.

Der Erzgehalt der Schliffe ist etwas höher als in den bisher beschriebenen Gesteinen.

Gefüge:

Durch die stengeligen Hornblenden entsteht ein nemato-blastisches hypidiomorphes Gefüge. Die Orientierung der Mineralkörper ist deutlich.

Modalanalysen:

Schl.Nr.	Qz	Plg An	Bio	Hbl	Pyr	Chl	Erz	Akz
7707	-	40,5 50	4,2	4,3	36,3	-	14,8	0,6
7711	-	40,6 ?	-	44,1	3,2	5,8	4,4	2,4
7712	-	47,2 60	-	28,7	21,9	-	4,6	0,8
7775	1,9	43,1 60	-	39,0	14,6	-	0,4	1,0
7795	6,6	39,8 65	-	18,4	28,2	-	4,6	1,8

Akzessorien: Apatit, Zeisit, Klinozeisit, Chlorit.

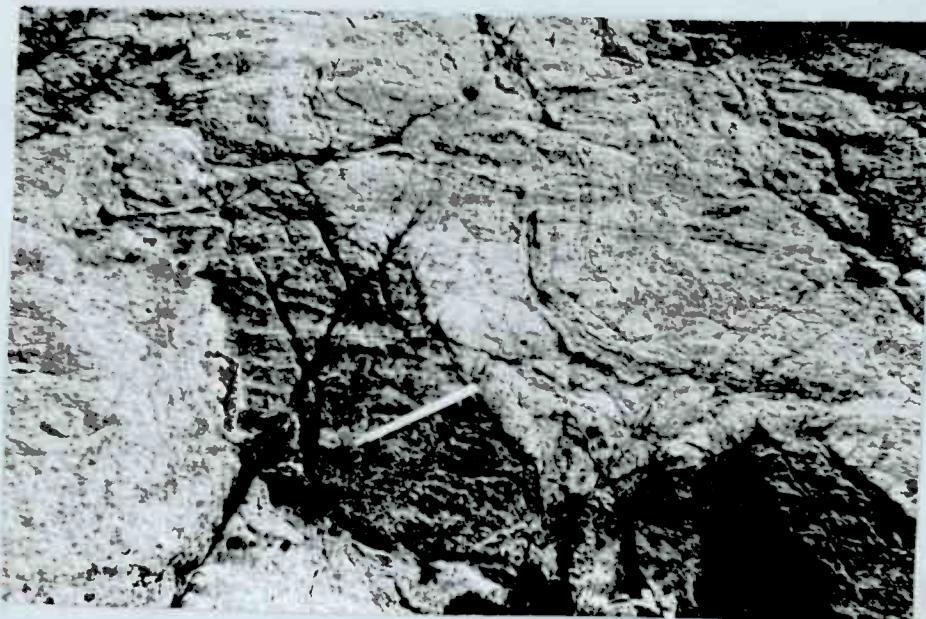


Abb. 5

Amphibolit in Quarz-Feldspat-Granulit. Der Amphibolit wechselt in seiner Mächtigkeit sehr stark. Südwestliche Doldeheii.

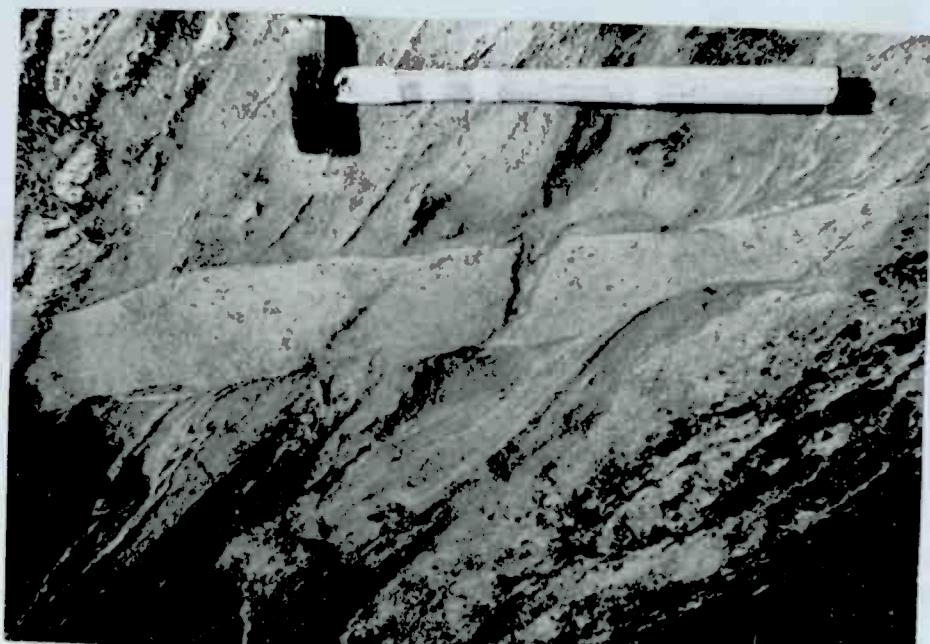


Abb. 6

Aplitgang durchschlägt das Nebengestein. Am Kontakt lässt sich eine leichte Verschleppung der Schichten erkennen. Südliche Stølsheii nahe Mylndalsvatn.

## 5. Pyroxen-Biotit-Gneis

Der Pyroxen-Biotit-Gneis kommt in einigen gering mächtigen Einschaltungen in den hellen Granuliten der Doldeheide vor. Seine Mächtigkeit variiert zwischen 3 und 10 cm. Er ist feinkörnig, dunkel und hat eine ausgeprägte Schieferung.

### Mikroskopische Beschreibung:

Quarz, in kleinen bis mittelgroßen, undulös auslöschen den Körnern, ist entlang der Biotite oft sehr fein zerrieben.

Auch die Plagioklase löschen undulös aus und ihre Zwillingslamellen sind stets etwas verbogen.

Die Biotitblättchen sind tektonisch zerschert und verbogen, aber deutlich in "s" eingeregelt.

Auch die Pyroxene (Hypersthen, Achsenwinkel  $2\ \nu x = 56^\circ$ ) zeigen diese tektonische Beanspruchung und sind zum Teil fein zerrieben.

Als Akzessorien treten wieder Apatit, Zirkon und Erz auf.

### Gefüge:

Dominantes Gefügemerkmal ist der tektonische Stress, der auf dieses Gestein eingewirkt hat. Dadurch entstand eine faserige, fadenförmige Struktur. Man kann wohl annehmen, daß diese Gesteine die Flächen darstellen, auf denen die tektonischen Bewegungen stattgefunden haben.

Modalanalyse:

Schl.Nr.	Qz	Plg An	Bio	Pyr.	Erz	Akz
7705	49,1	20,3 25	22,7	5,4	1,0	1,5

Akzessorien: Apatit, Zirkon.

### 6. Biotit-Mylonit

Dieses Gestein läßt sich nur in 2 parallelen, maximal 20 cm mächtigen Bändern südlich und nördlich des Mylonit-landschaft verfolgen, dünn dann über schnell aus. Es hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem zuvor beschriebenen Pyroxen-Biotit-Gneis, ist aber sehr viel feinkörniger und dunkler. Seine Grundmasse ist sehr feinkörnig und dunkel mit einzelnen, darin schwimmenden hellen Brocken, die wie Relikte wirken.

Mikroskopische Beschreibung:

Diese Grundmasse besteht zum größten Teil aus feinst zerriebenem Biotit, dessen einzelne Blättchen in "s" orientiert sind, so daß sie insgesamt pleochroitisch wirkt. An einigen Stellen ist sie fadenförmig verdichtet, wodurch ein "s" deutlich wird. Daneben sind auch feinst zerriebene Erzpartikel enthalten, die maßgeblich an der dunklen Farbe des Gesteins beteiligt sein dürften. Eingeschloßt in diese Biotit-Erz-Grundmasse sind etwas größere Körner von undulös auslöschen den Quarz und vereinzelt auch Meldspat. Die hellen Brocken bestehen aus Plagioklas mit stets stark verbogenen Zwillingsslamellen und sehr kleinen Quarzkörnern. Dazwischen liegt wieder feiner Biotit und zum Teil Muskowit. Akzessorien sind Apatit und Zirkon.

Gefüge:

Wie schon der Pyroxen-Biotit-Gneis zeigt auch dieses Gestein die Spuren einer starken mechanischen Beanspruchung, doch in weit stärkerem Maße als dieser. Durch die Verdichtungen der fast staubfeinen Grundmasse entsteht eine mikronematoblastische Struktur.

Ein Auszählen der Dünnschliffe dieses Gesteins war wegen der extremen Feinkörnigkeit nicht möglich.

Abgeschätzt dürfte das Gestein jedoch ca. 30 % Quarz, 15 % Plagioklas, 40 % Biotit, 10 % Erz und 5 % Akzessorien enthalten.

## 7. Das Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas Dreieck

A. STRECKEISEN veröffentlichte im Jahr 1965 sein wohl weitgehend anerkanntes System zur Klassifikation der Eruptivgesteine. A. C. TOBI versuchte in einer 1971 erschienenen Arbeit, dieses System auch auf Gesteine charnockitischer Zusammensetzung zu übertragen. Er baut hierbei auf Arbeiten von H/DAL (1945), GIRAUD (1964), MICROT (1966), PHILPOTTS (1966) und STRECKEISEN (1967) auf. Unter den verschiedenen Nomenklaturvorschlägen dürfte das von TOBI umgearbeitete STRECKEISEN-System das brauchbarste sein.

Die Gesteinsproben aus der Gyadalserie, deren Modalbestand bestimmt wurde, wurden in ein solches Dreieck eingetragen. Es zeigte sich nun, daß die eingetragenen Proben sehr stark streuen, so zum Beispiel kommen bei den im Gelände als Charnockite angesprochenen Gesteinen alle Variationen von Alkalicharnockit bis zu Norit vor, ohne daß sich der makroskopische Eindruck wesentlich ändert. Bei der geringen Mächtigkeit der innerhalb der Gyadalserie anstehenden Gesteinsbänder erscheint es problematisch, die Nomenklatur dieser Gesteine hauptsächlich auf den modalen Mineralbestand auszurichten.

Dies erscheint bei den weitgehend homogen zusammengesetzten Eruptivgesteinen plausibel, nicht jedoch bei den in ihrem Chemismus stark wechselnden Gesteinen einer

hochmetamorphen Gesteinsserie. Deshalb wurde in dieser Arbeit einer Namensgebung nach dem makroskopischen Eindruck der Vorzug gegeben.

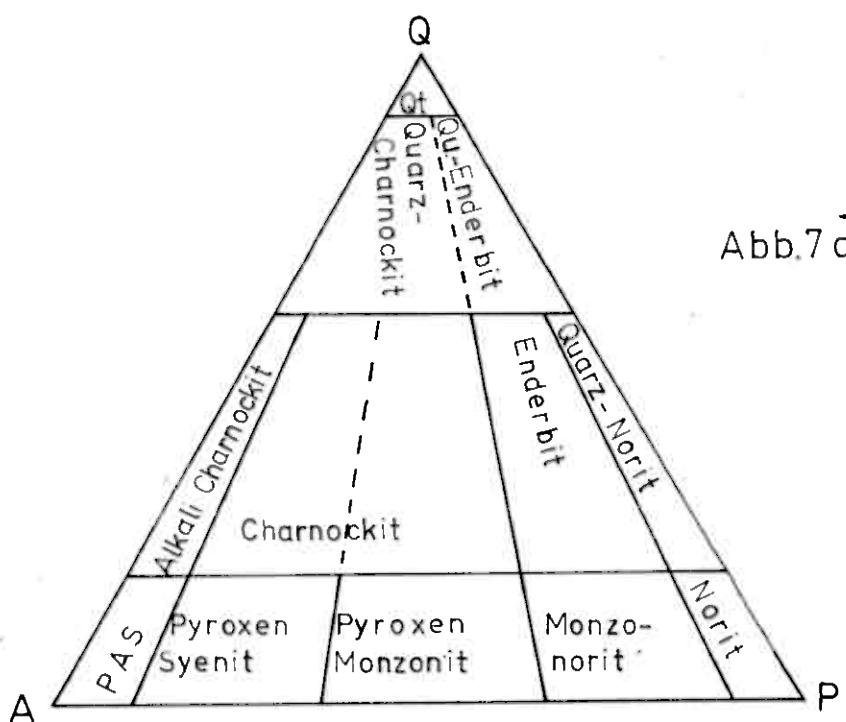


Abb. 7 a

Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas Dreieck  
zur Klassifikation der charnockitischen Gesteine  
nach C. Jobi (1971) in Anlehnung an A-Streckkreisen (1975).  
K = Quarzit, I = Pyroxen-Alkali-yenit.

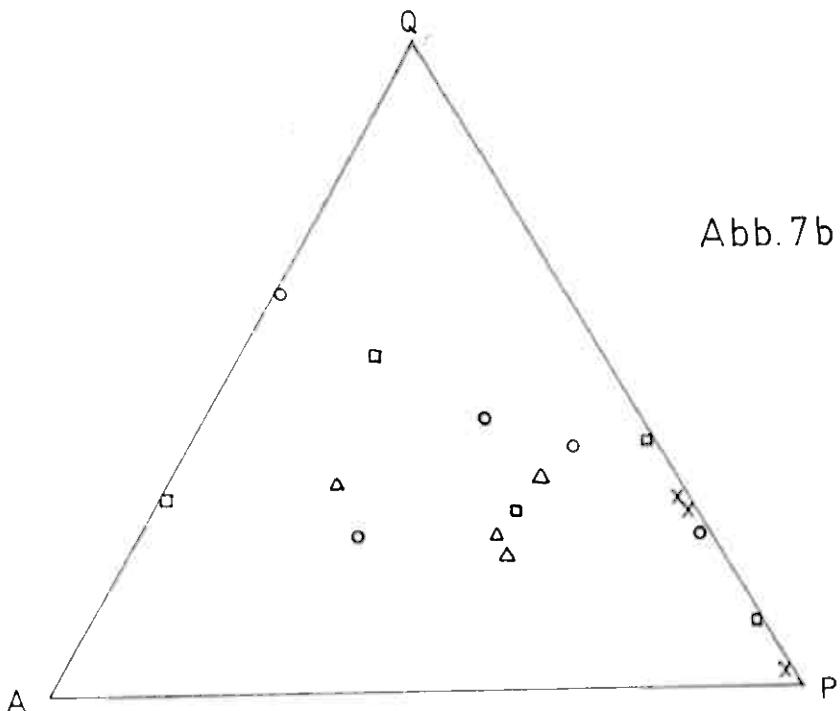


Abb. 7b

- **Quarz** - **Idioblast** **Plagioklas** **Brückeck**  
mit den **Leisteinen** der **Syndalserie**.
- **Quarz** - **Idioblast** **Granulite**,  $\Delta$  **illimanit** - **Cordierit** -  
**Granulite** **Granulite**,  $\square$  **Charnockit**,  $\times$  **Fyroxen** **Granulite**.

### C Aussagen zur Metamorphose

Die präekambrischen Gesteine Südnorwegens sind im Laufe der Erdgeschichte alle einer mehrfachen Metamorphose unterworfen gewesen. Nach einer höchstgradigen haben auch die darauffolgenden retrograden Metamorphosen ihre Spuren im Gestein hinterlassen. Von vorrangigem Interesse ist die Bestimmung der Fazies der höchsten Metamorphosenstufe. Es kann vorausgesetzt werden, daß das Arbeitsgebiet im ganzen weitgehend denselben Druck- und Temperaturbedingungen unterworfen war. Auf der Suche nach der genauen metamorphen Fazies der Gyadalserie ist die Mineralparagenese der Sillimanit-Cordierit-Granat-Granulite außerordentlich wertvoll. Der invariante Tripelpunkt der  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  Modifikationen Andalusit, Disthen und Sillimanit liegt bei  $595 \pm 10^\circ \text{ C}$  und  $6,5 \text{ kb} \pm 0,5 \text{ kb}$  (ALTHAUS 1967). Da in den Gesteinen der Gyadalserie nur Sillimanit vorkommt, müssen Temperaturen von über  $600^\circ \text{ C}$  geherrscht haben. Zur Bestimmung der Druckverhältnisse kann man die Stabilitätsgrenze von Cordierit benutzen (H. G. F. WINKLER 1970). Danach trifft die Stabilitätsgrenze des Cordierit bei ca.  $3,5 \text{ kb}$  auf die Knataxisgrenze, d. h. die Gesteine der Gyadalserie müssen bei einem Druck niedriger als  $3,5 \text{ kb}$  gebildet worden sein.

Nun sprechen einige Hinweise dafür, daß die Gesteine der Gyadalserie unter den Bedingungen der Granulitfazies gebildet wurden:

1. Die Ausbildung von Orthoklas-Mesoperthit und Plagioklas-Antiperthit (P. MICHOT 1957).
2. Das Auftreten von Orthopyroxenen und das Fehlen von grüner Hornblende in einem regional metamorph überprägten Gestein.
3. Die lamellar ausgeplätteten Quarze, die Platten- bzw. Diskenquarze bilden.
4. Die chemische Zusammensetzung der Granate.  
K. HEIER (1956) ließ die innerhalb seines Arbeitsgebietes vorkommenden Granate durch die Laboratorien der A/S Norsk Bergverk analysieren. Davon stammen die Proben 6 und 8 aus dem hier bearbeiteten Gebiet.

	Almandin	Pyrop	Spessartin	Grossular
Probe 6	59,5 %	34,7 %	2,2 %	3,6 %
Probe 8	60,8 %	34,2 %	2,1 %	2,9 %

Die von H. G. F. WINKLER (1965) für die Granulitfazies geforderten Werte werden nicht ganz erreicht (er fordert bis zu 47 - 55 % Pyrop-Komponente und bis zu 20 % Grossular-Komponente); die für die Amphibolitfazies der Thermodynamometamorphose üblichen Werte werden jedoch deutlich überschritten. Da in den Gesteinen der

Gyadalserie Titanhornblende und auch etwas Biotit vorkommen, muß bei der Bildung der Gesteine ein gewisser  $H_2O$ -Druck geherrscht haben.

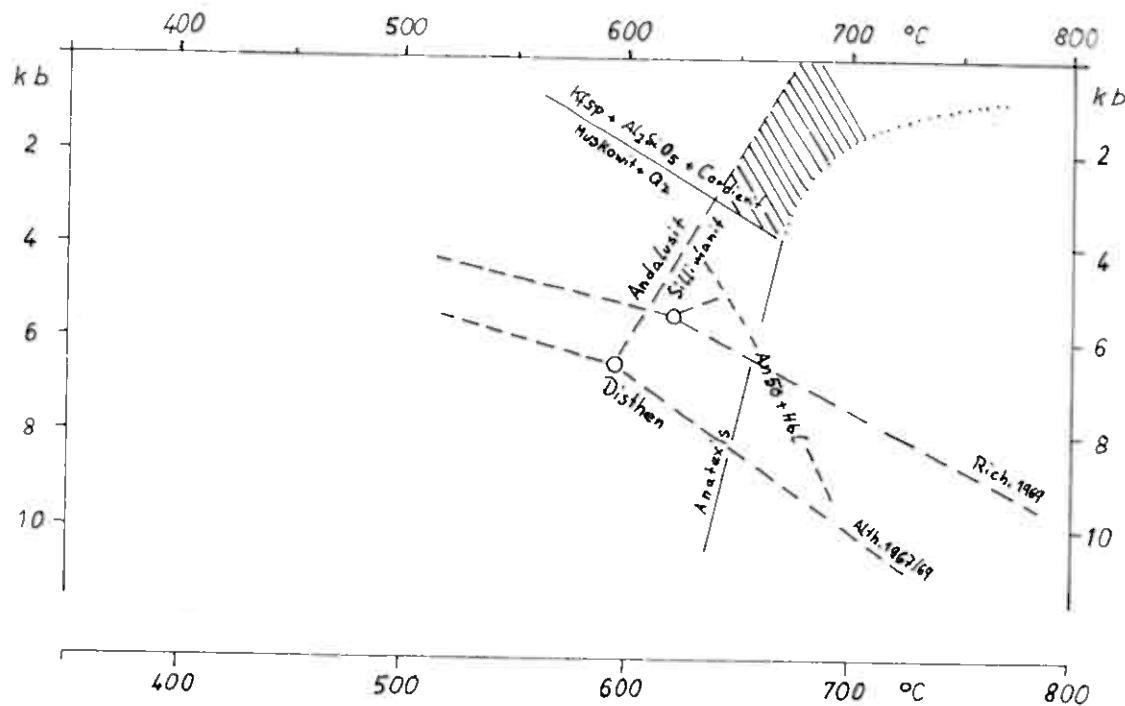
Nach den hier aufgeführten Hinweisen kann für die Gesteine der Gyadalserie die Cordierit führende, d. h. bei geringerem Druck gebildete Variante der "Hornblende-Orthopyroxen-Plagioklas-Granulit-Subfazies" im Sinne von WINKLER (1965) als höchsttemperierte Metamorphosestufe festgestellt werden.

Wie das Auftreten von Mineralen, die unter den Bedingungen der Granulit-Fazies nicht stabil sind, zeigt, muß nach dieser hochmetamorphen eine retrograd-metamorphe Überprägung stattgefunden haben. Hierbei sind vor allem Epidot, Zoisit, Prehnit und Chlorit von Bedeutung. Daneben sind auch die Umwandlungen der anderen Minerale ein Hinweis auf die retrograde Beanspruchung. So wurden die Pyroxene in uralitische Hornblende, die Plagioklase bei der Saussuritisierung in Zoisit, Klinozoisit und Muskowit umgewandelt und die Granate an den Rändern und Spaltrissen chloritisiert. Es läßt sich nicht genau sagen, wie viele retrograde Überprägungen stattgefunden haben und unter welchen P-T-Bedingungen sie abgelaufen sind. Fest steht, daß bei dieser retrograden Metamorphose eine Zufuhr von  $H_2O$  stattgefunden haben muß, da das wenige in den Granuliten vorhandene  $H_2O$  in den Mineralen eingebaut war.

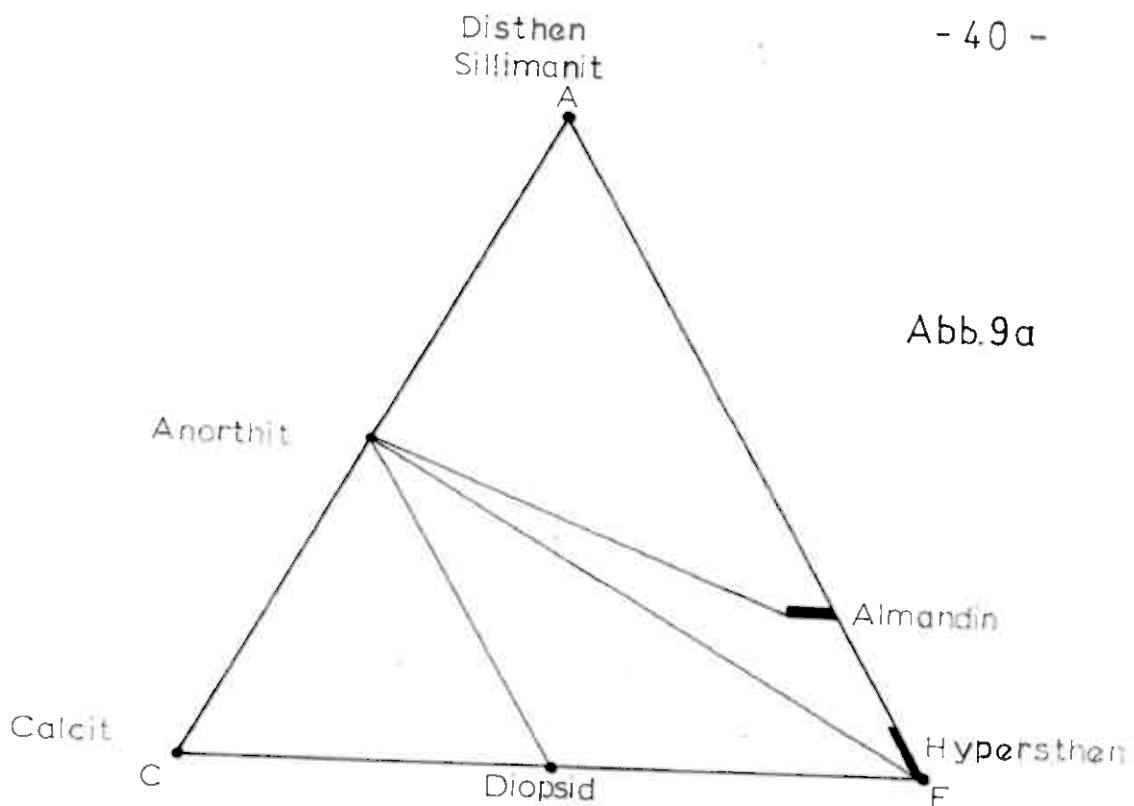
(Biotit und Hornblende) und nicht zur Neubildung von wasserhaltigen Mineralen zur Verfügung stand. Außerdem fällt auf, daß die Diaphthorese in der Nachbarschaft tektonischer Schwächezonen besonders stark ist, so daß der Schluß naheliegt, daß das Wasser auf Klüften ins Gestein gekommen ist.

Abschließend kann man sagen, daß das gesamte Kartierungsgebiet den Bedingungen der Granulit-Fazies unterworfen war, die retrograde Überprägung jedoch lokal stark verschieden war. Durch diese Tatsache dürfte die etwas zu bunte Karte zur Metamorphose von K. HEIER (1956) entstanden sein.

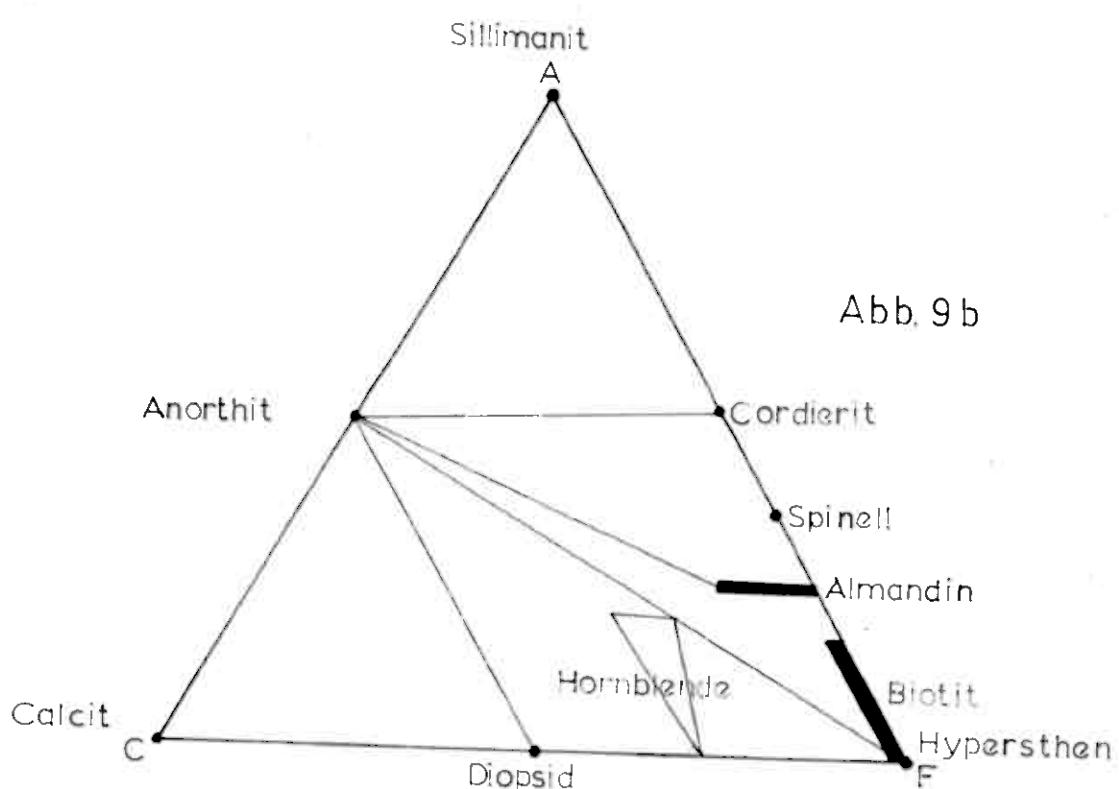
Abb. 8



Druck-Temperatur Diagramm mit den Stabilitäts-  
grenzen der  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  Modifikationen und des  
Cordierits nach H.G.F. Winkler (1970) mit P-T  
Bereich der Gydalserie (schraffiert).



ACF Diagramm der Orthopyroxen-Plagioklas-Granulit-Subfazies nach H.G.E. Winkler (1965).



ACF Diagramm der Gydalserie nach A.C. Tobi (1965).

## D Tektonik

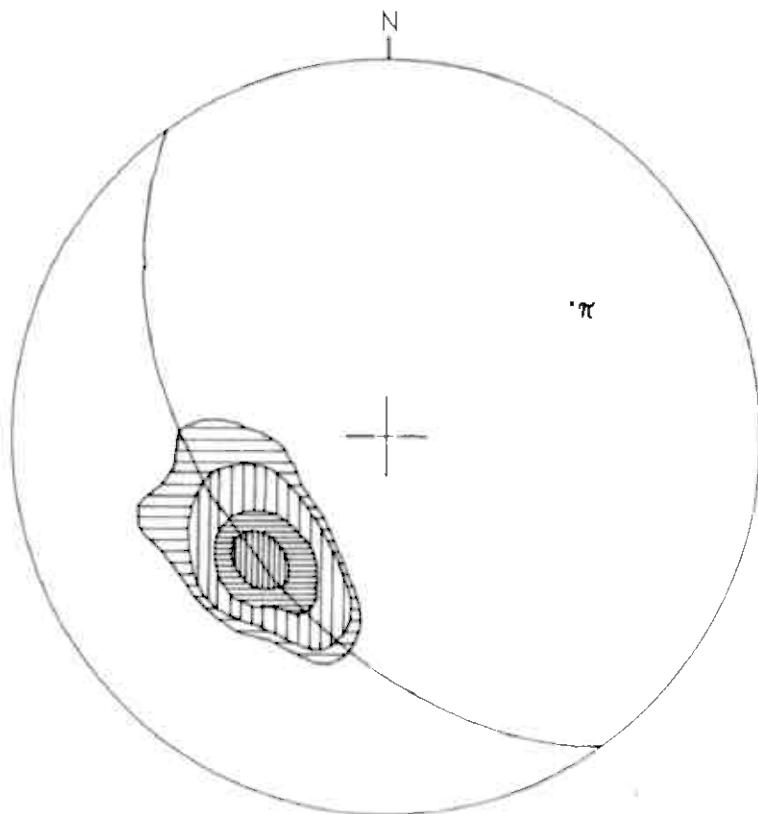
Eine Aussage über den tektonischen Bau einer Gesteinsserie präkambrischen Alters, welche mehrfach metamorph und auch tektonisch überprägt wurde, ist schwierig, da jede Überprägung ihre Spuren hinterließ, welche jedoch von der darauffolgenden Überprägung wieder verwischt oder ausgelöscht wurden.

Der tektonische Bau der Gyadalserie wird durch ein weitgehend einheitliches Streichen (NW-SE) gekennzeichnet. Das Einfallen variiert, von einigen Extremwerten abgesehen, zwischen  $25^{\circ}$  und  $45^{\circ}$  nach Nordost. (Vgl. Abb. 10 a und 10 b.) Diese regelmäßige Lagerung lässt verschiedene Deutungen zu:

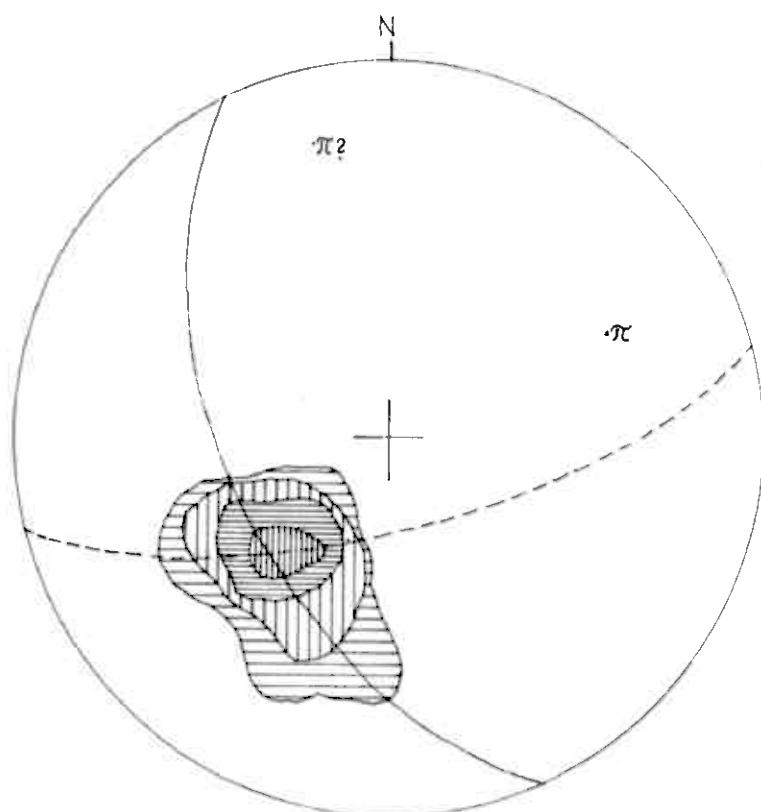
1. Die Lagerung entspricht der ehemaligen sedimentären Schichtung. Dies trifft mit Sicherheit für die feine Wechsellagerung von hellen und dunklen Granuliten, nicht jedoch für die gesamte Gyadalserie zu.
2. Die Gyadalserie besteht aus dachziegelartig übereinander geschuppten Gesteinspaketen. Diese Auffassung wird von Dr. H. URBAN, Kopenhagen (mündliche Mitteilung), vertreten. Dabei sollen die graphitführenden Sillimanit-Cordierit-Granat-Granulite als Gleitbahnen gewirkt haben.

3. Die Gyadalserie besteht aus übereinander geschobenen Isoklinalfalten. Darauf könnte das doppelte Auftreten bestimmter Gesteinsschichten, so der Sillimanit-Cordierit-Granat-Granulite im Ostteil und der Tyroxen-Granulite im Zentrum der Støls- und Okterdagsheii, hinweisen. Diese Isoklinalverfaltung konnte in der Ørsdalserie am Beispiel der erzführenden, mineralisierten Zone nachgewiesen werden. Da innerhalb der Gyadalserie jedoch nirgends eine parallel zum Streichen verlaufende Faltenachse beobachtet werden konnte, müssen hier horizontal verlaufende Faltenachsen angenommen werden; als Bewegungsbahn dienten dann wohl die stark tektonisch beanspruchten Biotit-Gneise und Biotit-Mylonite. Diese sind jedoch selten aufgeschlossen, da sie bevorzugt ausgeräumt wurden.

Die wenigen im Gelände messbaren E-Achsen stimmen annähernd mit den in die "s"-Flächen Diagramme eingezeichneten  $\pi$ -Polen überein (Abb. 10 a und 10 b und 11 a und 11 b). In das "s"-Flächen Diagramm der Doldeheii lässt sich ein weiterer  $\pi$ -Kreis eintragen, welcher auf eine zweite Verfaltung mit nach NNW einfallenden Achsen hinweist (Abb. 10 b). Die Faltung mit nach Nordost einfallenden Achsen lässt sich im Arbeitsgebiet in zwei verschiedenen Ausbildungen beobachten:



S-Flächen  
Oterdagshei - Stølshei  
141 Messungen 1-2-3-4%



S-Flächen  
Doldehei  
97 Messungen 1-2-3-4%

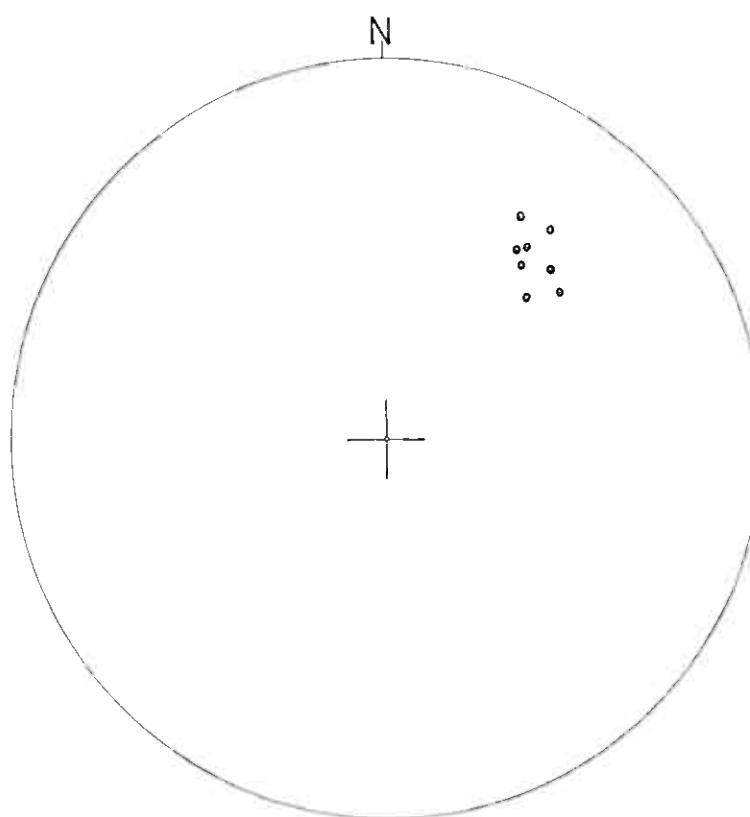


Abb. 11a

B-Achsen, 8 Messungen  
Stølsheii - Okterdagsheii

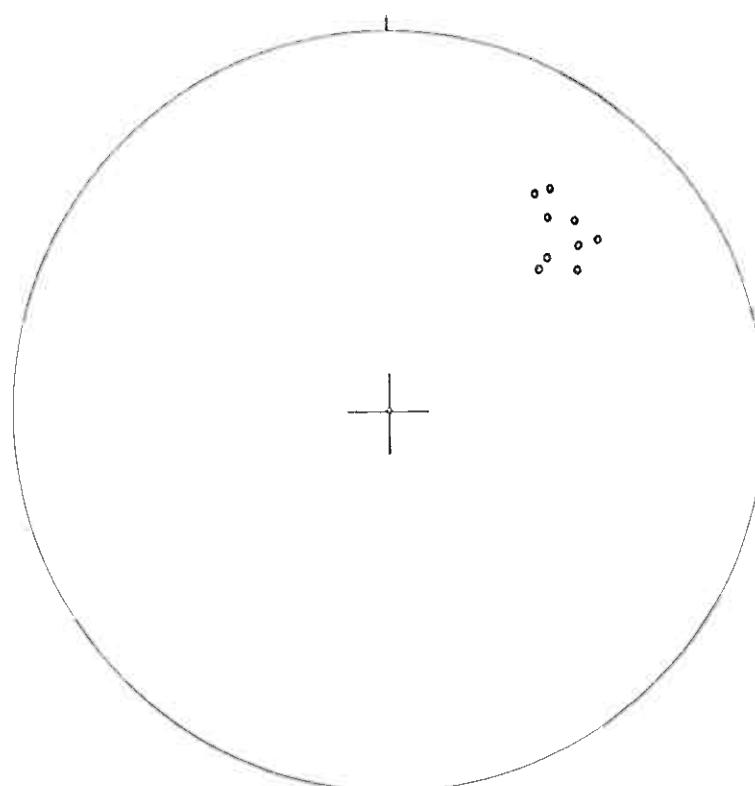


Abb. 11b

B-Achsen, 9 Messungen  
Døldeheii

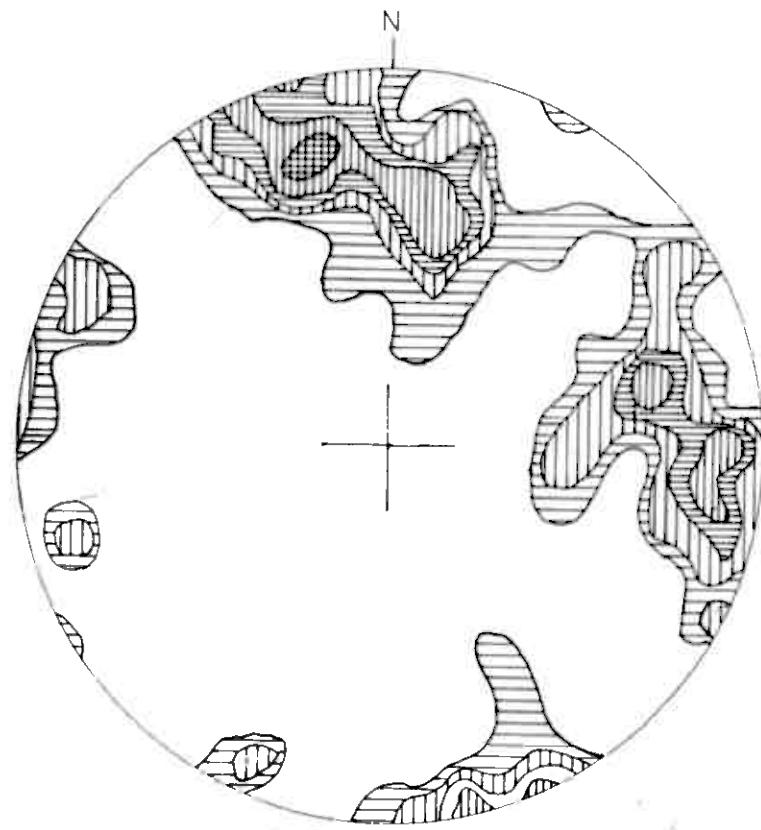


Abb.12 a

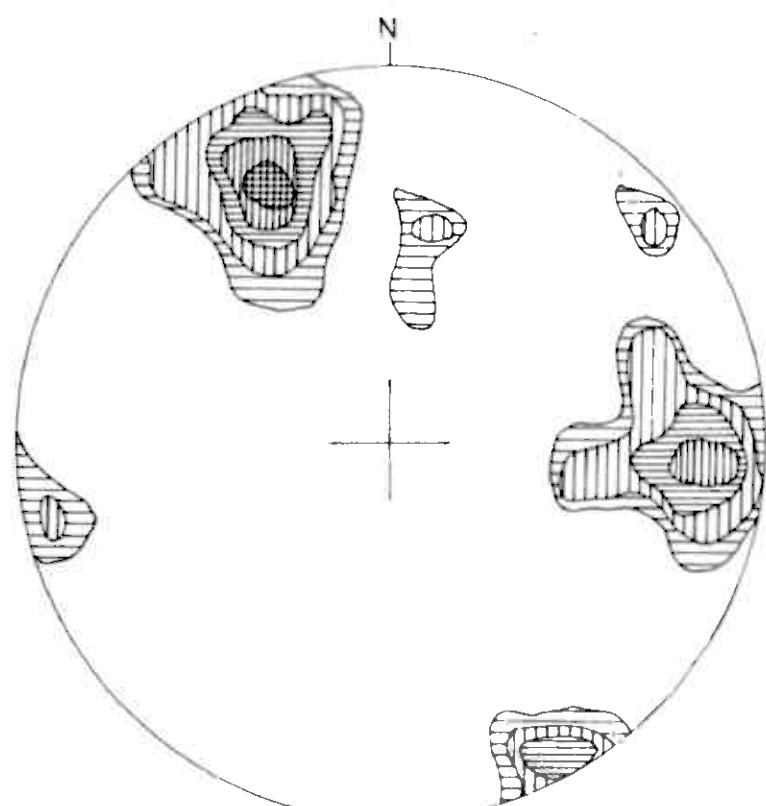


Abb.12 b

1. Als Kleinverfaltung mit Schenkellängen von wenigen Zentimetern in der Støls- und Økterdagsheii. Hierbei ist bemerkenswert, daß nur die dunklen Minerale die Faltung nachvollziehen, während die hellen Minerale ein einheitliches Streichen aufweisen, welches dem üblichen NW - SE Streichen der Gyadalserie entspricht. (Abb. 13 und 14). Hier kann deutlich ein " $s_1$ " und ein " $s_2$ " unterschieden werden.
2. Als wellenförmige große Falten mit Schenkellängen von 50 m - 100 m in der Doldeheii (Abb. 15). Die Faltenachsen fallen hier ebenfalls mit ca.  $30^{\circ}$  nach Nordost ein. Das hier anstehende Gestein muß zum Zeitpunkt der Faltung schon weitgehend fest gewesen sein. Innerhalb der Gyadalserie gibt es also zumindest zwei Einengungsrichtungen. Die erste ergab die oben erwähnte Faltung mit ca.  $50^{\circ}$  streichenden Achsen, welche in Norwegen als kaledonische Faltung bekannt ist. Die zweite Einengung in SW - NE Richtung bewirkte die Aufschuppung und Isoklinalfaltung (?) der Gyadalserie. Eine eindeutige Indizierung der "sk" Polmaxima ist jedoch mit diesen beiden Faltungsrichtungen allein nicht möglich, so daß man wahrscheinlich mit weiteren Beanspruchungsrichtungen rechnen muß (Abb. 12 a und 12 b).

Eindeutig sind wohl die parallel zu den Schichtflächen liegenden Überschiebungsflächen. Man kann sie sowohl im Gelände als auch im Luftbild deutlich erkennen. So repräsentiert das Tal, welches das Arbeitsgebiet nach Osten begrenzt, eine große Überschiebungsfläche. Als Beweis sei auf den deutlichen Unterschied im Mineralbestand der Gesteine beiderseits des Tales hingewiesen. So treten die für die Gyadalserie typischen fast weißen Quarz-Feldspat-Granulite und die Sillimanit-Cordierit-Granat-Granulite östlich des Tales nicht mehr auf, obwohl mehrere Schichtpakete dieser Gesteine im Nordosten der Okterdagsheii in der Überdeckung verschwinden und bei ungestörter Lage jenseits des Tales wieder auftauchen müßten. Diese Überschiebungsfläche läßt sich nach Norden bis ins Ørsdalen verfolgen. Weitere tektonische Bewegungsflächen können im Süden der Stølsheii und in der Doldcheii lokalisiert werden. Hier wurden auch die tektonisch beanspruchten Gesteine anstehend gefunden (siehe petrographischer Teil Ziff. 5 und 6).

Neben diesen Überschiebungen kann man im Luftbild noch weitere bevorzugte tektonische Richtungen erkennen. Um dieses zu verdeutlichen, wurde eine Photolineament-karte gezeichnet und ausgewertet. Die dabei herausgefundenen bevorzugten Richtungen lassen sich auch in

der Topographie der näheren und weiteren Umgebung wiederfinden. So entspricht das Maximum bei  $60^{\circ}$  der Richtung des Hunnedals, Austrumsdals, Ørsdals und Gyadals. In dieser Richtung finden sich verbreitet jüngere Diabasgänge. Eine eindeutige Klärung des tektonischen Baues dieses Gebietes ist wohl nur durch Zusammenfassung von Beobachtungen auch der weiteren Umgebung des Gyadals und Ørsdals möglich.



Abb. 13

Kleinverfaltung der Schichten. Südlicher Stølsheii.

Das "s" der dunklen Gesteine vollzieht die Faltung nach, während die hellen Minerale ein weitgehend einheitliches Streichen aufweisen.



Abb. 14

Kleinverfaltung der Schichten. Südöstliche Okterdagsheii.



Abb. 15

Wellenartige Faltung der Schichten in der Doldeheii.

### E Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt die zwischen Ørsdal und Gyadal (Südwestnorwegen), westlich des Mydlandsvatn gelegene Gyadalserie. Diese besteht im wesentlichen aus einer engen Wechsellagerung von hellen und dunklen Granuliten mit einzelnen dazwischengeschalteten Amphiboliten. Kennzeichnend in dieser Serie ist das Vorkommen von Sillimanit-Cordierit-Granat führenden Gesteinen einerseits und Orthopyroxen führenden charnockitischen Gesteinen andererseits.

Als metamorphe Fazies konnte die Cordierit führende Variante der "Hornblende-Orthopyroxen-Plagioklas-Granulit-Subfazies" im Sinne von WINKLER (1965) festgestellt werden. Nach dieser höchsten Metamorphosenstufe muß die Serie noch retrograd metamorph überprägt worden sein, wodurch Minerale wie Epidot, Chlorit etc. entstanden sind.

Die Tektonik der Gyadalserie wird im wesentlichen durch ein gleichmäßig mit ca. 40° nach Nordost gerichtetes Einfallen der Schichten gekennzeichnet. Verfaltungen kommen nur in kleinem Maßstab vor. Nach Osten wird die Gyadalserie durch eine große Überschiebung gegenüber der benachbarten Ørsdalserie abgegrenzt.

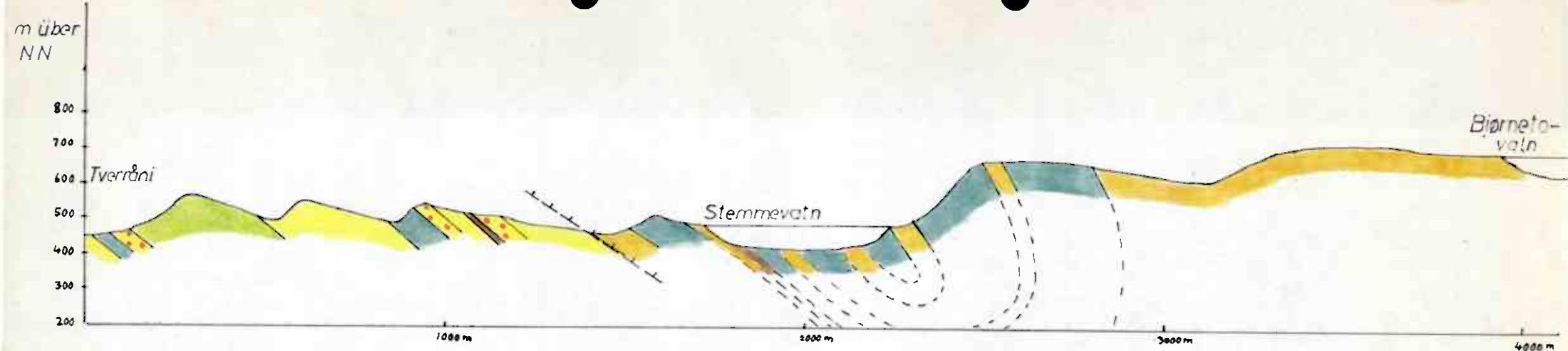
Damit ist die Lage der Gyadalserie zur Wolfram-Molybdän-Lagerstätte im Ørsdal nicht zu bestimmen.

F Literaturverzeichnis

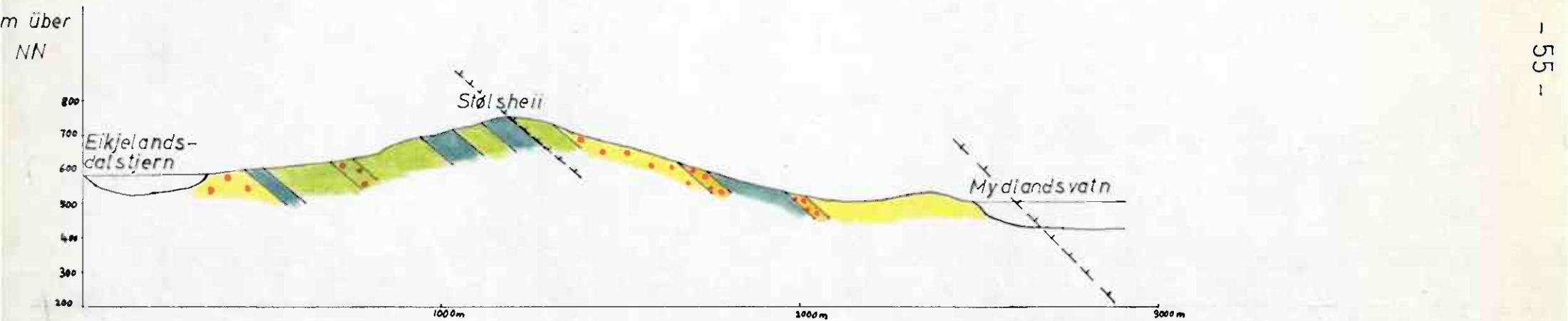
- ALTHAUS, E.: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. - Contr. Miner. and Petrol. 16, S. 29 - 44, 1967.
- BARTH, T. F. W.: Precambrian of Southern Norway. Geology of Norway. - Norges geol. Unders., 208, Oslo 1960.
- CHUDOBA, K.: Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. - Schweizerbart, 182 S., Stuttgart 1932.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. Teil 2, die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. - Skr. Vidensk. Selsk. 19, 11 S., Kristiania, 1912.
- : Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. Teil 4, Übersicht der Erupтивgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. - Skr. Vidensk. Selsk. 2, 140 S., Kristiania 1916.

- HEIER, K.: The Geology of the Ørsdalens District. - Norsk geol. Tidskr. 36, s. 167 - 211, Bergen, 1956.
- MICHOT, P.: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. - Geol. Rundschau, 46, s. 147 - 173, Stuttgart, 1957.
- STRECKEISEN, A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. - Geol. Rundschau, 55, s. 478 - 491, Stuttgart, 1965.
- TOBI, A. C.: Fieldwork in the charnockitic Precambrian of Rogaland (S. W. Norway). - Geologie en Mijnbouw, 44, s. 208 - 217, S.-Gravenhage, 1965.
- : The Nomenclature of the charnockitic Rock Suite. - N. Jb. Miner., Mh. s. 193 - 205, Stuttgart, 1971.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. - Schweizerbart, 147 s., Stuttgart, 1956.
- : Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale, Teil 2 Textband. - Schweizerbart, 822 s., Stuttgart, 1967.

- URBAN, H. : Zur Kenntnis der schichtgebundenen  
Wolfram-Molybdän Vererzung im Ørstdalen  
(Rogaland), Norwegen. - Mineral. Deposita,  
Berlin, 1971.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. -  
Springer Vlg. 237 S., Berlin, 1965.
- : Abolition of Metamorphic Facies,  
Introduction of the four Divisions  
of Metamorphic Stage and of a Classi-  
fication based on Isogrades in  
Common Rocks. - N. Jb. Miner., Mh.  
S. 189 - 248, Stuttgart, 1970.



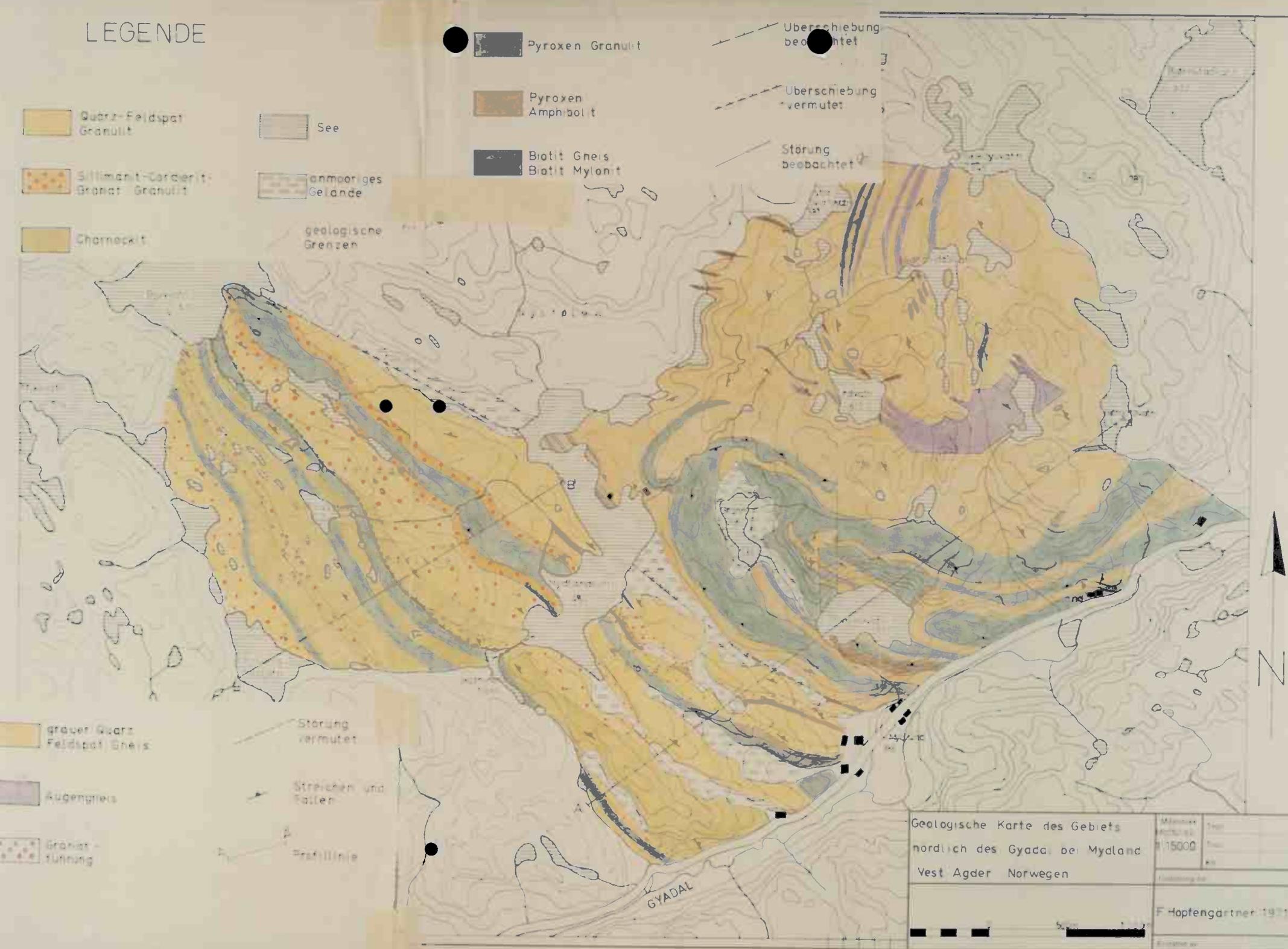
Profil von Tverrāni über Stemmevatn zum Bjørnetovatn

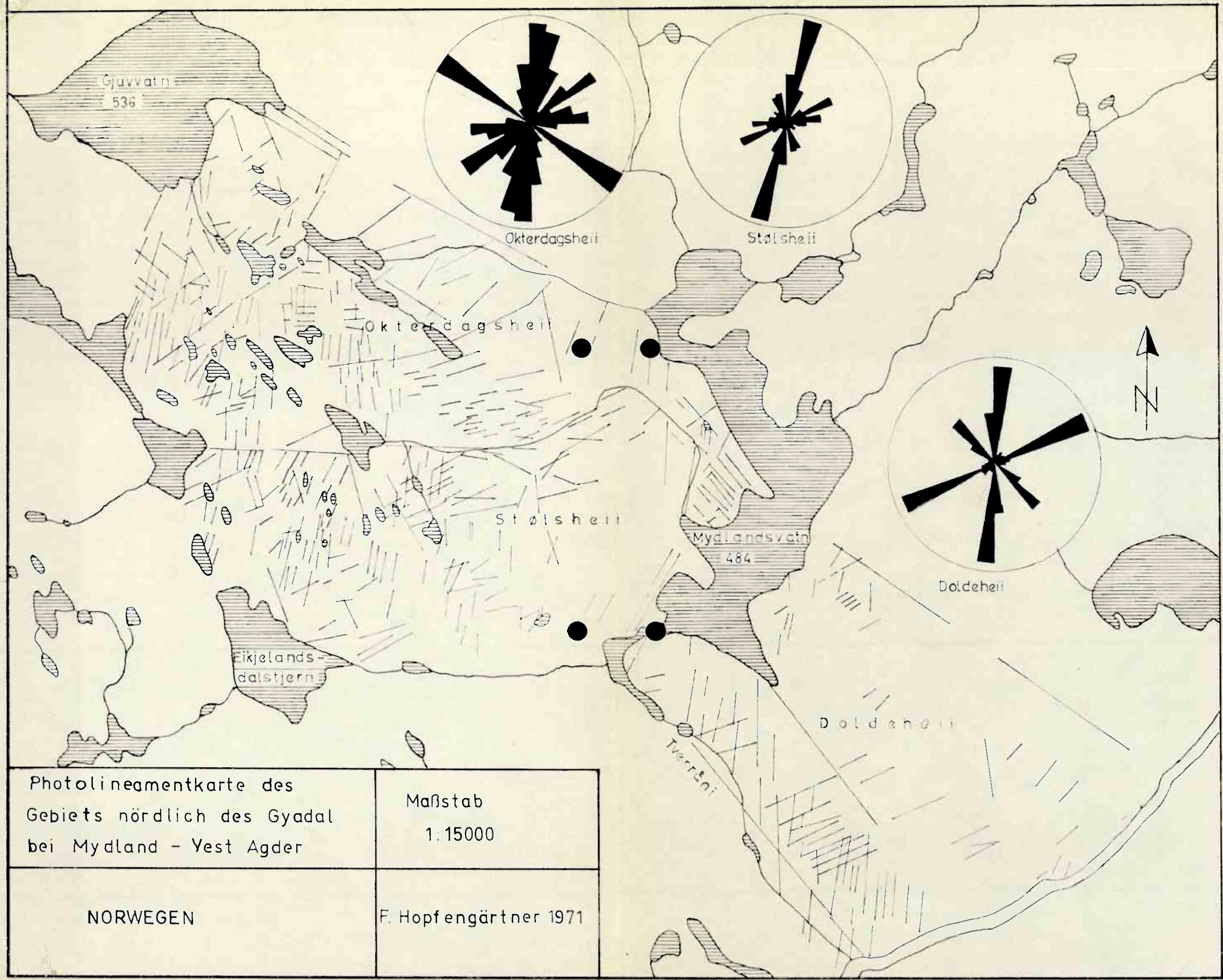


Profil vom Eikjelandsdalstjern zum Mydlandsvatn

M. 1:15000

# LEGENDE





Diplomat - floppengärtner

1972

