



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

| | | | | |
|--|-----------------------------------|---------------------|---|-------------------------------|
| Bergvesenet rapport nr BV 2066 | Intern Journal nr | Internt arkiv nr | Rapport lokalisering | Gradering Fortrolig |
| Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S | Ekstern rapport nr "522100021" | Oversendt fra | Fortrolig pga | Fortrolig fra dato: |
| Tittel Stratigraphische, petrographische und tektonische Beobachtungen in den Kaledoniden Nord-Norwegens. Kaledonidene. | | | | |
| Forfatter THALENHORST H. | | Dato 1968 | Bedrift Sulitjelma Gruber A/S | |
| Kommune | Fylke | Bergdistrikt | 1: 50 000 kartblad | 1: 250 000 kartblad |
| Fagområde | Dokument type | Forekomster | | |
| Råstofftype | Emneord | | | |
| Sammendrag Generell beskrivelse av Sulitjelma -feltet sin geologi. Grundig petrografisk undersokelse av bergartene i Steinkjerrin-, Sjonsto-, Furulund- og Baldoaivve-avdelinga. Studier av plagioklas og hornblende. Metamorfose, tektonikk og malmdannelse diskutes, spesielt Ingeborg, Stülhaugen, Baldoaivve og Storforsdal forekomstene. Pa tysk. | | | | |

522.100.021

Stratigraphische, petrographische
und tektonische Beobachtungen in den
Kaledoniden Nord-Norwegens

Henrik Thalenhorst
1968



Stratigraphische, petrographische und tektonische
Beobachtungen in den Kaledoniden
Nord-Norwegens

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Henrik Thalenhorst aus
Eberswalde

1968

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Ing. A. Mauch e r
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. F i s c h e r

Tag der mündlichen Prüfung: 21. Februar 1968

Inhalt

| | Seite |
|--|----------|
| Zusammenfassung..... | I |
| Summary..... | II |
| Vorwort..... | 1 |
| Einleitung..... | 2 |
| Der regionalgeologische Rahmen..... | 2 |
| Das Arbeitsgebiet..... | 3 |
| Quartärgeologie..... | 5 |
| | |
| <u>1 Stratigraphie und Petrographie.....</u> | <u>5</u> |
| 1.1 Gesteinsbeschreibung, Ausgangsgesteine..... | 6 |
| 1.11 Gesteine im Liegenden der Steinkjer- ring-Abteilung..... | 6 |
| 1.12 Steinkjerring-Abteilung..... | 6 |
| 1.12 1 Unterer Teil der Steinkjerring- Abteilung..... | 6 |
| 1.12 2 Oberer Teil der Steinkjerring- Abteilung..... | 8 |
| 1.13 Sjönstaa-Abteilung..... | 10 |
| 1.13 1 Unterer Teil der Sjönstaa- Abteilung..... | 10 |
| 1.13 2 Oberer Teil der Sjönstaa- Abteilung..... | 11 |
| 1.14 Furulund-Abteilung..... | 14 |
| 1.14 1 Unterer Teil der Furulund- Abteilung..... | 14 |
| 1.14 2 Oberer Teil der Furulund- Abteilung..... | 19 |
| 1.15 Baldoaivve-Abteilung..... | 24 |
| 1.2 Weitere Beobachtungen an Plagioklasen und Hornblenden..... | 28 |
| 1.21 Plagioklas..... | 28 |
| 1.22 Hornblende..... | 32 |
| 1.3 Altersstellung..... | 34 |
| 1.31 Altersstellung der Gesteine im Liegen- den der Steinkjerring-Abtlg., der Steinkjerring- und der Sjönstaa-Abtlg..... | 34 |
| 1.32 Altersstellung von Furulund- und Baldoaivve-Abteilung..... | 39 |

| | |
|---|----|
| <u>2 Metamorphose</u> | 41 |
| 2.1 Prämetamorphe Paragenesen..... | 41 |
| 2.2 Stadium der stärksten Metamorphose..... | 43 |
| 2.21 Kritische Mineralien..... | 43 |
| 2.22 Metamorphe Zonen..... | 44 |
| 2.23 Kristallisationsfolge..... | 45 |
| 2.24 Stoffumlagerungen..... | 47 |
| 2.3 Baldoaivve-Granit..... | 49 |
| 2.4 Diaphthorese..... | 50 |
| <u>3 Tektonik</u> | 54 |
| 3.1 Allgemeines..... | 54 |
| 3.2 Tektonische Elemente..... | 54 |
| 3.3 Tektonische Einheiten, homogene Bereiche..... | 57 |
| 3.31 Die tektonischen Einheiten und ihr interner Bau..... | 58 |
| 3.32 Querfaltung..... | 62 |
| 3.33 λ -Konfigurationen?..... | 66 |
| 3.34 Das Verhältnis der tektonischen Einhei- ten zueinander..... | 68 |
| 3.4 Bruchtektonik..... | 72 |
| 3.41 Mineralisierte Gänge..... | 73 |
| 3.42 Nicht mineralisierte Bruchlinien..... | 74 |
| 3.43 Klüfte..... | 74 |
| <u>4 Vererzung und Nebengesteine</u> | 76 |
| 4.1 Beschreibung der Vorkommen..... | 76 |
| 4.11 Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen..... | 76 |
| 4.12 Baldoaivve- und Storforsdals-Vorkommen..... | 80 |
| 4.2 Kristallisationsfolge in den Erzen und ihren Nebengesteinen..... | 82 |
| 4.21 Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen..... | 82 |
| 4.22 Baldoaivve- und Storforsdals-Vorkommen..... | 83 |
| 4.23 Diaphthoritische Veränderungen in der Nachbarschaft der Erzhorizonte..... | 85 |
| 4.3 Genetische Überlegungen..... | 86 |

| | |
|---|----|
| <u>5 Vergleich mit Nachbargebieten</u> | 88 |
| 5.1 Eigene Ergebnisse..... | 88 |
| 5.2 Das Gebiet östlich der schwedischen Grenze..... | 89 |
| 5.3 Das Gebiet im Westen..... | 90 |
| 5.4 Gemeinsame Züge..... | 91 |
| <u>6 Literaturverzeichnis</u> | 95 |

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einem Gebiet südwestlich von Sulitjelma in Nord-Norwegen. Dort findet sich eine hochmetamorphe, mehr als 2000 m mächtige Gesteinsserie von psammitischen bis pelitischen, häufig karbonatischen Meta-Sedimenten, denen z.T. bedeutende Mengen von intermediären Meta-Effusiven eingeschaltet sind. Die stratigraphische Abfolge dieser Gesteine sowie ihre Paragenesen werden beschrieben (Kapitel 1.1). Daran schließen sich einige Beobachtungen an Plagioklasen und Hornblenden an (Kap. 1.2). In Kapitel 1.3 wird die Altersstellung dieser Abfolge diskutiert; es handelt sich im wesentlichen um ordovizische Gesteine.

Die Metamorphose (Kap. 2) kann in zwei Phasen untergliedert werden. Den stärksten Grad erreichte sie mit den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies des Barrow-Typs. Stoffumlagerungen haben zu dieser Zeit nur im dm-Bereich stattgefunden. Jüngere, aber noch prä-diaphthoritische Umlagerungen größeren Stils haben zu diskordanten, aplitischen Gängen geführt. Diaphthoritische Umwandlungsprodukte belegen die Bedingungen der Grünschiefer-Fazies, Umlagerungen aus dieser Zeit haben im m-Bereich stattgefunden und zeigen die Paragenese der Quarz-Albit-Askowitz-Chlorit-Subfazies. Kennzeichnend für beide metamorphe Phasen ist die im wesentlichen postdeformative Kristallisation der jeweiligen Minerale.

Tektonisch (Kap. 3) ist das Arbeitsgebiet durch kräftigen, z.T. isoklinalen Faltenbau mit deutlicher West-Vergenz charakterisiert. Außerdem sind häufig Querstrukturen zu finden, die Anlaß zur Diskussion des Problems der Querfaltung geben. Es lassen sich drei Faltungsphasen unterscheiden, zwischen denen jedoch keine großen zeitlichen Abstände liegen. Das gesamte Gebiet kann in homogene Bereiche unterteilt werden, die sich zu vier tektonischen Einheiten zusammenfassen lassen. Es wird vermutet, daß ursprünglich in allen vier tektonischen

Einheiten ein einheitlicher Deformationsplan vorhanden war, und daß Bewegungen nach der Faltung die einzelnen Einheiten gegeneinander verstellt haben. Mineralisierte Gänge können der Faltentektonik geometrisch zugeordnet werden, jüngere, nicht mineralisierte Bruchlinien und Klüfte dagegen nicht. Verwerfungen größeren Stils fehlen.

Im Arbeitsgebiet finden sich vier Erzvorkommen, die mitsamt ihren Nebengesteinen beschrieben werden (Kap. 4.1). Beobachtungen zur Kristallisationsfolge in den Erzen und ihren Nebengesteinen erlauben die Aussage, daß die Erze vom Stadium der stärksten Metamorphose und von der Faltung betroffen worden sind (Kap. 4.2). Es wird vermutet, daß die Vererzung im Arbeitsgebiet eine syngenetisch-exhalative Genese hat (Kap. 4.3).

Das letzte Kapitel dieser Arbeit beschäftigt sich mit regionalen Fragen. Eine Übersicht über die generelle Gesteinsabfolge im Arbeitsgebiet und in östlich und westlich angrenzenden Gebieten legt den Schluß nahe, daß Überschiebungen regionalen Ausmaßes nicht existent sind, sondern daß in diesem Teil der Kaledoniden eine - *cum grano salis* - rein stratigraphische Abfolge vom präkaledonischen Basement bis zu silurischen Gesteinen durchschimmert, in der bedeutende Schichtwiederholungen fehlen.

Summary

The area on which the present paper is basing is situated near Sulitjelma, Northern Norway. It was mapped in detail during two summers' work.

There is to be found a series of psammitic, pelitic, and carbonatic meta-sediments, more than 2,000 Meters thick and of probable ordovician age.

Metamorphism this series underwent during the caledonian orogeny has been relatively high: the conditions were those of the staurolite-almandin-subfacies of the almandin-amphibolite-facies, probably under high pressure. It is shown that shifting of material during this high-grade metamorphism took place only over some 50 cm. Somewhat younger, but still pre-diaphthoritic, were settled large-scale aplitic veins. Under the conditions of the quartz-albite-muscovite-chlorite-subfacies of the greenschist-facies diaphthoritic transformations took place as well as shifting of material over several meters. Crystallization of minerals during the different metamorphic events was mainly after the respectively deformations.

Folding was very strong in that area, the folds being mostly overturned towards the west. It is shown that three phases of folding took place which, however, belong to only one act of deformation. The whole area is to be devided into four tectonic units which show different deformation-plans. It is supposed that those units were moved against each other in the time after folding had took place. Large-scale faults are lacking.

In the investigated area four concordant ore bearing layers are to be found, two of them belonging to the horizon in which the mines in the very surrounding of Sulitjelma are situated. In comparison with the metamorphic and tectonic features in the area the statement is possible that the substance of the ore-layers is in all cases of pre-orogenic age. It is presumed that they are of an exhalative-sedimentary ~~re~~ origin.

The general succession of strata in the present area is compared with that of adjoining areas situated easterly and westerly. As result there seems to be in general the same sequence of rocks all over this part of the Caledonides beginning with the pre-caledonian basement and ending with silurian beds. Consequently, it is not necessary to suppose great nappes in the sense of KUTSKY.

Vorwort

In den Sommern 1965 und 1966 führten Herr Dipl.-Geol. N. RAITH und ich im Auftrage der Grubengesellschaft A/S Sulitjelma Gruber in deren Konzessionsgebiet südlich und südwestlich von Sulitjelma (Nord-Norwegen) Kartierungsarbeiten durch.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einem Teil dieses gemeinsam kartierten, ca. 200 km² umfassenden Gebietes und hat die allgemeinen Probleme der dortigen Stratigraphie, Petrographie, Metamorphose und Tektonik zum Thema. Herr RAITH, der inzwischen in Sulitjelma eine Anstellung als Grubengeologe gefunden hat, wird in einer späteren Arbeit die speziellen Probleme der dortigen Vererzung behandeln.

Dem Anreger dieser Arbeit, meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER, danke ich sehr herzlich für die Betreuung dieser Arbeit und für seine Anteilnahme, die wesentlich zu ihrem Gelingen beitrug.

Zu Dank verpflichtet bin ich ferner den A/S Sulitjelma Gruber für ihre Unterstützung während der Geländearbeiten und für die Überlassung von Karten und Luftbildern.

Die "Stiftung Volkswagenwerk" gewährte mir für einen Teil der Zeit, in der ich mit der Auswertung der Geländebeobachtungen beschäftigt war, ein Stipendium, mit dem ich meinen Lebensunterhalt zu bestreiten vermochte. Auch der "Stiftung Volkswagenwerk" gebührt daher mein herzlicher Dank.

Schließlich möchte ich allen Kollegen danken, die mir mit Rat zur Seite standen und in Diskussionen zur Klärung manchen Problems beitrugen.

EINLEITUNG

Der regionalgeologische Rahmen

Das bearbeitete Gebiet liegt in den skandinavischen Kaledoniden, die sich mit nordöstlichem Streichen über 1500 km längs des Westrandes der fennoskandischen Masse erstrecken. Ein kurzer Überblick über die Grundzüge des stratigraphischen und tektonischen Aufbaus dieses Gebirgssystems, wie er sich aus der Literatur ergibt, soll zunächst den Rahmen für die eigentliche Arbeit geben (1).

Innerhalb der Kaledoniden wird zwischen einer "östlichen" und einer "westlichen" Fazies unterschieden. Die Unterschiede betreffen die Petrologie, die tektonische Stellung und zumeist auch das Alter der jeweiligen Gesteinsserien.

In östlicher Fazies liegen die Sedimente vor, die am östlichen Rande der kaledonischen Geosynkline abgelagert worden sind. Sie haben überwiegend geringe Mächtigkeiten und sind von der kaledonischen Orogenese nur schwach betroffen worden. Ihr Metamorphosegrad ist daher gering, ihre tektonische Lage autochthon. Ihr Alter ist zumeist eokambrisch bis unterkambrisch ("Sparagmit-Formation", "Sedimente vom Hyolithuszonentyp"). In Teilen Schwedens (Västerbotten, Jämtland) sind jedoch auch mittelkambrische bis ordovizische, im Oslo-Gebiet auch silurische Gesteine in östlicher Fazies entwickelt.

Westliche Fazies haben dagegen die Gesteine, die im kaledonischen Geosynklinaltrog abgelagert worden sind. Es handelt sich um mächtige, zumeist feinklastische Sedimente, denen stellenweise große Mengen basischer Effusiva ("Ophiolithe") eingeschaltet sind. Diese Gesteine sind der Orogenese kräftig unterworfen gewesen. Sie haben daher einen zumindest schwachen, oft aber hohen bis sehr hohen Metamorphosegrad. Ihre tektonische Lage ist überwiegend allochthon: sie sind

(1) Ich stütze mich dabei auf die Veröffentlichungen von HOLTEDAHL (1960), KAUTSKY (1949), KULLING (1960) und STRAND (1961).

von NW her auf das präkambrische Grundgebirge und seine geringmächtigen Hüllgesteine (östliche Fazies) überschoben worden. Das Alter der Gesteine in westlicher Fazies ist kambisch bis undersilurisch; als jüngstes ist bisher Wenlock nachgewiesen. Man spricht daher auch vom "westlichen Kambro-Silur" (2).

Alle norwegischen Kieslagerstätten (z.B. Vigsnes, Röros, die Vorkommen des Grong-Gebietes, Sulitjelma, die Vorkommen in der Umgebung von Tromsö) sind an diese westliche Fazies gebunden.

Innerhalb der westlichen Fazies werden zwei Regionen unterschieden. In der Trondheim-Region stehen niedrig metamorphe, im wesentlichen feinklastische Sedimente an, die reich an eingeschalteten basischen, seltener auch sauren Laven sind. In der Nordland-Region sind dagegen karbonatreiche Gesteine häufig, Effusiva sollen eine vergleichsweise geringere Rolle spielen. In dieser Nordland-Region liegt das bearbeitete Gebiet. Hier war die Metamorphose kräftig und führte nicht selten zur Bildung von Migmatiten und palingenen Graniten, die von den meisten Forschern für regenerierte Teile des unterlagernden Präkambriums gehalten werden.

Das Arbeitsgebiet

Das Gebiet, von dem hier die Rede sein wird, liegt zwischen $15^{\circ} 30'$ und $15^{\circ} 45'$ östlicher Länge und zwischen $67^{\circ} 00'$ und $67^{\circ} 10'$ nördlicher Breite in der Provinz Nordland, Nord-Norwegen. Fig. 1 zeigt die Lage; das Arbeitsgebiet ist schwarz eingezzeichnet. Diese Karte enthält zur Orientierung weitere geographische Angaben, die später im Zusammenhang mit anderen Arbeiten noch erwähnt werden.

(2) Der Begriff "östliches Kambro-Silur" umfaßt dagegen auch die Ablagerungen auf dem fennoskandischen Schild, z.B. auf Gotland.

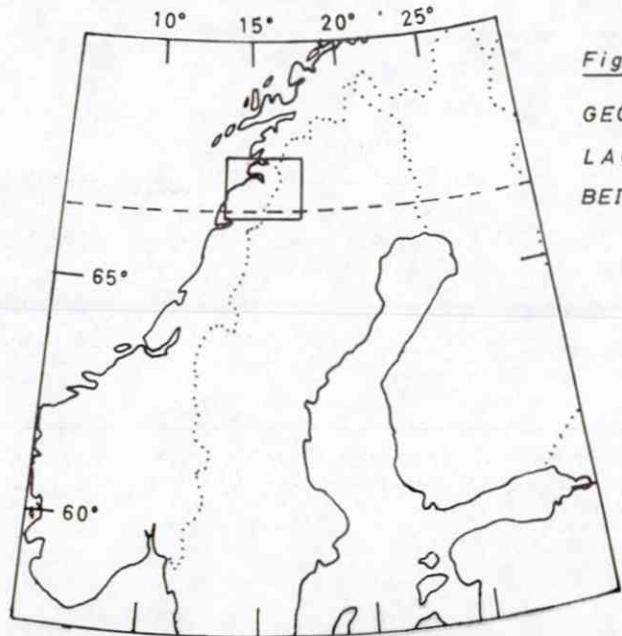
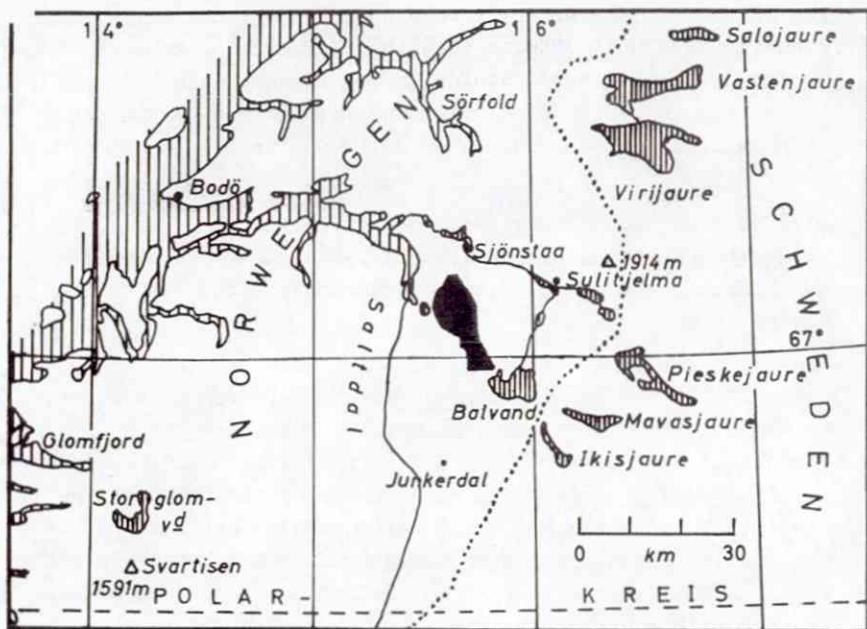


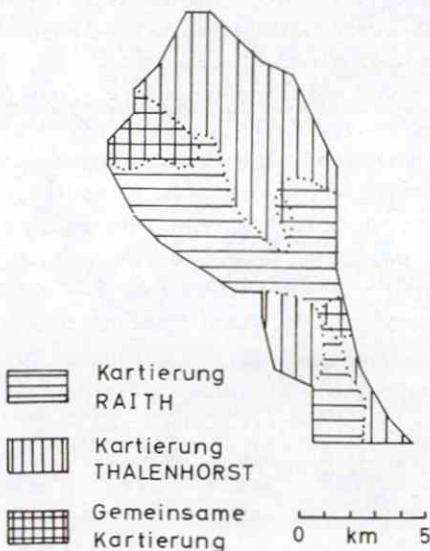
Fig. 1:
GEOGRAPHISCHE
LAGE DES AR-
BEITSGEBIETES

Als Kartenunterlage dienten die Blätter "Saltdal", "Sulitjelma" und "Balvatn" der Karte Norwegen 1 : 50 000. Hinzu kamen Luftbilder im Maßstab 1 : 16 000 bis 1 : 18 000, die vom gesamten Gebiet zur Verfügung standen.

Das Arbeitsgebiet liegt auf einer flach nach Osten ansteigenden, schiefen Ebene, die durch ein mäßig steiles Relief untergliedert wird und im Westen steil zum Saltdalsfjord bzw. zum Saltdal hin abfällt. Die größten Höhenunterschiede betragen 700 m.

Wie bereits erwähnt, haben N. RAITH und ich in den Sommern 1965 und 1966 gemeinsam ungefähr 200 km² südlich und südwestlich von Sulitjelma kartiert. Als Basis der vorliegenden Arbeit dient der West-Teil dieses gesamten Gebietes, der hier als Arbeitsgebiet bezeichnet wird. Es umfaßt eine Fläche von ca. 90 km², die wir etwa zu gleichen Teilen bearbeitet haben (Fig. 2) (3). Zur Hälfte stammen daher die verwerteten Beobachtungen und Messungen aus den Geländebüchern, die N. RAITH mir freundlicherweise überlassen hat.

Fig. 2: AUFTEILUNG DES ARBEITSGEBIETS BEI DER KARTIERUNG



(3) Aus versorgungstechnischen Gründen war eine weitergehende räumliche Trennung der jeweiligen Einsatzorte nicht möglich.

Quartärgeologie

Das quartäre Eis hat im Arbeitsgebiet nur einiges Lockermaterial hinterlassen. Darunter befinden sich gerundete Blöcke, die mehrere Meter groß werden können und zuweilen am westlichen Ende einer Gletscherschramme liegen. Überhaupt ist Eistriemung weit verbreitet. Sie hat ost-westlichen bis ostsüdost-westnordwestlichen Verlauf, die Transportrichtung war von Ost nach West. Die Wirkung des Eises ist besonders an der Morphologie des Gebietes zu spüren, die in starkem Maße selektiv gestaltet worden ist. So sind harte Bänke, die innerhalb weicherer Gesteine liegen, oft ausgezeichnet herauspräpariert worden. Die vielen Seen verdanken ihre Entstehung ebenfalls der selektiv schürfenden Wirkung des Eises. Manche gegen die Verwitterung besonders widerstandsfähigen Gesteine haben jetzt noch eine völlig glatt geschliffene Oberfläche. Besonders im Gebiet Vatnfjell - Knallerdalen finden sich nicht selten Strudellöcher, die Durchmesser von einem Meter erreichen.

1 STRATIGRAPHIE und PETROGRAPHIE

In der näheren und weiteren Umgebung von Sulitjelma und damit auch im Arbeitsgebiet steht eine mächtige Serie von Paraschiefern und -gneisen an. SJÖGREN (1896, 1900b), HOLMSEN (1917) und Th. VOGT (1922, 1927) haben dafür - zunächst im engeren Sulitjelma-Gebiet - die stratigraphische Gliederung erarbeitet und von unten nach oben folgende Gesteinsserien unterschieden: Sjönstaa-Abteilung, Furulund-Abteilung und Baldoaivve-Abteilung. Diese Gliederung ist bereits von VOGT selber, später auch von DYBDAHL (1951) auf Gebiete westlich und südwestlich von Sulitjelma und damit auf die nördlichen Teile des Arbeitsgebietes übertragen worden.

Im Verlauf der Kartierungsarbeiten gelang es N. RAITH und mir, in allen Abteilungen noch je zwischen einem unteren und einem

oberen Teil zu unterscheiden. Im Liegenden der Sjönstaa-Abteilung fanden wir eine weitere Gesteinsserie, für die der Name Steinkjerring-Abteilung vorgeschlagen wird (nach dem See Steinkjerring-Vand, ca. R 27250 / H 37500). Auch diese Gesteinsserie konnte in sich noch einmal unterteilt werden. Von den in ihrem Liegenden anstehenden Gesteinen wurden nur die obersten Lagen bearbeitet, so daß es nicht lohnte, ihnen einen eigenen Abteilungsnamen zu geben.

1.1 Gesteinsabfolge, Ausgangsgesteine

1.11 Gesteine im Liegenden der Steinkjerring-Abteilung

Von den Gesteinen im Liegenden der Steinkjerring-Abteilung wurden nur die obersten Lagen untersucht. Im mittleren Knallerdal treten in der Nähe des ned. Knallerdalsvand mittel- bis grobkörnige, rostig anwitternde Staurolith-Zweiglimmer-Quarz-Bändergneise auf (Gest. 1, Fig. 3), die mindestens 100 m mächtig sind (4).

Mineralbestand: Quarz (43.5 Vol-%), Muskowit (30.5%), Biotit (20%), Staurolith (5%) und als Akzessorien Orthit, opake Körner (Ilmenit?), Turmalin und Apatit (zus. 1%) (5).

Das Gefüge ist heteroblastisch: große Staurolith-Idioblasten liegen in mittel- bis feinkörniger Matrix. Im mm-Bereich wechseln Quarz-Muskowit-, Muskowit-Biotit- und Biotit-Quarz-Lagen miteinander ab.

Das Ausgangsgestein ist wohl ein quarsandgebänderter Perlit gewesen.

1.12 Steinkjerring-Abteilung

1.12.1 Unterer Teil der Steinkjerring-Abteilung

Der untere Teil der Steinkjerring-Abteilung ist überwiegend

-
- (4) Ich schließe mich hier der Nomenklatur von WINKLER (1967) an. Danach sind Phyllite, Schiefer und Gneise nur nach ihrem Gefüge, nicht aber nach ihrem Mineralbestand von einander unterschieden.
 - (5) In den Angaben in Vol-% sind immer eventuelle Umwandlungsprodukte eines Minerals mit enthalten. Die Modalbestände wurden in allen Fällen durch Schliffvermessung gewonnen.

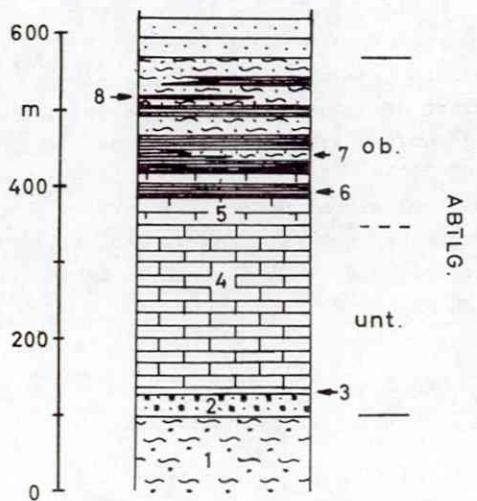


Fig. 3: GESTEINSABFOLGE DER STEINKJERRING - ABTLG.

karbonatisch ausgebil-det. An der Basis liegt jedoch zunächst eine 30 bis 40 m mächtige Serie von Meta-Feldspat-Arkosen und Meta-Quarz-Arkosen (Gest. 2, Fig. 3), die nach oben langsam karbonatreicher werden ("Übergangsgestein", Nr. 3 in Fig. 3) und schließlich in grusig verwit-ternde, grau gefärbte unreine Marmore (Gest. 4, Fig. 3) übergehen, die eine Mächtigkeit von 210 bis 220 m erreichen.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Mikr. | Karb. | Plag. | Musk. | Bio. | Pyrit | Akz. |
|-------------------------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|
| Meta-Feldsp.- Arkose | 20.0 | 62.0 | -- | 12.0 | 5.0 | 1.0 | 0.3 | |
| Meta-Quarz- Arkose | 67.5 | -- | 14.0 | 14.5 | 2.8 | -- | 1.4 | 0.1 |
| Übergangs- gestein | 28.5 | 8.5 | 26.0 | 17.0 | 11.0 | 8.0 | 0.2 | 0.8 |
| Unreiner Marmor | 27.5 | 4.4 | 31.0 | 6.4 | 27.0 | 0.7 | 1.9 | 1.3 |

Der Plagioklas ist in allen Fällen ein basischer Oligo-klas (7). Akzessorien sind: Apatit, Zirkon, Rutil, Orthit, Graphit und Titanit. Typisch vor allem in den Marmoren sind bis zu 5 mm große, idiomorphe Pyrit-Kristalle.

Das makroskopische wie das mikroskopische Gefüge dieser Gesteine ist gekennzeichnet durch ausgeprägten Lagen- und

-
- (6) Bei der Benennung der Meta-Psammite folge ich der Einteilung von CORRENS (1967).
 (7) Über die An-Gehalte der Plagioklase vgl. S. 29 f.

Materialwechsel im mm- bis cm-Bereich, der hauptsächlich durch den unterschiedlichen Gehalt an Muskowit und Kalkspat hervorgerufen wird; dabei verhalten sich diese beiden Mineralien in ihren Anteilen gegenläufig. In den karbonatreichen Gesteinen sind daher zwei Teilgefügebereiche zu unterscheiden: ein granoblastischer (Karbonat, Quarz, Feldspäte) und ein lepidoblastischer (Glimmer). Zuweilen auftretende Feinfältelung setzt sich nur in den glimmerreichen Lagen durch.

Die beiden Teilgefügebereiche spiegeln den primären Wechsel bei der Ablagerung wider: in rascher Folge wurde einmal mehr arkosisches, einmal mehr karbonatisches Material sedimentiert; dazwischen legten sich noch tonreiche Lagen.

1.12_2_ Oberer Teil der Steinkjerring-Abteilung

Die Gesteine, die im oberen Teil der Steinkjerring-Abteilung zusammengefaßt werden, erreichen eine Mächtigkeit von 220 m. Aus den Marmoren des unteren Teils der Steinkjerring-Abteilung entwickeln sich durch stetige Zunahme des Glimmer-Gehaltes zunächst Kalkglimmerschiefer (Gest. 5, Fig. 3) (8), und schließlich dunkle, rostig anwitternde Graphit-Schiefer (Gest. 6, Fig. 3), denen Karbonat völlig fehlt.

Mineralbestand: Quarz (36.5 Vol-%), Muskowit (29%), Biotit (17%), Graphit (9.5%), basischer Oligoklas (7%) und als Akzessorien (1%) Rutil, Pyrit, Turmalin und Apatit. Die makroskopische Braunfärbung hat ihre Ursache in fein verteiltem Brauneisen, das vor allem auf Korngrenzen und Rissen im Gestein verteilt ist.

Gefüge: lepidoblastische Muskowitlagen wechseln mit granoblastischen Quarzlagen. Die Muskowitlagen zeigen eine außerordentlich starke Feinfältelung mit überwiegend zerscherten Falten, so daß einzelne Faltenteile unkonform aneinanderstoßen. Die Zwischenräume sind durch rekristallisierten Quarz mit ausgezeichnetem Pflastergefüge verheilt. Über die Faltenstränge aus feinschuppigem Muskowit ist grobschuppiger Biotit postdeformativ hinweggewachsen.

Ausgangsgestein: quarzsandgebänderter Pelit, reich an organischer Substanz.

In diesen Graphit-Schiefern finden sich zunächst noch einzelne

(8) Diese Kalkglimmerschiefer sind denen der Furulund-Abteilung so ähnlich, daß auf die dortige Beschreibung verwiesen werden kann (vgl. S. 15 f.).

Bänke von Kalkglimmerschiefern, die aber nach oben hin immer weiter zurücktreten. Dafür schalten sich mehr und mehr bankig absondernde, sehr feste Granat-Zweiglimmer-Quarz-Schiefer (Gest. 7, Fig. 3) ein. Deren letztes Auftreten im Hangenden gibt die Grenze zur Sjönstaa-Abteilung.

Mineralbestand: Quarz (39 Vol-%), Muskowit (36%), Biotit (14%), Granat (7%), opake Nadeln, wahrscheinlich Ilmenit (1.5%), basischer Oligoklas (2%) und als weitere Akzessorien Orthit, Apatit, Turmalin, Titanit, Rutil und selten Zirkon (zusammen 1%).

Das Gefüge ist heteroblastisch: große Granat-Idioblasten liegen in mittelkörniger Grundmasse. Die Granate führen helizitische Wirbel von Quarz-Körnern und Ilmenit-Nadeln. Auch in diesem Gestein ist Lagenwechsel deutlich: z.T. feingefärbte Glimmerlagen wechseln mit granoblastischen Quarzlagen ab.

Ausgangsgestein: quarzsandgebänderter Pelit.

Selten finden sich im oberen Teil der Steinkjerring-Abteilung bis 1 m mächtige, gebänderte Amphibolite (Gest. 8, Fig. 3) konkordant im übrigen Gesteinsverband. Ihr Plagioklas-Gehalt ist im Vergleich zu den Amphiboliten und Amphibol-Schiefern der Sjönstaa- und Furulund-Abteilung nur gering, oder Plagioklas fehlt ganz.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Hbl. | Karb. | Bio. | Opak | Quz. | Plag. | Akz. |
|------------------|------|-------|------|------|------|-------|------|
| R ₂₂ | 64.5 | 12.5 | 7.5 | 7.3 | 2.7 | 3.5 | 2.4 |
| R _{13b} | 74.2 | 1.0 | 11.0 | 0.4 | 10.5 | --- | 3.1 |

Opake Nadeln können als Ilmenit angesprochen werden. Akzessorien sind vor allem Rutil und Apatit, seltener auch Orthit, Zirkon, Titanit. Der Plagioklas ist ein saurer Andesin. Hornblende wird kräftig in Chlorit umgewandelt, das Karbonat ist teils authigen, teils diaphthoritisch.

Das Gefüge ist in beiden Gesteinen nematoblastisch mit guter Regelung der Hornblenden in S. Dadurch sind diese Gesteine gut teilbar. Einzelne Nester sind mit Quarz und Plagioklas (R₂₂) bzw. nur mit Quarz (R_{13b}) angefüllt.

Ausgangsgestein: Diese Amphibolite sind wegen ihrer Bänderung am einfachsten als Meta-Tuffe oder Meta-Tuffite aufzufassen. Der hohe Anteil an Ti-Mineralien spricht gegen die Deutung als ehemalige Dolomitmergel.

1.13 Sjönstaa-Abteilung

Der locus typicus für die Gesteine der Sjönstaa-Abteilung ist der etwa 10 km westlich Sulitjelma gelegene Haltepunkt Sjönstaa der Sulitjelma-Bahn.

1.13.1 Unterer Teil der Sjönstaa-Abteilung

Der untere Teil der Sjönstaa-Abteilung, der eine Mächtigkeit von etwa 450 m erreicht, ist sehr einheitlich aus feinkörnigen, zumeist bankigen, hellen Gesteinen aufgebaut, die schon REKSTAD (1917) wegen ihres massigen Charakters ausdrücklich den umliegenden "Glimmerschiefern" als "Gneise" gegenübergestellt hat.

Es handelt sich um Meta-Grauwacken (Gest. 9, Fig. 4), die im wesentlichen aus Quarz, Plagioklas und Biotit zusammengesetzt sind. Biotit ist zumeist in dünnen, mm-dicken Lagen angereichert, an denen sich nicht selten eine intensive Feinfältelung ablesen läßt. Bankweise kann Biotit auch zurücktreten, so daß die Paralleltextur des Gesteins dann nur undeutlich ausgeprägt ist. In den liegenden Teilen dieser psammitischen Serie fehlt Granat zunächst noch, wird zum Hangenden hin aber zunehmend häufiger.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Plag. | Bio. | Gran. | Klin. | Karb. | Mikr. | Akz. |
|------------------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| T _{81b} | 38.5 | 28.3 | 18,0 | -- | 9.0 | 3.5 | 0.7 | 2.0 |
| R ₁₀ | 32.0 | 22.5 | 36.5 | 7.0 | 0.2 | --- | --- | 2.0 |
| R ₁₁ | 50.0 | 26.5 | 19.0 | 2.5 | 1.0 | --- | --- | 1.5 |

Akzessorien sind vor allem Apatit, daneben auch Zirkon, Turmalin, Pyrit, Ilmenit und Titanit. Der Plagioklas ist zumeist ein saurer Andesin.

Das Gefüge ist bei höherem Granat-Gehalt heteroblastisch. Bei hohem Glimmer-Gehalt (R₁₀) kann zum granoblastischen Gefüge (Quarz, Plagioklas) ein lepidoblastisches Teilgefüge (Biotit) hinzutreten. Selten läßt sich in diesen Gesteinen, vor allem in der Vatnfjell-Antiklinale, eine zweite Schieferung beobachten, die ebenfalls durch geregelte Biotite verdeutlicht wird.

In die obersten Partien des unteren Teils der Sjönstaa-Abteilung schalten sich zuweilen sehr helle, ebenfalls massive Meta-Feldspat-Arkosen ein (Gest. 10, Fig. 4). Diese hellen Bänke keilen jedoch zumeist nach einigen 100 m wieder aus.

Mineralbestand: Quarz (41 Vol-%) und Oligoklas-Andesin (42.5%) bauen ein feinkörniges, granoblastisches Pflastergefüge auf, in das parallel zu S Muskowit (8%) und Biotit (7.5%) eingelagert sind, ohne jedoch zu einem eigenen Teilgefüge zusammenzutreten. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Orthit, Apatit und Titanit (zus. 1%).

Das Gefüge ist homöoblastisch. Ein schwacher Materialwechsel ist durch unterschiedlich starke Glimmerführung verschiedener Lagen bedingt.

Im unteren Teil der Sjönstaa-Abteilung ist die Gesteinsausbildung sowohl horizontal als auch vertikal außerordentlich gleichförmig. Das läßt auf eine gleichmäßige und ungestörte Sedimentation schließen. Es wurden fast ausschließlich Grauwacken abgelagert, die nur in ihrem Ton-Gehalt Schwankungen zeigen. Außerdem ist bemerkenswert, daß Amphibolite völlig fehlen.

1.13_2 Oberer Teil der Sjönstaa-Abteilung

Diese psammitische Fazies ist lokal auch im oberen Teil der Sjönstaa-Abteilung zu finden: es wurden glimmerarme Meta-Feldspat-Arkosen (Gest. 11, Fig. 4) abgelagert, die einen hohen Mikroklin-Anteil haben. Wegen des geringen Mafit-Gehaltes heben sich diese Gesteine außerordentlich deutlich als fast weiße Bänder vor allem gegen die hangenden, grau bis bräunlich gefärbten Furulund-Schiefer ab.

Mineralbestand: Quarz (37.5 Vol-%), Mikroklin (34.5%), basischer Oligoklas (17.7%), Biotit (6%), Muskowit (3.5%), Apatit und Zirkon (zusammen 1%).

Gefüge: granoblastisch-homöoblastisch mit parallel S sehr gut geregelten Glimmern, die dadurch die Schieferung markieren.

Ausgangsgestein: Zweifeldspat-Arkosen mit geringem Ton-Gehalt. Da die Glimmerführung lagenweise wechselt, die einzelnen glimmerreichen Lagen aber meist nur einige dm bis m aushalten, kann mit Vorbehalt auf bewegte Ablagerungsverhältnisse geschlossen werden.

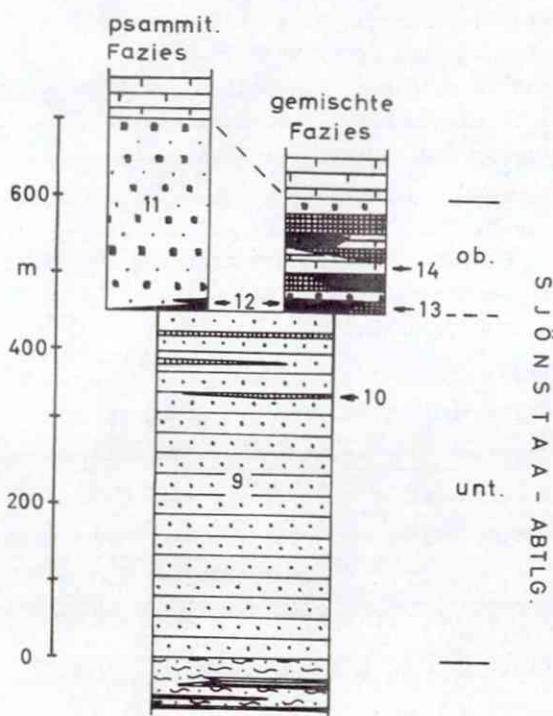


Fig. 4: GESTEINSABFOLGE DER SJÖNSTAA-ABTEILUNG

Im Bereich des Staalberget wird der obere Teil der Sjönstaa-Abteilung fast völlig von den Meta-Feldspat-Arkosen eingenommen, die eine Mächtigkeit von etwa 250 m erreichen.

Überall sonst treten jedoch im oberen Teil der Sjönstaa-Abteilung Amphibolite (Gest. 12, Fig. 4) und Amphibol-Schiefer (Gest. 13) in buntem Wechsel mit den Meta-Feldspat-Arkosen und mit Kalkglimmerschiefern (9) (Gest. 14) auf. Diese gemischte Fazies ist besonders typisch am Ostflügel der Vatnfjell-Antiklinale südlich des öv. Knallerdalsvand

ausgeprägt. Beilage III zeigt die intensive Verzahnung dieser Gesteine sehr deutlich.

Die Amphibolite werden als intermediäre Effusiva, die Amphibol-Schiefer als deren Tuffe und Tuffite gedeutet. Für die eindeutige Identifizierung der Amphibolite als Effusiva fehlen wegen der metamorphen Überprägung direkte Beweise (Pil-

(9) Diese Kalkglimmerschiefer sind denen der Furulund-Abteilung außerordentlich ähnlich; ich verweise daher auf die Beschreibung S. 15 f.

low-Gefüge, Intersetal-Gefüge). Aber die begleitenden Amphibol-Schiefer sind wegen ihrer zumeist deutlichen Bänderung im cm- bis mm-Bereich und wegen ihres hohen Ti-Gehaltes ziemlich sicher als Tuffe oder Tuffite ansprechbar. Dies kann wenigstens als indirekter Beweis für die Deutung der Amphibolite als Effusiva gelten.

In der folgenden Tabelle stammt Probe T_{20} von einem massigen, ungeschiefererten Amphibolit, der als Meta-Effusiv gedeutet wird. T_{12} und T_{19} sind gut geschieferete, aber ungebänderte, T_{21} und R_1 fein gebänderte Amphibol-Schiefer.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Hbl. | Plag. | Bio. | Klin. | Quz. | Erz | Ti-Min. | Gran. | Akz. |
|----------|------|-------|------|-------|------|-----|----------|-------|------|
| T_{20} | 66.3 | 26.7 | 2.9 | 1.6 | -- | 0.2 | 2.2 (TR) | -- | 0.2 |
| T_{19} | 52.9 | 35.9 | 0.1 | 7.0 | 0.5 | --- | 3.4 (T) | -- | 0.2 |
| T_{12} | 32.3 | 33.5 | 13.8 | 10.8 | 4.8 | 0.1 | 4.7 (T) | -- | 0.1 |
| T_{21} | 30.3 | 30.5 | 22.3 | 0.5 | 6.5 | 3.7 | 2.0 (T) | 2.0 | 2.6 |
| R_1 | 22.2 | 25.5 | 1.0 | 0.1 | 46.5 | 0.4 | 0.7 (R) | 2.4 | 1.7 |

Ti-Mineralien sind Titanit (T) und Rutil (R). Der Plagioklas ist fast immer ein basischer Oligoklas; in Probe R_1 findet sich dagegen saurer Bytownit (vgl. S. 1). Einziges akzessorisches Mineral ist in den ersten vier Proben Apatit, R_1 führt außerdem Zirkon, Muskowit und Karbonat.

Vergleicht man die ersten vier Modalanalysen miteinander, so kommt deutlich der Trend vom reinen Effusivgestein (T_{20}) mit fehlendem Quarz über den reinen Tuff (T_{19}) mit geringem Quarz-Gehalt zum Tuffit (T_{12} und T_{21}) mit deutlich höherem Quarz-Anteil zum Ausdruck. Gleichsinniges Verhalten zeigt auch der Biotit. Entsprechend dieser Tendenz sinkt der Anteil der Hornblende vom Effusiv zum Tuffit hin erheblich ab, während der Plagioklas-Gehalt ungefähr konstant bleibt. Granat ist nur in den stark "verdünnnten" Tuffiten zu finden. Bemerkenswert ist auch, daß im Tuffit der Erz-Gehalt merklich hoch sein kann; es handelt sich um Magnetkies.

Etwas anders sind die Verhältnisse bei R_1 : hier wechseln dünne Hornblende-Plagioklas-Lagen (ehemals tuffogene Sedimentation) mit reinen Quarz-Lagen (psammitische Sedimentation) ab.

Das Gefüge zeigt immer zwei Teilbereiche: einen granoblastischen (Plagioklas, Quarz) und einen nematoblastischen

(Hornblende). Dazu kommt bei T_{21} wegen des lagenweise angereicherten Biotits noch ein lepidoblastischer. Die Regelung der mafitischen Minerale ist unterschiedlich: in den Meta-Tuffen und -Tuffiten ausgezeichnet, im Amphibolit nur angedeutet bis fehlend.

Der obere Teil der Sjönstaa-Abteilung ist in reiner Arkose-Fazies am Staalberget entwickelt. Reine vulkanische Fazies ist dagegen nirgends verwirklicht; die Vulkanite sind immer mit klastischen Sedimenten vergesellschaftet. Die Mächtigkeit in dieser gemischten Fazies liegt bei 150 m.

1.14 Furulund-Abteilung

Typikalität ist der Ortschaftsteil Furulund in Sulitjelma. Die Gesamtmächtigkeit der Furulund-Abteilung liegt zwischen 800 und 1000 m.

Durch die neu durchgeführte Unterteilung der Furulund-Abteilung in einen oberen und einen unteren Teil wird die Erzprospektion vereinfacht, da die Vererzung erfahrungsgemäß überwiegend an die Gesteine des oberen Teils der Furulund-Abteilung gebunden ist.

1.14.1 Unterer Teil der Furulund-Abteilung

Die Mächtigkeit des unteren Teils der Furulund-Abteilung ist schwer abzuleiten, da sich aus den verschiedenen Profilen (Beilage II) ziemlich unterschiedliche Werte ergeben: der kleinste liegt bei 450m, der größte bei 700m. Die sehr ein-tönigen Kalkglimmerschiefer (s.u.) sind nämlich oft kräftig isoklinal verfaltet. Man muß vermuten, daß diese Faltung häufig nicht beobachtbar ist und kann daher annehmen, daß der kleinste Wert den wahren Verhältnissen am nächsten kommt. Andererseits ist natürlich nicht auszuschließen, daß sich der geschilderte Effekt auch mit primären Mächtigkeitsschwankungen überlagert.

Im Westen des Arbeitsgebietes liegt direkt über den Gesteinen der Sjönstaa-Abteilung ein grobkörniger Granat-Hornblende-

Quarz-Schiefer (Gest. 15, Fig. 5), der sich bei einer Mächtigkeit von nur 3 bis 5 m doch über eine Entfernung von ca. 5 km verfolgen läßt.

Mineralbestand: Quarz (39 Vol-%), Hornblende (17.5%), Granat (15.5%), basischer Oligoklas (12%), Biotit (9%), Pyrit (5%), Zirkon und Apatit (zusammen 2%).

Das Gefüge kräftig heteroblastisch durch Granat, der bis zu 1 cm groß wird, und durch Hornblende, die 5 mm Länge erreicht. Da nur ein Schliff ausgezählt wurde, stellt daher der oben angegebene Modalbestand nur einen Anhaltspunkt dar. Biotit und Hornblende sind gut parallel S ge- regelt, sie fließen um die Granat-Körner herum.

Ausgangsgestein: (dolomitisch-) mergeliger Pelit.

Typisch für den unteren Teil der Furulund-Abteilung sind jedoch Kalkglimmerschiefer (Gest. 16, Fig. 5), milde, karbonatreiche, bräunlich anwitternde Gesteinen, die auch als "Sulitjelma-Schiefer" oder "Furulund-Schiefer" bezeichnet wurden. Zuweilen kann der Kalk-Gehalt in diesen Gesteinen so zunehmen, daß unreine Marmorbänkchen entstehen. Charakteristisch sind konkordante, zumeist stark boudinierte und bis 1 m mächtige Lagen, die fast ausschließlich aus grobkörnigem, kräftig undulös auslöschendem Quarz bestehen. Ich nehme an, daß es sich dabei um ehemalige quarzarenitische Lagen handelt. In An- tracht ihrer Zusammensetzung (s.u.) können die Kalkglimmerschiefer daher als ehemalige quarzsandgestreifte, tonige Mergel angesprochen werden.

Schon makroskopisch lassen sich zwei Varietäten unterscheiden: die häufigere mit Granat neben Biotit, die etwas seltenerne mit Hornblende statt Granat (Probe T₁₇). Beide Varietäten können vertikal und horizontal ineinander übergehen.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Plag. | Bio. | Karb. | Klin. | Gran. | Hbl. | Akz. |
|-----------------|------|-------|------|-------|--------------------|-------|------|------|
| T ₅ | 31.7 | 30.2 | 28.9 | 5.2 | 1.0 | 2.4 | -- | 1.0 |
| T ₅₃ | 40.0 | 24.9 | 22.8 | 4.8 | 0.7 | 6.0 | -- | 0.8 |
| T ₅₈ | 21.8 | 26.2 | 31.6 | 11.3 | 7.8 | 1.0 | -- | 0.3 |
| T ₁₇ | 26.4 | 17.2 | 28.2 | 4.6 | 6.6 ⁺) | -- | 16.5 | 0.7 |

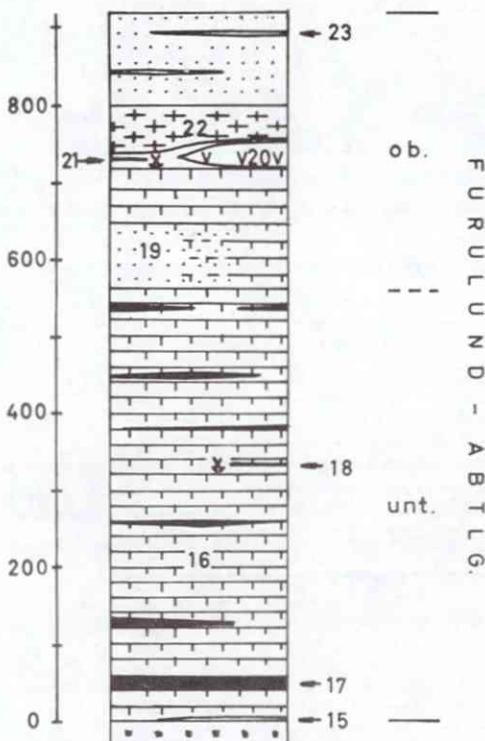


Fig. 5: GESTEINSABFOLGE DER FURULUND - ABTEILUNG

man von den oben beschriebenen Quarzlagen absieht.

Typische Gesteine im unteren Teil der Furulund-Abteilung sind Amphibolite, selten auch Amphibol-Schiefer (Gest. 17, Fig. 5), die etwa 10 bis 15% der Gesamtmaßigkeit einnehmen. Sie sind damit in dieser stratigraphischen Einheit besonders häufig.

Die Amphibolite enthalten wenig oder gar keinen Quarz. Sie werden bis zu 35 m mächtig, ihr Habitus ist massig, eine Schieferung fehlt ihnen oder ist nur in den randlichen Partien mäßig ausgebildet. Die Amphibol-Schiefer führen dagegen

Der Plagioklas ist überwiegend Andesin. Akzessorien sind in allen Proben Apatit, Rutil, Zirkon, Turmalin, Graphit und Magnetkies, daneben treten Orthit, Ilmenit und Titanit auf. Das Karbonat ist zumeist Calcit. Selten kommt jedoch auch ein Fe-haltiges Karbonat vor; das ergibt sich aus der Beobachtung, daß diese Karbonatkörper auf den Spaltflächen Brauneisen führen, die unmittelbar angrenzenden Mineralien aber nicht.

Das Gefüge der Kalkglimmerschiefer ist immer heteroblastisch: je nach der Paragenese liegen große Granat-, Hornblende- oder Pseudozoisit-Körper, zumeist in hypidiomorpher bis idiomorpher Gestalt, in einer mittelkörnigen Matrix der übrigen Minerale. Dabei zeigen Granat und Hornblende in der Anordnung ihrer z.T. massenhaften Einschlüsse ein häufig gedrehtes Intern. S. Die Teilbarkeit der Kalkglimmerschiefer geht auf die gute Regelung der Biotite zurück, die aber nur selten zu einem lepidoblastischen Teilgefüge zusammen treten. Lagenwechsel ist in diesen Gesteinen im Dünnschliffbereich wenig ausgeprägt, wenn

einen bedeutenden Anteil Quarz, werden höchstens einige Meter mächtig, sind immer deutlich geschiefert und häufig auch gebändert.

Die meisten der in der Karte eingezeichneten Amphibolite des unteren Teils der Furulund-Abteilung sind in Ausbildung und Mineralbestand identisch mit den Proben T_2 und T_{63} ; die übrigen Proben sind weniger typische Beispiele.

Mineralbestand (in Vol-%):

A m p h i b o l i t e

| | Hbl. | Plag. | Bio. | Quz. | EZG ⁺) | Ti-Min. | Opak | Akz. |
|----------|------|-------|------|------|--------------------|---------|------|------|
| T_2 | 61.3 | 29.7 | 3.2 | 2.5 | --- | 2.0 | --- | 1.0 |
| T_{63} | 66.5 | 22.9 | Sp. | -- | 7.5K | 3.1 | --- | 0.2 |
| R_{23} | 45.6 | 22.2 | 8.7 | -- | 1.7K | 2.2 | Sp. | 0.6 |
| R_{29} | 56.4 | 20.7 | Sp. | 0.7 | 21.2P | 0.7 | Sp. | 0.3 |
| T_{15} | 55.6 | 40.1 | 0.6 | -- | --- | 0.9 | 1.4 | 1.3 |
| T_{16} | 60.1 | 30.7 | -- | -- | --- | 5.0 | 2.5 | 1.8 |

A m p h i b o l - S c h i e f e r

| | | | | | | | | |
|----------|------|------|-----|------|-------|-----|-----|-----|
| T_2 | 22.8 | 41.4 | -- | 33.2 | --- | 1.4 | 0.9 | 0.4 |
| T_{26} | 26.5 | 9.0 | 0.3 | 46.0 | 16.3P | 1.6 | --- | 0.2 |
| T_{27} | 21.0 | 16.5 | 0.6 | 47.0 | 12.3P | 1.0 | 1.5 | 0.2 |
| T_{71} | 31.5 | 33.3 | 1.0 | 27.8 | Sp.K | Sp. | 5.4 | 1.0 |

+) EZG = Epidot-Zosit-Gruppe; dabei bedeutet K = Klinozoisit und P = Pseudozoisit.

R_{23} hat außerdem noch 19.6% Calcit, da die anderen Minerale nur unwesentlich verdrängt, es ist authigen. Die opaken Mineralien in T_{71} sind Magnetkies (4.2%), Kupferkies (0.5%), daneben etwas Zinkblende und Ilmenit (Untersuchung im Erzanschliff). In T_{16} tritt vor allem Magnetkies auf (kein Erzanschliff). Die Ti-Mineralien sind Rutile und/oder Titanit, Ilmenit ist unter der Rubrig Opak eingetragen. Akzessorien sind: vor allem Apatit, daneben Zirkon und Orthit, in T_{16} außerdem noch Granat. Der Plagioklas ist zumeist ein basischer Oligoklas, seltener ein saurer Andesin. T_{37} führt dagegen basischen Labradorit (vgl. S. 30).

Das Gefüge ist zusammengesetzt: kleine Plagioklas- (und Quarz-) Körner bilden ein granoblastisches, größere Hornblende-Stengel ein nematoblastisches Teilgefüge. Die Regelung der Hornblenden ist sehr unterschiedlich: in den Amphiboliten schwach bis fehlend, in den Amphibol-Schiefern mäßig bis gut.

Außer bei T_3 ist in den Amphibol-Schiefern Bänderung zu beobachten: T_{26} und T_{37} zeigen einige mm bis 2 cm dicke, reine Quarzlagen, und in T_{71} wechselt der Anteil der Hornblende lagenweise; hier sind die Lagen außerdem noch kräftig verfaltet, und in den geneigten Achsenebenen hat sich Erz angereichert.

Diese Gesteine sind von den bisherigen Bearbeitern - mit Ausnahme von G. KAUTSKY (1949, 1954) - als "Gabbros" oder "Saussurit-Gabbros" bezeichnet und als intrusiv aufgefaßt worden. Sie seien kurz vor oder während der Orogenese in die Schiefer eingedrungen, von Metamorphose und Faltung aber noch erfaßt worden. Dieses prä- bis synorogene Alter ergibt sich aus dem Mineralbestand und aus der Konkordanz mit den verfalteten Schiefern (10).

Die Frage, ob die Amphibolite und Amphibol-Schiefer im Verhältnis zu ihren ehemals sedimentären Nebengesteinen syn- oder epigenetisch sind, wird wohl nie mit völliger Sicherheit zu beantworten sein, denn ihre primären Gefügemerkmale wie auch etwaige Kontakterscheinungen in den Nebengesteinen sind durch die Metamorphose ausgelöscht worden. Ich möchte trotz dieser Unsicherheit diese Gesteine aber als effusiv auffassen, und zwar aus folgenden Gründen:

- a) Die Amphibol-Schiefer müssen wegen ihrer ausgeprägten Bänderung als Tuffe oder Tuffite aufgefaßt werden, denn eine solche Bänderung kann nur als sedimentäres Anlagerungsgefüge gedeutet werden. Die Amphibolite stehen in so engem Feldzusammenhang mit diesen Meta-Tuffen und -Tuffiten, daß ein genetischer Zusammenhang sicher vorhanden ist.
- b) Von sämtlichen Autoren wird übereinstimmend die Kon-

(10) Vgl. SJÖGREN (1896, 1900b), HOLMQUIST (1900), REKSTAD (1917), Th. VOGT (1922, 1927) und DYBDAHL (1951).

k o r d a n z der Amphibolite mit den Nebengesteinen betont, und auch ich habe dies im Gelände immer wieder bestätigt gefunden: einige Amphibolit-Lagen halten bis zu 10 km innerhalb desselben Horizontes aus.

- c) Der zuweilen hohe Gehalt an authigenem Karbonat (R_{23}) ist in intrusiven Gesteinen selten, in effusiven dagegen eine verbreitete und normale Erscheinung.

Th. VOGT (1927, S. 303-310) gibt chemische Analysen von einigen Amphiboliten aus der Umgebung von Sulitjelma, die ohne weiteres mit dem "Normaltyp" der Amphibolite des Arbeitsgebietes (T_2 , T_{63}) verglichen werden können. Danach stehen diese Gesteine chemisch zwischen Andesit und Diabas/Basalt (nach CORRENS 1949, Tabelle S. 375).-

Der untere Teil der Furulund-Abteilung repräsentiert also einen Abschnitt gleichförmiger Sedimentation. Dabei wurde - unter gleichzeitiger Förderung von intermediären Effusivgesteinen und den zugehörigen Tuffen und Tuffiten. - eine mächtige Serie von tonigen Mergeln abgelagert.

Es muß hier noch erwähnt werden, daß in den Kalkglimmerschiefern des unteren Teils der Furulund-Abteilung zwei Erzvorkommen (Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen) mit ihren Begleitgesteinen liegen (Gest. 18, Fig. 5); darüber vgl. Kap. 4.1.

1.14.2 Oberer Teil der Furulund-Abteilung

Anders als der untere Teil ist der obere Teil der Furulund-Abteilung ausgesprochen inhomogen zusammengesetzt. Aus den auftretenden Gesteinen läßt sich ein Profil entwickeln, mit dem man fast überall im weiteren Sulitjelma-Gebiet gut arbeiten kann.

Das Profil beginnt mit dem liegenden Rostschiefer-Niveau, das sehr häufig als Geländekante hervortritt. Es besteht im östlichen Teil des Arbeitsgebietes hauptsächlich aus bankig absondernden Graphit-Glimmer-Quarziten (Gest. 19, Fig. 5).

Diese sind im Bruch schwarzgrau gefärbt, wittern durch ihren Gehalt an Magnetkies aber weithin sichtbar rostbraun an.

Mineralbestand: Das Gestein besteht zu ca. 90% aus feinkörnigem, unverzähntem und glatt auslöschen Quarz. Einzelne Biotit- und Muskowitschuppen zeichnen das Schieferungsgefüge (s.u.) nach. Graphit ist in einzelnen S-parallelalen Lagen besonders angereichert. Opake Körner (Magnetkies) zeigen unregelmäßige Begrenzung, Brauneisen findet sich besonders auf Korngrenzen.

Gefüge: Diese Quarzite erscheinen makroskopisch massig mit bankiger Absonderung. Mikroskopisch sind aber dünne Graphit-Glimmer-Bahnen zu beobachten, die um 5 bis 10 mm lange, parallelepipedische Scherkörper herumfließen. Diese harten Gesteine haben also im Kleinen anders auf die Verformung reagiert als die übrigen Schiefer und Gneise.

Ausgangsgestein: Sehr gleichkörniger, bituminöser Quarz-Arenit oder eventuell Lydit.

Mächtigkeit: 50 m

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes ist nördlich des Storforsdal das liegende Rostschiefer-Niveau nicht in quarzitischer Fazies entwickelt, sondern dort stehen Kalkglimmerschiefer an, die im Unterschied zu denen des unteren Teils der Furulund-Abteilung rostig anwittern und graphitreicher sind. Südlich des Storforsdal sind diese Unterschiede nicht mehr vorhanden, so daß hier die Grenze zwischen unterem und oberem Teil der Furulund-Abteilung in ihrem Verlauf nicht sicher festzulegen war (11).

Im Hangenden des liegenden Rostschiefer-Niveaus folgt eine zwischen 50 und 100 m mächtige Serie von Kalkglimmerschiefern, die sich petrographisch nicht von denen unterscheiden, die bereits auf S. 15 f beschrieben worden sind.

Über diesen Kalkglimmerschiefern liegt die Erzzone mit ihren Begleitgesteinen (Gest. 20 und 21, Fig. 5), der ein eigenes Kapitel (Kap. 4.12) vorbehalten ist. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 60 m.

(11) Als Hilfe diente dabei der Amphibolit-Zug, der von der Höhe 716 m (nördlich Ingeborg-Vand) nach Südwesten zieht und mit einiger Sicherheit dem entspricht, der im Osten des Arbeitsgebietes direkt im Liegenden der Grenze zwischen den beiden Teilen der Furulund-Abteilung liegt.

Darüber kommt ein Gestein, das schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen hat: der Furulund-Gneis (Gest. 22, Fig. 5) (12). Im gesamten von N. RAITH und mir kartierten Gebiet ist dieses Gestein als ausgezeichneter, wenn nicht der Leithorizont im Gelände verwendbar gewesen. Dazu trägt wesentlich sein typisches Aussehen bei, das ihn von allen anderen Gesteinen leicht unterscheidbar macht: der Furulund-Gneis hat immer einen durch seine schwache Schieferung bedingten massigen Habitus. Lagenwechsel fehlt weitgehend, es ist meist nur bankige Absonderung zu bemerken. Nur selten wird durch zwischengeschaltete granatreichere oder dünne Quarz-Feldspat-Lagen eine schwache Schieferung bewirkt. Bis zu 1 cm große Feldspat-Idioblasten liegen als weiße Flecken in der feiner körnigen, grau gefärbten Grundmasse. Sie sind teils linsenartig ausgezogen, dann resultiert ein Augengneis. Oft aber sind sie tektonisch nicht beeinflußt und verleihen dem Furulund-Gneis einen porphyrischen Charakter.

Die Mächtigkeit ist im Vergleich zur Typikalität wesentlich geringer, zumeist 20 bis 60 m, manchmal auch 0 m.

Die wenn auch undeutliche Schieferung des Furulund-Gneises spricht gegen SJÖGRENs (1900b) Deutung, der ihn als postdeformativen Lakkolithen auffaßte. Das außerordentlich weite Aushalten und die Tatsache, daß er als ausgezeichneter Leithorizont zu verwenden ist, spricht ferner gegen die Deutungen von NORDENSKJÖLD (1894/95), REKSTAD (1917), HOLMSEN (1917) und Th. VOGT (1927). Diese Autoren glaubten, er sei wie die Amphibolite synorogen in die Schiefer eingedrungen, von der Deformation aber noch erfaßt worden. Dabei werden die Amphibolite und der Furulund-Gneis als Differenzierungsprodukte desselben Magmas angesehen. G. KAUTSKY (1953, S. 209) faßt den Furulund-Gneis und ähnliche Gesteine im Zusammenhang mit seiner Deckentheorie dagegen als "Reste archäischer Grundgebirgsgranite an der Basis von Überschiebungsdecken" auf. -

(12) Früher "Furulund-Granit". Dieses Gestein ist nämlich an der Typikalität oberhalb des Ortschaftsteils Furulund in Sulitjelma zu einer bis zu 800 m mächtigen Linse angereichert (VOGT 1927, S. 160) und so wenig geregelt, daß es einen "granitischen" Habitus hat.

Bei den folgenden drei Proben entsprechen T_{28} und T_{83} der normalen Ausbildung des Furulund-Gneises, während T_{59} eine abweichende Varietät darstellt.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Plag. | Bio. | Mikr. | Musk. | Klin. | Gran. | Akz. |
|----------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| T_{28} | 37.2 | 17.0 | 24.3 | 5.2 | 9.6 | 5.2 | -- | 1.4 |
| T_{83} | 37.6 | 33.5 | 14.3 | 2.5 | 8.2 | 1.8 | -- | 2.1 |
| T_{59} | 24.0 | 32.4 | 33.3 | --- | 1.9 | 1.5 | 5.2 | 1.8 |

Der Klinzoisit ist zonar gebaut, im Kern nicht selten mit Orthit. Häufigstes akzessorisches Mineral ist Titanit, seltener sind Zirkon, Apatit und opake Körner. Daneben treten noch Karbonat und Rutil auf. Plagioklas: basischer Oligoklas.

Das Gefüge ist makroskopisch stets massig, und bei größerer Mächtigkeit kann der Habitus stellenweise "granitisch" werden. Mikroskopisch ist immer Heteroblastie vorhanden: große Augen vor allem von Plagioklas, seltener auch von Mikroklin, dazu Glimmer-Porphyrblasten und bei T_{59} auch Granat-Idioblasten liegen in fein- bis mittelkörniger Grundmasse aus Quarz, Plagioklas, daneben auch Mikroklin und Klinzoisit. Das Gefüge ist zumeist granoblastisch, bei T_{59} tritt lagenweise ein lepidoblastisches Teilgefüge (Biotit) hinzu.

Im Gegensatz zu den zitierten Autoren faßt OFTEDAHL (1959) derartige Gesteine, die auch aus anderen Teilen der norwegischen Kaledoniden bekannt sind, als ehemals saure Effusiva mit Tuffen auf. Durch syngenetische Spilitisierung sollen sie einen hohen Na-Gehalt (5 - 7% Na_2O) bei kleinem K-Gehalt (0.1 - 1% K_2O) aufweisen. Diese Spilitisierung trifft auf den Furulund-Gneis nicht zu: OXAAL (1916, S. 184) gibt zwei Analysen mit $Na_2O = 5.20\%$ bzw. 4.95% und $K_2O = 2.64\%$ bzw. 3.13% . Auch der deutliche Mikroklin-Gehalt des "normalen" Furulund-Gneises spricht gegen ausgesprochene K-Armuth.

Hier ist nun noch folgende Geländebeobachtung mitzuteilen: je weiter man im Arbeitsgebiet den Furulund-Gneis nach Süden und damit von der großen Linse nördlich Sulitjelma weg verfolgt, desto geringer mächtig wird er, und desto mehr verliert er seine typische Ausbildung. Es herrschen dann vielmehr Ge-

steine vor, die der Probe T₅₉ ähneln. Diese Varietät stellt aber mit ihrem höheren Biotit- und Granat-Gehalt bei gleichzeitig verringertem Muskowit-Anteil und bei fehlendem Mikroklin den Übergang zu den über- und unterlagernden Kalkglimmerschiefern dar. Es liegt hier offensichtlich eine Gesteinsverzahnung vor, die die Hypothese OFTEDAHLs soweit stützt, daß das jetzt als Furulund-Gneis vorliegende Gestein gleichzeitig mit seinen Nebengesteinen gebildet worden sein muß. Ich möchte daher mit OFTEDAHL den Furulund-Gneis als ehemals saures Effusivgestein ansehen. -

Über dem Furulund-Gneis folgt das hangende Rostschiefer-Niveau, das sich wieder überwiegend aus graphitischen Quarziten aufbaut, die aber durchwegs etwas glimmerreicher sind als die des liegenden Rostschiefer-Niveaus. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 100 bis 150 m. Diesen Quarziten schalten sich nicht selten mittelkörnige Granat-Biotit-Quarz-Muskowit-Schiefer ein (Gest. 23, Fig. 5), die immer intensiv feingefältelt sind und sich daher sehr gut für B-Achsenmessungen eignen.

Mineralbestand: Sehr dünne, aber seitlich weit aushaltende Muskowit-Scheiter (35 Vol-%), nur schwach verzahnter, zuweilen leicht parallel S geplätteter Quarz (31%), brauner Biotit (17.5%), auch im Dünnschliff noch blaß rosa gefärbter Granat (12%) sind weit häufiger als Oligoklas-Akzessorien, der mit 2.5% weit zurücktritt. Akzessorien sind Turmalin, der besonders in den Glimmerlagen angereichert ist, Apatit, Rutil, Graphit, Ilmenit, Orthit in sehr kleinen Körnern und selten Staurolith (alle zusammen 2%).

Das Gefüge ist wegen der großen Granat-Porphyroblasten heteroblastisch. Das Gesamtgefüge läßt sich in zwei Teilgefügebereiche zerlegen: ein granoblastischer (Quarz) und ein lepidoblastischer (Glimmer), die beide lagenweise miteinander abwechseln. Diese Lagen sind intensiv im mm- bis cm-Bereich gefaltet. Quenglimmer sind selten.

Als Ausgangsgestein hat wohl ein quarzsandgestreifter Felit vorgelegen.

Mit dem hangenden Rostschiefer-Niveau ist die Furulund-Abteilung nach oben hin abgeschlossen.

1.15. Baldoaivve-Abteilung

Der Name dieser Gesteinsserie leitet sich vom einige km östlich des Arbeitsgebietes liegenden Berg Baldoaivve her. Als selbständige stratigraphische Einheit wird die Baldoaivve-Abteilung bereits von SJÖGREN (1900b) erwähnt, der sie als "Öfvre Skifer" bezeichnet, während HOLMQUIST im selben Jahr noch die Gesteine der Furulund- mit denen der Baldoaivve-Abteilung zu den "Sulitjelma-Schiefern" zusammenfaßt. Th. VOGT (1922) führte dann den jetzigen Namen ein und unterschied (1927) bereits einen unteren, kalkreichen und einen oberen, kalkarmen Teil, kartierte die Grenze aber nicht aus. Dies ist erst im Sommer 1966 von N. RAITH (mündliche Mitteilung) durchgeführt worden. Die Gesamtmächtigkeit der Baldoaivve-Abteilung beträgt etwa 1000 bis 1500 m.

Im Arbeitsgebiet wurden nur die liegenden Teile dieser Gesteinsserie erfaßt.

Den Gesteinen der Baldoaivve-Abteilung nördlich Sulitjelma die "Rötind-Schiefer", südlich des Balvatn die "Skaiti-Schiefer" äquivalent. Im Gegensatz zu den karbonatreichen, milden Baldoaivve-Schiefern, die hauptsächlich im Bereich der Baldoaivve-Synklinale vorkommen, sind die Rötind- und Skaiti-Schiefer (nach SJÖGREN 1900b und Th. VOGT 1927) mittel- bis grobkörnige, z.T. gneisige Glimmerschiefer, die kein Karbonat, aber bis zu haselnußgroße Granate führen.

Im Arbeitsgebiet sind beide Gesteinsausbildungen entwickelt. Im gesamten östlichen und im nordwestlichen Teil nördlich der Netzlinie 74 46 000 steht eine ziemlich eintönige Folge von Kalkglimmerschiefern an, die gegenüber denen der Furulund-Abteilung (vgl. S. 15f) durchweg ärmer an Plagioklas und Biotit, dafür aber reicher an Karbonat sind.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Plag. | Karb. | Bio. | Hbl. | Gran. | Musk. | EZG | Akz. |
|-----------------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|------|--------|
| T ₆₀ | 42.3 | 17.9 | 15.6 | 13.8 | 1.6 | 2.6 | 4.2 | 1.0 | K 1.0 |
| T ₇₂ | 39.3 | 18.6 | 20.0 | 16.1 | 4.8 | --- | --- | 0.6 | K 0.6 |
| T ₅₅ | 37.4 | 18.9 | 4.7 | 13.2 | --- | --- | --- | 15.3 | KP 1.4 |

T_{55} enthält außerdem noch 8.7% Diopsid und 0.4% Mikroklin und ist daher petrographisch ein Übergangsglied zu den Kalksilikatschiefern (s.u.).

Der Plagioklas ist zumeist Andesin, seltener basischer Oligoklas. In T_{60} und T_{72} sind als Akzessorien vertreten: Zirkon, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin, Graphit, Orthit im Kern von Klinzoisit und opake Körner, die als Magnetkies angesprochen werden können. Bei T_{55} fehlen davon Graphit und Turmalin.

Das Gefüge ist bei Anwesenheit von Granat und Muskowit, manchmal auch durch größere Porphyroblasten von Biotit heteroblastisch. Lagenwechsel ist verbreitet, wobei zumeist glimmerärmere (vor allem mit Quarz und Karbonat) mit glimmerreicherem Lagen abwechseln. Die Regelung der Glimmer, z.T. auch der Hornblenden in S ist zumeist gut.

Ausgangsgesteine: karbonatgestreifte, quarzarenitische Mergeltone.

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes verzahnen sich südlich der Netzlinie 74 46 000 die Kalkglimmerschiefer in einem Übergangsbereich von etwa 500 m mit grobkörnigen, hellen Biotit-Granat-Zweifeldspat-Gneisen, die petrographisch mit den Rötind- und Skaiti-Schiefern vergleichbar sind. In dem Übergangsbereich wechseltlagern beide Gesteine in zumeist scharf gegeneinander abgegrenzten Lagen im dm-Bereich miteinander, wobei der Anteil der Gneise auf Kosten der Kalkglimmerschiefer nach Süden immer mehr zunimmt.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Mikr. | Plag. | Quz. | Gran. | Bio. | Hbl. | Klin. | Akz. |
|----------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|------|
| R_5 | 42.1 | 28.0 | 7.7 | 10.3 | 9.4 | 1.0 | 1.1 | 0.5 |
| T_{82} | 30.1 | 28.2 | 15.2 | 16.8 | 7.1 | 0.2 | 0.8 | 1.5 |

Akzessorien sind Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, Pyrit, der randlich oder völlig in Brauneisen umgewandelt ist. Der Plagioklas ist ein basischer Oligoklas.

Das Gefüge ist heteroblastisch: bis zu 5 mm große Granat-Porphyroblasten wachsen, von einem hellen Saum aus Mikroklin-Plagioklas-Pflaster umgeben, über ein älteres, durch geregelten Biotit nachgezeichnetes, engschariges Parallelgofüge hinweg. Diese massigen, bankig absondernden Gneise verdanken ihren Habitus also einem postdeformativen Granatwachstum.

Ausgangsgesteine sind wohl K-reiche Pelite gewesen.

Als konkordante Einschaltungen von höchstens einigen Metern Mächtigkeit finden sich sowohl in den Kalkglimmerschiefern als auch in den zuvor beschriebenen Gneisen sehr feinkörnige, oft gut gebänderte, zuweilen auch bankige Kalksilikat-Schiefer. Diese Gesteine treten nur in der Baldoaivve-Abteilung auf, sind dort aber an kein bestimmtes Niveau gebunden.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Quz. | Plag. | EZG | Diop. | Hbl. | Mikr. | Bio. | Karb. | Tit. | Akz. |
|-----------------|------|-------|--------|-------|------|-------|------|-------|------|------|
| T ₂₂ | 23.7 | 9.2 | 20.0K | 12.0 | 10.5 | 13.9 | 7.9 | --- | 1.9 | 0.1 |
| T ₂₉ | 27.1 | 23.5 | 3.0K | 36.8 | 3.0 | -- | 3.3 | 0.6 | --- | 2.7 |
| T ₃₄ | 29.0 | 22.4 | 12.2K | 10.2 | 11.0 | 5.2 | 1.0 | 7.0 | 1.5 | 0.5 |
| T ₇₃ | 38.0 | 11.3 | 24.6K | 8.6 | 10.0 | 0.9 | 3.2 | 1.5 | 1.5 | 0.4 |
| R ₇ | 16.4 | 24.9 | 19.3KP | 10.9 | 24.3 | Sp. | Sp. | 0.7 | 3.3 | 0.3 |

Akzessorien sind vorwiegend Apatit, seltener auch Orthit, Zirkon, Ilmenit, der von Titanit ummantelt wird, und Turmalin (nur in R₇). Der Plagioklas ist teils basischer Oligoklas, teils saurer Andesin.

Das Gefüge ist granoblastisch; alle Proben sind dabei überraschend gleichmäßig feinkörnig. Lagenwechsel ist häufig und typisch und wird durch unterschiedliche Anteile aller Hauptgemengteile hervorgerufen. Karbonat ist großenteils sicher diaphthoritisch, es kommen aber auch ältere, authigene Körner vor.

Ausgangsgestein: Th. VOGT (1927) und DYBDAHL (1951) faßten diese Gesteine als kontaktmetamorph veränderte Schiefer auf, die ihre Entstehung dem Baldoaivve-Granit (vgl. S. 50) verdanken. Dies ist jedoch aus folgenden Gründen zumindest sehr unwahrscheinlich:

- Die Kalksilikat-Schiefer bilden dünne, diskrete Lagen innerhalb ihrer Nebengesteine, die keinerlei kontaktmetamorphe Beeinflussung erkennen lassen.
- Die Kalksilikat-Schiefer kommen auch in Gebieten vor, die sicher nicht in "Reichweite" des Baldoaivve-Granits lagen. Nur Probe T₃₄ stammt aus dessen unmittelbarer Nähe, die anderen sind z.T. mehr als 10 km davon entfernt geschlagen worden.

Diese Gesteine sind somit sicher regionalmetamorpher Entstehung, sie dürften aus kieseligen Mergeln hervorgegangen sein.

Im Bereich der Grönli-Heia ist den Gesteinen der Baldoaivve-Abteilung in überwiegend konkordantem, an einigen Stellen auch diskordantem Verband ein grobkörniger, dunkler Amphibolit, der Grönli-Amphibolit eingeschaltet, der von massigem Habitus ist.

Mineralbestand: Hornblende (47.5 Vol-%), z.T. mit wolzig verteilten, aber orientiert eingelagerten, kleinsten Nadelchen von Ilmenit; hier liegt wohl eine Umwandlung aus einem Titanaugit oder einer Titanhornblende vor. Oligoklas-Andesin (35.5%) mit hohem Gehalt an entmischem und orientiert eingelagertem Klinozoisit (5.5% des Gesamtsteins); brauner Biotit (7.1%), Quarz (3%) und als Akzessorien (1.5%) Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil und opake Mineralien, die im Erzmikroskop als Magnetkies, der verschiedene Stadien der Umwandlung in Pyrit zeigt, sowie als Ilmenit bestimmt wurden.

Das Gefüge ist hypidiomorph-körnig, dabei homöoblastisch. Eine Regelung ist weder makroskopisch noch mikroskopisch festzustellen.

Als Ausgangsgestein ist wegen der z.T. diskordanten Lagerung ein Intrusivgestein intermediärer Zusammensetzung anzusehen, das aber, wie sein Mineralbestand und die überwiegende Einschlüchtung in die Nebengesteine zeigen, der Orogenese noch unterworfen war.

Im Gegensatz zur Furulund-Abteilung sind in der Baldoaivve-Abteilung konkordante Amphibolite selten. Einige geringmächtige Linsen finden sich zuweilen im östlichen Teil des Arbeitsgebietes.

Mineralbestand: Hornblende (30 Vol-%), basischer Oligoklas (41%), Biotit (9.4%), Muskowit (4.5%), Klinozoisit (9.7%), häufig mit Orthit im Kern, Titanit (1%), Mikroklin (0.2%), Quarz (4.2%), Zirkon und Apatit (zus. 0.2%).

Das Gefüge ist heteroblastisch: große Hornblende- und Klinozoisit-Porphyrblasten mit nematoblastischem Gefüge liegen in feinkörniger, granoblastischer Grundmasse aus vorwiegend Plagioklas und etwas Quarz. Die Regelung ist nur schwach, so daß das Gestein ein gneisiges Gefüge hat.

Ausgangsgestein: Dieses Gestein zeigt mit seinem deutlichen K-Gehalt (14% Glimmer, Mikroklin-Führung) im Chemismus zu allen bisher beschriebenen Amphiboliten deutliche Unterschiede. Entweder liegt hier ein Dolomit-Mergel oder ein Kali-Keratophyr vor.

Damit ist die Beschreibung der Gesteinsabfolge, die im Arbeitsgebiet gefunden wurde, abgeschlossen. -

1.2 Weitere Beobachtungen an Plagioklasen und Hornblenden

1.21 Plagioklas

Etwa die Hälfte der Plagioklase in den zuvor beschriebenen Gesteinen zeigt einen einfachen Zonarbau, wobei Rand und Kern fast immer kontinuierlich ineinander übergehen. Insgesamt sind drei Arten von Zonarbau entwickelt:

- a) Im häufigsten Fall sind die Plagioklase randbasisch: sie haben einen Ab-reicherem Kern und einen An-reicherem Rand. Diese Reihenfolge spiegelt die Intensitätszunahme der Metamorphose wider. Der An-Gehalt des Randes ist somit dem Stadium der stärksten Metamorphose zuzuschreiben, während der Kern dann nur noch metastabil war. Die Unterschiede zwischen Kern und Rand liegen durchschnittlich bei 7% bis 8% An, Extremwerte sind 1% und 20% An (13).
- b) Kernbasische Plagioklase mit An-reicherem Kern und Ab-reicherem Rand sind seltener. Sie treten in zwei Gesteinsgruppen auf:
 - 1) In einigen Amphiboliten, die ich als effusive bzw. intrusiv Eruptivgesteine gedeutet habe. Hier liegt die Vermutung nahe, daß der basische Kern noch der Plagioklas-Zusammensetzung näher ist, die in diesen Gesteinen vor der Metamorphose stabil war. Der Ab-reichere Rand wäre dagegen als Produkt der Metamorphose anzusehen. Diese Deutung wird gestützt durch die Beobachtung, daß in derartigen Plagioklasen der basische Kern zumeist kräftig saussurritisiert ist, und daß der Rand An-Gehalte zeigt, die denen der unter a) beschriebenen nahe kommen. In diesem Fall dürfte also ebenfalls der An-Gehalt des Randes den Metamorphosebedingungen äquivalent sein.

(13) Alle hier mitgeteilten An-Werte wurden mit Hilfe des Universaldrehtisches gewonnen. Pro Schluß wurden durchschnittlich zwei bis drei Körner vermessen.

- 2) Die übrigen kernbasischen Plagioklase stammen ausschließlich aus Meta-Sedimenten der Baldoaivve-Abteilung. Sie sind also auf das tektonisch und damit vermutlich auch metamorph höchste Niveau beschränkt. Offenbar hat sich der Beginn der rückschreitenden Metamorphose (vgl. S. 50 ff.) hier leichter durchgesetzt als in den tieferen tektonischen Stockwerken. Demnach muß bei diesen Plagioklasen der An-Gehalt des Kernes zur Beurteilung des stärksten Metamorphosegrades herangezogen werden.
- c) Alternierender Zonarbau mit bis zu vier, z.T. ziemlich scharf begrenzten Zonen war nur an Plagioklasen von drei Amphiboliten (R_{20} , T_{20} , T_{33}) zu beobachten. Die Unterschiede innerhalb eines Korns liegen durchschnittlich bei 10% An, Extremwerte sind 4% und 14% An. Auch diese Amphibolite haben vermutlich prämetamorphe Feldspäte geführt. Somit besteht die Möglichkeit, daß der alternierende Zonarbau genetisch nicht mit der Metamorphose verknüpft ist. Diese Plagioklase dürfen daher nicht zur Beurteilung des Metamorphosegrades herangezogen werden.

Die Anorthit-Gehalte der Plagioklase sind insgesamt recht unterschiedlich. Sie sind in Fig. 6 dargestellt (14).

Aus Fig. 6 ist zu entnehmen, wie häufig (Z) ein bestimmter An-Gehalt beobachtet wurde. Die Zahl Z für den jeweiligen An-Gehalt setzt sich dabei additiv zusammen aus der Anzahl der nicht zonaren Plagioklase, die gerade diesen An-Gehalt haben, und der Anzahl der zonaren Plagioklase, deren Extremwerte ihn erreichen oder überdecken. Somit gehen in dieses Diagramm mehrere Werte eines einzelnen zonaren Plagioklases ein, nämlich alle An-Gehalte zwischen der Zone niedrigsten und der höchsten An-Gehaltes. Das hat insofern seine Berechtigung, als jeder dieser Werte im Laufe der Geschichte des betreffenden Plagioklas-Kernes ja einmal stabil gewesen ist.

(14) Als "Amphibolite" sind in Fig. 6 der Kürze halber alle Gesteine zusammengefaßt, die früher als Amphibolite und Amphibol-Schiefer bezeichnet worden sind. Unter dem Begriff "Saure Schiefer und Gneise" sind alle arkosischen Gesteine, Quarz-Glimmer-reiche Gesteine, der Furulund-Gneis und die Biotit-Granat-Zweifeldspat-Gneise der Baldoaivve-Abteilung zusammengefaßt.

Betrachtet man alle drei Diagramme der Fig. 6, so fällt die diskontinuierliche Verteilung der An-Gehalte auf: Durch die Metamorphose bedingt, fehlen Albite mit 0% bis ca. 7% An. Die Peristerit-Lücke, die nach BROWN (1962), CHRISTIE (1962), RUTLAND (1962) und de WAARD (1959) zwischen 5% bis 7% und ungefähr 20% An liegt, ist nur im Bereich 15% bis 20% An schwach besetzt. Die allermeisten der beobachteten An-Werte liegen zwischen 20% und 40% An, jedoch sind auch bis 49% noch einige Beobachtungen vorhanden. An-Gehalte von 50% bis 66% und von 83% bis 100% An fehlen, während der Bereich 67% bis 82% nochmals schwach belegt ist.

Fig. 6a zeigt die An-Gehalte der nicht zonaren sowie der randbasischen Plagioklase. In der Summenkurve sind die Plagioklase aller Gesteine zusammengefaßt. Diese Kurve steigt nach der Peristerit-Lücke außerordentlich steil bis zum Maximum bei 25% An an. Von da aus fällt sie wesentlich flacher bis 48% An ab.

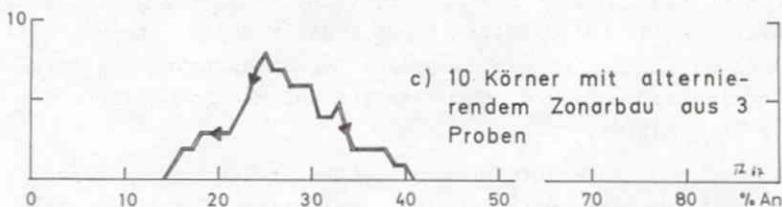
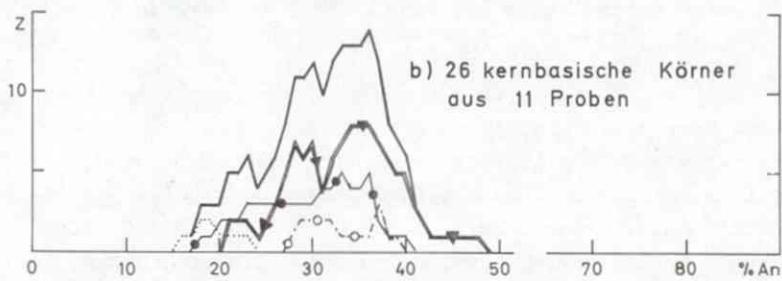
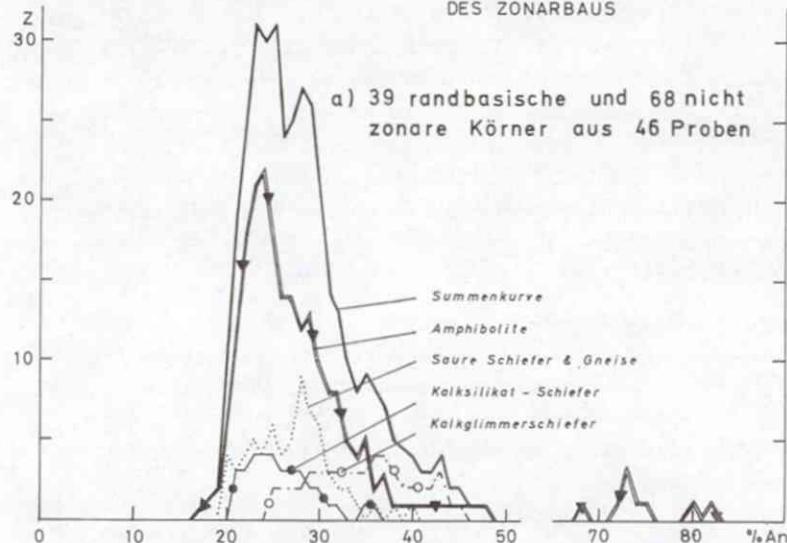
Die basischen Plagioklase mit mehr als 67% An stammen aus den Proben R₁ und T₂₇. Beide sind quarzgebänderte Amphibol-schiefer. Obgleich keine chemischen Analysen vorliegen, können diese hohen An-Gehalte wohl darauf zurückgeführt werden, daß die Wirtsgesteine so Na-arm sind, daß sich kein Ab-reicherer Plagioklas bilden konnte.

Vergleicht man die Verteilungskurven der verschiedenen Gesteinsarten miteinander, so sind deutliche Unterschiede zu bemerken: Amphibolite und Kalksilikat-Schiefer haben das Maximum bei 25% An, die sauren Schiefer und Gneise bei 28% und die Kalkglimmerschiefer zwischen 30% und 40% An. Die physikalischen Bedingungen, unter denen die Plagioklase gewachsen sind, müssen für alle Gesteine annährend gleichartig gewesen sein. Somit hatte offenbar unter den gegebenen Metamorphosebedingungen die chemische Zusammensetzung des Wirtsgesteins einen wesentlichen Einfluß auf den An-Gehalt seiner Plagioklase.

Das langsame Ausschwingen der Amphibolit-Verteilungskurve und die ziemlich breiten Maxima der übrigen Verteilungskurven können folgenden Parametern zugeschrieben werden:

Fig. 6: ANORTHIT - GEHALTE DER PLAGIOKLASE

AUFGESCHLÜSSELT NACH HERKUNFTSGESTEIN UND ART
DES ZONARBAUS



- a) Die Zusammenfassung der Gesteine zu Gesteinsgruppen ist natürlich nur grob, und jede einzelne Gruppe kann nur in erster Näherung als isochemisch angesehen werden. An- gesichts dieser Tatsache sind die einzelnen Maxima noch erstaunlich scharf.
- b) Es ist nicht auszuschließen, daß die PT-Bedingungen während der Metamorphose regional innerhalb gewisser Grenzen geschwankt haben. Ist dies der Fall, dann können solche Unterschiede an der regionalen Verteilung der An-Gehalte abgelesen werden, wenn sie aus einer Gesteinsgruppe stammen.

Fig. 6b zeigt die An-Gehalte der kernbasischen Plagioklase. Die Summenkurve ist im wesentlichen durch die Verteilungskurve der Amphibolite geprägt, deren Verlauf dem zuvor beschriebenen (Fig. 6a) gerade entgegengesetzt ist: nach der Peristerit-Lücke folgt ein langsames Ansteigen bis zum Maximum, dann folgt ein rascher Abfall. Dieser Verlauf und das bei 35%, also anders liegende Maximum bestätigen die oben gegebene Deutung für die kernbasischen Plagioklase aus Amphiboliten: prä-existente basische Plagioklase sind im Kern zu Andesin (An ca. 35%) + Klinozoisit zerfallen. Der Rand hat sich, offenbar unter Na-Zufuhr, noch weiter an die Bedingungen der Metamorphose angepaßt und An-Werte angenommen, die zwischen 30% und 20% liegen (15).

Eine analoge Deutung habe ich für die kernbasischen Plagioklase der Meta-Sedimente vorgeschlagen, deren Ab-reicher Rand meiner Ansicht nach diaphthoritischen Ursprungs ist. Für die sauren Schiefer und Gneise sowie für die Kalkglimmerschiefer läßt sich diese Deutung auch aufrecht erhalten, da ihre Maxima in Fig. 6b bei kleiner (saure Schiefer und Gneise) oder jedenfalls nicht höheren (Kalkglimmerschiefer)

(15) "Na-Zufuhr" bedeutet hier keine metasomatische Veränderung des Gesamtgesteins, für die jegliche Anzeichen fehlen, sondern eine Na-Umlagerung in unmittelbarer Nähe des jeweiligen Plagioklas-Korns.

An-Gehalten als in Fig. 6a liegen. Der kernbasische Zonarbau der Plagioklase aus den Kalksilikat-Schiefern kann jedoch so nicht gedeutet werden, da das Maximum in 6b bei einem höheren An-Gehalt (35% An) liegt als in 6a (25% An). Diese Frage muß daher offen bleiben.

Fig. 6c gibt Auskunft über die An-Gehalte von Plagioklasen mit alternierendem Zonarbau, der, wie erwähnt, nur in drei Amphibolit-Proben gefunden wurde. Die zugehörige Verteilungskurve ist im Gegensatz zu den vorigen symmetrisch gebaut. Eine Deutung ist nicht sicher zu geben, aber das Maximum dieser Kurve liegt bei demselben Wert wie in Fig. 6a, nämlich bei 25% An. Das weist darauf hin, daß diese Plagioklase wohl ebenfalls überwiegend durch metamorphe Vorgänge gebildet worden sind (16).

An Zwillingsgesetzen wurden vor allem Periklin- und Albit-Gesetz beobachtet, die auch zusammen in einem Korn vertreten sein können. Sehr selten fand sich auch das Karlsbader Gesetz und die Kombination Karlsbader-Albit-Gesetz.

1.22 = Hornblende

Hornblende zeigt immer grüne Farbtöne, wobei X = farblos bis hell gelblich, Y = hell bis kräftig olivgrün und Z = hell bis kräftig bläulich grün ist. Die Absorption ist immer $X < Y \leq Z$. Generell ist die Farbe um so kräftiger, je kleiner $2V_x$ ist. In pleochroitischen Höfen um Zirkon und Orthit wird sie, ebenso wie die Doppelbrechung, verstärkt. Zwillinge nach (100) sind insgesamt selten, können aber in einzelnen Proben gehäuft auftreten.

Von 115 Hornblenden aus 52 Proben habe ich die optischen Daten $2V_x$ und $Z \wedge c$ auf dem Universaldreieck eingemessen. Beide

(16) RUTLAND (1961) beschreibt derartige Oszillationszonen in Andesinen aus basischen Schiefern im Glomfjord-Gebiet (vgl. Fig. 1) und deutet sie als "relikt", macht aber keine näheren Angaben.

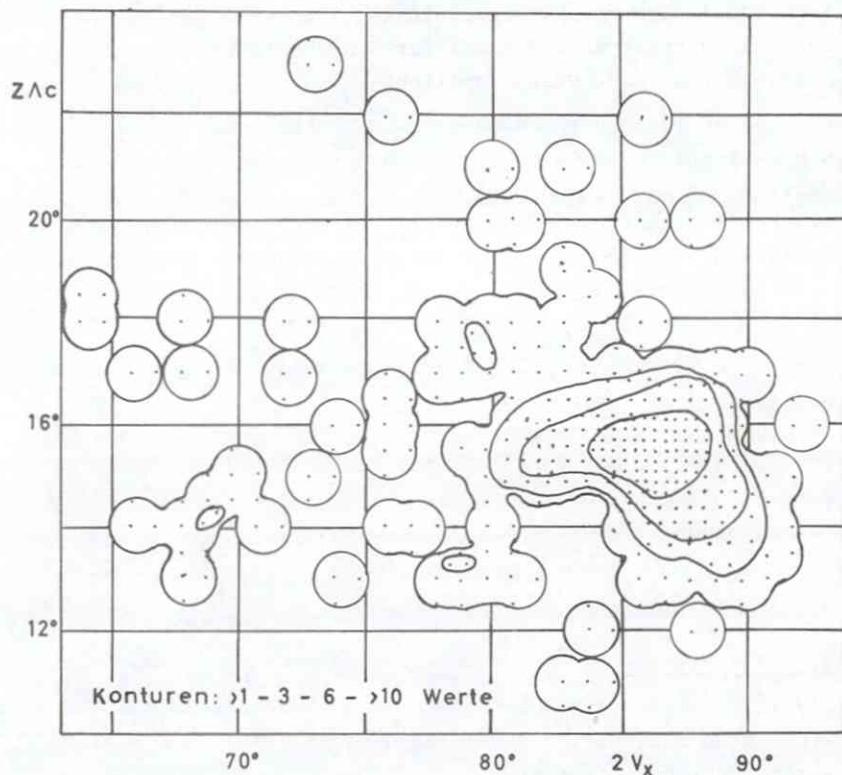


Fig. 7: ACHSENWINKEL UND AUSLÖSCHUNGSSCHIEFE VON 115 HÖRNBLENDEN

streuen in weiten Grenzen (Fig. 7). Die meisten Hornblenden haben jedoch Achsenwinkel zwischen 80° und 90° und Auslösungschiefen von 13° bis 17° . Eine Abhängigkeit zwischen $2V_x$ und ZAc lässt sich aus Fig. 7 nicht ablesen.

Ebenso fehlt eine Gesetzmäßigkeit in der regionalen Verteilung der Hornblende, bezogen auf alle optischen Eigenschaften oder eine beliebige Kombination davon. Somit ist also

im wesentlichen das Wirtsgestein für die jeweiligen optischen Eigenschaften und damit für den Chemismus der auftretenden Hornblenden verantwortlich.

Hornblende ist häufig; wenn auch in wechselnder Stärke, diaphthoritisch in Chlorit oder Chlorit + Karbonat umgewandelt. Dabei wachsen Chlorit und Karbonat ohne jeden Bezug auf kristallographische Richtungen der verdrängten Hornblende. Ist neben Hornblende auch Biotit vorhanden, so wandelt er sich nach meinen Beobachtungen leichter und vollständiger in Chlorit um als die Hornblende.

Der diaphthoritische Chlorit zeigt in seinen optischen Eigenschaften große Abhängigkeit von der verdrängten Hornblende: aus schwach gefärbten Hornblenden entstehen die ebenfalls blassen Glieder der Pennin-Reihe, aus intensiv gefärbten Hornblenden bilden sich Glieder der Prochlorit-Reihe mit kräftiger Färbung und deutlichem Pleochroismus.

1.3 Altersstellung

Die in Kapitel 1.1 beschriebenen Gesteinsserien sind so kräftig metamorphosiert, daß Fossilien nicht mehr erhalten sind. Altersangaben sind daher aus dem Arbeitsgebiet heraus nicht möglich, sondern nur im Vergleich mit benachbarten Gebieten. Dort konnten Alterseinstufungen teils auf Grund regionaler Vergleiche durchgeführt werden, teils fanden sich - in weniger stark metamorphosierten Serien - bestimmbare Fossilien.

1.31 Altersstellung der Gesteine im Liegenden der Steinkjerring-Abteilg., der Steinkjerring- und der Sjöstad-Abteilung

Aus Gebieten östlich der schwedischen Grenze hat G. KAUTSKY (1953) nachstehende Gesteinsabfolge beschrieben.

Nach KAUTSKY liegt dort die aus westlichem Kambro-Silur bestehende, allochthone "Große Sevedecke" auf autochthonem präkambrischem Grundgebirge mit geringmächtigen Hüllgesteinen. Die Große Sevedecke soll ihrerseits aus mehreren Teilschubmassen zusammengesetzt sein. Die unterste dieser Teildecken, die "Pieskedecke", enthält nach KAUTSKY die folgenden Gesteinsserien:

Zuunterst liegt der "Juronquarzit", der hauptsächlich aus psammitischen Gesteinen mit wechselndem Feldspat-Gehalt besteht; Mächtigkeitsangaben fehlen. Über dem Juronquarzit folgt der "Pieskekalk". Unter diesem Namen faßt KAUTSKY eine zwischen 600 und 1500 m mächtige Folge von Kalkmarmoren, Kalkschiefern und kalkigen Phylliten zusammen. Der Pieskekalk wird seinerseits überlagert von der "Konglomerat-Sandsteinserie" (17), die sich in eine untere "Staloserie" und eine obere "Laotakserie" (18) gliedern läßt. Während die Staloserie überwiegend aus psammitischen bis feinpsephitischen, häufig arkosischen Gesteinen besteht, schalten sich in der Laotakserie zahlreiche effusive Grünsteine ein, die der Staloserie völlig fehlen. Über die Mächtigkeit der Konglomerat-Sandsteinserie macht KAUTSKY keine Angaben, da die Faltung zu stark ist. Nach seinen Profilen zu urteilen, geben 1000 bis 1500 m die Größenordnung. Über der Konglomerat-Sandsteinserie liegen im Bereich des Sulitjelma-Gipfels "Furulund-Schiefer", die z.T. noch der "Pieskedecke", z.T. bereits einer nächsthöheren Schubmasse angehören sollen.

Der größte Teil dieser Lagerfolge läßt sich ohne weiteres mit den unteren stratigraphischen Einheiten aus dem Arbeitsgebiet vergleichen: über je einer mächtigen kalkigen Serie folgen psammitische, arkosische Gesteine, darüber liegt eine vulkanitreiche Serie, die ihrerseits von Furulund-Schiefern überlagert wird. Damit ergeben sich folgende Parallelisierungen:

| Arbeitsgebiet | KAUTSKY |
|--------------------------|-------------------|
| Furulund-Schiefer | Furulund-Schiefer |
| Oberer Teil } Sjönstaa- | Laotakserie |
| Unterer Teil } Abteilung | Staloserie |
| Steinkjerring-Abtlg. | Pieskekalk |

(17) Synonyma älterer Autoren: "Chloritgranulit" (SJÖGREN 1900b) und "Muorkischiefer" (Th. VOGT 1927).

(18) Synonym: "Chloritgranulit" in der Bedeutung von HOLMQUIST (1900).

Im Saltdal, etwa 10 km westlich des Arbeitsgebietes, steht eine weitere mächtige Serie von reinen und unreinen Marmoren an, die mit kalkigen Glimmerschiefern wechseltlagern: der "Fauskekalk". Diese Serie hat schon REKSTAD (1917) auf Grund regionaler Vergleiche in das Ordovizium gestellt. Th. VOGT (1922) präzisierte die Einstufung als unterordovizisch und verglich den Fauskekalk mit dem Pieskekalk. Der Feldzusammenhang zwischen diesen beiden Marmorserien ist dann von du RIETZ (1949) nachgewiesen worden.

Für den Pieskekalk nahm G. KAUTSKY (1949) ebenfalls ein unterordovizisches Alter an, und damit wäre auch die Steinkjerring-Abteilung als unterordovizisch anzusehen.

Die Gneise im Liegenden der Steinkjerring-Abteilung wären dann dem Juronquarzit äquivalent. Obgleich beide Gesteine petrographisch ziemlich differieren, so wird diese Parallelisierung doch durch Beobachtungen von du RIETZ (1949) gestützt, der aus dem Liegenden des Pieskekalkes südlich des Junkerdal ebenfalls Phyllite mit zwischengeschalteten Quarziten beschreibt. Ein im wesentlichen kambrisches Alter hat u.a. F. KAUTSKY (1949) für den Juronquarzit angenommen. Damit ist auch für die Gesteine im Liegenden der Steinkjerring-Abteilung ein kambrisches Alter wahrscheinlich.

Über dem Fauskekalk liegt im Saltdal ein 100 bis 200 m mächtiges Quarzit-Konglomerat, das "Øines-Konglomerat" (REKSTAD 1917, Th. VOGT 1922), das G. KAUTSKY (1949 - Korrelationstabelle) auf Grund regionaler Vergleiche in das obere Arenig stellt. Damit wird die Einordnung der unterlagerten Marmore in das U-Ordovizium bekräftigt. Dieses Konglomerat wurde jedoch östlich des Saltdal nicht mehr gefunden (VOGT 1922) und fehlt auch im Arbeitsgebiet (19).

Fossile sind in der weiteren Umgebung im Gebiet des Ikitjaure (KULLING 1947a, 1947b) sowie in der Region südlich des Sulitjelma-Gipfels gefunden worden (SJÖGREN 1900a,

(19) REITAN (1960) meint zwar, das Øines-Konglomerat b finde sich im Liegenden des Fauskekalkes, nach RUTLAND & NICHOLSON (1965) kann diese Ansicht aber als widerlegt gelten.

HOLMQUIST 1900, Th. VOGT 1922 und G. KAUTSKY 1953) (vgl. Fig. 1). Sie stammen nach G. KAUTSKY (1953) sämtlich aus der Laotakserie, die dem oberen Teil der Sjönstaa-Abteilung äquivalent ist, und - nach den Beschreibungen von Th. VOGT (1927) - vielleicht auch noch aus den untersten Teilen der Furulund-Abteilung. Es wurden gefunden:

Dianulites petropolitana DYBOWSKY
Columnaria vacua FOERSTE
Halysites sp.
Crinoiden-Stielglieder (nicht bestimmbar)
Cystoideen (nicht bestimmbar)

Nach VOGT (1927, S. 191) ist Dianulites petropolitana DYB. im Oslo-Gebiet hauptsächlich in der Etage 4b der dortigen Stratigraphie (Mittel-Ordovizium), selten auch noch in 4c (unteres Ober-Ordovizium) zu finden. VOGT stuft daher die gesamten Muorkischiefer (= Konglomerat-Sandsteinserie) in das mittlere Ordovizium ein. Dieser Meinung schloß sich KULLING (1947b, S. 134) an. Dagegen nimmt G. KAUTSKY (1953, S. 118 ff) ein oberordovizisches Alter an, und zwar aus folgenden Überlegungen:

- a) Halysites kommt zwar bereits im oberen U-Ordovizium vor, ist aber erst im O-Ordovizium und besonders im Silur allgemein verbreitet.
- b) Der untere Teil der Konglomerat-Sandsteinserie ist häufig grobklastisch; das sei die Folge einer Sedimentationslücke mit Bewegungen, die im Ordovizium der Kaledoniden allgemein an der Grenze Mittel-/Ober-Ordovizium ausgebildet ist ("Ekne-Phase").
- c) Im Hangenden der Konglomerat-Sandsteinserie steht im Bereich Mavasjaure - Ikitjaure (vgl. Fig. 1) das "Vojtja-Konglomerat" an, ein monomiktes Konglomerat mit extrem gut gerundeten Quarzit-Geröllen (20). Dieses Konglomerat sei wegen seiner weiten Verbreitung und seiner typischen Zusammensetzung einer der sichersten Leithorizonte in fossillosen Regionen und zeige die Grenze Ordovizium/Silur ungefähr an (oberes Åshgill).

(20) KAUTSKY korrigiert dabei KULLING (1947b), der dieses Konglomerat als das Liegende der fossilführenden Lagen beschreibt.

Zu a) ist zu sagen: nach VOGTs auch von KAUTSKY unwidersprochener Ansicht geht Dianulites petropolitana DYB., die ja aus den h a n g e n d e n Partien der Konglomerat-Sandsteinserie stammt, höchstens bis in das untere Ober-Ordovizium. Bei einer Mächtigkeit von 1000 bis 1500 m oder mehr für die gesamte Serie liegt daher der Schluß nahe, daß zu mindest deren tiefere Teile noch dem M-Ordovizium angehören.

Zu b): Die Lücke zwischen liegendem Pieskekalk und der Konglomerat-Sandsteinserie würde unter der Annahme, daß die gesamte Kongl.-Sandsteinserie dem Ober-Ordovizium angehört, das ganze Mittel-Ordovizium umfassen. Meinen eigenen Beobachtungen zufolge ist aber die Sedimentation zwischen den Äquivalenten Serien im Arbeitsgebiet, nämlich zwischen Stein-kjerring- und Sjönstaa-Abteilung, sicher nicht wesentlich unterbrochen gewesen. Winkeldiskordanzen, konglomeratische Lagen oder ähnliche Anzeichen für einen Hiatus waren nirgends zu beobachten. Es hat vielmehr den Anschein, daß KAUTSKYs Konglomerat-Sandsteinserie nur eine küstennähere Bildung als ihr Äquivalent im Arbeitsgebiet ist.

Zwar setzt eine grob- bis feinklastische Sedimentation einen (in diesem Fall wohl auf dem prákambrischen Schild im Osten gelegenen) Abtragungsraum voraus, und die Sedimentationslücke ist dort entsprechend groß. Im Ablagerungsraum selbst aber wird man sicher nicht mit großen Sedimentationsunterbrechungen rechnen können.

Zu c): Die genaue stratigraphische Lage des Vojtja-Konglomerates und damit der Grenze Ordovizium/Silur geht aus der Arbeit von KAUTSKY nicht hervor. Es ist nur so viel zu entnehmen, daß es im Hangenden jenes Teils der Furulund-Schiefer liegt, den er noch der "Pieskedecke" zurechnet (KAUTSKY 1953, S. 121).

Diese Gründe veranlassen mich, die Sjönstaa-Abteilung in das mittlere Ordovizium zu stellen. Deren oberer Teil (Laotakserie mit Fossilien) reicht möglicherweise auch noch in das obere Ordovizium hinein.

1. 22 = Altersstellung von Furulund- und Baldoaivve-Abteilung

Nach der Auffassung von G. KAUTSKY gehören die Furulund-Schiefer in der Gegend des Sulitjelma-Gipfels zwei verschiedenen tektonischen Schubmassen an. Ihre unteren Teile sollen zur "Pieskedecke" gehören und oberordovizisches Alter haben, während die oberen Teile der nächsthöheren tektonischen Einheit zuzurechnen seien und (auf Grund anderer Folgerungen) ein unterordovizisches Alter haben sollen.

Demnach würde die Grenze zwischen zwei "Decken" in die einheitliche Kalkglimmerschieferfolge des unteren Teils der Furulund-Abteilung fallen. Dafür waren im Arbeitsgebiet keinerlei Hinweise zu finden. Vielmehr lassen die Beobachtungen keinen Zweifel daran, daß diese eintönige Gesteinsfolge eine Serie normal aufeinander abgelagerter Sedimente darstellt. Ich stelle die Kalkglimmerschiefer des unteren Teils der Furulund-Abteilung daher in das stratigraphisch Hangende der Sjönstaabteilung. Sie haben somit, da keine Hinweise auf Sedimentationsunterbrechungen vorliegen, vermutlich oberordovizisches Alter.

Diese Auffassung wird durch folgende Überlegung gestützt: wie G. KAUTSKY (1949) schreibt, gehört das erwähnte Vojtja-Konglomerat zu einer größeren tektonischen "Phase" ("Horg-Hebung"), die in zwei Unter-Phasen untergliedert wird: die "Vojtja-Hebung" zwischen den Stufen 5a und 5b der Oslo-Stratigraphie (oberes Ashgill) und die "Broken-Hebung" zwischen den Stufen 6a und 6b (unteres Llandovery); dazwischen liegt die Grenze Ordovizium/Silur. Die überwiegend quarzitischen Rostschiefer-Niveaus des oberen Teils der Furulund-Abteilung könnten als Äquivalente des Vojtja-Konglomerates bzw. des "Broken-Sandsteins" aufgefaßt werden. Damit würde dann die Grenze Ordovizium/Silur mitten im oberen Teil der Furulund-Abteilung liegen.

Die Baldoaivve-Abteilung würde dann - als Hangendes der Furulund-Abteilung - insgesamt dem Silur angehören; wie weit sie darin hinaufreicht, kann jedoch nicht gesagt werden.

Zusammenfassend zeigt Fig. 8 meine Auffassung über das Alter der in Kapitel 1.1 beschriebenen Gesteinsfolge. Sie ist überwiegend identisch mit der von Th. VOGT (1922) gegebenen stratigraphischen Einordnung.

| | | |
|------------------------------|---|----------------------------------|
| Unteres Silur | Baldoaivve- Abteilung | |
| | Ob. Teil (ca. 300m) | Furu- lund- Abtei- lung |
| Oberes Ordo- vizium | Unt. Teil (500-600m) | |
| | | |
| Mittleres Ordo- vizium | S j ö n s t a a - A b t e i l u n g (600-700 m) | |
| | ?? L ü c k e ?? | |
| Unteres Ordo- vizium | Steinkjerring- Abteilung (550 m) | |
| Oberes Kambrium | Staur.-Zweiglimmer- Quz-Bändergneise | |

Fig. 8: Vermutliche
Alterseinstufung der
Gesteinsfolge im Ar-
beitsgebiet

2. METAMORPHOSE

Die im Arbeitsgebiet gefundenen Mineralien lassen sich zu vier verschiedenen Paragenese-Gruppen zusammenfassen:

In einigen Gesteinen finden sich Hinweise auf prämetamorphe Paragenesen.

Die Kristallisation der meisten Mineralien fand während des Stadiums der stärksten Metamorphose statt.

Darauf folgten Platznahme und Kristallisation des Baldoaivve-Granits.

Die jüngste Paragenese kann einer diaphthoritischen Kristallisation zugeordnet werden.

2.1 Prämetamorphe Paragenesen

Der direkte Beweis für das prämetamorphe Alter eines Minerals ist nur selten zu führen. Wahrscheinlich ist aber Ilmenit in manchen Amphiboliten prämetamorph, was auch UYTENBOGAARDT (1954) bei ähnlichen Gesteinen in Västerbotten (Schweden) annimmt. Die Metamorphose hat dann, je nach Ca-Angebot, zur Bildung von Rutil oder Titanit geführt. Ebenfalls prämetamorph ist möglicherweise Quarz, soweit er als Einschluß in den ältesten metamorphen Mineralien vorliegt. Auch ein Teil der Akzessorien sowie Orthit müssen aus ähnlichen Gründen als "alte" Mineralien angesehen werden. Inwieweit Quarz und die Akzessorien auch schon in den Ausgangsgesteinen vorhanden gewesen sind, kann jedoch nicht gesagt werden.

Indirekte Hinweise auf prämetamorphe Paragenesen sind häufiger. So läßt in den gebänderten Meta-Sedimenten die Art des Materialwechsels Rückschlüsse auf den Mineralbestand der ehemaligen Sedimente zu: glimmerreiche Lagen bestanden ehemals vorwiegend aus Tonmineralien, und in reinen Quarz- und Karbonatlagen hat wahrscheinlich nur Kornvergrößerung stattgefunden. In manchen Amphibolit-Plagioklasen deutet die Art des Zonar-

baus und die kräftige Saussuritisierung auf die Existenz prämetamorpher Plagioklase hin (vgl. S. 28, 31). Die orientierte Einlagerung von Ilmenit in manchen Hornblenden dieser Gesteine zeigt, daß prämetamorph wohl ein Ti-reiches Mineral vorgelegen hat, das bei der Umwandlung in die grüne, bei der Metamorphose beständige Hornblende seinen Ti-Gehalt ausgeschieden hat. Derartige Beobachtungen in Amphiboliten lassen die Aussage zu, daß in diesen ehemaligen Eruptivgesteinen Hochtemperatur-Paragenesen vorgelegen haben, für die auch eine starke Metamorphose nur die - unvollständige - Anpassung an niedriger temperierte Verhältnisse gebracht hat (Saussurit-Fazies).

Th. VOGT (1927) hat im engeren Sulitjelma-Gebiet ganz ähnliche Gedankengänge entwickelt. Er ging von dem großen Massiv des Sulitjelma-Gabbros aus, der in seinem Kern noch die ehemals magmatische Paragenese führt (Olivin, Labradorit, Hypersthen und Diopsid). In den sich randlich anschmiegenden Amphiboliten sieht VOGT metamorph umgewandelte Glieder dieses Intrusivgesteins und bezeichnet sie folglich als "Saussurit-Gabbros". Aus diesen Gesteinen entstehen nach VOGTs Auffassung unter weiter abnehmenden Metamorphose-Bedingungen zunächst Epidot-Amphibolite, dann Aktinolith-Grünsteine, Grünsteine (mit Chlorit statt Amphibol) und schließlich der sog. "Chlorit-Albit-Fels". Dieses letztgenannte Gestein kann nach VOGTs Meinung wegen seiner außerordentlichen Ca-Armut jedoch nicht mehr isochemisch durch retrograde Metamorphose entstanden sein, sondern sein Ca-Gehalt muß, zusammen mit etlichem Quarz, weggeführt worden sein.

Dieser Gedankengang hat also zur Voraussetzung, daß alle diese verschiedenen Gesteine ursprünglich als Gabbro vorgelegen haben und in ihrer jetzigen Ausbildung nur die unterschiedlichen Metamorphose-Bedingungen am jeweiligen Ort widerspiegeln. Hier müssen jedoch zwei Einschränkungen gemacht werden:

- Obgleich der Sulitjelma-Gabbro nach VOGTs Analysen (S. 292-312) tatsächlich den Amphiboliten ("Saussurit-Gabbros") chemisch recht nahe steht, können die Amphibolite nach G. KAUTSKY (1953) nicht als Derivate dieses Gesteins angesehen werden, da der Sulitjelma-Gabbro intrusiv in die amphibolitischen Hüllesteine eingedrungen ist. Mit KAUTSKY glaube auch ich (vgl. S. 18f), daß die Amphibolite vielmehr als Meta-Effusiva aufgefaßt werden müssen, also älter sind als der intrusive Sulitjelma-Gabbro.
- Nach meinen eigenen Beobachtungen besteht kein Anlaß, für die Genese des "Chlorit-Albit-Felses" weitgehende Ca- und SiO_2 -Wegfuhr anzunehmen. Dagegen spricht, daß innerhalb dieses Gesteins Amphibolite zu finden sind, für die VOGT keine ähnliche Wegfuhr annimmt. Ein Wiederabsatz von Ca und SiO_2 in der Umgebung ist nicht nachweisbar. Es muß daher angenommen werden,

daß der "Chlorit-Albit-Fels" von Anfang an einen von den Amphiboliten unterschiedlichen Chemismus hatte und sich daher und nach dem unter a) Gesagten weder vom Sulitjelma-Gabbro noch von den übrigen Amphiboliten als niedriger metamorphes Äquivalent ableiten läßt (weiteres vgl. S. 87).

2.2 Stadium der stärksten Metamorphose

Die Kristallisation der meisten beobachteten Mineralien fand während des Stadiums der stärksten Metamorphose statt.

2.21 Kritische Mineralien

Das Auftreten von Staurolith, Diopsid und Hornblende sowie die Koexistenz von Andesin mit Epidot belegen, daß die Gesteine im Arbeitsgebiet unter den Bedingungen der tiefstemperierten Subfazies der Amphibolit-Fazies gebildet worden sind.

Die stabile Paragenese Andesin-Epidot weist nach BROWN (1962), CHRISTIE (1962) und RUTLAND (1962) auf verhältnismäßig hohen Druck hin. Dieselbe Aussage ergibt sich aus dem Fehlen von Cordierit, der nach WINKLER (1967) nur bei niedrigen bis mittleren Drucken beständig ist.

Danach fand das Stadium der stärksten Metamorphose unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies wahrscheinlich des Barrow-Typs statt (WINKLER 1967).

Der Annahme hoher Drucke während der Metamorphose scheint das Auftreten von Wollastonit in einer Probe aus den Kalksilikat-Schiefern der Baldoaivve-Abteilung zu widersprechen. Dieses sonst für die seichte Kontaktmetamorphose typische Mineral findet sich dort in einer etwa 3 cm dicken Linse, deren Durchmesser knapp 10 cm erreicht. Diese Linse liegt im wesentlichen S-konkordant, greift aber mit ihren Rändern über die Bänderung des Kalksilikat-Schiefers hinweg; sie kann deshalb als metamorph entstanden angesehen werden. Wollastonit findet sich hier in hypidiomorphen, sehr gut parallel S geregelten Körnern,

die nicht selten Zwillinge nach (100) zeigen. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 35° , die Auslöschungsschiefe $\gamma \wedge c = 31^\circ$.

Eine Erklärung für das Auftreten von Wollastonit trotz hohen Überlagerungsdrucks liegt in der Annahme, daß innerhalb der Linse der CO_2 -Partialdruck sehr klein gewesen ist. In diesem Fall verläuft nämlich die Gleichgewichtskurve der Reaktion:



mit zunehmendem Gesamtgasdruck P_f parallel zur Temperaturachse und sogar auf geringere Temperaturen hin (WINKLER 1967, Fig. 6, S. 54). Das besagt, daß aus dieser Linse CO_2 fast völlig entweichen konnte, so daß trotz des hohen Überlagerungsdrucks die Bildung von Wollastonit möglich wurde.

2.22. Metamorphe Zonen

Etwa 20 km östlich des Arbeitsgebietes hat Th. VOGT (1927) metamorphe Zonen feststellen können, die eine Intensitätszunahme der Metamorphose im wesentlichen von Ost nach West widerspiegeln. Es lag nahe, eine ähnliche Gliederung auch für das Arbeitsgebiet durchzuführen.

Dabei versagten jedoch entsprechende paragenetische Unterteilungen; so mußte versucht werden, regionale Unterschiede im Metamorphosegrad aus der Änderung der Zusammensetzung einzelner Minerale abzuleiten. Dazu bot sich vor allem im Gleichgewicht mit Epidot-Klinzoisit stehender Plagioklas an, dessen An-Gehalt bei annähernd konstanter Gesteinszusammensetzung ein recht genauer T-Anzeiger ist (WENK 1962). Es war in den meisten Schliffen auch möglich, diejenige Plagioklas-Zusammensetzung zu ermitteln, die dem Stadium der stärksten Metamorphose zuzuordnen ist (vgl. S. 28f). Dennoch gelang es auf diese Weise nicht, eine regionale metamorphe Zonierung zu erkennen. Lediglich bei den Amphiboliten war eine geringfügige Zunahme der An-Gehalte von Osten nach Westen zu bemerken.

Bei den Kalkglimmerschiefern ergab sich dagegen gerade das

Gegenteil, und bei den sauren Schiefern und Gneisen war überhaupt keine Abhängigkeit des An-Gehalts vom Probenort festzustellen.

Als Ursache kann wohl angenommen werden, daß die Plagioklas-Zusammensetzung in hochgradig metamorphen Gesteinen bereits so stark vom Chemismus des Wirtsgesteins abhängig ist, daß eine Beeinflussung durch einen nur geringen Temperatur-Gradienten nicht mehr zum Ausdruck kommt.

Weitere Mineralien, aus deren Zusammensetzung sich Metamorphoseunterschiede ableiten lassen, sind Granat (ATHERTON, 1965, STURT 1962) und Hornblende, vorzüglich deren Ti-Gehalt (LEAKE 1965). Beide Methoden sind aber der Plagioklas-Methode unterlegen, erfordern einen erheblichen Aufwand an chemischen Analysen und sind daher als zu wenig aussichtsreich unterblieben.

2.23 - Kristallisationsfolge

Kriterien für die Altersfolge der Mineralien sind gegenseitige Umwachsungen und Verdrängungen sowie ihr Verhältnis zur Faltung und der damit verbundenen Deformation. Obgleich sich aus tektonischen Beobachtungen eine Mehrphasigkeit der Deformation ergibt (vgl. Kap. 3.3), ist davon doch mikroskopisch zumeist nichts zu bemerken. Vielmehr kann die Deformation in Bezug auf die metamorphe Kristallisation überwiegend als einaktig angesehen werden.

Nur in einem Fall waren zwei verschiedene Deformationsphasen auch mikroskopisch nachweisbar. Das Handstück T65 zeigt Fältelung nach zwei ungefähr senkrecht aufeinander stehenden Faltenachsen. Dabei hat Granat im Schnitt senkrecht zu B' = 140/24 NW helizitische Einschlußwirbel und damit syndeformatives Alter; im Schnitt senkrecht zu B = 50/15 NE ist er dagegen postdeformativ über ein präexistentes Faltungsgestein hinweggewachsen. Daraus folgt, daß in diesem Fall B' jünger als B ist. Im Anschluß an beide Deformationsphasen ist der Granat noch weitergewachsen, der dabei entstandene Rand ist einschlußarm und jünger als beide Deformationsphasen. Auch dieser Rand ist ziemlich sicher noch während des Stadiums der stärksten Metamorphose gebildet worden, da er keine optischen Unterschiede gegenüber dem Kern aufweist; zumindest hat er aber prädiaphoritisches Alter, da Granat bei der Diaphthese chloritisiert wird.

Ähnliche Verhältnisse sind im Glomfjord-Gebiet (vgl. Fig. 1) offenbar wesentlich häufiger anzutreffen, so daß ACKERMANN et al. (1960) aus rein mikroskopischen Beobachtungen zwei Deformationsphasen unterscheiden konnten. Im Arbeitsgebiet war dies jedoch nur ausnahmsweise möglich.

Insgesamt kann die metamorphe Kristallisation in sechs Phasen untergliedert werden, wobei die Grenzen zwischen aufeinanderfolgenden Phasen jedoch oft fließend sind.

- a) Prädeformatives Alter hat häufig Granat, der dann ein übergangslos gegen das Extern-S verstelltes Intern-S zeigt. Auch Quarz hat zuweilen, besonders in reinen Quarzlagen, dieselbe Altersstellung.
- b) Syndeformativ kann Granat ebenfalls gewachsen sein; er führt dann helizitische Einschlußwirbel. Gleiches Alter hat auch Quarz, wenn er nur unvollständig rekristallisiert ist.
- c) Etwas jünger, aber noch nicht völlig postdeformativ sind besonders Quarz, seltener auch Plagioklas und die Glimmer gewachsen. Diese Mineralien zeigen dann noch geringe Deformationsspuren: Quarz ist schwach undulös, Plagioklas und Quarz sind wenig verzahnt, Biotit und Muskowit leicht geknittert. Kennzeichnend für diese Phase ist ferner, daß innerhalb eines Schliffes graduell alle Übergänge zu völlig undefinierten Gefügen vorkommen. Dieselbe Altersstellung ist auch für Klinozoisit und Epidot wahrscheinlich, wenn sie in postdeformativen Glimmern eingeschlossen sind, selbst aber kaum Zeichen einer Deformierung zeigen.
- d) Postdeformatives Alter ist bei den meisten Hauptgemengteilen zu beobachten: Quarz, die Feldspäte und Karbonat zeigen ein unverzahntes, granoblastisches Rekristallisationsgefüge, Plagioklas und Granat (seltener im Vergleich zu älteren Granaten) haben ein nicht gedrehtes Intern-S, die Glimmer sind in rekristallisierten Polygonalbögen angeordnet, und Hornblende und Pyroxen sind ebenfalls nicht mehr beansprucht. Gleiches Alter haben auch Pseudozoisit, Staurolith und ein Teil der Epidot- und Klinozoisit-Körner.

e) In einer noch jüngeren Kristallisationsphase sind zuweilen Biotit und Muskowit über die erwähnten Glimmer-Polygonalbögen hinweggewachsen. Gleichzeitig können diese älteren Glimmer von Plagioklas, Mikroklin und Quarz verdrängt werden.

f) Den Beginn der rückschreitenden Metamorphose markiert ein Teil der saureren Ränder der kernbasischen Plagioklase der Baldoaivve-Abteilung (vgl. S. 29). Dieser Vorgang hat sich aber noch unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies vollzogen, da die Ab-reicherden Ränder dieser Plagioklase im Gleichgewicht mit Klinzoisit immer An-Gehalte von > 20% zeigen.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich folgendes (vgl. auch Fig. 10, hinter S. 53): die obige Aussage über die PT-Bedingungen bei der Metamorphose gilt streng nur für den Zeitraum nach der Deformation, da die kritischen Mineralien im wesentlichen postdeformatives Alter haben. Da jedoch Granat Durchläufer ist, kann angenommen werden, daß diese Bedingungen sich während des gesamten orogenen Ablaufs nicht wesentlich geändert haben. Nach der Deformation muß sich die Metamorphose-Intensität noch etwas gesteigert haben, da die postdeformativen Plagioklase häufig randbasisch sind. Dabei wurde jedoch die nächststärkere Subfazies nicht erreicht.

2.24 = Stoffumlagerungen

Die Größenordnung von Stoffumlagerungen beim Wachstum von metamorphen Mineralen wird aus folgenden Beobachtungen deutlich:

a) In den Biotit-Granat-Zweifeldspat-Gneisen der Baldoaivve-Abteilung sind die Granat-Körner von einem zentimetergroßen Saum umgeben, der frei von Biotit ist. Offenbar hat der Granat bei seinem Wachstum diesem "Hof" das Eisen entzogen, so daß sich dort keine melanokraten Gemengteile mehr bilden konnten.

b) In einem Amphibolit aus der Furulund-Abteilung (Probe R₂₃) finden sich im cm-Bereich Epidot-Nester, das übrige Gestein

ist weitgehend epidotfrei. In unmittelbarer Nähe dieser Nester hat der Plagioklas um 4% bis 5% höhere An-Gehalte als sonst. Auch hier kann mithin Material höchstens im cm-Bereich umgelagert worden sein.

Vor allem in den Kalkglimmerschiefern der Furulund-Abteilung, seltener auch in den übrigen Gesteinen, finden sich konkordante, ~~fest~~ kräftig boudinierte Quarzlagen, die groben Klinozoisit und Muskowit führen können. Sie erreichen Mächtigkeiten von einigen Millimetern bis etwa 2 m. Der Quarz in ihnen zeigt - wohl wegen des Fehlens anderer Gemengteile - immer kräftige Deformationsspuren. Bei einem Teil dieser Lagen sind randlich im Nebengestein keinerlei Mineralanreicherungen zu finden. In diesem Fall können die Quarzlagen als sedimentäre Bildungen gedeutet werden, die wohl meist aus quarzarenitischen Sandsteinen entstanden sind.

Bei einem Teil dieser Lagen sind jedoch randlich im Nebengestein mafitische Minerale angereichert. Hier hat also offenbar eine Trennung Quarz-Mafite stattgefunden. Dieser Vorgang muß vor der Deformation abgeschlossen gewesen sein, da der ausgewanderte Quarz von ihr noch betroffen worden ist. Die Transportweite bei diesen Umlagerungen läßt sich auf ca. 1 cm abschätzen, da die an Quarz verarmten mafitreichen Ränder im Nebengestein eine Dicke von höchstens einem Zentimeter erreichen. Aus dem Vergleich der Mächtigkeit der Quarzlagen mit dem mafitischen Rand ergibt sich außerdem, daß bei weitem nicht das gesamte Material dieser Lagen aus dem Nebengestein stammen kann. Wahrscheinlich waren schon vor der Umlagerung Quarzlagen vorhanden, die dann durch metamorphe Quarz-Zufuhr noch verstärkt wurden.

Außer diesen prädeformativen Stoffwanderungen haben auch während und nach der Deformation noch Umlagerungen stattgefunden. In die Achsenebenen von Falten sind zuweilen Mineralisationsmobilisiert worden, die im wesentlichen ebenfalls aus Quarz bestehen, der selten auch mit Oligoklas, Pyrit oder

Magnetkies vergesellschaftet sein kann. Auch diese Mobilisationen kommen über die Großenordnung einiger Zentimeter bis weniger Dezimeter nicht hinaus.

Schließlich sind noch diskordante, saure Gänge zu erwähnen, die sehr unterschiedliche Größen erreichen. Bei den kleineren ist wegen ihrer geringen Erstreckung noch der Nachweis möglich, daß sie ihr Material ebenfalls aus der unmittelbaren Nachbarschaft bezogen haben. Für größere derartige Gänge müssen jedoch ziemlich weiträumige Stoffumlagerungen angenommen werden. Diese Gänge sind jünger als Faltung und Metamorphose, da sie die metamorphosierten Gesteine durchschlagen und z.T. geringfügig versetzen. Sie sind aber in ihrem Verlauf noch deutlich von der Faltung beeinflußt (vgl. S. 74) und können daher nicht durch einen allzu großen zeitlichen Abstand von Metamorphose und Faltung getrennt sein.

Auch diese Gänge bestehen überwiegend aus Quarz, einige haben auch "echt" aplitische Zusammensetzung mit Quarz, basischem Oligoklas und Muskowit. Diese Paragenese weist darauf hin, daß sie wohl noch unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies abgesetzt worden sind.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß Stoffumlagerungen, die dem Stadium der stärksten Metamorphose zugeordnet werden können, in prä- bis syndeformativer Zeit nur im Bereich von einigen Zentimetern bis maximal wenigen Dezimetern, in postdeformativer Zeit dagegen in z.T. sehr viel größeren Dimensionen stattgefunden haben. Im letztgenannten Fall ist jedoch immer diskordante Lagerung der dabei entstandenen Gesteine zu beobachten. Die Transportweiten scheinen dabei umso größer zu werden, je jünger diese Bildungen sind.

2.3 Baldoaivve-Granit

Östlich des Arbeitsgebietes steht der Baldoaivve-Granit an, dessen westliche Ausläufer vom Arbeitsgebiet gerade noch überdeckt werden (vgl. Beilage I).

Die wesentlichen Merkmale des Baldoaivve-Granits sind: er hat unzweifelhaft postdeformatives Alter, er ist deutlich an die Struktur der Baldoaivve-Synklinale gebunden, und seine Nebengesteine zeigen keine kontaktmetamorphe Beeinflussung; seine Mineralien sind aber zuweilen leicht diaphthoritisch umgewandelt. Damit muß seine Platznahme zwischen dem Stadium der stärksten Metamorphose und der Diaphthorese stattgefunden haben, möglicherweise ungefähr gleichzeitig mit der oben beschriebenen Füllung der diskordanten, aplitischen Gänge. Diese zeitliche Stellung belegt, daß der Baldoaivve-Granit letzten Endes auch ein Produkt der Metamorphose während der kaledonischen Orogenese ist.

Eine ausführlichere Diskussion seiner Bildung ist mir nicht möglich, da ich ihn im Gelände nur streifend begangen habe. Da die Vererzung des Sulitjelma-Gebietes nachweislich älter als seine Platznahme ist (vgl. S. 86), kommt er als "Erzbringer" nicht in Frage. Er ist auch von den bisherigen Bearbeitern als solcher nicht angesehen worden.

2.4 Diaphthorese

Als Beginn der rückschreitenden Metamorphose kann - noch unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies - die schon beschriebene Anlagerung von saureren Rändern an die kernbasiischen Plagioklase aus den Meta-Sedimenten der Baldoaivve-Abteilung angesehen werden.

Bei weiter abnehmenden PT-Bedingungen, also wohl beim weiteren Auftauchen des bereits gefalteten und metamorphosierten Gesamtkomplexes, haben dann Mineralumwandlungen und Stoffumlagerungen stattgefunden, jetzt unter den Bedingungen der Chloritschiefer-Fazies.

Mineralumwandlungen sind in fast jedem Schliff zu beobachten. Besonders Biotit, nicht ganz so häufig auch Hornblende und zuweilen auch Granat werden in wechselnder Stärke in Chlorit umgewandelt; aus Hornblende kann zusätzlich auch Karbonat

entstehen. Die Anpassung der Gesteine an die veränderten PT-Bedingungen ist jedoch über diese Umwandlungen zumeist nicht hinausgegangen; nur die Nebengesteine der Erzhorizonte können vollständig den neuen Bedingungen angepaßt sein (vgl. S. 85 f.).

Stoffumlagerungen haben im m-Bereich besonders in den Meta-Grauwacken des unteren Teils der Sjönestaa-Abteilung stattgefunden; dabei ist Stoffkonstanz wahrscheinlich.

Ein Beispiel für solche Stoffumlagerungen ist in Fig. 9 dargestellt. Man sieht, daß hier bereichsweise die Meta-Grauwacken immer stärker ihr Parallelgefüge verlieren und gleichzeitig heller werden. Schließlich liegt nur noch ein massiges Gestein vor, in dem sich große Nester von Chlorit + Calcit finden. In der unmittelbaren Nachbarschaft liegen außerdem konkordante Quarzlinsen. Für die folgende Betrachtung soll der Kürze halber die unveränderte Meta-Grauwacke als "A", das helle Gestein in der Umgebung der Calcit-Chlorit-Nester als "B", dieses Nest selber als "C" und die Quarzlinsen als "D" bezeichnet werden. Dann kann der Gesamtumsatz mit der Reaktion 1 beschrieben werden:



Für die verschiedenen Gesteine ergeben sich mikroskopisch folgende Modalbestände:

| | Quz. | Plag. | Bio. | Musk. | Chl. | Klin. | Mikr. | Karb. | Tit. | Akz. |
|---|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|
| A | 38.5 | 28.3 | 18.0 | -- | -- | 9.0 | 0.7 | 3.5 | 1.0 | 1.0 |
| B | 3.5 | 67.5 | -- | 7.1 | 1.3 | 5.4 | 5.3 | 2.0 | 6.9 | 1.0 |
| C | -- | -- | -- | -- | 85.0 | --- | --- | 15.0 | --- | --- |
| D | 100.0 | -- | -- | Sp. | -- | --- | --- | -- | --- | --- |

Der Chlorit ist ein Prochlorit mit deutlichem Pleochroismus und anomalen, rotvioletten Interferenzfarben. Der Plagioklas in A ist ein basischer Oligoklas mit 29% An, in B kommt dagegen reiner Albit vor. Mithin ist der Anorthit-Gehalt des

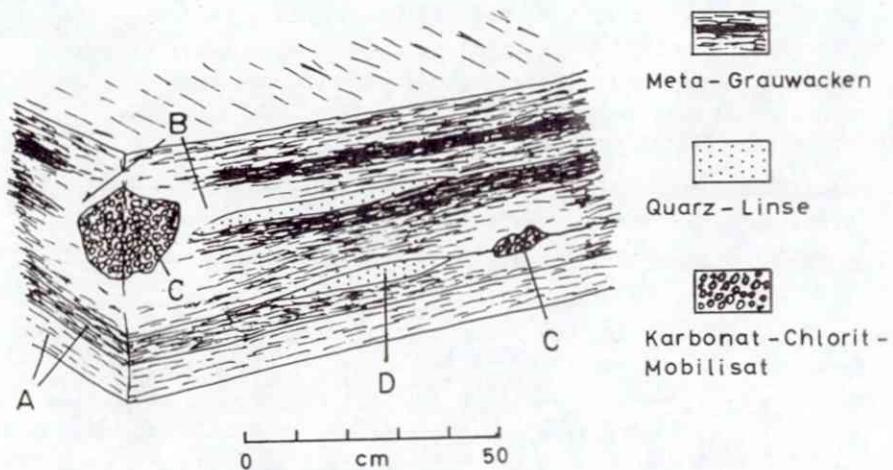
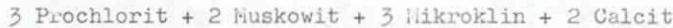
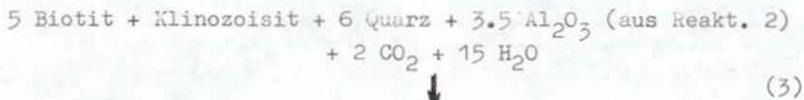


Fig. 9: STOFFUMLAGERUNGEN IN DEN META-GRAUWACKEN DER SJÖNSTAA-ABTEILUNG

Plagioklases aus A umgewandelt worden, wahrscheinlich nach folgender Reaktion 2:



Biotit ist in B nicht mehr vorhanden, der Klinozoisit-Anteil ist gesunken, dafür ist der Mikroklin-Gehalt deutlich gestiegen; Prochlorit und Calcit schließlich haben sich als weitere Produkte in eigenen Nestern abgesetzt. Daraus kann man auf folgende Reaktion 3 schließen, die sich mit Reaktion 2 überlagert hat:



Schließlich hat das beim Zerfall des Biotits freiwerdende Ti noch zur Bildung von Titanit geführt.

Aus der Tatsache, daß Prochlorit und Calcit weggeführt, Quarz teils bei Reaktion 3 verbraucht, teils ebenfalls abtransportiert worden ist, erklärt sich die relative Plagioklas-Anreicherung in B gegenüber der nicht umgewandelten Meta-Grauwacke.

Die beobachteten und in Fig. 9 dargestellten Mineralkombinationen lassen sich, wie die Reaktionen 2 und 3 zeigen, fast ohne Stoffzufuhr im Sinne der Reaktion 1 aus einander ableiten. Damit ist die Annahme berechtigt, daß im wesentlichen Stoffkonstanz vorliegt.

An anderen Stellen können derart mobilisierte Mineralien auch über etwas größere Entfernungen transportiert und auf Klüften abgesetzt worden sein. Die weitesten Wege liegen dabei in der Größenordnung von einigen Metern. Das Transportmedium war wohl im wesentlichen Wasser, wie schon aus seinem großen Anteil an der Reaktion 3 hervorgeht.

Aus den Reaktionen 2 und 3 ergeben sich die folgenden, jetzt koexistierenden Phasen:

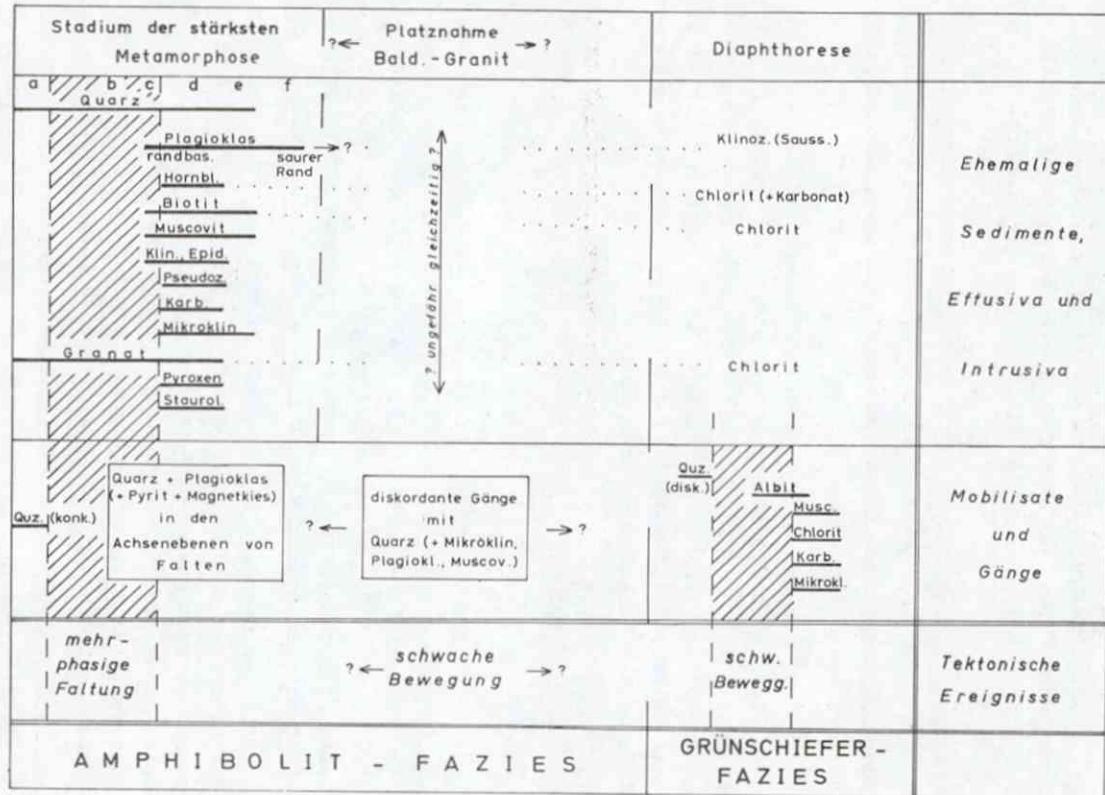
Albit - Chlorit - Mikroklin - Muskowit,

Während Biotit nicht mehr stabil war. Diese Paragenese zeigt die Bedingungen der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschiefer-Fazies an (WINKLER 1967), also bereits ziemlich niedrige Temperaturen. Der Druck muß jedoch verhältnismäßig hoch gewesen sein, da diese Paragenese nur im Barrow-, nicht aber im Abukuma-Typ zu finden ist.

Während des Absatzes dieser konkordanten bis subkonkordanten, diaphthoritischen Mobilisate ist noch eine geringfügige Deformation wirksam gewesen. Dabei ist Quarz in Bezug auf diese Deformation prädeformativ, während Albit syn- bis postdeformatives Alter hat. Die übrigen Mineralien zeigen keine Beanspruchungsspuren und haben daher postdeformatives Alter.

Abschließend zeigt Fig. 10 zusammenfassend den Ablauf aller Kristallisationen und Deformationen, die sich im Arbeitsgebiet nachweisen lassen.

Fig. 10: KRISTALLISATIONS-/DEFORMATIONSSSCHEMA



3 TEKTONIK

3.1 Allgemeines

Die Streichrichtungen der einzelnen tektonischen Elemente werden rechtsdrehend von Nord (0°) über Ost (90°) nach Süd (180°) angegeben.

Für die nachfolgenden S-Flächendiagramme wurde die Lambert-sche flächentreue Lagenkugelprojektion (Schmidt'sches Netz) der unteren Lagenkugelhälfte benutzt. Die Auswertungen wurden auf einem Netz mit 10 cm Radius vorgenommen; die Abbildungen auf den nächsten Seiten sind Verkleinerungen.

Einige termini technici: unter "S" werden Schichtung und Schieferung verstanden, die einander fast immer parallel sind (s.u.). In den Diagrammen sind die Flächen *p o l e* eingetragen. Das Symbol "B" bezeichnet entweder eine Faltenachse, die direkt im Gelände gemessen wurde, oder die Faltenachse eines größeren Bereichs, die sich konstruktiv aus einem S-Flächentautozonalitätskreis, aus einem Maximum direkt eingemessener Faltenachsen, oder aus beiden ergab.

Im folgenden betrachte ich teilweise nur die Richtung von tektonischen Elementen. "KR" bedeutet dabei eine Lage ungefähr parallel zur kaledonischen Richtung (30° bis 40°), "QR" steht etwa senkrecht darauf (Querrichtung). Faltenachsen in KR heißen B (bei mehreren Achsen in einem Diagramm B_1, B_2, \dots), Faltenachsen in QR heißen B' (B'_1, B'_2, \dots).

3.2 Tektonische Elemente

Die Schieferung ist je nach Gestein unterschiedlich entwickelt: eng- oder weitständig, als ebene oder gebogene Fläche, weit durchhaltend oder nur angedeutet. Sie wird meistens durch die Regelung blättriger (Muskowit, Biotit), seltener auch stengeliger Minerale (Hornblende, Pseudozoisit) hervorgerufen.

Parallel zur Schieferung verläuft fast immer die sedimentäre Schichtung, die sich in allen Größenbereichen an Materialunterschieden und Lagenwechseln ablesen lässt ("Parallelenschieferung"). In den Diagrammen brauchte daher bei dem Begriff "S" nicht zwischen Schichtung und Schieferung unterschieden zu werden.

Seltene Ausnahmen von dieser Konformität sind nur bei den Quarziten des oberen Teils der Furulund-Abteilung und bei

manchen Amphiboliten zu beobachten. Diese Gesteine sind zuweilen in mm- bis cm-lange Parallelepipede mit gerundeten Kanten zerschert (Fig. 11a), zeigen jedoch bereits im Dekameter-Bereich Falten. Bei den Quarziten haben offenbar Graphit und (inzwischen rekristallisierter) Glimmer die Rolle des Schmiermittels auf den Gleitbahnen übernommen. Bei zu geringem oder fehlendem Graphit- und Glimmergehalt zeigen auch die Quarzite Biegefaltung.

In Amphiboliten sind derartige Scherengefüge offenbar als Abkühlungsstrukturen (Pillow-Strukturen) gedeutet worden. Ich denke dabei vorwiegend an die Amphibolite der Furulund-Abteilung nördlich des Balvatn, die diese Gefüge sehr schön zeigen. Dieser Deutung (21) widerspricht jedoch die Beobachtung, daß derartige Gefüge bevorzugt dort auftreten, wo die Deformation auch in den Nebengesteinen besonders intensiv war.

Der Faltenbau ist im Arbeitsgebiet stellenweise sehr ausgeprägt. Auffälligerweise wechseln Form und Stil der Spezialfalten von Gesteine zu Gestein außerordentlich stark, andererseits zeigen bestimmte Gesteine aber immer dieselbe Faltenausbildung.

Die meisten Amphibolite und der Furulund-Gneis sind großzügig im Dekameter-Bereich mit mittelsteil einfallenden Achsenebenen gefaltet (Fig. 11b).

Ähnlich verhalten sich die glimmerärmeren Sjönstaa-Gneise, während die glimmerreicherer zusätzlich im cm- bis mm-Bereich intensiv feingefältelt sind. Die Achsenrichtung ist dabei im Aufschlußbereich einigermaßen konstant.

Auch die Granat-Biotit-Quarz-Muskowit-Schiefer des oberen Teils der Furulund-Abteilung zeigen immer Feinfältelung. Deinen Achsen können aber schon im Handstück beiderseits bis zu 10° von der statistischen Mittelrichtung abweichen. Das ist der Tatsache zuzuschreiben, daß die einzelnen Mulden- und Sattelzüge nicht sehr weit aushalten, sondern im dm-Bereich auskeilen und von anderen abgelöst werden (Fig. 11c).

(21) DYBDAHL - unveröffentlichte Kartenunterlagen der A/S Sulitjelma-Gruber.

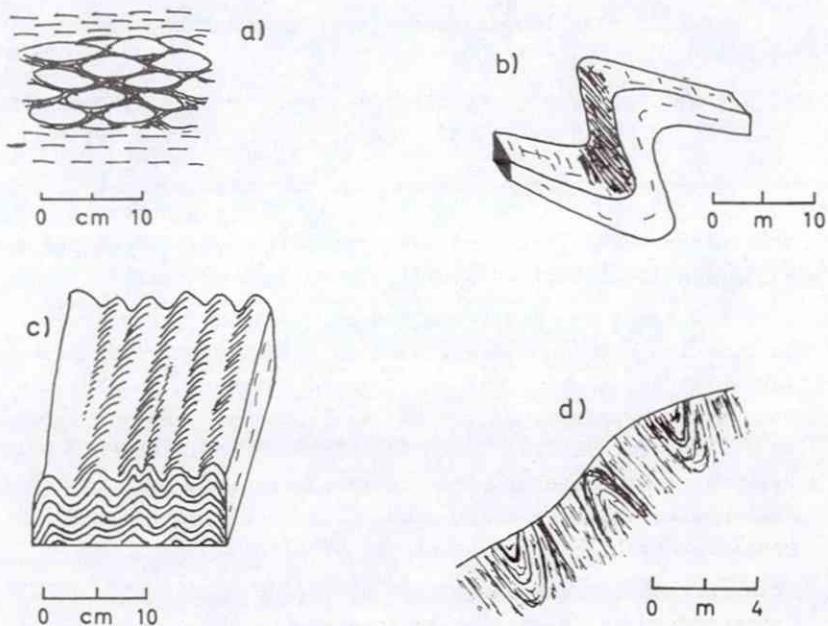


Fig. 11: DER DEFORMATIONSSTIL VERSCHIEDENER GESTEINE

Runzelungen mit ähnlichem Verhalten zeigen z.T. auch die Kalkglimmerschiefer. Typisch und ungemein bezeichnend für diese Gesteine ist jedoch eine sehr kräftige Isoklinalfaltung, bei der die Achsenebenen ungefähr parallel zur allgemeinen Schichtung liegen (Fig. 11d). Diese Isoklinalfaltung entgeht der Beobachtung vermutlich häufig, da sie in den sehr eintönigen Kalkglimmerschiefern nur schwierig zu erkennen ist. Daraus ergeben sich dann die erwähnten Schwierigkeiten bei der Abschätzung der Mächtigkeit solcher Gesteine (vgl. S. 14).

An keinem dieser unterschiedlichen Faltentypen war Transversalschieferung zu beobachten.

Die geschilderten Beobachtungen ergeben zusammengenommen folgendes Bild:

- a) Die Art, wie ein jeweils betrachtetes Gestein deformiert ist, gibt einen Hinweis auf seinen Zustand während der Beanspruchung.
- b) Dieses Verhalten ist von Gestein zu Gestein durchaus verschieden gewesen (Scherung bei Amphiboliten, Fließfaltung bei Kalkglimmerschiefern in unmittelbarer Nachbarschaft).
- c) Überwiegend war das Verhalten der Gesteine während der Deformation plastisch, wenn auch in unterschiedlichem Maße. Das weist darauf hin, daß Faltung und Metamorphose zeitlich eng zusammengehören. Hierin ist wohl auch die Ursache dafür zu suchen, daß die Regelung der Faltenachsen in einigen Gesteinen nicht so scharf ist wie in anderen. Auch in solchen Fällen sind aber bei einer genügend großen Anzahl von Messungen immer noch gute Ergebnisse zu erreichen.

Entsprechend der ausgeprägten West-Vergenz der Falten aller Größenordnungen fallen die Achsenebenen nach Osten bzw. Südosten, zumeist mit Winkelwerten zwischen 30° und 60° (vgl. auch die Profile, Beilage II). An einigen Stellen war ausnahmsweise Ost-Vergenz zu beobachten. Es scheint sich dabei aber nicht um Weiterfaltung von Achsenebenen zu handeln, da kein kontinuierlicher Übergang zwischen West- und Ost-Vergenz festzustellen war. Vielleicht sind hier Gesteinsinhomogenitäten als Ursache anzunehmen.

Über Klüfte vgl. später (S. 75).

3.3 Tektonische Einheiten, homogene Bereiche

Die geologische Übersichtskarte (Beilage V) zeigt die großen tektonischen Einheiten des Arbeitsgebietes und seiner weiteren Umgebung, soweit sie bis jetzt bekannt sind.

SJÖGREN (1900b) wies als erster auf die Baldoaivve-Synklinale hin, die Th. VOGT (1927) genauer auskartierte (22). DYBDAHL (1951) fand eine der Baldoaivve-Synklinale westlich vorgelagerte Antiklinale und nannte sie Vatnfjell-Antiklinale. Die Existenz einer westlich daran anschließenden Mulde wurde zwar von DYBDAHL bereits vermutet, er hat in dem fraglichen Gebiet aber nicht gearbeitet. Sie ist von uns im Bereich des Berges Grönli-Heia gefunden worden, und so schlagen wir den Namen "Grönli-Mulde" vor (23).

Es soll nunmehr versucht werden, durch die Aufteilung des gesamten Arbeitsgebietes in Bereiche, die in Bezug auf die Faltentektonik als homogen angesehen werden können, diese Einheiten genauer gegeneinander abzugrenzen als es bisher möglich war. Zu diesem Zweck wurden S-Flächen- und B-Achsenmessungen statistisch zu synoptischen Diagrammen zusammengestellt. Zur Abgrenzung der Bereiche wurde die Achsenverteilungsanalyse herangezogen (24). Es ergab sich dabei überraschenderweise, daß zwischen Vatnfjell-Antiklinale und Baldoaivve-Synklinale noch eine Zwischeneinheit liegt.

Als homogen wurde ein Bereich angesehen, wenn der Pol des S-Flächentautozonalitätskreises und das Maximum der B-Achsen im Streichen und Fallen jeweils nicht mehr als 5° voneinander abwichen. Nach dieser Definition müssen nur vier Bereiche als nicht völlig homogen angesehen werden (über die Ursachen vgl. weiter unten).

2.21. Die tektonischen Einheiten und ihr interner Bau

Von den zuvor erwähnten Einheiten des Sulitjelma-Gebietes sind vier - zwei allerdings nur teilweise - im Arbeitsge-

-
- (22) Skaiti- und Blaamansisen-Synklinale sowie Balvatn- und Langvand-Antiklinale sind ebenfalls von VOGT (1927) erstmals beschrieben worden.
 - (23) "Mulde" in Abweichung vom sonstigen Sprachgebrauch in der Umgebung von Sulitjelma, weil der Terminus "Synklinale" für räumlich ausgedehntere Gebilde eingeführt ist.
 - (24) Die am Rande des Arbeitsgebietes gelegenen Bereiche sind natürlich unvollständig; ihre Abgrenzung ist an mindestens einer Seite willkürlich.

gebiet vertreten. Sie konnten in insgesamt 28 homogene Bereiche untergliedert werden (25).

Einzelheiten zeigt die tektonische Karte (Beilage IV). Die Umgrenzung der einzelnen tektonischen Einheiten, die von Westen nach Osten von I bis IV nummeriert wurden, sind dick umrandet wiedergegeben. Mit dünnen Linien sind die homogenen Bereiche abgegrenzt. Sie sind innerhalb einer tektonischen Einheit von Norden nach Süden fortlaufend (z.B. II a bis II o) benannt worden. Im jeweiligen homogenen Bereich ist die auftretende B-Achse (in kaledonischer Richtung) und, wo vorhanden, auch die B'-Achse (Querrichtung) angegeben. Die Länge des Pfeils ist jeweils der Anzahl der Messungen proportional, die im zugehörigen Diagramm verwertet wurden.

Der tektonischen Karte ist ein Übersichtskärtchen beigegeben, das den Verlauf der wichtigsten Sättel und Mulden sowie der unmineralisierten Bruchlinien (vgl. S. 74) zeigt.

Die Grönli-Mulde (Einheit I), deren Westrand nicht mehr in das Arbeitsgebiet fällt, zeigt im Bereich des Grönli-Amphibolits eine ausgeprägte Achsendepression: nordöstlich dieses prämetamorphen Intrusivkörpers tauchen in den Bereichen I a und I b die B-Achsen nach Südwesten, südlich davon (Bereich I d) nach Nordosten. Das Streichen von B liegt im ganzen Muldenbereich sehr konstant zwischen 30° und 42° (Fig. 12).

Dasselbe Streichen wie die Grönli-Mulde zeigt überwiegend auch die Vatnfjell-Antiklinale (Einheit II). Nur die Bereiche II d, II g und II l weichen in ihren Streichrichtungen (62° , 55° bzw. 52°) deutlich davon ab (Fig. 13, 14, 16). Bei den ersten beiden kann wegen der Nachbarschaft zur Grenze gegen die Grönli-Mulde vielleicht eine ähnliche Erklärung herangezogen werden, wie sie später für die abweichende Achsenrichtung innerhalb der Zwischeneinheit gegeben wird (vgl. S. 68 ff.). Bei Bereich II l ist jedoch keine Ursache für dieses Abweichen ersichtlich, da der Bereich befriedigend homogen ist und auch keine Kontrolle der Bereichsgrenzen durch Gesteinsgrenzen zu beobachten ist.

Die Achsendepression der Grönli-Mulde setzt sich nicht in die Vatnfjell-Antiklinale hinein fort.

(25) Die durchschnittliche Größe der homogenen Bereiche liegt bei 2 bis 3 km^2 ; Extremwerte sind 0.5 und 5 km^2 .

Fig. 12: Die homogenen Bereiche der Grönli-Mulde

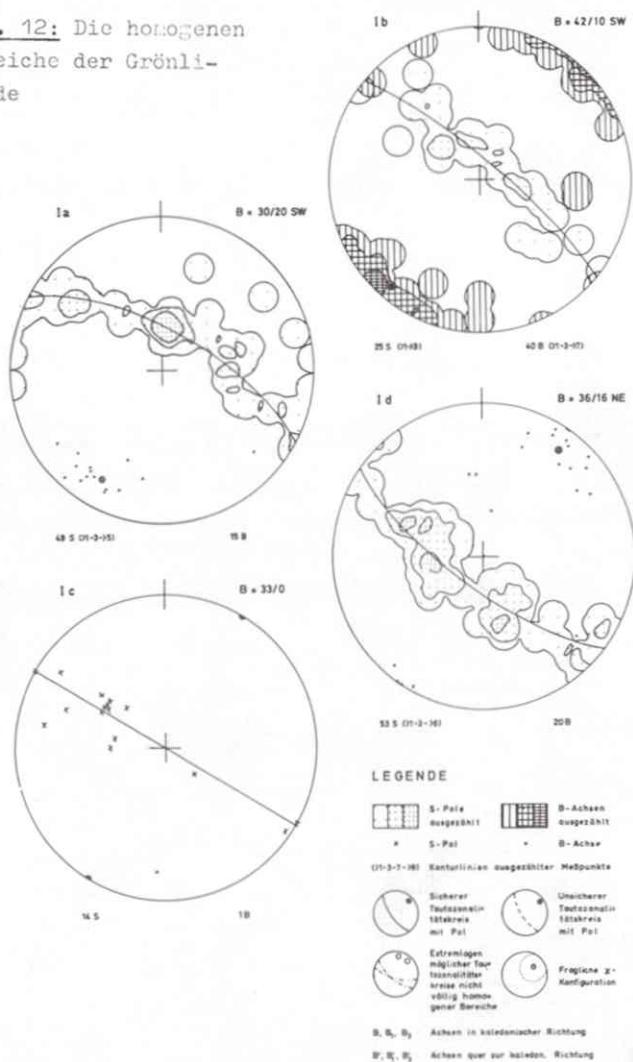


Fig. 13: Die homogenen Bereiche der Vatnfjell-Antiklinale (nordwestlicher Teil)

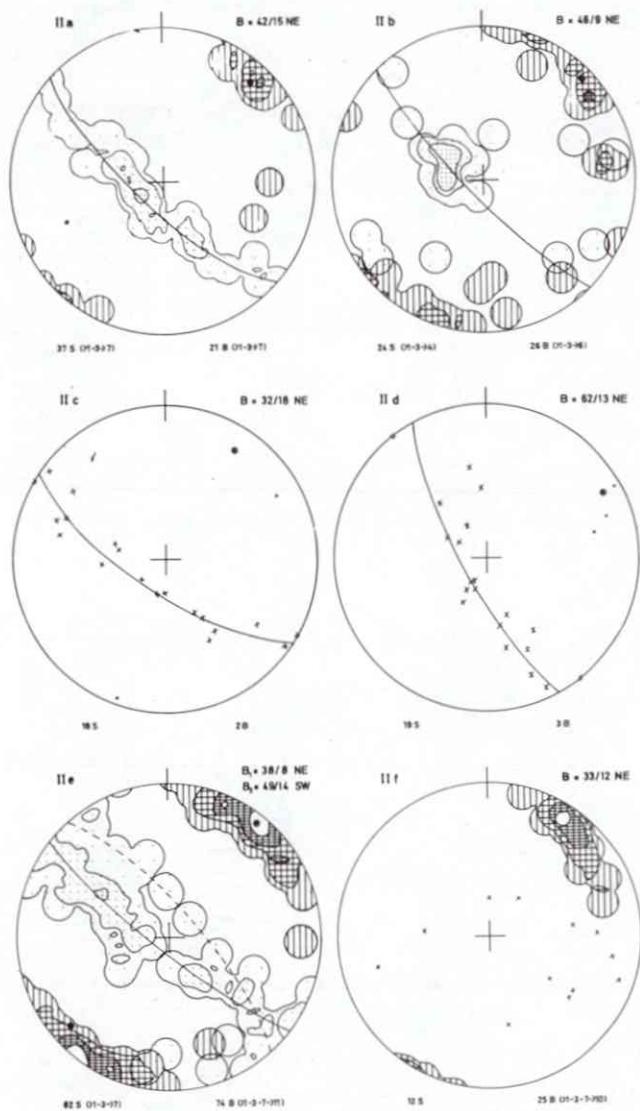
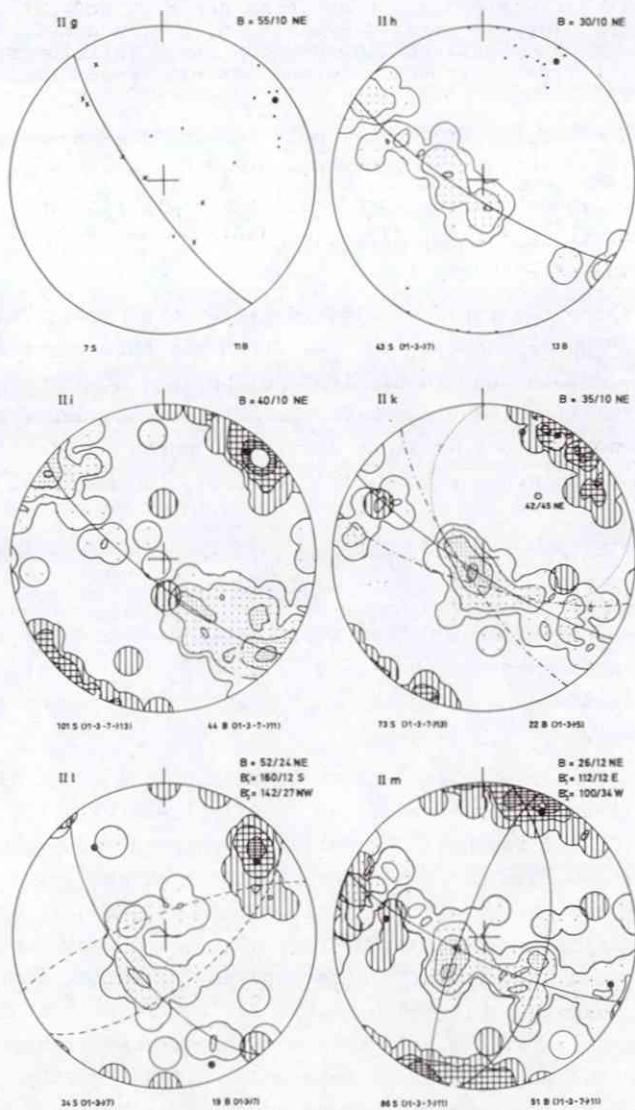


Fig. 14: Die homogenen Bereiche der Vatnfjell-Antiklinale (nordöstlicher, mittlerer und südwestlicher Teil)



Die Diagramme II b, II e und II f haben ziemlich breit gezo- gene B-Achsen-Maxima. Das hat folgende Ursache: die B-Achsen dieser Bereiche wurden überwiegend in den Granat-Biotit-Quarz-Muskowit-Schiefern des oberen Teils der Furulund-Abteilung gemessen, die, wie bereits erwähnt (S. 55), schon im Handstückbereich erhebliche Schwankungen ihrer Fältelungssachsen zeigen. Die beschriebene Streuung ist ein treues Abbild dieser Tatsache.

Der Bau der Vatnfjell-Antiklinale ist kräftig asymmetrisch: am E-Flügel fallen die S-Flächen mit 30° bis 45° nach E, am W-Flügel stehen sie dagegen steil bis überkippt (vgl. auch die Profile in Beilage II). Auch darin drückt sich die verbreitete West-Vergenz aus.

Die Vatnfjell-Antiklinale ist in Sättel und Mulden "zweiter Ordnung" untergliedert, wie aus der Karte "Die wichtigsten Sättel, Mulden und Bruchlinien" auf Beilage IV hervorgeht. Dabei fällt auf, daß sie nicht parallel zueinander verlaufen. Besonders das östliche Sattel-Muldenpaar zeigt erhebliche Abweichungen vom "normalen" Verlauf. Das hat zwei Ursachen:

- Im Bereich II 1 ist die Achsenrichtung 50° statt 30° bis 35° (s.o.).
- In dem fraglichen Gebiet fällt die Achsenebene mit ca. 30° deutlich flacher als sonst (50° bis 60°) nach SE; sie wird daher im Kartenbild stärker durch das Tal des Ingeborg-Elf abgelenkt.

Im Bereich des westlichen Sattel-Muldenpaares liegt die eigentliche Umbiegungszone der Vatnfjell-Antiklinale, die in diesem Gebiet wesentlich komplizierter gebaut ist, als aus der tektonischen Karte hervorgeht. Ich habe sie exemplarisch östlich des Ingeborg-Vand nördlich und südlich des Ingeborg-Elf detailliert aufgenommen. Fig. 15 zeigt die erwähnten Mulden- und Sattelzüge "zweiter Ordnung" (kräftig hervorgehoben) und den umbiegenden Ausbiß des östlichen Sattel-Muldenpaares im Tal. Im eigentlichen Umbiegungsbereich tritt eine Anzahl von Spezial-Sätteln und -Mulden ("dritter Ordnung") mit Kammabständen im Dekameter-Bereich hinzu. An ihnen

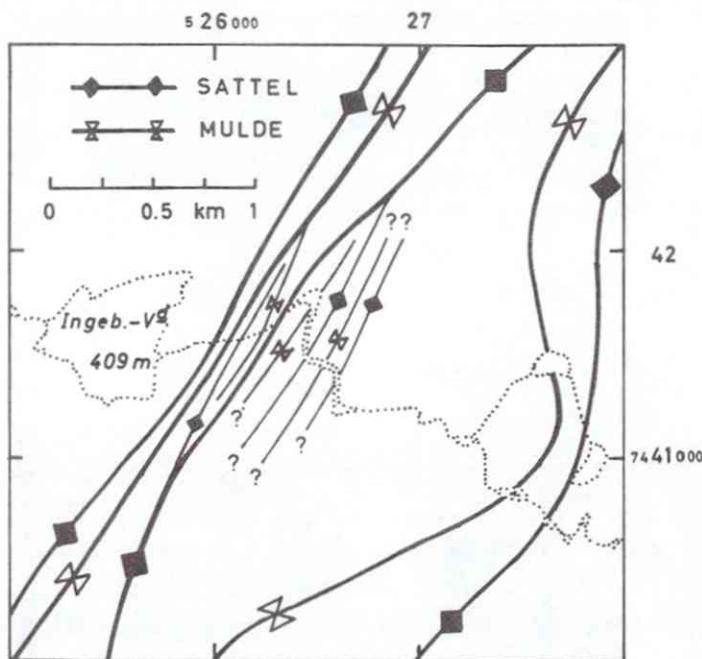


Fig. 15: DIE UMBIEGUNGSZONE DER VATNFJELL-ANTIKLINALE ÖSTLICH DES INGEBORG - VAND

ist bemerkenswert, daß sie nicht parallel zueinander verlaufen, sondern spitzwinklig, so daß jeder einzelne Sattel und jede Mulde "dritter Ordnung" nur 0.5 bis 1 km lang ist. Daselbe Verhalten habe ich aus dem Handstück-Bereich bereits beschrieben (S. 55).

Die Zwischeneinheit (Einheit III), die Vatnfjell-Antiklinale und Baldoaivve-Synklinale voneinander trennt, zeigt nicht etwa einen kontinuierlichen Übergang zwischen den Achsenrichtungen dieser beiden Einheiten. Im Gegenteil: die Unterschiede sind hier noch verstärkt. Sie werden um so größer, je weiter man von N nach S fortschreitet (Fig. 16): der homogene Bereich III a im Norden hat $B = 50^\circ$, die südlichen Bereiche

Fig. 16: Die homogenen Bereiche der Vatnfjell-Antiklinale (südöstlicher Teil) und der Zwischeneinheit

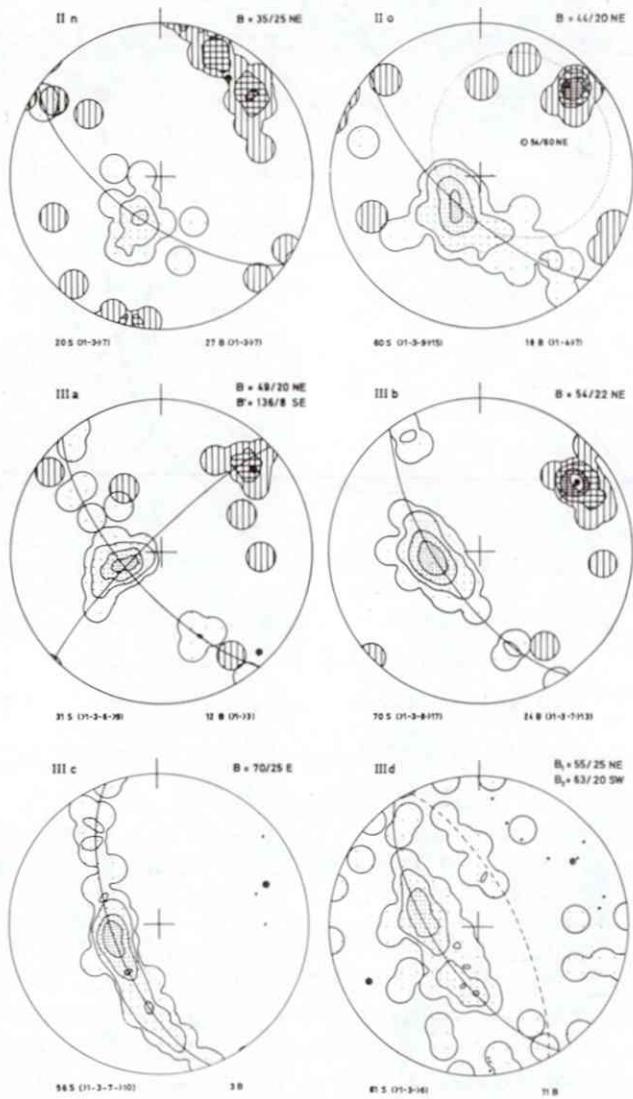
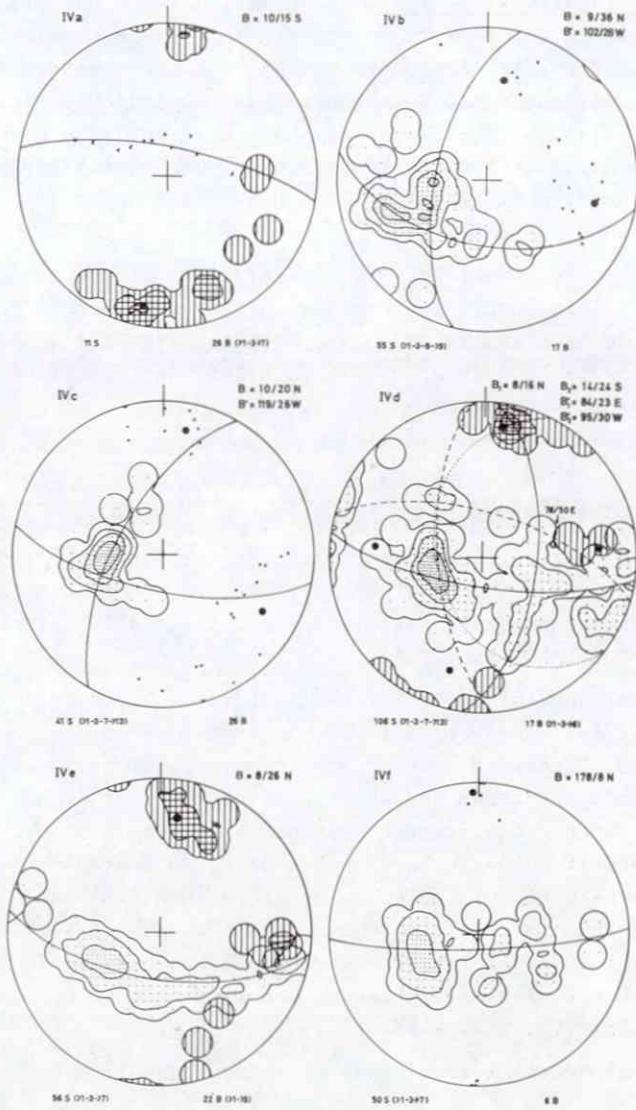


Fig. 17: Die homogenen Bereiche der Baldoaivve-Synklinale



III b bis III d haben Achsenrichtungen von 55° bis 70° . Darauf werde ich weiter unten (S. 68 ff.) näher eingehen.

Die Baldoaivve-Synklinale (Einheit IV) fällt nur mit ihrem SW-Teil in das Arbeitsgebiet. Sie ist, wie die geologische Übersichtskarte (Beilage V) zeigt, ein schüsselförmiges Gebilde mit von allen Seiten gegen das Zentrum hin einfallenden S-Flächen. Die Hauptachse, die etwa Nord-Süd streicht, liegt ca. 5 km östlich des Ostrand des Arbeitsgebietes. Aber bereits die Bereiche IV a bis IV f zeigen die N-S-Richtung deutlich (Fig. 17).

Zwischen den Bereichen IV a und IV b ist eine Achsendepression zu erkennen, die ungefähr in der streichenden Fortsetzung der Achsendepression der Grönli-Mulde liegt. Die Verbindung fehlt jedoch, da die Vatnfjell-Antiklinale diese Depression nicht zeigt.

3.32 = Querfaltung

Querfaltung ist in den norwegischen Kaledoniden verbreitet. Eine kurze Zusammenstellung der Gebiete, in denen sie vor 17 Jahren bekannt war, sowie der Erklärungsmöglichkeiten finden sich bei LANDMARK (1951).

Querfaltung ist auch im Arbeitsgebiet zu beobachten: die B-Achsen der homogenen Bereiche innerhalb der einzelnen tektonischen Einheiten tauchen ganz unterschiedlich, so daß sich Achsendepressionen und -kulminationen ergeben (vgl. Beilage IV). Besonders ausgeprägte Achsendepressionen finden sich in der Grönli-Mulde im Bereich I c sowie am West-Rand der Baldoaivve-Synklinale zwischen den Bereichen IV a und IV b. Weniger kräftig sind die Achsendepressionen zwischen den Bereichen II k und II l sowie zwischen IV d und IV e. Achsenkulminationen finden sich zwischen den Bereichen II a und II h, IV b und IV c und zwischen IV e und IV f.

Bemerkenswerterweise lassen sich die Achsenlinien dieser

Querfaltung nicht über größere Entfernungen verfolgen; sie laufen vielmehr nach wenigen Kilometern bereits wieder aus.

Querfaltung ist auch - mehr oder weniger deutlich - in 14 der 28 Diagramme zu beobachten. Dabei lassen sich sechs geometrisch verschiedene Konstellationen unterscheiden:

- a) In den Diagrammen II k und II o ist die Querfaltung durch eine gewisse Spreizung der S-Flächenmaxima quer zu den Tautozonalitätskreisen angedeutet, ohne daß sich ihre Richtung auch nur einigermaßen angeben ließe.
- b) In den Diagrammen II i und IV f wird diese Tendenz bereits deutlicher: hier sind größere Teile der Tautozonalitätskreise, die zu B gehören, gespreizt, so daß sie insgesamt breiter werden. Besonders schön ist das bei IV f zu sehen. In diesen beiden Fällen kann bereits gesagt werden, daß die Querfaltung tatsächlich ungefähr senkrecht auf B steht und in QR verläuft. B'-Achsen können jedoch noch nicht konstruiert werden.
- c) Das ist jedoch bei den Diagrammen II l und II m möglich (26): je zwei Maxima der zu B gehörigen \mathbb{W} -Kreise sind sehr deutlich ausgelängt. Diese Auslängungen liegen ebenfalls auf Großkreisen, so daß sie je zwei B'-Achsen zugeordnet werden können. Diese geometrische Anordnung läßt sich deuten, indem man sich zwei zu B tautozonale S-Flächenmaxima um eine Achse verstellt denkt, die quer zu B streicht. Damit würde B' jünger als B sein. Über das Tauchen der wirksam gewesenen B'-Achse kann nur wenig ausgesagt werden, da die in den Diagrammen konstruierten B'-Achsen ihre Lage ja aus der zufälligen Anordnung der vorgegebenen S-Flächen-Maxima beziehen. Die gesuchte Achse dürfte aber ziemlich flach liegen, da eine Überprägung durch steile Achsen andere geometrische Anordnungen hervorrufen würde. In Diagramm II m finden sich in der Nähe einer dieser konstruierten B'-Achsen direkt im Gelände ein-

(26) Der homogene Bereich II m ist sehr ungleichmäßig mit S- und B-Messungen belegt: ca. 90% aller Messungen stammen aus dem Teil nordwestlich der gestrichelten Linie in der tektonischen Karte (Beilage IV).

gemessene B' -Achsen. In diesem Fall dürfte $B' = 100/34$ W tatsächlich ungefähr die Deformationsachse der Querfaltung im homogenen Bereich II m angeben.

- d) Eine andere durch Querfaltung hervorgerufene Konfiguration zeigen die Diagramme III a, IV b und IV c. Sie haben je zwei deutlich unterscheidbare, senkrecht aufeinander stehende Tautozonalkreise, die durch dasselbe Maximum verlaufen. Die konstruierten B' -Achsen fallen bei IV b und IV c jeweils ungefähr mit Häufungen von direkt eingemessenen B' -Achsen zusammen. Damit ist auch in diesen beiden Fällen die Deformationsachse der Querfaltung festgelegt. Eine Altersfolge wie oben kann hier jedoch nicht abgeleitet werden, B und B' sind völlig gleichwertig.
- e) Wieder zu anderen Symmetrieverhältnissen hat die Querfaltung in den Diagrammen II e und III d geführt. Dort sind Teile der zu B gehörigen Tautozonalkreise gewissermaßen umgeklappt und nehmen jetzt die Lage ein, die mit den gestrichelten \mathbb{W} -Kreisen angegeben ist. Dieses Verhalten geht wahrscheinlich auf die Existenz von kleinen, nicht genau abgrenzbaren Teilbereichen innerhalb der beiden homogenen Bereiche zurück, in denen B -Achsen mit SW-Tauchen vorherrschen. Bei diesen Diagrammen ist die Aussage möglich, daß die S-Flächen, die den \mathbb{W} -Kreis zu B bilden, schon vorgelegen haben, als sie von der Faltung um B' nochmals ver stellt wurden: B' ist jünger als B . Es ist jedoch nicht möglich, die genaue räumliche Lage von B' zu bestimmen; nur die Streichrichtung - jeweils senkrecht zu B - läßt sich festlegen.
- f) Diagramm IV d schließlich zeigt eine Kombination der Querfaltungskonfigurationen c) und e). Hier lassen sich insgesamt vier Tautozonalkreise konstruieren, von denen drei, die zu B'_1 , B'_2 und B_2 gehören, sich von dem zu B_1 gehörigen \mathbb{W} -Kreis ableiten lassen: Querfaltung nach der Anordnung c) führt zu den beiden B' -Achsen, nach der Anordnung e) zur B_2 -Achse.

Ein kurzer Rückblick auf das eben Geschilderte zeigt, daß

Querfaltung im Arbeitsgebiet in der Hälfte der homogenen Bereiche nachweisbar ist. In einigen Fällen ergibt sich außerdem die Aussage, daß die Verformung mit der Achse in QR jünger ist als die mit der Achse in KR.

In diesem Zusammenhang möchte ich an die auf S. 45 beschriebenen Beobachtungen erinnern, die anhand der Internengefüge von Granat-Körnern die Aussage zuließen, daß (für diesen Fall) B' jünger als B ist. Außerdem ergab sich aus diesen Beobachtungen, daß der zeitliche Abstand zwischen den beiden Deformationsphasen nicht sehr groß gewesen sein kann. Zum gleichen Schluß führt auch die Tatsache, daß die Querfaltung, obgleich sie meistens offener ist, doch nicht selten denselben Habitus hat wie die Hauptfaltung: Vergenz (nach N oder S) und Isoklinalfalten lassen darauf schließen, daß auch die Querfaltung die Gesteine in plastischem Zustand angetroffen hat.

Es gibt jedoch auch Beobachtungen, aus denen eine entgegengesetzte Altersfolge von B und B' hervorgeht.

a) Nur 1.5 km von der Stelle entfernt, von der das beschriebene Handstück stamm, wird eine Wellung mit B' = 130/35 NW von einer Falte mit B = 24/10 NE bis zur Steilstellung umgebogen.

b) Beim Vergleich der homogenen Bereiche II m und IV c auf der tektonischen Karte (Beilage IV) ergibt sich, daß B' im Süd-Teil der Vatnfjell-Antiklinale offenbar mitsamt den S-Flächen, in denen es liegt, von dieser Antiklinalaufwölbung betroffen wurde.

Aus diesen beiden Beispielen folgt die Aussage, daß B' älter als B ist.

Man kann also insgesamt drei Deformationsphasen unterscheiden, die nicht notwendigerweise in ein und demselben Bereich vertreten sein müssen: F_1 (Achse // QR), F_2 (Achse // KR) und F_3 (Achse // QR). Zwischen ihnen liegen jedoch, wie gesagt, keine größeren zeitlichen Bewegungspausen.

Ähnliche Beobachtungen teilen auch RAMSAY & STURT (1963) sowie RUTLAND & NICHOLSON (1965) mit. Auch sie betonen, daß alle drei Deformationsphasen im großen zusammengefaßt werden können, ohne daß signifikante Zeitsprünge zwischen den einzelnen Phasen festzustellen wären.

Der tektonische Großbau der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes (zusammengestellt von G. KAUTSKY 1953, S. 186-198), stützt diese Annahme: aus einem Netzwerk sich überkreuzender Sattel- und Muldenlinien entstehen kuppelförmige Dome (Schnitstellen Antikline/Antikline) bzw. schalenförmige Mulden (Schnitstellen Synkline/Synkline - Beispiele: Baldoaivve-Synklinale, Grönli-Mulde - vgl. die Übersichtskarte, Beilage V). Ähnliche Kuppen im m-Bereich fanden sich auch im Arbeitsgebiet in der Nähe des Akselskarvand, und die Beilage III zeigt bei R 51000/H 34 000 eine schalenförmige Mulde im 100m-Bereich.

Diese Erscheinungen lassen sich wohl nur erklären, wenn Faltung und Querfaltung gleichzeitig wirksam gewesen sind.

Über die Ursachen dieser Achsenvergitterung kann man folgende Vermutung anstellen: die Existenz der Querfaltung setzt ein dreiachsiges Deformations-Ellipsoid voraus, in dem die Richtungen b und a etwa gleichwertig gewesen sind (die Ursachen hier für bleiben natürlich im Dunkel!). Zieht man in Betracht, welchen Einfluß Gesteinscharakter und Inhomogenitäten im verformten Material sicherlich spielten, so ist zu erwarten, daß (lokal oder regional) b auch einmal größer als a werden kann. Dann resultieren Gebiete (lokaler oder regionaler Ausdehnung), die im wesentlichen durch QR geprägt sind; ein Beispiel dafür hat LANDMARK (1951) aus der Provinz Troms beschrieben. Dann ist aber auch denkbar, daß an einer Stelle b eher zur Deformation führt als a (B' älter als B), während an anderer Stelle der umgekehrte Fall eintritt (B älter als B').

3.3.3 X-Konfigurationen?

In den Diagrammen II k, II o und IV d zeigen S-Flächenmaxima

Längungen, die nicht auf Großkreisen liegen und rein geometrisch als χ -Konfigurationen im Sinne von TISCHER (1962) angesprochen werden können (punktierter Kurven). Wenn diese Konfigurationen signifikant sind, hätte in diesen Fällen die Deformation also nicht zu zylindrischen, sondern zu kegelförmigen S-Flächenanordnungen geführt.

Gegen diese Deutung sprechen aber folgende Gründe: innerhalb einer Falte aus den drei fraglichen Bereichen liegen die S-Flächen nie auf einem Kleinkreis, Einzelfalten zeigen vielmehr immer Großkreis-Konfigurationen. Bei II k und II o kommt noch hinzu, daß

- a) die konstruierten χ -Achsen nicht mit gemessenen Kleinachsen-Maxima zusammenfallen, und daß
- b) die steil stehenden S-Flächen nicht die konstruierten Kleinkreise mit einbezogen werden können.

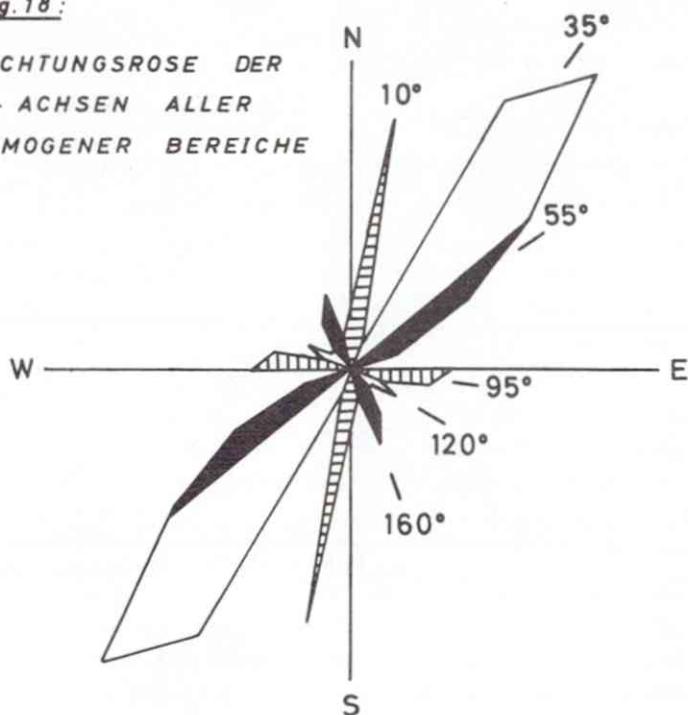
Für den Bereich II k liegt die Erklärung für die scheinbare χ -Konfiguration offenbar darin, daß dieser Bereich nicht völlig homogen ist: wie bereits erwähnt (S. 60f), "interferieren" die Sättel und Mulden der Umbiegungszone der Vatnfjell-Antiklinale spitzwinklig miteinander. Jedes der drei B-Achsen-Maxima dieses Bereichs läßt sich nun mit einer dieser "Interferenz"richtungen korrelieren, und den beiden äußeren B-Achsen-Maxima entsprechen möglicherweise zwei äußere \mathcal{W} -Kreise (strichpunktiert). Man sieht, daß sich die χ -Konfiguration additiv aus diesen beiden \mathcal{W} -Kreisen zusammensetzen läßt.

Im Fall II o bildet die Längung des S-Flächen-Maximums einen Winkel mit dem \mathcal{W} -Kreis. Das ist auf das flache Fallen der 150° bis 180° streichenden S-Flächen am Ost-Flügel der Vatnfjell-Antiklinale zurückzuführen. Da das scharfe B-Achsenmaximum für die Homogenität dieses Bereiches spricht, kann eine weitergehende Begründung nicht gegeben werden.

Für den Bereich IV d können neben den zuerst erwähnten allgemeinen Einwänden gegen die Signifikanz der χ -Konfiguration keine weiteren Argumente vorgebracht werden. Ich möchte aber meinen, daß auch in diesem Falle eine χ -Konfiguration nur vorgetäuscht wird.

Fig. 18:

RICHTUNGSRÖSE DER
B-ACHSEN ALLER
HOMOGENER BEREICHE



2.24 Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander

Stellt man alle B-Achsen aus den 28 homogenen Bereichen in einer Richtungsröse zusammen, ergeben sich drei Maximumspare, von denen jeweils zwei zusammengehörige ungefähr senkrecht aufeinander stehen; in dieser Anordnung kommt also die Querfaltung noch einmal zum Ausdruck (Fig. 18).

Deutlich lassen sich die Maxima von Grönli-Mulde + Vatnfjell-Antiklinale (30° bis 40° / 120°) gegen die Maxima der Baldoaivve-Synklinale (10° / 95°) abgrenzen. Das NE-Maximum der Zwischeneinheit (55° bis 60°) kommt jedoch nicht deutlich zum Ausdruck: von dieser Richtung sind zu wenige Werte vorhanden,

so daß es in unmittelbarer Nachbarschaft des 40° -Maximums nicht zur Ausbildung eines eigenen Maximums kommt. Dagegen ist das 160° -Maximum der Zwischeneinheit deutlich entwickelt.

Aus diesem Diagramm geht also folgendes hervor: Baldoaivve-Synklinale, Zwischeneinheit und Vatnfjell-Antiklinale + Grönli-Mulde sind in ihren Achsenrichtungen B und B' in sich einheitlich gebaut, unterscheiden sich aber jeweils deutlich voneinander.

Zwei Erklärungsmöglichkeiten sind für diese Erscheinung denkbar:

- Die verschiedenen Achsenrichtungen sind Ausdruck der jeweils verschiedenen Lage des Deformations-Ellipsoides während der Faltung, oder
- durch Bewegungen nach der Faltung an den heutigen Bereichsgrenzen wurden zunächst parallele Achsenrichtungen gegeneinander verstellt.

Beide Deutungen vermögen die Beobachtung zu erklären, daß die Querfaltung in den Einheiten unterschiedlicher B-Richtung immer senkrecht zu dieser verläuft. Gegen beide lassen sich jedoch auch Einwände vorbringen.

Zu a) Es ist zumindest unwahrscheinlich, daß die Lage des Deformations-Ellipsoides während der Faltung auf derart engem Raum so unterschiedlich gewesen ist. Dieser Einwand gewinnt an Gewicht durch die Tatsache, daß die Zwischeneinheit nicht etwa einen kontinuierlichen Übergang zwischen den Achsenrichtungen der Vatnfjell-Antiklinale und der Baldoaivve-Synklinale darstellt, sondern daß hier im Gegenteil die Unterschiede noch verstärkt sind.

Zu b) Bewegungsflächen, an denen die tektonischen Einheiten nach der Faltung noch verstellt worden sein könnten, waren im Gelände nirgends zu finden.

Da der letztgenannte Einwand leichter entkräftet werden kann (s.u.), neige ich der Meinung zu, daß für die beschriebene

Unkonformität der B-Achsenrichtungen Bewegungen verantwortlich zu machen sind, die nach der Faltung stattgefunden haben.

Nähere Angaben darüber lassen sich im Gebiet südlich des Övren Knallerdalsvand gewinnen. Dort ist die Faltung besonder intensiv gewesen, und die Unterschiede Zwischeneinheit/Baldoaivve-Synklinale sind größer als sonst. Beilage III zeigt die stratigraphischen Verhältnisse in diesem Gebiet. In Fig. 19 sind die tektonischen Daten, vor allem die Ausbisse der einzelnen auskartierbaren Mulden- und Sattelzüge (im 10m- bis 100m-Bereich) sowie die Grenzen der homogenen Bereiche III c, III d, IV d und IV e eingetragen (27).

Bereich III c hat eine sehr konstante Achsenrichtung von 70° . In dem östlich anschließenden Bereich III d biegen die Achsenlinien fast in N-S-Wichtung um, so daß N-S-Achsen vorzuherrschen scheinen. Dieser Eindruck täuscht jedoch: zwar verläuft die Achsenrichtung dieses Bereichs mit 56° tatsächlich etwas mehr in N-S-Wichtung. Das Umbiegen der Achsenlinien kommt aber hauptsächlich dadurch zustande, daß hier die Achsennebenen viel flacher fallen als zuvor (vgl. auch die Profile auf Beilage III). Sie liegen jetzt ungefähr in S und zeigen damit einen S-parallel Ausbiß. Dieser Effekt stellt sich sehr augenscheinlich dort ein, wo die Falten aus den homogenen Gesteinen des unteren Teils der Sjönstaa-Abteilung in die heterogene Serie deren oberen Teils übertraten. Ein schönes Beispiel für die bereits erwähnte Abhängigkeit des Deformationsstils vom betroffenen Gestein!

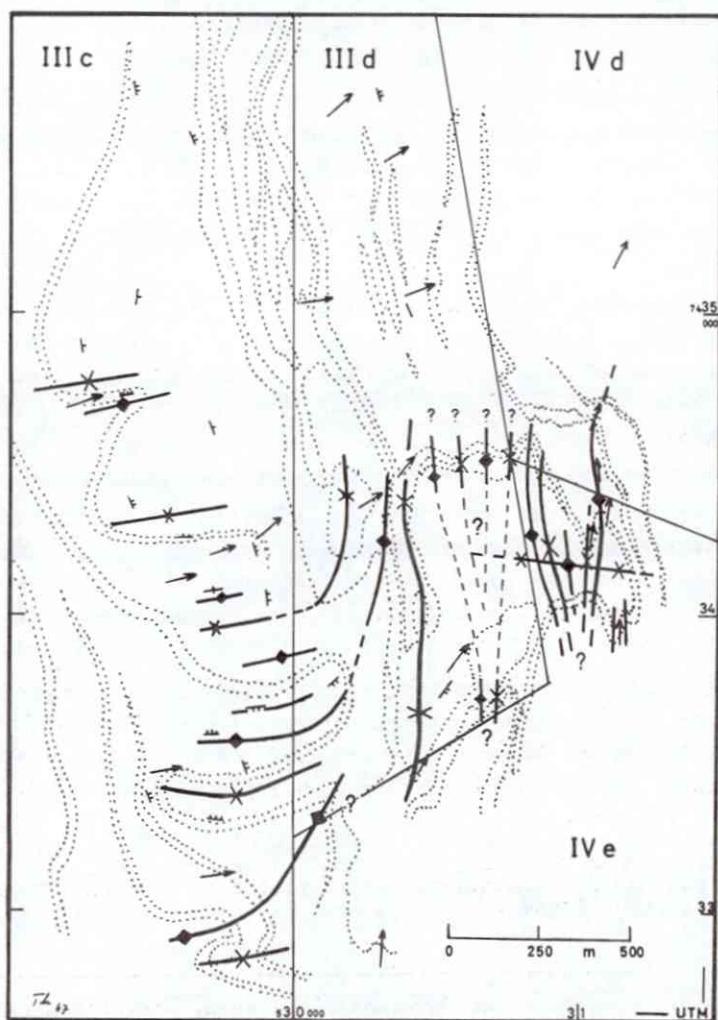
Der eigentliche Wechsel von ENE- zu N-Achsen findet fast sprunghaft an der Ostgrenze des Bereichs III d zu IV d und IV e statt. Diese Grenze hat einen Verlauf von 170° und liegt damit parallel zum allgemeinen Schichtstreichen in diesem Gebiet. Diese Parallelität kann als genetischer Zusammenhang aufgefaßt werden. Daraus würde sich die Aussage ergeben, daß

(27) Diese Spezialkarten habe ich aus Luftbildern entwickelt.

Fig. 19:

TEKTONISCHE SPEZIALKARTE

DES GEBIETES
SÜDLICH ÖV. KNALLERDALSVD



STREICHEN U. FALLEN: $6^{\circ}-25^{\circ}$ $26^{\circ}-45^{\circ}$ $46^{\circ}-65^{\circ}$ $66^{\circ}-85^{\circ}$ $86^{\circ}-90^{\circ}$

— SATTEL \times MULDE - - - - SATTEL/MULDE VERMUTET

→ B-ACHSE (TAUCHEN SÄMTLICH 15°-30°) - - - GESTEINSGRENZE

die Bewegungen, die vermutlich für den plötzlichen Richtungswechsel von B und B' verantwortlich gemacht werden können, auf S-parallelén Bahnen stattgefunden haben. Gestützt wird diese Auffassung dadurch, daß die Grenze zwischen Baldoaivve-Synklinale und Zwischeneinheit auch weiter nördlich mehr oder weniger parallel zum allgemeinen Schichtstreichen verläuft (28).

Die Bewegungen selbst müssen im wesentlichen horizontal abgelaufen sein, da sich nur die Richtung der B- und B'-Achsen, nicht aber ihr Tauchen geändert hat.

Zu diesem Konzept müssen jedoch zwei Einschränkungen gemacht werden:

a) Direkte Bewegungsspuren (Mylonite oder Reibungsbrekzien) sind an den fraglichen Grenzen nirgends zu finden gewesen. Dieser Einwand läßt sich aber mit der Annahme entkräften, daß die besagten Bewegungen von einer jüngeren Kristallisation maskiert worden sind.

b) Aber auch indirekte Bewegungsspuren fehlen. Wenn man Stellen betrachtet, an denen die Grenze Baldoaivve-Synklinale/Zwischeneinheit unkonform über Gesteinsgrenzen hinwegsetzt, wie das z.B. zwischen R 30900/H 34000 und R 30750/H 34550 der Fall ist, so stellt man fest, daß dort keinerlei verwerfungsartige Versetzungen der Gesteinsgrenzen nachzuweisen sind.

Daraus folgt, daß die vermutlich S-parallelén Bewegungen sicher nicht an einer großen, verwerfungsartigen Fläche stattgefunden haben. Man muß wohl eher damit rechnen, daß eine Vielzahl von Teilbewegungen an räumlich gestaffelten, S-parallelén Flächen abgelaufen ist.

Diese Deutung der Fig. 18 basiert auf der Tatsache, daß sich die einzelnen Maximumpaare auf verschiedene homogene Bereiche lokalisieren lassen.

(28) Die Südgrenze des Bereichs III d kann, obgleich sie nicht parallel zum S-Streichen verläuft, nicht als Einwand gegen diese Auffassung angeführt werden. Da nämlich aus diesem Gebiet nur sehr wenig Messungen vorliegen, ist sie in ihrem Verlauf ausgesprochen unsicher und deshalb in der Karte auch als fraglich gekennzeichnet.

Im Gegensatz dazu stehen die Beobachtungen von LINDSTRÖM (1955) in Nord-Schweden, der fast identische Maximumpaare fand, die aber nicht zu homogenen Bereichen in Beziehung zu setzen waren. Er schloß daraus auf drei verschiedene Deformationspläne und aus diesen auf drei zeitlich voneinander unterscheidbare Phasen tektonischen Transports.

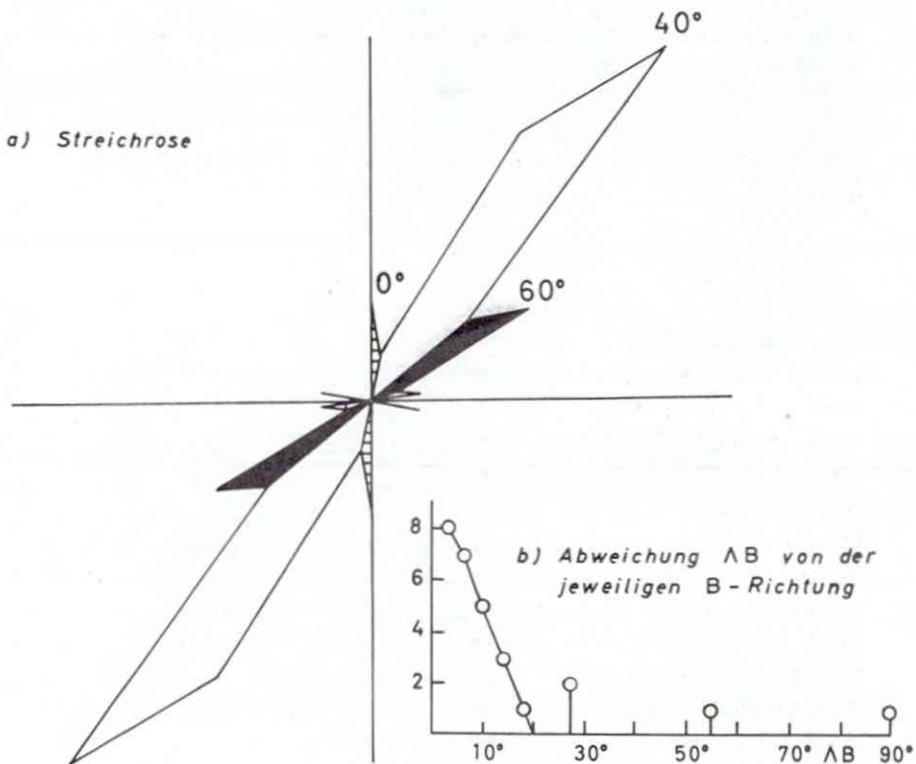
Derselbe Autor (LINDSTRÖM 1958 und 1961) übertrug diese Konzeption auf die gesamten nordskandinavischen Kaledoniden im Bereich beiderseits der norwegisch-schwedischen Grenze. Zumindest diese Verallgemeinerung kann nach den Ergebnissen aus dem Arbeitsgebiet nicht mehr aufrecht erhalten werden, da sich hier die Bindung bestimmter Maximumpaare an abgrenzbare homogene Bereiche ergab.

3.4 Bruchtektonik

In gesamten Arbeitsgebiet sind, in Übereinstimmung mit Beobachtungen aller Autoren aus Gebieten der weiteren Umgebung, keine größeren Verwerfungen feststellbar. Diese Erscheinung ist auf die Plastizität der Gesteine während der Faltung zurückgeführt worden. Das mag sicher eine Rolle gespielt haben, ist aber als alleinige Erklärung unbefriedigend. Denn vom Ende der Metamorphose an, also spätestens seit Anfang Devon, ist genügend Zeit vergangen, in der eine kräftige Bruchtektonik hätte stattfinden können. Dafür, daß Verwerfungen trotzdem fehlen, sind die Ursachen noch unbekannt. Aus dem Arbeitsgebiet heraus ist jedenfalls eine Antwort auf diese Frage nicht möglich.

Es finden sich nur zwei ausgeprägte Spaltensysteme. Das eine verläuft in kaledonischer Richtung und ist häufig mineralisiert, das andere verläuft quer dazu und zeigt keine Mineralisation. An beiden können geringe Versetzungsbeträge von einigen Metern auftreten, die aber im Vergleich zur Ausstrichlänge dieser Bruchlinien unerheblich sind. Als drittes Element kommen Klüfte hinzu, die nur selten mineralisiert sind.

Fig. 20: 28 MINERALISIERTE GÄNGE AUS DEM GESAMTEN ARBEITSGEBIET



§.41 Mineralisierte Gänge

Die mineralisierten Gänge, über deren Paragenes ich auf S. 49 berichtet habe, zeigen sehr unterschiedliche Dimensionen: die kleinsten sind nur mehrere Zentimeter mächtig und dabei einige Dezimeter lang, die größten erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern und konnten im Gelände bis zu 200 m weit verfolgt werden.

Die Streichrichtungen der mineralisierten Gänge sind in Fig. 20 a als Rose dargestellt. Wie Fig. 20 b zeigt, ist dabei die

Abweichung der Streichrichtung eines Ganges von der B-Achse des jeweiligen homogenen Bereiches gering: für knapp zwei Drittel aller Gänge ist diese Abweichung nicht größer als 8° . Auch der Vergleich von Fig. 20 a mit Fig. 18 bestätigt diese Aussage. Wegen dieser Übereinstimmung kann angenommen werden, daß die mineralisierten Gänge genetisch mit der Faltung eng zusammenhängen. Das Fallen ist mittelsteil bis steil nach beiden Seiten, ohne daß sich Gesetzmäßigkeiten feststellen lassen. Die mineralisierten Gänge lassen sich daher wohl als hOl-Flächen den Faltenachsen in kaledonischer Richtung zuordnen.

2.42 = Nicht mineralisierte Bruchlinien

Die nicht mineralisierten Bruchlinien sind im Spezialkärtchen auf der tektonischen Karte dargestellt (Beilage IV). Es handelt sich zumeist um steilstehende tektonische Trennflächen, die besonders auf den Luftbildern sehr auffällig hervortreten. Sie sind oft kilometerweit zu verfolgen und haben die Talrichtungen im Arbeitsgebiet nachhaltig beeinflußt. Auch an ihnen sind nur selten geringfügige Bewegungen nachweisbar. Ihre Streichrichtungen liegen überwiegend zwischen 120° und 130° , also in QR, selten auch um 160° .

Im Gegensatz zu den mineralisierten Gängen zeigen die Bruchlinien keine Abhängigkeit von einer B- oder B'-Richtung: sie laufen unbeeinflußt glatt durch verschiedene tektonische Einheiten hindurch. Dieses Verhalten sowie die fehlende Mineralisation deutet darauf hin, daß die Bruchlinien ihre Entstehung einem jüngeren, deutlich von der Faltung getrennten tektonischen Akt verdanken, mit dem kein Stofftransport und -absatz mehr verbunden war.

2.43 = Klüfte

Ähnliches Verhalten wie die nicht mineralisierten Bruchlinien zeigen auch die Klüfte. Wie aus den drei Kluftrosen hervor-

geht (Fig. 21), ist bei ihnen eine Abhängigkeit von der B- oder B'-Richtung des homogenen Bereichs, in dem sie aufgenommen wurden, ebenfalls nicht festzustellen. Alle Diagramme zeigen, wenn auch in unterschiedlicher Stärke, aber mit deutlicher Richtungskonstanz, je ein Maximum bei 20° bis 25° und bei 120° bis 130° . Diese Richtungen sind durch Schraffur hervorgehoben.

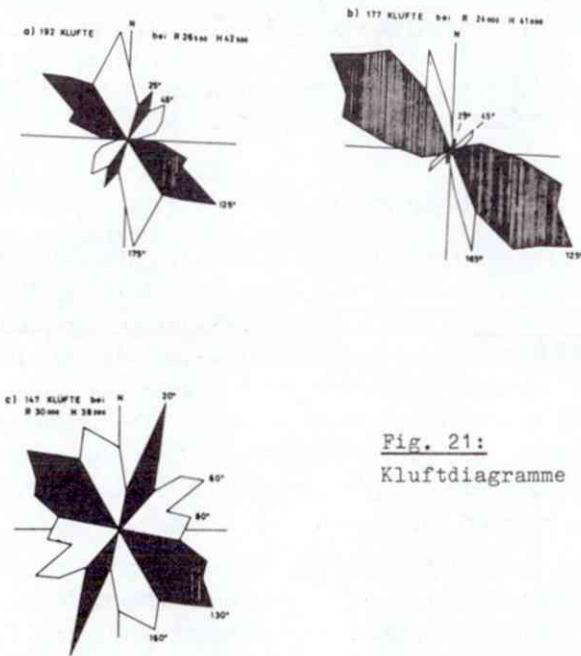


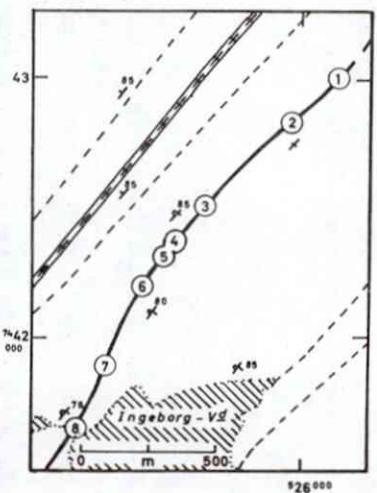
Fig. 21:
Kluftdiagramme

Genau dieselben Kluftrichtungen sind durch die Beobachtungen von VOGT (1927) für die Umgebung von Sulitjelma belegt. VOGT weist ebenfalls darauf hin, daß diese tektonischen Trennflächen eine bemerkenswerte Richtungskonstanz haben.

Die übrigen Kluftrichtungen in den Diagrammen können als Scherflächenpaare zu den beiden Hauptrichtungen gedeutet werden. Auch sie zeigen eine klare Richtungskonstanz. Die Beziehungen zwischen Klüften und Bruchlinien sind so eng, daß beide etwa zu gleicher Zeit und unter gleichen Bedingungen entstanden sein dürften.

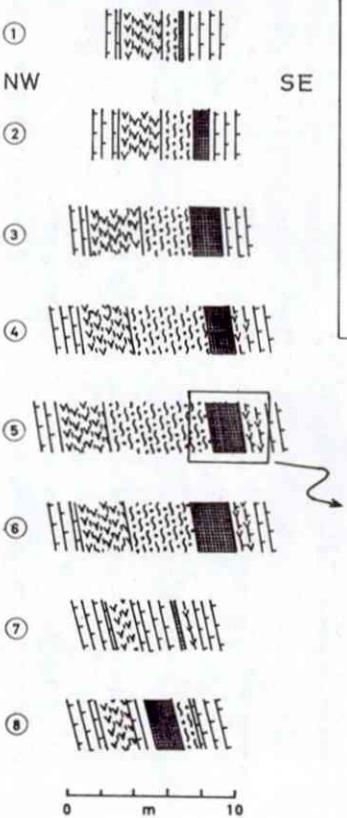
Fig. 22: DIE ERZVORKOMMEN INGEBORG-Vd UND STAALHAUGEN

a) Karte des Vorkommens am Ingeborg-Vd

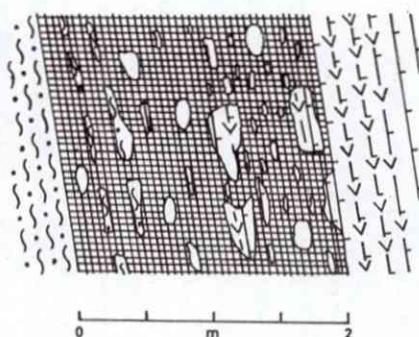
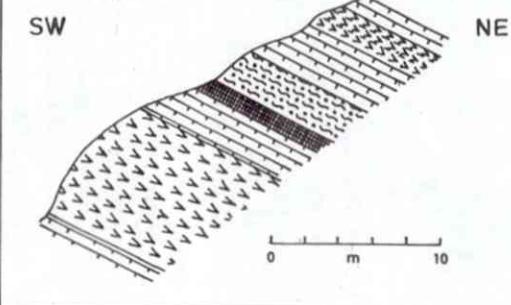


- FURULUND - GNEIS
- AMPH. - SFR. ▶ AMPHIBOLIT
- WECHSELLAORG. KALKGL. - / AMPH. - SFR.
- DERBERZ ■■■ QUARZKNAUER DARIN
- ERZQUARZIT
- KALKGLIMMERSCHIEFER
- GRANAT - CHLORIT - FELS
- STRATIGRAPHISCHE GRENZE

b) Profile durch das Vorkommen am Ingeborg-Vd



c) Profil durch das Staalhaugen-Erz



4. VERERZUNG und NEBENGESTEINE

Im Arbeitsgebiet waren bislang drei Erzvorkommen bekannt und mit Versuchsstollen beschürft: das "Ingeborg-Vorkommen" westlich des Ingeborg-Vand, das "Staalhaugen-Vorkommen" am Westhang des Staalhaugen nördlich des Storforsdal und das "Baldaivve-Vorkommen" am Westrand der Baldaivve-Synklinale. Alle drei sind - im Vergleich zu den Vorkommen des engeren Sulitjelma-Gebietes - wegen ihrer geringen Ausdehnung und ihrer abseitigen Lage wirtschaftlich unbedeutend. Ökonomisch noch uninteressanter ist die Vererzung, die nördlich und südlich des övr. Storforsdalsvand im Verlauf der Kartierungsarbeiten neu gefunden wurde und im folgenden als "Storforsdals-Vorkommen" bezeichnet wird.

Alle vier Vorkommen liegen mit ihren Nebengesteinen konkordant in den Gesteinen der Furulund-Abteilung. Ihre stratigraphischen Positionen sind, bezogen auf den Furulund-Gneis, folgende: Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen befinden sich mit 350 bzw. 400 m im Liegenden des Furulund-Gneises ungefähr in derselben Position im unteren Teil der Furulund-Abteilung; ob sie einander exakt äquivalent sind, muß offen bleiben, da sie im Gelände nicht zusammenhängen. Baldaivve- und Storforsdals-Vorkommen liegen jeweils unmittelbar unter dem Furulund-Gneis im oberen Teil der Furulund-Abteilung und sind einander mit Sicherheit äquivalent. Im selben Horizont liegen auch die Erzvorkommen des engeren Sulitjelma-Gebietes.

4.1 Beschreibung der Vorkommen

4.1.1 Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen

Diese beiden Erzvorkommen sind sich in ihrer Paragenese und in ihren Nebengesteinen außerordentlich ähnlich. Das Ingeborg-Vorkommen ist über fast 3 km in streichender Fortsetzung zu verfolgen. Es ist nördlich des Ingeborg-Elf durch einige Versuchsstollen und Schurfstellen aufgeschlossen (Fig.

22a); südlich des Flusses fehlen jedoch künstliche Aufschlüsse. Das Staalhaugen-Vorkommen hat dagegen nur eine Erstreckung von etwa 1 km.

Profile aus beiden Vorkommen zeigt Fig. 22. Das auffälligste Begleitgestein ist ein massiger, nur schwach texturierter Chlorit-Granat-Quarz-Fels, der im gesamten Arbeitsgebiet nur in unmittelbarer Nähe dieser beiden Erzvorkommen zu finden ist, die größten Mächtigkeiten dort erreicht, wo auch das Derberz am dicksten ist, und bald nach dem Ausbeissen der Erzzone ebenfalls auskeilt.

Mineralbestand: Quarz (50 Vol-%), Granat (30%) mit Einschlüssen von Quarz und Magnetkies, Biotit (13%), der fast vollständig in Chlorit umgewandelt ist. Die Erzminerale (3%) wurden im Erzanschliff zu Magnetkies (häufigstes), Kupferkies und selten Zinkblende bestimmt; außerdem sind zwei Generationen von Ilmenit zu beobachten: ein älterer, kräftig entmischter Hämatit-Ilmenit und ein jüngerer, unentmischter. Hornblende (2.5%) zeigt $X = \text{farblos}$, $Y = \text{blau grünlich}$ und $Z = \text{blau bläulich grün}$; $2V = 88^\circ$, $Z \wedge c = 22^\circ$. Plagioklas (An 25%) ist mit 1.5% noch seltener, weitere Akzessorien sind Apatit, Zirkon und Rutil.

Das makroskopische Gefüge ist außerordentlich massig, und auf die gesamte Mächtigkeit von zuweilen 6 m ist zumeist keinerlei Lagenwechsel erkennbar. Nur selten finden sich S-parallele Schnüre von Magnetkies + Kupferkies. Das mikroskopische Gefüge ist granoblastisch, alle Gemengteile sind gut rekristallisiert. Durch große Granat- und Magnetkies-Körner wird das Gefüge heteroblastisch.

Weitere Begleitgesteine beider Erzonen sind Amphibol-Schiefer und Amphibolite. Derartige Gesteine habe ich früher (S. 16ff) schon beschrieben. Die Amphibol-Schiefer können intim mit Kalkglimmerschiefern wechsellagern.

Die Derberzlagen beider Vorkommen führen immer Quarzknauern und Nebengesteinsbruchstücke, wie Fig. 22 (Profilausschnitt) zeigt. In den angrenzenden Kalkglimmerschiefern ist häufig ein auffallend hoher Hellglimmer-Gehalt zu finden, worauf schon Th. VOGT (1935) aufmerksam gemacht hat. Beide Derberzlagen sind überwiegend reine Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen, im Staalhaugen-Erz findet sich selten auch Pyrit. Das

Ingeborg-Erz wird maximal 2.2 m, das Staalhaugen-Erz 1 m mächtig. Nach den Geländebeobachtungen scheint entlang bei den Vorkommen der Kupferkies-Anteil von den äußeren zu den mittleren Teilen zuzunehmen.

Mineralbestand: Das Verhältnis Erz- zu Silikatmineralien schwankt innerhalb der Erzhorizonte stark, so daß die Modalanalyse nur die Größenordnung gibt. Die Erzmineralien nehmen zusammen knapp die Hälfte der Derberzlagen ein. Magnetkies als häufigstes liegt in derben Massen vor, die sich aus vorzüglich rekristallisierten, polygonalen Körnern zusammensetzen. Ältere Risse sind mit Kupferkies verheilt, von jüngeren geht die Umwandlung in das "Zwischenprodukt" aus. Zinkblende ist ebenfalls gut rekristallisiert und führt Einschlüsse von Magnetkiesbruchstücken. Kupferkies ist viel seltener als die vorigen. Unentmischter Ilmenit ist selten in einzelnen hypidio-morphen Körnern zu finden.

Lilikatmineralien sind Quarz (20 Vol-%), der teils Böhm!-sche Streifung zeigt, teils völlig rekristallisiert ist, weitgehend in Chlorit umgewandelter Biotit (15.5%), rand-basischer Oligoklas-Andesin (13.5%) mit Einschlüssen von Biotit, Quarz und Magnetkies und Granat (4.5%), der Magnetkies, Quarz und Biotit umwächst und randlich oder von Sprüngen aus in Chlorit umgewandelt ist. Akzessorien sind Rutil, Turmalin, authigener Klinozoisit, Apatit und Zirkon.

Das makroskopische Gefüge der Erzlagen ist massig. In beiden Vorkommen finden sich häufig limonitisch durchtränkte Nebengesteinsbrocken, die durch ihre Anordnung ein gewisses Parallelgefüge im Gesamterzkörper hervorrufen (Fig. 22, Profilausschnitt). Rundliche Quarzkanüren zeigen diese Anordnung nicht; sie werden 0.5 bis 20 cm groß. Das Derberz selbst ist völlig ungeregelt. Das mikroskopische Gefüge ist heteroblastisch: große Plagioklas-, Granat- und Magnetkies-Körner liegen in einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz und Glimmer. Einé Gefügeregelung fehlt weitgehend, nur im mm-Bereich fließt Biotit um Quarz-Aggregate herum.

Nicht selten finden sich in den Derberzlagen oder randlich mehrere cm bis wenige dm große, quarzreiche Erzknollen, in denen Kupferkies relativ angereichert ist. Diese Erzknollen sind während der Metamorphose aus dem Derberz mobilisiert und nach einem Transportweg von wenigen Dezimetern wieder abgesetzt worden.

Mineralbestand: Grobkörniger, mäßig undulös auslöschen-der Quarz füllt den größten Teil des Mobilisats aus.

Partienweise finden sich auch Plagioklas (An 25%) in großen, hypidiomorphen Körnern, fast völlig chloritum-gewandelter Biotit, sowie stellenweise grobschuppiger Muskowit, einschlußfreier Granat, Orthit, Klinozoisit, Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil, der häufig Zwillin-ge nach (101) zeigt.

Häufigstes Erzmineral ist Kupferkies mit Einschlüssen von silikatischen Mineralien und entmischten Cubanit-Lamellen; Risse können mit Pyrit ausgeheilt sein. Große, gut rekristallisierte Körner von Magnetkies sind selte-ner; Sprünge darin können mit Pyrit oder Kupferkies aus-gefüllt sein. Zinkblende ist hier ebenfalls deutlich an gereichert. Sie führt unterschiedliche Mengen von kri-stallographisch orientiert angeordneten Magnetkies- und Kupferkieschnüren, die wohl als Entmischungen zu deuten sind. Zuweilen finden sich einzelne Körner von Ilmenit.

Das makroskopische Gefüge dieser mobilisierten Erzknol- len ist massig. Es überwiegen reine Quarzpartien, in die in Schrägen oder Putzen ganz unregelmäßig die übrigen Mineralien eingeschaltet sind. Das mikroskopische Gefüge ist heteroblastisch durch große Granat- und Plagioklas- Körner, wogegen die Erzminerale, Quarz und Glimmer mit- telkörnig sind. Eine Gefügeregelung fehlt völlig.

An einer Stelle des Ingeborg-Vorkommens fand sich ein Erz-Quarzit, der jedoch nur 30 cm mächtig wird (Fig. 22b, Pro-fil 7).

Mineralbestand: Hauptmineral ist Quarz; Muskowit zeich-net durch seine gute Regelung die Schieferung nach. Häufigstes Erzmineral ist Magnetkies, dessen hypidiomorphe Einzelkörner Einschlüsse von Arsenkies, Rutil, Zinkblende und Quarz führen; die Umwandlung in das "Zwischenprodukt" ist sehr verschieden weit abgelaufen. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Zinkblende-Körner umwachsen Arsenkies, Kupferkies und Magnetkies. Bleiglanz zeigt hypidiomorphe Einzelkörner, Arsenkies ist überwiegend idiomorph. Pseudozoisit ist ausgezeichnet parallel S gere-gelt und umwächst poikiloblastisch Quarz und sämtliche Erzminerale. Akzessorien sind Zirkon, Rutil, Titanit und Apatit.

Das Gefüge ist granoblastisch; die Schieferung wird von einzelnen Muskowit-Scheitern markiert. Lagenwechsel fehlt.

4.12 Baldoaivve- und Storforsdal-Vorkommen

Wie bereits erwähnt, liegen Baldoaivve- und Storforsdal-Vorkommen stratigraphisch nur wenige Meter unterhalb des Furulund-Gneises. Dieser definierte Erzhorizont ist insgesamt durchaus absätzig vererzt, so daß weite Strecken taub sind. Ist eine Vererzung vorhanden, dann ist sie häufig an Grünsteine gebunden, die mehr oder weniger stark mit Kiesmineralien imprägniert sind. Da diese Grünsteine insgesamt recht inhomogen sind, schlagen wir den zusammenfassenden Namen "erzführende Grünsteinserie" vor. Sie besteht beim Baldoaivve-Vorkommen vor allem aus Chlorit-Schiefern und gneisartigen, stark durchbewegten Gesteinen, die früher als "Chlorit-Albit-Fels" bezeichnet worden sind (Th. VOGT 1927); da dieser Name sich eingebürgert hat, soll er hier beibehalten werden.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Plag. | Chl. | Quarz | Opak | EZG | Akz. |
|-----------|-------|------|-------|------|-----|------|
| "Chl.-Ab- | 40.0 | 31.5 | 25.2 | 0.4 | 0.3 | 1.6 |
| Fels" | 46.5 | 26.2 | 24.5 | 0.6 | 1.3 | 0.4 |
| Chl.-Sfr. | 28.0 | 52.2 | 14.6 | 2.5 | 0.4 | 2.9 |

Aus der Epidot-Zosit-Gruppe finden sich Klinzoisit und Orthit. Plagioklas ist reiner Albit mit zumeist 0% bis 3%, selten auch bis 7% An., mit Einschlüssen von Rutil, Quarz und opaken Körnern. Chlorit ist, wie reliktische Biotite zeigen, aus diesem durch Umwandlung entstanden. Pyrit ist das weitaus häufigste Erzmineral. Er liegt in Idioblasten vor, die gern parallel S gestreckt sind, mehrere cm groß werden können und Einschlüsse von Rutil und Quarz, selten auch von Kupferkies führen. Kupferkies und die selteneren Zinkblende sind bevorzugt im Druckschatten der Pyrite gewachsen. Magn. tkies und Ilmenit sind äußerst selten.

Das makroskopische Gefüge: bei geringerem Glimmergehalt sind diese Gesteine in einzelne Quarz-Albit-Körper zerschert, zwischen denen als "Schmiermittel" Chlorit liegt; der Gesamt-Habitus ist dann massig (Chlorit-Albit-Fels). Bei höherem Glimmergehalt ist dagegen S-parallel Schieferung entwickelt (Chlorit-Schiefer). Mikroskopisch kann ein granoblastischer (Quarz + Albit) von einem lepidoblastischen (Chlorit) Teilgefügebereich unterschieden werden. Innerhalb der Scherkörper ist - in jedem Scherkörper anders orientiert - ein älteres Faltengefüge an der Anordnung kleiner Quarz- und Rutil-Körner ablesbar, über die Albit hinwegwächst. Damit sind in diesen Gesteinen zwei Deformationsphasen nachweisbar.

Während Amphibolite beim Baldoaivve-Vorkommen selten sind, bauen sie beim Storforsdals-Vorkommen allein die erführende Grünsteinserie auf.

Mineralbestand (in Vol-%):

| | Hbl. | Plag. | EZG. | Bio. | Chl. | Opak | Ti-Min. | Quz. | Akz. |
|-----------------|------|-------|------|------|------|------|---------|------|-------------|
| T ₄₃ | 46.3 | 15.4 | 28.0 | E | 0.1 | --- | --- | 3.7 | IR 6.3 0.1 |
| T ₂₇ | 42.2 | 47.4 | 0.8 | E | --- | --- | 2.7 | 5.5 | TRI --- 1.1 |
| T ₈₅ | 50.0 | 45.1 | 0.6 | K | 3.3 | --- | Sp. | 0.3 | R --- 0.3 |
| T ₈₄ | 15.2 | 71.8 | --- | | 0.9 | 4.4 | 5.8 | 0.6 | NT 0.7 0.5 |

Der Plagioklas ist ein basischer Oligoklas, der zumeist randbasisch ist; nur Probe T₂₇ hat kernbasische Körner. Das Auftreten von Epidot in T₄₃ und T₂₇ ist wohl ein Hinweis auf hohen Fe-Gehalt dieser Gesteine. In Probe T₈₄ ist Chlorit nach seiner Bildung (aus Biotit) noch gewandert und ist deshalb gesondert aufgeführt. Erzmineralien sind in T₂₇ Hämatit-Ilmenit, mehrere mm große Pyrit-Porphyrblasten mit Einschlüssen von Hämatit-Ilmenit, Rutil, Magnetkies (nur dort), Magnetit (nur dort) und silikatischen Mineralien, sowie Kupferkies, der Pyrit ummantelt. T₈₄ führt vor allem Magnetkies in dorben, gut rekristallisierten Massen mit seltenen Rutil-Einschlüssen, der sehr unterschiedlich weit in das "Zwischenprodukt" umgewandelt ist; Pyrit, der wieder von Kupferkies ummantelt wird, ist wesentlich seltener. In allen Proben wurden Apatit und Zirkon gefunden.

Das makroskopische Gefüge ist massig bei fehlender bis schwacher Schieferung; zuweilen ist auch Bänderung zu beobachten. Das mikroskopische Gefüge ist heteroblastisch durch große Hornblende-, Epidot- und Pyrit-Körner, die in feinkörniger Grundmasse von Plagioklas (+Quarz) liegen. Zuweilen ist Fältelung zu beobachten, die von der Hornblende nachgezeichnet wird. In T₈₄ finden sich transversale Scherbahnen, auf denen Erzminerale und Hornblende angereichert sind, und die die Fältelung leicht verstellen.

Beim Baldoaivve-Vorkommen heißt die erführende Grünsteinserie bei R 30700/H 39530 aus; südlich davon ist die Erzzone zunächst nur anhand einer geringen Braunfärbung zu erkennen. Südlich von R 31000/H 38300 findet sich jedoch in demselben Horizont eine Derberzlage, die sich bis ca. R 31150/H 36250 verfolgen lässt. Parallel dazu verläuft von R 31000/H 37700 nach R 30950/H 37350 eine weitere Erzzone, ca. 30 bis 35 m

im Liegenden der ersten. Die Mächtigkeiten beider Erzonen liegen zumeist um oder unter 50 cm, selten auch bei 80 bis 90 cm.

Beim Storforsdals-Vorkommen war keine Derberzlage zu finden. Die hangende Derberzlage des Baldoaivve-Vorkommens besteht in ihrem nördlichen Teil überwiegend aus Pyrit mit wechselnden Mengen von Kupferkies, etwas Zinkblende und wenig Gangartmineralien. Im südlichen Teil ist dagegen ein derbes Magnetkies-Erz entwickelt, in dem sich zentimetergroße, teils rundliche, teils idiomorphe Pyrite finden, die nicht selten von einem bis zu 1 cm dicken Saum von Kupferkies umgeben sind. Auch diesem Derberz fehlen Gangartmineralien weitgehend.

In der liegenden Erzzone des Baldoaivve-Vorkommens steht ein Erz-Quarzit an.

Mineralbestand: Quarz (70 Vol-%), Pyrit (20.5%), der selten Quarz, Rutil und Zinkblende umwächst, gut parallel S geregelter Muskowit (4%) und als Akzessorien (insgesamt 0.5%) Oligoklas (An ca. 25%), Rutil, Titanit und Zirkon.

Das Gefüge ist granoblastisch, eine Bänderung wird durch lagenweise wechselnden Pyrit-Anteil und ebenfalls lagenweise verschiedene Korngrößen von Quarz hervorgerufen.

4.2 Kristallisationsfolge in den Erzen und ihren Nebengesteinen

Aus der Untersuchung, ob und welche bereits in den Silikatgesteinen nachgewiesenen metamorphen und tektonischen Ereignisse (Fig. 10, hinter S. 53) auch die Erzhorizonte betroffen haben, ergeben sich Aussagen über die Altersstellung der Erze.

4.21 = Ingeborg- und Staalhaugen-Vorkommen

Erze und Nebengesteine des Ingeborg- und des Staalhaugen-Vorkommens sind vom Stadium der stärksten Metamorphose betroffen worden. Diese Aussage ergibt sich aus folgenden Beobachtungen:

a) Mobilisationen aus dem bereits vorhandenen Erz enthalten

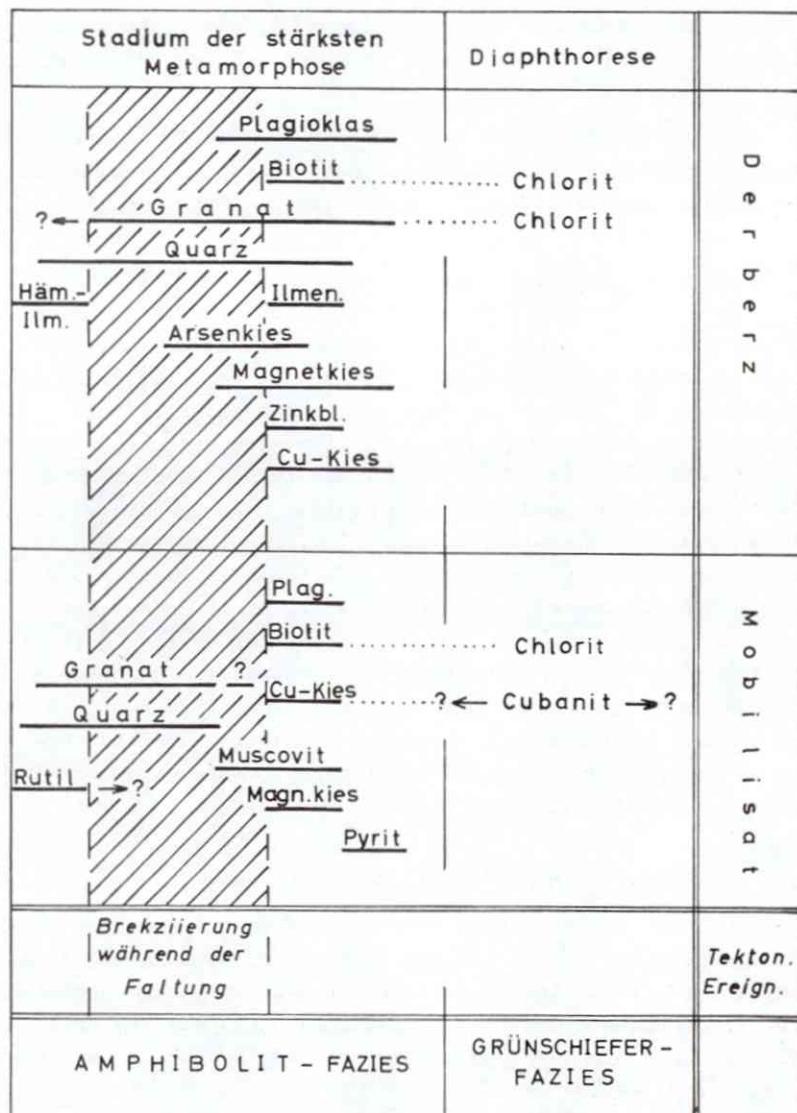


Fig. 23: KRISTALLISATIONS-/DEFORMATIONSSSCHEMA
DER ERZVORKOMMEN INGEBORG UND
STAALHAUGEN

neben viel Quarz auch Plagioklas (An 25%), sind also noch während des Stadiums der stärksten Metamorphose umgelaugert worden.

b) Die Derberzlagen selber führen eine normale Paragenese metamorpher Silikatminerale mit randbasischem Plagioklas, Granat, Biotit und Klinozoisit; darin sind die Erzminerale schon als Einschluß zu finden.

c) Das Makro-Gefüge der Derberze mit den S-parallel eingeschlossenen Nebengesteinsstücken (Fig. 22, Profilausschnitt) kann wohl nur als tektonische Brekzie gedeutet werden. Wie sich aus der Kristallisationsfolge ergibt (Fig. 23), ist die dazu gehörende Deformation im wesentlichen älter als die Kristallisation der metamorphen Minerale, insbesondere älter als die randbasischen Plagioklase. Die Deformation nimmt damit als zeitliche Marke dieselbe Stellung ein wie die Faltung in den Silikatgesteinen (vgl. Fig. 10). Die Brekzierung ist daher als eine Folge der Faltung zu betrachten, die in den mechanisch anders reagierenden Derberzlagen zu derartigen Gefügen geführt hat. Die überwiegend postdeformative Kristallisation der Erzminerale (Fig. 23) deutet also keineswegs auf eine postdeformative Erzplatznahme hin; vielmehr liegt ein reines Rekristallisationsgefüge (ohne irgendwelche Verdrängungsanzeichen) vor, das einen prädeformativen Materialbestand voraussetzt.

4.22 = Baldoaivve- und Storforsdals-Vorkommen

Ähnliche Aussagen wie zuvor sind bei den Vererzungen des Baldoaivve- und des Storforsdals-Vorkommens nur bedingt möglich. Komplizierte Verhältnisse herrschen besonders in den Gesteinen der erzführenden Grünsteinserie, die zusammengenommen drei verschiedene Deformations- und Kristallisationsphasen erkennen lassen (Fig. 24).

Die meisten Amphibolite (Ausnahme: Probe T₈₄) zeigen Anzeichen nur einer Deformation, nämlich der Faltung während des Stadiums

der stärksten Metamorphose. Ihre Mineralien sind postdeformativ gewachsen und fügen sich dem üblichen Kristallisationsschema der Silikatgesteine ein (vgl. Fig. 10).

Probe T₈₄ ist nach der Faltung noch zerschert worden, die Scherbahnen sind mit rekristallisierender Hornblende belegt. Daher muß auch diese Deformation noch unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies stattgefunden haben. Sie ist wahrscheinlich zeitlich eng mit der Faltung verknüpft oder hat sich aus ihr entwickelt. Die Kristallisation der Erzmineralien ist wiederum jünger als diese Deformation.

Erheblich jünger als diese Vorgänge ist die Zerscherung des Chlorit-Albit-Felses. Sie hat, wie sein Mineralbestand zeigt, unter den Bedingungen der Grünschiefer-Fazies stattgefunden. Auch hier ist die Kristallisation im wesentlichen postdeformativ. Ältere, reliktische Faltengefüge in den einzelnen Scherkörpern zeigen jedoch, daß diese Gesteine bereits von einer älteren Faltung betroffen worden sind. Es ist zu vermuten, daß dies die allgemeine Faltung während des Stadiums der stärksten Metamorphose gewesen ist. Diese Annahme wird gestützt durch die Beobachtung, daß der konkordant lagernde Chlorit-Albit-Fels als Ganzes von dieser Faltung mit Sicherheit betroffen worden ist, da seine Gefügedaten sich dem zur Faltung gehörigen Deformationsplan zuordnen lassen.

Die überall entwickelten Rekristallisationsgefüge der Erzmineralien lassen nun die Aussage zu, daß die Platznahme der Erze älter sein muß als die jeweils jüngste Durchbewegung. Damit ist sie in den Amphiboliten älter als die Faltung während des Stadiums der stärksten Metamorphose, im Chlorit-Albit-Fels älter als die jüngste Zerscherung während der Diaphthorese. Da nun alle diese Gesteine zu einem einzigen, wohldefinierten Horizont gehören, ist die Annahme berechtigt, daß die Vererzung im Chlorit-Albit-Fels dieselbe Altersstellung hat wie in den Amphiboliten. Andernfalls müßte man mit zwei zeitlich getrennten Erzzufuhrn rechnen: mit einer ersten vor der allgemeinen Faltung und mit einer zweiten,

Fig. 24: KRISTALLISATIONS- / DEFORMATIONSSSCHEMA DER ERZVOR-
KOMMEN BALDOAIVVE UND STORFORSDAL

| Stadium der stärksten Metamorphose | Diaphthorese | |
|---|--|---|
| Plagioklas Hbl + Biot. Epidot Titanit ? Quarz ? Pyrit Magnetkies Cu - Kies | Klinoz. (Sauss.) Chlorit | Amphibolite (ohne Probe T_{84}) und Erz - Quarzit |
| ? Plagioklas ? Hornblende Biotit ? Quarz Magnetkies Pyrit Cu - Kies | Klinoz. (Sauss.) Chlorit | Amphibolit T_{84} |
| ? ← Rutil → ? ? ← Quarz → ? | Abbit Chlorit Pyrit Cu - Kies Zinkblende | „Chlorit-“ Albit - Fels" |
| Faltung Zer- scherung | Zer- scherung | Tekt. Ereign. |
| A M P H I B O L I T - F A Z I E S | GRÜNSCHIEFER- F A Z I E S | |

postmetamorphen, aber prädiaphthoritischen. Dafür gibt es jedoch weder im Gelände noch in den Schliffen irgendwelche Anzeichen.

Über die Altersstellung der Kristallisation in der Derberzlage des Baldoaivve-Vorkommens können bestenfalls Vermutungen angestellt werden, da Gangartmineralien als Zeitmarken und Metamorphose-Anzeiger fehlen. Möglicherweise ist Magnetkies beim Stadium der stärksten Metamorphose, und zwar postdeformativ (Rekristallisationsgefüge) gewachsen, während die Pyrit-Porphyroblasten mit ihrem Kupferkies-Saum vielleicht erst unter diaphthoritischen Bedingungen entstanden sind. Da jedoch auch die Derberzlage mitsamt ihren silikatischen Hüllgesteinen spezialgefaltet ist, dürfte auch ihr Erzmineralinhalt älter als die Faltung sein.

Dieselbe Beobachtung gilt auch für den Erz-Quarzit des Baldoaivve-Vorkommens, der außerdem ein ausgezeichnetes Rekristallisationsgefüge zeigt und Plagioklas (An 25%) führt, so daß hier dieselbe Altersstellung wie zuvor angenommen werden darf.

4.23 Diaphthoritische Veränderungen in der Nachbarschaft der Erzhorizonte

Die Gesteine in den Erzhorizonten und in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft sind auffallend stark von diaphthoritischen Veränderungen betroffen worden: die mafitischen Gemeinigteile sind hier fast völlig, oft auch gänzlich chloritisiert, der Chlorit-Albit-Fels ist im Arbeitsgebiet das einzige Gestein, das vollständig an die Bedingungen der Grünschiefer-Fazies angepaßt ist, und vor allem die Derberzlagen sind häufig von einem cm- bis dm-dicken Saum umgeben, in dem Biotit weitgehend baueritisiert ist.

Diese Erscheinungen sind bisher immer als Beweis einer epi-genetischen, syn- bis postmetamorphen Platznahme der Erze

angesehen worden, wobei die zuführenden Lösungen zugleich die Nebengesteine "hydrothermal-metasomatisch" verändert hätten. Es ist m.E. durchaus richtig, "Hydrothermen" als Ursache für diese Umwandlungen anzusehen. Diese können aber nicht mit der Erz z u f u h r zusammenhängen, da die Erze älter als die Faltung sind (s.o.), während die so entstandenen Mineralien dem viel jüngeren diaphthoritischen Stadium zugehören.

Wahrscheinlich sind die bereits vorhandenen sulfidischen Mineralien in dieser diaphthoritischen Phase für die Lieferung sulfatischer, "hydrothermaler" Wässer verantwortlich, die als Katalysatoren in der unmittelbaren Nachbarschaft zu einer schnelleren und vollständigeren Anpassung an die veränderten PT-Bedingungen geführt haben. Es ist zu vermuten, daß bei der so erhöhten Mobilität an diesen ohnehin schon inhomogenen Stellen auch leichte Beanspruchungen zu verhältnismäßig weitgehenden Deformationen und Zerscherungen führen könnten, die in den übrigen, homogeneren und viel weniger mobilen Gesteinen keinerlei Wirkungen mehr hinterlassen haben.

4.3 Genetische Überlegungen

Im vorigen Kapitel konnte ich zeigen, daß die Vererzung im Arbeitsgebiet von sämtlichen in den silikatischen Gesteinen nachweisbaren Prozessen (Faltung, Metamorphose, Diaphthorese) betroffen worden ist. Ihre Platznahme muß also während der Metamorphose oder zu einem noch früheren Zeitpunkt stattgefunden haben. Eine postmetamorphe Erzzufuhr scheidet aus. Ebensowenig kommt der postmetamorphe Baldoaivve-Granit als "Erzbringer" in Frage (vgl. S. 50).

Direkte Beweise für die Art und den Zeitpunkt der Erzzufuhr sind wegen der metamorphen Überprägung in den Erzen nicht mehr zu finden. Ich möchte aber auf einige mittelbare Hinweise aufmerksam machen.

a) Die verschiedenen Erzvorkommen sind ohne Ausnahme horizontalbeständig. Der Erzhorizont, zu dem auch das Baldoaivve- und das Storforsdals-Vorkommen gehören, ist im Sulitjelma-Gebiet insgesamt auf 35 km Länge erzführend. In dieser Hinsicht bestehen also keine Unterschiede zu den angrenzenden Meta-Sedimenten, und auch die Erze können deshalb als ehemalige Sedimente angesehen werden.

b) Die verschiedenen Erzvorkommen zeigen eine enge Bindung an "Grünsteine", nämlich an z.T. gebänderte Amphibolite, die sich bei allen vier Vorkommen des Arbeitsgebietes finden, und an den Chlorit-Albit-Fels, der nur beim Baldoaivve-Vorkommen auftritt.

Die gebänderten Amphibolite können, wie die früher beschriebenen, als Meta-Tuffe und -Tuffite angesehen werden, die ungebänderten als intermediäre Effusivgesteine (vgl. S. 17 ff.). Dagegen ist die Frage nach dem Ausgangsgestein des Chlorit-Albit-Felses wegen seiner diaphthoritischen Durchbewegung und Neukristallisation und der damit verbundenen Ausmerzung der meisten früheren Gefügemerkmale nicht zu beantworten. Dem Chemismus nach könnte es sich ebenfalls um ehemalige Tuffe oder Effusiva handeln. Diese Aussage ist jedoch unsicher.

Die Vergesellschaftung der Vererzung mit Meta-Effusiven und die Vermutung, daß die Erze Meta-Sedimente sind, können zu der Annahme zusammengefaßt werden, daß die Vererzung ihren Stoffbestand während der Sedimentation aus vulkanischer Tätigkeit bezogen hat. Diese Annahme wird gestützt durch die Tatsache, daß Erze im gesamten Sulitjelma-Gebiet (mit einer Ausnahme) nur in der Furulund-Abteilung auftreten, die, wie ich beschrieben habe, eine Zeit kräftiger vulkanischer Tätigkeit repräsentiert (vgl. S. 19). Dagegen sind die übrigen Abteilungen im Arbeitsgebiet effusivarm und auch erzfrei. Zusammenfassend ergibt sich somit die Aussage, daß die beschriebenen Erzvorkommen ihre Entstehung wahrscheinlich syn-genetischer, submariner Stoffzufuhr vulkanischer Herkunft verdanken. Sie können damit als hochmetamorphe Äquivalente der Kieslagerstätten vom Typ Rammelsberg gedeutet werden.

5. VERGLEICH mit NACHBARGEBIETEN

Östlich der norwegisch-schwedischen Grenze hat G. KAUTSKY (1953) ein Gebiet bearbeitet, das zu den marginalen Teilen der Kaledoniden gehört. Dagegen beschäftigt sich eine Arbeit von RUTLAND & NICHOLSON (1965) mit ziemlich zentralen Teilen des kaledonischen Orogen. Das Arbeitsgebiet liegt ungefähr auf halbem Wege dazwischen. Somit ergibt sich ein verhältnismäßig vollständiges Profil quer durch den Körper der Kaledoniden im nördlichen Skandinavien.

5.1 Eigene Ergebnisse

Über die im Arbeitsgebiet gefundene Gesteinsfolge können, obgleich sie von einer kräftigen Metamorphose überprägt worden ist, doch einigermaßen sichere Altersangaben gemacht werden (vgl. S. 34 ff): das Profil setzt stratigraphisch mit dem Ober-Kambrium an, darüber liegen unterordovizische, unreine Marmore (Steinkjerring-Abteilung), es folgen im wesentlichen mittelordovizische, arkosische Klastika (Sjönstaa-Abteilung), deren oberste Teile sich stellenweise mit intermediären Vulkaniten verzahnen und vielleicht noch in das obere Ordovizium hineinreichen. Das obere Ordovizium wird vorwiegend durch die karbonatischen Felite der Furulund-Abteilung (unterer Teil) eingenommen, die Grenze Ordovizium/Silur liegt wahrscheinlich im oberen Teil dieser Abteilung. Dem Silur gehören dann überwiegend karbonatische Gesteine der Baldoaivve-Abteilung an.

Während der kaledonischen Orogenese wurde dieses Schichtpaket unter den Bedingungen der niedrigsttemperierten Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies in einem dreiphasigen Akt kräftig verfaltet; die dabei entstandenen Strukturen zeigen überwiegend West-Vergenz.

5.2 Das Gebiet östlich der schwedischen Grenze

Das Gebiet östlich der norwegisch-schwedischen Grenze, zwischen Mavasjaure im Süden und 15 km nördlich des Salojaure im Norden (vgl. Fig. 1), hat G. KAUTSKY (1953) bearbeitet.

Nach seinen Angaben liegt dort über dem präkambrischen Basement und seinen geringmächtigen Hüllgesteinen eine Gesteinsfolge (Juronquarzit, Pieskekalk, Konglomerat-Sandsteinserie, Furulund-Schiefer), die ich bereits auf S. 35 erwähnt und mit den Gesteinen im Arbeitsgebiet in Beziehung gesetzt habe. Über den Furulund-Schiefern liegt in KAUTSKYS Gebiet die "effusive Porphyrit-Amphibolit-Serie", die nach seinen Angaben unserer erzführenden Grünsteinserie äquivalent ist. In deren Hangenden finden sich verschiedene Marmore und Kalkglimmerschiefer, die mit den Kalkglimmerschiefern der Baldoaivve-Abteilung im Arbeitsgebiet verglichen werden können. Die höchsten Niveaus werden in KAUTSKYS Gebiet von polymikten Konglomeraten, bunten Sandsteinen und Graphit- und Staurolith-Glimmerschiefern eingenommen. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von N. RAITH ist auch der obere, ca. 150 m mächtige Teil der Baldoaivve-Abteilung (vgl. S. 24) im Kern der Baldoaivve-Synklinale aus ähnlichen Gesteinen zusammengesetzt. Damit kann auch hier Äquivalenz angenommen werden.

KAUTSKY faßt dieses Gesteinspaket nicht als durchgehende Sedimentationsfolge auf, sondern postuliert einen komplizierten Deckenbau, auf den ich S. 35 schon hingewiesen habe. KAUTSKY unterscheidet zwei tektonische Großeinheiten: zuerst den "Akkajaure-Komplex", der aus dem archäischen Basement und seinen auflagernden Hüllgesteinen ("Gesteine vom Hyolithuszonentyp") besteht. Über den Akkajaure-Komplex soll die erwähnte "Große Sevedecke" en bloc von Westnordwesten her überschoben worden sein. Die Schubweite soll mindestens 250, wahrscheinlich 600 oder gar 1000 km betragen haben (G. KAUTSKY 1946, 1947).

Die "Große Sevedecke", die mit dem Juronquarzit beginnt, enthält das gesamte westliche Kambro-Silur in Geosynkinalfazies und soll nach KAUTSKY wiederum aus mehreren Teilschubmassen zusammengesetzt sein.

5.3 Das Gebiet im Westen

Über das Gebiet zwischen der norwegischen Küste und dem Saltdal, zwischen Svartisen und Sörfold haben RUTLAND & NICHOLSON (1965) zusammenfassend (29) berichtet (vgl. Fig. 1) Sie beschreiben von dort die nachstehende Gesteinsabfolge:

Zuunterst liegen präkaledonische Gneise (Glomfjord-Granit-Gneis), die in die kaledonische Orogenese mit einbezogen worden sind. Darüber folgen halbpsophitische bis psammitische Gesteine von "sparagmitischem" Habitus, die ihrerseits von überwiegend pelitischen Gesteinen überlagert werden. Diese beiden Gesteinsserien werden zur "Meløy-Gruppe" und andernorts zur "Vaagen-Gruppe" zusammengefaßt. Darüber liegen mächtige Kalkmarmore (Saura-, Gildeskål-Marmor), die nicht selten mit einem Kalkkonglomerat vergesellschaftet sind und daher von RUTLAND & NICHOLSON mit dem Fauskemarmor verglichen werden (30). Den Abschluß bilden überwiegend pelitische Gesteine (Vegdal-Gruppe, Bodö-Schiefer).

Die Einengung war in diesem Teil der Kaledoniden sehr kräftig, so daß häufig km-große liegende Falten auftreten, aus denen lokale "Decken" entstehen können. Diese Schubmassen sind nach RUTLAND & NICHOLSON synogen entstanden, Hinweise auf präorogene Decken im Sinne von KAUTSKY haben diese Autoren nicht gefunden.

-
- (29) Sie stützen sich dabei auf eine Reihe von detaillierten Untersuchungen ebenfalls englischer Autoren aus den vorangegangenen Jahren.
 - (30) Hinzu kommt noch die "Sokumfjell-Marmor-Gruppe", die jedoch - vor allem wegen ihrer tektonisch unklaren Lage - nicht mit den anderen Marmoren verglichen werden kann.

Die Faltung selbst kann, wie RUTLAND & NICHOLSON aus der Kristallisationsfolge und aus Geländebeobachtungen schließen, die die Überfaltung älterer Falten durch jüngere zeigen, in drei Phasen untergliedert werden. RUTLAND & NICHOLSON betonen jedoch, daß die einzelnen Phasen nicht durch größere zeitliche Sprünge voneinander getrennt sind, sondern wahrscheinlich einigermaßen kontinuierlich ineinander übergegangen sind.

Im Gegensatz zu der auf S. 69ff gegebenen Deutung, mit der ich das Umbiegen von Achsenrichtungen auf verhältnismäßig kleinem Raum durch S-parallele Gleitungen erklärt habe, deuten RUTLAND & NICHOLSON ganz ähnliche Makrogefüge in ihrem Gebiet als Überfaltung älterer Gefügeelemente durch jüngere.

5.4 Gemeinsame Züge

Betrachtet man die Abfolge der Gesteinsserien in allen drei Gebieten, so ergeben sich eine Reihe von Übereinstimmungen, die in Fig. 25 zusammenfassend dargestellt sind.

Das unterste, im Arbeitsgebiet allerdings nicht aufgeschlossene Niveau wird von präkaledonischen Gesteinen eingenommen, dem Basement dieses Gebirges (Granite des Akkajaure-Komplex, Glomfjord-Granit-Gneis). Darüber folgen (grob) klastische Sedimente mit sparagmitischem Charakter (Juronquarzit, unterer Teil der Meløy-Gruppe), die den Abtragungsschutt dieses Basements darstellen; sie haben wahrscheinlich eokambrisches und kambrisches Alter. Im Westen folgen darüber pelitische Gesteine (oberer Teil der Meløy-Gruppe) ähnliche Rdfungen sind auch aus dem Arbeitsgebiet (Liegendes der Steinkjerring-Abteilung) und aus dem Gebiet südlich des Junkerdal (du RIETZ 1949) bekannt. Östlich der schwedischen Grenze reichen die klastischen Sedimente (Juronquarzit) offenbar noch weiter hinauf und vertreten die Meta-Pelite. Darüber liegt überall eine mächtige Folge von Kalkmarmoren (Pieskekalk, Steinkjerring-Abteilung, Fauskekalk, Saura- und Gildeskål-Marmor),

| RUTLAND & NICHOLSON | Arbeitsgebiet | KAUTSKY | |
|--|--|---|---|
| | Oberer Teil der Baldoaivve-Abteilung | Konglomerate, Glimmer-Sfr. usw. | |
| | Unt. Teil d. Bald.-Ablg.: karbonatisch | Marmore, Kalkglimmerschiefer | |
| | Furulund-Schiefer | Furulund-Schiefer | |
| Vegdal-Gr. u. Bodö-Sfr.: pelitisch | Venset-Sfr. (??) psammit. | ob. vulk. Sjönstaa- Abtlg. psammit.- arkos. | Kongl.- Sdst.- Serie psammit- psephitisch- arkosisch |
| Saura- und Gildeskål- M a r m o r e | | Steinkjerring-Abtlg. unreine M a r m o r e | Pieske- k a l k |
| Melöy- Gruppe | pelitisch psammit. | Bieg. d. Steinkj.-A.: pelitisch | Juron-Quarzit: psammit. |
| Glomfjord-Granit-Gneis (Basement) | | | Gesteine vom Hyolithus- zonetyp |
| | | | Grundgebirgsgranit (Basement) |

Fig. 25: Gesteinsabfolge in verschiedenen Gebieten der nordskandinavischen Kaledoniden

die mit einiger Sicherheit unterordovizisches Alter haben. Über den Kalkmarmoren stehen im Osten und im Arbeitsgebiet wiederum psammitische Serien an (Konglomerat-Sandstein-Serie, Sjönstaa-Abteilung), denen nach HOLMQUIST (1900) auch die petrographisch ähnlichen Venset-Schiefer zwischen Fauske und

Bodö äquivalent sind (31). Südlich davon sind in entsprechender Position pelitische Gesteine entwickelt (Vegdal-Gruppe). Höhere stratigraphische Einheiten sind nur noch bei KAUTSKY (Furulund-Schiefer, Marmore und Kalkglimmerschiefer, Konglomerate und verschiedene Glimmerschiefer) und im Arbeitsgebiet (Furulund-Abteilung, Baldoavv-Abteilung) vorhanden; sie sind zum großen Teil karbonatisch.

Diese Abfolge schimmert, soweit vorhanden, im gesamten betrachteten Bereich der Kaledoniden durch und dürfte im wesentlichen die prä-orogenen Lagerungsverhältnisse widerspiegeln. Sie umfaßt, wie ich für Teile davon bereits früher (S. 35ff) dargelegt habe, offenbar eine vollständige Schichtfolge, die vom Eokambrium bis zum Silur reicht. Weder in diesem regionalen Rahmen noch aus Beobachtungen im Arbeitsgebiet ergeben sich irgendwelche Hinweise auf den von KAUTSKY geforderten, prä-orogenen Deckenbau, da größere Schichtwiederholungen nirgends nachweisbar sind.

Die Metamorphose ist in diesem Teil der Kaledoniden überwiegend unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies abgelaufen, nur östlich des Arbeitsgebietes hat VOGT (1927) die Grünschiefer-Fazies nachgewiesen. Insgesamt ist von Osten nach Westen eine geringfügige Steigerung zu bemerken: im größten Teil des von KAUTSKY bearbeiteten Gebietes sowie im Arbeitsgebiet ist die niedrigst temperierte Subfazies der Amphibolit-Fazies ausgebildet, während im Westen teilweise bereits die nächststärkere Subfazies durch das Auftreten von Sillimanit belegt ist. Entsprechend verhält sich das präkaledonische Basement, wie bereits KAUTSKY (1946, 1947) hervorgehoben hat: es ist im Osten von der kaledonischen Orogenese im wesentlichen unbeeinflußt geblieben, im Westen dagegen

""

(31) RUTLAND & NICHOLSON sind sich über die Einstufung der Venset-Schiefer nicht völlig klar, parallelisieren sie aber schließlich mit dem oberen Teil der Heløy-Gruppe. Petrographisch spricht m.E. mehr für HOLMQUISTS Auffassung, und auch die Lagerungsverhältnisse lassen eine derartige Deutung durchaus zu.

überwiegend davon noch betroffen worden. Auch die Zahl der synorogenen, palingenen Granite nimmt insgesamt von Osten nach Westen zu.

Der Grad der tektonischen Einengung zeigt ebenfalls Änderungen längs dieses Ost-West-Profil: östlich des von KAUTSKY bearbeiteten Gebietes finden sich nach dessen Aussagen nur flachwellige Verbiegungen, im Gebiet von KAUTSKY und im Arbeitsgebiet ist bereits kräftige Einengung mit isoklinalen Falten und deutlicher West-Vergenz feststellbar, und im westlichen Gebiet wird die Einengung so stark, daß liegende Falten größeren Ausmaßes und Schichtverdoppelungen, lokal auch "Decken" auftreten. Der tektonische Transport ist wegen der allgemeinen West-Vergenz der Falten - relativ zum Untergrund - von Osten nach Westen gerichtet gewesen. Dagegen würde die Existenz der "Großen Sevedecke" einen ganz erheblichen tektonischen Transport in umgekehrter Richtung voraussetzen, für den sich aber nirgends Anzeichen finden.

6 LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen:

- G.F.F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
K.N.V.S. = Det Kongelige Norske Videnskabers Selskab
N.G.T. = Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo
N.G.U. = Norges Geologiske Undersökselser, Oslo
S.G.U. = Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm

ACKERMANN, K.J., NICHOLSON, R. & WALTON, B.J. (1960): Mineral Development and Deformation in Metasedimentary Rocks in the Glomfjord Region, Northern Norway
Int. Geol. Congr. 21. Session, P. XIX, 54-63

ATHERTON, M.P. (1965): The Chemical Significance of Isograds. in: PITCHER & FLINN: Controls of Metamorphism, 169-202, 1965

BROWN, W.L. (1962): Peristerite Unmixing in the Plagioclases and Metamorphic Facies Series
N.G.T. 42, 2. Hbhd., 354-382

CHRISTIE, O.H.J. (1962): Feldspare Structure and the Equilibrium between Plagioclase and Epidote
Am. J. Sci. 260, 149-153

CORRENS, C.W. (1949): Einführung in die Mineralogie, Kristallographie und Petrologie. 414 S., Springer Verlag Berlin-Göttingen-Heidelberg

-- (1967): Systematik der Sedimente. In: BRINKMANN, R.: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. III, 630 S., Ferd. Enke Verlag Stuttgart

DYBDAHL, I. (1951): Unveröff. Dipl.-Arbeit an Norges Tekniske Høgskole, Trondheim

HOLMQUIST, P.J. (1900): En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten
G.F.F. 22, 72-104, 151-177 und 233-272

HOLMSEN, G. (1917): Sulitelmatrakten. N.G.U. 81, III, 47 S.

HOLTEDAHL, O. (1960): Geology of Norway. N.G.U. 208, 540 S.

- KAUTSKY, F. (1949): Beobachtungen in den tiefsten Teilen der großen Sevedecke im nordwestlichen Arjeplog, Nord-schweden
G.F.F. 71, 205-214
- KAUTSKY, G. (1946): Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskan-dinavischen Gebirgsproblemen (vorläufige Mitteilung)
G.F.F. 68, 589-602
- (1947): Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskandina-vischen Gebirgsproblemen (Zusatz).
G.F.F. 69, 108-110
- (1949): Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden
G.F.F. 71, 253-284
- (1953): Der geologische Bau des Sulitelma-Salojaure-Gebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden
S.G.U. Ser. C, Nr. 528, 232 S.
- KULLING, O. (1947a): Några fjällgeologiska frågor
G.F.F. 69, 127-135
- (1947b): Aktuella fjällfrågor. G.F.F. 69, 475-485
- (1960): On the Caledonides of Swedish Lapland. In: Description to accompany the map of the Pre-Quar-tary Rocks of Sweden.
S.G.U. Ser. Ba, No. 16, 150-177
- LANDMARK, K. (1951): Tverrfolding i den kaledonske fjellkjede
N.G.T. 29, 241-247
- LINDSTRÖM, M (1955): A tectonic Study of Mt. Nuola, Swedish Lapland
G.F.F. 77, 557-566
- (1958): Toward a further Hypothesis on the Scandi-navian Caledonides.
G.F.F. 80, 363-380
- (1961): Beziehungen zwischen Kleinfaltenvergrenzen und anderen Gefügemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens. Geol. Rdsch. 51, 144-180
- NORDENSKJÖLD, O. (1894/95): Über postarchäischen Granit von Sulitelma in Norwegen und über das Vorkommen von s.g. Corrosionsquarz in Gneisen und Graniten
Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala Vol. II, 118-128
- OFTEDAHL, C. (1959): Om vulkanittene i den kaledonske fjell-kjede i Norge. N.G.T. 39, 263-265 und 267f
- OXAAL, J. (1916): Norsk Granit. N.G.U. 26, 220 S.

- RAMSAY, D.M. & STURT, B.A. (1963): A Study of Fold Styles, their Associations and Symmetry Relationships, from Sørøy, North Norway. *N.G.T.* 43, 411-430
- REITAN, P.H. (1960): Fauske to Bodø. In: Aspects of the Geology of Northern Norway; Guide to Excursion No. A3 (Int. Geol. Congr. Oslo 1960). *N.G.U.* 212a, 25-30
- REKSTAD, J. (1917): Fjeldstrøket Fauske-Junkerdalen. *N.G.U.* 81, IV, 70 S.
- Du RIETZ, T. (1949): The Nasafjäll Region in the Centre of the Scandinavian Caledonides. *G.F.F.* 71, 243-252
- RUTLAND, R.W.R. (1961): The Control of Anorthite Content of Plagioclase in Metamorphic Crystallisation. *Am. J. Sci.* 259, 76-79
- (1962): Feldspar Structure and the Equilibrium between Plagioclase and Epidote: A Reply. *Am. J. Sci.* 260, 153-157
- & NICHOLSON, R. (1965): Tectonics of the Caledonides of part of Nordland, Norway. *Quart. J. Geol. Soc. London* 121, 73-109
- SJÖGRÉN, H.J. (1896): Om Sulitelma-områdets bergarter och tektonik. *G.F.F.* 18, 346-376
- (1900a): En krinitfynd i fjellskiffrarna vid Sulitelma. *G.F.F.* 22, 105-115
- (1900b): Översikt af Sulitelma-områdets geologi. *G.F.F.* 22, 437-462
- STRAND, T. (1961): The Scandinavian Caledonides - A Review. *Am. J. Sci.* 259, 161-172
- STURT, B.A. (1962): The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. *J. Petr.* 2, 181-191
- TISCHER, G. (1962): Über -Achsen. *Geol. Rdsch.* 52, 426-447
- UYTENBOGAARDT, W. (1954): On the opaque Mineral Constituents in a series of Amphibolitic Rocks from Norra Storfjället, Västerbotten, Sweden. *Arkiv Min. Geol.* 1, 527-543
- VOGTT, Th. (1922): Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. *G.F.F.* 44, 714-739

VOGT, Th. (1927): Sulitjelmafeltets geologi og petrografi
N.G.U. 121, 560 S.

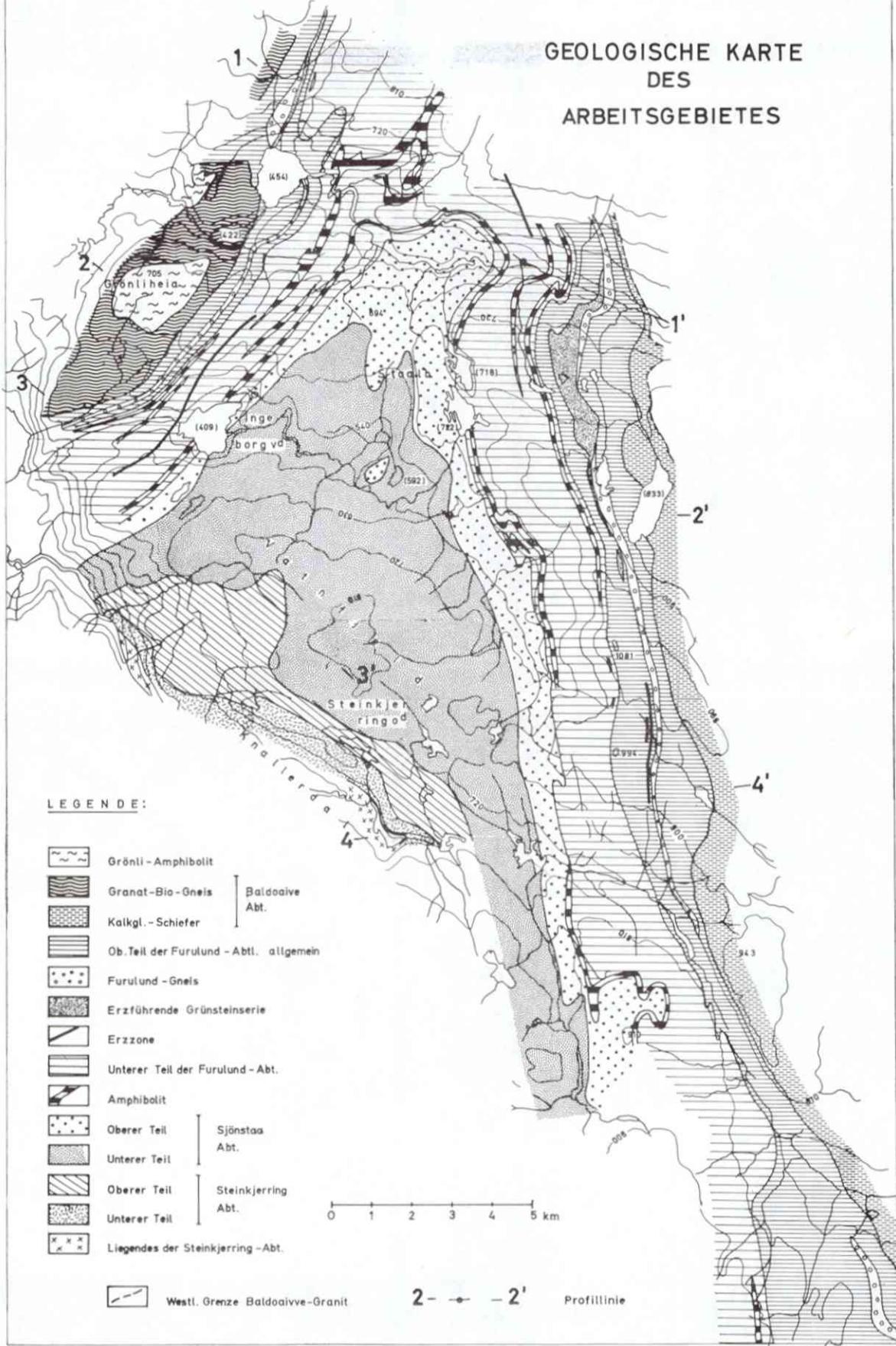
-- (1935): Origin of the injected pyrite deposits
K.N.V.S. Skrifter 1935, I, No. 20

WAARD, D. de (1959): Anorthite Content of Plagioclase in Basic
and Pelitic Crystalline Schists as Related to Me-
tamorphic Zoning in the Usu Massif, Timor
Am. J. Sci. 257, 553-562

WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentral-
alpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas
Schw. Min. Petr. Mitt. 42, 139-152

WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine.
2. Auflage, 237 S. Springer Verlag Berlin-Heidel-
berg-New York

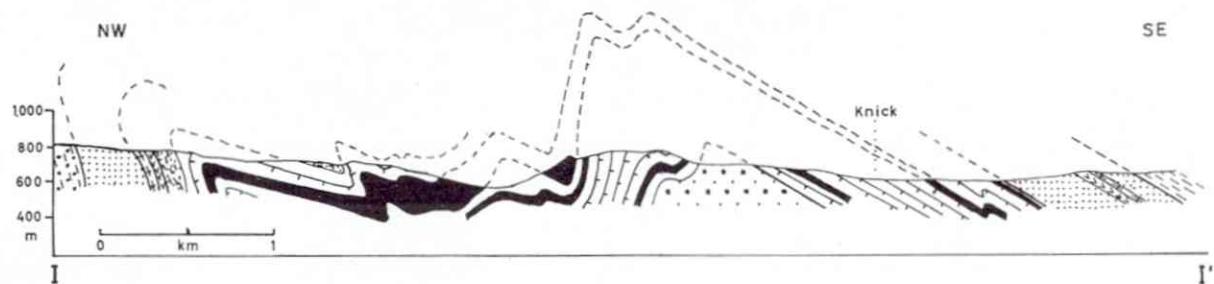
GEOLOGISCHE KARTE
DES
ARBEITSGEBIETES



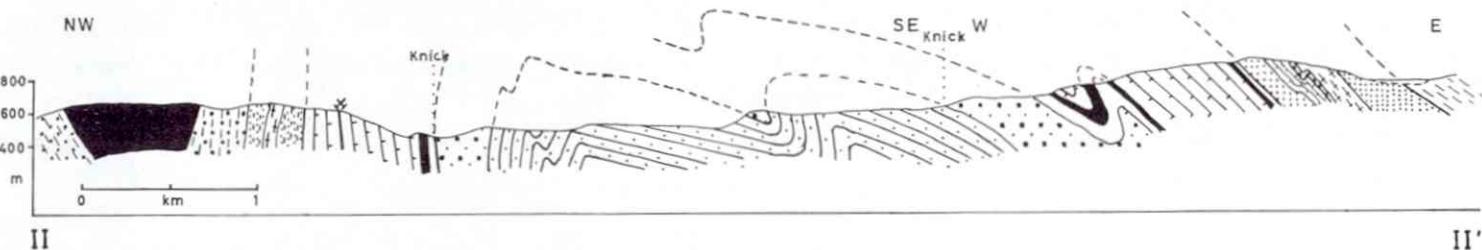
LEGENDE

-  Granat - Biotit - Gneis } Baldoaivve -
Abteilung
-  Kalkglimmerschiefer } Baldoaivve -
Abteilung
-  Furulund - Gneis } oberer Teil der
Furulund - Abtlg.
-  erzführende
Grünsteinserie } oberer Teil der
Furulund - Abtlg.
-  Rostschiefer - Niveau } oberer Teil Furulund - Abtlg. - allgemein
-  Erzzone
-  Kalkglimmerschiefer des unteren
Teils der Furulund - Abtlg.
-  Amphibolit
-  oberer Teil } Sjönstaabteilung
-  unterer Teil } Sjönstaabteilung
-  oberer Teil } Steinkjerring - Abtlg.
-  unterer Teil } Steinkjerring - Abtlg.
-  Liegendes der Steinkjerring - Abteilung

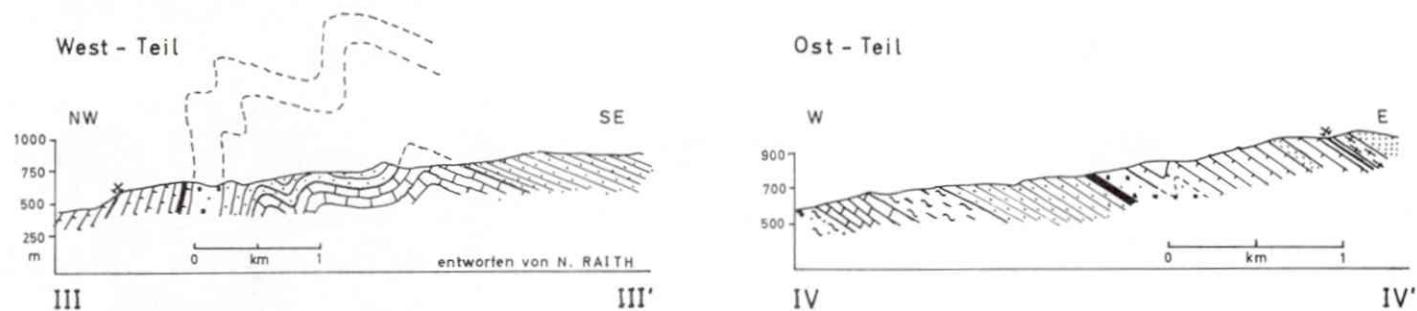
NÖRDLICHES QUERPROFIL DURCH DIE VATNFJELL - ANTIKLINALE



MITTLERES QUERPROFIL DURCH DIE VATNFJELL - ANTIKLINALE



SÜDLICHES QUERPROFIL DURCH DIE VATNFJELL - ANTIKLINALE



LEGENDE zur

TEKTONISCHEN KARTE (DIE HOMOGENEN BEREICHE)

- B-Achse eines homogenen Teilbereichs, Richtung und Tauchen sicher bestimmbar
- dito, nur Richtung sicher bestimmbar
- dito, Richtung unsicher, Tauchen nicht bestimmbar

ACHSENTAUCHEN:

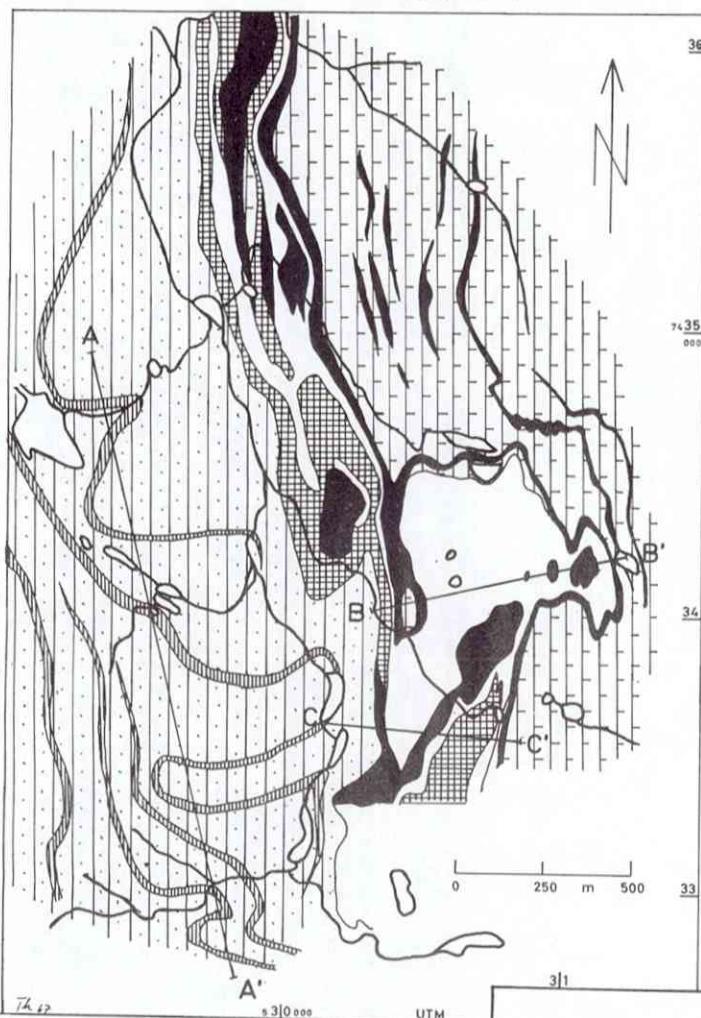
- ↔ um 0° |→ 2° - 10° H→ 11° - 20°
- HH→ 21° - 30° HHH→ 31° - 40°
- stratigraphische Grenze

PETROGRAPHISCH – STRATIGRAPHISCHE

SPEZIAKARTE

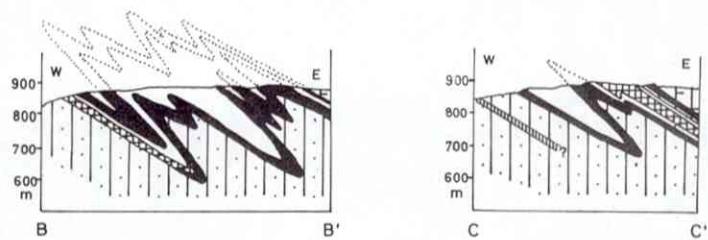
DES GEBIETES

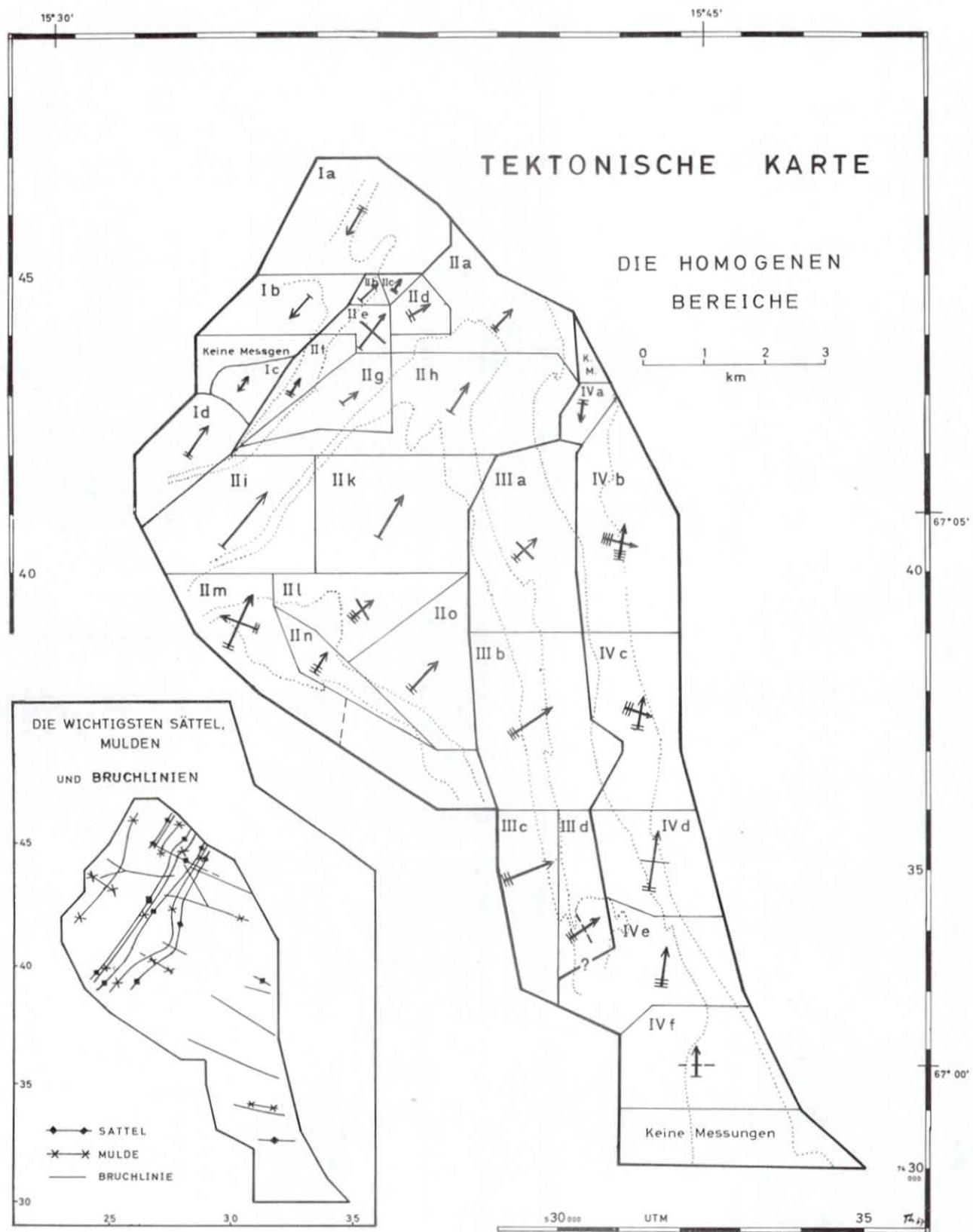
SÜDLICH ÖV. KNALLERDALSVÄ



LEGENDE

| | | |
|---|----------------------|--------------------|
| [Gekennzeichnet mit einem gestrichelten Rahmen] | KALKGLIMMERSCHIEFER | FURULUND-ABTEILUNG |
| [Leeres Rechteck] | META-FELDSPAT-ARKOSE | |
| [Dunkler Bereich] | AMPHIBOLIT | OB. |
| [Gestrichelter Bereich] | AMPHIBOL-SCHIEFER | |
| [Gekennzeichnet mit einem gestrichelten Rahmen] | META-FELDSPAT-ARKOSE | SJÖNSTAA-ABTEILUNG |
| [Rahmen aus kleinen Kreisen] | META-GRAUWACKE | UNT. |





GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES

SULITJELMA - FELDES

Zusammengestellt nach
Karten von Th. VOGT, I
DYBDAHL, N. RAITH (unveröff.)
und eigenen Aufnahmen

- SS SKAITI - SYNKL.
- BA BALVATN - ANTIKL.
- BS BALDOAIVVE - SYNKL.
- VA VATNFJELL - ANTIKL.
- GM GRÖNLI - MULDE
- LA LANGVAND - ANTIKL.
- BIS BLAMANSISEN - SYNKL.
- RÖTIND - SCHIEFER (im N)
- BALDOAIVVE - SFR.
- SKAITI - SCHIEFER (im S)
- FURULUND - SCHIEFER
- "MUORKI - SCHIEFER" (im E)
- SJÖNSTAA - GNEISE (im W)
- BALDOAIVVE - GRANIT

15° 30'

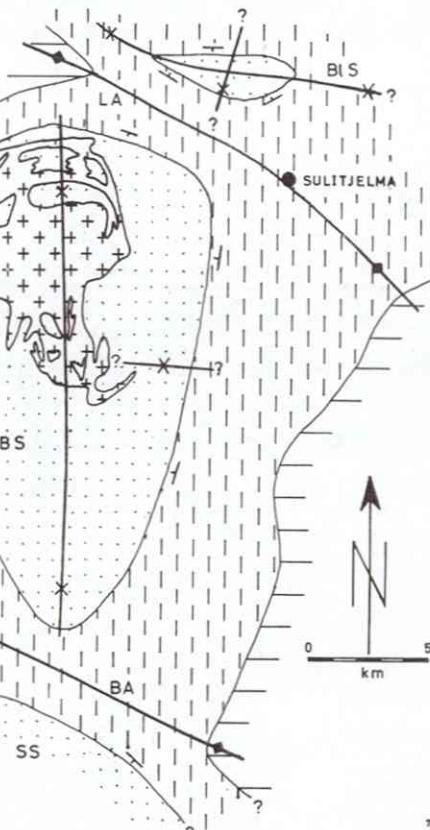
UTM

540 000

16° 00'

50

7420
000



67° 15'

67° 00'

50

km

Lebenslauf

Am 14. März 1940 wurde ich, Henrik Thalenhorst, in Eberswalde (Mark Brandenburg) geboren. Meine Eltern sind der wiss. Angestellte Dr. Walter Thalenhorst und seine Ehefrau Lisbeth, geb. Rossmann.

Von Ostern 1946 bis Herbst 1947 besuchte ich die Volksschule in Sottrum (Kreis Rotenburg/Han), vom Herbst 1947 bis Ostern 1950 die Volksschule in Sieber/Harz. Von da an bis zum Sommer 1956 war ich Schüler an der Oberschule in Osterode/Harz, von 1956 bis zum Abitur im Frühjahr 1960 am Felix-Klein-Gymnasium in Göttingen.

Vom Sommersemester 1960 an war ich an der Universität Göttingen eingeschrieben, wo ich im Frühjahr 1962 die Diplom-Vorprüfung für Geologen bestand. Seit dem Sommersemester 1962 bin ich Student an der Universität München. Im Dezember 1965 legte ich hier die Diplom-Hauptprüfung für Geologen ab.

Bereits im Sommer 1965 konnte ich mit den Geländearbeiten für meine Dissertation beginnen; seit Januar 1966 beschäftigte ich mich ausschließlich mit dieser Arbeit.

Meine akademischen Lehrer waren

an der Universität Göttingen: E. Ackermann, J. Bartels, E. Becker, G. Birukow, H. Brockmann, C.W. Correns, F. Firbas, A. Flammersfeld, O. Glemser, R. Hilsch, S. Koritnig, U. Nagel, H. Piepho, A. Pirson, M. Schäfer, F. Scheffer, A. Seilacher, H.-G. Wunderlich, J. Zemann.

an der Universität München: G. Angenheister, R. Dehm, G. Fischer H. Hagn, H. Jagodzinski, E. Kraus, A. Maucher, F. Neumaier, H.-J. Schneider.

