

Bernhard Koch  
Aspelstraße 7  
D-6500 Mainz 1

20/09/84

Dr. J.G. Heim  
Folldal Verk A/S  
Ruseløkkvn. 26  
Oslo 2

Sehr geehrter Herr Dr. Heim,

gleichzeitig mit diesem Schreiben sende ich Ihnen ein Exemplar meiner Diplom-Arbeit.

Ich möchte Sie bitten die bereits mit dem Arbeitsbericht im Herbst 1982 gesendeten Karten (Aufschlußkarte, geologische Karte und tektonische Karte; jeweils im Maßstab 1:10 000) als Anlagen 1, 2 und 3a zu verwenden. Die Anlagen 3b, 4 und 5 wurden geringfügig verändert bzw. Anlage 5 zusätzlich angefertigt.

Wie Sie feststellen werden bestehen Parallelen zwischen meiner Interpretation des Ausbißmusters im Raum Kongsvoll und der Interpretation von PEDERSEN 1979 bezüglich der Nomenklatur der Deformationsphasen und bezüglich der Auffassung, daß es sich im Wesentlichen um einen Erz-Horizont handelt, der bedingt durch die intensive Verfaltung immer wieder zum Ausstrich kommt.

Ich möchte hier darauf hinweisen, daß meine Interpretation ohne vorheriges Studium der Literatur von PEDERSEN 1979 zu stande kam.

Ferner bin ich wie PEDERSEN 1979 der Meinung, daß die primär synsedimentär-exhalativ gebildeten, stratiformen Sulfide während der Metamorphose umgebildet und vereinzelt eventuell neu gebildet wurden.

ROBINSON & STRENS 1968 belegten mittels experimenteller Befunde, daß während einer Regional-Metamorphose stratiforme Sulfidkörper extrem modifiziert bzw. neu gebildet werden können, wobei die Neubildungen primär synsedimentär gebildeten Sulfiden sehr ähnlich sein können und ebenfalls stratiformen Charakter besitzen können (parallel zur penetrativen Schiebung liegen).

Im Rahmen meiner Arbeit wurden zwar keine Erzanschliffe untersucht jedoch stellt die, mit Sulfid gefüllte Kluft bei Kongsvoll einen eindeutigen Beweis für die, auch in diesen Gesteinen abgelaufene Remobilisation der Sulfide dar.

Auch dieser Gedanke der Remobilisation und der Konzentration der Sulfide in Faltenkernen der ersten Generation ist vor dem Studium der entsprechenden Literatur entstanden.

Sollte diese Interpretation zutreffen, ergäben sich neue Aspekte bezüglich der Prospektion auf Sulfide in metamorphen Gebieten.

Abschließend möchte ich Ihnen noch einmal herzlich für die Ermöglichung des Aufenthaltes in Norwegen danken, was mir den Wunsch einer geologischen Arbeit in diesem Land erfüllte.

Mit freundlichen Grüßen

*Bernhard Koch*

Petrographische und strukturgeologische Untersuchungen  
im Gebiet um Kongsvoll/Mittelnorwegen

Ein Beitrag zur Geologie im Bereich der  
Tverrfjellet-Lagerstätte

Diplomarbeit

Bernhard Chr. Koch

Institut für Geowissenschaften der Johannes  
Gutenberg Universität Mainz, 6500 Mainz 1

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbstständig und nur mit Hilfe  
der angegebenen Mittel angefertigt zu haben.

Mainz, 1984

Romhard Körle

## Vorwort

Hiermit möchte ich allen herzlich danken, die zum Gelingen dieser Arbeit direkt oder indirekt beigetragen haben.

Mein besonderer Dank gilt dabei Herrn Dr. R. Krupp, der das Thema für diese Arbeit anregte und während der Kartierung und der Ausarbeitung stets zu Diskussionen bereit war.

Weiterhin danke ich besonders Herrn Dr. J.G. Heim, dem Leiter der Geologischen Abteilung von Folldal Verk A/S für die Ermöglichung des Aufenthaltes in Norwegen.

Herrn Dr. H.J. Kruhl danke ich für zahlreiche Gespräche und die Mitbetreuung dieser Arbeit.

Ebenfalls danke ich Herrn Prof. Dr. St. Dürr, der in seiner Funktion als Zweitkorrektor stets Zeit für Gespräche fand.

Ferner möchte ich den Mitarbeitern des Institutes für Geowissenschaften der Universität Mainz für die Herstellung der Dünnschliffe sowie der Erarbeitung der geochemischen Analyse danken.

Meinen Eltern, Freunden und Komilitonen danke ich für jegliche Hilfestellung.

## Kurzfassung

Das in Mittelnorwegen ca. 130 km SSW von Trondheim gelegene Arbeitsgebiet ist Teil der sogenannten Trondheim-Region, die sich aus allochthonen Gesteinseinheiten der Kaledoniden zusammensetzt.

In dem Arbeitsgebiet kommen hauptsächlich Gesteine der Støren-Decke als Teil des Trondheim-Decken-Komplexes sowie Gesteine des Andbergshøi-Komplexes, einer ebenfalls allochthonen, den Trondheim-Decken-Komplex unterlagernden Gesteinseinheit vor.

In Verbindung mit der bestehenden Literatur über die Trondheim-Region von GOLDSCHMIDT 1915, HEIM 1972, GALE & ROBERTS 1974, GUEZOU 1978, NILSEN 1978, FURNES et al. 1979, OFTEDAHL 1980, WOLFF & ROBERTS 1980 und KRUPP 1983 können nach der erstmals im Maßstab 1:10 000 durchgeführten Kartierung des Gebietes um Kongsvoll die folgenden Aussagen gemacht werden:

Die Meta-Sedimentgesteine, Meta-Vulkanite und Meta-Vulkanoklastite der prä-Arenig gebildeten Støren-Gruppe stammen vermutlich aus der Umgebung einer früheren Ozeaninsel bzw. eines "sea mounts". Sie wurden im Zuge der kaledonischen Orogenese zunächst obduziert und anschließend in Form einer Decke als oberer Teil des Trondheim-Decken-Komplexes bis in die heutige Position transportiert.

Die Gesteine der Støren-Gruppe unterlagen während der prograden Regional-Metamorphose im mittleren bis oberen Silur P-T -Bedingungen von  $T \pm 480^{\circ}\text{C}$  bis  $\pm 540^{\circ}\text{C}$  und Drucken um  $\geq 4$  kb bis maximal 5 kb, was nach WINKLER 1979 dem Bereich des oberen Low Grade bis unteren Medium Grade, bei einer Versenkungstiefe der Gesteine um 20 km entspricht.

Insgesamt können in dem Gebiet um Kongsvoll vier Deformationsphasen erkannt werden, denen eine Bruchtektonik folgte. Die Haupt-Metamorphose erreichte post-D<sub>1</sub>/prä-D<sub>2</sub> mit dem Wachstum von Disthen und Staurolith ihren Höhepunkt.

Die Amphibolite in der Umgebung von Kongsvoll enthalten Sulfid- und Magnetit-Chert-Horizonte die primär, exhalativ-synsedimentär gebildet wurden und einen Exhalithorizont darstellen, der vermutlich gleichzeitig mit dem Erzkörper der ca. 10 km SW von Kongsvoll liegenden Tverrfjellet-Lagerstätte entstand. Eine postgenetische, metamorphe Umbildung der Erze ist dabei nicht auszuschließen.

Die Gesteinszusammensetzung und die Struktur der Støren-Decke innerhalb des Arbeitsgebietes lassen sich relativ gut in das von FURNES et al. 1979 vorgestellte geodynamische Modell zur Entwicklung der Kaledoniden in der Trondheim-Region einfügen und stützen damit diese Theorie.

## Abstract

The investigated area is situated in Middle-Norway, some 130 km SSW of Trondheim and belongs geologically to the so-called Trondheim-Region. This Region is built up by allochthonous rock-units of the scandinavien Caledonides.

The outworked area consists predominately of rocks belonging to the Støren-group as the upper part of the Trondheim-nappe-Complex and also of rocks belonging to the Andbergshøi-complex, a likewise allochthonous unit underlaying the Trondheim-nappe-complex.

With the connection of the already existing literature concerning the Trondheim-region of GOLDSCHMIDT 1915, HEIM 1972, GALE & ROBERTS 1974, GUEZOU 1978, NILSEN 1978, FURNES et al. 1979, OFTEDAHL 1980, WOLFF & ROBERTS 1980 und KRUPP 1983 and the mapping of the area in scale of 1:10 000 the following establishments can be made:

The meta-sedimentary, meta-volcanic and meta-volcanoclastic rocks of the pre-Arenig Støren-group were probably built in the vicinity of a former ocean-island or a sea mount. These rocks were obducted during the caledonian orogeny and transported as constituents of the Støren-group to the recent position.

The Støren-group rocks of the area around Kongsvoll were affected by a prograde regional metamorphism in middle to upper silurian times under p-T -conditions of about  $T \pm 480^{\circ}\text{C}$  to  $540^{\circ}\text{C}$  and pressures about  $\geq 4$  kb and a maximum of 5 kb. Corresponding to WINKLER 1979 this means the range from upper Low Grade to lower Medium Grade and a former depth of mostly 20 km for this rocks.

Four phases of deformation can be recognized within the outworked area together with younger fault-tectonics. The main metamorphism reached its highest stage with the growth of kyanite and staurolite in post-D<sub>1</sub>/pre-D<sub>2</sub> times.

Sulphide- and magnetite-chert-horizons are occurring within the amphibolites around Kongsvoll. These ores are considered to be of primary, exhalative-synsedimentary genesis and were probably built during the same time as the ore body of the Tverrfjellet-Mine which is situated about 10 km to the SW of Kongsvoll. A postgenetical, metamorphic modification of this exhalit-horizon can not be excluded.

The rock-assemblage and structure of the Støren-nappe within the investigated area fits well into the geodynamical model of FURNES et al. 1979 for the development of the caledonian orogeny concerning the Trondheim-region, thus they are constructive to this theorie.

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	<u>Seite</u>
Vorwort	
Kurzfassung/Abstract	
1 Einleitung	7
1.1 Geographische Lage, Topographie und Ausdehnung des Arbeitsgebietes	7
1.2 Geologischer Überblick über die Trondheim-Region	10
1.3 Geodynamische Entwicklung der Kaledoniden	16
1.4 Problemstellung	19
1.5 Arbeitsgrundlagen und Arbeitsmethoden	20
2 Geologie des Arbeitsgebietes	21
3 Gesteinsbeschreibung und Rückschlüsse auf die Ausgangsgesteine	25
3.1 Meta-Sedimentgesteine der Støren-Gruppe	25
3.1.1 Dolomit-Serizit-Chloritschiefer	25
3.1.2 Serizit-Chloritschiefer	27
3.1.3 Biotitschiefer	29
3.1.4 Granat-Glimmerschiefer	31
3.1.5 Quarzite	35
3.1.6 Amphibol-Glimmerschiefer	35
3.2 Meta-Vulkanite der Støren-Gruppe	38
3.2.1 Amphibolite	38
3.2.2 Meta-Vulkanit-Breckzie	41
3.2.3 Meta-Andesit	43
3.2.4 Keratophyrtuffe	44
3.3 Exhalithorizont - Sufidlagen und Magnetit-Cherts	45
4 Metamorphose	47
4.1 Mineralparagenesen und Metamorphosegrad	47
4.2 Untersuchungen zur Frage nach einem eventuellen Druckgradienten während der Metamorphose im Arbeitsgebiet ( $b_o$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern)	56
4.2.1 Ergebnis der $b_o$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern in Proben aus dem Gbeiet um Kongsvoll und Hjerkinn	58
5 Tektonik	60
5.1 Erste Deformationsphase ( $D_1$ )	60
5.2 Zweite Deformationsphase (post- $D_1$ -phase)	67

	<u>Seite</u>
5.3 Dritte Deformationsphase (post-D <sub>1+1</sub> -phase)	77
5.4 Vierte Deformationsphase (post-D <sub>1+2</sub> -phase)	84
5.5 Scherzone zwischen der Støren-Decke und der Gula-Decke	85
5.6 Überschiebungsbahn zwischen der Støren-Decke und dem Andbergshøi-Komplex	85
5.7 N-S -streichende Störungen	85
5.8 NW-SE -streichende Brüche	86
6 Schlußfolgerungen/Zusammenfassung	88
7 Literaturverzeichnis	97

- Anlagen:
- 1) Aufschlußkarte (1:10 000)
  - 2) Geologische Karte des Gebietes um Kongsvoll (1:10 000)
  - 3a) Tektonische Karte des Gebietes um Kongsvoll (1:10 000)
  - 3b) Tektonische Karte der Faltenachsen (1:25 000)
  - 4) Geologische Karte des Gebietes um Kongsvoll (1:25 000)
  - 5) Blockbild (1:50 000)

## 1 Einleitung

### 1.1 Geographische Lage, Topographie und Ausdehnung des Arbeitsgebietes

Das in Mittelnorwegen zwischen  $9^{\circ}$  und  $10^{\circ}$  östlicher Länge und  $62^{\circ}$  und  $63^{\circ}$  nördlicher Breite liegende Arbeitsgebiet gehört zu dem Bereich des Dovre-Fjell und ist Teil des 1974 gegründeten Nationalparks. Das Gebiet erstreckt sich beidseitig des nach N fließenden Driva-Flusses, in dessen Tal auch die E 6 (Europastraße 6) und die ebenso wichtige Bahnverbindung Dombås - Trondheim verlaufen (Abb.1.2).

Durch die letzte Eiszeit (Vergletscherung) wurde die Gebirgslandschaft stark geprägt und enthält daher weite mit Moränen und quatärem Schutt bedeckte Bereiche, die große Flächen der weiten Talflanken zwischen den bis 1690 m ü.NN aufragenden Höhenrücken einnehmen.

Vereinzelte, mehrere Kubikmeter große, von einer südwestlich gelegenen Intrusion stammende Gabbro- und Trondhjemit-Blöcke lassen zusammen mit den, auf Höhenrücken feststellbaren, SW-NE streichenden Gletscherstriemen auf einen ebenso gerichteten Gletschertransport schließen.

Die bis auf ca 900 m ü.NN hinabreichenden Täler enthalten noch fischreiche Seen sowie eine stellenweise üppige Vegetation und werden von zahlreichen Bächen durchflossen.

Über der bei 1200 m ü.NN gelegenen Baumgrenze bestimmen zunächst kniehohe Büsche und Sträucher, danach nur noch Moose, Flechten und Gräser das Vegetationsbild. In diesen Höhenlagen sind Solifluktionserscheinungen, wie Blockfließen und die Bildung von Solifluktionszungen aus Gesteinsplatten, die sich dachziegelartig übereinanderliegend talwärts bewegen, zu beobachten (Abb. 1.3).

Gute Aufschlüsse der, das Grundgebirge bildenden, frühpaläozoischen Gesteine befinden sich hauptsächlich in exponierten Lagen, sowie in und an Bachläufen, entlang der E 6, entlang des Bahnanschnittes und in dem im N scharf eingeschnittenen Driva-Tal.

Das Bearbeitete Gebiet schließt im NE die Höhenzüge der Knutshöhen und im N den Skåk-Bach, im NW den Bergrücken der Högsnyta ein und reicht im S bis auf die Verbindungsline Grönbakken - Armodshöhe, so daß mit folgenden Rechts- und Hochwerten eine Fläche von ca.  $35 \text{ km}^2$  umrahmt wird:

R 05 30 000, H 69 05 000

R 05 35 000, H 69 05 000

R 05 35 000, H 69 12 000

R 05 30 000, H 69 12 000

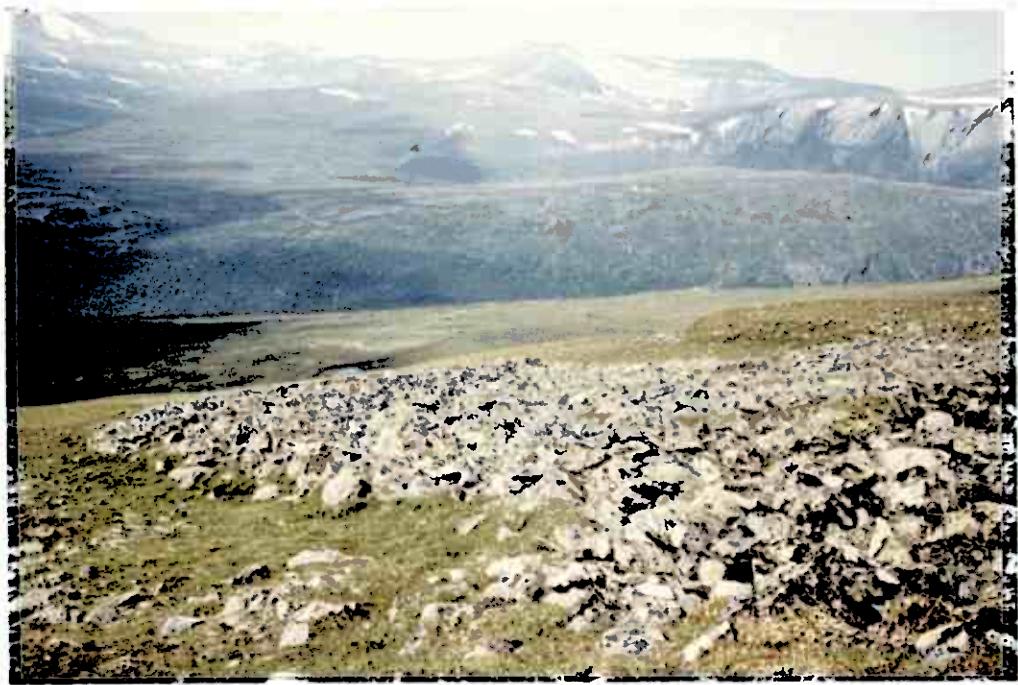


Abbildung 1.3: Aus Gesteinsblöcken gebildete Solifluktionszunge am SW-Hang der Knutshöhe.

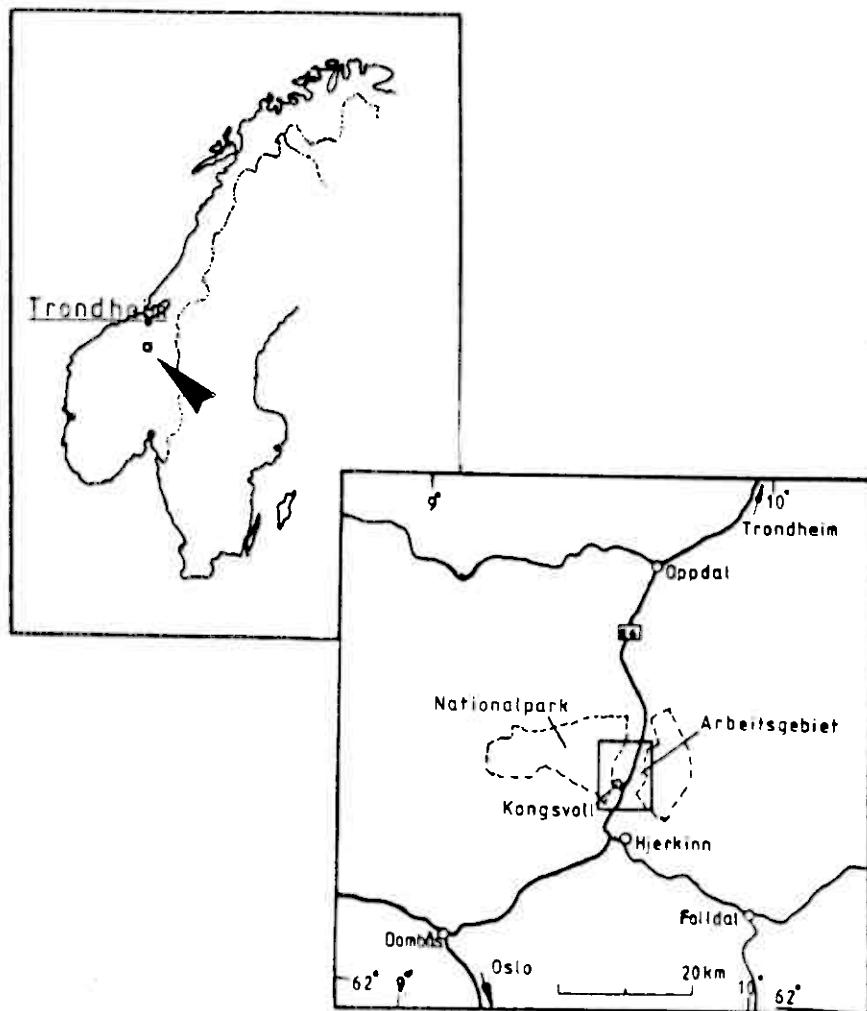


Abbildung 1.2: Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Pfeil) in Mittelnorwegen, im Bereich des Naturschutz- und Nationalparks an der E 6 zwischen Oppdal und Hjerkinn.

Ferner wurde das sich nach Süden hin anschließende Areal der östlichen Hjerkinnhöhe, der Brendhöhe, des Hovdun und der Armodshöhe geologisch untersucht. Dieses Gebiet konnte jedoch auf Grund der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse mittels einer Feldkartierung nicht interpretiert werden, sodaß es mit seiner Ausdehnung von ca.  $20 \text{ km}^2$  nicht in der geologischen Karte dargestellt wurde.

## 1.2 Geologischer Überblick über die Trondheim-Region

Geologisch gesehen befindet sich das Arbeitsgebiet in den kaledoniden Norwegens und ist Teil der von OFTEDAHL 1980 definierten Trondheim-Region. Diese Region wird von kaledonischen Deckeneinheiten aufgebaut, die aus frühpaläozoischen Meta-Sedimentgesteinen und Meta-Vulkaniten bestehen (vgl. Abb. 1.4). Sie bilden eine großräumige Deckenmulde zwischen präkambrischen Gesteinen (dem Basement) im W und im SE.

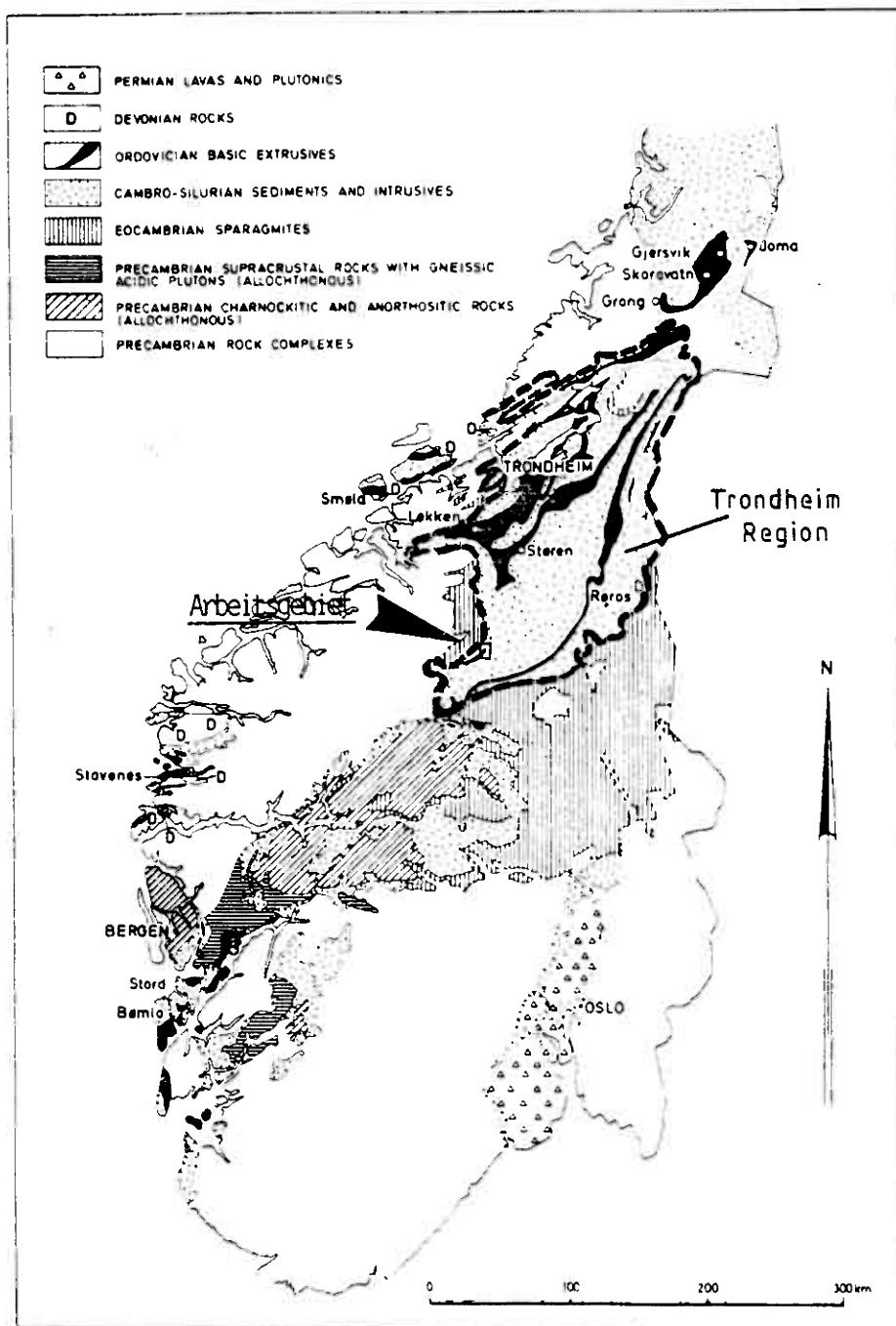


Abbildung 1.4: Geologische Übersichtskarte Südnorwegens mit der Lage des Arbeitsgebiets (Pfeil) im S der Trondheim-Region (Karte aus GALE & ROBERTS 1974).

Frühe Arbeiten in der Trondheim-Region wurden von GOLDSCHMIDT 1915 und BJØRLYKKE 1905 durchgeführt.

Seit 1945 entstanden zahlreiche weitere Arbeiten und Veröffentlichungen unter anderem von VOGT 1945, STRAND & KULLING 1972, HEIM 1972, NILSEN 1978, GALE & ROBERTS 1974, WOLFF & ROBERTS 1980, KRILL 1980 und OFTEDAHL 1980, die die Trondheim-Region eingehend untersuchten und beschrieben.

Nach OFTEDAHL 1980 können innerhalb der Trondheim-Region fünf stratigraphische Einheiten (Gruppen) voneinander unterschieden werden, die in den in Folge der Tektonik voneinander getrennten Vorkommen im Westen und im Osten des Gesamtgebietes jeweils unterschiedliche Lokalnamen tragen (siehe Tabelle 1).

Diese Einheiten wurden von GALE & ROBERTS 1974 zusammen als Trondheim-Super-Gruppe bezeichnet und im stratigraphischen Sinn derart benannt.

	Western district Modified from Th. Vogt 1945	Eastern district Wolff 1967, 1973	
Lower Silurian	<u>Høg Group</u> Sandå Formation Interbedded volcanic sandstone and shales Lyngestein Conglomerate	<u>Sildgård Group</u> Heggefjell Phyllite* Nordelv Formation Grey phyllite and meta-sandstone	
Upper Ordovician	<u>Upper Hovin Group</u> Hovin Sandstone  Volla Conglomerate, polymict	<u>Kjølhaug Group</u> Kjerringfjell Fm., greywacke/phyllite with beds of quartzite congl. Kråksjø Phyllite	
Middle Ordovician	<u>Lower Hovin Group</u> Dicranograptus Shale* with volcanic sandst. beds Hølonda andesite  Krokstad Formation*, flysch-type interbedded greywacke/shale, polymict congl. beds Hølonda lmst. Hølonda sh/sst.	<u>Sulåmo Group</u> Ådalsvoll Phyllite Vektarhaug Greenstone  Brenna Fm., calcareous sandst. with marble and conglomerate  Meråker Phyllite Lille Fundsjø Conglomerate	Trondheim-Super-Gruppe (GALE & ROBERTS 1974)
Lower Ordovician	Hiatus      Thrusting (obduction)  <u>Støren Group</u> Støren Greenstone with quartz keratophyre, sulphide ore, gabbro etc.; ophiolite fragment	<u>Fundsjø Group</u> Greenstones with quartz keratophyre, layered gabbro, etc.  Thrust plane (L. Ordovician obduction)	
	<u>Gula Group</u> Phyllite, mica schist, black shales, amphibolite with sulphide ores, gneisses, trondjemite dykes		

\* Fossil-bearing formations

Tabelle 1: Die einzelnen stratigraphischen Einheiten (Gruppen) innerhalb der Trondheim-Region mit ihrer Zusammensetzung und der zeitlichen Einstufung nach OFTEDAHL 1980.

Die stratigraphische Unterteilung der allochthonen Gesteinsserien (Gruppen) stützt sich dabei auf Untersuchungen von VOGT 1945 im Holønda-Horg-Distrikt (im zentralen Teil der Trondheim-Region, südwestlich von Trondheim). Dort ist eine stratigraphische Gliederung von reichen fossilen Faunen in schwach bzw. nicht metamorphen Gesteinen möglich (VOGT 1945, WOLFF & ROBERTS 1980).

Teile der Gula-Gruppe und der Støren-Gruppe bilden zugleich jeweils für sich eine tektonische Deckeneinheit innerhalb der Trondheim-Region. Sie wurden nach den stratigraphischen Einheiten (Gruppen), aus denen sie bestehen, benannt. Dem Ausbißmuster und der Lagerung der Deckeneinheiten der Trondheim-Region entsprechend wird der großstrukturelle Aufbau dieses Gebietes allgemein als große Antiform angesehen (OFTEDAL 1980, WOLFF & ROBERTS 1980). Dabei bildet die Gula-Decke mit den stellenweise ältesten Gesteinen den Kern der NNE-SSW streichenden tektonischen Großstruktur (Abb. 1.5). Nach GALE & ROBERTS 1974 bestehen zwischen Gula-Gruppe und Støren-Gruppe laterale zeitliche Äquivalente, so daß nicht die gesamte Gula-Gruppe älter ist als die Støren-Gruppe und somit nur Teile der Gula-Gruppe als älteste Gesteine der Trondheim-Super-Gruppe anzusprechen sind.

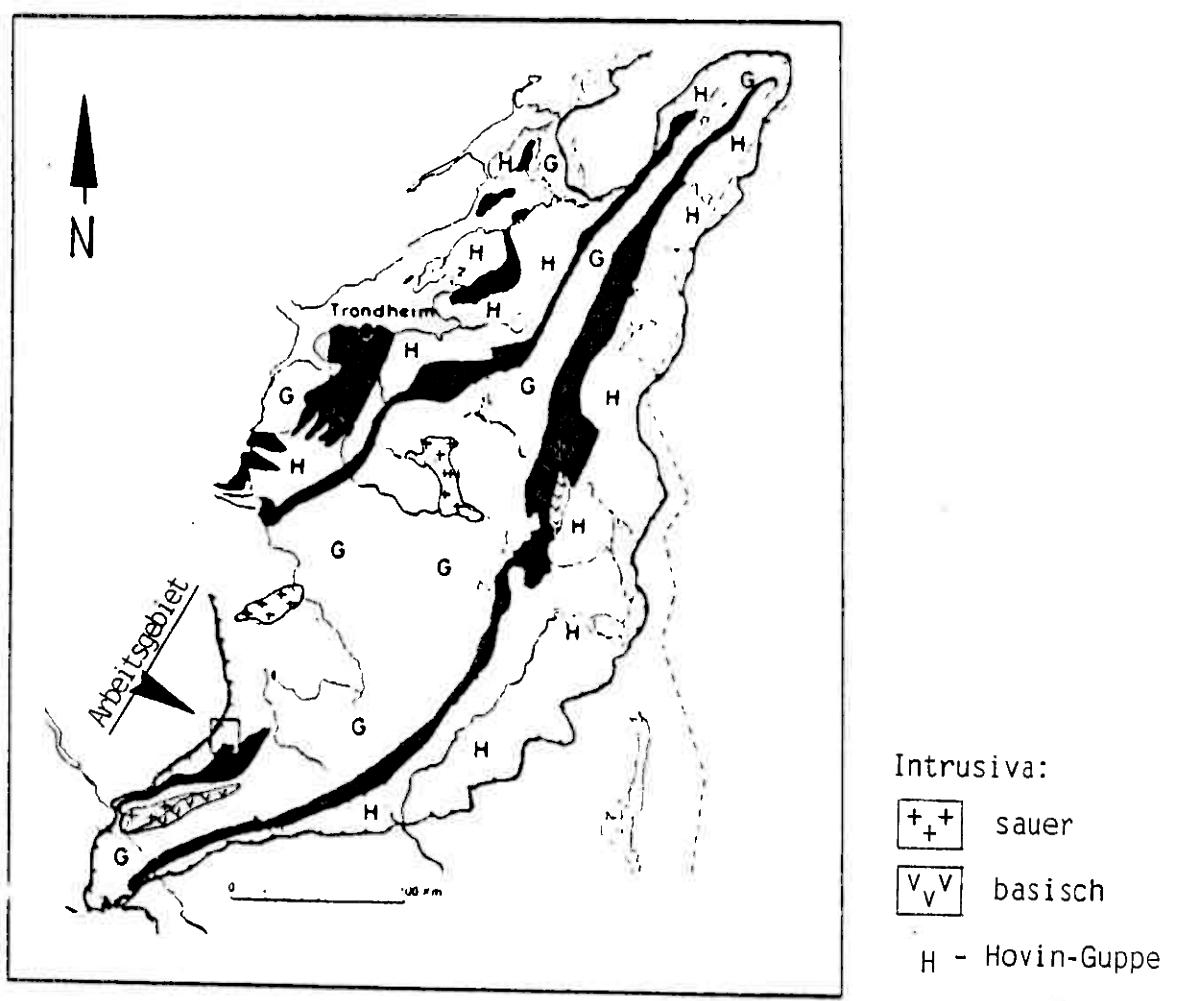


Abbildung 1.5: Das Ausbißmuster der einzelnen Deckeneinheiten innerhalb der Trondheim-Region nach WOLFF 1967. Dabei wurde der Bereich des Arbeitsgebietes von WOLFF 1967 nicht gezeigt (vgl. Abb. 1.1).

G - Gula-Decke

Auf Grund der Struktur erscheinen die höheren Deckeneinheiten im Westen wie im Osten der Trondheim-Region. Hieraus ergibt sich die in Tabelle 1 dargestellte Parallelisierung der einzelnen Gruppen bzw. Decken im "westlichen" und "östlichen" Distrikt.

Nach OFTEDAHL 1980 bzw. GUEZOU 1978 werden die Støren- und die Gula-Decke als Trondheim-Decken-Komplex zusammengefasst.

Das bearbeitete Gebiet liegt im SW der Trondheim-Region wo nach WOLFF's Karte von 1967 (Abb. 1.5) westlich der Støren-Decke bzw. des Trondheim-Decken-Komplexes auch die Gula-Decke bzw. die Hovin-Gruppe vermutet werden könnte. GUEZOU 1978 beschreibt jedoch in diesem Raum erstmals neben anderen Einheiten zwischen Oppdal und Dombås den Andbergshøi-Komplex (vgl. Abb. 1.6), der eine präkambrische aus zwei Untereinheiten bestehende Deckeneinheit darstellt und in dem berarbeiteten Gebiet das Unterlager des Trondheim-Decken-Komplexes bildet. Dieser Gesteinskomplex besteht nach GUEZOU 1978 aus der sogenannten Veslfjell-Gruppe, die sich aus verschiedenen Gneisen und Quarziten zusammensetzt sowie aus der sogenannten Bottheim-Gruppe, die von sauren und basischen Meta-Vulkaniten sowie von Meta-Sedimentgestein-en aufgebaut wird (vgl. Tabelle 2).

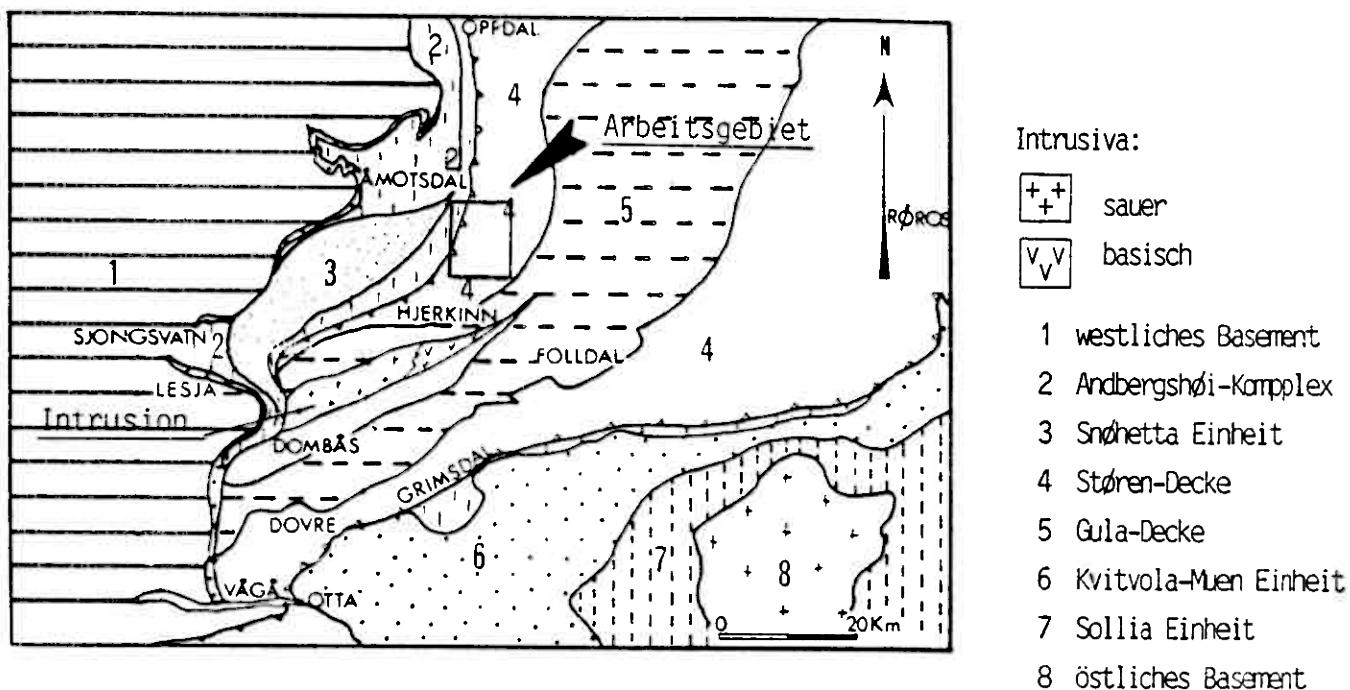


Abbildung 1.6: Die allochthonen Gesteinseinheiten der südlichen Trondheim-Region nach GUEZOU 1978 und die Position des Arbeitsgebietes (Pfeil), das von der Støren-Decke und dem Anbergshøi-Komplex aufgebaut wird.

Auf die innerhalb des Arbeitsgebietes nicht vertretenen, in GUEZOU's Karte von 1978 (Abb. 1.6) dargestellten tieferen Einheiten der gesamten "Deckenmulde" (Snøhetta-,

Kvitvola-Muen-Einheit und Sollia-Einheit), die Intrusiva sowie das westliche und östliche Basement kann im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden.

Die Variationsbreite der Metamorphose innerhalb der Trondheim-Region reicht von der untersten Grenze bzw. nicht metamorphen Gesteinen bis in den Bereich des Medium Grade.

Im Holonda-Horg Distrikt (südwestlich Trondheim) liegen nicht metamorphe fossiliereiche Gesteine vor (VOGT 1945), durch die, wie schon gesagt, eine stratigraphische Gliederung der Trondheim-Super-Gruppe möglich ist. Im weiteren Verlauf nach S steigt der Metamorphosegrad an (vgl. Abb. 1.7), so daß nach GOLDSCHMIDT 1915 zwischen verschiedenen Zonen des Metamorphosegrades (Chlorit-, Biotit-, Granat-Zone) unterschieden werden kann.

Das Arbeitsgebiet liegt auf der Karte nach GOLDSCHMIDT 1915 in dem Übergangsbereich der Biotit- zur Granat-Zone (vgl. Abb. 1.7).

WOLFF & ROBERTS 1980 beschreiben einen "Metamorphose-Peak" innerhalb der Trondheim-Region, der durch das Wachstum von Staurolith, Disthen und Sillimanit in Gesteinen der Gula-Gruppe (ROBERTS 1968 b) zum Ausdruck kommt. Die Autoren verweisen jedoch nicht auf eine bestimmte Lokalität innerhalb der Trondheim-Region, sondern erwähnen lediglich diese Mineralparagenese als untere Grenze für die Metamorphosebedingungen.

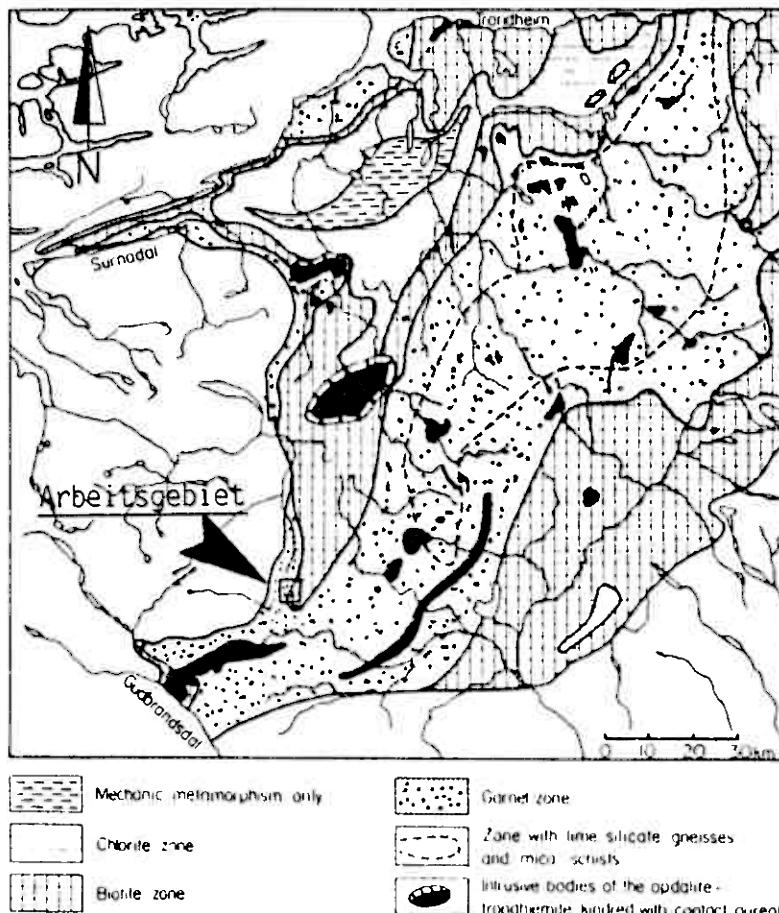


Abbildung 1.7: Übersicht über die Verteilung der Metamorphose-Zonen innerhalb der Trondheim-Region mit der Lage des Arbeitsgebietes (Pfeil) im Übergangsbereich von der Biotit- zur Granat-Zone (Karte nach GOLDSCHMIDT 1915).

Die folgende Tabelle 2 stellt ein tektonostratigraphisches Schema dar, in dem die Støren-Einheit sowie die benachbarte, im Arbeitsgebiet selbst nicht vorkommende, jedoch südlich Hjerkinn angrenzende, Gula-Einheit und der Andbergshøi-Komplex in ihren geologischen Relationen zueinander, in ihren Zusammensetzungen und mit den Altersangaben der einzelnen Autoren kurz beschrieben sind.

Arbeitsgebiet	Deckeneinheit	Zusammensetzung	Gesteinsalter
	Støren-Decke	Meta-Vulkanite Meta-Vulkanoklastite Meta-Sedimentgesteine	älter als mittleres Arenig; eventuell spät-kambrisches (OFTEDAHL 80)
	Gula-Decke	Kalkphyllite mit quarzitischen Lagen südl. Hjerk. (KRUPP & KRUPP 1982)	unbestimmt, vermutlich präkambrisches
	Veslfjell-Einheit	Gneise und Quarzite (GUEZOU 1978)	präkambrisches (GUEZOU 78)
	Bottheim- Einheit	Meta-Vulkanite Meta-Sedimentgesteine (GUEZOU 1978)	keine Altersangabe

Tabelle 2: Tektonostratigraphisches Schema der für die Geologie des Arbeitsgebietes relevanten Einheiten des Allochthons der südlichen Trondheim-Region (zusammengestellt nach GUEZOU 1978, OFTEDAHL 1980 und KRUPP & KRUPP 1982). Der Rahmen links oben umfaßt die in dem Arbeitsgebiet vorkommenden Deckeneinheiten, die Støren-Decke als oberen Teil des Trondheim-Decken-Komplexes und Teile des Andbergshøi-Komplexes).

### 1.3 Geodynamische Entwicklung der Kaledoniden

GALE & ROBERTS 1974 sowie FURNES et al. 1979 haben Modelle für die geodynamische Entwicklung des kaledonischen Orogens aufgestellt.

Auf Grund vor allem von geochemischen Untersuchungen an den Meta-Basalten der Støren-Gruppe kamen GALE & ROBERTS 1974 zu der in Abbildung 1.8 dargestellten Vorstellung.

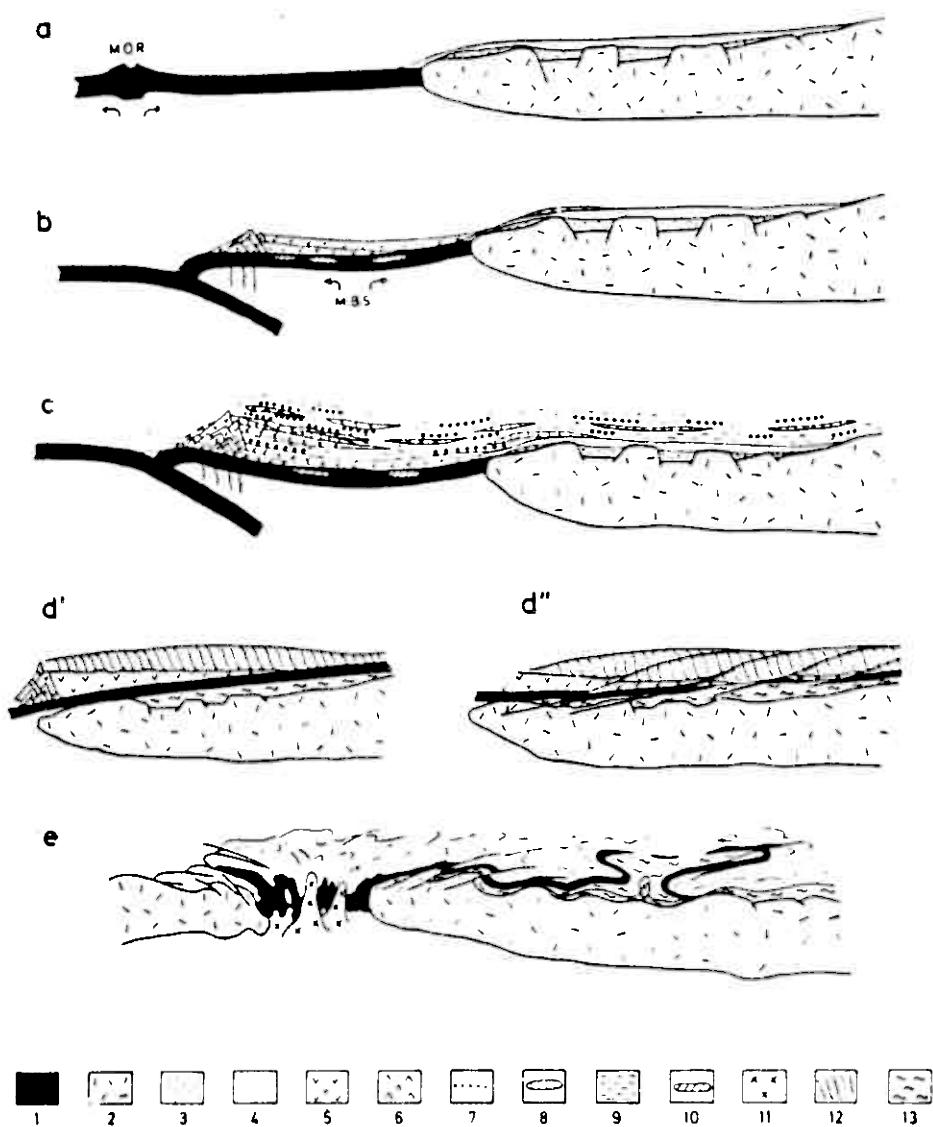


Fig. 4. Schematic sections depicting the development of the Caledonian orogen of central-southern Norway. Legend: 1 = oceanic crust; 2 = continental crust; 3 = Eocambrian arkosic psammites; 4 = lower part of Gula Group; 5 = basic volcanics; 6 = acid volcanics; 7 = polymict conglomerates; 8 = carbonates; 9 = various metasediments; 10 = gabbro bodies; 11 = acid intrusives; 12 = eugeosynclinal sequence, undifferentiated; 13 = miogeosynclinal sequence, undifferentiated; M.O.R. = mid-oceanic ridge; M.B.S. = marginal basin spreading.

Abbildung 1.8: Modell der geodynamischen Entwicklung des kaledonischen Orogens in der Trondheim Region nach GALE & ROBERTS 1974.

Nach GALE & ROBERTS 1974 werden dabei folgende Entwicklungsstadien gezeigt:

- a) Aufbrechen und Separation des laurasischen Kontinents im späten Präkambrium und Kambrium; die eokambrischen Sedimente und der untere Teil der Gula-Gruppe werden auf kontinentaler Kruste abgelagert.
  - b) Frühes Ordovizium: Entwicklung einer , die Bildung eines Inselbogens bedingenden Subduktion: kaliumarme Tholeiitlaven fließen auf dem Ozeanboden eines Randbeckens aus.
  - c) Mittleres Ordovizium bis unteres Silur: Hauptphase der eugosynkinalen Back-Arc-Sedimentation mit starkem Vulkanismus über ozeanischer Kruste. Im miogeosynkinalen Bereich wird die Sedimentation des oberen Teils der Gula-Gruppe abgeschlossen.
  - d) Vermutlich mittleres Silur: Obduktion der Inselbogen/Back-Arc-Abfolge (Stören-Gruppe bis Horg-Gruppe) auf die miogeosynkinal gebildete Gula-Gruppe mit darunter liegenden eokambrischen Gesteinen.
    - d' - zeigt die idealisierte Platznahme der obduzierten Gesteinsabfolge.
    - d'' - verdeutlicht die realitätstreue Situation, wobei während der Platznahme durch die Abscherung bedingt Teile der Abfolge verloren gehen ; die tektonisch entstandenen Bruchstücke oder Untereinheiten werden durch NW-SE gerichtete Überschiebungszonen getrennt.
  - e) Phase der Obduktion, mittleres Silur: Phase der Orogenese; Gebirgsbildungsphase (Kontinent - Kontinent Kollision): Komplexe Faltung, Metamorphose, Intrusion granitischer Magmen und weitere Deckenbildung. Dabei wird das Grundgebirge des baltischen Schildes im W und NW in zunehmendem Maße in den Gebirgsbildungsprozess mit einbezogen.
- Zwischen der baltischen und nordamerikanisch/grönländischen Kontinentalplatte hat sich damit eine mobile Zone entwickelt.

FURNES et al. 1979 stellten auf Grund ihrer geochemischen Untersuchungen und ihrer zusammenfassenden Literaturarbeit über die Ophiolithe in den Kaledoniden ein Modell vor, das in den meisten aber, nicht in allen Punkten mit dem früheren Modell von GALE & ROBERTS 1974 übereinstimmt:

- 1) Separation des Kontinents mit initialer Bildung des Iapetus-Oceans im späten Präkambrium.

- 2) Spätes Präkambrium und Kambrium: Hauptphase der Öffnung des Ozeans mit assoziierter Bildung von Ozean-Inseln und der Ablagerung von Tiefseesedimenten.
- 3) Spätes Kambrium und frühes Ordovizium: Haupt-Subduktion mit ensimatischer Inselbogenbildung und nach SE gerichtete Obduktion und Zerteilung der Ophiolithe vor dem Arenig.
- 4) Frühes Ordovizium und Silur: Entwicklung von ensimatischen Inselbögen mit assoziierten Back-Arc-Becken (mit bewiesener maßen kurzlebigem Spreading in einigen Gebieten).
- 5) Silur: Kaledonische Orogenese (Kontinent - Kontinent -Kollision) mit der Entwicklung weit transportierter Deckeneinheiten und tektonischer Fragmentierung der Gesteinskomplexe.

Grundlegende Unterschiede beider Modelle liegen in den folgenden Punkten:

- Nach FURNES et al. 1979 wurden während der Öffnung des Iapetus-Ozeans (im späten Präkambrium und Kambrium) zunächst Ozeaninseln und darauf folgend im frühen Ordovizium Inselbögen gebildet.
- Der Zeitpunkt der Obduktion der Ophiolithe wird von FURNES et al. 1979 für prä-Arenig angesehen, während GALE & ROBERTS 1974 dieses Ereignis in das mittlere Silur stellten. FURNES et al. 1979 tun dies auf Grund von Altersbestimmungen an Graniten, die im mittleren Ordovizium nach der Obduktion der Ophiolithe in diese intrudierten (speziell in den Karmøy-Ophiolith an der West-Küste Südnorwegens).

Nach beiden Modellen wurden während der Obduktion Teile der Støren-Gruppe auf die Gula-Gruppe aufgeschoben. Daraufhin setzten sich Teile beider stratigraphischen Einheiten während der kaledonischen Gebirgsbildung zusammen in Form einer Decke in Bewegung und wurden somit von NW über das präkambrische Basement, über eine Strecke von 100 bis 200 km GALE & ROBERTS 1974 bis in die heutige Position transportiert.

Die Zeit der Haupt-Metamorphose sowie der Haupt-Deformationsphasen wird dem oberen Silur zugeordnet (GALE & ROBERTS 1974, GUEZOU 1978, WOLFF & ROBERTS 1980, OFTEDAHL 1980).

FURNES et al. 1979 und OFTEDAHL 1980 sind zusätzlich der Meinung, daß bereits im Ordovizium (prä-Arenig) mit der Obduktion eine erste Deformation und Metamorphose einhergingen.

Das zweite beschriebene Modell nach FURNES et al. 1979 stellt wohl die realitäts-treure Theorie über die Entstehung der Kaledoniden (in diesem Zusammenhang speziell der Entstehung der bearbeiteten Gesteinsformationen der Støren-Decke und des Andbergshøi-Komplexes dar, da die Autorengruppe die bestehende Literatur sowie neu-este Daten verarbeitete. Aus diesem Grund soll auch der nachfolgenden Beschrei-

bung das Modell von FURNES et al. 1979 vorausgesetzt werden.

#### 1.4 Problemstellung

Durch eine genaue, erstmals im Maßstab 1:10 000 durchgeführte Kartierung des Gebietes um Kongsvoll sollten die Gesteinszusammensetzungen sowie die stratigraphischen und strukturellen Verhältnisse soweit wie möglich geklärt werden.

Es sollten dabei auf folgende Fragen Antworten gefunden werden :

- 1) Welche Gesteine bauen die Støren-Decke in diesem Gebiet auf und welches Bildungsmilieu spiegelt die Getsteinsabfolge wieder ?
- 2) Welchen Metamorphosegrad besitzen die Gesteine der Støren-Decke im Raum Kongsvoll ? Lag nur eine oder mehrere Metamorphosen vor ?
- 3) Wie stellen sich die tektonischen Verhältnisse und der Faltenbau in der Umgebung von Kongsvoll dar ?
- 4) Wie stellen sich die Sulfidvererzungen des Driva-Tales dar ? Ist möglicherweise ein Zusammenhang mit dem Erzkörper der Tverrfjellet-Lagerstätte zu erkennen ?
- 5) Wie läßt sich die tektonische Entwicklung des Gesteinskomplexes innerhalb des Arbeitsgebietes in bestehende geodynamische Konzepte einfügen ? Steht sie im Widerspruch dazu oder stützt sie diese Modelle ?

## 1.5 Arbeitsgrundlagen und Arbeitsmethoden

Als Arbeitsgrundlagen dienten Vergrößerungen im Maßstab 1:10 000 der topographischen Kartenblätter HJERKINN 1519 III und SNØHETTA 1519 IV (1:50 000), von denen eine zusammenhängende topographische Karte angefertigt wurde.

Auf dieser Kartengrundlage wurde eine Aufschlußkartierung durchgeführt, die als Grundlage zur Interpretation und Dokumentation der lithologischen, stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse benutzt wurde.

Entlang der Europastraße 6 (E 6), parallel zur E 6, entlang des Bahnabschnittes und entlang der Driva-Ufer konnte zwischen den Ortschaften Grönbakken und Gammalholet ein ca. 6,5 km langes, lückenloses Profil durch die Gesteine der Støren-Decke aufgenommen werden. Anschließend wurden die Flanken des N-S verlaufenden Driva-Tals sowie die Höhenzüge der Knutshöhen und der Högsnyta geologisch untersucht.

Um eine genauere Beschreibung zu ermöglichen wurde folgende Aufteilung der einzelnen Skalengrößen vorgenommen:

Megaskopischer Bereich : Beschreibung von Kartenbildern

Mesoskopischer Bereich : Beschreibung von Aufschlüssen, einzelnen Meßwerten und Handstücken.

Mikroskopischer Bereich : Beschreibung von Dünnschliffen

Zur Darstellung der im Gelände ausschließlich als Clar-Werte aufgenommenen Meßdaten im Schmidt'schen Netz wurde das FORTRAN-Programm GELICH benutzt. Die Streich- und Fallwerte der Foliation wurden mit dem von Dr. KRUPP erstellten FORTRAN-Programm TEKLA II in der tektonischen Karte dargestellt.

Von den jedem Gesteinstyp entnommenen Proben wurden rechtwinkelig zur penetrativen Schieferung geschnittene Dünnschliffe angefertigt und untersucht. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes von Plagioklasen erfolgte mit Hilfe der Methode Michel Levy's durch die Ermittlung des maximalen Auslöschungswinkels von Albitzwillingslamellen unter Berücksichtigung der entsprechenden Schnittlage (senkrecht zur kristallographischen a-Achse, TRÖGER 1969<sup>2</sup>: 743-744).

Mittels der Messung von  $b_{\circ}$ -Gitterkonstanten in kalireichen Hellglimmern (Kapitel 4.2) wurde der Versuch unternommen, den im Bereich um Hokleiva (nördlich von Kongsvoll) durch das Auftreten von Disthen vermuteten Metamorphoseanstieg nachzuweisen.

## 2 Geologie des Arbeitsgebietes

Um ein besseres Verständnis für die nachfolgenden Kapitel zu ermöglichen soll zunächst auf die Lithologie innerhalb des Arbeitsgebietes (dargestellt in den geologischen Karten, Anlagen 2 und 4) eingegangen werden.

Der Andbergshøi-Komplex besteht innerhalb des Arbeitsgebietes aus Feldspatgneisen, Amphiboliten und Granat-Glimmerschiefer. Diese Gesteine wurden während der Geländearbeit nicht voneinander unterschieden, so daß sie in der geologischen Karte (Anlage 2) als "Andbergshøi-Komplex" zusammengefasst erscheinen.

Die Gesteine der Støren-Decke wurden von NILSEN 1978 in die sogenannte "Støren-Greenstone-Unit" und die "Elgsjø-Formation" aufgeteilt. Die Elgsjø-Formation umfasst dabei vereinfacht die gesamte Abfolge der Meta-Sedimentgesteine, wogegen die Støren-Greenstone-Einheit die Meta-Pillow-Laven bzw. die Meta-Basalte bezeichnet.

Während dieser Arbeit wurde die Elgsjø-Formation nach den unterschiedlichen Meta-Sedimentgesteinen weiter aufgegliedert (Kapitel 3.1).

Aus der geologischen Karte (Anlagen 2 und 4) geht die Verteilung der Amphibolite und der Meta-Sedimentgesteine (Serizit-Chloritschiefer, Biotitschiefer, Granat-Glimmerschiefer und Quarzite) hervor. Dabei sind die Amphibolite im S (im Bereich des Hög Haug) sowie um Kongsvoll und südlich Gammalholet häufiger anzutreffen. Ein durchgehender Amphibolit konnte vom Bereich des Hög Haug bis in den N des Arbeitsgebietes zum West-Hang der nördlichen Knutshöhe (bis zum Skåk-Bach) verfolgt werden; er wird für die weitere Beschreibung als Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit bezeichnet.

Westlich des Hög Haug wird dieser Horizont zwar von einer N-S-streichenden Störung abgeschnitten, findet jedoch vermutlich seine Fortsetzung westlich von Kongsvoll auf dem Südost-Hang der Högsnyta.

Dieser Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit steht eventuell mit der südlich des Hög Haug anstehenden Meta-Vulkanit-Breccie mittels einer Faziesverzahnung in Verbindung. Ferner enthält der Serizit-Chloritschiefer nordwestlich des Hög Haug Linsen der Meta-Vulkanit-Breccie, so daß auch zwischen diesen Gesteinen ein rascher lateraler Wechsel vorliegt und eine Faziesverzahnung zu vermuten ist.

Die nördlich des Hög Haug angegebene Gesteinsgrenze zwischen Serizit-Chloritschiefer und dem Biotitschiefer ist unscharf, da dort ein mehr oder minder fließender Übergang zwischen den beiden Gesteinstypen vorliegt; dieser Übergang ist vermutlich durch die Metamorphose verursacht.

Der im tektonisch Liegenden des Serizit-Chloritschiefers folgende Biotitschiefer wird möglicherweise strukturell bedingt im Liegenden des zuvor beschriebenen Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolits wiederholt. Daraufhin folgt der nördlich von Kongsvoll

am Südost-Hang der Högsnyta breit ausstreichende Granat-Glimmerschiefer, der parallel zum Biotitschiefer und zum Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit verlaufend bis zur Nord-Grenze des Arbeitsgebietes zu verfolgen ist.

Weiter im tektonisch Liegenden des Granat-Glimmerschiefers folgen Quarzite, die einen Großteil des Gebietes südlich von Gammalholet einnehmen, im tektonisch Liegenden und Hangenden der dort ebenfalls anstehenden Amphibolite zu finden sind und ferner weite Bereiche der Högsnyta aufbauen.

Der weiter nördlich folgende Meta-Andesit schließt zusammen mit den Quarziten das Kartenbild nach N hin ab.

Ausgehend von der lithologischen Kartierung wurde der Versuch unternommen, ein Säulenprofil zu erstellen, das die Gesteine der Støren-Gruppe innerhalb des Arbeitsgebietes wiedergibt (Abb. 2.1).

Dieses Profil zeigt eine mögliche Abfolge der lateral stark miteinander verzahnten Gesteinstypen mit geschätzten Mächtigkeitsangaben und gibt eine Kurzbeschreibung der Horizonte. Es ist weitgehend hypothetisch und soll nur zur Veranschaulichung der lithologischen Abfolge dienen.

Das Modell (Abb. 2.1) entspricht der Annahme von KRUPP 1983 die voraussetzt, daß es sich bei den Amphiboliten jeweils um stratigraphisch unterschiedliche Niveaus handelt.

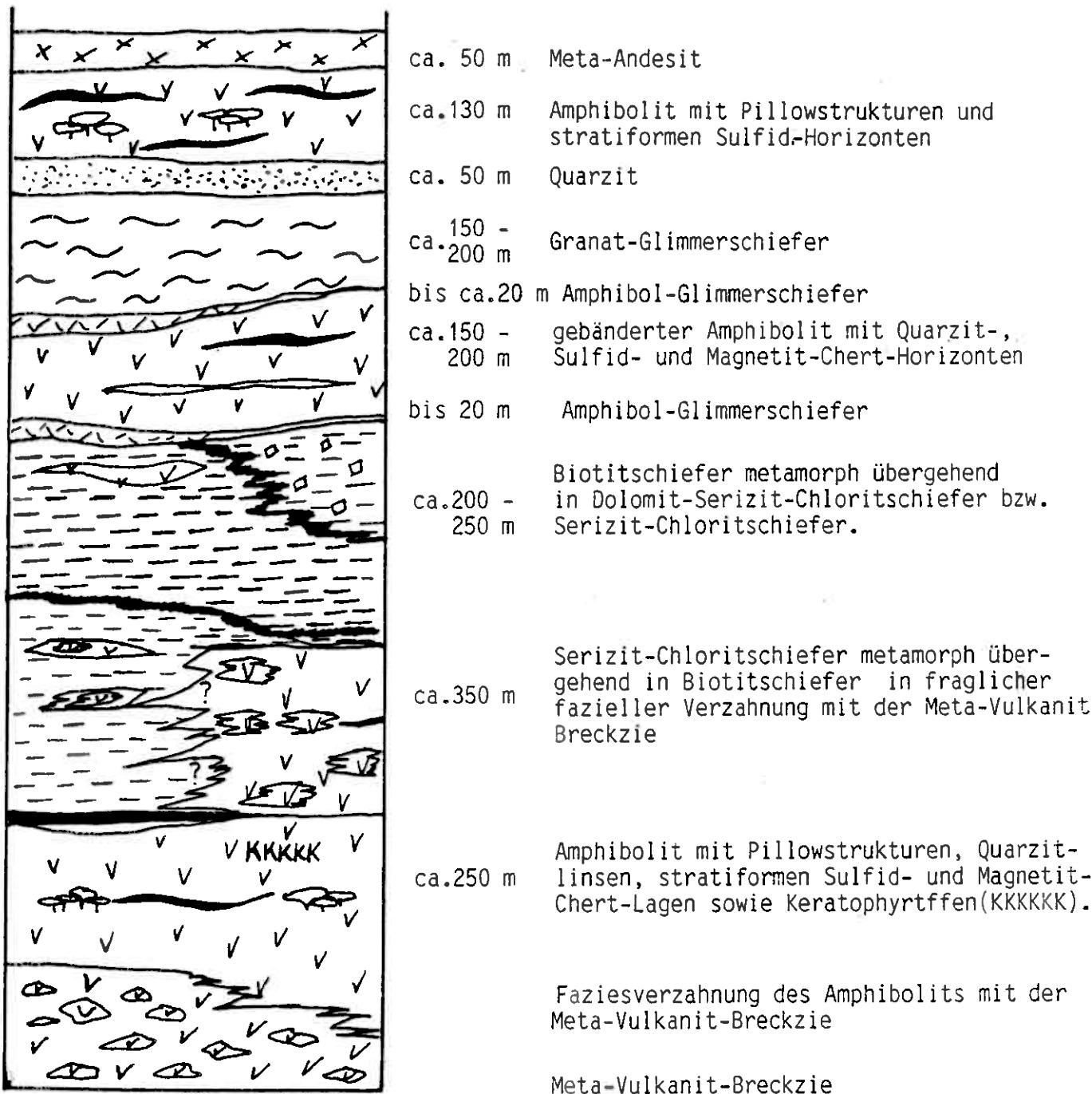
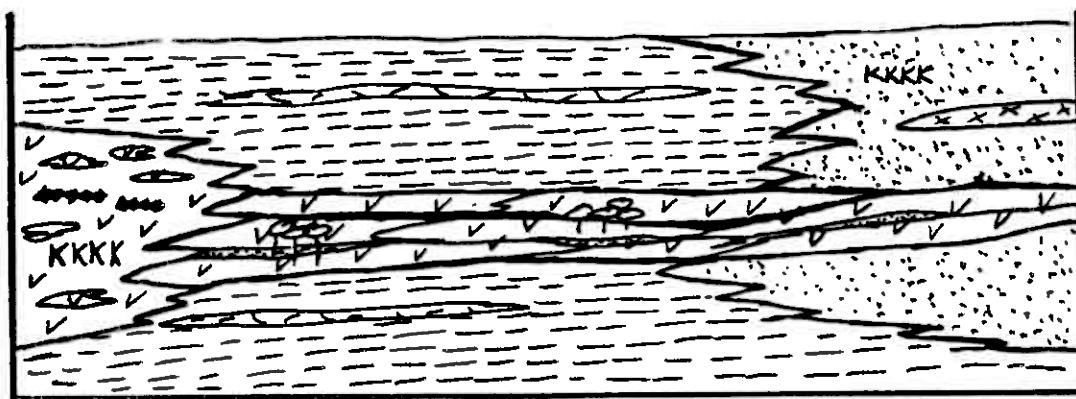


Abbildung 2.1: Versuch eines Säulenprofils der im Arbeitsgebiet anstehenden Gesteine der Støren-Gruppe mit Mächtigkeitsangaben und Kurzbeschreibung. Das Profil soll die Vorstellung von verschiedenen Amphiboliten aus unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus verdeutlichen.

Eine Alternative zu der Vorstellung mehrerer Amphibolite aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus stellt das Profil in Abbildung 2.2 dar. Dabei wird davon ausgegangen, daß es sich bei den Ausstrichen der Amphibolite jeweils mehr oder minder um ein und dasselbe stratigraphische Niveau handelt (vgl. Abb. 2.2 und Kapitel 4 und 5).



Vulkanit-Breckzie  
 Karbonat-Breckzie

KKKK Keratophyrtuffe

Sedimentgestein (mehr oder minder einheitlich)

Sandstein

Basalt-Horizont  
mit Pillows und Erzhorizonten

Andesit

Tuffitische Lagen im Sedimentgestein.

Abbildung 2.2: Alternative Annahme zu der Vorstellung verschiedener Amphibolite aus unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus. Dabei wird davon ausgegangen, daß es sich jeweils um mehr oder minder den gleichen Basalt-Horizont handelt, der von relativ einheitlichem Sedimentgestein (im mittleren Bereich des Profils) unter- und überlagert wird.

### 3 Gesteinsbeschreibung und Rückschlüsse auf die Ausgangsgesteine

#### 3.1 Meta-Sedimentgesteine der Stören-Gruppe

##### 3.1.1 Dolomit-Serizit-Chloritschiefer

Dieses Gestein kommt innerhalb des Arbeitsgebietes nur westlich der Knutshöhen vor, wo es durch eine vermutlich metamorph gebildete Grenze von dem darauf folgenden Biotitschiefer getrennt ist und nur mittels weniger Aufschlüsse kartiert werden konnte (vgl Anlage 1).

Der Dolomit-Serizit-Chloritschiefer ähnelt in seiner Zusammensetzung aus Serizit bzw. Muskovit, feinverteiltem (farbgebendem) Chlorit, Dolomit bzw. Kalzit, Quarz, ± Biotit und ± Hornblende stark dem Serizit-Chloritschiefer (Kapitel 3.1.2), besitzt jedoch ein deutliches Unterscheidungsmerkmal durch braun verwitternden, idiomorphen und an der Gesteinoberfläche eckige Hohlräume hinterlassenden Dolomit, der bis 1 cm groß und oft an bestimmte Horizonte gebunden ist, aber auch gleichmäßig im Gestein verteilt sein kann (Abb. 3.1).

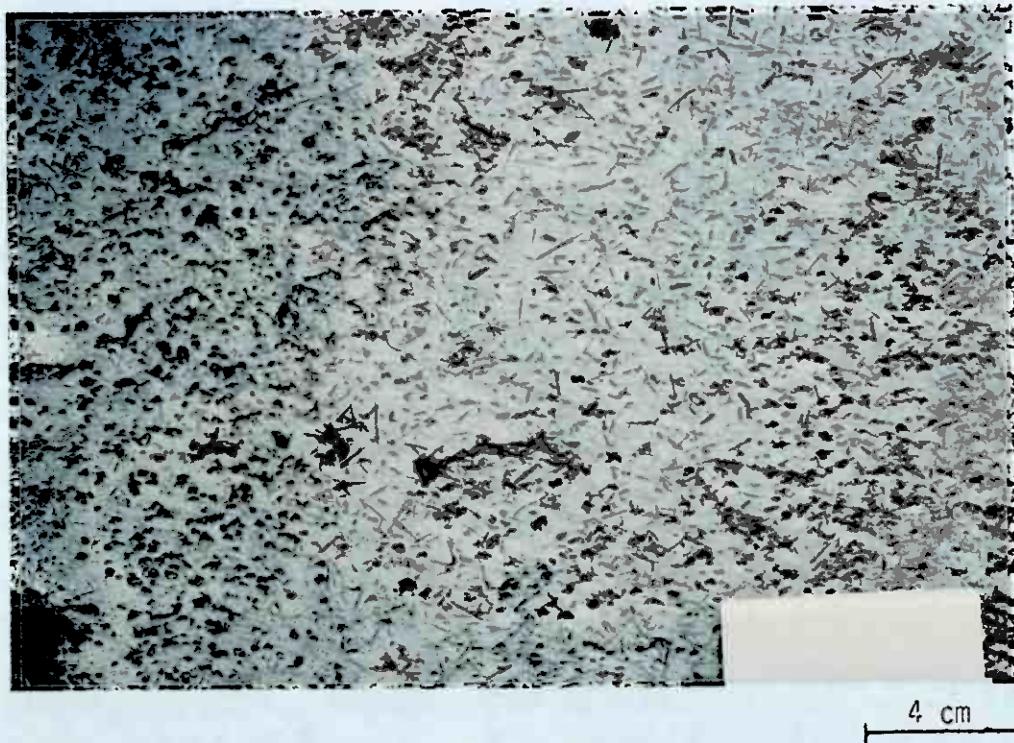


Abbildung 3.1: Hornblendekristalle und von verwitterten Dolomitkristallen hinterlassene Hohlräume im Dolomit-Serizit-Chloritschiefer (R 05 33 550, H 69 07 850).

#### Gesteinsdünnschliff 27: Dolomit-Serizit-Chloritschiefer

Probenfundort : R 05 33 540, H 69 07 850

Mineralbestand : HG<sup>1</sup>) Hornblende (35)<sup>3)</sup>, Quarz (20), Biotit (10), Chlorit(10), Karbonat (10)

NG:<sup>2)</sup> Epidot, Zoisit (zus. 10), Erz(5), Turmalin

Die Hornblendekristalle sind idiomorph, bis 1 cm lang, besitzen eine blaugrüne Eigenfarbe mit starkem Pleochroismus und sind nach TRÖGER 1969 als poikiloblastisch zu bezeichnen, da sie sämtliche anderen Mineralkörper überwachsend, große metablasten bilden (Abb. 3.2).

Ferner ist ein Zerfall der eventuell kalziumreichen Hornblende zu erkennen, der durch die Karbonatbildung im Randbereich der Kristalle deutlich wird.

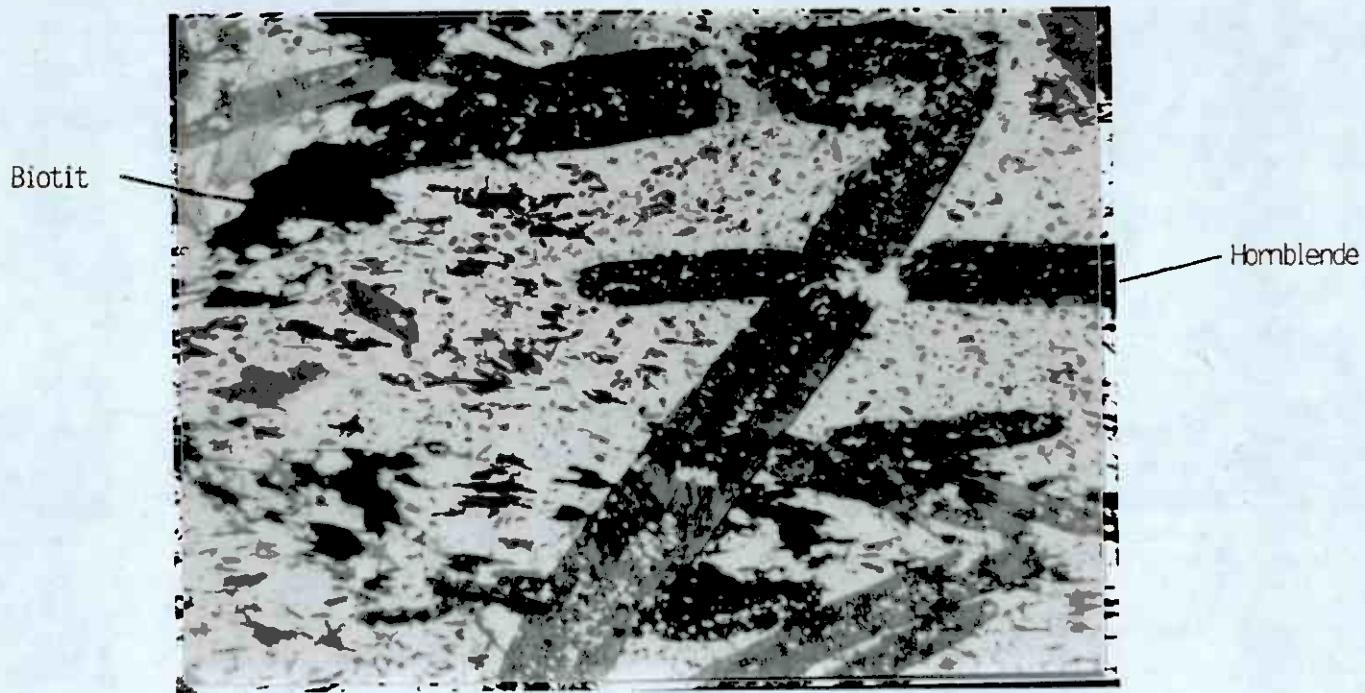


Abbildung 3.2: Poikiloblastische, idiomorphe Hornblendekristalle, die in einer Matrix aus Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot und Zoisit eingebettet sind (Bildbreite 8.3 mm; Nicols ||).

1) HG - Hauptgemengteile

2) NG - Nebengemengteile

3) Die in Klammern angegebenen Zahlen sind visuell geschätzte Flächenprozente.

Als Ausgangsgestein kommt für den Dolomit-Serizit-Chloritschiefer auf Grund des Erscheinungsbildes und der Zusammensetzung ein pelitisches bis feinsandiges, relativ Quarz-und Karbonatreiches Sedimentgestein in Frage. Möglicherweise stand diese Sedimentgestein während seiner Ablagerung unter vulkanischem Einfluß (Tuffanteil) da der Anteil an Hornblende und Chlorit als Fe-und Mg-Träger relativ hoch ist.

### 3.1.2 Serizit-Chloritschiefer

Der sich im tektonisch Liegenden des im Bereich des Hög Haug anstehenden Amphibolits anschließende Serizit-Chloritschiefer ist im SE des Arbeitsgebietes weit verbreitet und tritt dort NW-SE streichend, einen zusammenhängenden ca. 500 m breiten und ca. 2 km langen Aufschluß bildend auf (vgl. Anlage 1).

Am Nord-Hang des Hög Haug ist in dieses Gestein ein Breckzienhorizont eingeschaltet, der stellenweise ausschließlich aus Karbonatbruchstücken besteht und daher lokal monomikten Charakter besitzt. Außer Karbonatbruchstücken sind in anderen Bereichen dieses Horizontes noch Bruchstücke verschiedener Vulkanite enthalten. Dieser Horizont ist entlang der Bahnlinie (R 05 30 800, H 69 06 850) sehr gut aufgeschlossen.

In dem Serizit-Chloritschiefer sind ferner Linsen einer Meta-Vulkanit-Breckzie enthalten, die die fazielle Verzahnung dieser Gesteinstypen miteinander erkennen lassen.

Der Serizit-Chloritschiefer selbst besteht aus Quarz, Serizit (bzw. Muskovit), Chlorit, Amphibolnadeln, ± Epidot und ± Biotit sowie aus ± Plagioklas und einem Erzanteil, vermutlich Pyrit.

Die Amphibolsprossung ist in Richtung zum Biotitschiefer hin auf Schieferungsflächen und im Bereich von Klüften verstärkt zu beobachten, wobei im Übergangsreich zum Biotitschiefer die Amphibolidioblasten bis 5 cm lang sind und lokal gehäuft auftreten. Dieser Übergangsbereich wird als metamorphe Gesteinsgrenze angesehen (vgl Kapitel 4).

Biotit kommt einige mm groß in idiomorpher Form vor. Dieses Mineral bildet regelrechte Biotitbänder, wobei die Kristalle selbst in Richtung einer, die penetrative Schieferung schneidenden, jüngeren Schieferung eingeregelt sind (Abb. 3.3).

Die in den Quarzlagen und -linsen parallel zur penetrativen Schieferung liegenden, rekristallisierten Quarzkörner sind wesentlich größer als die, im übrigen Gestein enthaltenen, nur wenige mm durchmessenden Körner. Sie zeigen eine deutliche Fel-

derung (Subkornbau) sowie interlobate Verzahnung und werden von den Schichtsilikaten (Chlorit, Serizit bzw. Muskovit und Biotit) umflossen.



Abbildung 3.3: Aus Biotitidioblasten bestehende Bänder im Serizit-Chloritschiefer nordwestlich des Hög Haug (R 05 30 960, H 69 07 200).

Als Ausgangsgestein für den Serizit-Chloritschiefer kann ein pelitisches bis feinsandiges Gestein angenommen werden, das mit dem Ausgangsgestein des Dolomit-Serizit-Chloritschiefers verglichen werden kann, wobei jedoch der Karbonatanteil im Dolomit-Serizit-Chloritschiefer auf Grund des bereits makroskopisch erkennbaren Dolomits, höher anzusetzen ist. Auch dieses Gestein kann unter dem Einfluß vulkanischer Aktivität gestanden haben, da wie im Dolomit-Serizit-Chloritschiefer auch hier relativ hohe Anteile von Chlorit und Hornblende als Fe- und Mg-Träger enthalten sind.

### 3.1.3 Biotitschiefer

Der Biotitschiefer baut weite Bereiche südlich und südwestlich von Kongsvoll sowie den gesamten Bereich der Knutshöhen auf (vgl. Anlage 2) und wird als metamorphe Weiterentwicklung des Serizit-Chloritschiefers angesehen (vgl. Kapitel 4).

Die oft in unterschiedlichen Mengenverhältnissen auftretenden Minerale sind:

Biotit, Quarz, Karbonatminerale (Dolomit und Kalzit), Amphibol, Kalifeldspat, Plagioklas, stellenweise Granat und Chlorit sowie vereinzelte Apatitkauern.

Quarz und Karbonat wurden während der Metamorphose mobilisiert und kommen parallel zur penetrativen Schieferung liegend, als Rekristallisate in Form von kleinen Gängen (einige cm mächtig) und als Linsen (maximal 30 bis 50 cm lang, boudinierten Gängen) vor.

Stellenweise sind Karbonatanhäufungen zu finden, die an der Gesteinoberfläche wabenartige Verwitterungsstrukturen hinterlassen (beispielsweise südlich Kongsvoll an der E 6, R 05 31 380, H 69 08 080).

Auffällig sind ferner dm-mächtige, etwas grobkristallinere Lagen, die stark zerstörten Biotit führen und allgemein eine intensive Chloritisierung zeigen.

#### Gesteinsdünnschliff 31: Biotitschiefer

Probenfundort : R 05 31 350, H 69 07 950

Mineralbestand : HG: Biotit (25), Quarz (25), Hornblende (20), Epidot (10)  
Plagioklas (5)

NG: ± Granat, Karbonat, Titanit, Zoisit (zus. 15)

Der oben erwähnte Kalifeldspat zeigt vereinzelt Mikroklingitterung und ist nicht in allen Gesteinsdünnschliffen enthalten jedoch in den Schliffen 15 und 16 deutlich sichtbar.

Der relativ hohe Biotitanteil des Gesteins mit stellenweise mehr als 20 % verleiht dem Biotitschiefer seine charakteristische grau-schwarze Färbung und ermöglicht die intensive Schieferung des Gesteins. Der Biotit umfließt dabei die stellenweise gehäuft auftretenden Feldspatkristalle sowie die 1 bis 2 mm großen Hornblendekristalle.

Im Grenzbereich zu dem, im tektonisch Liegenden des Biotitschiefers folgenden Granat-Glimmerschiefer tritt Granat als Nebengemengteil auf. Auch bei dieser lithologischen Grenze könnte es sich, wie bei dem Übergang vom Serizit-Chloritschiefer zum Biotitschiefer, um eine metamorph gebildete Gesteinsgrenze handeln, wobei jedoch auch ein primärer Unterschied im Chemismus beider Gesteine nicht auszuschließen ist.

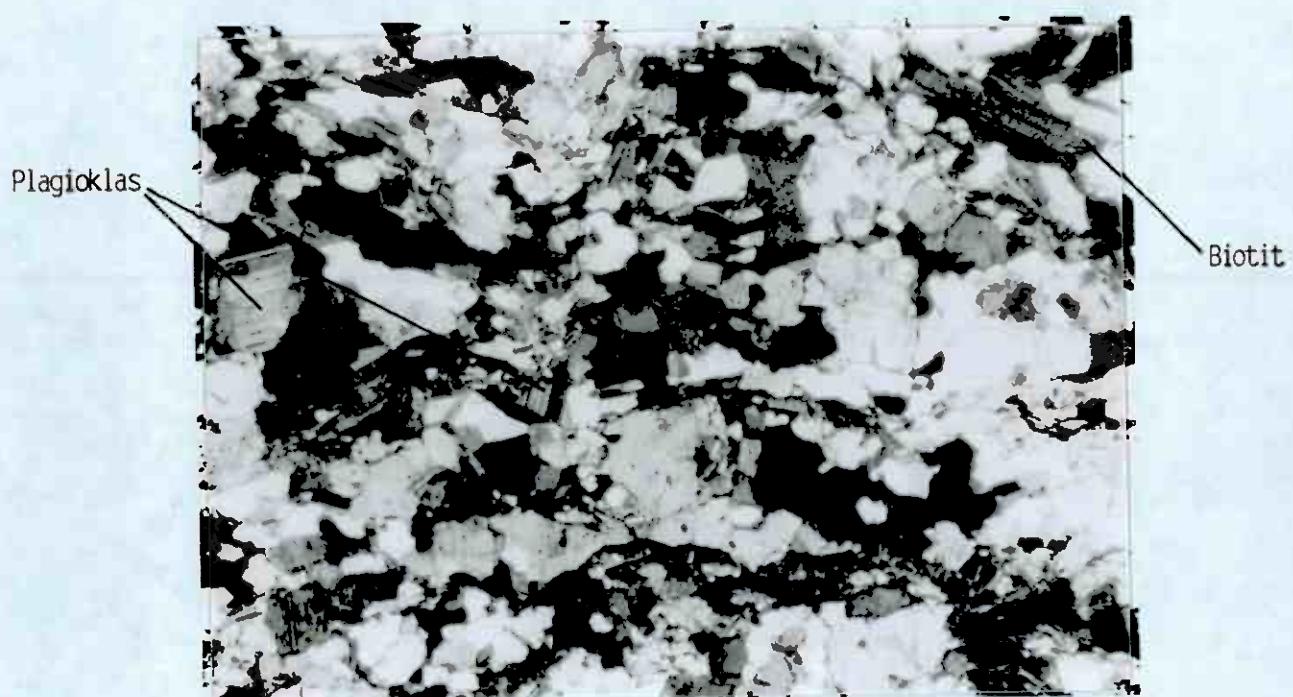


Abbildung 3.4: Plagioklaskristalle mit Albitverzwillingung im Biotitschiefer (Gesteinsdünnschliff 15) mit einem Anorthitgehalt von ca. 30 Mol %, (Probenfundort: R 05 35 200, H 69 08 700; Bildbreite: 3,5 mm, Nicols X).

Auf Grund der Beschaffenheit, der Zusammensetzung und Erscheinungsbildes des Biotitschiefers kann als Ausgangsgestein ein karbonatreiches Sedimentgestein (Mergel oder ähnliches) angenommen werden.

### 3.1.4 Granat-Glimmerschiefer

Der Granat-Glimmerschiefer streicht nördlich Kongsvoll beidseitig des Driva-Flusses breit aus. Auf der östlichen Talflanke ist er bis in den äußersten N des Arbeitsgebietes und in westlicher Richtung bis auf den Höhenzug der Högsnyta zu verfolgen.

Die Granatidioblasten sind zunächst an der (tektonischen) Hangendgrenze (lithologische Grenze zum Biotitschiefer) relativ klein, werden jedoch rasch größer (bis 1 cm) und besitzen zur Liegendgrenze hin wieder geringeren Durchmesser. Oft ist eine beginnende Chloritisierung der Granatkristalle zu erkennen, wobei in der Nähe von Mylonitzonen durch die Zirkulation von Lösungen begünstigt (beispielsweise am Ost-Hang der Högsnyta, R 05 31 150, H 69 10 250) eine völlige Umwandlung (Pseudomorphose von Chlorit nach Granat) stattfand (vgl Abb. 3.5).

Auf Grund der Rotfärbung des Granats uns seines Zerfalls zu Chlorit ist auf ein Fe- und Mg-reiches Glied (Almandin) der Mischkristallreihe zu schließen.

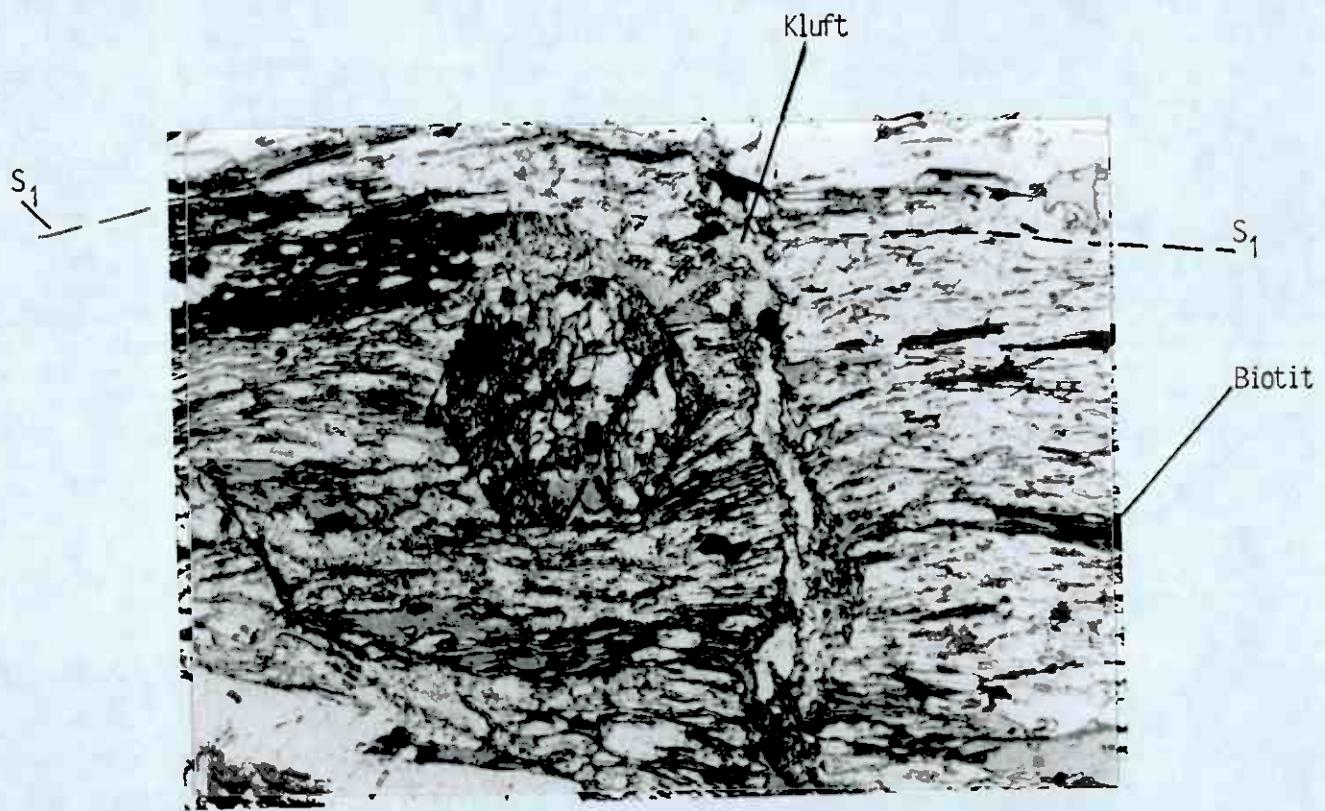


Abbildung 3.5: Granat-Glimmerschiefer mit deutlicher Pseudomorphose von Chlorit nach Granat (Bildmitte; Gesteinsdünnschliff 52, R 05 31 150, H 69 10 250; Bildbreite 3,5 mm, Nicols ||).

## Gesteinsdünnschliff 43: Granat-Glimmerschiefer

Probenfundort : R 05 32 150, H 69 09 800

Mineralbestand : HG: Hornblende (25), Granat (10), Andesin (10), Quarz (15),  
Serizit bzw. Muskovit (10), Biotit (5), Karbonat (10),  
Kalifeldspat (5), Chlorit (5)  
NG: Disthen, Staurolith, Erz (zus.5)

Die Plagioklaskristalle im Gesteinsdünnschliff 43 sind nach dem Albit- und Periklin-  
gesetz verzwillingt, besitzen einen Anorthitgehalt von ca. 40 Mol% und sind somit  
als Andesine zu bezeichnen (Abbildung 3.6).



Abbildung 3.6: Andesinkristalle im Granat-Glimmerschiefer mit deutlicher Albit- und Periklinverzwillingung (Gesteinsdünnschliff 43, Bildbreite: 3.5 mm, Nicols X).

Staurolith ist nur mikroskopisch erkennbar, in Schliff 43 enthalten und kommt re-  
lativ gut auskristallisiert in hypidiomorpher Gestalt vor (Abbildung 3.7). Dieses  
Mineral gilt als Indexmineral und gibt nach WINKLER 1979 einen ersten Anhaltspunkt  
für den Medium Grade als untere Metamorphosegrenze. Verschiedentlich werden Stauro-  
lithkristalle und Hornblendekristalle von der zweiten Deformationsphase ( $S_2$ ) er-  
fasst und durchschlagen (vgl Abb. 3.7 und Kapitel 5.2).



Abbildung 3.7: Staurolith (Bildmitte) im Granat-Glimmerschiefer (Probe 43).

Die Schichtsilikate (hier hauptsächlich Serizit bzw. Muskovit) sind in Mikrofalten gelegt und in der Bildmitte rechts und links des Stauroliths zu erkennen. In den oberen Bilddecken sind jeweils Hornblende-Kristalle zu sehen (Bildbreite 3,5 mm, Nicols ||).

Im Gegensatz zu den sehr kleinen Staurolithkristallen ist Disthen bereits makroskopisch in dem Gestein sichtbar. Er tritt vor allem im Randbereich von Quarzlinien auf (Abbildung 3.8).

Disthen ist jedoch auch mikroskopisch in seiner typischen Ausbildung in Form von schmalen Leisten in Schliff 43 sichtbar und erreicht dort nur eine Länge von wenigen Zehntel mm.

Als Ausgangsgestein wird für den Granat-Glimmerschiefer auf Grund seiner petrographischen Zusammensetzung ein mergeliger Pelit bzw. eine feinkörnige Grauwacke angenommen, da auch die metamorph gebildeten Mineralparagenesen für derartige Gesteine typisch sind.

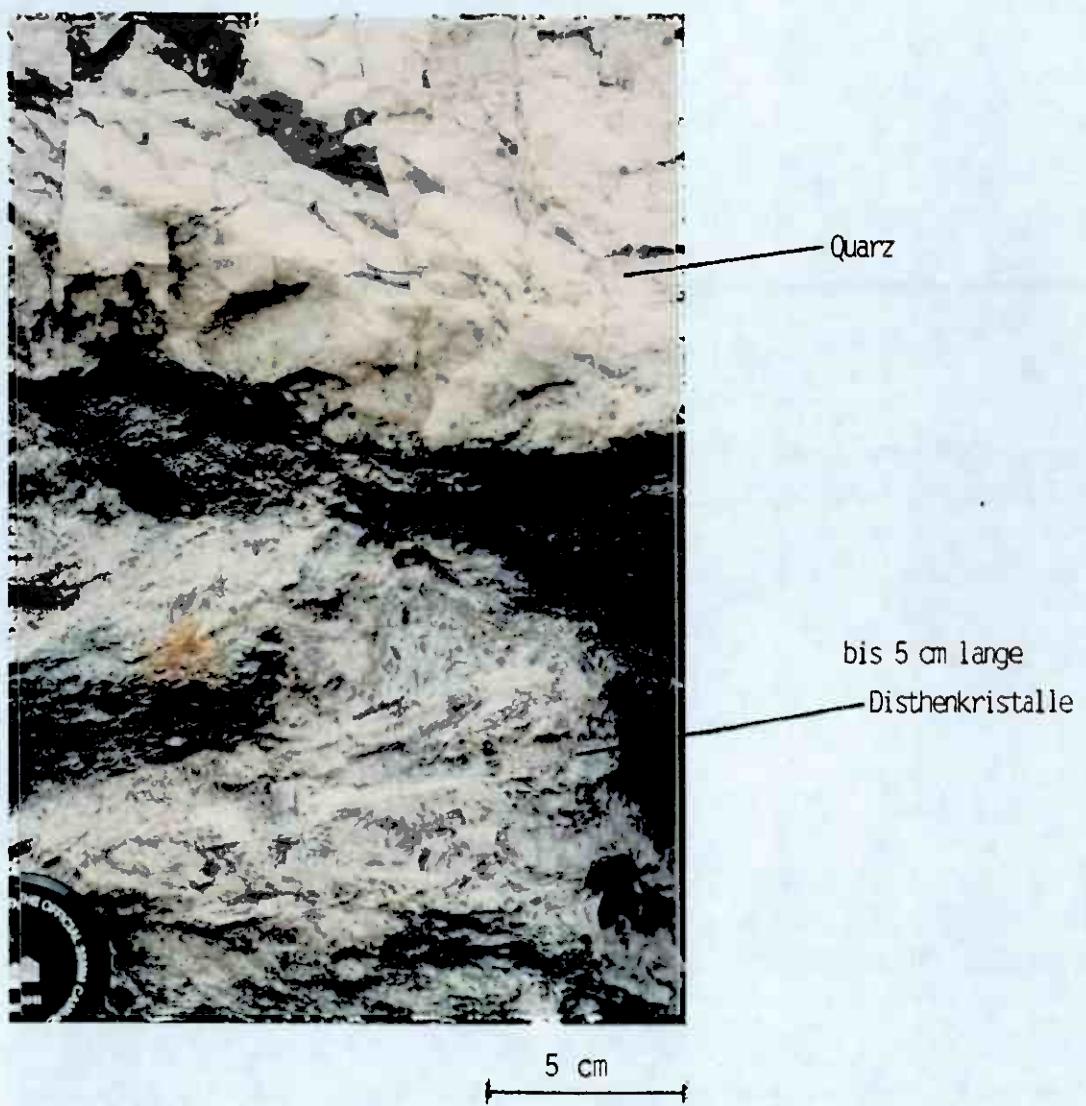


Abbildung 3.8 : Große, bis 5 cm lange Disthenkristalle im Randbereich einer Quarzlinse im Granat-Glimmerschiefer (Straßenaufschluß an der E 6, nördlich Kongsvoll, R 05 31 950, H 69 09 450).

### 3.1.5 Quarzite

Die innerhalb des Arbeitsgebietes anstehenden Quarzite sind meist hellgrau, stellenweise auch durch feinverteilten Chlorit grünlich gefärbt, enthalten lokal bis 0,5 cm große Granatkristalle und sind besonders auf dem Gipfel der Högsnyta (westlich Kongsvoll) und in dem Bereich um Hokleiva (im N des Arbeitsgebietes weit verbreitet. Ebenso wird beinahe der gesamte Süd-Hang der Högsnyta von diesem Gestein aufgebaut, das dort wie auch bei Hokleiva durch übereinandergelegte Fältten seine scheinbare Mächtigkeit erhält (vgl. Abb.5.1).

Die Wechsellagerung von cm bis dm mächtigen Lagen reinen Quarzits mit cm bis mm dünnen bioitreichen Lagen zeigt eine ehemals schnell wechselnde Sedimentation von sandigem und pelitischem Material an.

Die Vergesellschaftung der Quarzite mit den Amphiboliten ist ebenso auffällig wie das gleichzeitige Vorkommen der Sulfid- und Magnetit-Chert-Horizonte mit diesen Gesteinen, so daß eine gemeinsame Genese dieser Horizonte im Einflußbereich vulkanischer Tätigkeit vermutet werden kann.

### 3.1.6 Amphibol-Glimmerschiefer

Der Amphibol-Glimmerschiefer besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Serizit bzw. Muskovit, bis 5 cm langen, auf Schieferungsflächen gesprossenen Amphibolidioblasten und lokalen Granat-Vorkommen. Dieses Gestein kommt hauptsächlich im tektonisch Liegenden und Hangenden des Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolites vor und ist wenige dm bis zu maximal 20 m mächtig (vgl. Anlage 2).

Ferner sind für dieses Gestein vereinzelt zu findende, "idiomorphe" Pyritkristalle (mit einer Kantenlänge von ca. 1 cm) typisch, die auf Grund der tektonischen Beanspruchung nur noch als rechteckige Plättchen vorliegen.

Da während der Geländearbeit Unklarheit über das Ausgangsgestein herrschte, wurde eine geochemische Hauptelementanalyse des Amphibol-Glimmerschiefers (Probe 79, R 05 31 510, H 69 08 830) erstellt (Analytiker: Th. Kost).

Vergleicht man die Prozentgehalte der Hauptelementanalysen verschiedener saurer bis intermediärer Vulkanite, so könnte als Ausgangsgestein ein intermediärer Vulkanit (Tuff) des entsprechenden Gesteins (Andesit, Trachyt oder Trachyandesit) angenommen werden (Tabelle 3).

	Dazit	Trachyt	Trachyandesit	Andesit	Probe 79
SiO <sub>2</sub>	65.01	61.21	58.15	57.94	59.13
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.70	1.08	0.87	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.91	16.96	16.70	17.02	16.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.13	2.99	3.26	3.27	3.28
FeO	2.30	2.29	3.21	4.04	5.49
MnO	0.09	0.15	0.16	0.14	0.11
MgO	1.78	0.93	2.57	3.33	4.75
CaO	4.32	2.34	4.96	6.79	2.50
Na <sub>2</sub> O	3.79	5.47	4.35	3.48	2.74
K <sub>2</sub> O	2.17	4.98	3.21	1.62	1.98
H <sub>2</sub> O+	0.91	1.15	1.25	0.83	
H <sub>2</sub> O-	0.28	0.47	0.58	0.34	2.78
P <sub>2</sub> O	0.15	0.21	0.41	0.21	0.13
CO <sub>2</sub>	<u>0.06</u>	<u>0.09</u>	<u>0.08</u>	<u>0.05</u>	<u>0.01</u>
	99.78 %	99.94 %	99.97 %	99.93 %	100.02 %

Tabelle 3: Durchschnittliche Hauptelementzusammensetzungen magmatischer Gesteinstypen im Vergleich mit der Analyse der Probe 79 (Hauptelementanalysen der Vulkanite aus COX, BELL, PANKHURST 1979).

Die Analyse des Amphibol-Glimmerschiefers als ein ehemals vulkanisches Gestein könnte mit denen eines Andesits, Trachyts oder Trachyandesits verglichen werden.

Ebenso ähnelt jedoch die Hauptelementanalyse des Amphibol-Glimmerschiefers auch den Hauptelementgehalten verschiedener Sedimentgesteine (Tabelle 4). Das Gestein könnte daher auch als ehemaliger Schiefer einer Geosynklinale angesehen werden.

	Phyllite	Schiefer	pelagischer Ton	Schiefer einer Geosynklinale	Probe 79
SiO <sub>2</sub>	61.78	60.18	54.90	58.90	59.13
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.67	0.78	0.78	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.54	17.70	16.60	16.70	16.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.43	2.45	7.70	2.80	3.28
FeO	5.45	4.67	---	3.70	5.49
MnO	0.07	0.16	2.00	0.09	0.11
MgO	2.35	3.01	3.40	2.60	4.75
CaO	1.94	1.52	0.72	2.20	2.50
Na <sub>2</sub> O	1.89	1.62	1.30	1.60	2.74
K <sub>2</sub> O	4.14	3.79	2.70	3.60	1.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.19	0.72	0.16	0.13
	97.59 %	95.96 %	94.82 %	93.13 %	97.23 %

Tabelle 4: Haupelementanalysen verschiedener Sedimentgesteine aus WEDEPOHL 1969 im Vergleich mit der Probe 79 (Amphibol-Glimmerschiefer).

Bei dem Vergleich der Haupelementanteile gibt zunächst der SiO<sub>2</sub>-Gehalt von 59.13% des Amphibol-Glimmerschiefers einen groben Anhaltspunkt. Die Werte des TiO<sub>2</sub> (0.72), des Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.40), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(3.28), FeO (5.49), MnO (0.11), MgO (2.5) und CaO (2.5) lassen einen Vergleich mit bester Näherung an einen im Geosynkinalbereich gebildeten Schiefer zu, vorausgesetzt es handelt sich um ein Meta-Sedimentgestein.

Die Werte des Na<sub>2</sub>O (2.74) und K<sub>2</sub>O (1.98) tendieren dagegen unter Berücksichtigung der übrigen Hauptelementanteile eher zu einem trachyandesitischen bzw. andesitischen Tuff.

Bezieht man beide Kriterien bei dem Rückschluß auf ein Ausgangsgestein mit ein, so könnte es sich bei dem Amphibol-Glimmerschiefer um einen im Geosynkinalbereich gebildeten Schiefer handeln, der unter dem Einfluß eines intermediären Vulkanismus (Tuffauswurf) zur Ablagerung kam.

### 3.2 Meta-Vulkanite der Stören-Gruppe

#### 3.2.1 Amphibolite

In dem Gebiet um Kongsvoll kann zwischen kompakten und gebänderten Amphiboliten unterschieden werden. Als kompakte (mehr oder minder homogene Meta-Basalte) werden solche bezeichnet, die im Gegensatz zu den gebänderten keine Karbonatlagen enthalten, jedoch Pillowstrukturen können und hauptsächlich aus einer dichten bis feinkörnigen Masse von Hornblendekristallen bestehen (Abb. 3.9). Die gebänderten Amphibolite sind durch mm bis mehrere cm messende Karbonatlagen, die mit reinen Amphibolitlagen abwechseln, charakterisiert (Abb. 3.10).

Die Amphibolite treten hauptsächlich um Kongsvoll und nördlich dieser Ortschaft auf, wobei ein relativ lange durchgehender Horizont vom Süd-Hang der Högsnyta bis zum Skåk-Bach (im N des Arbeitsgebietes) verfolgt werden konnte (Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit). Dieser Amphibolit gewinnt in nördlicher Richtung rasch an Mächtigkeit (schwankende Ausstrichsbreite von 50 bis 300 m), was teilweise auf die Änderung der tektonischen Verhältnisse am West-Hang der nördlichen Knutshöhe zurückzuführen ist, wo sehr flache, nach E gerichtete Fallwerte der zuvor im S relativ steil einfallenden penetrativen Schieferung gemessen wurden (vgl. Anlagen 2 und 3a). Dennoch muß auch mit einer primären Mächtigkeitszunahme gerechnet werden.

Der allgemeine Mineralbestand der Amphibolite kann wie folgt angegeben werden:

Hornblende, Plagioklas, Epidot, Zoisit, ± Chlorit, ± Biotit, Karbonat, Quarz, Erz (meist Pyrit und Magnetit, vereinzelt auch Kupferkies)

Gesteinsdünnschliff 58: gebänderter Amphibolit

Probenfundort : R 05 32 260, H 69 09 200

Mineralbestand : HG: Hornblende (40), Epidot (25), Plagioklas (10)  
Quarz 810)

NG: Biotit und Chlorit (zus. 10), Karbonat und Erz (zus. 5)

Die Hornblendekristalle sind idiomorph und höchstens ein bis zwei mm groß, dabei erreicht jedoch das Gros dieser Mineralkörper nur wenige zehntel mm. Epidot ist zoniert und ebenfalls idiomorph, jedoch auch hypidiomorph vertreten.

Das sehr feinkörnige Gestein enthält Plagioklaskristalle, die nur vereinzelt aneutungsweise Albitverzwillingung erkennen lassen und in zu geringer Anzahl und Größe auftreten, um den Anorthitgehalt dieser Kristalle abzuschätzen.

Chlorit kommt hauptsächlich als Zerfallsprodukt des Biotit vor, der in relativ großen, idiomorphen Tafeln (bis ca. 2 mm Ø) nur vereinzelt zu finden ist.

Chlorit ist jedoch vermutlich auch primär in kleinen Zwischenräumen der stengeligen, idiomorphen Hornblendekristalle zu finden.

Ein besonderes Kennzeichen des am Hög Haug aufgeschlossenen, NW-SE streichenden Amphibolits sind die deutlich erkennbaren Pillowstrukturen, die am West-Hang besonders gut aufgeschlossen sind (R 05 03 780, H 69 06 250; Abb. 3.9).

Die Pillows sind an Abschreckungssäumen in ihren Randbereichen, sowie durch deformierte Hohlräume, die als ehemalige Blasen gedeutet werden und an ihrer runden Form gut zu erkennen. Sie sind in Richtung der b-Achse deutlich gelängt, werden von der penetrativen Schieferung umflossen und sind maximal 40 cm groß.

SE

NW



Abbildung 3.9: Am West-Hang des Hög Haug gut aufgeschlossene Pillows des dort anstehenden, kompakten Amphibolits (R 05 30 780, H 69 06 250).

Zwischen beiden Erscheinungsformen der kompakten und gebänderten Amphibolite sind Übergänge zu finden, so daß ein und derselbe Amphibolit-Horizont sowohl stellenweise kompakten als auch gebänderten Charakter besitzt.

Dieses Phänomen ist auf folgende Prozesse zurückzuführen: Als Ausgangsgestein für die Amphibolite sind auf Grund der Pillowstrukturen subaquatisch geförderte Basalte anzunehmen. Der hohe Karbonatanteil in den gebänderten Amphiboliten kann durch die Spilitisierung (Alteration der Basalte am Meeresboden) erklärt werden.

Die Bänderung der Amphibolite wird durch tektonische Prozesse (Faltung und Scherung) plausibel. Somit kann es sich bei den kompakten Partien der Amphibolite um Faltenkerne handeln, in denen die Zerscherung relativ gering war und die primären Strukturen (Pillows) erhalten geblieben sind. Die gebänderten Bereiche könnten die stark zerscherten Flanken der Isoklinalfalten repräsentieren, so daß das Zusammenspiel beider Faktoren (die Spilitisierung und die Deformation der Basalte) zu dem bestehenden Erscheinungsbild geführt hat. Das während der Spilitisierung entstandene Karbonat wurde dabei vermutlich durch die tektonischen Prozesse auf den Scherflächen (parallel zur penetrativen Schieferung) angereichert (Abb. 3.10).

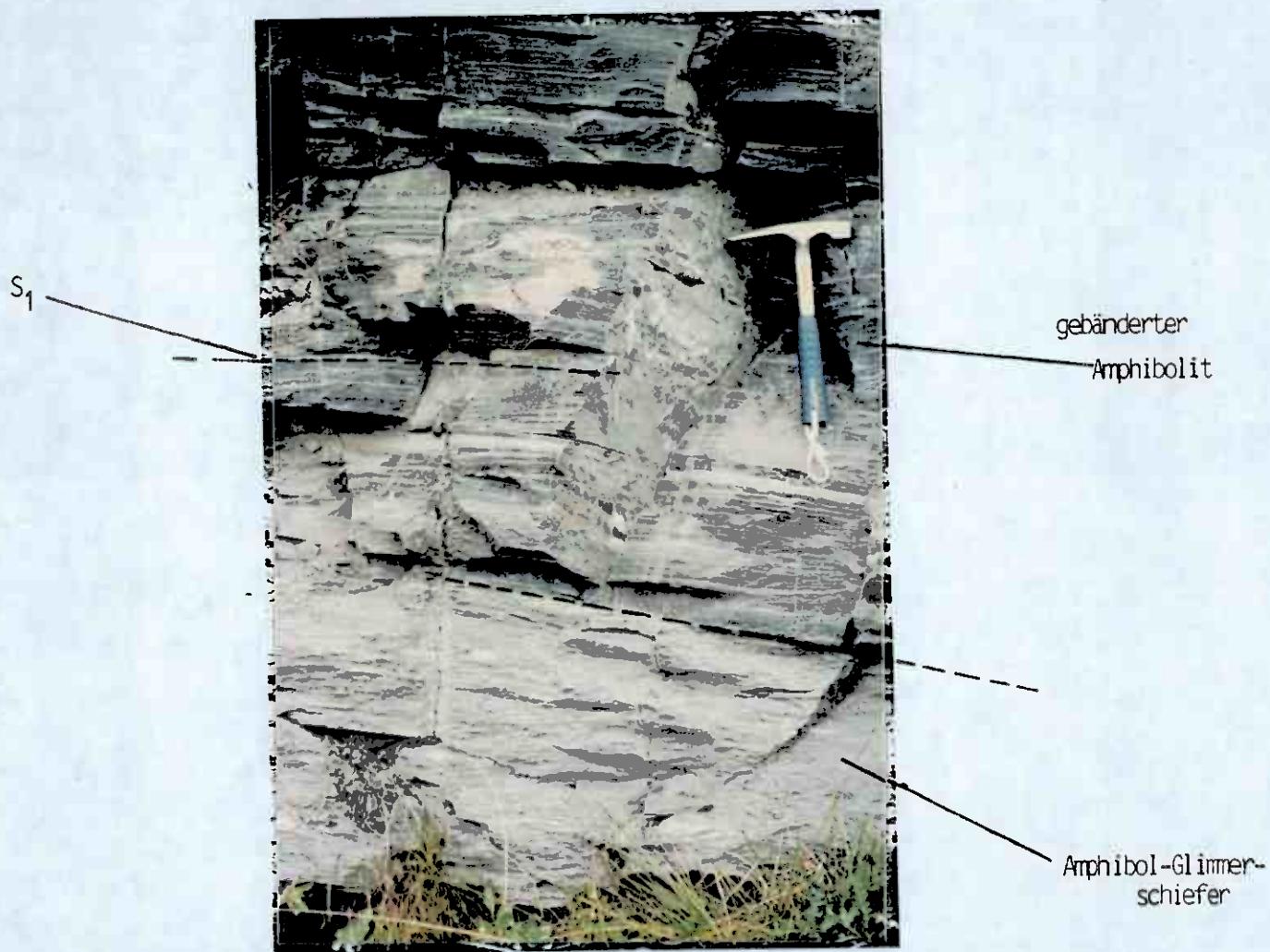


Abbildung 3.10: Gebänderter Amphibolit (im oberen Bildteil) mit parallel zur penetrativen Schieferung liegenden Karbonatlagen und sehr scharfem Kontakt zu dem darunter anstehenden Amphibol-Glimmerschiefer an der E 6, nordwestlich der Bahnstation von Kongsvoll (R 05 31 720, H 69 08 800).

### 3.2.2 Meta-Vulkanit-Breckzie

Dieses Gestein tritt im SW des Arbeitsgebietes auf und ist im Driva-Tal südlich des Hög Haug gut aufgeschlossen (Anlage 4).

Die Meta-Vulkanit-Breckzie besteht aus basischen und sauren Vulkanitfragmenten (Abb. 3.11), die in einer Matrix aus Amphibolkristallen, Plagioklas, Quarz und Epidot eingebettet sind. Die Gesteinsbruchstücke sind maximal 30 cm groß und parallel zu der penetrativen Schieferung ausgeplättet. Das gesamte Gestein ist sehr reich an Epidot, was makroskopisch an der hellgrünen Färbung von sauren Vulkanitbruchstücken und in hauptsächlich aus Plagioklas und Quarz zusammengesetzten Lagen erkennbar ist.

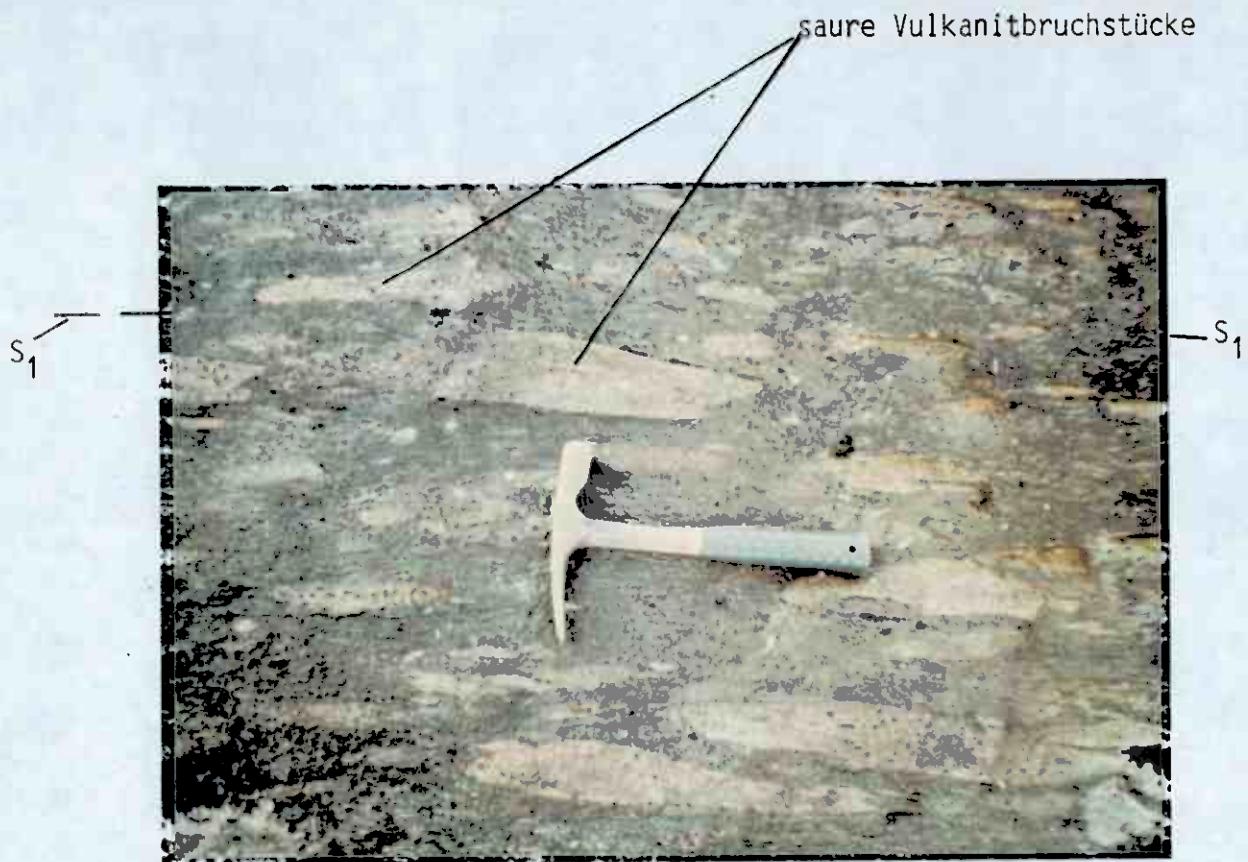


Abbildung 3.11: Deutlich parallel zur penetrativen Schieferung ausgeplättete Vulkanitbruchstücke in dunkelgrüner Matrix der Meta-Vulkanit-Breckzie nordöstlich von Grönbakken (R 05 31 440, H 69 05 400).

Nach N hin wird die Meta-Vulkanit-Breckzie kompakter, geht schließlich in einen zunächst gebänderten, später kompakteren Amphibolit über und steht mit diesem vermutlich mittels einer Faziesverzahnung in Verbindung (vgl. Anlage 4).

Die Meta-Vulkanit-Breckzie ist zwar in weiten Bereichen monomikt aus basischen bzw. sauren Vulkanit-Bruchstücken zusammengesetzt, besitzt jedoch stellenweise auch polymikten Charakter (basische und saure Vulkanitfragmente).

## Gesteinsdünnschliff 10 c: Matrix der Meta-Vulkanit-Breckzie

Probenfundort : R 05 31 750, H 69 05 120

Mineralbestand : HG: Hornblende (30), Epidot (25), Klinzoisit (10),  
Plagioklas (20), Quarz (5)

NG: Biotit, Chlorit, Erz (zus. 10)

Hornblende tritt in Form von relativ großen, idiomorphen, kleinere Mineralkörpern wie Epidot, Klinzoisit und Quarz einschließende, bis 1 cm langen Metablasten auf, ist oft verzwillingt und mehr oder minder in Richtung der penetrativen Schieferung eingeregelt. Die feinkörnige Matrix aus Epidot, Klinzoisit, Plagioklas und Quarz umgibt die Hornblendedioblasten. Oftmals sind die überwachsenen Mineralkörpern wie Epidot, Klinzoisit und Quarz im Inneren der Hornblendekristalle konzentriert und im Randbereich nur vereinzelt zu sehen, so daß vermutlich einem relativ schnellen Wachstum (Sprossungsstadium) ein langsameres, die übrigen Mineralkörpern beiseite drängendes Wachstumsstadium folgte.

Plagioklas bildete nur in Zwickeln, zwischen den Hornblendekristallen und in deren Druckschatten größere Kristalle aus, die nur vereinzelt Albitverzwillingung zeigen, wodurch eine Abschätzung des Anorthitgehaltes mangels der Anzahl entsprechender Schnittlagen nicht möglich war.

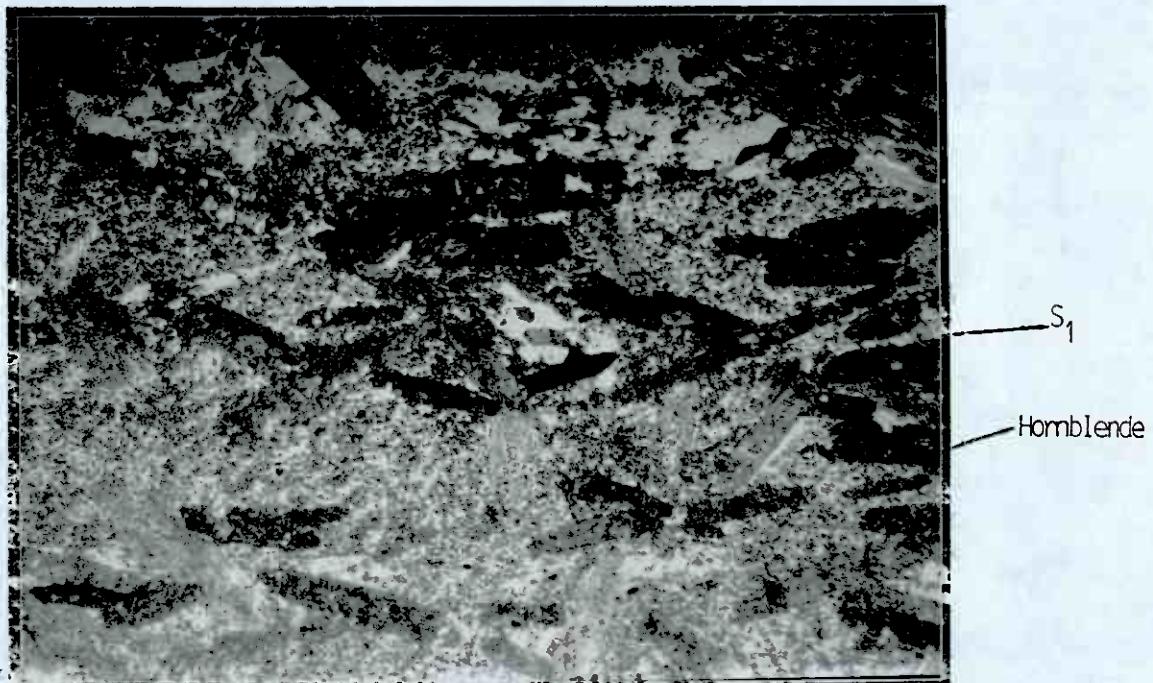


Abbildung 3.12: In Richtung der Schieferung eingeregelte, idiomorphe Hornblendekristalle in einer Matrix aus Plagioklas, Zoisit, Epidot und Quarz (Bildbreite: 8,3 mm, Nicols X).

### 3.2.3 Meta-Andesit

Das gegenüber den Amphiboliten relativ grobkörnige Gestein unterscheidet sich makroskopisch von den zuvor beschriebenen Metavulkaniten durch die insgesamt hellere Färbung, besitzt im Gegensatz zu diesen weit größere (bis 3 cm lange) Amphibolkristalle und Granat, der bis 1 cm groß ist.

Auf Grund der petrographischen Zusammensetzung (Amphibol, Granat, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Quarz) und deren prozentualen Anteilen (vgl. Dünnschliffbeschreibung Schliff 75) ist als Ursprungsgestein ein intermediärer Vulkanit (Andesit) in Betracht zu ziehen.

Sein Vorkommen beschränkt sich auf einen relativ kleinen Bereich an der Mündung des Skåkbaches in den Driva-Fluß (nördlich Gammalholet) und findet seine Fortsetzung im nördlichen Teil der Högsnyta, wo er im E und W von N-S-streichenden Störungen begrenzt wird (Anlage 2).

#### Gesteinsdünnschliff 75: Meta-Andesit

Probenfundort : R 05 32 270, H 69 11 780

Mineralbestand : HG: Hornblende (25), Granat (20), Biotit (15), Quarz (10), Andesin (10), Kalifeldspat (10), Muskovit (5)  
NG: Chlorit, Erz (zus. 5)

Plagioklas zeigt deutliche Albit- und Periklinverzwillingung und ist auf Grund des Anorthitgehaltes von 35 - 40 Mol% als Andesin zu bezeichnen.

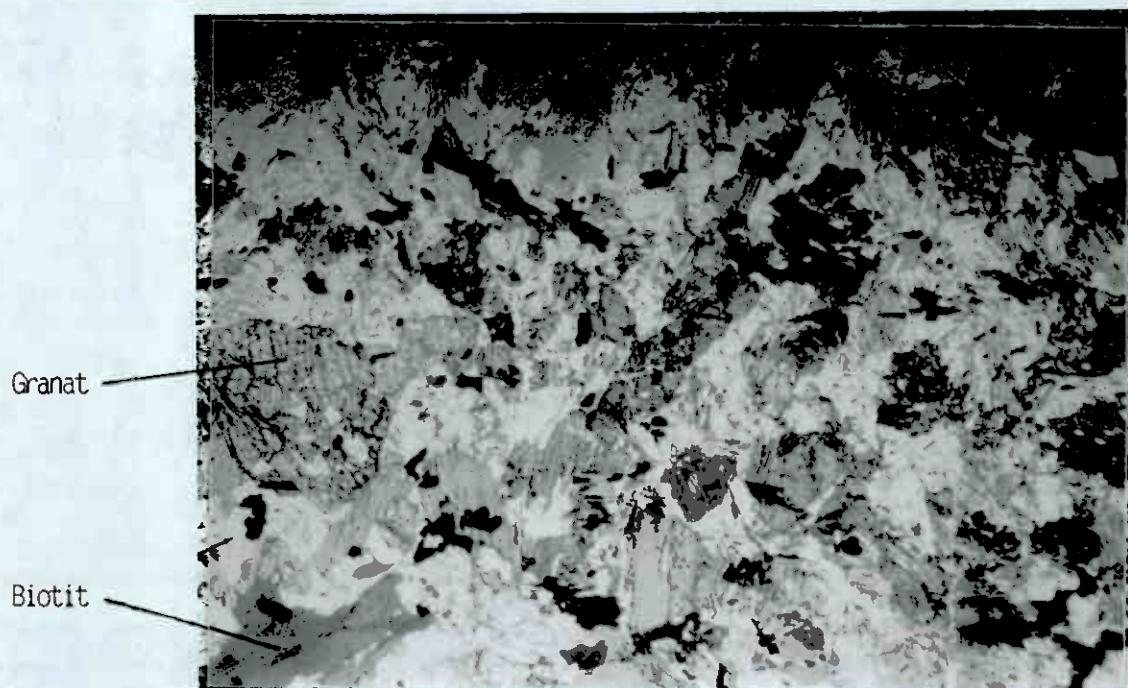


Abbildung 3.13: Ungeregeltes Gefüge des Grobkristallinen Meta-Andesit (Probe 75). Am linken Bildrand ist Granat und darunter Biotit zu erkennen (Bildbreite 8,3 mm, Nicols //).

### 3.2.4 Keratophyrtuffe

Nur vereinzelt treten wenige mächtige Horizonte auf, die sich hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Biotit sowie lokal zusätzlich auftretendem Granat zusammensetzen. Dabei sind die einige mm bis 1 cm großen Granatkristalle in die laminierten Horizonte eingesprengt. Entsprechend ihrem Mineralbestand und ihrer geringen Mächtigkeit werden diese Horizonte als Keratophyrtuffe interpretiert.

Nordöstlich des Hög Haug streicht ein solcher Horizont kurz aus und ist zusammen mit einer Brecczie aufgeschlossen, die Fragmente des gleichen Gesteins enthält (R 05 31 230, H 69 06 400).

Ein weiterer, stellenweise laminierter Horizont dieses Gesteins tritt westlich Gammalholet auf und enthält idiomorphe Granatkristalle (R 05 32 250, H 69 11 400).

### 3.3 Exhalithorizont - Sulfidlagen und Magnetit-Cherts

Die Sulfidhorizonte sind im Gelände durch ihre charakteristischen Verwitterungsfarben (das Braun der Eisenoxyde und die gelblich-grüne Färbung durch Sulfate) relativ leicht zu erkennen und somit gut kartierbar.

Die Sulfidhorizonte treten im allgemeinen in den Amphiboliten auf, sind zwar vereinzelt im NW des Arbeitsgebiets und am Süd-Hang der Högsnyta in den Quarziten enthalten, wo sie jedoch auch in der Nachbarschaft von Meta-Vulkaniten zu finden sind.

Meist handelt es sich um nur schwer durchgehend verfolgbare, möglicherweise aber doch durchhaltende Horizonte, deren Gehalte an Buntmetallen als nicht wirtschaftlich anzusehen sind. Dennoch kam es in einem Fall zur Bildung eines kleinen Eisenen Hutes (auf dem Süd-Hang der Högsnyta; R 05 30 900, H 69 10 000), der jedoch nur wenige Quadratmeter groß ist und daher ebenfalls keine wirtschaftlichen Sulfidvorkommen verspricht.

Ein bedeutender Sulfidhorizont (südlich Gammalholet; R 05 32 200, H 69 10 350) lässt sich über relativ weite Strecken durch lokal begrenzte Ausstriche verfolgen, ist mehrere dm mächtig und setzt sich aus einer mehr oder minder massiven, hauptsächlich aus Pyrit mit Beimengungen von Quarz und Karbonat bestehenden Lage zusammen.

Außer Pyrit ist in den Sulfidlagen sehr vereinzelt Kupferkies zu erkennen, der auch sekundär durch eine Malachitbildung speziell am Sprenn-Bach (R 05 32 750, H 69 09 650) auf Klüften des dort anstehenden gebänderten Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolits in Erscheinung tritt. Auch in diesem Amphibolit sind mehrere Sulfidlagen enthalten, die oft in Vergesellschaftung mit Quarziten und Magnetit-Cherts auftreten.

Die Magnetit-Chert-Horizonte sind in Verbindung mit den Quarzitlagen in den Amphiboliten zu finden. Sie sind ebenfalls nur ein oder zwei Meter mächtig, mit stark schwankendem Magnetitanteil anzutreffen und enthalten lokal auch reine Magnetitbänder, deren Mächtigkeit einige cm nicht übersteigt. Oft ist eine sehr feine Lamination zu erkennen, die durch den Wechsel von mm dünnen, grau-weißen mit rosa- bis fleischfarbenen Lagen zum Ausdruck kommt und ein typische Merkmal der Cherts darstellt.

Wie aus der folgenden Dünnschliffbeschreibung der Gesteinsprobe 65 und durch röntgenographische Untersuchungen belegt ist entsteht die Rotfärbung in diesem Gestein durch den in Form winziger Kristalle weniger als zehntel mm groß

## Gesteinsdünnschliff 65: Magnetit-Chert

Probenfundort : R 05 32 800, H 69 10 200

Mineralbestand : HG: Quarz (45), Granat (20), Hornblende (10), Biotit (15),  
Chlorit (5)

NG: Karbonat, Erz (zus. 5)

Beide Arten der Mineralisation (Sulfide und Magnetit-Cherts) besitzen stratiformen Charakter, treten jeweils an die vorkommenden Amphibolite gebunden auf und können daher als primär syngenetische Bildungen angesehen werden. Die Schichtgebundenheit der Mineralisationen und der stratiforme Charakter der Vererzungen lassen auf eine primär submarine, vulkanisch-exhalative Bildung schließen.

Einen Hinweis auf post-genetisch mobilisierte und wieder ausgeschiedene Sulfide gibt eine aus Pyrit bestehende Kluftfüllung (Abbildung 3.14) in dem gebänderten Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit, die nordöstlich von Kongsvoll an der E 6 gut aufgeschlossen ist (R 05 31 740, H 69 08 770).

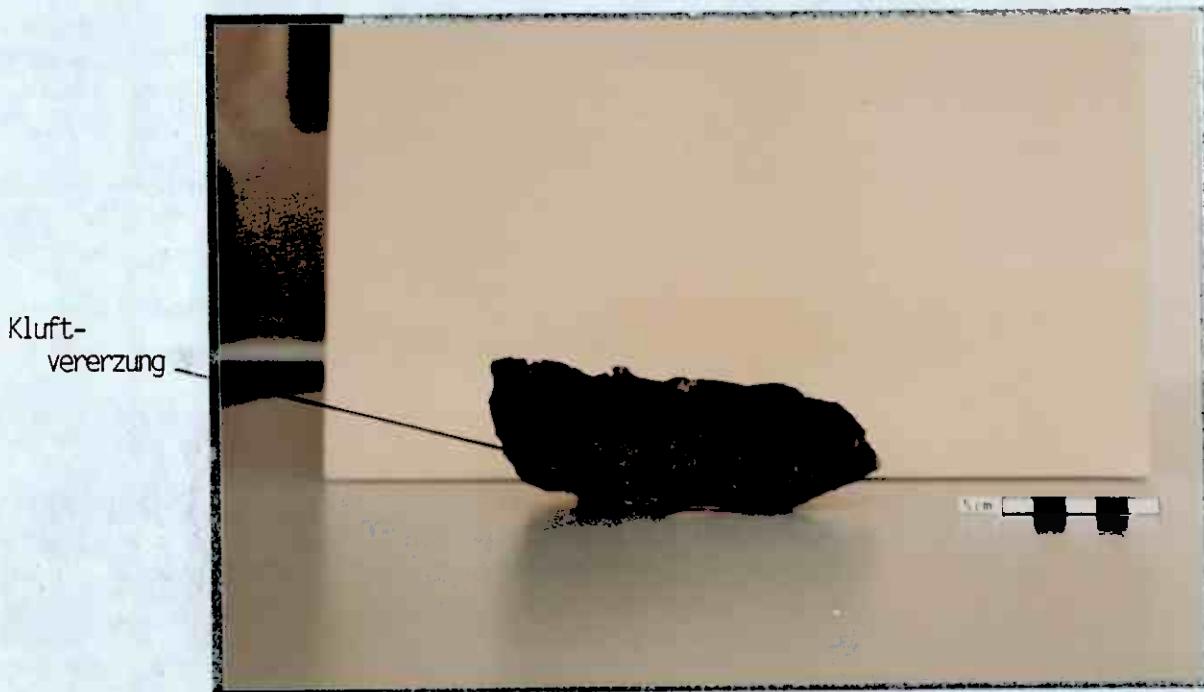


Abbildung 3.14: Die Kluftvererzung (Pyrit) in dem Kongsvoll-Skåkbach-Amphibolit nordöstlich von Kongsvoll (R 05 31 740, H 69 08 770) ist als eindeutiger Hinweis auf epigenetisch mobilisierte und wieder ausgeschiedene Sulfide anzusehen (Probe 29, R 05 31 740, H 69 08 770).

## 4 Metamorphose

### 4.1 Mineralparagenesen und Metamorphosegrad

Während der Geländearbeit wurden für die Erkennung des Metamorphosegrades brauchbarsten Gesteine der Stören-Gruppe als Meta-Sedimentgesteine bzw. als -Schiefer und Glimmerschiefer bezeichnet. Diese grobe, vorläufige Einordnung würde den von WINKLER 1979 definierten Bereichen des Low Grade bzw. des Medium Grade entsprechen.

Durch die Dünnschliffuntersuchungen konnte diese Einordnung der Metamorphite bestätigt und eine weitere Eingrenzung der P-T-Bedingungen vor allem an Hand der Meta-Pelite vorgenommen werden.

Für den Grad der Metamorphose ist zunächst die Temperatur, die während der Gesteinsumwandlung geherrscht hat, maßgebend.

Die Mineralbestände der, ihrer Pauschalzusammensetzung nach, pelitischen Meta-Sedimentgesteine (des Dolomit-Serizit-Chloritschiefers, des Serizit-Chloritschiefers, des Bioittschiefers und des Granat-Glimmerschiefers) sind im Folgenden genannt; es handelt sich nach mikroskopischen Beobachtungen in der Regel um mehrere, auf Grund des lokal etwas variierenden chemischen Stoffbestandes im Gestein koexistierende Paragenesen (Berührungs-Paragenesen im Sinne von WINKLER 1979), die nicht alle einzeln aufgestellt wurden.

#### Dolomit-Serizit-Chloritschiefer:

Chlorit, Serizit bzw. Muskovit, Dolomit, Quarz, ± Hornblende, ± Biotit, ± Epidot, ± Zoisit

#### Serizit-Chloritschiefer:

Chlorit, Serizit bzw. Muskovit, Quarz, ± Biotit, ± Hornblende, ± Epidot, ± Plagioklas

#### Biotitschiefer:

Biotit, Hornblende, Quarz, Epidot, Zoisit, ± Andesin, + Mikroklin, + Granat ± Apatit, ± Serizit bzw. Muskovit

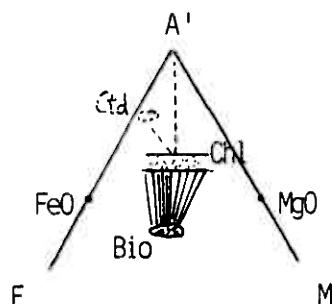
#### Granat-Glimmerschiefer:

Hornblende, Granat, Quarz, Serizit bzw. Muskovit, ± Biotit, ± Andesin, ± Karbonat, ± Chlorit, ± Disthen, ± Staurolith, + Kalifeldspat

Für die Darstellung der Paragenesen dieser Gesteine sind nach WINKLER 1979, S. 225-226 die folgenden A'FM-Diagramme am geeignetsten:

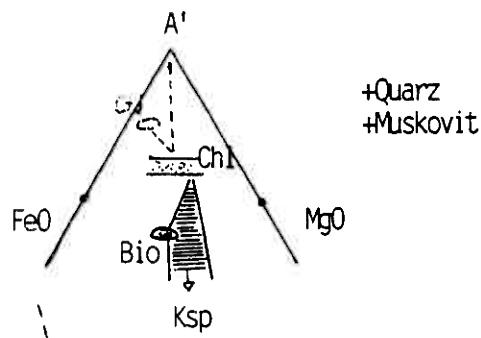
Dolomit-Serizit-Chloritschiefer:

Low Grade



Serizit-Chloritschiefer:

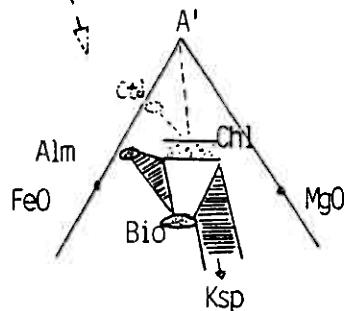
Low Grade



Biotitschiefer:

(T - Anstieg mit fehlenden Zwischen-schritten der Paragenesen)

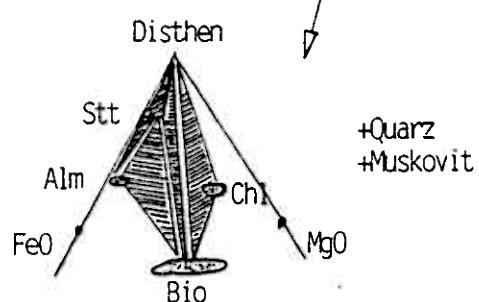
oberer Low Grade



Granat-Glimmerschiefer:

Medium Grade

T-Anstieg



Die Mineralparagenesen des Dolomit-Serizit-Chloritschiefers und des Serizit-Chloritschiefers sind nach WINKLER 1979 dem Low Grade zuzuordnen. Ebenso fallen die Paragenesen des Biotitschiefers noch in Low Grade, wobei das Auftreten von Andesin und die Granatbildung gegen die Grenze zum Granat-Glimmerschiefer hin etwas höhere T-Bedingungen, d.h. in diesem Fall den oberen Low Grade vermuten lassen.

Die Paragenesen des Granat-Glimmerschiefers sind auf Grund der hier schon erfolgten Staurolithbildung eindeutig dem Medium Grade zuzuordnen.

Die Diagramme lassen anschaulich erkennen, daß es sich bei der Abfolge

Serizit-Chloritschiefer -> Biotitschiefer -> Granat-Glimmerschiefer nicht notwendigerweise um stratigraphische Formationen handeln muß, sondern, daß wie es die schon beschriebenen fließenden Gesteinsübergänge (S. und S. ) nahelegen, ursprünglich vermutlich mehr oder minder einheitliche Gesteine unterschiedlicher Metamorphose unterlagen.

Die Verbreitung der resultierenden unterschiedlich metamorphen Schiefer, die die Karte zeigt (Anlage 2 und 4), belegt einen Anstieg der Temperatur von S nach NW

Dieser offenbar mehr oder minder kontinuierliche Temperaturanstieg ließ also im NW Meta-Sedimentgesteine des Medium Grade entstehen, wogegen die Gesteine im S des Arbeitsgebietes an Hand ihrer Paragenesen in den Bereich des oberen Low Grade eizuordnen sind.

In Folge dessen können, wie schon gesagt, die unscharfen Grenzen bzw. Übergänge zum Biotitschiefer im S und in der Mitte des Arbeitsgebietes sowie die Grenze zwischen dem Biotitschiefer und dem Granat-Glimmerschiefer im NW vermutlich als metamorph gebildete Gesteinsgrenzen angesehen werden.

Für diese Gesteine könnte eine Art "Zonengliederung" von einer Chlorit- über eine Biotit- bis hin zu einer Granat-Zone vorgenommen werden.

Die Mineralbestände der Meta-vulkanite setzen sich wie folgt zusammen:

#### Meta-Basalte (Amphibolite):

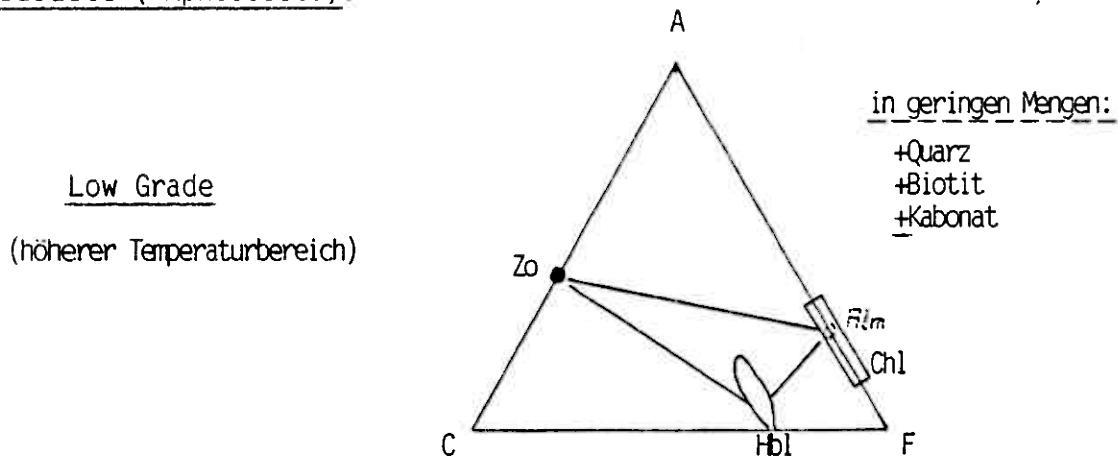
Hornblende, Plagioklas (An-Gehalt nicht bestimmbar),  $\pm$  Biotit,  $\pm$  Chlorit (primär und sekundär),  $\pm$  Epidot,  $\pm$  Zoisit,  $\pm$  Quarz,  $\pm$  Karbonat

#### Meta-Andesit:

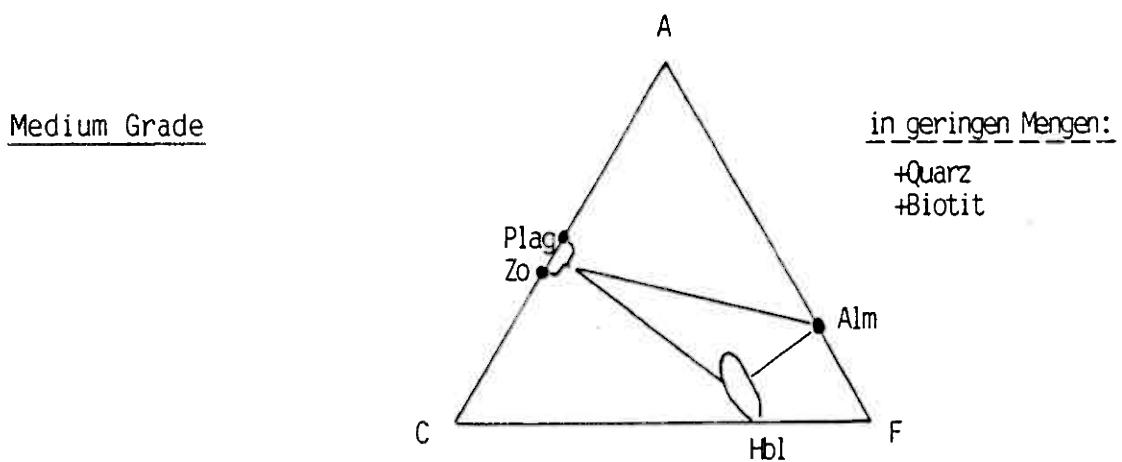
Hornblende, Granat, Andesin (An-Gehalt 35-40 Mol%),  $\pm$  Quarz,  $\pm$  Karbonat Biotit,  $\pm$  Muskovit,  $\pm$  Chlorit, + Zoisit

Die Paragenesen beider Gesteine lassen sich in den folgenden ACF-Diagrammen nach WINKLER 1979, 172-173 wie folgt darstellen:

Meta-Basalte (Amphibolite):



Meta-Andesit:



Die Mineralparagenesen des Meta-Andesits, der im NW von Konsvoll vorkommt, enthalten relativ An-reichen Plagioklas (ca. 35-40 Mol% An) in Koexistenz mit Hornblende. Damit ist nach WINKLER 1969 eindeutig der untere Bereich des Medium Grade für die T-Bedingungen der dortigen Gesteine anzunehmen. Der Befund in dem Meta-Andesit steht im Einklang mit dem entsprechenden Befund für den ebenfalls dort verbreiteten Granat-Glimmerschiefer. Die punktierte Reaktionskurve "An<sub>17</sub> + Hbl" für Andesite (BA) in der Abbildung 4.1 sowie die Linie 6 (PG) für Pelite und Grauwacken repräsentieren die unteren, mit zunehmendem Druck nur wenig ansteigenden, Temperatur-Grenzen für diese Gesteine.

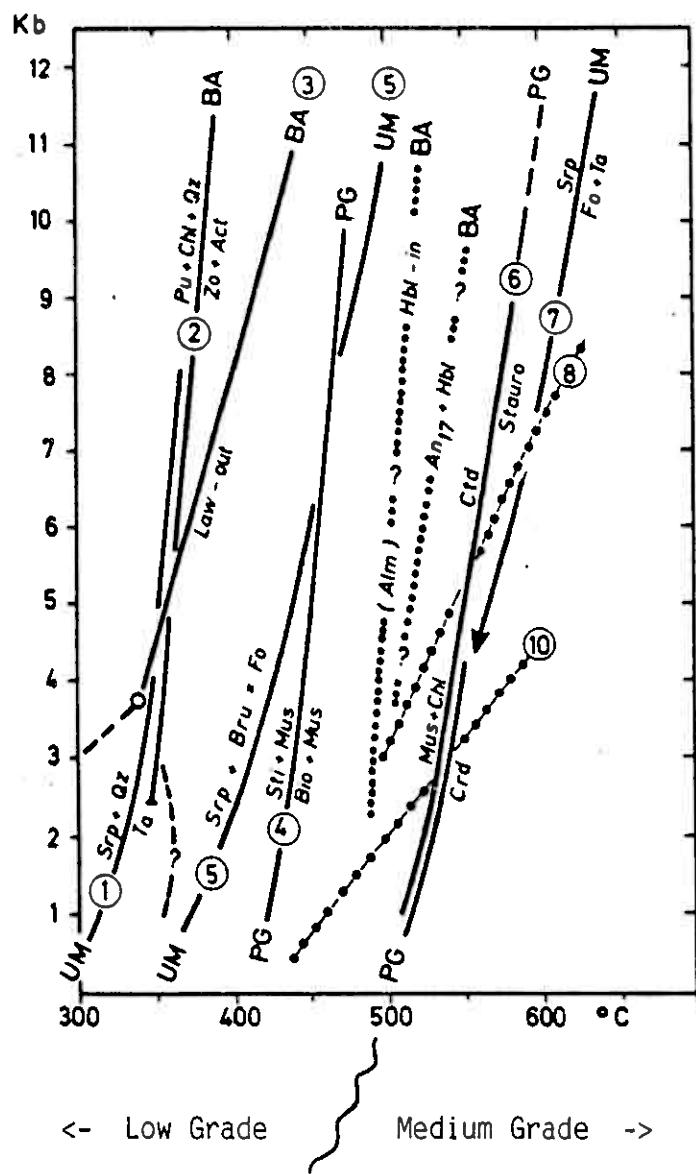


Abbildung 4.1: P-T -Diagramm des Low Grade und des unteren Bereichs des Medium Grade mit den für bestimmte Gesteine charakteristischen Reaktionskurven (PG = Pelite und Grauwacken, UM = Ultramafite, BA = Basalte und Andesite; Diagramm aus WINKLER 1979, S. 243).

Für den Nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes sind daher Temperaturen über 500° C während der Metamorphose zu fordern.

Die Frage der Einordnung der Amphibolite in einen der metamorphen Grade nach WINKLER 1979 ist etwas heikler, da sich Meta-Basalte ohnehin durch das Fehlen von metamorph gebildeten Indexmineralen an der Low Grade/Medium Grade -Grenze schlecht für eine Festlegung der Metamorphosebedingungen eignen.

KRUPP 1983 hat für die Amphibolite der Støren-Gruppe südlich des hier beschriebenen Arbeitsgebietes (in der Umgebung von Hjerkinn, ca. 8 km südlich von Kongsvoll)

den Bereich des obersten Low Grade durch folgende Paragenese erkannt:

Hornblende, + Oligoklas, + Epidot, ± Zoisit, ± Chlorit, ± Biotit, ± Almandin, ± Karbonat, ± Quarz

Die eigenen Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen ließen die Frage offen, ob es sich bei dem vorkommenden Chlorit (vgl. Dünnschliffbeschreibung, Kapitel 3.2.1) ausschließlich um sekundäre Bildungen von Chlorit aus Biotit bzw. Hornblende handelt, oder ob nicht auch primärer Chlorit enthalten ist. Ferner konnte der Anorthitgehalt des Plagioklases auf Grund der zu geringen Korngröße und der zu geringen Anzahl entsprechend geschnittener Kristalle nicht festgestellt werden. Beide Kriterien würden Argumente zur genaueren Eingrenzung der T-Bedingungen für diese Gesteine liefern. Zu dem war nur einer der von den Amphiboliten angefertigten Gesteinsdünnschliffe einigermaßen brauchbar (die übrigen wiesen jeweils auf Grund der Verwitterung sehr hohe Karbonatanteile auf).

Damit konnte der, in den verschiedenen Paragenesen der Meta-Sedimentgesteine erkannte T-Anstieg in SE-> NW-Richtung in den Amphiboliten natürlich nicht nachgewiesen werden.

Der mittels des brauchbaren Gesteinsdünnschliffes untersuchte Amphibolit (Kongsvoll-Skåbach-Amphibolit) ist nordöstlich von Kongsvoll (R 05 32 260, H 69 09 900) aufgeschlossen und die Probe stammt aus der Nachbarschaft des Biotitschiefers. Da in ihm kein Aktinolith mehr neben Hornblende vorhanden ist, sollte nach WINKLER 1979, S.174 die Temperatur von 500° C während der Metamorphose erreicht gewesen sein. Diese Tatsache muß jedoch noch kein Überschreiten der Low Grade/Medium Grade -Grenze beinhaltet, so daß dieser Amphibolit genauso wie der benachbarte Biotitschiefer in den Bereich des oberen Low Grade (S.48) eingeordnet werden kann.

Dabei wird vorausgesetzt, daß der Metamorphosegrad der jeweils miteinander wechselseitig lagernden Gesteine mehr oder minder der gleiche war, so daß beispielsweise die mit dem Granat-Glimmerschiefer vergesellschafteten Amphibolite keinen anderen Temperaturen während der Metamorphose ausgesetzt waren als das direkt benachbarte Meta-Sedimentgestein. Somit sollte der für die Meta-Sedimentgesteine gefundene Temperaturanstieg in SE-> NW-Richtung ebenfalls für die, in dem Arbeitsgebiet vorkommenden Amphibolite (Meta-Basalte) gelten.

Neben den bisherigen Betrachtungen der T-Bedingungen während der Gesteinsumwandlung lassen sich auch die bei der Metamorphose wirksam gewesenen Drucke etwas genauer fassen.

Mit dem Auftreten von Granat und Disthen im Granat-Glimmerschiefer des Nordwestlichen Teils des Arbeitsgebietes können Minimalwerte festgelegt werden.

Der Granat ist almandinreich, was nach WINKLER 1979, S.221) Druckbedingungen von mindestens 2 kb, wahrscheinlich aber 4 kb bedeutet. Der Disthen im Granat-Glimmerschiefer besagt, daß oberhalb der Staurolith-Bildungs-Temperatur deutlich mehr als 4, vermutlich bis 5 kb mindestens erreicht gewesen sein müssen. Dies entspricht einer ehemaligen Versenkungstiefe des Gesteinskomplexes von 20 km oder mehr (vgl. Abb. 4.2).

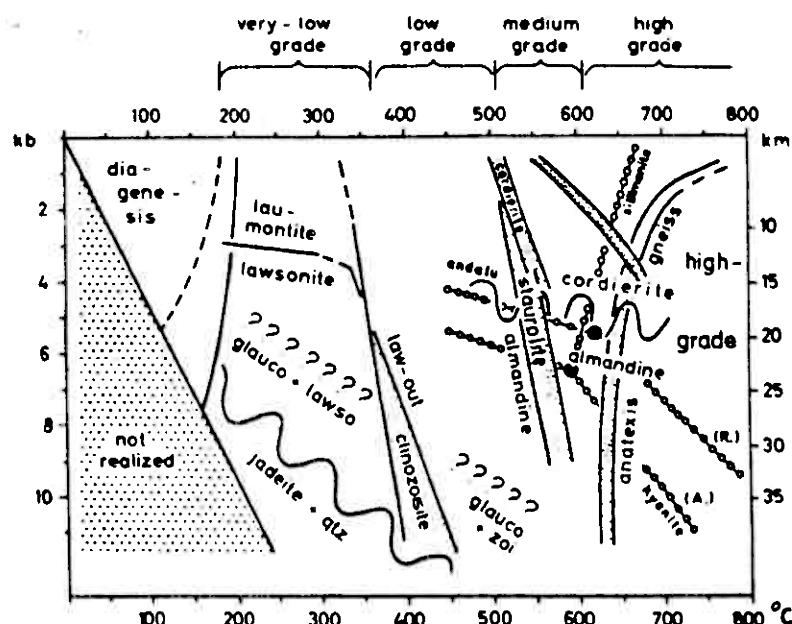


Abbildung 4.2: Übersichtsdiagramm der Metamorphosegrade nach WINKLER 1979 mit den Bereichen einiger Indexminerale.

Mit diesen Drucken sind für den staurolithführenden Granat-Glimmerschiefer auch Temperaturen deutlich über 500°C, vermutlich 520° bis 540° C zu fordern.

Es erhab sich nun die Frage, ob die Drucke überall im Arbeitsgebiet gleich hoch waren, oder ob parallel zu dem zuvor beschriebenen Temperaturanstieg auch ein Druckanstieg einherging, somit ein Druckgradient vorlag.

Diese Frage wurde mit Hilfe der im folgenden Kapitel 4.2 dargestellten Untersuchung an Hellglimmern negativ beantwortet.

ine weitere grundsätzliche Frage ist die, ob nur eine oder mehrere Metamorphosen während des Silurs für die Gesteine der Stören-Gruppe innerhalb des Arbeitsgebiets anzunehmen sind.

Das synkinematische Wachstum von Granat- und Hornblende-Idioblasten (vgl. Kapitel 3.1) spricht für eine längerfristige, relativ hohe Aufheizung des Gesteinskomplexes während der Durchbewegung, so daß von einer Haupt-Metamorphose ausgegangen werden kann, die während der Versenkung der Gesteine wirkte.

In einigen Dünnschliffen (Beispielsweise Nr.27, Abb. 5.12, Kapitel 5.2) sind in Richtung der zweiten Schieferung gesproste Biotitkristalle zu erkennen (jedoch fehlen  $S_2$ -parallele Hornblenden und Staurolithe bzw. Hornblende- und Staurolithkristalle wurden von der zweiten Schieferung (" $S_2'$ ") verbogen und zerbrochen; vgl. Abb. 3.7 und 5.1). Diese Biotite könnten während einer zweiten, schwächeren Metamorphose entstanden sein, die mit der zweiten Durchbewegung einherging bzw. dieser folgte. Ebenso kann jedoch auch noch die Haupt-Metamorphose während ihres Abklingens bei einsetzender zweiten Schieferung diese Biotitsprossung verursacht haben. Eine zweite, schwächere Metamorphose ist somit weder völlig auszuschließen noch eindeutig belegbar.

Zusammenfassend kann von einer prograden Regionalmetamorphose innerhalb des Arbeitsgebietes gesprochen werden. Dabei waren die Gesteine der Stören-Gruppe Druckbedingungen von  $\geq 4$  bis 5 kb ausgesetzt. Die Temperaturen von  $450^\circ$  bis  $500^\circ$  C im SE des Arbeitsgebietes stehen den Temperaturen von  $520^\circ$  bis  $540^\circ$  C (eventuell sogar mehr) im NW des Arbeitsgebietes gegenüber, so daß zwischen beiden Bereichen eine Temperaturdifferenz von einigen Zehner °C während der Gesteinsumwandlung bestanden haben muß.

Während dieser Metamorphose entstand die in Kapitel 5.1 beschriebene penetrative Schieferung ( $S_1$ -Foliation) der Gesteine. Nach der Ausbildung der Hornblende-Idioblasten und der Granat- und Staurolithkristalle mit  $S_1$  kam es somit zu dem Temperaturmaximum, das spät- bis post-  $D_1$ -kinematisch erreicht wurde.

Die Phase der zweiten Schieferung fiel in die Zeit des Abklingens der Haupt-Metamorphose, oder es fand gleichzeitig mit dieser Phase eine, von der ersten unabhängige, zweite, schwächere Metamorphose statt.

Lokal ist außer der prograden Regionalmetamorphose, wie es in metamorphen Gebieten oft der Fall ist, eine Diaphthorese erkennbar, die durch die Saussuritisation von Feldspäten und den Zerfall von Granat, Biotit und Hornblende zu Chlorit zum Ausdruck kommt (vgl. Kapitel 3.1).

Die lokalen Metamorphose-Befunde können großräumig wie folgt eingeordnet werden.

GOLDSCHMIDT 1915 erstellte eine Karte der unterschiedlich metamorphen Gebiete innerhalb der Trondheim-Region und benannte sie nach den jeweils auftretenden Indexmineralen mit Chlorit-, Biotit- bzw. Granat-Zone (vgl. Abb. 1.7, S. ).

Das Arbeitsgebiet liegt im SW der Trondheim-Region, in der Karte nach GOLDSCHMIDT 1915 auf der West-Flanke einer "Einmuldung" der Temperaturisograde und wird von der, dort NNE-SSW -streichenden Grenze zwischen der Biotit- und der Granat-Zone durchzogen.

Das Ergebnis der eigenen Untersuchungen entspricht diesem grob; allerdings ist die innerhalb des Arbeitsgebietes kartierte Gesteinsgrenze (Temperaturisograde) von dem Biotitschiefer zum Granat-Glimmerschiefer auf Grund der mehrfachen Deformation (vgl. Kapitel 5) des Gesteinskomplexes, entsprechend verformt, was aus der Karte nach GOLDSCHMIDT 1915 durch den kleineren Maßstab nicht hervorgeht.

HEIM 1972 ordnete den Metamorphosegrad der Gesteine innerhalb der Südlichen-Trondheim-Region zusammenfassend dem oberen Bereich der Grünschieferfazies zu.

KRUPP 1983 stuft die Meta-Sedimentgesteine aus dem Bereich um Hjerkinn ebenfalls in den oberen Bereich des Low Grade und die Meta-Basalte (Amphibolite) aus diesem Gebiet in den oberen Bereich des Low Grade bzw. in den unteren Bereich des Medium Grade ein.

Bisher war somit nicht bekannt, daß in dem Gebiet NW Kongsvoll die Metamorphose der Meta-Sedimentgesteine den unteren Bereich des Medium Grade erreicht hat.

Zu dem von WOLFF & ROBERTS 1980 genannten, in Kapitel 1.2 bereits erwähnten Metamorphosehoch kann auf Grund des Vorkommens von Sillimanit in den Gesteinen der Gula-Gruppe (ROBERTS 1968b) kein Bezug hergestellt werden, da es sich innerhalb des Arbeitsgebietes nur um Gesteine der Støren-Gruppe als Teil des Trondheim-Decken-Komplexes handelt.

Das geologische Alter des Haupt-Metamorphose-Ereignisses wird nach GUEZOU 1978 und WOLFF & ROBERTS 1980 dem Zeitraum der ersten Deformationsphase im oberen Silur zugeordnet.

FURNES et al. 1979 und OFTEDAHL 1980 stellen die Metamorphose dagegen in das Ordovizium (vgl. Tabelle 1, Kapitel 1.2 und das geodynamische Modell nach FURNES et al. 1979, Kapitel 1.3).

Da keine radiometrischen Altersbestimmungen aus dem Arbeitsgebiet bekannt sind und das geodynamische Modell nach FURNES et al. 1979 als das realitätstreueren angesehen wird, soll auch für die, hier gefundene Haupt-Metamorphose dieser Zeitraum an-

enommen werden.

- .2 Untersuchungen zur Frage nach einem eventuellen Druckgradienten während der Metamorphose im Arbeitsgebiet ( $b_0$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern)

Mit der Entdeckung von Disthen und Staurolith in dem Granat-Glimmerschiefer erhob sich die Frage ob mit dem offensichtlichen Temperatur-Gradient im Arbeitsgebiet auch ein Druckgradient nachgewiesen werden kann. Hierfür bot sich die  $b_0$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern von SASSI & SCOLARI 1974 an.

Durch die Messung der Gitterkonstanten in kristallographischer b-Richtung können allerdings nur relative Druckunterschiede innerhalb eines Gesteinsverbandes erfaßt werden.

SASSI & SCOLARI 1974 konnten mit dieser Methode Druckdifferenzen zwischen verschiedenen niedrig metamorphen Gebieten nachweisen.

#### 4.2.1 Durchführung der $b_0$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern

Zunächst wurden die Gesteinsproben senkrecht zur penetrativen Schieferung geschnitten und Gesteinsplättchen in Dünnschliffgröße hergestellt.

Die danach anpolierten Stücke wurden direkt zur Messung in Röntgendiffraktometer benutzt. Dabei wurden Bereiche der Proben, die besonders viele Hellglimmerkristalle enthielten, in den Strahlengang gebracht und sowohl parallel als auch senkrecht zur penetrativen Schieferung gemessen. Dabei ergaben sich jedoch nur geringfügige Unterschiede der Meßwerte, die in dem Bereich der Fehlergrenzenlagen.

Die Messung wurde mit einem Phillips-Röntgendiffraktometer (mit einer Cu-Röhre) und den folgenden Geräteinstellungen durchgeführt:

$$\text{Cu}_K \frac{1}{2} : = 1.54051 \text{ \AA}$$

$$\text{Counts} \times \text{sec}^{-1} : 2 \times 10^2$$

$$\text{TC (Zeitkonstante)} : 16$$

$$\text{Goniometergeschwindigkeit} : 1/2^\circ \text{ pro Minute}$$

$$\text{Spalt} : 1^\circ$$

Damit eine rechnerische Ermittlung der Netzebenenabstände in Richtung der kristallographischen b-Achse in den Hellglimmerkristallen vorgenommen werden kann, muß der in Abhängigkeit vom ehemals herrschenden Druck variierende  $d(060)$ -Reflex von Muskovit zwischen  $59,5^\circ 2\theta$  und  $63^\circ 2\theta$  abgefahren werden. Der konstante  $d(211)$ -Reflex von Quarz bei  $59,98^\circ 2\theta$  diente dabei als Referenzwert.

Wie in Abbildung 4.3 beispielhaft dargestellt ist, wurden die  $2\theta$ -Werte rechnerisch mittels der Formel  $x = y + z$  ermittelt, wobei

$x$  - als gesuchter Wert den  $2\theta$ -Wert des  $d(060)$ -Hellglimmerreflexes darstellt,

$y$  - den Referenzwert ( $d(211)$ -Reflex von Quarz bei  $59,98^\circ$ ) wiedergibt, und

$z$  - den tatsächlichen Abstand des  $d(060)$ -Hellglimmerreflexes von dem  $d(211)$ -Quarzreflex bzw. die Differenz von  $x$  zu  $y$  darstellt.

Nach Einsetzen des errechneten  $2\theta$ -Wertes für den jeweiligen Hellglimmerreflex in die Bragg'sche Reflexionsbedingung erhält man den entsprechenden  $d$ -Wert.

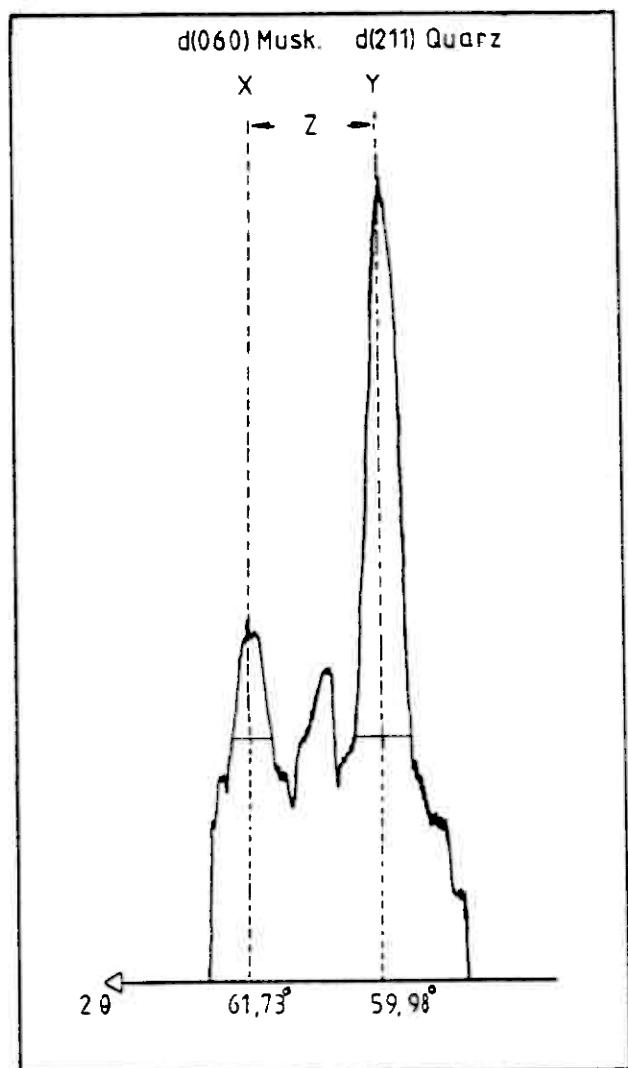


Abbildung 4.3: Beispiel zur rechnerischen Ermittlung des  $2\theta$ -Wertes eines  $d(060)$ -Hellglimmerreflexes mit dem deutlichen  $d(211)$ -Quarzpeak bei  $59,98^\circ 2\theta$  und dem bei  $61,73^\circ 2\theta$  liegenden  $d(060)$ -Muskovitpeak.

4.2.1 Ergebnis der  $b_o$ -Wert-Bestimmung in kalireichen Hellglimmern in Proben aus dem Gebiet um Kongsvoll und Hjerkinn

Das mittels der 25 Werte in der Karte (Abb. 4.4) dargestellte "Profil" durch die Gesteine der Støren-Decke verläuft mehr oder minder N-S und lässt keine, außerhalb der Fehlergrenze liegenden  $b_o$ -Werte erkennen, die eine relative Druckschwankung während der Metamorphose anzeigen würden.

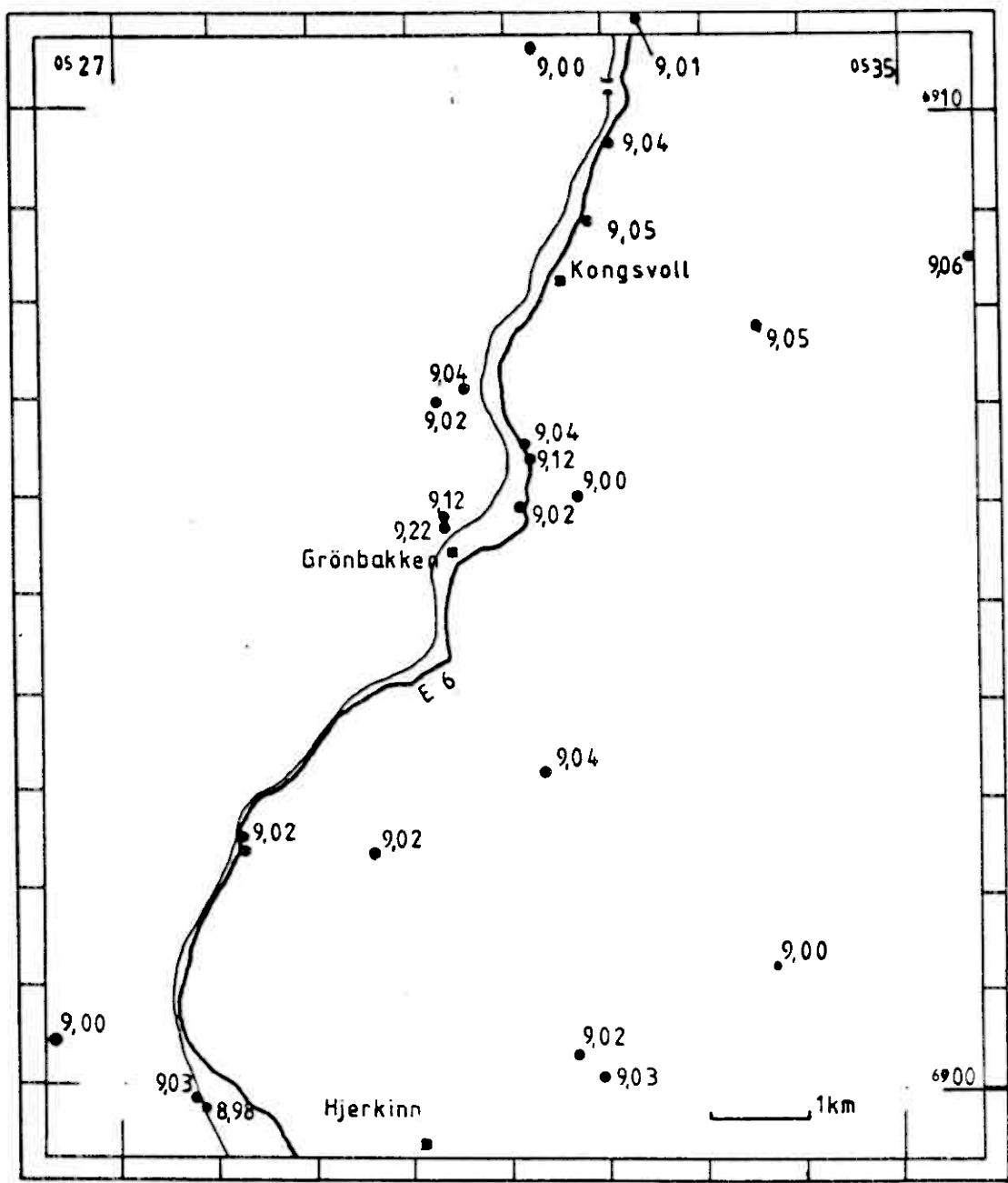


Abbildung 4.4: Karte der 25 ermittelten  $b_o$ -Werte in kalireichen Hellglimmern aus Proben des Gebietes um Kongsvoll und Hjerkinn. Von den zwar variierenden, die Fehlergrenzen der Methode nach SASSI & SCOLARI 1974 jedoch nicht überschreitenden Meßwerten ist keine Druckschwankung abzulesen.

Die Antwort auf die Frage nach dem vermuteten Druckanstieg nördlich von Kongsvoll ist zwar negativ, da die Meßwerte keine nennenswerte Druckschwankung wiederspiegeln. Dennoch ist damit die Information verbunden, daß der Druck innerhalb des Gesteinskomplexes während der Metamorphose relativ gleichmäßig in allen Bereichen des Arbeitsgebietes (zumindest in dem Bereich der Probenpunkte) gewirkt hat und kein Druckgradient vorgelegen hat.

## Tektonik

Die Struktur der Støren-Decke innerhalb des Arbeitsgebietes stellt sich, wie in hermals tektonisch überprägten Gesteinskomplexen üblich, als sehr kompliziert dar. Im Nachfolgenden kann nur auf die während des relativ kurzen Geländeaufenthaltes gemachten Beobachtungen eingegangen werden, die eine vollkommene Lösung der tektonischen Probleme nicht zulassen.

Eine genaue Zuordnung der in dem Arbeitsgebiet erkannten Deformationsphasen zu den von GUEZOU 1978, NILSEN 1978 und WOLFF & ROBERTS 1980 beschriebenen Faltungsphasen ( $F_1$  bis  $F_4$ ) in den Gesteinen der Støren-Decke ist somit nicht möglich.

Bei den eigenen Untersuchungen konnten mit einiger Sicherheit vier verschiedene Faltungsphasen sowie eine Überschiebungs- und Bruchtektonik erkannt werden.

Will man die Wirkung der älteren Deformationsphasen ( $D_1$ , post- $D_1$ ) erkennen, so müssen zunächst die Effekte der jüngeren Ereignisse gedanklich eliminiert werden.

Das auffällige Ausbißmuster im NW des Arbeitsgebietes (im Driva-Tal) kommt zum Beispiel zum Teil durch das unregelmäßige Relief, bzw. den Anschnitt des Gesteinskomplexes durch die Erosion und zum Teil durch eine (dritte) Verfaltung der älteren engen (zweiten) bzw. isokinalen (ersten) Falten zu stande.

Im Folgenden sollen die durchaus diskutablen Ergebnisse dieser rekonstruierenden Zuordnung der im Gelände erkannten Strukturen vorgestellt werden. Dabei wurden die Deformationsphasen mit  $D_1$ , post- $D_1$ , post- $D_{1+1}$  und ihre Achsen mit  $B_1$ , post- $B_1$  und post- $B_{1+1}$  benannt.

### 5.1 Erste Deformationsphase ( $D_1$ )

Nach den geodynamischen Modell von FURNES et al. 1979 kam es nach der Obduktion der Gesteine der Støren-Gruppe im mittleren bis oberen Silur vermutlich zusammen mit der Haupt-Metamorphose zur ersten Deformation, einer isokinalen Faltung der in dem Arbeitsgebiet anstehenden Gesteine.

Wenn überhaupt, so sind dieser anzunehmenden ersten Faltung die in den Quarziten oft sichtbaren engen bis isokinalen Falten zuzuordnen. (vgl. Abb. 5.1).

Es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß die in den Quarziten verbogenen, wechsellegernden reinen Quarzit- und biotitreichen Lagen (vgl. S. ) nicht die Schichtung ( $S_0$ ) sondern die zu einem metamorphen Lagenbau transponierte "Schichtung" darstellt und daher diese Verbiegung einer älteren metamorphen Foliation (prä- $D_1$ -Phase) zuzurechnen sein könnte.

Allie Gestetne wurden während der ersten Deformationsphase zugleich mit der Isoklinie nach Falten von einer penetrativen Schieferung (S<sub>f</sub>-Foliation) unter den Bedingungen en der geschilderten Haupt-Metamorphose betroffen.

Andrerseits ist auch nicht auszuschließen, dass es sich durch die möglicherweise intensive fazilelle Verzahnung der Gestalt eine jeweils um lateral begrenzte (Meta-) Basalte aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus handelt kann, die durch relative gerinnungsmächtige (Meta-) Sedimentgesteine voneinander getrennt werden (Auffassung nach KRUPP)

Das Kartenbild (Anlage 2 und 4) zeigt eine solche isoklinale D<sub>1</sub>-Faltung Beispiele weise verkörpert der, westlich von Kongsvoll anscheinende, von Granat-Glimmerschiefer umgebene Amphibolit eine solche isoklinale D<sub>1</sub>-Struktur.

Der als Kongsvoll-Skakdals-Amphibolit bezeichnete Horizont wurde demnach seine Fortsetzung in dem im S des Arbeitsgebietes, NW-SE streichenden „Høg-Haug-Amphi- bolit“ finden und sich nordwestlich von Kongsvoll in den Quarziten wiederholen.

Wieser „altesten“ sichtbaren Isoklinenfallung soll auch der, in der geologischen Karte (Anlagen 2 und 4) sichtbare Wechsel von Schiefern und Quarziten einresets und den Amphiboliten andererseits zugeordnet werden. Dabei wird angenommen, daß zum einen die sulfiderführenden Meta-Basalte und zum anderen die metamorphen Schiefer jeweils mehr oder minder ein und derselben stratigraphischen Formation angehören. Beide Gesteinssorten liegen heute in Folge der, für den Grobbau ausnahmend an „altesten“ Isoklinenfallung sozialen Veränderungen

bennoch sollen hier die, in den Quarzitensichtbarern engen bis isoklinalen Falten der ersten Deformationsphase ( $D_1$ ) zugeordnet und mit  $F_1$  bezeichnet werden.

NW

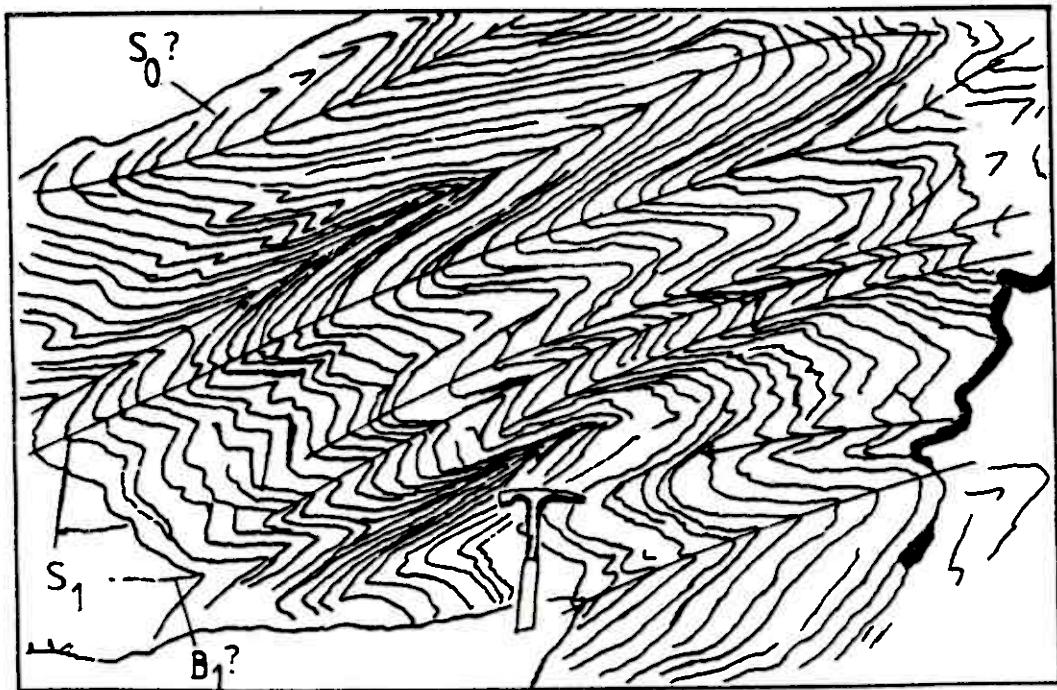


Abbildung 5.1: Enge  $F_1(?)$ -Falten in dem Quarzit südlich des Eisenbahntunnels bei Gammalholet im Driva-Tal (R 05 32 130, H 69 11 130). Die verwitterten Biotitlagen lassen die Struktur des Quarzits deutlich hervortreten.

ie unter den oben beschriebenen Bedingungen entstandene metamorphe Schieferung ( $S_1$ -Foliation), die zugleich oftmals einen gut ausgebildeten Lagenbau darstellt ist makroskopisch (Abb. 3.10) und mikroskopisch (Abb. 3.5 und 5.2) gut sichtbar.

In den Meta-Sedimentgesteinen ist die  $S_1$ -Foliation mikroskopisch sehr deutlich in Hand des straffen Zeilenbaus zu erkennen. Die gesprossenen Schichtsilikate (Chlorit, Biotit und Serizit bzw. Muskovit) sind parallel zu  $S_1$  ausgerichtet. Quarz und Feldspatkristalle sind rekristallisiert und in den Zwischenlagen angereichert, so daß von einem metamorphen Lagenbau gesprochen werden kann.

Granat- und Hornblende-Idioblasten sind beispielsweise in dem Granat-Glimmerschiefer syn- bis postkinematisch mit  $D_1$  bzw.  $F_1$  gewachsen. Die idiomorphen Granatkristalle enthalten während der Drehung mitrotierte, parallel  $S_1$  orientierte Mineraleinschlüsse (Abb. 5.2).  $S_1$  erscheint somit "S"-förmig verbogen, wodurch auf eine  $S_1$ -parallele, syn- $D_1$ -Bewegung (Scherung) zu schließen ist.

Die Hornblendekristalle sind stellenweise zunächst als querliegende Individuen gesprosst und postkinematisch zu  $D_1$  noch gewachsen und rotiert (vgl. Abb. 5.13, Kapitel 5.2), was durch die Einregelung der Hornblende in die Richtung der " $S_2$ " zum Ausdruck kommt.

Auch Staurolith ist relativ spät, syn- $D_1$  bis prä- $D_2$  gewachsen. Er enthält keine  $S_1$ -Anzeichen und wurde von " $S_2$ " kataklastisch deformiert (vgl. Abb. 3.7).

Die gesprossenen Idioblasten (Granat und Hornblende) werden von den Schichtsilikaten umflossen.

Die Mineralkörper in den Amphiboliten (Meta-Basalten) lassen ebenfalls diesen streng gerichteten Lagenbau erkennen, wobei die Hornblende- und Biotitkristalle parallel zur ersten Schieferung ausgerichtet sind und Epidot oder/und Zoisit, Plagioklas, Karbonat und Quarz die rekristallisierten Zwischenlagen bilden.

Auch in der Matrix der Meta-Vulkanit-Breckzie sind die relativ langen Hornblende-kristalle in Richtung der  $S_1$ -Foliation ausgerichtet (vgl. Kapitel 3.2.2, Abb. 3.12).

Nur der relativ grobkristalline Meta-Andesit im N des Arbeitsgebietes zeigt mikroskopisch ein mehr oder minder ungeregeltertes Gefüge ohne eine bevorzugte Mineralregelung (vgl. Kapitel 3.2.3, Abb. 3.13).

Möglicherweise handelt es sich somit bei dem Vorkommen des Meta-Andesits im Driva-Tal um einen Scheitelbereich einer  $F_1$ -Struktur (vgl. Strukturmodell Kapitel 6).



Abbildung 5.2: Synkinematisch mit  $F_1$  gewachsener, rotierter Granat (Bildmitte) im Granat-Glimmerschiefer (Gesteinsdünnschliff 30, Bildbreite 8,3 mm, Nicols ||).

Die weiteren Beschreibungen der ersten Deformationsphase und ihrer Merkmale sollen im Folgenden wieder im meso- und megaskopischen Bereich erfolgen.

Das Kartenbild und das Sammeldiagramm aller  $S_1$ -Flächen zeigen zwar eine starke Streuung (Anlage 3a und Abbildung 5.3) der gemessenen Werte, die auf jüngere Deformationsphasen zurückzuführen ist; dennoch ist die vorherrschende Streichrichtung von  $S_1$  ENE-WSW bis NNE-SSW gerichtet (vgl. abb. 5.3).

Da es sich bei der ersten Schieferung, wie bei einer isoklinalen Faltung üblich, höchstwahrscheinlich um eine  $\pm F_1$ -Faltenachsenflächen parallele Foliation handelt und die in den Quarziten gemessenen  $F_1$ -Achsen flach liegen, kann die jeweils lokale Streichrichtung der  $S_1$  ebenso als die mittlere Streichrichtung der  $F_1$ -Faltenachsen in diesem Gebiet angesehen werden.

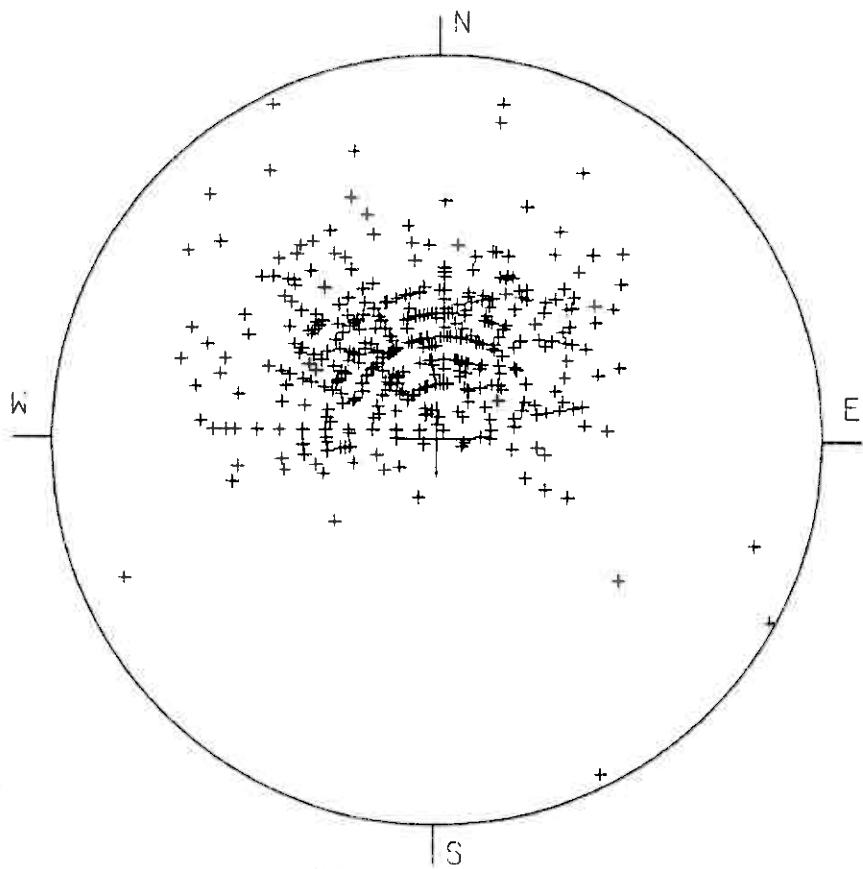


Abbildung 5.3: Sammeldiagramm sämtlicher, in dem Arbeitsgebiet gemessenen Werte der penetrativen (vermutlich  $F_1$ -Faltenachsenflächen parallelen) ersten Schieferung ( $S_1$ -Foliation, die als Flächenpole im Schmidt'schen Netz dargestellt sind (517 Werte).

NILSEN 1978 beschreibt eine "penetrative Achsenflächen-Schieferung, die mit einer frühen Phase ( $F_1$ ) von isoklinaler Faltung mit annähernd hirozontalem NNE-SSW-Achsentrend" im Zusammenhang steht, so daß die, im Arbeitsgebiet gemessene Richtung der  $S_1$ -Foliation sowie die der Faltenachsen (" $B_1$ ") mehr oder minder mit der beschriebenen Richtung übereinstimmt.

Die tektonische Karte (Anlage 3a) zeigt jedoch eine lokal rasch wechselnde Streichrichtung der  $S_1$ . Dabei dreht die im N des Gebietes noch hauptsächlich NE-SW, auf der West-Flanke des Driva-Tals sogar N-S -streichende  $S_1$  nach S hin zunächst in E-W -gerichtete Streichrichtung (südlich Kongsvoll) und danach, nördlich des Hög Haug in eine NW-SE -Streichrichtung im SW des Arbeitsgebietes.

Dieser Wechsel als auch die ca. 1 km südlich des Blese-Baches in dem Serizit-Chloritschiefer bestehende Struktur sind eindeutig auf jüngere Deformationen zurückzuführen.

KRUPP & KRUPP 1982 beschreiben in dem Gebiet um Hjerkinn ein im wesentlichen ± E-W" gerichtetes Streichen der  $F_1$ -Faltenachsen.

Die eigenen Befunde aus dem Gebiet um Kongsvoll und die von KRUPP & KRUPP 1982 ca. 1 km südlich des eigenen Arbeitsgebietes zeigen deutlich wie rasch die  $F_1$ -Richtung bedingt durch die post- $D_1$ -Ereignisse wechseln können.

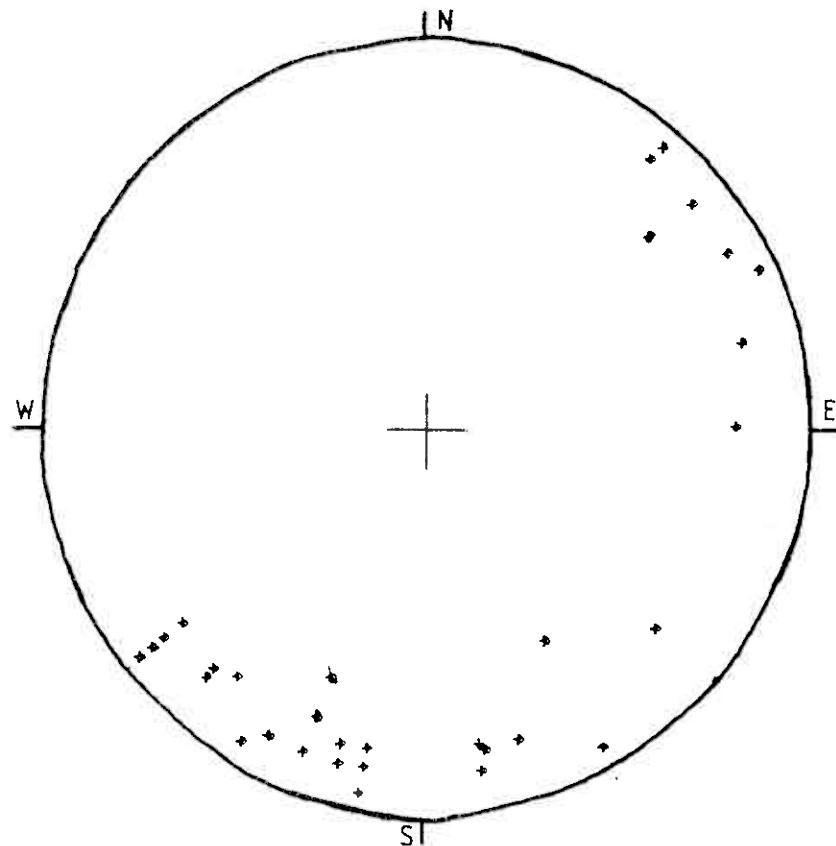


Abbildung 5.4: In den Quarziten nördlich, nordwestlich und westlich von Kongsvoll gemessene "B<sub>1</sub>"-Achsen (33 Werte), die durch die nachfolgenden Deformationsphasen bedingt eine Streuung in der bevorzugt NE-SW gerichteten Streichrichtung zeigen.

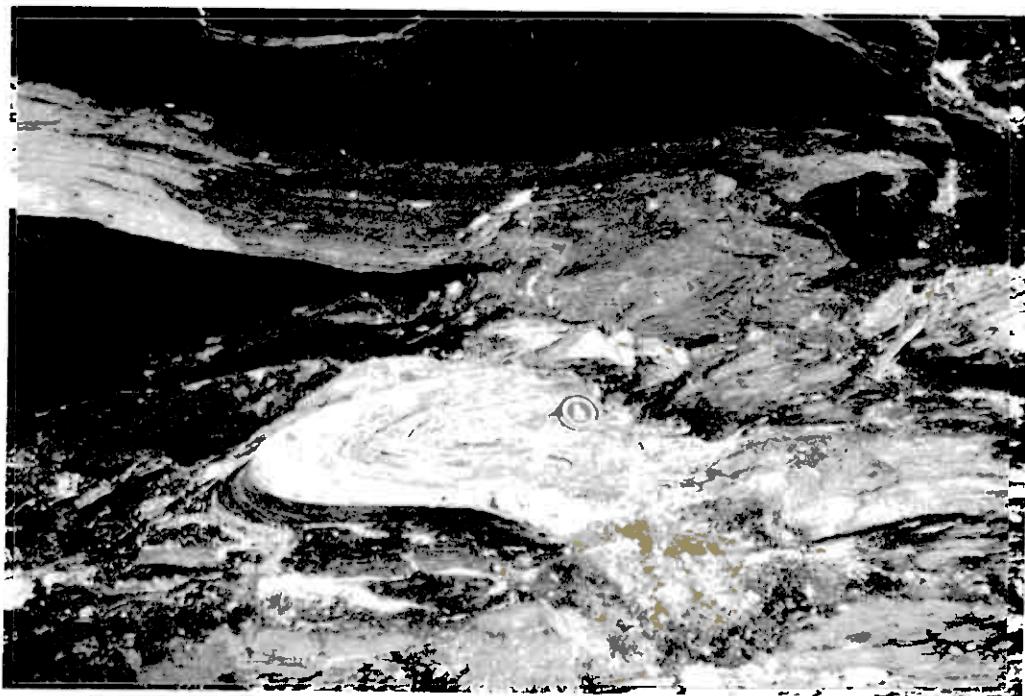
## .2 Zweite Deformationsphase (post-D<sub>1</sub>-phase)

Die zweite Deformationsphase erzeugte nach NILSEN 1978 in der Trondheim-Region offene bis enge Falten mit steilstehenden Faltenachsenflächen und einer generell spärlich entwickelten Schieferung (S<sub>2</sub>).

Die Falten der zweiten (post-D<sub>1</sub>) Deformationsphase erscheinen in dem Gebiet um Kongsvoll meist in Form von liegenden, engen und seltener als gekippte, relativ offene Falten. Sämtliche, die kristalline S<sub>1</sub>-Foliation in dieser Art deformierten Falten sollen hier der zweiten Generation (post-D<sub>1</sub>-Phase) zugeordnet werden (vgl. Abb. 5.5 bis 5.10).

Bereinstimmend mit der Beschreibung von NILSEN 1978 konnte keine zugehörige faltenachsenebenenparallele Schieferung sondern eine meist nur spärlich entwickelte, weite Schieferung ("S<sub>2</sub>") festgestellt werden (vgl. Abb. 5.5 bis 5.10).

Vermutlich durch die post-D<sub>1</sub>-Deformationsphase bedingt entstanden außer den post-F<sub>1</sub>-Falten noch post-D<sub>1</sub>-Boudins, die nur in einem Aufschluß (nördlich des Bahnhofs in Kongsvoll) in einem gebänderten Amphibolit zu sehen sind. Die Boudins sind ca. 20 m lang und ca. 3 bis 4 m mächtig. Bei diesen Strukturen handelt es sich vermutlich um während der zweiten Deformationsphase in Folge einer Streckung gebildete Deformationen des bereits D<sub>1</sub>-geschieferten Amphibolits (Abb. 5.11).



SW

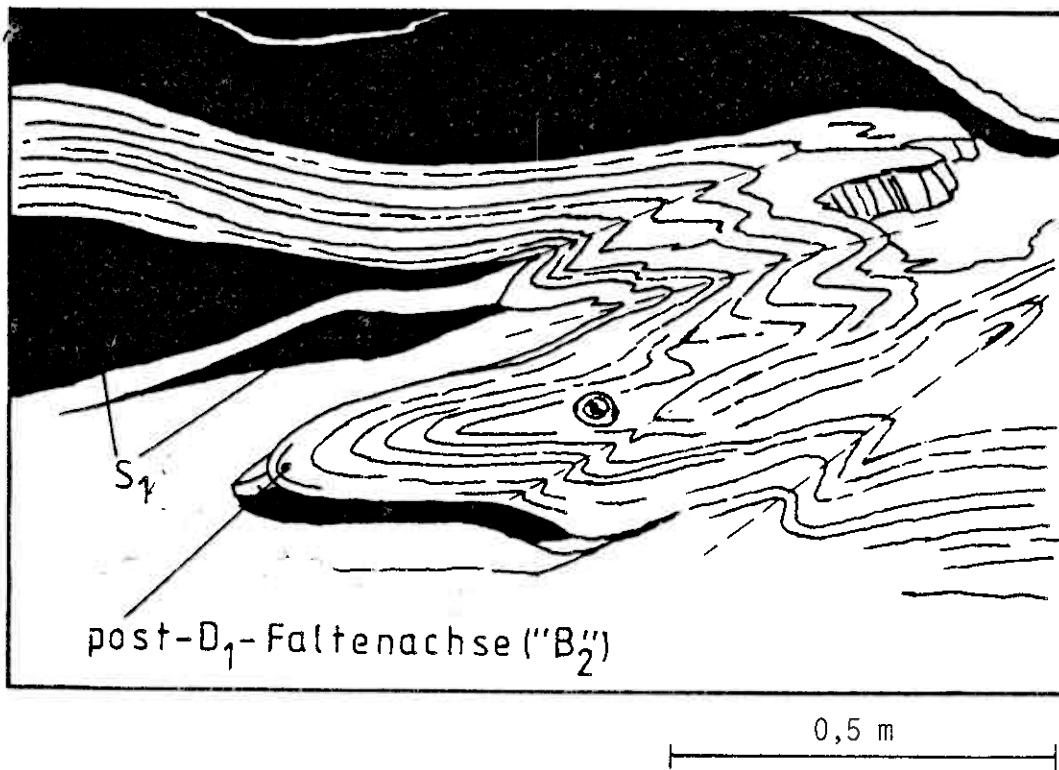
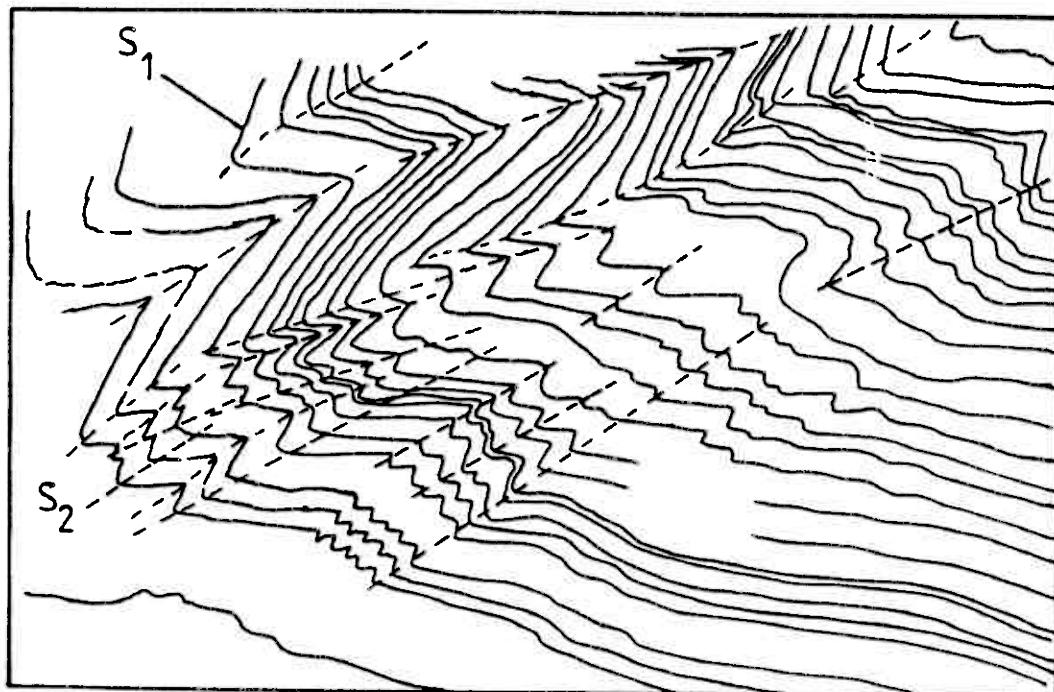


Abbildung 5.5: Liegende, sehr enge post- $D_1$ -Falte im Biotitschiefer an der nördlichen Knutshöhe (R 05 34 320, H 69 11 160). Da es sich bei dem deformierten Flächenelement um die  $S_1$ -Foliation handelt, ist diese Struktur der post- $D_1$ -Phase zuzuordnen.

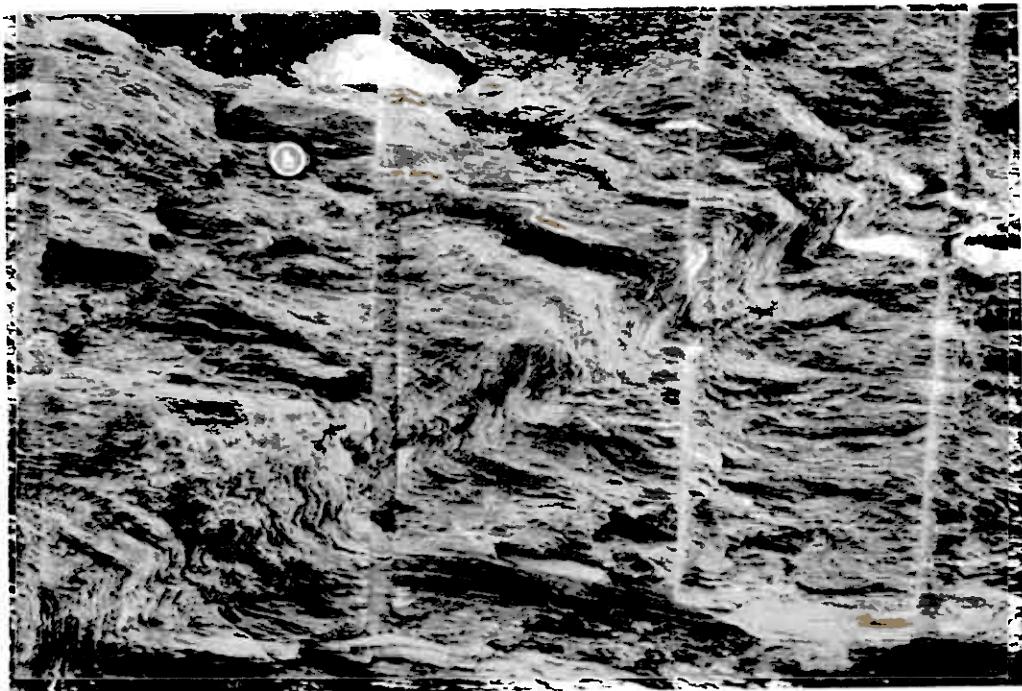


S

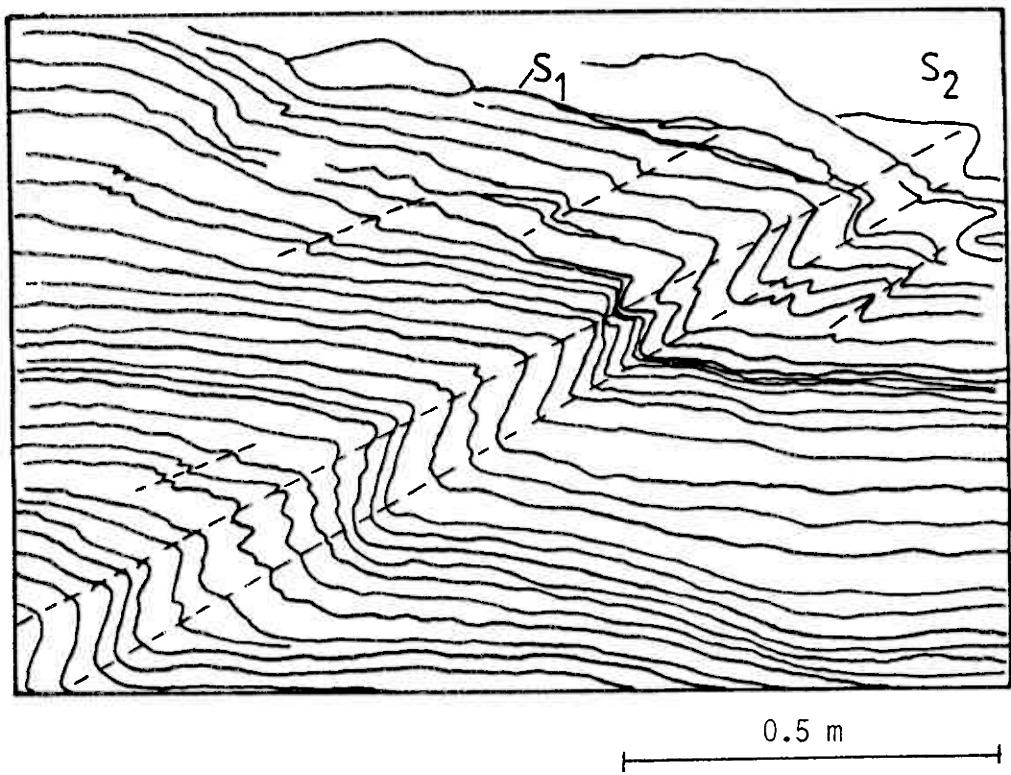


10 cm

Abbildung 5.6: Post- $D_1$ -Kleinfalten im Biotitschiefer bei Kongsvoll mit relativ weitständiger, zweiter Schieferung (' $S_2$ '), (R 05 31 450, H 69 08 460).



S



0.5 m

Abbildung 5.7: Zum Teil Knickfalten-ähnliche post- $D_1$ -Falten im Biotitschiefer südlich von Kongsvoll am Bahnanschnitt (R 05 31 350, H 69 08 500).

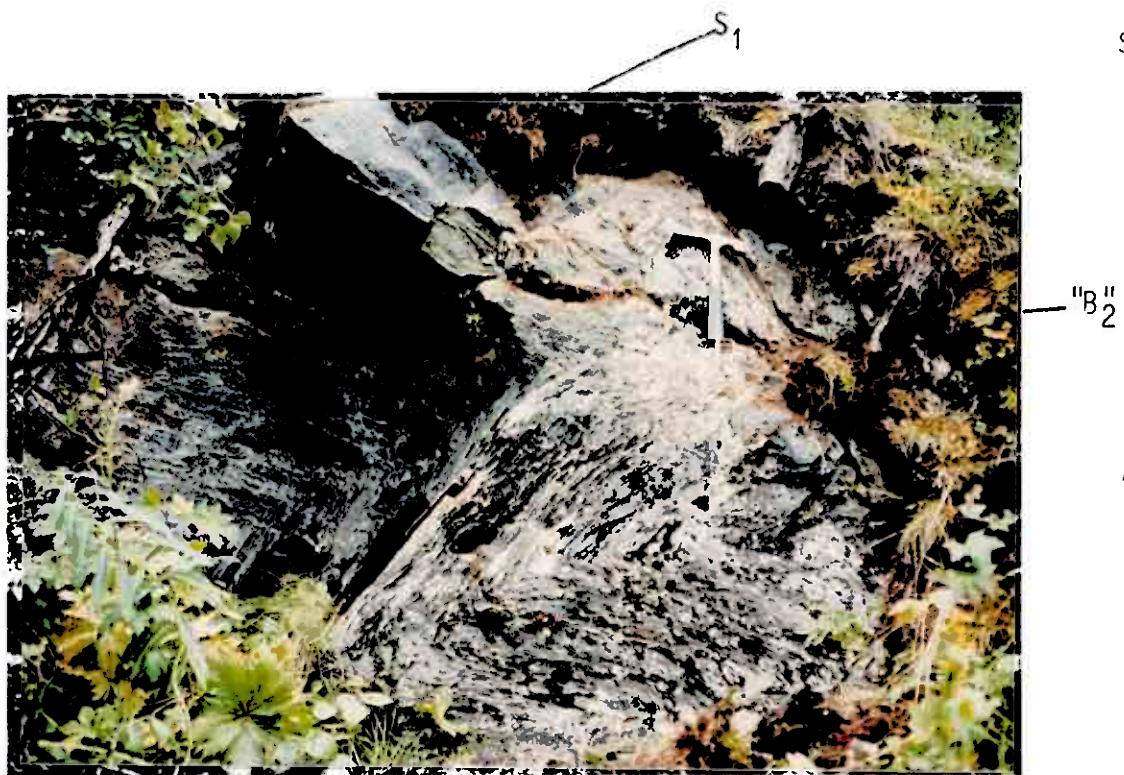


Abbildung 5.8: Liegende post- $D_1$ -Falte bei Hokleiva(R 05 32 200, H 69 09 350) mit WNW-ESE -streichender, horizontaler Achse ( $B_2$ ).

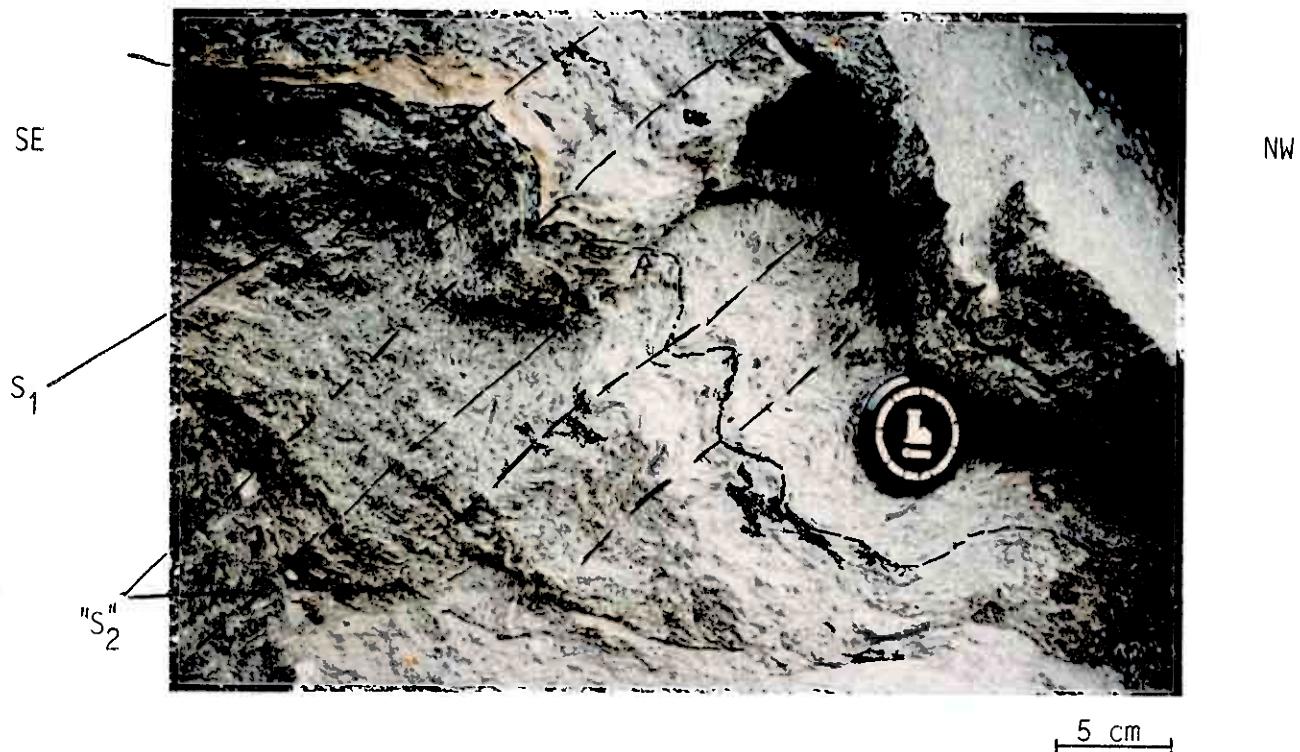


Abbildung 5.9: Verfaltete  $S_1$  mit " $S_2$ " im Granat-Glimmerschiefer (Straßenaufschluß an der E 6, nördlich von Hokleiva; Entnahmepunkt der Probe 43, R 05 32 150, H 69 09 800).

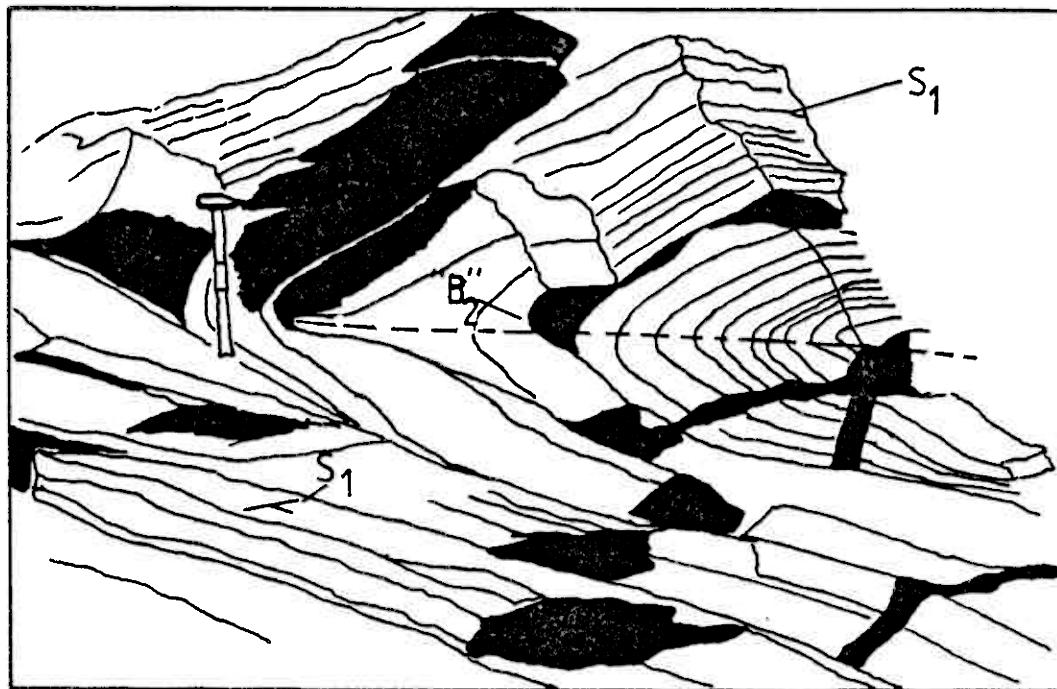


Abbildung 5.10: Liegende, die erste Schieferung ( $S_1$ ) deformierende post- $D_1$ -Falte in dem gebänderten Amphibolit südlich von Kongsvoll am linken Driva-Ufer (R 05 31 450, H 69 08 620).



N

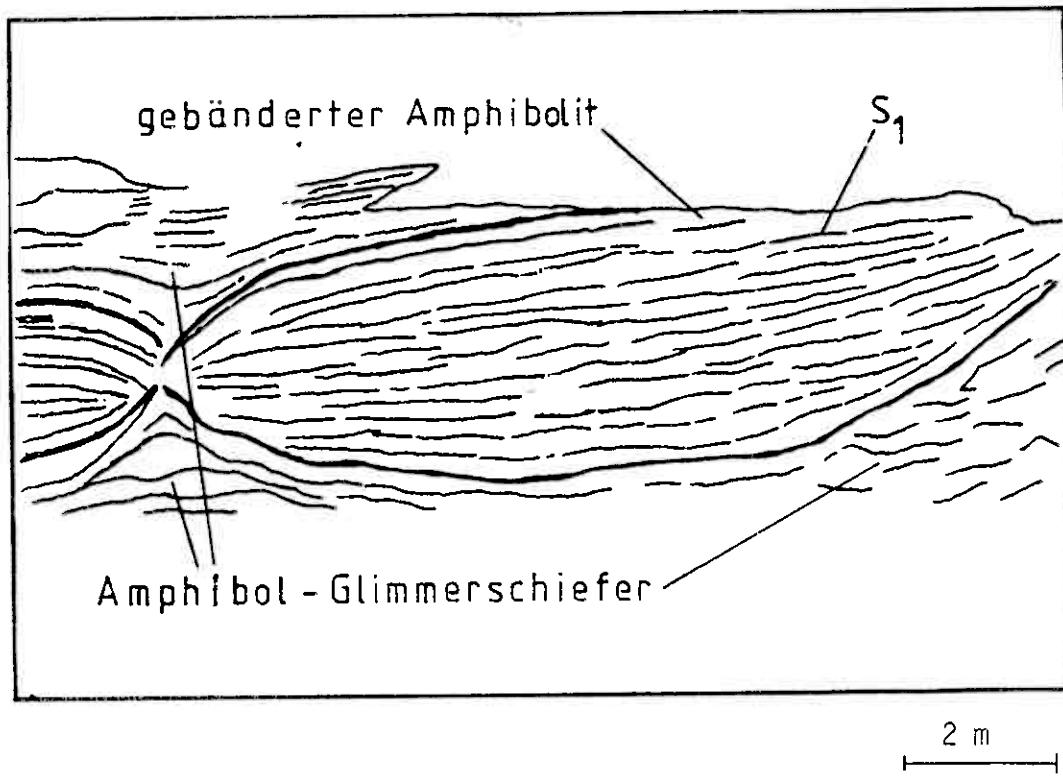


Abbildung 5.11: Große, bis 20 m lange, vermutlich post- $D_1$ -gebildete Boudins im gebänderten Amphibolit nördlich des Bahnhofs von Kongsvoll (R 05 31 500, H 69 08 870).

mikroskopischen Bereich (in den Gesteinsdünnschliffen) ist die post-D<sub>1</sub>-Phase durch die, die erste penetrative Schieferung meist in sehr spitzem Winkel schneidende S<sub>2</sub> erkennbar (vgl. Abb. 5.12 und 5.14a+b).

Bei sind in Richtung der zweiten Schieferung gesprossste Biotitkristalle zu erkennen (vgl. Abb. 5.12). Stellenweise sind auch Hornblende-Idioblasten mit S<sub>1</sub>-Einschlüssezügen, spät- bis post-D<sub>1</sub>, gewachsen und in die Richtung der "S<sub>2</sub>" eingeregelt (vgl. Abb. 5.13). Durch die zweite Schieferung kam es stellenweise zum Zerreichen von Hornblendekristallen. Wie zum Beispiel im Granat-Glimmerschiefer (Abb. 5.14a) sichtbar ist wurden Hornblendekristalle auch um die "B<sub>2</sub>"-Faltenachsen herumgebogen.

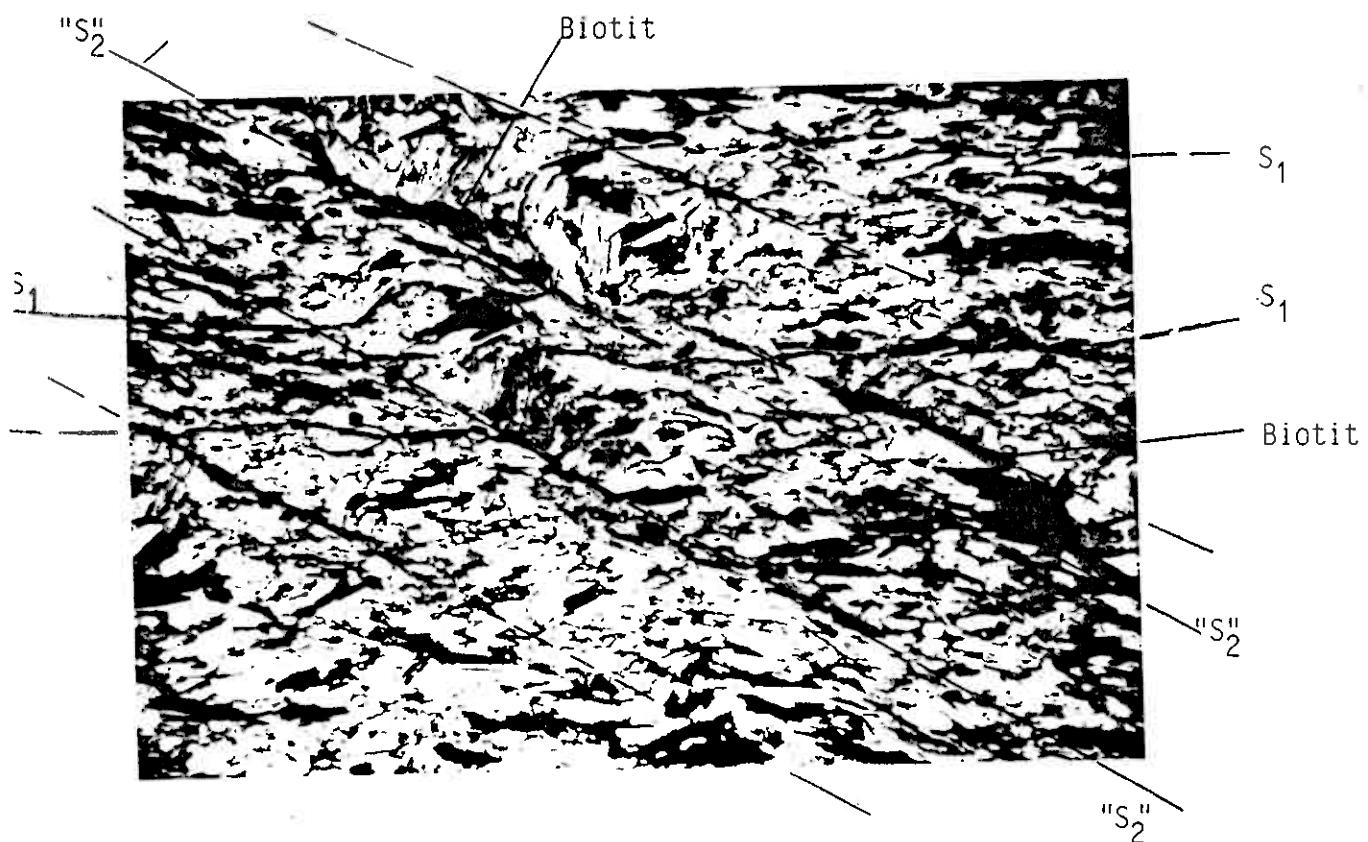


Abbildung 5.12: S<sub>1</sub> und "S<sub>2</sub>" im Dolomit-Serizit-Chloritschiefer mit deutlich erkennbaren Biotitkristallen, die in Richtung der zweiten Schieferung gesprosst sind (Gesteinsdünnschliff der Probe 27; R 05 33 540, H 69 07 850, Bildbreite: 8,3 mm, Nicols ||).

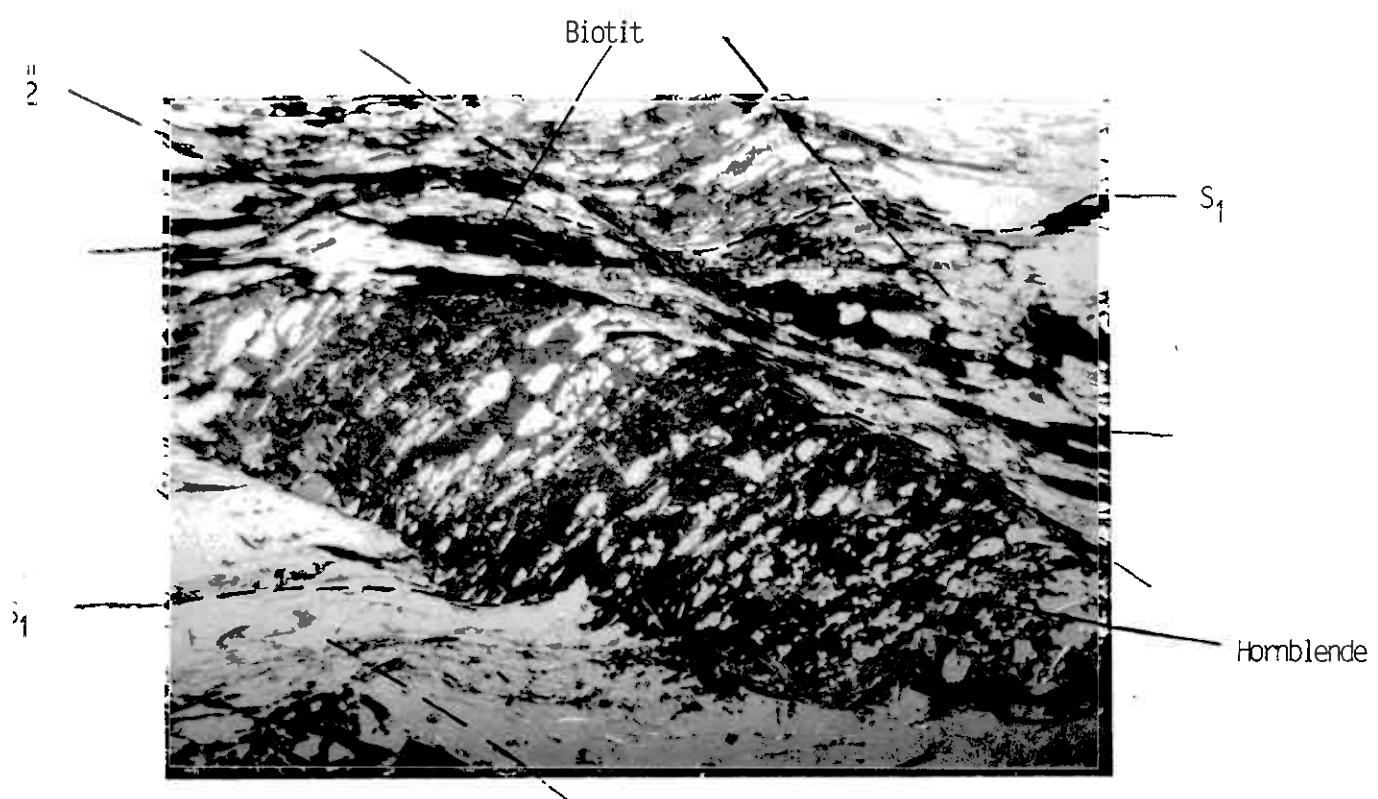


Abbildung 5.13: In die Richtung der "S<sub>2</sub>" eingeregelte, rotierte, post S<sub>1</sub>, mit der Verstellung von S<sub>1</sub> somit synkinematisch mit der post-D<sub>1</sub>-Phase gewachsene Hornblende im Dolomit-Serizit-Chloritschiefer (Gesteinsdünnschliff 27, Bildbreite: 8,3 mm, Nicols ||).

Der Vergleich der Abbildung 5.13 mit Abbildung 5.14a wird deutlich, daß die Einregelung der Hornblendekristalle von dem Winkel unter dem die Mineralkörper von der "S<sub>2</sub>" getroffen werden abhängt. In spitzem Winkel erfasste Individuen werden eher eingeregelt (Abb. 5.13) als zerbrochen (Abb. 5.14a).

Die zerbrochenen und um "B<sub>2</sub>" gekrümmten Hornblendekristalle sind wie die Staurolithkristalle in dem Granat-Glimmerschiefer zwar kataklastisch deformiert jedoch nicht rekristallisiert (vgl. Abb. 3.1.4).

Die oben beschriebenen Befunde der rotierten, nicht rekristallisierten Hornblenden sowie die ebenfalls nicht rekristallisierten Staurolithe sprechen für die in Kapitel 4 diskutierte Vermutung, daß es sich nur um eine, relativ lang andauernde Aufheizung während der Gesteinsumwandlung handelte, deren Abkühlung bis in den Zeitraum der wirksam werdenden post-D<sub>1</sub>-Phase reichte.

NILSEN 1978 beschreibt als mikroskopisches Merkmal der F<sub>2</sub>-Phase sogenannte "Puckerings" was übersetzt soviel wie Runzel-Falten bzw. Mikrofalten heißt. Diese Mikrofalten sind eventuell mit den in dem Gesteinsdünnschliff 43 des Granat-Glimmerschiefers zu vergleichen (Abb. 5.14b).

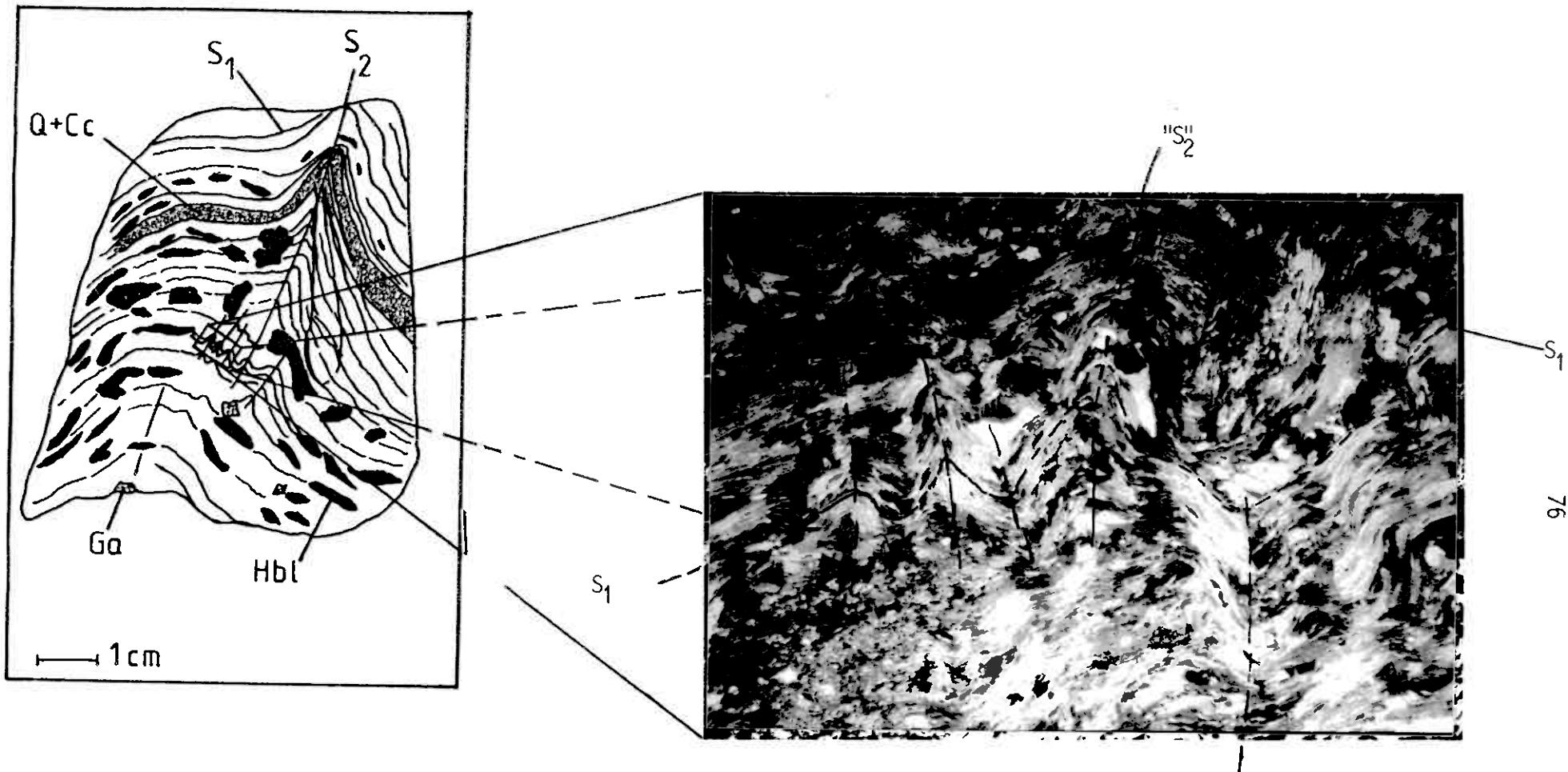


Abbildung 5.14a: Dünnschliff der Probe 43 (Großschliff im Maßstab 1:1 mit deutlicher S<sub>1</sub> und "S<sub>2</sub>" und um "B<sub>2</sub>" gebogene Hornblenden. (Entnahmepunkt: vgl. Abb. 5.13)

Abbildung 5.14b: Mikrafalten im Granat-Glimmerschiefer (Schliff 43, Bildbreite: 8,3 mm, Nicols X).

### 3 Dritte Deformationsphase (post-D<sub>1+1</sub>-phase)

Die dritte Deformationsphase kommt durch die Streuung der Faltenachsen "B<sub>2</sub>" der post-D<sub>1</sub>-Phase (Abb. 5.15), sowie durch die weiträumige Verfaltung der S<sub>1</sub>-Foliation inschließlich der sie deformirenden, engen post-D<sub>1+1</sub>-Falten zum Ausdruck.

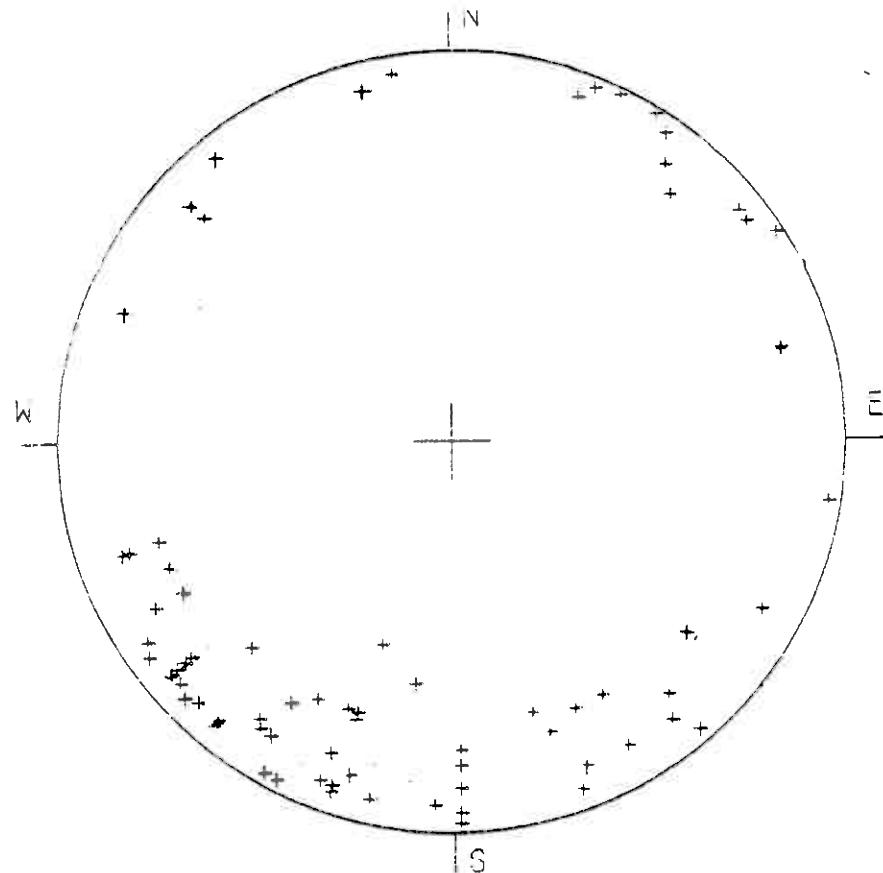


Abbildung 5.15: Darstellung aller im mesoskopischen Bereich gemessenen post-D<sub>1</sub>-Faltenachsen ("B<sub>2</sub>"; 72-Werte).

Die großräumige Verfaltung der S<sub>1</sub> drückt sich durch das umlaufende Streichen der S<sub>1</sub>-Foliation südlich des Blese-Baches in dem Serizit-Chloritschiefer aus. Aus diesem umlaufenden Streichen entsteht in diesem Bereich durch die Konstruktion der Faltenachse ("B<sub>3</sub>"; mittels zweier entgegengesetzt einfallender S<sub>1</sub>-Flächen) im Schmidt'schen Netz (Abb. 5.16) das Bild eines nach SE abtauchenden Sattels mit mehr oder minder senkrecht stehender Faltenachsenfläche.

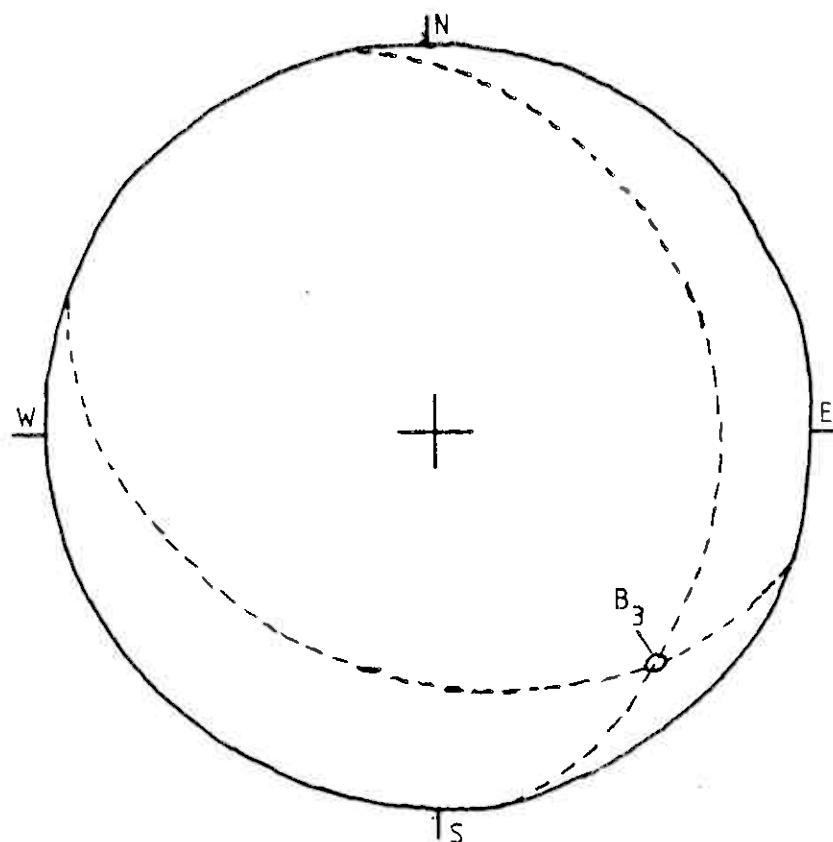


Abbildung 5.16: Aus  $S_1$ -Werten konstruierte "B<sub>3</sub>" -Faltenachse mit einem Clar-Wert von 135/15, die die Richtung und den Einfallswert der Sattelachse in dem Gebiet des umlaufenden Streichens von  $S_1$ , südlich des Bleese-Baches wiedergibt.

Diese Sattelachsenfläche setzt sich zunächst in nordwestlicher später in nördlicher Richtung fort und kann nördlich von Kongsvoll nur noch auf Grund der sehr weiträumigen Verstellung der  $S_1$ -Foliation vermutet werden. Im N des Arbeitsgebietes biegt diese Struktur nach NW um (vgl. Anlage 3a).

Parallel zu diesem mehr oder minder N-S-verlaufenden im SE des Gebietes auch nach SE abtauchenden Sattel besteht eine zugehörige, sich ebenso verhaltende Mulde. Sie verläuft westlich der Sattelachse und taucht ebenfalls im S des Arbeitsgebietes in südöstliche Richtung ab (vgl. Anlage 3a).

Diese Strukturen werden der dritten Deformationsphase (post-D<sub>1+1</sub>) zugeordnet, da die zweite Deformationsphase zwar lokal auch offene, meist jedoch enge gekippte bis liegende, nur im mikroskopischen und mesoskopischen Bereich sichtbare Falten erzeugte und es sich im Gegensatz dazu bei den oben beschriebenen Strukturen um offene, mehr oder weniger aufrechte nur im megaskopischen Bereich erkennbare Falten handelt.

iterhin ist die Existenz einer dritten Deformation (post-D<sub>1+1</sub>) durch die weit- ändige, dritte Schieferung ("S<sub>3</sub>") belegt. Ein Aufschluß, in dem alle drei Schie- rungen sichtbar sind befindet sich südlich von Kongsvoll im Driva-Tal (Abb. 5.17a+b). Dort schneidet die zwar sehr flach liegende "S<sub>3</sub>" (obwohl sich der Aufschluß in dem Mittelbereich der zuvor beschriebenen  $\pm$  N-S -verlaufenden Antiklinale befindet) die anderen beiden , früheren Schieferungen S<sub>1</sub> und "S<sub>2</sub>" (vgl. Abb. 5.17b).

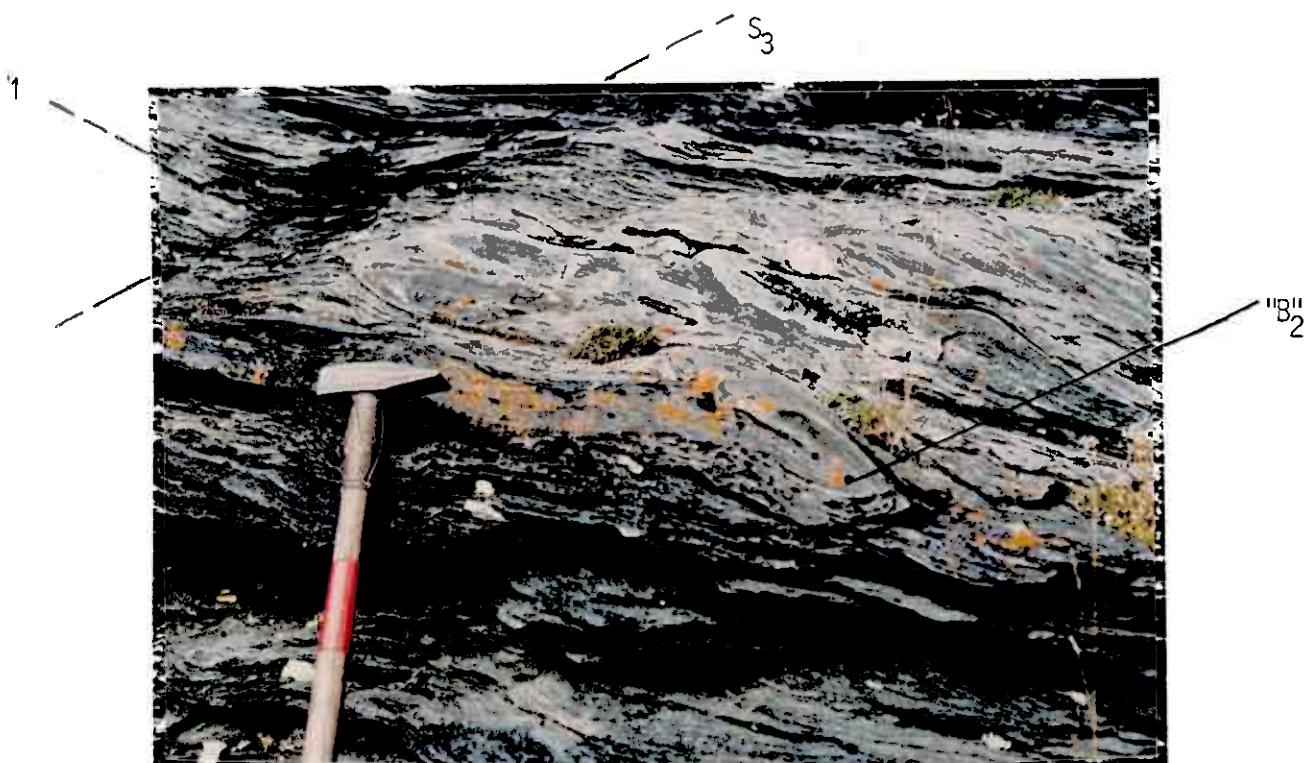


Abbildung 5.17a: Isoklinale post-D<sub>1</sub>-Falte im Biotitschiefer südlich von Kongsvoll; Bildausschnitt aus Abb. 5.17b (mit Schnitt der S<sub>1</sub> mit "S<sub>2</sub>".)

Ein weiterer Aufschluß in dem drei Schieferungen (S<sub>1</sub>, "S<sub>2</sub>" und "S<sub>3</sub>") miteinander sichtbar sind befindet sich etwas weiter nördlich von den zuvor be- schriebenen (ca. 300 m entfernt) ebenfalls im Driva-Tal, südlich von Kongsvoll in der Höhe der Fußgängerbrücke. Dort ist eine post-D<sub>1+1</sub> deformierte post-D<sub>1</sub>-Fal- te sichtbar, die isokinalen Charakter besitzt und von "B<sub>3</sub>" deformed wird (vgl. Abb. 5.18).

Diese Struktur ist jedoch für die Erscheinung der hier der dritten Deformations- phase zugeordneten Falten als untypisch anzusehen und vermutlich in dem Einfluß- bereich einer Störung entstanden und somit nicht unbedingt als Indiz für die dritte Deformationsphase anzusehen.

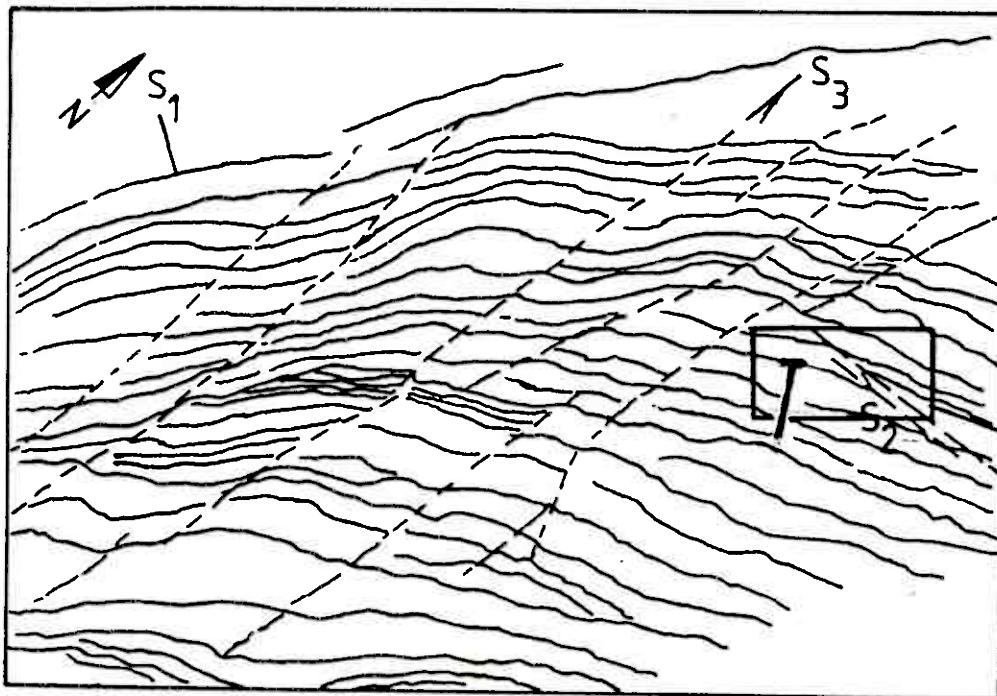


Abbildung 5.17b: Schnitt der  $S_1$  und " $S_2$ " mit " $S_3$ ", die weitständig und nicht völlig durchgehend in dem Bereich des post- $D_{1+1}$ -gebildeten Sattels im Driva-Tal sichtbar wird (R 05 31 350, H 69 08 450).

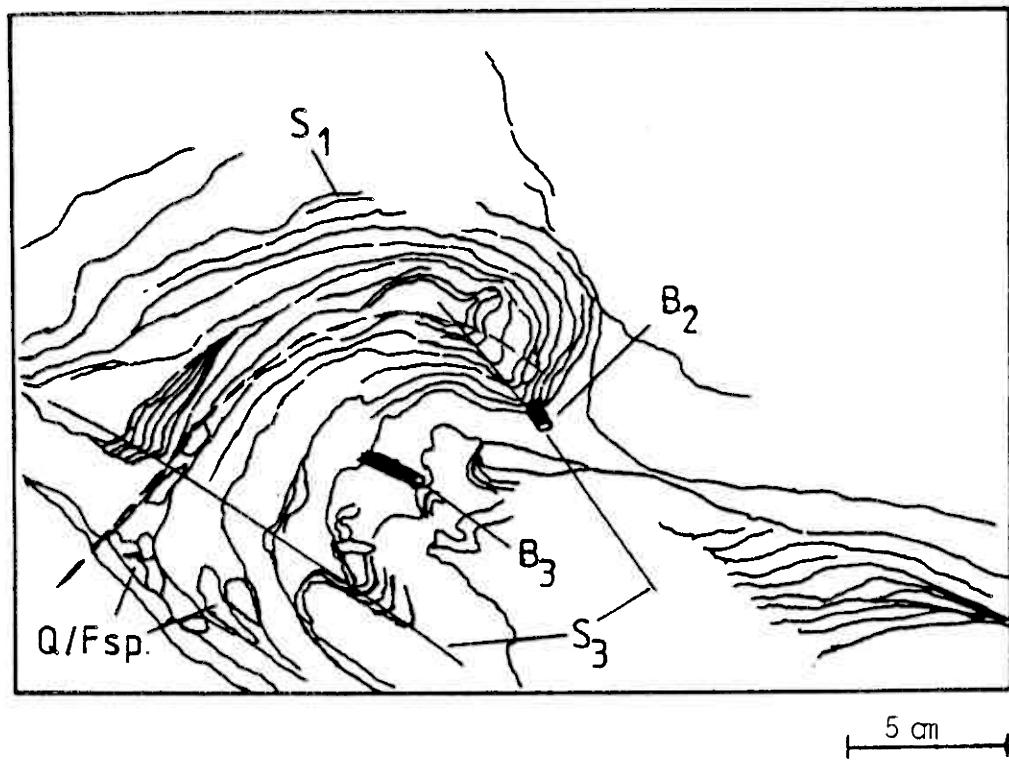
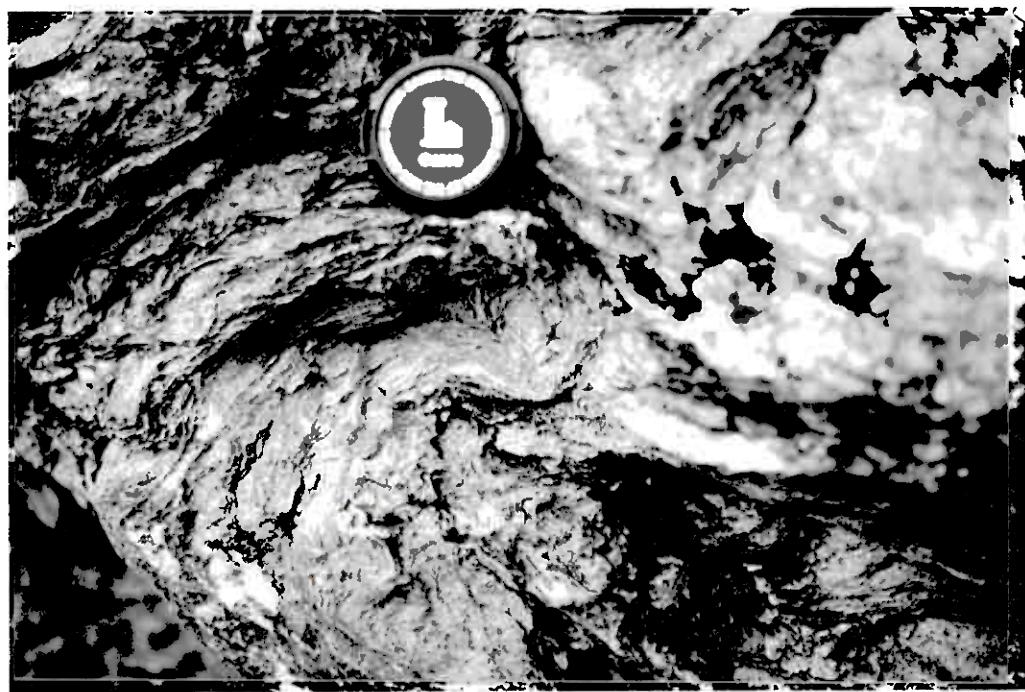


Abbildung 5.18: Von der dritten Deformationsphase, mittels "S<sub>3</sub>" deformierte, isoklinale post-D<sub>1</sub>-Falte im Biotitschiefer, südlich der Bahnstation von Kongsvoll (linksseitig der Driva, in Höhe der Fußgängerbrücke, R 05 31 210, H 69 08 040).

dem beschriebenen Aufschluß (Abb. 5.17a+b) wird "S<sub>3</sub>" im mesoskopischen Bereich sichtbar und erhärtet die zu Beginn gemachte Zuordnung der  $\pm$  N-S -streichen, die erste Schieferung (S<sub>1</sub>-Foliation) weiträumig deformierende Sattel- und Mulfstruktur zur dritten, post-D<sub>1+1</sub>-Deformationsphase.

Als megaskopisch erkennbare Interferenzmuster der D<sub>1</sub>-und post-D<sub>1</sub>-Falten mit den post-D<sub>1+1</sub>-Falten nördlich von Kongsvoll bei Gammalholet (Anlage 2 und 4) kann mit dem von RAMSAY 1967 (vgl. HOBBS, MEANS, WILLIAMS 1979) experimentell ermittelten Interferenzmuster zweier Faltengenerationen verglichen werden, die sich spitzwinkelig überlagern (siehe hierzu Abb. 5.19).

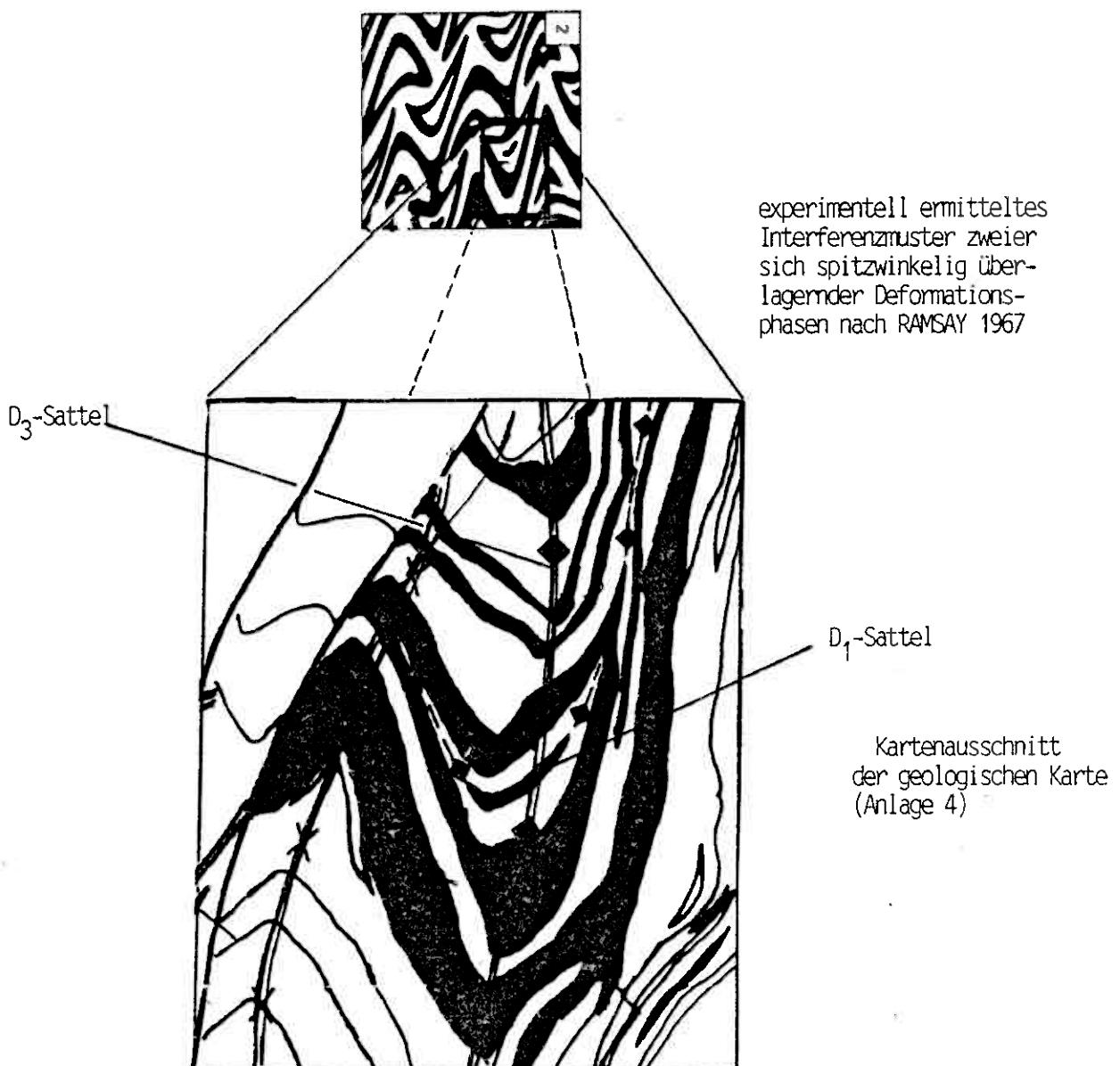


Abbildung 5.19: Vergleich des Ausbißmusters nördlich von Kongsvoll bei Gammalholet (untere Abbildung) mit dem von RAMSAY 1967 experimentell ermittelten Ausbißmusters, zweier sich spitzwinkelig überlagernder Faltungsphasen (oben).

Vergleich des Ausbißmusters nördlich von Kongsvoll mit dem von RAMSAY 1967 experimentell ermittelten Interferenzbild kann hier angebracht werden, da die Faltenachsen ( $B_1$ ) in diesem Bereich mehr oder minder NE-SW und die post- $D_{1+1}$ -Faltenachsen "B<sub>3</sub>" mehr oder minder N-S-streichen. Die Richtung der nur mesoskopisch erhbaren post- $D_1$ -Falten spielt hierbei eine untergeordnete Rolle, da es sich um die nur im Kartenbild (megaskopisch) erkennbare Struktur handelt.

enso wie das beschriebene Interferenzmuster ist vermutlich auch die Streuung der  $S_1$ -Werte und die damit verbundene Anordnung der  $S_1$ -Polpunkte im Schmidt'schen Netz einen Großkries (π-Kreisverteilung) im wesentlichen auf die post- $D_{1+1}$ -Phase zurückzuführen.

Ein Argument für diese Annahme sind die jeweils gleichen Einfallsrichtungen der, zu den  $S_1$ -Werten ermittelten post- $D_{1+1}$ -Faltenachse "B<sub>3</sub>" (vgl. Abb. 5.16) und der, dem vermuteten Großkreis zuzuordnenden "Rotationsachse" (π-Pol) im Schmidt'schen Netz (vgl. Abb. 5.20).

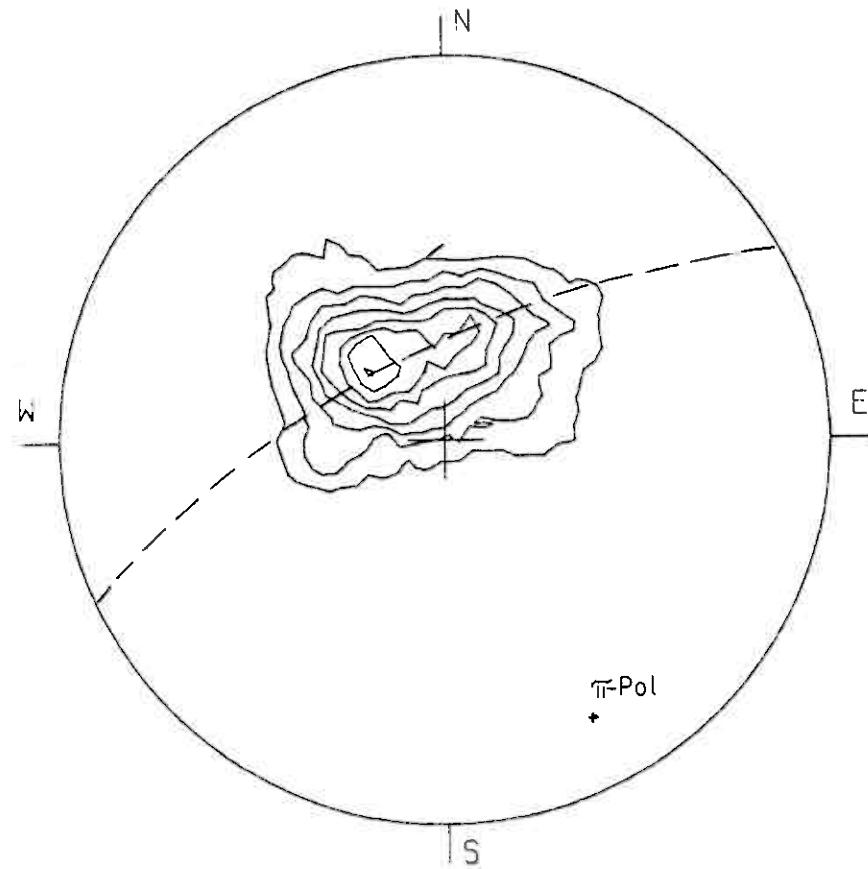


Abbildung 5.20: Isolinien der in Abbildung 5.3 dargestellten  $S_1$ -Werte mit deutlichem Maximum des Streichens in NE-SW-Richtung und nach SE gerichtetem, flachen Einfallen (Isolinien in zweiprozentigen Wertungsschritten von 6 bis 20%).

#### 4 Vierter Deformationsphase (post-D<sub>1+2</sub>-phase)

f Grund der sigmoidalen Verbiegung der post-D<sub>1+1</sub>-Struktur (Sattel- und Muldenhöhe im Driva-Tal muß innerhalb des Arbeitsgebietes noch eine vierte (post-D<sub>1+1</sub>)-Deformationsphase gewirkt haben (vgl. Anlage 3b).

ch die in den Amphiboliten verbogenen Klüfte (Abb. 5.21) lassen auf eine relativ späte Deformation schließen, die eventuell im Zusammenhang mit der Deformation der großräumigen post-D<sub>1+1</sub>-Falten zu sehen sind. (Ab

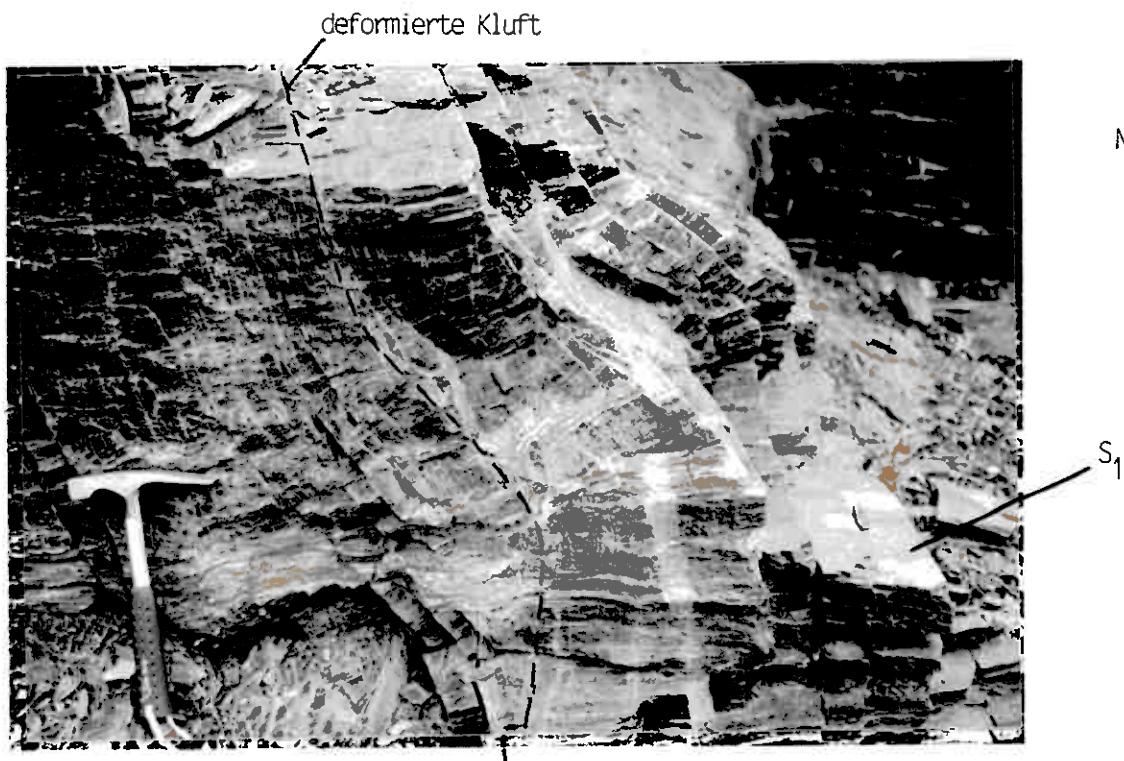


Abbildung 5.21: Deformierte Klüfte im gebänderten Amphibolit. Straßenaufschluß an der E 6 östlich von Kongsvoll (R 05 31 750, H 69 08 950).

Diese verbogenen Klüfte sind nördlich von Kongsvoll beidseitig der Driva, an der E 6 (Abb. 5.21) sowie an dem Bahnanschnitt auf gleicher geographischer Höhe mit dem gleichen Erscheinungsbild (gleiche Richtung der "B<sub>4</sub>" -Achsen) sichtbar.

Zwar müßten die Faltenachsenebenen der  $\pm$  horizontal, E-W-streichenden post-D<sub>1+2</sub>-"Falten" in den Amphiboliten mehr oder minder senkrecht stehen wenn sie durch die  $\pm$  N-S gerichtete, relativ späte Kompression entstanden sein solten. Dennoch ist nicht auszuschließen, daß sie zusammen mit der notwendigerweise zufordernden N-S -Kompression entstanden.

### Scherzone zwischen der Støren-Decke und der Gula-Decke

während der Obduktion der Gesteinsabfolgen im frühen Ordovizium (nach dem geodynamischen Modell von FURNES et al. 1979) wurden Teile der Støren-Gruppe auf Teile der Gula-Gruppe aufgeschoben.

Der tektonische Kontakt ist in dem Arbeitsgebiet nicht enthalten, da das Gebiet zwischen den Gesteinen der Støren-Decke und des Andbergshøi-Komplexes umfasst und die Støren-Decke sich südlich von Hjerkinn und weiter östlich der Knutshöhen an Gesteine der Gula-Decke grenzt.

Diese Scherzone wird nach GUEZOU 1978 von der Überschiebungsbahn des Trondheim-Decken-Komplexes zum Andbergshøi-Komplex abgeschnitten und ist damit eindeutig älter als diese (vgl. Kapitel 5.6).

### 5.6 Überschiebungsbahn zwischen der Støren-Decke und dem Andbergshøi-Komplex

Durch die Überschiebung des Trondheim-Decken-Komplexes über den Andbergshøi-Komplex in einer NW - Richtung während der kaledonischen Orogenese entstand eine Überschiebungsbahn, die von einer NE-SW -streichenden, nach SE einfallenden Mylonitzone verkörpernt wird.

Innenhalb des Arbeitsgebietes ist diese Mylonitzone nur westlich des Hög Haug zu finden. Dort wird sie von der N-S-Störung (1) (vgl. Kapitel 5.7) abgeschnitten und als westliche Begrenzung der Støren-Decke zum Andbergshøi-Komplex von dieser abgelöst (vgl. Anlage 2, 4 und 5).

Die Fortsetzung dieser Zone ist vermutlich weiter im N außerhalb des Arbeitsgebietes zu finden. Dennoch muß am Nordwest-Hang der Högsnyta eine kleine Fortsetzung dieser Überschiebungsbahn vermutet werden, die die Äste der N-S -streichenden Störung (1) miteinander verbindet.

### 5.7 N-S-streichende Störungen

GABRIELSEN & RAMBERG 1979 wiesen in einer Satellitenbildauswertung vom Oslo-Grabens ausgehende, bis nach Trondheim reichende, S-N -verlaufende Lineamente nach. Sie stehen vermutlich mit dem "Rifting" des Oslo-Grabens in Zusammenhang und besitzen vermutlich permisches Alter.

Die kartierten N-S-Störungen sind vermutlich Ausdruck der Lineamente und werden von

stellenweise bis 100 m breiten Mylonitzonen verkörpert.

In Anlage 3a mit (1) bezeichnete, weitgehend gesicherte Störungszone ist von der Tverrfjellet-Grube aus, wo sie den Erzkörper im E abschneidet, bis über die Högsnyta in S-N -Richtung zu verfolgen und fällt dabei mit Werten zwischen 40° und 60° nach E hin ein (KRUPP & KRUPP 1982 und eigene Befunde).

Die Berechnungen von KRUPP & KRUPP 1982 erzeugte die, sich verzweigende Bewegungsspalte zwischen den Grundgebirgsblöcken einen vertikalen Versatz von mehr als 100 m (vgl. Anlage 4 und 5), so daß der, den Erzkörper enthaltende Block relativ herausgehoben wurde.

Das Kartenbild setzt diese, mit (1) bezeichnete Störung zusammen mit ihren Nebenstörungen die Überschiebungsbahn zwischen der Støren-Decke und dem Andbergshøi-Komplex ab, wodurch die Trennlinie zwischen beiden Gesteinseinheiten abwechselnd von der Überschiebungsbahn und der N-S-störung (1) gebildet wird (vgl. Anlage 4 und 5).

Correliert man die "Quarzit-Provinz" nördlich von Kongsvoll bei Gammalhollet mit einem Quarzitvorkommen am Südwest-Hang der Högsnyta, so ergibt sich für diese Störung ein horizontaler Versatz von ca. 1500 m. Der Betrag des vertikalen Versatzes kann vermutlich mit 500 bis 600 m angegeben werden, da sich die Störung (1) südwestlich von Kongsvoll aufteilt ist der oben genannte Vertikalversatz von 1000 m somit auf beide Äste zu verteilen ist.

Parallel zu dieser Störung verläuft weiter östlich eine mit (2) bezeichnete, südlich des Arbeitsgebietes von KRUPP & KRUPP 1982 mittels einer Luftbilddauswertung nachgewiesene, westlich der Knutshöhen (in Folge der spärlichen Aufschlüsse) nur zu vermutende Bruchzone ebenfalls in N-S -Richtung.

Die mit (2) bezeichnete Störung stellt mit nach E gerichtetem Einfallen ebenfalls eine Abschiebung dar, wodurch sich in Verbindung mit der oben beschriebenen Störung (1) ein Bild von stufenartig gegeneinander versetzten, von E nach W aufsteigenden Blöcken des kaledonischen Gebirges ergibt (vgl. Anlage 5).

## 5.8 NW-SE -streichende Brüche

Die NW-SE -streichenden Brüche sind jeweils nur über kurze Entferungen von einigen 10er bis 100 m zu verfolgen und besitzen bei meist nach SW gerichtetem Einfallen den Charakter von Abschiebungen. Sie sind mit sekundär gebildeten Mineralen wie Epidot, Feldspat und Karbonat, stellenweise tapetenartig belegt.

dem Bereich südlich und nördlich von Kongsvoll sind diese Brüche in Aufschlüssen entlang der E 6 und entlang des Bahnanschnittes im Biotitschiefer und im Granatamberschiefer zu finden (vgl. Anlage 2).

Sie erzeugten kaum kartierbare Versätze zwischen den unterschiedlichen Gesteinen und sind auf Grund ihrer Beschaffenheit nach NILSEN 1978 (S.43) als Ausdruck des letzten tektonischen Ereignisses mit der weiter im NE des Arbeitsgebietes NW-SE-reichenden großen Bruchzone der "Vinstra-Störung" zu parallelisieren.

## Schlußfolgerungen /Zusammenfassung

schließend können auf die anfangs gestellten Fragen (Kapitel 1.4 ) folgende Antworten Gegeben werden:

- Die Stören-Decke besteht im Raum Kongsvoll aus Meta-Sedimentgesteinen, Meta-Vulkaniten und Meta-Vulkanoklastiten.

Als Meta-Sedimentgesteine kommen Dolomit-Serizit-Chloritschiefer, Serizit-Chloritschiefer, Biotitschiefer, Granat-Glimmerschiefer und Quarzite vor.

Die Meta-Basalte sind als Amphibolite zu bezeichnen und besitzen sowohl kompakten als auch gebänderten Charakter. Die kompakten und gebänderten Partien gehen ineinander über, so daß relativ homogene Bereiche (auch mit Pillowstrukturen) und relativ inhomogene Bereiche (reine Amphibolit- mit Karbonatlagen abwechselnd) in ein und demselben Amphibolit-Horizont vorkommen. Diese Strukturvariationen sind vermutlich teilweise tektonisch bedingt.

An die Amphibolite sind Exhalit-Lagen aus Sulfiden und Magnetit-Cherts gebunden, die vereinzelt auch zusammen mit geringmächtigen Quarzit-Lagen in den Amphiboliten auftreten.

Ferner konnten vereinzelt vorkommende, geringmächtige Keratophyrtuffe und ein Meta-Andesit kartiert werden.

Der Amphibol-Glimmerschiefer kann auf Grund der Ähnlichkeit seiner geochemischen Hauptelementanalyse mit Hauptelementanalysen von Sedimentgesteinen und intermediären Vulkaniten als ehemals tuffitischer Pelit interpretiert werden.

Außer den oben genannten Metamorphiten tritt ein meta-vulkanoklastisches Gestein in Form einer Meta-Vulkanit-Breckzie auf. Diese Meta-Breckzie besitzt vorwiegend monomikten Charakter und setzt sich meist aus Bruchstücken basischer, stellenweise aber auch saurer bis intermediärer Vulkanite zusammen.

Diese verschiedenen Vulkanitbruchstücke lassen den Wechsel des ehemaligen Vulkanismus deutlich erkennen und zeigen zusammen mit dem Karbonat-Breckzien-Horizont (in dem Serizit-Chloritschiefer) die synsedimentäre Bildung und Umlagerung der Vulkanite an.

Entsprechend der Zusammensetzung und der Abfolge der Gesteinsserie kann von einer vulkanisch-sedimentären Sequenz gesprochen werden, deren Gesteinsarten zwar voneinander abgrenzbar sind, vermutlich jedoch auch in mehr oder minder intensiver fazieller Verzahnung miteinander stehen. Daraus könnte wiederum auf rasch wechselnde Bildungsbedingungen, möglicherweise in dem Bereich einer ehemaligen Ozeaninsel bzw. eines "sea mounts" geschlossen werden.

KRUPP 1983 ordnete die Amphibolite um Hjerkinn auf Grund geochemischer Untersuchungen in die Gruppe der Ozeanboden- bzw. Ozeaninsel-Basalte ein, was im Zusammenhang mit der Meta-Vulkanit-Breckzie, dem Karbonat-Breckzien-Horizont sowie der Keratophyrtuffe (die jedoch auch aus relativ großer Entfernung verdriftet worden sein können) für die Umgebung einer Ozeaninsel sprechen würde.

- Der Metamorphosegrad der Gesteine der Støren-Decke variiert innerhalb des Arbeitsgebietes nach der Einteilung der metamorphen Grade nach WINKLER 1979 vom oberen Low Grade bis zum unteren, eventuell sogar mittleren Medium Grade.

Dabei sind die Gesteine im S und SE des Arbeitsgebietes (Serizit-Chloritschiefer und Biotitschiefer) eindeutig dem Low Grade bzw. dem oberen Low Grade zuzuordnen. Die Gesteine nördlich und nordwestlich von Kongsvoll sind eindeutig in den unteren, eventuell sogar mittleren Bereich des Medium Grade einzustufen, da im Granat-Glimmerschier Andesin mit einem Anorthit-Gehalt von ca. 40 Mol% und gut kristallisierter Staurolith vorkommen, was auf Temperaturen um 540°C maximal jedoch 550°C hindeutet.

Daher muß während der Gesteinsumwandlung ein Temperaturgradient von einigen zehner °C zwischen den Bereichen im SE und NW des Arbeitsgebietes vorhanden gewesen sein.

Ein durch das Auftreten von Disthen und Staurolith vermuteter, parallel zu dem Temperaturgradient verlaufender Druckgradient konnte nicht festgestellt werden.

Die möglicherweise als Temperaturisograde zwischen Low- und Medium Grade anzusehende Gesteinsgrenze zwischen dem Biotit- und Granat-Glimmerschiefer fällt mehr oder minder mit der von GOLDSCHMIDT 1915 definierten Grenze zwischen der Biotit- und Granat-Zone im westlichen Teil der südlichen Trondheim-Region zusammen (vgl. Kapitel 4.1).

Während der mehrfachen Deformation der Gesteinsabfolge im oberen Silur kam es zu einer regionalen Haupt-Metamorphose, die von dem Zeitraum der ersten Deformation bis post-D<sub>1</sub>/prä-"D<sub>2</sub>" andauerte.

Die zusammenfassend als prograde Regional-Metamorphose zu bezeichnende Gesteinsumbildung brachte Temperaturen von mindestens ca. 520°C und maximal 550°C sowie Druckbedingungen von  $\geq 4$  kb maximal 5 kb mit sich.

Die tektonische Struktur der Støren-Decke ist in der Umgebung von Kongsvoll als sehr komplex zu bezeichnen. Es handelt sich dabei vermutlich um vier Faltungsphasen, die das Allochthon mehrfach verfalteten, sowie um eine vermutlich permische Bruch-Tektonik die aus nordwestlicher Richtung überschobenen Deckeneinheiten nach dem Deckentransport in einzelne Gebirgsblöcke aufteilte.

In dem Arbeitsgebiet konnten insgesamt vier aufeinander folgende Deformationsphasen voneinander unterschieden werden, deren Einordnung in die, von anderen Autoren in der Südlichen-Trondheim-Region (GUEZOU 1978, NILSEN 1978) bzw. in der gesamten Trondheim-Region (OFTEDAHL 1980, WOLFF & ROBERTS 1980) beschriebene Abfolge der Faltungsphasen ( $F_1$  bis  $F_4$ ) auf Grund der Größe und der Lage des Arbeitsgebietes (am West-Rand der südlichen-Trondheim-Region; eventuell in dem Bereich eines "großräumigen Scharniers" des Trondheim-Decken-Komplexes) nur bedingt möglich ist (vgl. Kapitel 5).

Die erste Deformationsphase erzeugte (enge ? bis) isoklinale Falten, die, wenn überhaupt, nur noch in den Quarziten zu erkennen sind. In den übrigen Gesteinen ist als Beweis der intensiven  $D_1$ -Zerscherung die sehr engständige penetrative Schieferung ( $S_1$ -Foliation) zu erkennen. Die Pole der Streich- und Fallwerte dieser Foliation zeigen trotz der starken, durch die dritte Deformationsphase bedingten Streuung im Schmidt'schen Netz eine Häufung von nordost - südwestlichen Streichrichtungen ( $\pi$ -Kreis- bzw. Großkreisverteilung) mit nach SE gerichtetem Einfallen an.

Die Streuung der  $F_1$ -Faltenachsen ( $B_1$ ) belegt die Anwesenheit weiterer, jüngerer Deformationsphasen. Die zweite Deformationsphase (post- $D_1$ -Phase) erzeugte innerhalb des Arbeitsgebietes enge bis offene Falten und verformt dabei die  $S_1$ -Foliation.

Durch die Rotation der post- $D_1$ -Faltenachsen (" $B_2$ ") ist eine dritte Deformationsphase anzunehmen, die die  $S_1$ -Foliation weitläufig deformiert, mehr oder minder parallel zum Driva-Tal eine  $D_3$ -Sattel- und Muldenstruktur bildet und daher mehr oder minder N-S gerichtetes Streichen besitzt.

Entsprechend der sigmoidalen Verformung dieser Sattel- und Muldenachsen muß nach der dritten noch eine vierte Deformationsphase (Kompression) wirksam gewesen sein, die vermutlich N -> S gerichtet war.

Diese Kompression bewirkte vermutlich auch die Verbiegung von Klüften in den gebänderten Amphiboliten.

Die Überschiebung des Trondheim-Decken-Komplexes über den Anbergshøi-Komplex, der nach GUEZOU 1978 auch aus allochthonen Gesteinen besteht, ist durch die im SW des Arbeitsgebietes aufgeschlossene, NE-SW -streichende Mylonitzone belegt.

- anschließend wirksam gewesene Bruch-Tektonik kommt durch N-S -streichende, mehr oder minder nach E und SE einfallende Störungen zum Ausdruck.
- se N-S -Störungen sind vermutlich permischen Alters und teilen die Gesteine des Arbeitsgebites in drei von E nach W "treppenstufenartig" aufsteigende Gebirgsblöcke auf
- Strukturmodell (Abb. 6.1) stellt nur den zentralen Bereich des Arbeitsgebietes w. den mittleren Gebirgsblock dar, der sich nach S hin noch bis in das Arbeitsgebiet von KRUPP & KRUPP 1982 fortsetzt.
- s Modell basiert auf der Annahme, daß es sich bei den metamorphen Schiefern um Prinzip stratigraphisch gleich alte aber unterschiedlich metamorphe Formationen handelt. Daher sollten auch die Amphibolite mehr oder minder ein und denselben Metasalt-Horizont eines stratigraphischen Niveaus angehören (vgl. Abb. 2.2 und 6.1), was bedingt durch D<sub>1</sub> immer wieder zum Ausstrich kommt.
- Die von KRUPP 1983 vertretene Ansicht mehrerer "Metavulkanitserien" verschiedener stratigraphischer Niveaus kann auf das Arbeitsgebiet um Kongsvoll nur unter der Voraussetzung einer intensiven faziellen Verzahnung der Gesteine angedeutet werden.
- es sich bei den Gesteinshorizonten in dem Bereich um Kongsvoll um relativ lange lurchhaltende Horizonte ist für die Gesteinsabfolge dieses Gebietes eine intensive fazielle Verzahnung wenig wahrscheinlich.

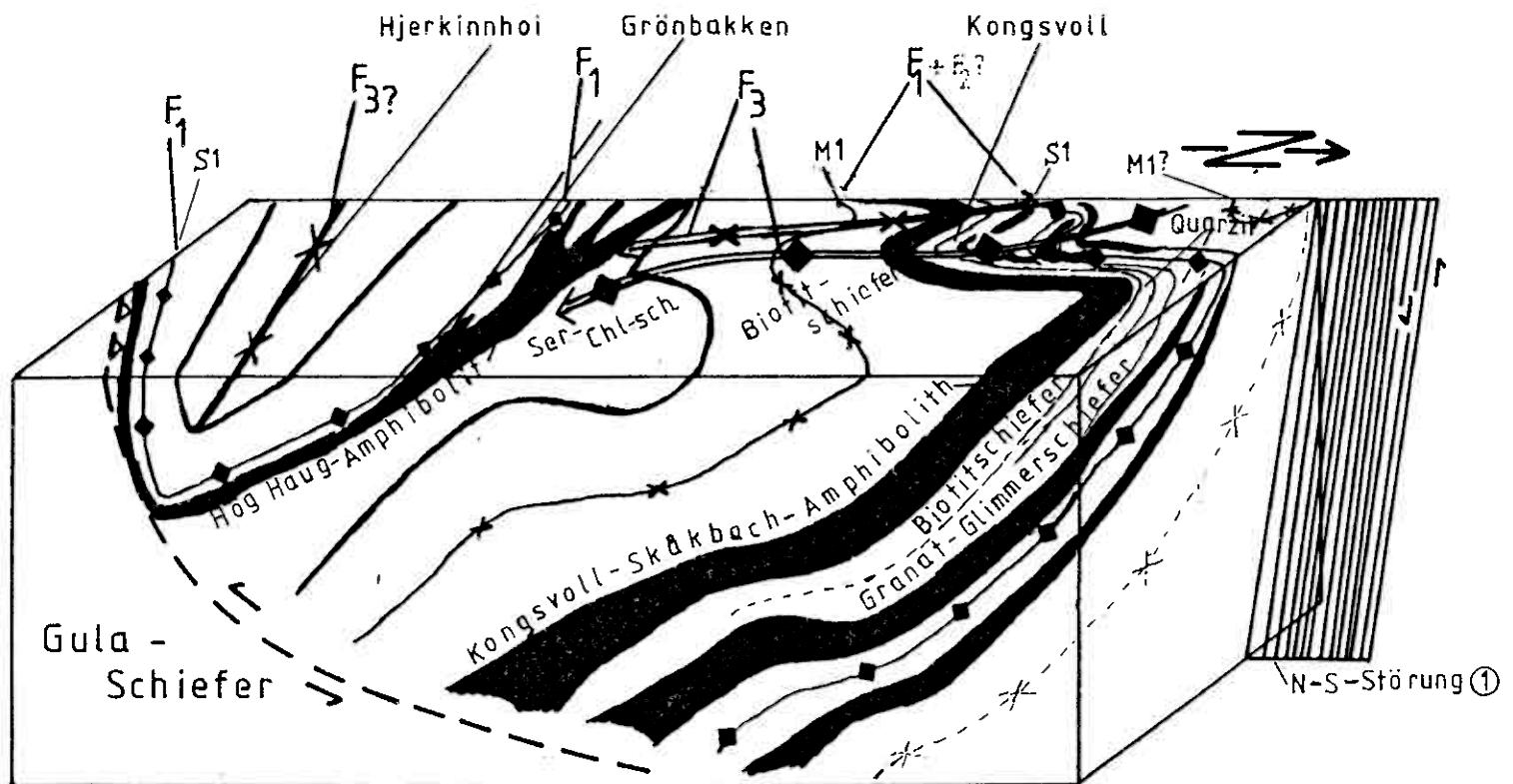


Abbildung 6.1: Strukturmodell für die Støren-Decke in dem Gebiet um Kongsvoll innerhalb des sich nach S hin fortsetzenden Gebirgsblockes ( $S1 \approx F_1$ -Sattel,  $M1 = F_1$ -Mulde).

- Die Sulfiderz- und Magnetit-Chert-Horizonte sind im allgemeinen an die, in der Umgebung von Kongsvoll im Driva-Tal ausstreichenden Amphibolite (Metabasalte) der Støren-Gruppe gebunden. Sie erscheinen in Form von stratiformen Lagen, wovon eine primär syngenetische Bildung abzuleiten ist.

Den Pillowstrukturen sowie der gleichzeitigen Bildung von Sulfiden zusammen mit der Sedimentation von Quarz- und Karbonatkörnern entsprechend ist dabei von einer submarin, exhalativ-synsedimentären Bildung, somit von einer chemischen Fällung der Erze auszugehen.

Sollte es sich bei den Amphiboliten um mehr oder minder ein und dasselbe stratigraphische Niveau handeln (vgl. Kapitel 4 und 5), könnte ebenso von mehr oder minder einem stratigraphischen Niveau eines Erzhorizontes bzw. eines Exhalithorizontes gesprochen werden, der sich, bedingt durch die erste Faltungsphase (vgl. Kapitel 5.1), ständig wiederholt.

Die zusammen mit den Erzhorizonten in den Amphiboliten stellenweise vorkommenden Quarzite bezeugen ebenfalls die synsedimentäre Bildung der Erzhorizonte.

Ein direkter Zusammenhang der (des) als Exhalit-Horizont(e) zu bezeichnenden Vererzungen des Driva-Tals mit dem ca. 10 km südwestlich von Kongsvoll gelegenen Erzkörper der Tverrfjellet-Lagerstätte konnte nicht erkannt werden.

Die N-S -streichende Störung (1) schneidet den Erzkörper im E der Grube ab und versetzt die Gebirgsblöcke um mehr als 1000 m, so daß eine Korrelation über die Störung hinweg nicht möglich ist.

Der auf ca. 20 mio t geschätzte Erzkörper der Tverrfjellet-Lagerstätte (MINING MAGAZINE 1978) als auch der Exhalit-Horizont kommen in Vergesellschaftung mit Vulkaniten der Støren-Gruppe in stratiformer Ausbildung vor.

Nach den oben genannten Befunden kann es sich somit bei den Sulfiderzen des Driva-Tals um mehr oder minder einen, durch den während der Lagerstättenbildung möglicherweise verstärkten Vulkanismus, in der weiteren Umgebung des Zentrums dieser vulkanischen Tätigkeit primär gebildeten Exhalit-Horizont handeln.

Dabei ist jedoch nicht auszuschließen, daß die primär syngenetisch gebildeten Sulfide durch die Metamorphose nicht auch verändert bzw. umgebildet wurden.

ROBINSON & STRENS 1968 vermuteten auf Grund von Untersuchungen an kaledonischen Chalkopyrit - Pyrit - Arsenopyrit Adern im Lake District (Großbritannien) eine durch metamorphe Prozesse bedingte Sulfidwanderung bzw. Um- und Neubildung. Die Autoren erhärteten ihre These durch experimentelle Befunde und kamen zu dem Schluß, daß "die mineralogische Zusammensetzung und Struktur syngenetisch gebildeter Pyrit-Körper durch subsequente Diagenese, metasomatische sowie metamorphe bedingte Prozesse grundlegend modifiziert werden können.

Wie dem auch sei - einen eindeutigen Hinweis auf post-genetisch mobilisierte Sulfide innerhalb des Arbeitsgebietes in den Amphiboliten der Støren-Decke stellt eine aus Sulfid (Pyrit) bestehende Kluftfüllung in dem nördlich von Kongsvoll an der E 6 anstehenden, gebänderten Amphibolit dar.

Untersuchungen von Erzanschliffen gezielt genommener Proben könnten weitere Aufschlüsse über die Genese und die möglichen Veränderungen der Erze ergeben.

- Die tektonische Entwicklung des Gesteinskomplexes lässt sich an Hand der erkennbaren Deformationsphasen, Überschiebungsbahnen und der Bruch-Tektonik gut in das von GALE & ROBERTS 1974, besser jedoch in das von FURNES et al. 1979 vorgestellte geodynamische Modell (Kapitel 1.3) einfügen.

a) Präkambrium bis Arenig:

Bildung der Gesteine der Støren-Gruppe während dem Arenig, eventuell auch schon im späten Präkambrium (OFTEDALH 1980) in der Umgebung einer Ozeaninsel bzw. eines "sea mounts".

b) Prä- bis mittel Arenig:

Obduktion von Teilen der Støren-Gruppe auf Teile der Gula-Gruppe (FURNES et al. 1979 und OFTEDALH 1980).

Dieser Vorgang ist durch die, in dem Arbeitsgebiet nicht enthaltene, jedoch existierende Scherzone zwischen beiden Deckeneinheiten belegt.

Nach OFTEDALH 1980 findet gleichzeitig eine erste Metamorphose statt.

c) Unteres Silur:

Die untere Hovin-Gruppe wird auf der schwach metamorphen, teilweise gefalteten Støren-Decke abgelagert (WOLFF & ROBERTS 1980 und OFTEDALH 1980).

d) Mittleres bis oberes Silur:

Im Zuge der kaledonischen Orogenese kommt es zur mehrfachen Deformation und der Haupt-Metamorphose der Gesteine der Støren-Decke. Dieser Zeitraum ist ebenfalls durch die weitere Deckenbildung und Fragmentierung der Gesteine gekennzeichnet. Die NW -> SE gerichtete Bewegung des Trondheim-Decken-Komplexes über das westliche Basement und den Andbergshøi-Komplex hinweg und damit die Bildung der Überschiebungsbahn zwischen dem Trondheim-Decken-Komplex und dem Andbergshøi-Komplex wird vermutlich mit dem Ausklingen der Orogenese abgeschlossen.

e) Die in der Zeit nach der Deckenbewegung wirksam gewesenen Druckbeanspruchungen verursachten in dem bereits konsolidierten, kaledonischen Gebirge nur noch bruchhafte Verformungen. Dabei wurde der Gesteinskomplex durch N-S-verlaufende Störungen (nach E einfallende Abschiebungen) in einzelne Blöcke aufgeteilt.

- f) Die jüngste Beanspruchungen kommen durch NW-SE streichende, relativ kleine Versetzungsbeträge erzeugende Abschiebungen zum Ausdruck. Sie fallen generell nach SW ein und können nach NILSEN 1978 mit der ebenfalls NW-SE verlaufenden Vinstra-Störung (weiter nordöstlich des Arbeitsgebietes) parallelisiert werden.

Abschließend ist zu sagen, daß sich die Gesteinszusammensetzungen, die beschriebenen Metamorphose-Ereignisse und die Struktur der Støren-Decke in dem Gebiet um Kongsvoll relativ gut in das von FURNES et al. 1979 vorgestellte geodynamische Modell einfügen lassen und somit diese Theorie zusätzlich stützen.

## Literaturverzeichnis

- NYMUS, 1978: Tverrfjellet - Norways Highest Mine. Mining Magazine Vol. 139, No.1
- ER; R., FENCHEL, W. & PILGER, A. 1969: Statistische Methoden in der Tektonik II. Heft Nr. 4, 111 S. Clausthaler Tektonische Hefte, Clausthal-Zellerfeld.
- IGE, J.A.W. 1978: Mineral Deposits of Europe Vol. 1: Northwest Europe. Norway, S. 199-249. The Mineralogical Society, London.
- MÅLYKKE, K.O. 1905: Det centrale Norges Fjeldbygning. NGU 39, 595 pp. Trondheim.
- VATTI, E. 1978: The Origin of Metal Deposits in the Oceanic Lithosphere. Scientific American, Heft 2, 1978. S. 54-61.
- X, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. 1981: The Interpretation of Igneous Rocks. Third impression, George Allen & Unwin, London-Boston-Sydney, 450 S.
- ER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1978: An Introduction to The Rockforming Minerals, Wiley, London. 528 S.
- DRESNAY, R. (1950): Quelque observations dans le district Kongsvoll-Snöhetta. Norsk. Geol. Tidskr. 28, 157-170.
- JRNES, H., ROBERTS, D., STURT, B.A., THON, A., & GALE, G.H. (1979): Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 582-600.
- ABRIELSEN, R.H. & RAMBERG, I.B. (1979): Fracture patterns in Norway from Landsat Imagery. Results and potential use. Norwegian Sea Symposium, Proceedings, NSS 123, 28 pp. Norwegian Petroleum Society.
- ALE, G.H. & ROBERTS, D. (1974): Trace Element Geochemistry of Norwegian Lower Paleozoic Basic Volcanics and Tectonic Implications. Earth and Planetary Science Letters, 22, 380-390.
- ASSER, U. (1978): Zur tektonischen Problematik der Mosel Mulde, Teil II: GELICH, Eine Erweiterung des Computerprogramms GELI. Geotektonische Forschungen, Heft 54, 45-62.
- SEE, D.G. (1978): Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. Tectonophysics, 47, 393-419.
- GEIS, H.-P. (1960): Frühogene Sulfidlagerstätten. Geol. Rundschau, 50, 46-52.
- GEIS, H.-P. (1961): Zur Spilitbildung. Geol. Rundschau, 51, 375-384.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1915): Die Kalksilikatgneise und Kalksilikat-Glimmerschiefer des Trondheimgebietes. Vidensk.-Selsk. Skr. I. Mat. Nat. Klasse, 10, 1-37.
- GUEZOU, J.C. (1977): Histoire paléozoïque d'un segment central des Calédonides Scandinaves Internes. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), 14, Fasc. 5, 453-470, Paris.

- OU, J.C. 1978: Geology and Structure of the Dombås-Lesja Area, Southern Tronndheim Region, South-central Norway, Norges geol. Unders. 340, 1-34.
- OTTI, C.V. 1973: Compositional Variation of Muscovite as a Function of Metamorphic Grade and Assemblage in Metapelites from N.W. Maine. Contr. Mineral and Petrol., 42, 33-42.
- OTTI, C.V. & SASSI, F.P. 1976: Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. N. Jb. Miner. Abh., 127, 97-142.
- I, N. 1982: Tektonik and Metamorphose der Alpinen Wurzelzone westlich des Valle Loana (Prov. di Novara), Norditalien. Dipl.-Arbeit, Mainz, 111 S. (unveröffentlicht).
- CH, F.H., WELLS, A.K. & WELLS, M.K. 1972: Petrology of Ingeous Rocks, Textbook of Petrology , Vol. I, thirteenth Edition, Thomas Murby & Co., 551 S.
- M, J.G. 1972: Zur Geologie des südlichen Trondheimgebietes. Dissertation, Mainz, 164 S. (unveröffentlicht).
- BS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1976: An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, New York- London-Sydney-Toronto, 571 pp.
- TEDAHL, O. (Editor) 1960: Geology of Norway. 208, 540 pp. Norges Geol. Unders.
- TEDAHL, O. & DONS, J.A. 1960: Geologisk Kart over Norge (Berggrunnskart) 1:1 000 000.
- SSAK, J.R. 1983: A cross-section through the Scandinavian Caledonides constructet with the aid of branch-line maps. Journal of Structural Geology, Vol. 5, No. 2, 101-111.
- TCHINSON, R.W. 1979: Massive Base Metal Sulphide Deposits as Guides to Tectonic Evolution.- Unveröffentlichtes Manuskript und Vortrag vom 31.08.1979 in Mainz.
- ILL, A.G. 1980: Tectonics of the Oppdal area, central Norway. Geol. Fören Stockh. Förh., 102, 523-530.
- KUPP, G. 1983: Petrographie und Geochemie von Metavulkaniten in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte, Mittelnorwegen, Ein Beitrag zur Lagerstättengenese. Dipl.-Arbeit, Mainz, 73 S. (unveröffentlicht).
- KUPP, R. & KRUPP, G. 1982: Bericht zu den Feldarbeiten in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte, 24 S. (unveröffentlicht).
- INDH, A. 1982: Trends in the postsvecokarelian development of the Baltic shield. Geol. Rundschau.,71, 1, 130-140.
- CENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1981: Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. Enke Verlag, Stuttgart, 97 pp.
- ILSEN, O. 1978: Caledonian Sulphide Deposits and Minor Ironformations from the southern Trondheim Region, Norway. Norges Geol. Unders., 340, 35-85.
- FTEDAHL, CHR. 1980: Geology of Norway. Norges Geol. Unders. , 356, 3-115, Contributions to the 26th Intern. Geological Congress in Paris, July 1980.
- OLESEN, N.Ø., HANSEN, E.S., KRISTENSEN, L.H. and THYRSTED, T. 1973: A preliminary account on the Geology of the Selbutydal area, the Trondheim Region., Central Norwegian Caledonides. Leidse Geol. Meded, 49, 259- 276.

- PEDERSEN, S.A.SCH. 1980: Metamorphic Evolution of the Grimsdalen Sulphide Deposit, Southern Trondheim Region, Norway. Norges Geol. Unders., 360, 155-157.
- PROST, A.E., GUEZOU, J.C., POINT, R., QUENARDEL, J.M., SANTARELLI, H., HENRY, A. & ELLLENBERGER, F. 1977: une transversale dans les Caledonides Scandinaves Centrales: Du socle baltique à la côte atlantique. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), Vol. XIX, Fasc. 5, 481-502. Paris.
- RAMSAY, J.G. 1967: Folding and Fracturing of Rocks. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RITTER, U. 1980: The Precambrian Evolution of the eastern Richters veld. Chambers of Mines, Precambrian Research unit Bulletin 26, Dep. of Geol. University of Cape Town, S. 267.
- ROBERTS, D. 1978: Caledonides of South-Central Norway. Geol. Surv. Canada, Paper, 78-13, 31-37.
- ROBINSON, B.W. & STRENS, R.G.J. 1968: Genesis of Concordant Deposits of Base Metal Sulphides: an Experimental Approach. Nature, Vol. 217, 535-536.
- SASSI, F.P. 1972: The Petrological and Geological Significance of the  $b_0$ -Values of Potassic white Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks. An Application to the eastern Alps, Tschermaks Min. Petr. Mitt., 18, 105-113.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A. 1974: The  $b_0$ -Value of the potassic white Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. Contr. Mineral. Petrol., 45, 143-152.
- STRAND, T. & KULLING, O. 1972: Scandinavian Caledonides. 302 p. John Wiley & Sons, London 66.
- TRÖGER, W.E. 1969 : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1: Bestimmungsband 188 S.; Teil 2: Textband 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- VOGT, T. 1945: The Geology of part of the Hølonda-Horg-District.- A Type Area in the Trondheim Region. Norsk Geologisk Tidsskrift, 25, 449-528.
- VOKES, F.M. 1980: Some Aspects of Research into the Caledonian Sratabound sulphide deposits of Scandinavia. Norges Geol. Unders., 360, 77-93.
- WEDEPOHL, K.H. 1969: Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin. Vol. I, 442 S.
- WETSS, L.E. 1950: Structural Analysis of the Basement at Turoka, Kenya. Overseas Geol. and Min. Resources, 7 (1-2), 3-35, 123-153.
- WINDLEY, B.F. 1977: The Evolving Continents. Textbook, 385 S., 171-192.
- WINKLER, H.G.F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Fünfte Auflage, 348 S. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- WOLFF, F.Chr. 1967: Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim Region. Norges geol. Unders. 245, 123-146.
- WOLFF, F.Chr. & ROBERTS, D. 1980: Geology of the Trondheim Region. Norges geol. Unders. 356, 118-128.
- ZACHRISSON, E. 1973: The westerly extension of the Seve rocks within the Seve-Köli Nappe Complex in the Scandinavian Caledonides. Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar, Vol. 95, 243-251.

