

Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 3297	Intern Journal nr	Internt arkiv nr Boks nr 7	Rapport lokalisering Nordland	Gradering
Kommer fra ..arkiv Bergverkselskapet	Ekstern rapport nr Sch 7401	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Sulfidvererzungen am Hauknestind, Rana				
Forfatter Schulze		Dato 1974	Bedrift Bergverkselskapet Nord-Norge A/S	
Kommune Rana	Fylke Nordland	Bergdistrikt Nordlandske	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde	Dokument type	Forekomster		
Råstofftype	Emneord			
Sammendrag				

SULFIDVERERZUNGEN AM HAUKNESTIND

(Rana, Nord-Norwegen)

Prospektion und lagerstättenkundliche Untersuchungen

D i s s e r t a t i o n

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften,

vorgelegt von

Dipl.-Geologe Dietger Schulze
aus Forst

genehmigt von der

Fakultät für Natur- und Geisteswissenschaften
der Technischen Universität Clausthal.

Tag der mündlichen Prüfung:

Berichterstatter:

Prof.Dr.-Ing. H. KRAUSE

Mitberichterstatter:

Prof.Dr. H. BOTTKE

Mitberichterstatter:

Dr. G. ANGER

Hiermit erkläre ich eidesstattlich,
daß ich die vorliegende Arbeit selbst-
ständig ohne unerlaubte Hilfe ver-
faßt und die benutzten Hilfsmittel
vollständig angegeben habe.

Dieter Schre

Clausthal-Zellerfeld, 19. Juni 1974

VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand durch die Ausweitung eines Prospektionsprogrammes, das ich für die Bleikvassli Gruber A.S. in Nord-Norwegen durchgeführt habe. Sie wurde ermöglicht durch Prof. Dr.-Ing. H. KRAUSE, der mir am Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde der Technischen Universität Clausthal gastfreundliche Aufnahme gewährte. Für die Betreuung der Arbeit und die Gewährung jeder erforderlich materiellen Unterstützung sei ihm herzlich gedankt.

Dank schulde ich auch allen Mitarbeitern des Lehrstuhls, die durch zahlreiche Anregungen und Diskussionen zum Fortgang der Arbeit beitrugen. Herr WERNER schuf die Voraussetzung zu den mikroskopischen Untersuchungen mit der hervorragenden Präparation der Dünn- und Anschliffe. Herr Dr. M. RATH war mir bei den mikroskopischen Untersuchungen im Durchlicht behilflich.

Den Herren Prof. Dr. H. BOTTKE und Dr. G. ANGER danke ich, daß sie in entgegenkommender Weise das Korreferat übernahmen. Außerdem vermittelte mir Herr Dr. G. ANGER die Aufnahme am Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde.

Herr Prof. Dr. E. ALTHAUS am Mineralogischen Institut der Universität Karlsruhe ermöglichte die Vollendung der Arbeit nach meiner dortigen Anstellung.

Herr Direktor H. FANGEL, Bleikvassli Gruber A.S., gestattete großzügig die Benutzung firmeninterner Unterlagen und die Veröffentlichung dieser Arbeit. In seiner Gesellschaft fand ich jede nur denkbare Unterstützung.

Herzliche Aufnahme und viele Anregungen fand ich bei meinen norwegischen Kollegen. Stellvertretend für alle möchte ich Herrn Drs. A. KRUSE, Chefgeologe der FANGEL-Gruppe und Herrn R. LEISTAD, Direktor der Bleikvassli Grube, nennen.

Ganz besondere Unterstützung erfuhr ich von meiner Frau. Sie war mir nicht nur bei statistischen Auswertungen und Zeichenarbeiten behilflich, sondern war maßgeblich beteiligt bei der Überwachung und Durchführung der geochemischen Probennahme und deren analytische Bearbeitung. Meine zahlreichen Verpflichtungen ertrug sie mit großer Geduld. Ihr sei diese Arbeit gewidmet.

Frau R. BENDER vom Mineralogischen Institut der Universität Karlsruhe sei gedankt für die Reinschrift des Manuskriptes.

INHALTSÜBERSICHT

	Seite
1. Einleitung	1
1.1. Problemstellung, Gang und Ziel der Untersuchungen	1
1.2. Geographische Situation	1
1.3. Regional-geologische Übersicht	3
1.4. Vorausgegangene Arbeiten	5
1.5. Geochemische Untersuchungen	7
1.5.1. Vorbemerkungen	7
1.5.2. Methodik	8
1.5.2.1. Probenwohl und Probennahme	8
1.5.2.2. Probenaufbereitung	9
1.5.2.3. Analytisches Verfahren	9
1.5.2.4. Homogenität des Ausgangsmaterials	13
1.5.3. Auswertung und Darstellung der geochemischen Untersuchungen	13
1.5.3.1. Bachsedimentuntersuchungen	13
1.5.3.2. Bodenproben	14
1.6. Geophysikalische Vermessungen	19
1.6.1. Vorbemerkungen und Methode	19
1.6.2. Ergebnis und Bewertung der Vermessungen	20
2. Geologie der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinal	23
2.1. Lithostratigraphie	23
2.1.1. Mofjellgneis	25
2.1.2. Hauknestind-Schiefer-Folge	26
2.1.3. Bändergneis	31
2.1.4. Diskordante Gesteinskörper	32
2.1.4.1. Pseudo-Pegmatite	32
2.1.4.2. Metamorphe ultrabasische Gesteine	33
2.2. Tektonik	33
2.2.1. Vorbemerkungen	33
2.2.2. Tektonische Übersicht	34

	Seite
2.2.3.	Tektonik der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinae 36
2.3.	Petrogenese 43
2.3.1.	Minerale und Mineralparagenesen im Arbeitsgebiet 43
2.3.2.	Zur Metamorphose des Arbeitsgebietes 47
3.	Lagerstättenkundliche Untersuchungen 53
3.1.	Geologische Stellung der Erzlager 53
3.2.	Mineralogie der Erzvorkommen 54
3.2.1.	Einfluß der Metamorphose auf die Mineralparagenesen 54
3.2.2.	Einzelbeschreibung der Erzminerale 56
3.2.2.1.	Pyrit 56
3.2.2.2.	Zinkblende 57
3.2.2.3.	Magnetkies 58
3.2.2.4.	Bleiglanz 59
3.2.2.5.	Kupferkies 60
3.2.2.6.	Molybdänglanz 60
3.2.2.7.	Zinnkies 61
3.2.2.8.	Cubanit 61
3.2.2.9.	Mackinawit 61
3.2.2.10.	Arsenkies 62
3.2.2.11.	Fahlerz 63
3.2.2.12.	Boulangerit 63
3.2.2.13.	Bournoit 64
3.2.2.14.	Pyrargyrit 64
3.2.2.15.	Gudmundit 64
3.2.2.16.	Breithauptit 65
3.2.2.17.	Rutil 65
3.2.2.17.1.	Primärer Rutil I 65
3.2.2.17.2.	Sekundärer Rutil II 65
3.2.2.18.	Ilmenit 66
3.2.2.19.	Hämoilmenit 66
3.2.2.20.	Magnetit 67

		Seite
3.2.2.21.	Wismut	67
3.2.2.22.	Graphit	67
3.2.2.23.	Sekundäre, oberflächennahe Mineral bildungen	68
3.2.3.	Mineralogie der Gangarten	68
3.2.4.	Imprägnationserz (Pyrit/Zinkblende Typ)	71
3.2.5.	Verdrängungserz (Zinkblende/Magnetkies Typ)	72
3.3.	Opake Minerale der Nebengesteine	74
3.3.1.	Graphitschiefer	74
3.3.2.	Kalksilikat-Gneise	74
3.3.3.	Amphibolite	75
3.4.	Vorstellung zur Genese	75
3.5.	Die Stellung der Hauknestfunderze im Ver- gleich zu anderen Sulfiderzlagerstätten in Rana	79
3.6.	Wirtschaftliche Bedeutung	82
4.	Zusammenfassung	84
	Literaturverzeichnis	86
	Anhang Fototafeln	
	Geologische Querprofile (lose)	
	Geologische Karte (lose)	

1. Einleitung

1.1. Problemstellung, Gang und Ziel der Untersuchungen

Die vorliegende Arbeit entstand durch die wissenschaftliche Auswertung eines Prospektionsvorhabens, das der Verfasser für die Bleikvassli Gruber A.S. in den Jahren 1971/72 im Rana-Distrikt, Nord-Norwegen, durchführte.

Die Prospektion erfolgte auf eine seit der Jahrhundertwende bekannte Sulfidvererzung am Hauknestind. Der erste Abschnitt umfaßte detaillierte geologische und tektonische Geländeaufnahme, geochemische Bodenuntersuchungen sowie elektromagnetische Vermessungen. Im Spätstadium wurden erste Diamantkernbohrungen abgeteuft. Im Sommer 1973 begann man damit, die gesamte erzhöfliche Struktur systematisch abzubohren. Ziel des ersten Abschnittes ist eine Bewertung der Vererzung.

Der zweite Abschnitt umfaßte die geologische, tektonische und mineralogische Bearbeitung der Feldbefunde. Damit wurde der geologisch-tektonische Bau, die Petrographie und Petrogenese der HAUKNESTIND-ANDFISKVATN-SYNKLINE dargelegt. Hierauf aufbauend erfolgte eine genetische Deutung der Erzbildung.

1.2. Geographische Situation

Das Arbeitsgebiet liegt in Nord-Norwegen südlich der Eisenhüttenstadt Mo i Rana am inneren Ende des Rana-Fjord, ca. 40 km südlich des Polarkreises (Abb. 1).

Der Rana-Distrikt ist eine Gebirgslandschaft mit Höhenunterschieden bis zu 1.500 m. Im Norden am Polarkreis wird sie geprägt von Norwegens zweitgrößtem Gletscher, dem Svartisen. Dazu gesellt sich im Osten nahe der schwedischen Grenze ein weiterer kleinerer Gletscher, der Okstindbreen. Hier liegen auch die höchsten Berge von Nord-Norwegen mit Höhen bis knapp 2.000 m ü NN (Oksskolten 1912 m). Die Küste im Westen ist sehr stark gegliedert, die größten Inseln erreichen Höhen von 600 - 900 m ü NN (Aldra 962 m).

Durch diese großen Höhenunterschiede und den spärlichen Bewuchs infolge des subarktischen Klimas hat das Land - trotz nicht allzugroßer Höhenlage - absolut Hochgebirgscharakter. Im Arbeitsgebiet reicht die Vegetation mit Nadelwald bis ca. 300 m ü NN, Birken und Krüppelbirken bis 350 - 400 m, darüber findet man nur noch einzelne Kräuter, Grasflächen und Moore. Oberhalb 700 - 800 m hört alle Vegetation - abgesehen von Flechten und Algen - auf. Hier kann an geschützten Stellen das ganze Jahr über Schnee liegen bleiben.

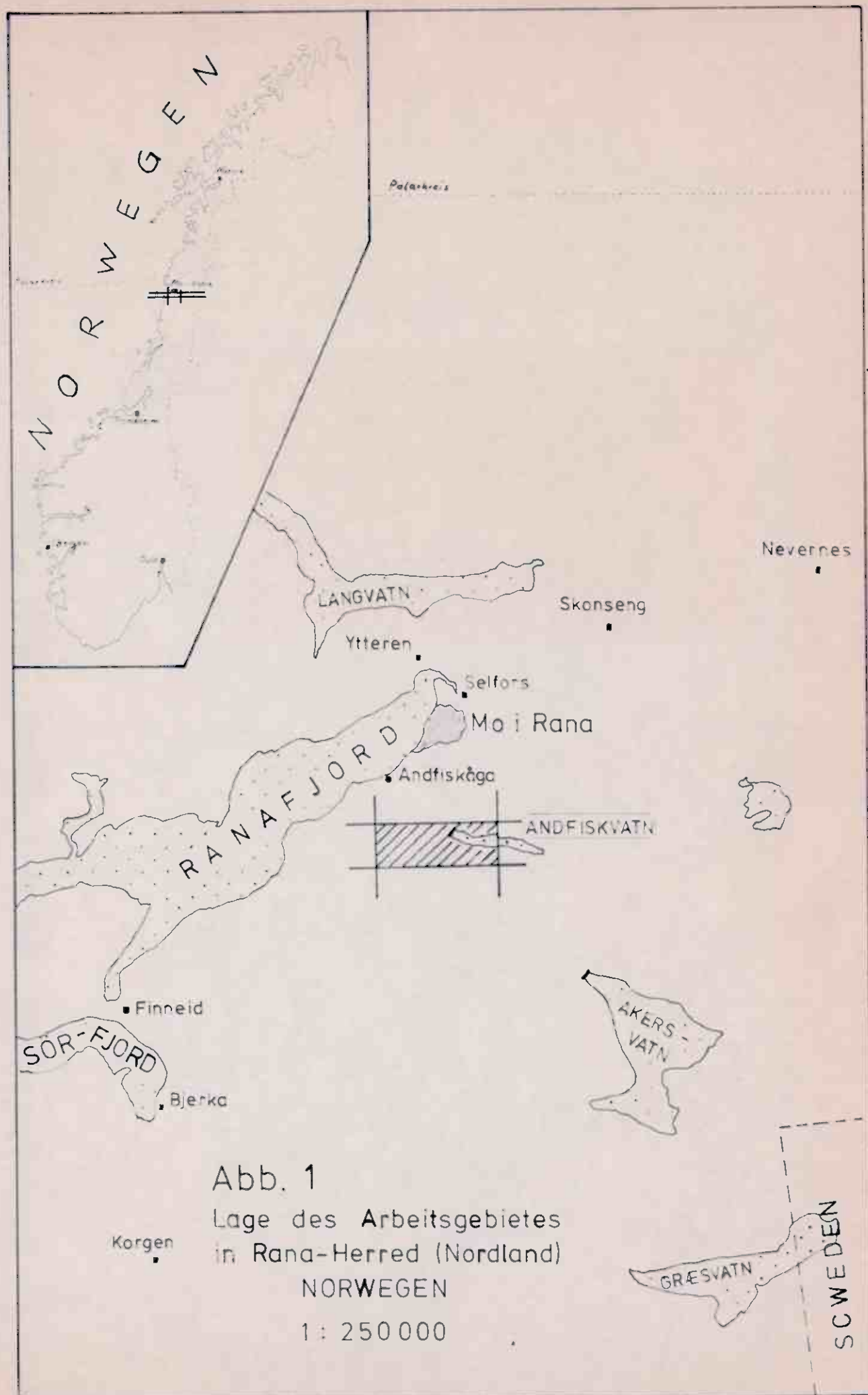


Abb. 1

Lage des Arbeitsgebietes
in Rana-Herred (Nordland)

NORWEGEN

1 : 250 000

Die relativ kurze Zeitspanne seit der letzten Eiszeit sowie das vegetationsfeindliche Klima haben nur begrenzte Bodenbildung zugelassen. Über der Waldgrenze ist die Bodentiefe meist geringer als 10 - 20 cm, mit zunehmender Höhe findet sich nur noch angewittertes Gestein. Im Bereich der unreinen Marmore kann die Verwitterung allerdings einige Meter hinabreichen.

Charakteristisch sind zahlreiche kleine Moore. Sie füllen abflußlose Senken, die während der Eiszeit durch Aushobeln des Eises entstanden sind. Die Moor- und Seenbildung wird begünstigt durch die wasserundurchlässige Gesteinsunterlage.

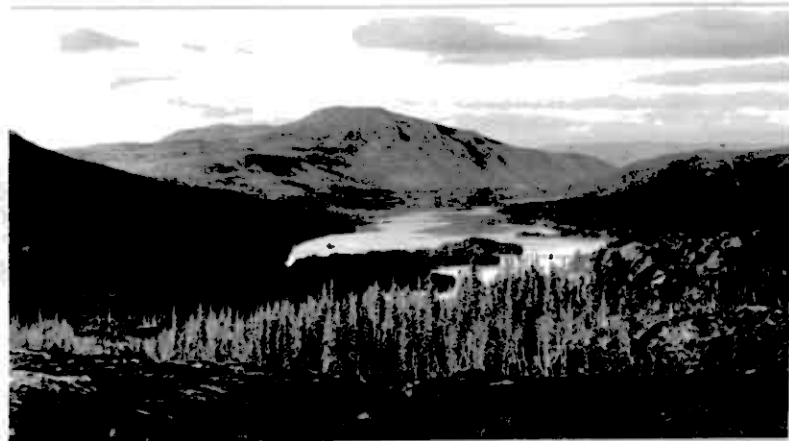


Abb. 2:

Hauknestind von Osten mit dem Andfiskvatn

1.3. Regional-geologische Übersicht

Große Teile Norwegens werden von Sedimenten, Magmatiten, metamorphen Schiefer, Para- und Orthogneisen aufgebaut, die der kaledonischen Orogenese zuzurechnen sind. Sie liegen meist diskordant, teils auch als Decken auf den präkambrischen Gesteinen des baltischen Schildes.

Die Schichtenfolge über dem Sparagmit - ein eokambrischer, fossilfreier, feldspatreicher Sandstein, der dem Präkambrium auflagert und besonders gut in Finnmark und Süd-Norwegen entwickelt ist - wird in Skandinavien allgemein als Kambro-Silur zusammengefaßt. Sie bildet einerseits eine geotektonische Einheit, andererseits ist eine biostratigraphische Gliederung aufgrund der Metamorphose oft nicht möglich.

Großräumig werden zwei Faziesbereiche unterschieden: Die nichtmetamorphe bis niedermetamorphe Trondheim-Fazies im Süden läßt sich biostratigraphisch grob gliedern, Gesteine kambrischen bis silurischen Alters sind nachgewiesen. Im unteren Ordovizium treten im Zusammenhang mit basischen Meta-Magmatiten eine Reihe von Eisen- und Sulfidvererzungen auf (OFTEDAHL, 1968).

Abb. 3:

Geologische Übersichtskarte
der skandinavischen Kaledo-
niden

(aus SCHÖNENBERG 1971, 40)



Die Nordland-Fazies, die in weiten Teilen von Nordland und Troms vorherrscht, umfaßt höhermetamorphe Gneise und Glimmerschiefer, Marmore und Amphibolite, die meist der Amphibolit-Fazies angehören und im allgemeinen weder Fossilien führen noch Relikte primärer Sedimenttexturen enthalten (STRAND in HOLTEDAL, 1960; SCHÖNENBERG, 1971). Eingeschaltet sind saure und basische Plutonite. In Nordland sind beide Gesteinskomplexe durch eine Überschiebungsbahn zwischen dem Grong-Gebiet im Süden und dem Nasa-Fjell (einem Grundgebirgsaufbruch) im Norden scharf getrennt. Die Gesteine der Nordland-Fazies wurden mit der Rødingsfjell-Decke nach Osten auf die niedermetamorphen Gesteine der Sveco-Decke aufgeschoben.

Kennzeichnend für die Rødingsfjell-Decke sind überwiegend feiner klastische Metasedimente im unteren Teil und zahlreiche carbonatische Horizonte im höheren Teil. Sedimentäre Eisenerz-Horizonte sind verbreitet. Im Dunderlandsdalen werden sie abgebaut und liefern Roherz für das A.S. Norsk Jernverk in Mo i Rana.

Die zahlreichen "Nordland-Granite", die gehäuft an der Küste auftreten, sind mindestens teilweise nichtmagmatischen Ursprungs. Sie stellen granitisierte Vulkanite und präkambrische Gneise dar (RUTLAND et al., 1960).

Ebenso typisch sind die in Rana überaus häufig auftretenden Pseudo-Pegmatite. Das sind die Meta-Sedimente diskordant bis konkordant durchsetzende helle Gänge, Platten und Adern von cm bis einige Zehner Meter Dicke. Sie bestehen aus grobem Quarz, Mikroklin, saurem Plagioklas (meist Oligoklas), Muskovit und Biotit. Diese auch am Hauknestind verbreiteten Pseudo-Pegmatite werden von RUTLAND et al. (1960) als Granitisierungserscheinung kaledonischen Alters gedeutet. Auf einer

Fehldeutung dieses Phänomens müssen auch einige "Granite" auf der geologischen Karte Rana (HOLMSEN, 1932) zurückzuführen sein. So wurde bei der regionalgeologischen Kartierung im Gebiet des Akersvatn und Graesvatn kein Granit, wohl aber Bereiche mit gehäuft auftretenden Pseudo-Pegmatiten gefunden (KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969).

Die nähere Umgebung der HAUKNESTIND-ANDFISKVATN-SYNKLINE wird im wesentlichen aus grobkörnigen, häufig Granat und/oder Amphibol-führenden Glimmergneisen aufgebaut, die großräumig Ost - West gefaltet sind. Besonders nach Osten treten auch höhere Schichtglieder auf; es kommt zur Einschaltung von Marmoren, Kalk-Glimmerschiefern und Amphiboliten. Dort dreht die Hauptfaltenrichtung auf NNE - SSW (BORSCH, 1966; SAAGER, 1966; KLEINEVOSS, 1967; KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969; KRUESCHE, 1969; FIEBIGER, 1971).

1.4. Vorausgegangene Arbeiten

Im Gebiet zwischen Hauknestind und Andfiskvatn wurden in den Jahren 1903 - 1906 zahlreiche Schürfe angelegt. Besonders zahlreich sind sie im Bereich des Hauknestind-Gipfels, wo Rostzonen eine Erzführung des kahlen Gesteins schon von weitem ankündigen. Hier wurde auch ein ca. 12 m langer Stollen an der Grenze von Disthen-Gneisen zu Marmoren getrieben. Die Prospekte unterhalb der Waldgrenze sind allerdings so verfallen, daß sie nicht mehr aufgefunden wurden.

Im Auftrag der Bergverkselskapet Nord-Norge A.S. erstellte BEETZ (1934) ein Gutachten, das sich mit der Vererzung am Hauknestind-Gipfel befaßt. Er unterscheidet im Westteil des Arbeitsgebietes einen unteren und einen oberen Erzhorizont: "Die Erzführung des oberen Horizontes ist sehr unregelmäßig und geknüpft an einen Marmoraufschluß, bestehend aus Magnetkies, etwas Zinkblende und Bleiglanz.

Wirtschaftlich interessant ist nur der untere Horizont, der durch ca. 30 m Gneis zweigeteilt ist. Es ist Imprägnationserz vom Mofjell-Typ mit Mächtigkeiten um 1.50 m." Dazu legt BEETZ folgende Analysen vor:

% Zn	2.60	1.98	4.98	12.48	3.22	8.72
% Pb	0.14	0.14	0.15	3.01	0.23	1.26

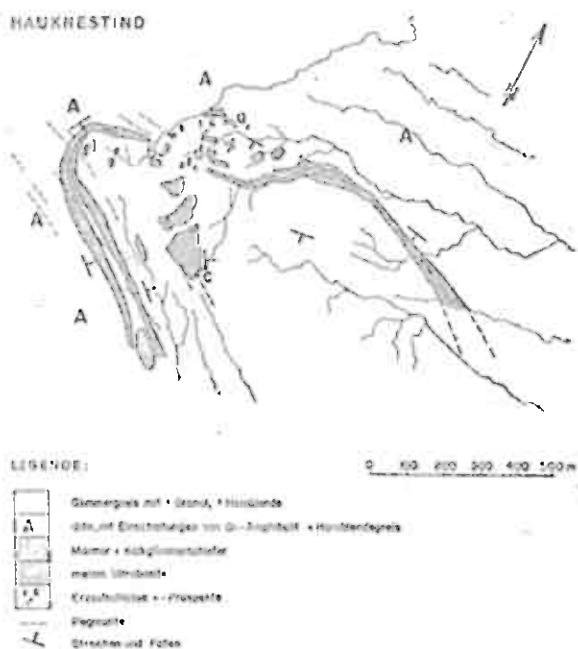
Das mosaikartige Auftreten der Marmore (die er nur unvollständig aufnahm) erklärt er durch einen verschuppten Faltenbau. Die Schuppenbahnen sollen nachgezeichnet sein durch Granite (offenbar meint er Pseudo-Pegmatite, die hier als größere Gänge auftreten), die diese als Intrusionsbahnen benutzt hätten.

Die nächste Bearbeitung erfolgte erst 1966 durch SAAGER, der eine wesentlich besser fundierte Vorstellung entwickelte. Neben der geologischen und mineralogischen Bestandsaufnahme der Mofjell-Grube unternahm er eine Befahrung der Sulfid-Prospekte der näheren Umgebung. Vom Hauknestind erstellte er eine geologische Kartenskizze und verbindet die Marmore des Nordschenkels mit den Kalk-Silikatgneisen im Norden des Andfiskvatn (Abb. 4).

Abb. 4:

Geologische Kartenskizze vom Hauknestind (westlicher Teil der HAUKNESTIND-ANDFISKVATN-SYNKLINE)

Aus SAAGER 1966



Dabei fordert er eine Synklinen-Struktur, die in der vorliegenden Arbeit bestätigt wird. Von den Gneisen und Marmoren sowie den Erzen erstellt er eine mineralogische Bestandsaufnahme. Die Imprägnationserze deutet er ebenso wie das Erz des Mofjelles syngenetisch, die im Kontakt zu den Marmoren stehenden Erze dagegen als epigenetische Verdrängungserze, die durch die Metamorphose mobilisiert wurden.

Im Jahr 1969/70 führte FIEBIGER eine regionalgeologische Kartierung zwischen dem Ram-Fjord und dem Akersvatn durch (FIEBIGER, 1971). Das Gebiet zwischen Hauknestind und Andfiskvatn deutet er als eine allseitig aushebende Synkline, wobei die geologische Aufnahme - als natürliche Folge der andersartigen Zielsetzung und des kleinen Maßstabes - recht schematisch bleibt (Abb. 5). Eine petrographische Bearbeitung durch ihn erfolgte nicht, doch gab das Auffinden eines Sulfid-führenden Aufschlusses auf dem Südschenkel der Synkline im Liegenden des Marmorzuges den direkten Anstoß zur weiteren Prospektion und somit zur vorliegenden Bearbeitung.

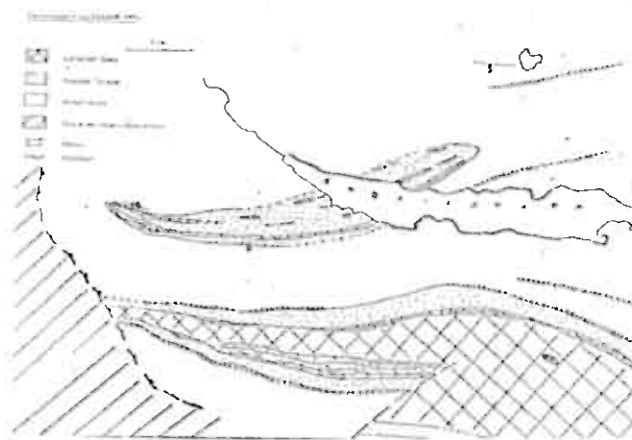


Abb. 5:
Kartenausschnitt aus der geologischen Karte
FIEBIGER, 1971

1.5. Geochemische Untersuchungen

1.5.1. Vorbemerkungen

Das Arbeitsgebiet ist größtenteils stark überdeckt. Das anstehende Gestein ist somit nur selten der direkten Beobachtung zugänglich. Dies trifft insbesondere für den Wald-reichen niederen Teil zu. Zur Ergänzung der geologischen Kartierung wurden daher geochemische und geophysikalische Methoden herangezogen.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, stellt das Arbeitsgebiet eine in sich geschlossene, allseits aushebende Synklinalität dar (vergl. Anhang geologische Karte und geologische Querprofile). Eingeschaltet in die Gesteine der Synklinalen-Füllung sind Sulfiderz-führende Horizonte, die im westlichen Teil des Südschenkels sowie im westlichen Kern der Synklinalität aufgeschlossen sind. Die Erze führen neben Fe-Sulfiden Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies. Es bot sich eine geochemische Prospektion auf die Buntmetalle an.

1.5.2. Methodik

Grundlagen geochemischer Sucharbeiten auf Buntmetallagerstätten in Nord-Norwegen wurden in jüngster Zeit in den Dissertationen von RIECK (TU Clausthal, 1969) und BORSCH (TU Clausthal, 1970) behandelt. Generell gelangen bei zu dem Schluß, daß für Buntmetall-führende Kieselagerstätten die Suche nach anomalen Zn, Pb und Cu-Gehalten in Bachsedimenten oder im Boden am einfachsten durchführbar ist. Die Heranziehung weiterer Elemente ist möglich, für die reine Sucharbeit jedoch nicht erforderlich und beinhaltet zudem zusätzliche analytische Probleme.

1.5.2.1. Probenwahl und Probennahme

Im Rahmen früherer regionaler geochemischer Sucharbeiten der Bleikvassli Gruber A.S. wurden auch im Gebiet des Hauknestind Bachsedimentproben genommen (vergl. Kap. 1.5.3.1.). Für die Detailuntersuchung kann diese Methode hier nicht angewendet werden, da das Bachnetz zu weiträumig ist und zudem über große Strecken etwa schichtparallel angelegt ist.

Als Probenart wurden daher Bodenproben gewählt. Der gravierende Nachteil dieser Probenart liegt in der äußerst heterogenen Art des Probenmaterials.

Alle Bodenbildung im Arbeitsgebiet ist postglacial. Je nach Höhenlage kam es zur Bildung von Podsol-Böden, in denen der B-Horizont nur unvollständig vorhanden ist oder fehlt (vorwiegend im Nadel- und Birkenwald), von Lithosol mit schlecht entwickeltem A-Horizont über dem C_1 -Horizont (vorwiegend über der Waldgrenze auf Carbonat-führendem Untergrund) und von Moorböden mit reinem $A_0 - C_2$ - Profil, d. h. praktisch reinem organischen Material über unverwittertem Gestein (vorwiegend über der Waldgrenze oder in tieferen abflußlosen Senken auf Carbonat-freien Glimmerschiefern und Gneisen).

Podsol	Lithosol	Moorboden	
		A_0	organischer Humus(Torf)-Horizont
A_1	$A_{1(2)}$		humushaltiger Mineralbodenhorizont
(B_2)			Anreicherungs-horizont mit beginnender Verwitterung
C_1	C_1		unverwittertes Gestein
		C_1	frisches Gestein

Tabelle 1: Schematische Übersicht über die Bodentypen des Hauknestind

Die Bodentiefe schwankt zwischen einigen dm in tieferen Lagen und wenigen cm in höheren Lagen. Das Probenmaterial stammt - soweit möglich - aus dem Bereich unterhalb des A-Horizontes.

Zur systematischen Probenahme wurden drei Basislinien von jeweils 3.200 m, 2.000 m und 600 m Länge etwa schichtparallel angelegt. Entlang von dazu senkrecht angelegten Profillinien wurden in der Regel alle 10 m Bodenproben entnommen. Die Profillinien haben einen Abstand von 100 m. Die genaue Lage der Probenpunkte ist auf Vergrößerungen von Luftbildern festgehalten und kann somit exakt mit der geologischen Kartierung verglichen werden.

Die Länge der Profillinien richtete sich nach den Ergebnissen der geologischen Kartierung und den Resultaten der geochemischen Analyse, die nach 10 - 14 Tagen vorlagen.

Insgesamt wurden Proben entlang von 39.030 Profil-Meter genommen. Zur Analyse gelangten 3.740 Proben (ohne Doppelproben und Versuche). Damit wurden 4 % der vorgesehenen Proben nicht genommen (z. B. bei Schnee oder blankem Fels am Probenpunkt) oder es lag nach dem Sieben nicht genügend Material zur Analyse vor.

1.5.2.2. Probenaufbereitung

Die Trocknung des Probenmaterials erfolgte in den zur Einsammlung verwendeten Papptüten ca. 3 - 4 Tage bei erhöhter Zimmertemperatur. Danach wurden sie trocken mit einer mechanischen Siebmaschine 5 Minuten mit einem 80 mesh-Sieb abgesiebt. Die Feinfraktion <177 μ wurde für die Analyse benutzt, die Grobfraktion verworfen. Das Probenmaterial befindet sich im Archiv der Bleikvassli Gruber A.S. Da unverwittertes Gesteinsmaterial nicht in die Probenahme mit-einbezogen wurde, war keine weitere Aufbereitung erforderlich.

1.5.2.3. Analytisches Verfahren

Bei geochemischen Analysen sind große Probenmengen rasch zu bearbeiten. Dabei werden an die Analysengenauigkeit geringere Anforderungen gestellt als beispielsweise bei Erzanalysen. Bislang wurde daher die Kolorimetrie herangezogen (KAHRER, 1967; RIECK, 1969; BORSCH, 1970). Durch die Aufstellung eines Atom-Absorptionsspektrometers vom Typ TECHTRON AA 5 mit automatischem Probenwechsler und Digitaldrucker im Betriebslaboratorium in Mo i Rana waren Serienanalysen mit diesem Gerät möglich.

Zur AAS-Analyse wurden die Proben nach einer modifizierten Vorschrift der geochemischen Abteilung des NGU^{*)} aufgeschlossen. Es gelangten jeweils Serien von 90 Proben zur Bearbeitung. Pro Tag konnten ein bis zwei Serien aufgeschlossen werden.

^{*)} Norges Geologiske Undersøkelse

Von 0.5 g Probenmaterial wurde ein heißer Salpetersäureauszug gemacht und die erhaltene Lösung am Atom-Absorptionsspektrometer TECHTRON AA 5 mit folgenden Einstelldaten gemessen und mit Eichlösungen verglichen:

	Pb	Cu	Zn
Lampenstrom	6 mA	3 mA	6 mA
Wellenlänge	2170 Å	3248 Å	2138 Å
Spaltöffnung	300 µ	300 µ	100 µ

Der Digitaldrucker liefert die Resultate in % Absorption. Diese wurde umgerechnet in ppm Metallgehalt unter Berücksichtigung folgender Konzentrationsgrenzen:

	Pb	Cu	Zn
Nachweisgrenze	5 ppm	3 ppm	3 ppm
Untergrund (Spur)	5 - 25 ppm	3 - 10 ppm	3 - 25 ppm

Höhere Gehalte sind auf volle 5 oder 10 ppm gerundet. Somit liegt die Empfindlichkeit dieser Analysenmethode genügend weit unter dem Untergrund des Bodenprobenmaterials.

Während die Bachsedimentproben eine Bestimmung der Probenmenge mit einem Meßlöffel erlauben, mußten die Bodenproben aufgrund ihrer unterschiedlichen Dichte eingewogen werden. Bei einem Soll-Löffelinhalt von 0.4 g wurden folgende Dichteschwankungen festgestellt:

Löffelinhalt	% Soll-Gew.	Löffelinhalt	% Soll-Gew.
0.070 g	18 %	0.238 g	72 %
0.112 g	28 %	0.239 g	72 %
0.165 g	41 %	0.327 g	82 %
0.275 g	69 %	0.374 g	93 %
0.287 g	72 %	0.382 g	95 %

Tabelle 2: Relative Dichte der Bodenprobe

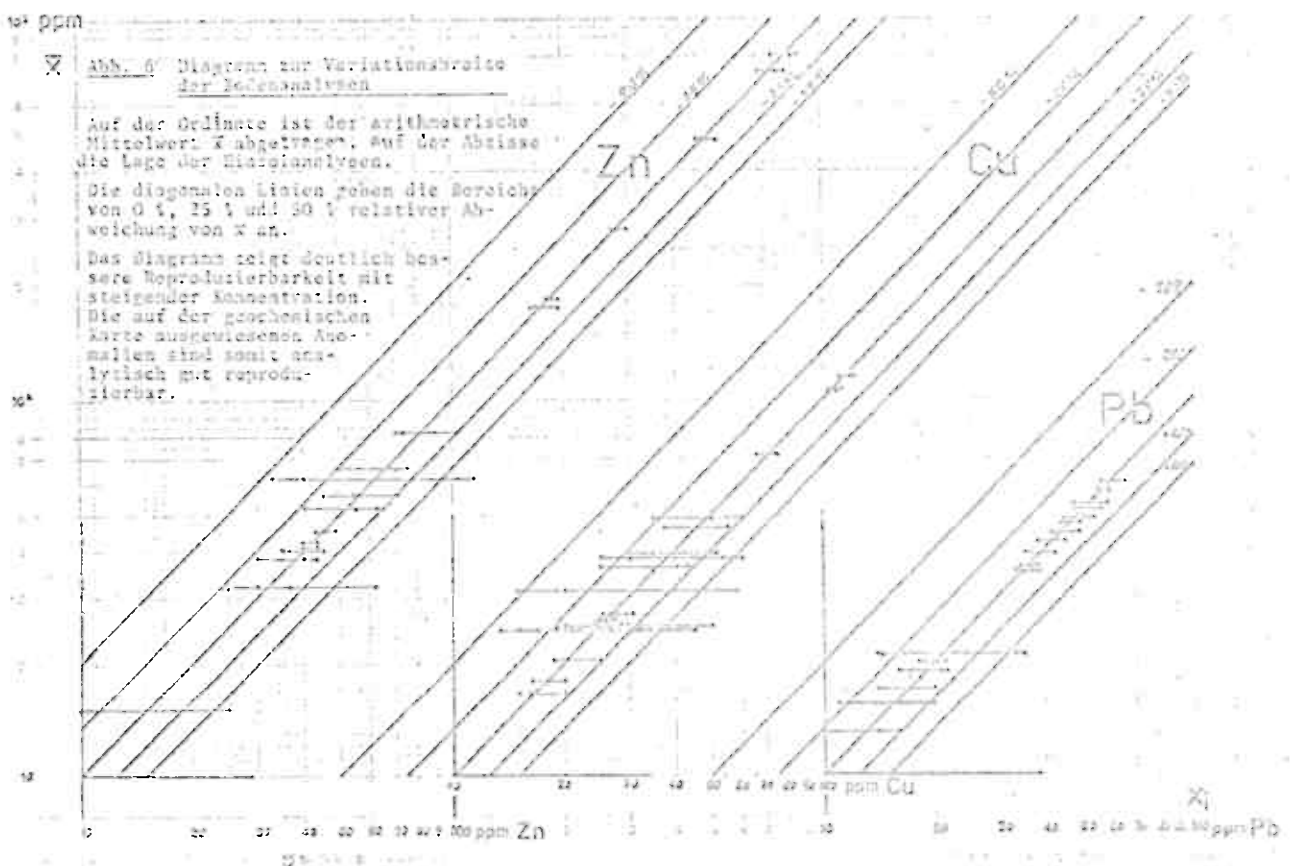
Die Reproduzierbarkeit der Analysenergebnisse wurde durch Mehrfach-Analysen überprüft. Bei geringen Konzentrationen wurde die einfache Probenmenge nach dem Normal-Verfahren analysiert. Zusätzlich wurde die vierfache Probenmenge zum Vergleich bearbeitet:

ppm Pb		ppm Cu		ppm Zn	
1.	2.	1.	2.	1.	2.
--	11	5	12	35	27
sp	11	15	20	55	50
--	11	25	35	60	50
--	11	35	45	55	50
30	21	10	14	55	50
25	16	20	22	75	64
60	60	--	4	45	44
--	sp	--	4	sp	8
80	77	5	6	125	110

Tabelle 3: Versuch zur Reproduzierbarkeit der Analysen mit unterschiedlicher Einwaage

1. einfache Einwaage 2. vierfache Einwaage

Nach dem Routine-Verfahren wurden Proben an verschiedenen Tagen doppelt analysiert. Den Schwankungsbereich dieser Analysen zeigt Abb. 6



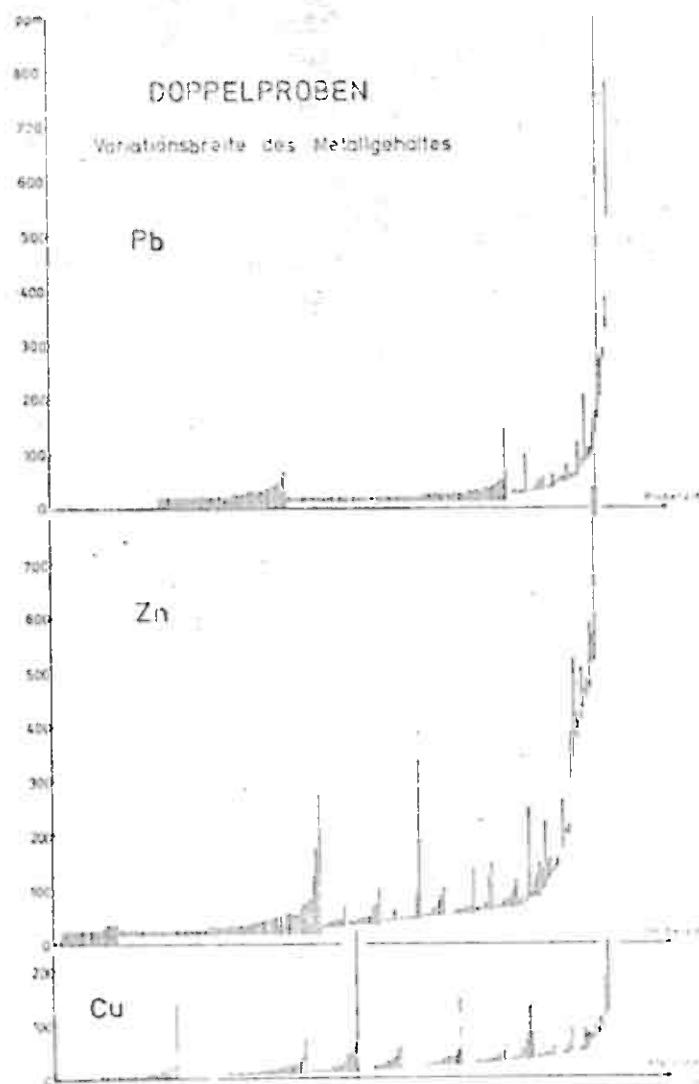


Abb. 7: Diagramm zur Homogenität der Bodenproben

Auf der Ordinate sind die Metallgehalte je einer zusammengehörigen Doppelprobe angegeben. Punktförmige Darstellung weist gleichen Metallgehalt beider Proben aus.

Auf der Abzisse sind die Proben geordnet nach steigender Konzentration, erst der Minimal-, dann der Maximalwerte. Doppelproben mit sehr unterschiedlichen Gehalten (Ausreißer) kommen so jeweils weiter rechts zur Darstellung. Aufgrund dieser Darstellung ist keine Entscheidung möglich, ob der niedrige oder der hohe Wert den Ausreißer darstellt. Dies kann nur entschieden werden, wenn die räumliche Verteilung der Proben berücksichtigt wird.

1.5.2.4. Homogenität des Ausgangsmaterials

Um die Homogenität des Ausgangsmaterials und die Aussagekraft der Analysen zu überprüfen, wurden an einigen Profilen Doppelproben entnommen. Im allgemeinen lagen die Probenstellen ca. 1 m auseinander. In ungünstigen Fällen mit geringer Bodenbildung auch noch weiter.

Diese Proben zeigen eine hinreichend homogene Verteilung der Buntmetalle im Boden an, so daß von einer weiteren Doppelbeprobung abgesehen werden konnte. Einzelne "Ausreißer", d. h. Parallelproben mit stark voneinander abweichenden Gehalten weisen jedoch eindringlich darauf hin, daß für die Auswertung ein einzelner anomaler Wert keine große Bedeutung hat. Erst eine Anhäufung anomaler Werte kennzeichnet eine echte Anomalie.

Abb. 7 zeigt klar, daß die Verteilung von Blei im Boden sehr gleichmäßig ist, erst bei relativ hohen Gehalten über 100 ppm treten größere Schwankungen auf. Parallelproben mit stark voneinander abweichenden Gehalten sind bei Zink etwas häufiger als bei Blei. Der hohe Kontrast zwischen Untergrund und anomalen Werten macht jedoch auch Zink für die geochemischen Sucharbeiten sehr geeignet. Dies gilt nur bedingt für Kupfer, bei dem der Kontrast geringer ist. Zudem ist auch seine Verteilung im Boden ziemlich ungleichmäßig. Entsprechend verschwommen und unklar ist auch das Bild auf der Konzentrationskarte von Kupfer.

1.5.3. Auswertung und Darstellung der geochemischen Untersuchungen

Wie bereits in der Einleitung zu diesem Kapitel dargelegt, sind die geochemischen Untersuchungen nicht Thema dieser Arbeit, sondern Hilfsmittel zur Auffindung der Vererzung und Klärung der Geologie in überdecktem Gelände. Daher werden hier nicht die Grundlagen geochemischer Sucharbeiten behandelt, sondern nur die Grenze dieser Methode im vorliegenden konkreten Fall aufgezeigt.

1.5.3.1. Bachsedimentuntersuchungen^{*)}

Im Rahmen früherer regionaler geochemischer Untersuchungen wurden auch die Bäche des Haukneistind beprobt. Die Bachsedimente wurden nach dem BLOOM-Test (kalt säurelöslicher Schwermetallanteil) analysiert, der überwiegend auf Zn, Pb und Cu anspricht.

Abb. 8 zeigt, daß einzelne Bäche anomale Gehalte der genannten Schwermetalle enthalten. Das nordöstliche Anomaliengebiet hat seinen Ursprung im Bereich der Schürfe am westlichen Muldenende, das des südlichen Baches rührt von der Vererzung des Südschenkels her.

^{*)} Dazu wurde freundlicherweise von Herrn drs. A. KRUSE, Bleikvassli Gruber A.S., Mo i Rana, die geochemische Karte "Vestre Mofjell I, Bekkesedimenter" zur Verfügung gestellt.

Die geochemische Untersuchung der Bachsedimente nach dem BLOOM-Test erbrachte damit keine neuen Erkenntnisse, die Anomalien lassen sich auf bekannte, zu Tage ausstreichende Vererzungen zurückführen.

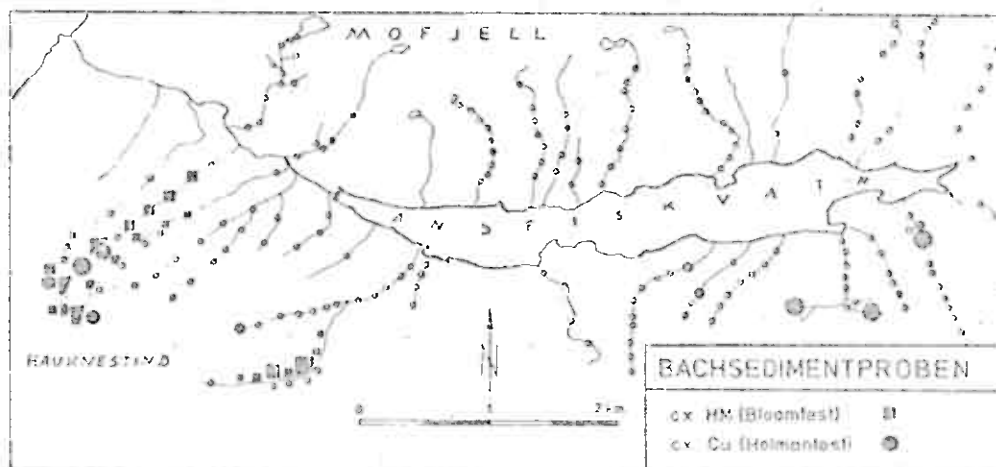


Abb. 8: Bachsedimentanalysen vom Hauknestind und Mofjell

Die Karte zeigt einen Ausschnitt aus einem größerem Prospektionsprogramm, das die Bleikvassli Gruber 1967 - 69 durchführte. Alle eingezeichneten Bäche wurden beprobt, die nicht eingezeichneten Probenstellen liegen unter der Nachweisgrenze der jeweiligen Analysenmethode.

1.5.3.2. Bodenproben

Zur Bearbeitung gelangten 3.740 Pb- und Zn- sowie 3.406 Cu-Analysen. Abb. 9 zeigt die Verteilung ihrer Gehalte als Histogramm. Bei der Darstellung auf Wahrscheinlichkeitspapier ordnen sich die Punkte bei der Abtragung des Gehaltes gegen die Häufigkeitssummen zu einer Geraden, sofern eine Normal-Verteilung vorliegt. Aufgrund der bekannten, zu Tage ausstreichenden Vererzung ist dies im vorliegenden Falle von vornherein nicht zu erwarten. Bei allen drei Elementen verläuft auch der obere Teil der Kurve wesentlich flacher als der untere, d. h. auf diesen Teilbereich entfallen mehr Proben als bei einer Normal-Verteilung zu erwarten sind. Diese "überzähligen" Proben entstammen echten Anomalien, d. h. begrenzte Gebiete führen höhere Gehalte der untersuchten Elemente als ihre Umgebung.

Abb. 9:

Die Metallgehalte sind aufgetragen auf Wahrscheinlichkeitspapier. Dabei ist die Abzissenaxe logarithmisch, die Ordinate nach dem Gauß'schen Integral geteilt.

Die deutlichen Knickpunkte bei Zn und Pb zeigen eine anomale Verteilung (hier bedingt durch die Dispersionshöfe der Vererzungen) an.

Summenhäufigkeit der Metallgehalte

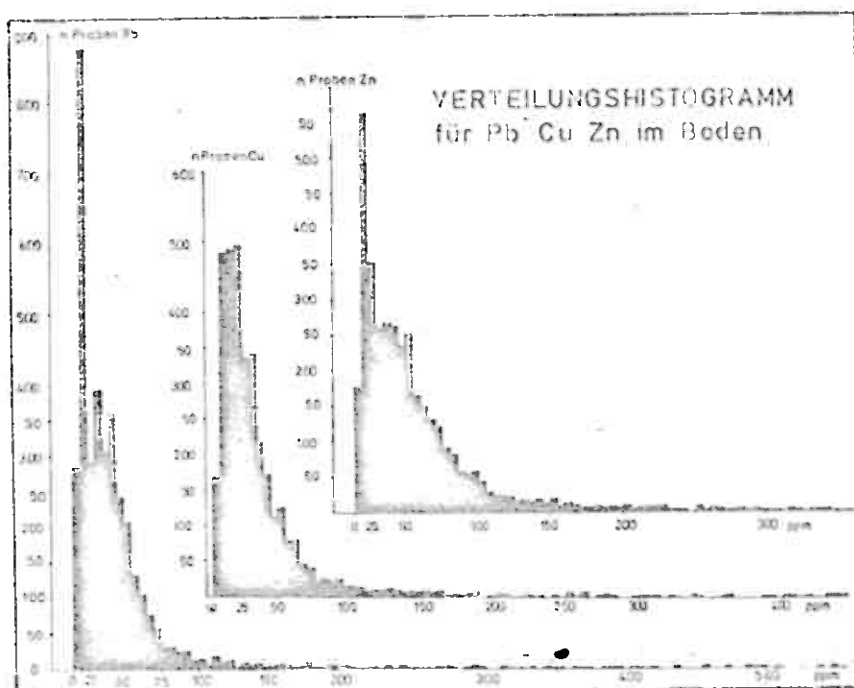
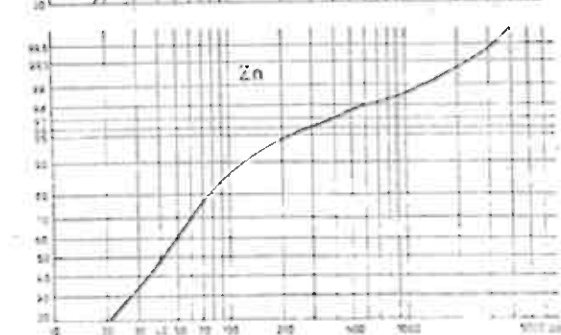
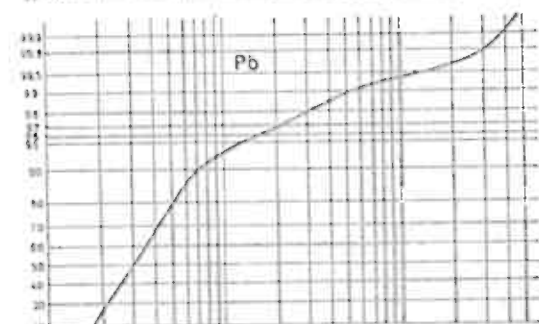
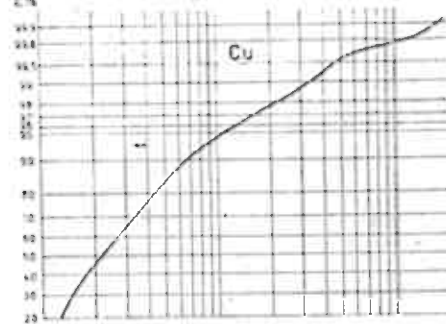


Abb. 10:

Die Darstellung auf Wahrscheinlichkeitspapier wurde gewählt, da sich hier der Kontrast zwischen Untergrund und Anomalie direkt mit dem Winkel zwischen unterem und oberem Teil der Kurve vergleichen läßt. Der Knickpunkt der Kurve liegt bei allen Elementen etwa bei 90 % Summenhäufigkeit. Den größten Kontrast finden wir bei Blei, etwas geringer ist er bei Zink. Bei beiden Elementen ist der Knickpunkt scharf markiert. Kupfer weist den geringsten Kontrast auf, doch verläuft auch hier der obere Teil der Kurve noch deutlich flacher als der untere. Dabei ist allerdings die Lage des Knickpunktes schlechter definiert.

Der sehr unruhige Verlauf der Kurven im oberen Teil über ca. 998 % Summenhäufigkeit beruht auf nur ganz wenigen Punkten. Analysenfehler sind bei den hohen Konzentrationen viel stärker wirksam für den Verlauf der Kurve als bei niedrigen Konzentrationen, zudem sind sie hier auch noch höher (vergl. Kap. 1.5.2.3.). Für das Gesamtbild sind diese Unregelmäßigkeiten unbedeutend.

Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen sind dargestellt auf Konzentrationskarten (Abb. 12). Die Originale hierzu sind angelegt im Maßstab 1:5.000, so daß sie direkt mit der geologischen Originalkarte (ebenfalls 1:5.000) korrelierbar sind. Versuche mit unterschiedlich großen Konzentrationsintervallen (entsprechend verschiedener Rechenvorschriften zur Ermittlung von Untergrund etc.) ergeben stets das gleiche Gesamtbild, lediglich einzelne Details werden dabei betont bzw. abgeschwächt.

Zur Verdeutlichung der Verhältnisse wurden im Bereich bekannter Vererzungen des Südschenkels drei geochemische und geologische Profile gezeichnet (Abb. 11), die den Zusammenhang zwischen Geologie, Morphologie und Geochemie besser als alle Beschreibungen wiedergeben. Bei Profil 800 West ist die Vererzung an der Oberfläche bereits nicht mehr feststellbar, ihr Vorhandensein wird durch die erhöhten Metallgehalte des Bodens jedoch klar angezeigt.

Auf den Konzentrationskarten wird sehr schön die geologische Struktur nachgezeichnet. Eine Ausnahme bildet die besonders bei Zn und Pb zu beobachtende Anreicherungen sowie das generelle Bild einer unlaufenden geologischen Struktur stimmen gut mit dem Kartierbefund überein, nachdem die Schichten hier etwa hangparallel einfallen, wobei die Sulfid-führenden Partien teils wegerodiert sind. Die hier durchweg stärkere Bedeckung läßt von vornherein keine hohen Anomalien erwarten.

Im Norden haben die wenig ausgeprägten, E-W streichenden Anomalien (neben sekundärer Verschleppung) ihren Ursprung in den beiden Glimmerschiefer einschaltungen der Kalksilikat-Gneise. Bemerkenswert ist eine ESE-WNW verlaufende Anreicherung von Zn und Cu im zentralen westlichen Teil, die eine entsprechende Antikline im Bündergneis nachzeichnet.

Die wichtigsten sekundären geochemischen Dispersionshöfe aller drei Elemente sind schematisiert in Abb. 13 dargestellt. Damit wird noch einmal die Sulfidführung von zwei verschiedenen Horizonten verdeutlicht.

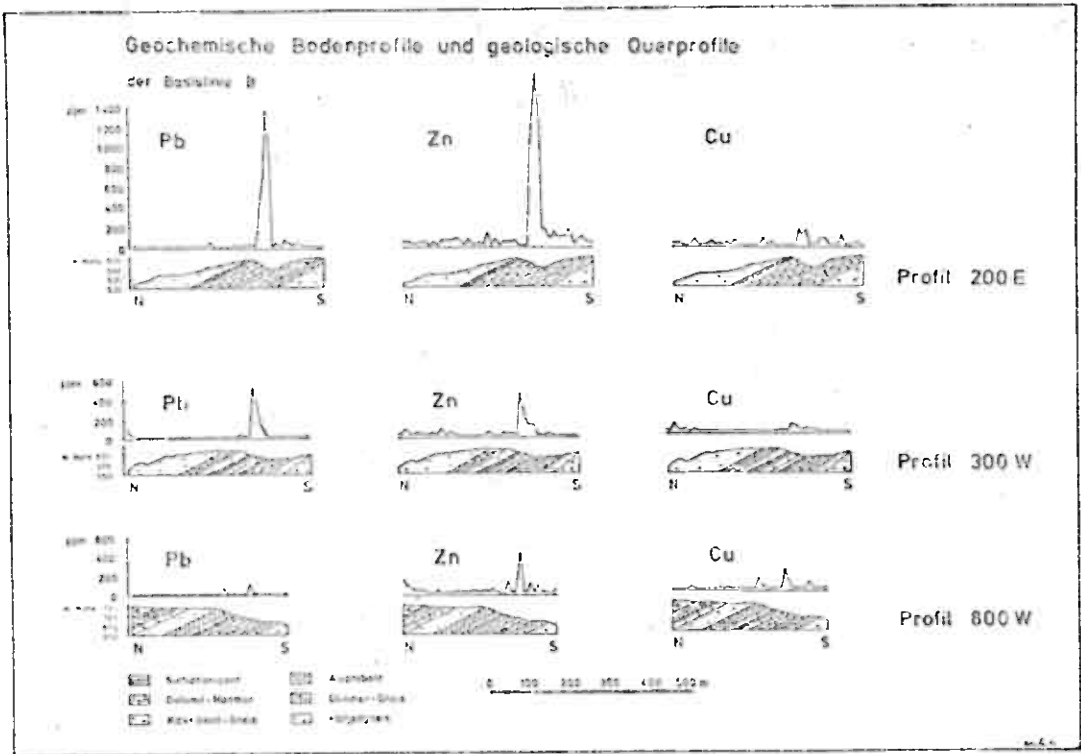


Abb. 11:

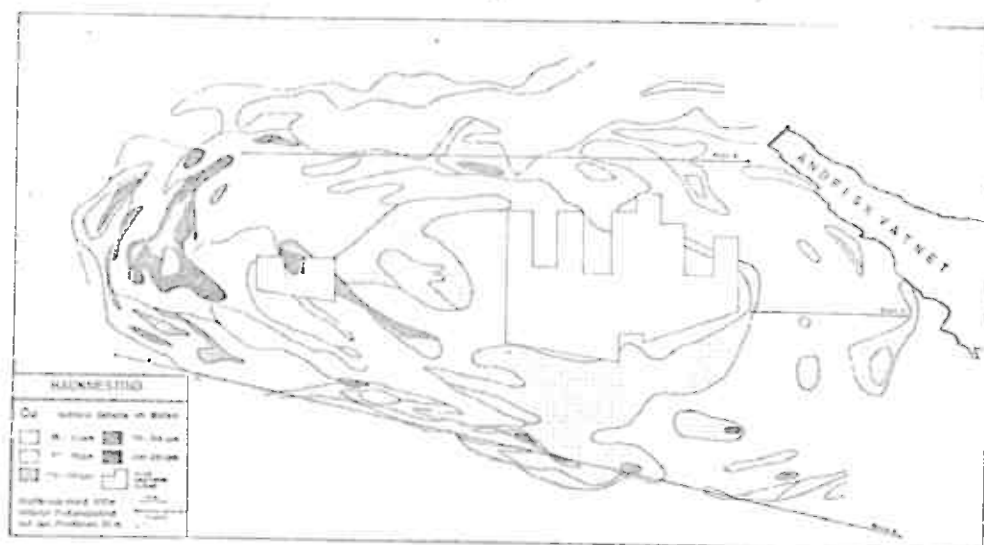
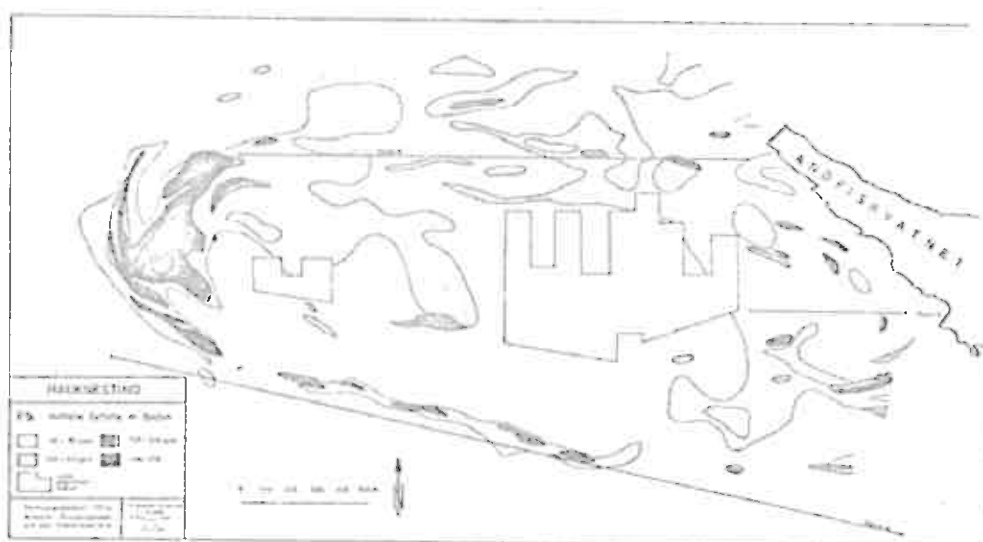
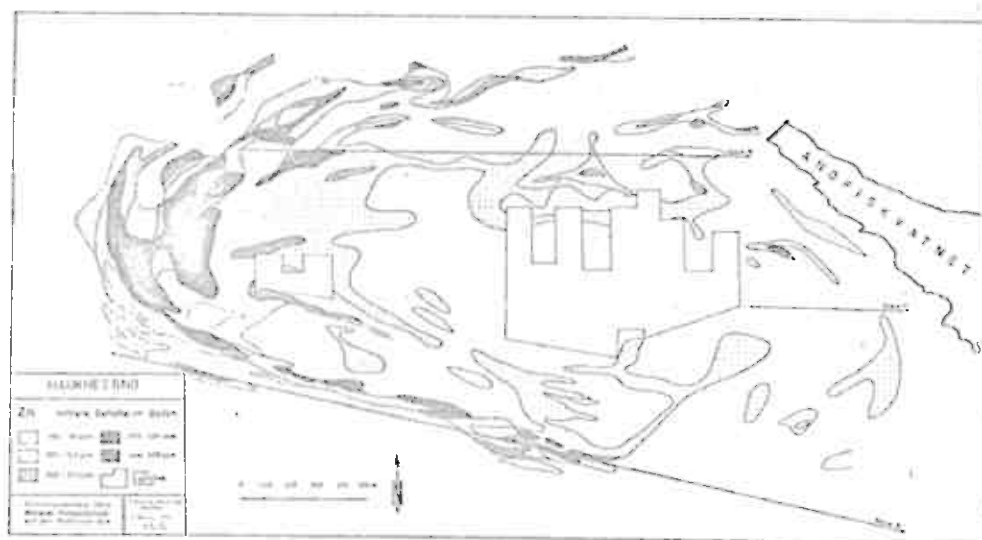


Abb. 12: Konzentrationskarten

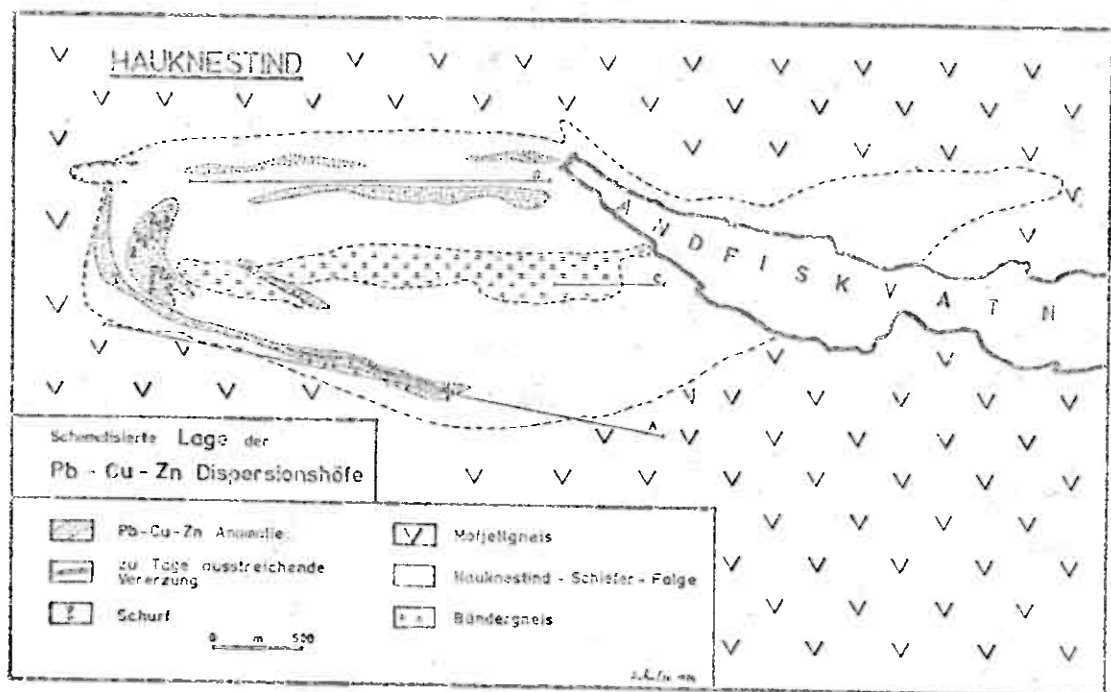


Abb. 13:

1.6. Geophysikalische Vermessungen

1.6.1. Vorbemerkungen und Methode

Wie die geochemischen Untersuchungen (Kap. 1.5.) dienten die geophysikalischen Untersuchungen allein dem Ziel, die geologische Kartierung in überdecktem Gelände abzusichern und mögliche Erzanreicherungen aufzufinden.

Die Vermessung erfolgte durch die Bleikvassli Gruber A.S., die Auswertung besorgte drs. A. KRUSE, die Leitung der Arbeiten im Gelände erfolgte durch den Verfasser. Die Ergebnisse wurden freundlicherweise für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt.

Die Vermessung wurde mit einem MINIGUN-Gerät der Fa. ABEM (Schweden) ausgeführt, das nach dem Slingram-Verfahren arbeitet. Die Meßanordnung besteht aus einem Sende- und Empfangsteil, die durch ein 40 m langes Kabel verbunden sind. Die Sendefrequenz beträgt 3.520 γ (Geräte-Konstante). Gemessen wird die Größe der magnetischen Sekundär-Felder gut leitender Inhomogenitäten des Gesteinsverbandes. Im Arbeitsgebiet sind solche besser als die Umgebung leitende Schichten meist Graphit-Schiefer, zum geringeren Teil Sulfid-führende Gneise. Eine Unterscheidung ohne Mitwirkung weiterer Untersuchungsmethoden ist nicht möglich. Da die im Arbeitsgebiet aufgefundenen Vererzungen durchweg keine Kompakterze,

sondern Imprägnationserze sind, bei denen die einzelnen (gut leitenden) Erzkörner mehr oder minder isoliert in den Silikaten bzw. Carbonaten eingebettet sind, treten sie bei dieser Meßmethode kaum oder gar nicht hervor. Dagegen sind die aufgefundenen Anomalien hervorragend geeignet zur Vervollständigung der geologischen Karte.

Vermessen wurde in der Regel entlang der gleichen Profillinien, die für die geochemische Probennahme verwendet wurden. Der Abstand der Meßpunkte betrug im Regelfall 20 m, im Bereich von Anomalien teilweise 10 m. Nicht vermessen wurde das Westende der Syncline (D-Profile). Zusätzlich vermessen wurde ein Teil der liegenden Mofjellgneise im Südosten der Karte.

1.6.2. Ergebnis und Bewertung der Vermessungen

Die meisten Anomalien lassen sich auf eine (z. T. über 5 Vol-% betragende) Graphit-Führung der Gneise und Glimmerschiefer zurückführen. Dies betrifft besonders den (schlecht aufgeschlossenen) Nordschenkel der Syncline. Während für die Ergänzung der geologischen Karte eine geophysikalische Profillinienkarte mit graphischer Darstellung von R und I (Real- und Imaginär-Komponente des Sekundärfeldes) verwendet wurde, zeigt Abb. 14 eine zusammenfassende Isanomalienkarte der Imaginär-Komponente, die einen besseren Kontrast als die Real-Komponente aufweist.

Der nördlichste Anomalienzug dieser Karte läßt sich dem Mofjellgneis zuordnen, der am Top reichlich Graphit-Schiefer enthält. Die nach Süden anschließende relativ neutrale Zone liegt im Bereich der unteren kalkreichen Abteilung der Hauknesind-Schiefer-Folge (vergl. Kap. 2.1.2.), die hier fast ausschließlich aus Kalksilikat-Gneisen aufgebaut wird. Darüber folgen nach Süden der (hier zweigeteilte) Haupt-Glimmerschiefer mit breit angelegten Anomalien. Dem nördlichen Teil lassen sich geochemische Anomalien zuordnen (Abb. 12), so daß hier eine gewisse Sulfid-Führung vorhanden sein muß, obwohl die geophysikalischen Anomalien überwiegend vom Graphitgehalt verursacht werden. Weiter nach Süden folgt die neutrale Zone der oberen kalkreichen Abteilung sowie das zentrale Anomaliengebiet des Bändergneises, der den Synklinenkern einnimmt. Auch er führt - ähnlich wie der Mofjellgneis - meist etwas Graphit.

Unklarer sind die Verhältnisse auf dem Südschenkel. Einerseits ist hier der Anteil Graphit-führender Gesteine geringer, andererseits zeigen die Kalksilikat-Gneise und Marmore der oberen kalkreichen Abteilung meist etwa hangparalleles Einfallen, so daß sie eine unverhältnismäßig große Ausstrichbreite erreichen. Die erste Anomalie südlich des Bändergneises im Westteil der Karte liegt über etwas Graphit-führenden Glimmerschiefern und -Gneisen. Ihr Zusammenfallen mit einer schwachen Zn-Anomalie läßt auch auf eine geringe Sulfid-Führung schließen.

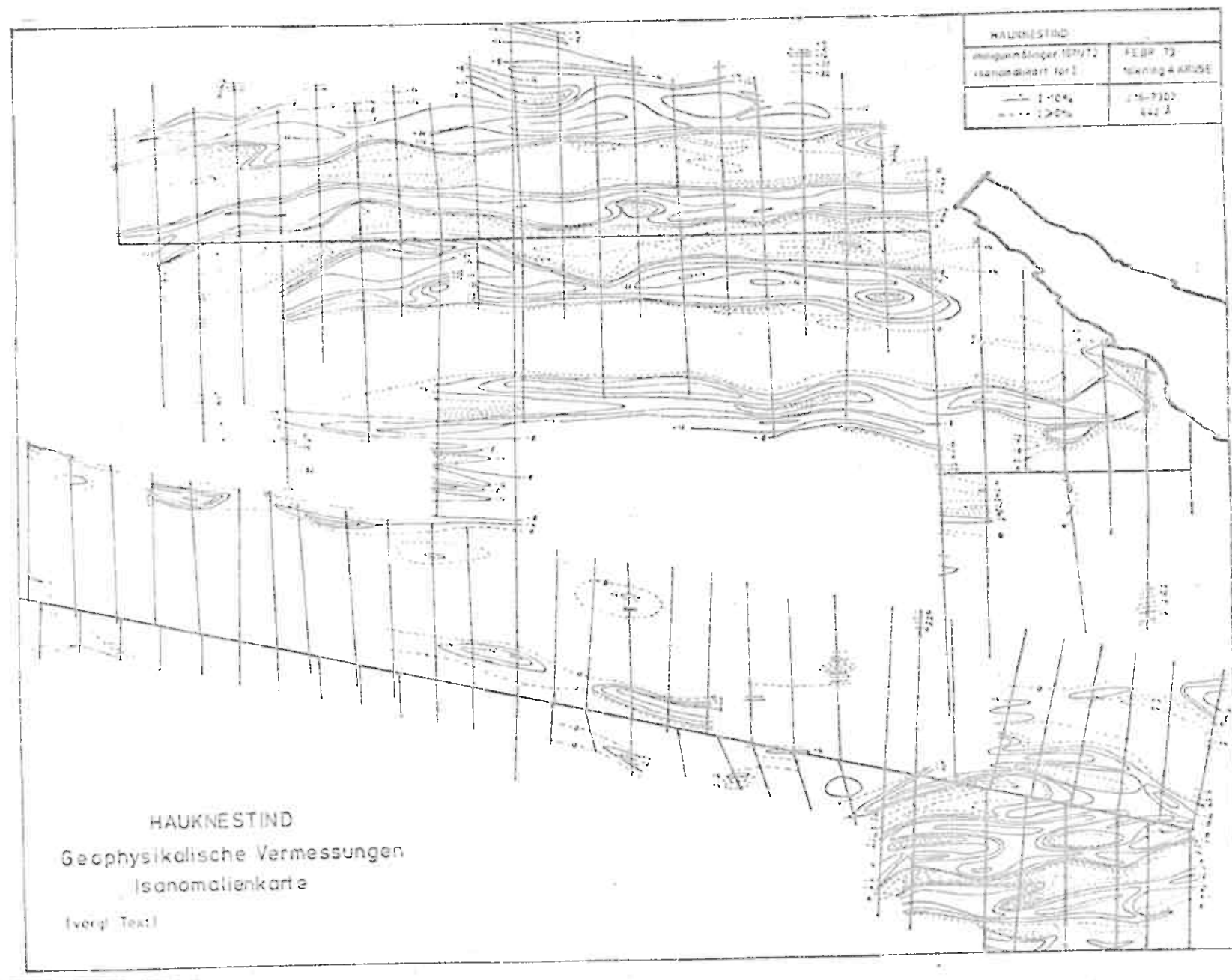
Die nach Osten anschließenden Anomalien haben hiermit nichts zu tun, sondern werden durch reine Graphit-Schiefer verursacht, die infolge von Spezialfaltung hier eine größere Ausstrichbreite aufweisen (vergl. geol. Karte).

Echte, wenn auch lokal begrenzte, Anomalien liegen auf dem Südschenkel unmittelbar nördlich der Basislinie A. Sie fallen zusammen mit kräftigen geochemischen Anomalien und liegen im Bereich zu Tage ausstreichender Verzerrung. Sie waren hier zu erwarten und ergeben keine neuen Gesichtspunkte (vergl. auch Abb. 13 zur Lage der Erzhorizonte).

Das ausgedehnte und komplizierte Anomaliengebiet im Südosten der Karte liegt ganz im Bereich des Mofjellgneises und außerhalb der hier interessierenden Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline.

Die geophysikalischen Untersuchungen tragen somit wenig zur direkten Prospektion bei, ihre Ergebnisse sind durch die hier vorhandenen Graphit-Schiefer stets mehrdeutig. Als Ergänzung der geologischen Kartierung in überdecktem Gelände sind sie jedoch besser geeignet als die geochemischen Untersuchungen und tragen wesentlich zur Absicherung der Vorstellung über den geologischen Bau des Arbeitsgebietes bei.

Abb. 14:



2. Geologie der HAUKNESTIND-ANDFISKVATN-SYNKLINE

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit Untersuchungen an einer geologisch geschlossenen Einheit, der HAUKNESTIND-ANDFISKVATN-SYNKLINE. Dies ist eine ca. 5,5 km lange und ca. 1,8 km breite Muldenstruktur mit Ost-West Ausrichtung der Muldenaxe. Sie wird aufgebaut von metamorphen Glimmerschiefern, Gneisen, Kalksilikat-Gneisen und Marmoren kaledonischen Alters.

Die geologische Geländeaufnahme wurde durchgeführt anhand von Luftbild-Vergrößerungen mit einem mittleren Maßstab von 1:2.500. Zur Auswertung wurden alle Eintragungen übertragen auf eine entzerrte und mit Höhenlinien im Abstand von 5 m versehenen Luftbildkarte im Maßstab von 1:5.000. Diese bildet die Grundlage für die Konstruktion maßstabgetreuer Querprofile. Die Fotokarte wurde 1972 erstellt von der Fa. Hjøllanger Widerøe A.S., Oslo im Auftrag der Bleikvassli Gruber A.S., von der sie freundlicherweise für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt wurde.

Zur petrographischen Bearbeitung wurden Gesteins- und Erzproben von der Oberfläche und aus Bohrkernen entnommen.

Die wesentliche Schwierigkeit bei der geologischen Interpretation besteht im Erkennen zusammengehöriger Gesteinsserien. Abgesehen von Quarz- und Feldspatreichen Gneisen sind insbesondere die Carbonat- und Kies/Graphit-führenden Gneise und Glimmerschiefer oberflächlich stark angewittert und unterscheiden sich makroskopisch wesentlich vom Gesteinsmaterial der Bohrkerne. Es wurden im Arbeitsgebiet insgesamt 1 220,20 Bohrmeter abgeteuft, und zwar 1971 zwei Bohrungen mit 47,60 m, 1972 vier Bohrungen mit 269,75 m und 1973 fünf Bohrungen mit 901,55 m. Zur petrographischen Bearbeitung gelangten dabei ausschließlich Kernproben der Bohrkampagne 1972 (von der Bohrkampagne 1973 wurden freundlicherweise die Kernbeschreibungen von Herrn drs. A. KRUSE, Bleikvassli Gruber A.S., zur Verfügung gestellt.) .

Zur Ergänzung der geologischen Untersuchungen wurden die in Kap. 1.5. und Kap. 1.6. beschriebenen geochemischen und geophysikalischen Untersuchungen herangezogen.

2.1. Lithostratigraphie

Die metamorphen Gesteine des Arbeitsgebietes erlauben keine echte stratigraphische Gliederung, da Fossilien und Relikte primärer Sedimenttexturen durch Metamorphose und Faltung zerstört wurden. In Kap. 1. wurde dargelegt, daß die Gesteine der kaledonischen Orogenese angehören.

Bei der regionalen geologischen Kartierung zwischen dem Rana-Fjord und der schwedischen Grenze wurde folgende Gliederung erarbeitet (KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969; FIEBIGER, 1971):

<u>Akersvatn</u> (KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969)	<u>Nordöstl. Rana-Fjord</u> (FIEBIGER, 1970)	<u>Hauknestind-Andfiskvaten</u> (SCHULZE, 1974)
Gneis-Glimmerschiefer Serie	Kobbernagl-Ramskartind Gneis-Folge	Bändergneis
Grenzmarmor	unterer Marmor	Hauknestind-Schiefer Folge
Übergangsserie	Akersvatn-Schiefer	
Grenzamphibolit	Grenzamphibolit	
Mofjellgneis	Mofjellgneis	Mofjellgneis

Tabelle 4: Lithostratigraphische Korrelationstabelle

Diese Gliederung mit dem Mofjellgneis als liegendstem Glied erklärt die Lagerungsverhältnisse in den erfaßten, ca. 500 km² großem Gebiet am einfachsten. Der Mangel an primären Strukturen erlaubt jedoch keinen Beweis dieser Hypothese, so daß theoretisch auch inverse Lagerung möglich wäre. Die lokalen Verhältnisse am Hauknestind ermöglichen keinen Beitrag zur Diskussion der allgemeinen Lagerungsverhältnisse. Die hier vorliegende Muldenstruktur ließe sich auch als invers liegende Sattelstruktur erklären.

Die bei der regionalen Kartierung benutzten Leithorizonte "Grenzamphibolit" zur Abgrenzung der Übergangsserie (Akersvatn-Schiefer) zum Liegenden und "Grenzmarmor" (unterer Marmor) zum Hangenden sind keine durchgehenden Horizonte. Der Grenzamphibolit ist die hangenste Amphibolit-Einschaltung des Mofjellgneises, gelegentlich zeigt er Übergänge zu unreinen Marmoren. Der Grenzmarmor zeigt besonders im Osten im Gebiet des Akersvatn gute Horizontbeständigkeit. Doch auch hier sind Übergänge zu unreinen Marmoren und Carbonat-reichen Amphiboliten zu beobachten. Eine exakte Korrelation mit der Hauknestind-Schiefer-Folge ist nicht möglich, der Position nach gehört er in die obere kalkreiche Abteilung.

Bändergneis		gebänderter Granat-Biotit Gneis
Hauknestind-Schiefer Folge	obere kalkreiche Abteilung	Dolomit-Marmore unreine Marmore Kalksilikat-Gneise Graphit-Schiefer Amphibolite
	Haupt-Glimmerschiefer	Graphit-Schiefer u. Gneise Disthen-Glimmergneise (Granat)-Glimmergneise Kalksilikat-Gneise Marmore
	untere kalkreiche Abteilung	Dolomit-Marmore Kalksilikat-Gneise Granat-Amphibolite Glimmergneise Sulfid-führender Quarzit
Mofjellgneis		(graphitischer) Quarz-Glimmerschiefer (insbes. am Top) grobkörnige Glimmergneise " Granat-Glimmergneise " Amphibol-Glimmergneise " Amphibolite

Tabelle 5: Vertikale Gliederung der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinalen

2.1.1. Mofjellgneis

Im Arbeitsgebiet bildet der Mofjellgneis das Liegende und somit den Rahmen der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinalen. Regional ist er weit verbreitet und baut mächtige Gneisserien an der Basis der kaledonisch gefalteten Gesteine in Rana auf. Die bisweilen mit Fachkollegen diskutierte Möglichkeit eines präkaledonischen Grundgebirgsaufbruches ist nicht von der Hand zu weisen, läßt sich jedoch bislang nicht belegen.

Der typische Mofjellgneis ist ein hellgrauer, massiger, kaum geschieferter und geklüfteter Gneis. Frische Bruchflächen sind hellweiß bis hellgrau, oberflächliche Verwitterung läßt sehr charakteristische gelborange und grünorange Farben entstehen.

Hauptminerale sind meist zonarer Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Kalifeldspat mit und ohne Mikroklingitterung, Muskovit und Biotit. Die Muskovit-Tafeln sind stets größer als die nur wenige Zehntel mm großen Biotit-Schuppen. Granat tritt in wechselnder Menge auf, die Korngröße kann mehrere cm erreichen. Verbreitete Akzessorien sind Apatit, Klinkzoisit und Titanit. Letztere zeigen idiomorphe Ausbildung bei Korngrößen um 100 μ . Disthen kommt gelegentlich

in untergeordneter Menge in Vergesellschaftung mit Muskovit vor.

Im oberen Teil des Mofjellgneises sind zunehmend Amphibol-führende Gesteine eingeschaltet, ohne daß sich jedoch durchgehende Horizonte auskartieren ließen. Besonders für den Südwestteil des Arbeitsgebietes sind mittelkörnige, Plagioklas-führende Zoisit-Amphibolite charakteristisch. Die mm-großen β -Zoisite sind poikiloblastisch mit Plagioklas verwachsen, der im Gegensatz zum Plagioklas des Grundgewebes nie verzwillingt ist. Akzessorisch tritt etwas Klink-Zoisit auf. Daneben gibt es ebenfalls quarzfreie Amphibolite, die neben den oben genannten Mineralen noch diopsidischen Pyroxenen sowie als Akzessorien Titanit und Apatit führen.

Der Mofjellgneis wird allgemein als Meta-Arkose angesehen. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen widersprechen diesem Befund nicht. Auf das Problem der Amphibolite wird im nächsten Kapitel eingegangen.

Zum Hangenden geht der Mofjellgneis - besonders im Norden und Westen der Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline - über in einen meist graphitischen Quarz-Glimmerschiefer. Im Gegensatz zum "eigentlichen" Mofjellgneis ist er gut geschiefert und geklüftet und zeigt meist plattige Absonderung. Die Verwitterungsfarben sind fleckig-dunkelbraun. Infolge des Graphit-Gehaltes tritt er bei den geophysikalischen Vermessungen gut hervor und läßt sich somit auch im überdecktem Gelände verfolgen (Kap. 1.6.). Gegen den hangenden Kalksilikat-Gneis bildet er am Nordschenkel der Synkline eine Geländekante.

Kennzeichnend für den Quarz-Glimmerschiefer ist sein hoher Quarzgehalt (über 50 %). Im mm - Bereich wechseln Quarz-reiche mit Biotit-reichen Lagen. Vorzugsweise in letzteren sind Plagioklas, β -Zoisit und überwiegend Magnetkies als opakes Mineral. Akzessorien sind Graphit, Titanit und Apatit.

2.1.2. Hauknestind-Schiefer-Folge

Meist ohne scharfe, definierbare Grenze folgt über dem Mofjellgneis die Hauknestind-Schiefer-Folge.

Der in Kap. 2.1. beschriebene Grenzamphibolit tritt im Arbeitsgebiet nur räumlich begrenzt an der Südflanke der Synkline auf. Diese Amphibolite an der Basis der Hauknestind-Schiefer-Folge werden daher nicht als selbständiges Glied behandelt, sondern mit in die größere Einheit hereingenommen. Petrographisch entsprechen sie den höher in der Abfolge gelegenen Amphiboliten.

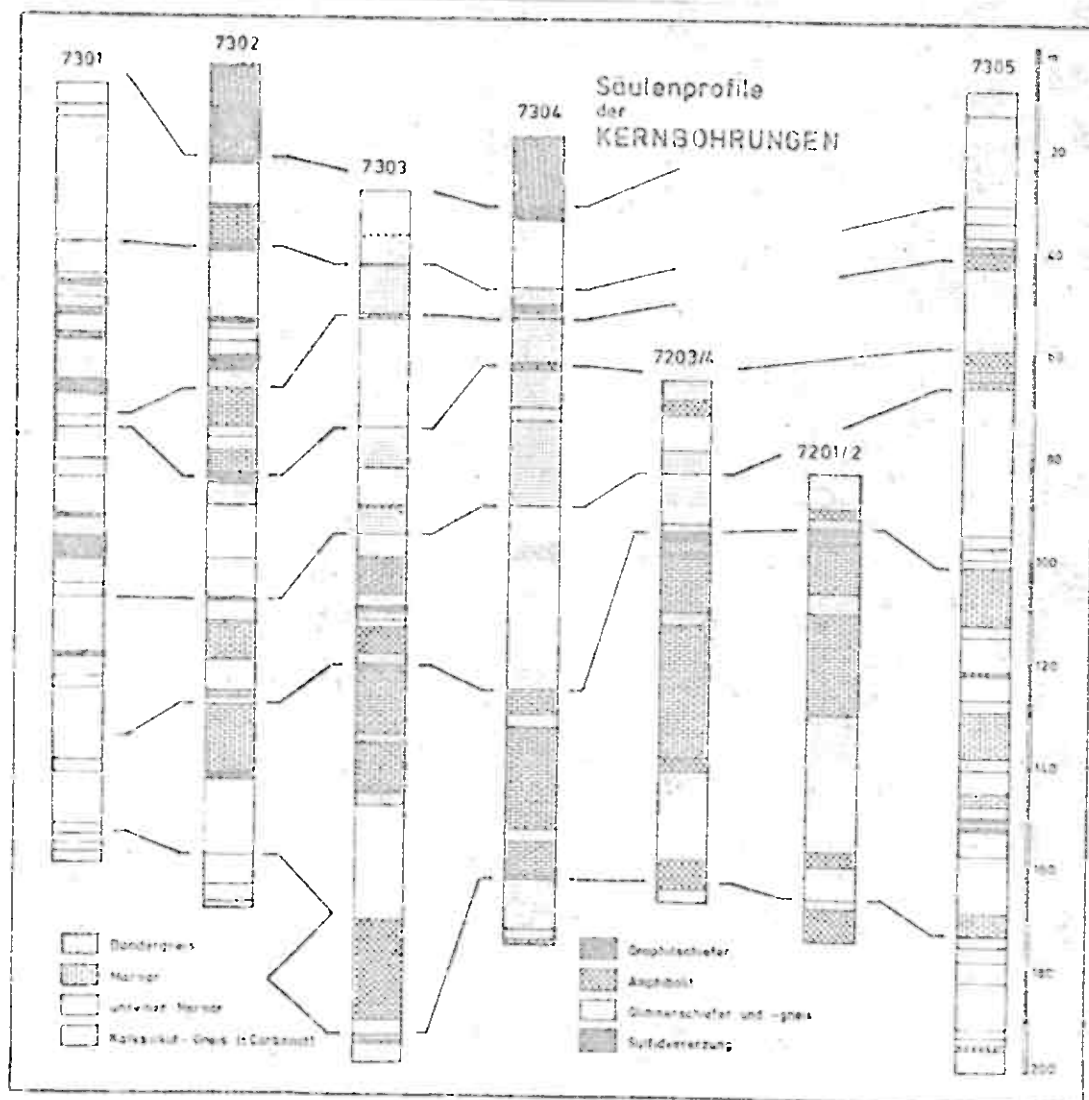


Abb. 15: Schematisierte Darstellung der Bohrkernbeschreibungen von Hauknestind.

Die Lage der Bohrungen ist auf der geologischen Karte eingetragen. Die hier versuchte Korrelation der einzelnen Bohrungen soll das Verständnis erleichtern. Einzelne Schichtglieder können durch Faltung wiederholt, aber auch infolge Fazieswechsel durch andere vertreten werden. So unterscheiden sich die unreinen Marmore nur durch das Verhältnis der Menge der Kalksilikate zu dem der Carbonate und Felspat/Quarz von den Kalksilikat-Gneisen.

Die Amphibolite sind linsenförmige Körper von einigen Hundert Meter Ausdehnung.

Im Westen (Bohrungen 7301, 7302, 7303) fällt der hohe Anteil von Gneisen und Glimmerschiefern auf, der noch deutlicher auf der geologischen Karte hervortritt.

Trotz großer petrographischer Vielgestaltigkeit läßt sich die Hauknestind-Schiefer-Folge nicht in weitere, exakt gegeneinander abgrenzbare Teileinheiten untergliedern. Die einzelnen Schichtglieder sind wenig horizontalbeständig, sie keilen lateral rasch aus oder werden durch andere Gesteine faziell vertreten. Eine auf dem Nordschenkel der Syncline durchgeführte Gliederung in Kalk- und Glimmerschiefer-reiche Glieder läßt sich weder mit dem Südschenkel noch mit dem Ostteil noch mit Bohrkernen aus den Kernbohrungen korrelieren. Bestehen bleibt eine Tendenz zu einer Carbonat- und Kalksilikat-reichen unteren und oberen Abteilung mit einer zwischengeschalteten Glimmerschiefer-reichen Abteilung.

Kennzeichnend für die Hauknestind-Schiefer-Folge ist ihr Reichtum an Carbonat- und Silikat-Gesteinen. Den gerollen Aufbau gibt die geologische Karte wider, den raschen petrographischen Wechsel verdeutlicht das Stülendiagramm der Kernbohrungen (Abb. 15).

Auf dem Südschenkel sind Dolomit-Marmore das beherrschende Gestein der unteren kalkreichen Abteilung. Der Calcit-Anteil liegt bei allen untersuchten Proben (röntgenographisch und durch Anfärben) unter 5 %. Die Marmore bauen helle, massige Blöcke auf. Eine interne Faltung im cm-dcm-Bereich wird gelegentlich sichtbar durch dünne, von Graphit grau gefärbte Blättchen. Neben Dolomit, der ein ausgeprägtes mosaikartige Rekristallisationsgefüge zeigt, treten als Akzessorien Tremolit, Hellglimmer (vern. Muskovit), Apatit, Sulfide und Graphit, gelegentlich auf Kalifeldspat, auf. Quarz fehlt in reinen Marmoren.

Lateral können die Marmore durch Kalksilikat-Gneise vertreten werden. Auch vertikal können allmähliche Übergänge über mehrere Meter an Kernmaterial beobachtet werden. Doch gibt es auch scharfe Grenzen, wo Marmor abrupt an Gneis oder Amphibolit grenzt.

Die petrographische Variationsbreite reicht von praktisch reinen Dolomit-Marmoren über unreine Marmore und Kalksilikat-Gneise bis zu reinen Pyroxeniten. Dabei nimmt der Quarz- und Feldspatanteil zu, während der Carbonatanteil zurückgeht. Die unreinen Marmore und Kalksilikat-Gneise sind helle, durch den Pyroxenanteil oft grünlich gefärbte, massige Gesteine. Das Carbonat ist lokal unterschiedlich, entweder überwiegend Calcit oder überwiegend Dolomit. Für diese nur an wenigen Proben durchgeführte Diagnose spricht auch die Feldbeobachtung, wonach diese Gesteine einmal oberflächlich zu lockeren Grus verwittern, an anderen Stellen von der Verwitterung jedoch kaum angegriffen sind. Sie können sogar ebenso wie die Dolomit-Marmore Geländekanten bilden.

Als unreine Marmore werden Gneise bezeichnet, die neben Carbonat, Quarz und Feldspat in erheblichen Umfang diopsidischen Pyroxen und Zoisit führen. Dazu treten Biotit, Titanit, Apatit, Sulfid und meist etwas Kline-Zoisit und Graphit, bei einigen Proben auch Skapolith.

Die Kalksilikat-Gneise sind bei sonst gleicher Mineralführung Carbonat-frei. Bei Feldspat tritt der Kalifeldspat zugunsten des Plagioklas stark zurück. Quarz und Kline-Zoisit sind etwas reichlicher vorhanden.

Diese Gesteine sind verbreitet auf dem Nordflügel der Mulde sowie in der oberen kalkreichen Abteilung des Südflügels.

Als seltenere Sonderentwicklung wurde beobachtet Titanit-reiche Pyroxenite mit akzessorischen Biotit, Apatit und Kies, Carbonat-führende Pyroxenite, Carbonat- und Zoisit-führende Pyroxen-Tremolit-Felse sowie Sulfid-reiche Tremolit-führende Marmore.

In die oben beschriebenen Marmore und Gneise sind geringmächtige, + linsenförmige Körper von Amphibol-Gneisen und Amphiboliten eingeschaltet. Aufgrund des vorliegenden Beobachtungsmaterials kann nicht entschieden werden, ob der Linsencharakter primär ist, ob primär horizontbeständige Lager tektonisch zerrissen und sekundär lokal angehäuft wurden oder ob - ähnlich wie bei den Marmor - ein rascher horizontaler Fazieswechsel die Amphibolite in unreinen Marmore übergehen läßt. Vermutlich sind alle drei Faktoren beteiligt. Ebenso wenig ist eine bevorzugte Stellung im Profil ersichtlich, wenn man vom Auftreten der Amphibolite an der Basis der Hauknestind-Schiefer-Folge am Südschenkel der Synklinalen absieht, die dem "Grenzamphibolit" gleichgestellt werden.

Die Amphibolite sind dunkelgrüne bis schwarzgrüne, feinkörnige und gut geschieferter Gesteine. Höherer Quarz- und/oder Feldspatgehalt läßt sie hell gesprenkelt erscheinen. Die Pyroxen-führende Gneise dagegen sind viel heller und grobkörniger. Da ihnen Schieferung fast völlig fehlt, erscheinen sie stets massig.

Neben gemeiner Hornblende (vermutlich mit überwiegend tschermakischer Komponente, TRÜGER, 1969, Teil II, 471) ist Plagioklas die Hauptkomponente. Anstelle oder neben Plagioklas kann Quarz und/oder Kalifeldspat auftreten. Biotit und Granat finden sich in wechselnder Menge, gelegentlich bis ca. 20 %. Akzessorien sind Kline-Zoisit, Titanit, Apatit und Erz. Die Opak-Mineralien sind überwiegend Eisen (Titan)oxide wie Ilmenit, Magnetit, Hämatit und untergeordnet Magnetkies (vergl. Kap. 3.2.2.18. - 3.2.2.20).

Mikroskopisch können durch das Auftreten von diopsidischen Pyroxen und von Zoisit drei Typen unterschieden werden (Tab. 6): Diopsid- und Zoisit-führende Amphibolite, Zoisit-führende Amphibolite und Diopsid-Zoisit-freie Amphibolite. Eine systematische Verteilung im Feld ist nicht erkennbar, doch ist dafür vermutlich die Probenzahl auch zu gering (18 Dünnschliffe).

Dem oberen Teil des Dolomit-Marmors der unteren kalkreichen Abteilung des Südschenkels ist eine über ca. 1.000 m aushaltende 0.5 - 1.00 m mächtige Granat-Biotit-Schiefer Bank eingeschaltet, die durch ihre cm-großen Granate auffällt. Petrographisch entspricht sie dem Mofjellgneis (Quarz-Plagioklas-Biotit-Granat-Gneis mit Apatit und Sulfid als Akzessorien), doch ist ihr Biotit- und Granatgehalt ungleich höher. Doch da auch dieser Biotit-Granat-Schiefer weder auf dem Nordflügel noch in allen Kernbohrungen gefunden wurde, kann er nicht als stratigraphischer Bezugshorizont verwendet werden.

Die beiden kalkreichen Abteilungen werden untergliedert durch eine Glimmerschiefer-reiche Abteilung (Haupt-Glimmerschiefer), wobei - wie bereits eingangs bemerkt - in der Regel keine scharfe Abgrenzung möglich ist. Petrographisch die gleiche Ausbildung zeigen die Glimmerschiefer am Top des Mofjellgneises und am Top der Hauknestind-Schiefer-Folge direkt unterhalb des hangenden Bändergneises.

Kalkreiche Einschaltungen in die Glimmerschiefer entsprechen den oben charakterisierten Typen, lediglich reine Marmore treten stark zurück.

Im Feld bilden die Glimmerschiefer meist Geländekanten gegen die Marmore und Kalksilikat-Gneise. Im Gegensatz zum Mofjellgneis sind sie relativ gut geschiefert mit plattiger bis dünnbankiger Absonderung und von dunkel graubrauner Farbe. Auch frische Bruchflächen sind infolge des etwas höheren Gehaltes an Biotit, Zoisit und Graphit stets dunkler, teils mit grünlichem Stich.

Wichtigstes Kennzeichen der Quarzglimmerschiefer ist ihr Quarzreichtum und ihr Graphitgehalt. Letzterer ist oft so hoch, daß er die Finger schwärzt. Besonders auf dem Nordflügel der Synklinalität verursacht er kräftige geophysikalische Anomalien. Durch das Auftreten bzw. Fehlen von Skapolith können mikroskopisch zwei Typen unterschieden werden. Dabei ist hier ebensowenig eine systematische Verteilung erkennbar wie bei den Amphiboliten. Hauptgemengteile sind Quarz und Biotit, dazu treten Plagioklas, Zoisit (Skapolith), und opake Minerale (ganz überwiegend Magnetkies und Graphit). Akzessorien sind Kalifeldspat, Klino-Zoisit, Titanit und Apatit.

Ungeklärt ist die Stellung einer ca. 800 m langen und max. 35 m mächtigen Einschaltung von hellen, feinkörnigen, massigen Gneis, wie er häufig im liegenden Mofjellgneis angetroffen wird. Er führt als Hauptkomponente Mikroklin, dazu treten Quarz, Biotit, Hellglimmer, etwas feinkörniger Granat und akzessorisch Klino-Zoisit, Titanit, Apatit und Erz.

Untergeordnet finden sich auch geringmächtige Lagen von dunklen Granat-Biotit-Schiefer und Granat-Glimmergneis.

Im Westen, wo der Kern der Synkline zu Tage ausstreicht, hat sich Charakter und Beschaffenheit der Gesteinsabfolge grundlegend geändert. Carbonat-führende Gneise und Kalksilikat-Gneise treten nur noch sporadisch auf, die gesamte Mächtigkeit der Hauknestind-Schiefer-Folge wird fast ausschließlich von der Glimmerschiefer-reichen Abteilung eingenommen, die hier eine besondere petrographische Ausbildung aufweist. Es sind helle Glimmergneise, die deutlich besser geschiefert und geklüftet sind als die Mofjellgneise. Petrographisch handelt es sich um Quarz-Plagioklas-Glimmer (verm. Phlogopit)-Gneise, die z. T. Disthen und Zoisit sowie akzessorisch Apatit führen. Dazu kann ein beträchtlicher Sulfidgehalt treten, der in Kap. 3.2.2. und 3.2.4. behandelt wird. Auffallend ist der Mangel an Klno-Zoisit und Titanit.

Das Fehlen der kalkreichen Gesteine wird auf sekundäre, durch die Faltung bedingte Prozesse zurückgeführt. Dafür spricht auch das isolierte Auftreten einzelner Marmorschollen, die als inkomponente Schichten zwischen den kompetenten Gneisen während der Tektonogenese zerlegt wurden.

2.1.3. Bändergneis

Der Bändergneis folgt mit scharfer Grenze über den 5 - 10 m mächtigen graphitischen Quarz-Glimmerschiefern am Top der Hauknestind-Schiefer-Folge. Er nimmt den zentralen Teil der Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline ein und ist das hangenste Gestein des Arbeitsgebietes.

Infolge seiner guten Beständigkeit gegen Verwitterung bildet er eine relative Verflachung bzw. Stufe im Berghang, die häufig mit kleinen Mooren bedeckt ist. Er umfaßt eine monotone Serie aus dunkelgrauen, grobkörnigen, gebänderten Granat-Glimmergneisen. Die undeutliche Bänderung wird hervorgerufen durch Biotit- bzw. Feldspat-reiche Lagen im mm-cm-Bereich. Gelegentlich geht er über in grauen, feinkörnigen Quarz-reichen Biotit-Gneis mit deutlichem Graphitgehalt. Meist geschieht dies in Verbindung mit Rostzonen. Aufgefundene geophysikalische Anomalien werden auf solche Zonen zurückgeführt.

Im Grundgewebe aus Mikroklin, Quarz und etwas Plagioklas ist lagenweise Biotit und Granat sowie wenig Graphit angereichert. Akzessorisch treten Muskovit, Titanit, Apatit und Zirkon auf. Die zahlreichen pleochroitischen Höfe im Biotit werden vermutlich durch Orthit hervorgerufen. Biotit und Graphit sind sehr gut eingeregelt, die Granate sind oft zerbrochen und parallel zur Schieferung ausgewalzt.

2.1.4. Diskordante Gesteinskörper

2.1.4.1. Pseudo-Pegmatite

In allen bisher beschriebenen Gesteinen können diskordant oder konkordant, z. T. auch eingefaltet, cm-m mächtige, helle, grob- bis riesenkörnige Gänge auftreten, die als Pseudo-Pegmatite bezeichnet werden. Auf ihre Fehldeutung als "Granite" durch HOLMSEN (1932) und BEETZ (1934) wurde bereits in Kap. 1.3. bzw. 1.4. hingewiesen.

Hauptminerale sind Quarz, Mikroklin, Plagioklas (Oligoklas) und Heilglimmer. Akzessorisch treten hinzu Biotit, Granat, Apatit und Zirkon.

Aus dem Gebiet des Akersvatn (ca. 10 - 15 km im Südosten des Arbeitsgebietes) sind dem Verfasser mehrere m bis Zehner m mächtige Pseudo-Pegmatite bekannt, die bei gleicher petrographischer Zusammensetzung zumindest der Hauptkomponenten über Hunderte von Meter diskordant die unterschiedlichsten Wirtsgesteine durchschlagen. Einerseits ist schwer vorstellbar, daß diese Pseudo-Pegmatite mit etwa granitischer Zusammensetzung direkte Mobilisate des Wirtsgesteins sind, wenn dieses z. B. ein Marmor ohne nennenswerte Verunreinigung ist. Andererseits kann gelegentlich beobachtet werden, daß dem große Schollen des Nebengesteins in den Pegmatiten schwimmen, wobei das Planargefüge der isolierten Schollen und das des Nebengesteins vollständig übereinstimmen. Der Mechanismus dieser Platznahme ist dabei ebenso schwer vorstellbar. Einschränkung muß allerdings bemerkt werden, daß der sichere Nachweis der Isolation solcher Schollen aufgrund des zweidimensionalen Aufschlußbildes nicht geführt werden kann.

Es können drei Typen dieser Pseudo-Pegmatite unterschieden werden:

1. "Jüngere" diskordante bis konkordante Gänge
2. Eingefaltete Gänge
3. Kleine Linsen und Augen, die oft nur Quarzausschwitzungen des Nebengesteins sind.

Zwischen 2. und 3. bestehen Übergänge, die eingefalteten Gänge können auch diskordante Teile haben.

BUGGE (1948, 111) deutete diese Gänge - dabei bezieht er auch die weitere Umgebung des Arbeitsgebietes mit in seine Betrachtungen ein - teils als granitische bis trondhjemitische Intrusionsgänge auf Klüften und Spalten, teils als metasomatische Verdrängung der Gneise. Diese sollen während der Orogenese im Bereich der vordersten Migmatitfront gelegen haben. Bereiche ohne diese Gänge gehören nach BUGGE in ein etwas höheres Stockwerk. Dabei fordert er eine genetische Beziehung zwischen den zahlreichen Sulfidvorkommen und den Pseudo-Pegmatiten, die er als Erzbringer ansieht.

Nach WINKLER (1967, 174, 177) sind metamorphe Gesteine der hochgradigen Amphibolitfazies eng vergesellschaftet mit Migmatiten. Die Art und Menge der dabei anatektisch gebildeten Schmelze ist neben den physikalischen Zustandsbedingungen abhängig von der Zusammensetzung des Muttergesteins. Da diese Abhängigkeit im weiteren Arbeitsgebiet durch die Feldbeobachtung widerlegt wird und da andererseits mindestens ein Teil der Gänge tektonischen Richtungen zu folgen scheint, wird gefolgert, daß die Pseudo-Pegmatite zwar Produkte anatektischer Schmelzbildung sind, daß sie aber nicht in situ gebildet wurden, sondern einem tieferen Stockwerk mit geeignetem Gesteinsmaterial entstammen. Die eigentliche Migmatitfront liegt damit im Gegensatz zur Annahme von BUGGE (1948) wesentlich tiefer als die heute aufgeschlossenen Gesteine. Eine Beteiligung magmatischer Schmelze ist dabei nicht erforderlich.

Ähnliche Verhältnisse beschreibt v. RAUMER (1973) aus dem Odenwald, allerdings ist dort der Metamorphosegrad (belegt durch die Instabilität von Quarz + Muskovit sowie dem Auftreten von Andalusit und Sillimanit) etwas höher.

2.1.4.2. Metamorphe ultrabasische Gesteine

Im Arbeitsgebiet liegen einige, gegen das Nebengestein scharf abgegrenzte Gesteinskörper mit rundlichen bis ovalen Ausblößen an der Oberfläche. Dabei sind die kleinsten nur 2 - 3 m² groß. Da sie relative Hirtlinge bilden, sind sie gut vom Nebengestein unterscheidbar. Unklar ist ihre Fortsetzung zur Tiefe.

Sie werden in der weiteren Umgebung mit ähnlicher Ausbildung erwähnt von HOLMSEN (1932), und FIEBIGER (1971). Als Minerale treten auf Talk und Dolomit sowie Tremolit, Zoisit und etwas Diopsid. FIEBIGER (1971) erwähnt auch Olivin.

SAAGER (1966) vermutet einen Zusammenhang mit den Talkgruben bei Altamarken auf der Nordwest-Seite des Rana-Fjordes, wo größere Talk- und Serpentin Körper auftreten. In der vorliegenden Arbeit sind zu diesem Phänomen keine weiteren Untersuchungen angestellt worden.

2.2. Tektonik

2.2.1. Vorbemerkungen

Es wurde bereits in Kap. 2.1. dargelegt, daß infolge der Abwesenheit aller primären Sedimenttexturen eine stratigraphische Gliederung nicht möglich ist. Die tektonische Analyse der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinalen stützt sich auf die in Tab. 4 und 5 angegebene Abfolge, der eindeutige Beweis für die Richtigkeit dieser Abfolge kann jedoch nicht geliefert werden.

Die hier verwendeten Begriffe "Synklinal" und "Antiklinal" bzw. "Mulde" und "Sattel" sind -streng genommen- nicht statthaft, da sie die Kenntnis der allgemeinen Lagerungsverhältnisse voraussetzen. In Skandinavien ist an ihrer Stelle die Bezeichnung "Synform" und "Antiform" gebräuchlich, die lediglich eine tektonisch einmeßbare Form beschreiben, die Lagerungsverhältnisse aber offen lassen. Vom Gebrauch dieser Ausdrücke wurde hier Abstand genommen, doch sind die verwendeten Begriffe in diesem Sinne zu verstehen.

Die wesentlichen, im Gelände beobachtbaren tektonischen Elemente sind Schieferung, Schichtung und Klüftung. Die Ausbildung der Schieferung ist stark materialabhängig. In Marmoren fehlt sie fast völlig, in den Kalksilikat-Gneisen und Quarz- und Feldspat-reichen Glimmergneisen ist sie undeutlich und weitständig ausgebildet. Gut und engständig ist sie in den Amphiboliten, Graphit-Schiefern und Glimmer-reichen Quarz-Glimmerschiefern. Soweit überhaupt feststellbar, ist sie stets parallel zur Schichtung angelegt. Diese wird dokumentiert durch primären vertikalen Materialwechsel, z. B. zwischen den heutigen Marmoren und Glimmergneisen, den Kalksilikat-Gneisen und Amphiboliten, zwischen Gneisen und Graphit-Schiefern. Nicht auf primärer sedimentärer Schichtung beruht dagegen der Materialwechsel zwischen dem Sulfid-führendem Quarzit und dem unterlagernden Dolomit-Marmor des Südschenkels.

Gut ausgeprägt ist in der Regel die Klüftung des Gesteins, die nur in den Marmoren und Kalksilikat-Gneisen zurücktritt. Die Größe einzelner Klüfte reicht von wenigen cm bis zu Zehner m. Die größeren zeigen gelegentlich einen Bewegungsharnisch, auf dem Bewegungsrichtung anhand von Rutschstriemung abgelesen werden kann. Klüftverheilung durch Quarz oder Calcit ist dagegen selten.

Gelegentlich lassen sich auch b-Axen von Kleinfalten einmessen. Häufig ist auf den Schieferungsflächen eine Runzelung sichtbar. Dabei kann es sich um die Schnittkante der ersten Schieferung mit einer zweiten Schieferung (Schubklüftung) handeln. Dies wurde jedoch nirgends beobachtet, so daß die Runzelung als Fältelung der Schieferungsflächen angesehen wird.

2.2.2. Tektonische Übersicht

Großräumig liegt das Arbeitsgebiet in der Rödingsfjell-Decke, die nach Osten auf die niedermetamorphe Seve-Decke aufgeschoben ist (KULLING, 1955). Diese Überschiebungsbahn liegt ca. 50 km weiter im Osten bereits auf schwedischem Gebiet. Charakteristisch für die Rödingsfjelldecke ist eine intensive, weiträumige Faltung, die zusammen mit der Regionalmetamorphose der kaledonischen Orogenese zugeschrieben wird. Eine postgenetische jüngere Faltung konnte nicht gefunden werden. Ebenso fehlt eine jüngere Bruchtektonik, wenn von lokalen Sprüngen mit unbedeutenden Versetzungsbeträgen abgesehen wird. Wesentlich sind jedoch Bereiche mit intensiver Isoklinalfaltung, wodurch die scheinbare Mächtigkeit einzelner Gesteinsserien um ein vielfaches anschwillt. Dies ist der Fall im gesamten Bereich der Mofjell-Antiklinal, deren Länge ca. 20 km beträgt. Die Axenebenen sind manchmal parallel zur b-Axe verbogen, so daß innerhalb der

gleichen Falte entgegengesetzte Vergenzen auftreten.

Diese großen Faltsysteme (Abb. 16) werden begleitet von Kleinfaltung im m- bis Zehner m-Bereich. Diese können von der Großfaltung abweichende Richtungen aufweisen. Bislang kann dabei nicht entschieden werden, ob es sich um eine ein- oder mehraktige Prägung handelt.

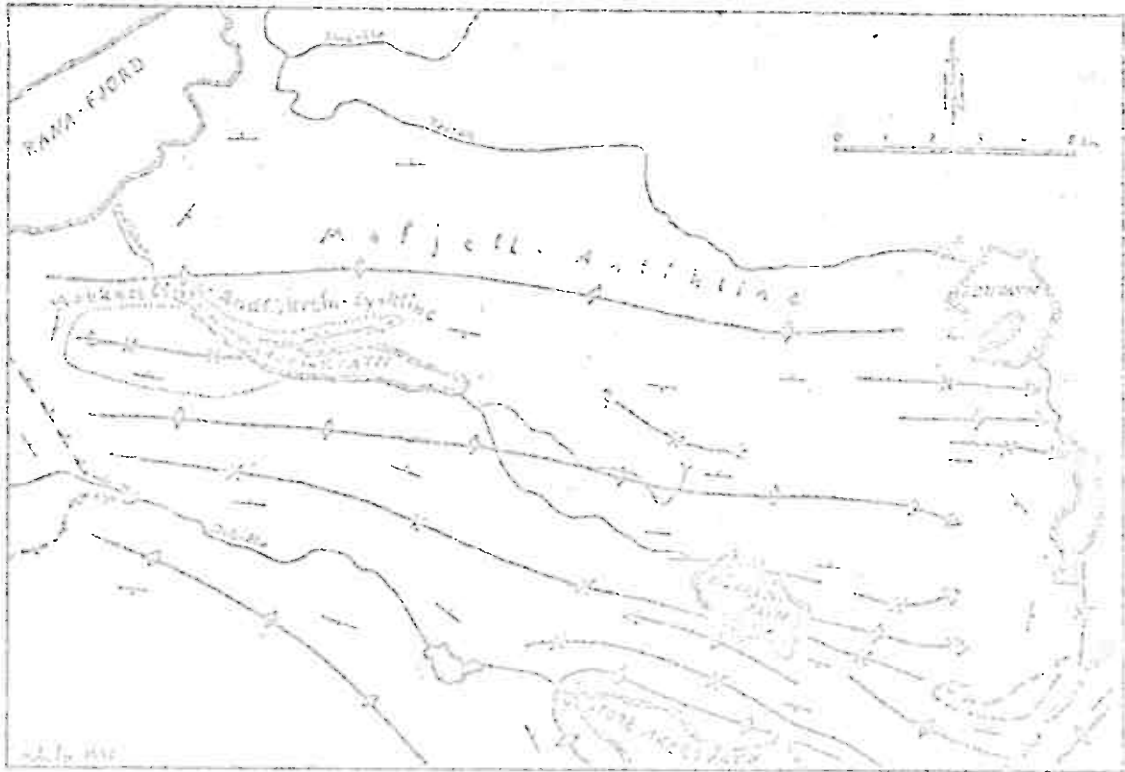


Abb. 16: Tektonische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Rana-Fjord und Østre Mofjell.

Umgezeichnet nach KLEINE-HERING, 1969; FIEBIGER, 1971 und eigenen Beobachtungen.

Metamorph überprägte Störungszonen gliedern die Faltsysteme in größere tektonische Einheiten. Die Bewegungsbahnen folgen gern relativ inkompetenten Schichtgliedern wie Marmoren oder Graphit-Schiefern. Ihr Einfallen ist meist flach, doch kann infolge mangelnder Bezugshorizonte nicht angegeben werden, ob es sich um Ab- oder Aufschiebungen handelt. Solche größeren Störungszonen trennen z. B. die Dalselv-Veten-Einheit von der Mofjell-Rostaffjell-Einheit (FIEBIGER, 1971), zu der das Arbeitsgebiet gehört. Ein weiteres Beispiel ist die flache Störungszone zwischen Akersvatn-Einheit und Graessfjell-Einheit südlich des Akersvatn (KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969).

2.2.3. Tektonik der Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline

Die tektonisch beherrschende Struktur einer an beiden Enden aushebenden Synkline wird bereits durch das geologische Kartenbild dokumentiert. Das Ausheben im Westen wird zusätzlich durch im Gelände hervorragend zu verfolgendem umlaufenden Streichen belegt.

Zur gefügekundlichen Auswertung wurden Schieferung, Lineare (ganz überwiegend Runzelung der Schieferungsflächen), Klüftung sowie einige b-Axen von Kleinfalten gemessen. Die Darstellung auf den Gefügediagrammen und Klüftrosen beruhen auf

1.674 Messungen von Schieferung (sf)
 554 Messungen von Linearen (B)
 376 Messungen von Klüften
 2.604 Messungen

Dabei zeigt sich, daß Schieferung, Lineation und Klüftung eng miteinander verknüpft sind.

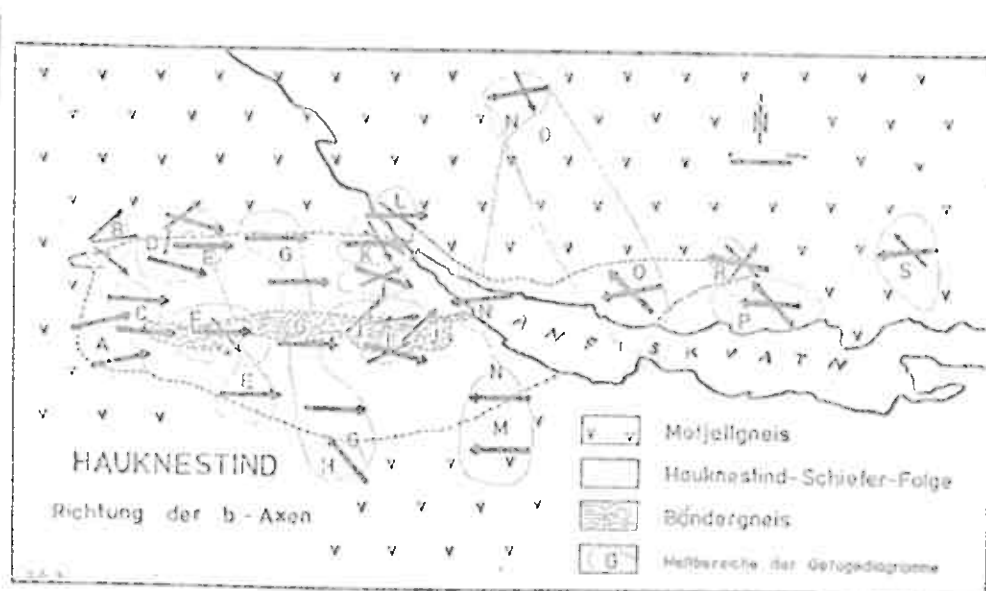


Abb. 17: Faltenachsen im Bereich der Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline

Die hier eingetragenen Faltenrichtungen wurden durch Auswertung der Messungen von Schieferung und Lineation auf dem Schmidt'schen Netz gewonnen. Die einzelnen Diagramme sind auf den folgenden Tafeln wiedergegeben, die zugehörigen Meßbereiche sind obiger Karte zu entnehmen (vergl. Text).

Die Richtung der Hauptaxe schwankt nur wenig, sie ist in fast allen Diagrammen erkennbar. Das Häufigkeitsmaximum der Lineationen stimmt gut mit der Hauptfaltenrichtung überein, meist ist seine Aussage sogar klarer. Wo die Messungen der Schieferungsflächen auf einer Flanke der Synkline liegen (was aus räumlichen Gründen meist der Fall ist), ordnen sich die Flächenpole der Schieferungsflächen nicht entlang des \overline{W} -Kreises, sondern bilden ein einzelnes, + konzentrisches Maximum (Abb. 18, Bereiche B, K, J), womit keine eindeutige Richtung festgelegt werden kann. Zusammenfassungen von Messungen auf beiden Seiten der Synkline sind trotz räumlicher Entfernung zulässig, wie die gute Übereinstimmung der Lage von \overline{W} (= Richtung der Faltenaxe) mit dem Maximum der Lineationen sowohl bezüglich Richtung als auch Einfallen zeigt (Abb. 18, Bereiche E, G, N). Gefügediagramme mit zwei Häufigkeitsmaxima von Schieferungsflächenpolen (d. h. von Messungen auf beiden Flanken einer Falte) erlauben eine Konstruktion der Axenfläche und somit eine Aussage über die Vergenz der Faltung. Dafür geeignet sind die Diagramme der Bereiche E, F, G und M, die alle eine Steilstellung bzw. ganz leichte N-Vergenz (max. 5°) der Axenfläche erkennen lassen.

Eine Zusammenfassung von Meßbereichen auf beiden Muldenflanken zu einem Gefügediagramm ist nur dann zulässig, wenn beide Teilbereiche etwa gleiches Einfallen der Muldenaxe aufweisen, da anderenfalls die Lage der Polpunkte zu weit voneinander abweicht. Die Muldenaxe taucht an ihrem westlichsten Ende (Abb. 20) mit ca. $20 - 25^{\circ}$ nach Osten ab, erreicht ihre tiefste Depression südlich des Dammes um im Bereich des Andfiskvatn bereits nach ^{we}Osten einzufallen. An ihrem Ostende nördlich des Andfiskvatn beträgt ihr maximales Westfallen ca. $10^{\circ} - 15^{\circ}$.

Das scheinbare Wandern des Muldenkerns in der N - S Richtung (bzw. das Drehen der Axenrichtung von E - W auf WSW - ENE nördlich des Andfiskvatn) ist ein Scheineffekt auf der geologischen Karte, der durch die Morphologie hervorgerufen wird. Im Westen liegt der Südschenkel der Synkline wesentlich höher als ihr Nordschenkel, im Osten ist es umgekehrt.

Neben dieser Hauptrichtung der Synklinenaxe sind noch weitere Faltenrichtungen ausgebildet. Besonders hervor tritt die NW - SE Richtung (Abb. 17), die an mehreren Stellen des Arbeitsgebietes verwirklicht ist. Auch die b-Axen dieser Richtung sind verbogen, ihre Depression liegt im allgemeinen im Kern der Hauknestind-Andfiskvatn-Synkline. Im Bereich S ganz im Osten steht die Axenfläche dieser Richtung etwa senkrecht, im Bereich R weist sie deutliche NE-Vergenz auf. Weitere Angaben zur Vergenz dieser Fläche sind nicht möglich, ebensowenig wurden zu dieser NW - SE Richtung gehörige Lineationen eingemessen.

Gefügediagramme des westlichen Abschnittes

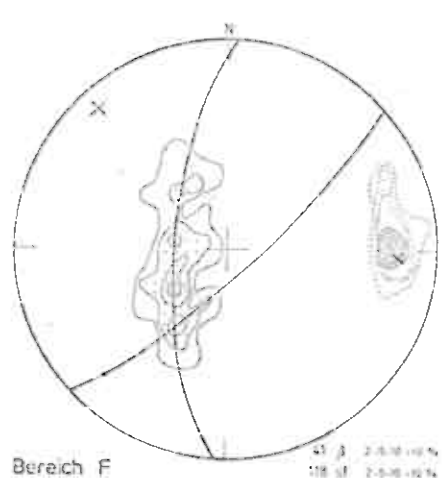
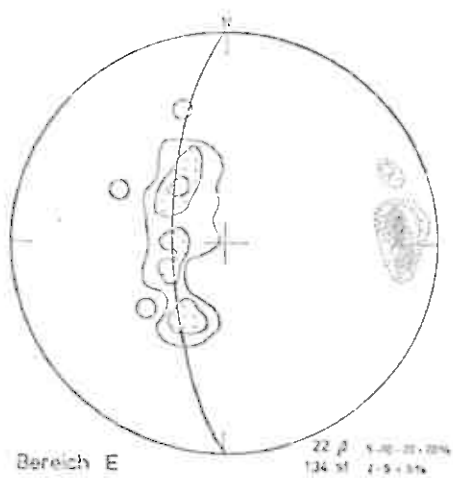
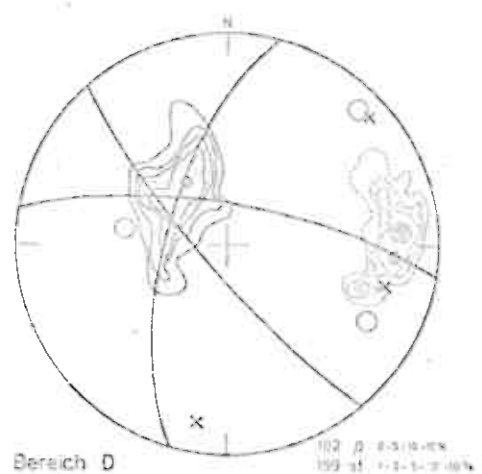
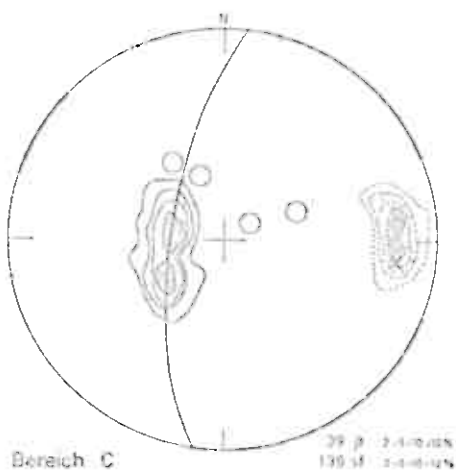
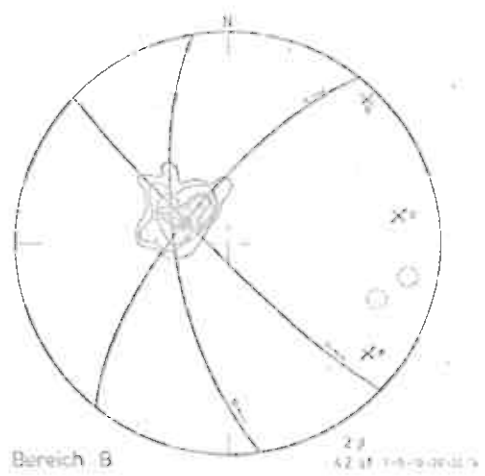
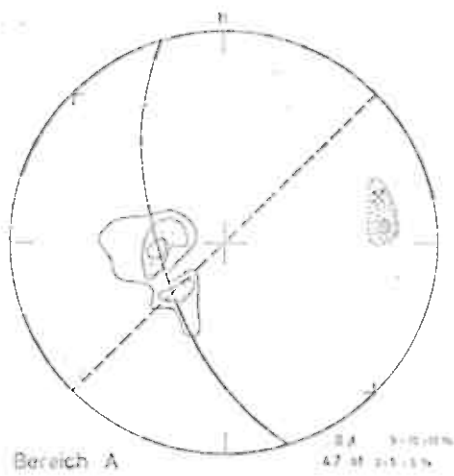


Abb. 18: Bereich A bis F

Gefügediagramme des zentralen Abschnittes

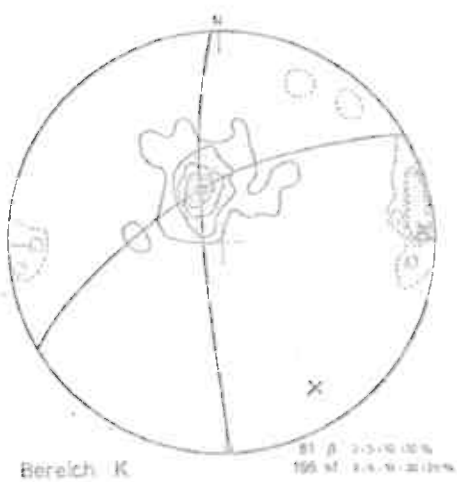
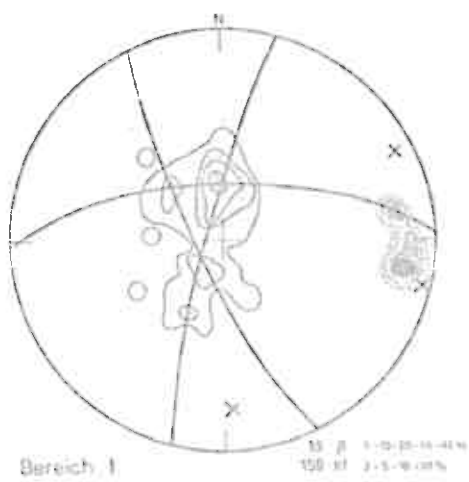
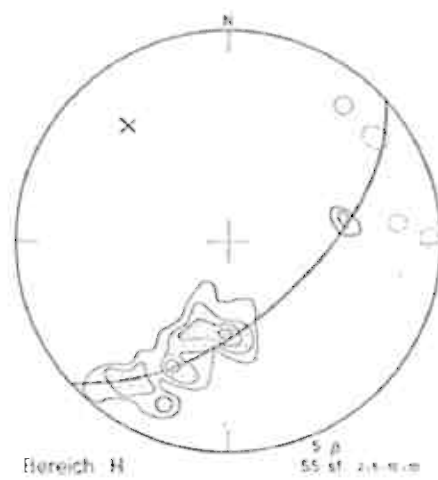


Abb. 18: Bereich G bis L

Gefügediagramme des östlichen Abschnittes

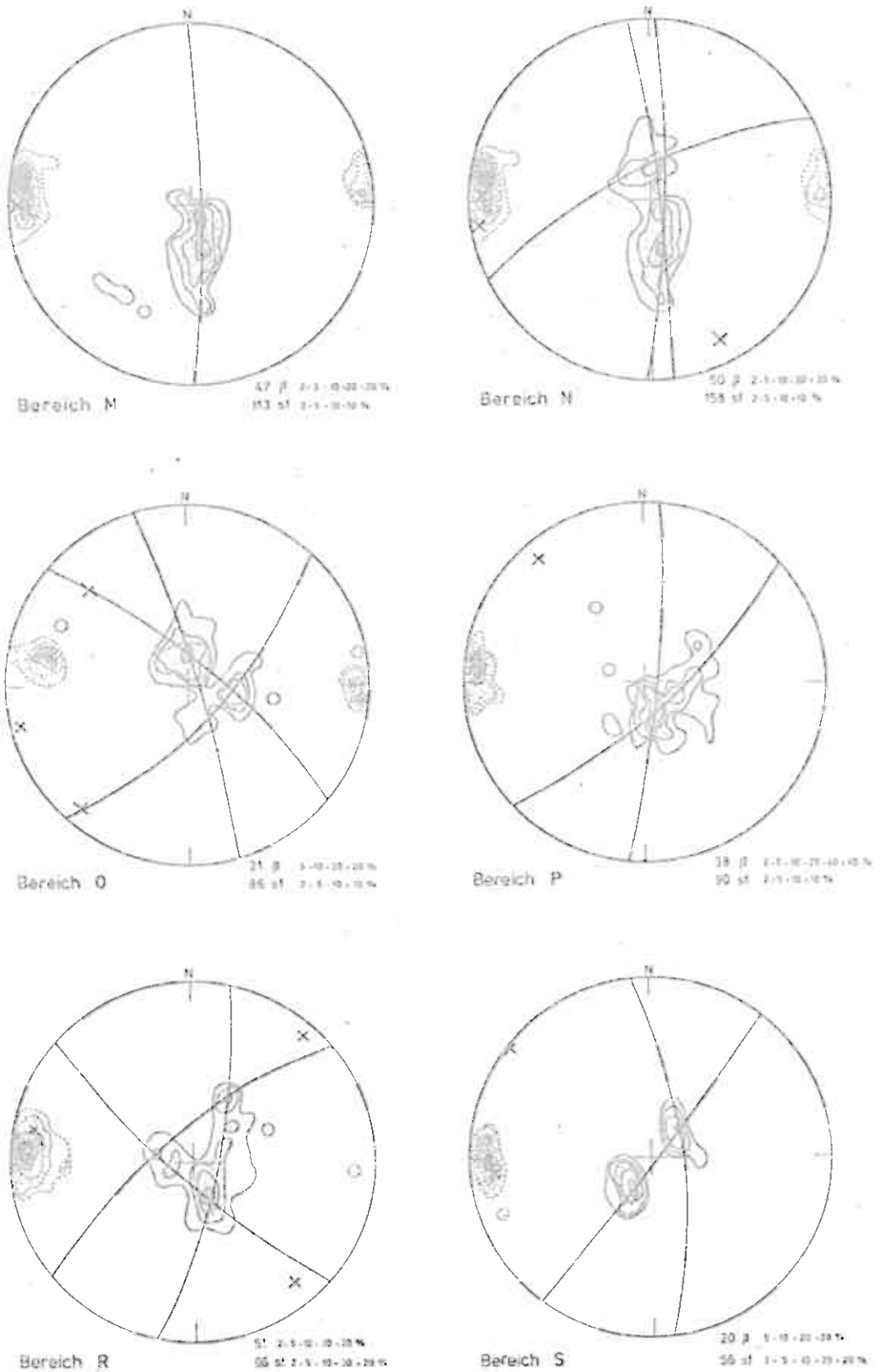


Abb. 18: Bereich M bis S

Auf der geologischen Karte tritt diese Richtung hervor in einer Auffaltung im westlichen Teil des Blündergneises. Im Bereich dieses Sattels liegt gleichzeitig eine geochemische Cu-Anomalie. Diese Richtung hat möglicherweise Bedeutung für eine tektonische Erzanreicherung, doch kann diese anhand der vorliegenden Aufschlüsse noch nicht belegt werden.

Auch die Ausbuchtung der Hauknestind-Schiefer-Folge nördlich des Dammes wird durch diese NW - SE gerichtete Faltung verursacht.

Die Lage der übrigen Faltungen und ihre Richtungen sind Abb. 17 und 18 zu entnehmen. Sie haben nur untergeordnete Bedeutung.

Für die im Arbeitsgebiet eingemessenen Klüfte läßt sich eine räumliche Beziehung zur Faltung nachweisen. Die Klüfte müssen daher bereits während der Faltung angelegt worden sein und nicht erst bei späteren vertikalen Bewegungen. Dies schließt selbstverständlich nicht aus, daß syntektonisch angelegte - vorerst eventuell nur latent vorhandene - Klüfte später remobilisiert und erweitert wurden. Dafür sprechen sogar die gelegentlichen Hornschbildungen mit Ritz- und Bewegungs Spuren.

Im Bezug auf die Faltung sind die Klüfte überwiegend Querklüfte (auf den a-c Flächen) und Längsklüfte (auf den b-c Flächen). Die genetische Zuordnung zu den Faltensystemen erfolgte anhand von Punktdiagrammen. Zur Darstellung in dieser Arbeit wurden jedoch die übersichtlicheren (allerdings auch weniger Information enthaltenden) Klüftrosen der Abb. 19 gewählt. Infolge begrenzter Anzahl von Meßwerten mußten größere Meßbereiche als bei den Punktdiagrammen zusammengefaßt werden. Bei einer Zusammenfassung von je 10^0 zu einer Größenklasse entspricht der Kreis in Abb. 19 10% relativer Häufigkeit:

a) Westliche Nordflanke (Bereiche B, D, E z.T., G z.T.)

Querbrüche (N-S) zur Hauptfaltenrichtung mit Überwiegend steilem W-Fallen
(entsprechend dem E-Fallen der Faltenaxe)
Längsbrüche (E-W) zur Hauptfaltenrichtung

b) Westliche Südflanke (Bereiche A, C, E z.T., F)

Querbrüche (NNE-SSW) zur Hauptfaltenrichtung, wechselndes Einfallen
Längsbrüche (WNW-ESE) zur Hauptfaltenrichtung

Es überwiegen hier die der NW-SE Faltenrichtung zuzuordnenden Klüfte, bei denen Längs- und Querbrüche etwa gleichmäßig vertreten sind.

Querbrüche (SW-NE) zur NW-SE Faltenrichtung
Längsbrüche (NW-SE) zur NW-SE Faltenrichtung

c) Nordflanke westlich des Dammes (Bereiche I z.T., K, L)

Querbrüche (N-S) zur Hauptfaltenrichtung, sehr steiles W-Fallen, stark bevorzugte Richtung

Längsbrüche (E-W) zur Hauptfaltenrichtung, steiles N-Fallen

Querbrüche (NE-SW) zur NW-SE Faltenrichtung, steiles NW-Fallen mit scharf begrenztem Maximum

Längsbrüche (NW-SE) zur NW-SE Faltenrichtung, wechselndes Fallen, Streuung bis zu den Querbrüchen der Hauptfaltung

d) Zentraler Teil westlich des Andfiskvatn (Bereiche G z.T., I z.T., J)

Querbrüche (N-S) zur Hauptfaltenrichtung, sehr steiles (noch) Überwiegendes W-Fallen, sehr stark bevorzugte Richtung

Längsbrüche (E-W) zur Hauptfaltenrichtung, steiles N-Fallen, zurücktretend

Zuordnung der SW-NE Klüfte problematisch, vermutlich Längsbrüche der hier lokalen SW-NE Faltenrichtung

e) Mofjell nördlich des Andfiskvatn (Bereiche N z. T., O z.T.)

Aussagekraft infolge zu geringer Anzahl von Messungen gering.

Entweder Längsklüfte NW-SE der NW-SE Faltenrichtung mit sehr steilem NE-Fallen

oder Querklüfte einer hier lokal auftretenden NE-SW Faltenrichtung

f) Ostteil nördlich des Andfiskvatn (Bereiche O z.T., P, R, S)

Querklüfte (N-S) zur Hauptfaltenrichtung, Überwiegend sehr steiles W-Fallen

Längsklüfte (W-E) zur Hauptfaltenrichtung
Die zur Hauptfaltenrichtung gehörenden Klüfte sind hier nur wenig vertreten.

Querklüfte (SW-NE) zur NW-SE Faltenrichtung, Überwiegend sehr steiles SE-Fallen

Längsklüfte (NW-SE) zur NW-SE Faltenrichtung, steiles NE-Fallen, sehr stark besetzte Richtung, eventuell sind hierbei einige Querklüfte einer lokalen NE-SE Faltenrichtung.

Die Klüfte lassen sich somit sehr gut den verschiedenen Faltenssystemen zuordnen. Besonders die Querbrüche reagieren empfindlich auf Änderung der Neigung von Faltenachsen. Im Polpunktdiagramm liegt ihr Maximum stets im Bereich des darstellenden Punktes der entsprechenden b-Axe.

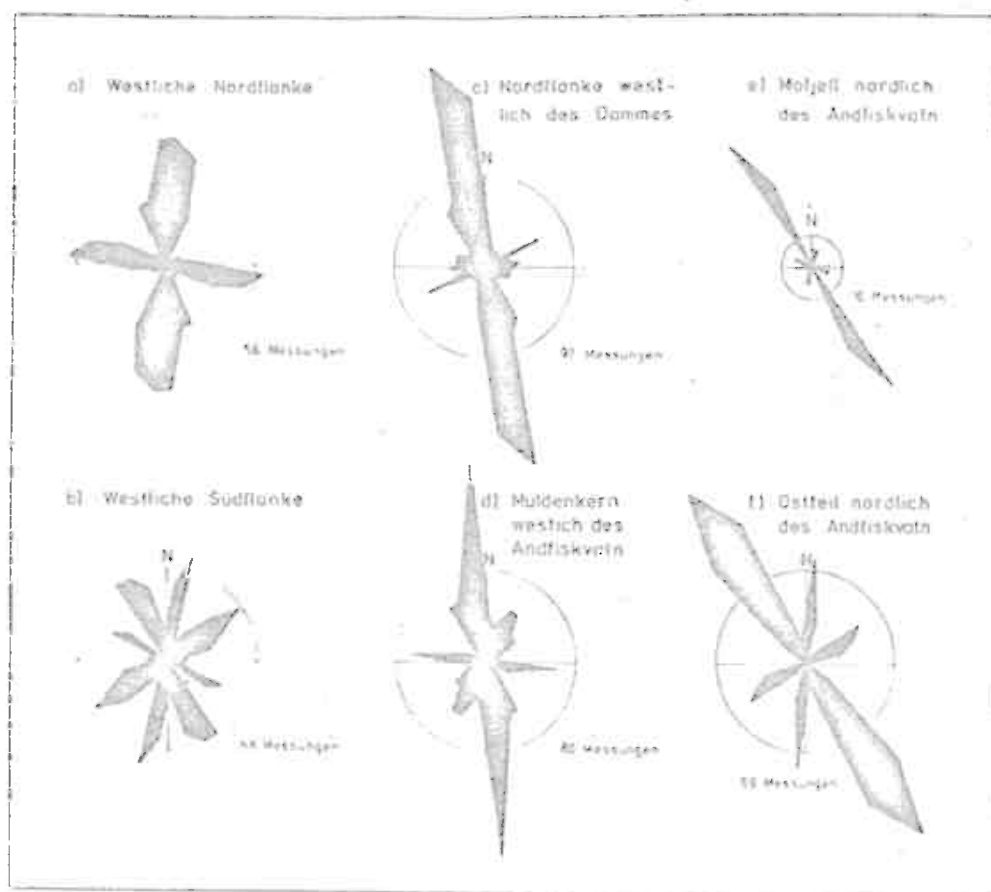


Abb. 19: Kluftrosen (zur Lage der Teilgebiete vergl. Abb. 15)

2.3. Petrogenese

2.3.1. Minerale und Mineralparagenesen im Arbeitsgebiet

Eine Übersicht über die im Arbeitsgebiet aufgefundenen Mineralparagenesen gibt Tabelle 6. Ihre Verteilung im Arbeitsgebiet wurde in Kap. 2.1. Lithostratigraphie behandelt.

Auf die Einzelminerale wird im Folgenden nur eingegangen, soweit sie Besonderheiten aufweisen oder Gegenstand näherer Untersuchungen waren.

	Qu	Plag	KF	Muz	cPx	Hbl	Tran	Carb	Zrs	Slap	Bio	Musk	Gra	Kl.Z	Til	Apot	Dst	Orth	Zirk	Turm	Erz	Graph
Sulfidationsgealterter Quarz	xxx																				xxx	(h)
Sulfidationsgealterter Quarz	xxx	xxx									xxx										xxx	
Gneis - Gneis	xxx	xxx	(h)						(h)		xx	(x)									(xxx)	
Gneis - Gneis	xx	xxx									xx	xx	xx	(-)	(-)							(h)
Gneis - Gneis	xx		xxx	xxx							(h)	(h)	(h)	(h)								
Gneis - Gneis	xxx	x	xx	xx							xxx	x	xx	(-)	(-)							(h)
Graphitgneis	xxx	xx	(h)						x	x	xx	(h)		(h)							x	(h)
Graphitgneis	xxx	xx	(h)	(h)					x	x	xx	(h)		(h)							x	(h)
Kalksilikat - Gneis	xxx	xx	(h)		xxx				xx	x				(h)	x						x	(h)
Kalksilikat - Gneis	xx	xx	(h)		xxx				xx	xx	(h)										x	(h)
Kalksilikat - Gneis	xxx	xx	(h)		xx				x	xx	x	x									x	
Kalksilikat - Gneis	xx	xx	x	(h)	xx				x	xx	x	x									x	
Amphibolit	xx	xxx	xx		xxx	xx			x	xx	xx										x	
Amphibolit	xxx				x	xxx			xx		x		(h)	(h)	x						x	
Amphibolit	(xx)	xx			xxx				xx		(h)		(h)	(h)							(h)	
Amphibolit	(xx)	xx	(xx)		xxx				x		(h)		(h)	(h)							(h)	
Amphibolit	xx	x	xxx		xxx				x		x										x	
Quarz - Marmor			x					xxx				x										
Dolomit - Marmor							x	xxx				x										
				xxx				xx							x	(-)					x	(-)
	xxx	xx					xxx				x				x							
	x							x	xxx						x							

xxx Hauptkomponente >= 50%	Qu	Quarz	Carb	Carbonat	Kalcit	Til	Talcit
xx Hauptkomponente >= 25%	Plag	Plagioklas	Carb	Carbonat	Dolomit	Apot	Apotit
x Nebenkomponente >= 5%	KF	Kalkfeldspat	Zrs	Zirkon		Dst	Dasthen
• Akzessorium >= 1%	Muz	Kalkfeldspat	Slap	Skapolith		Orth	Orthit
(h) gelegentlich vorhanden		Wirkungspitting	Bio	Biotit		Zrk	Zirkon
- nur in Spuren vorhanden	cPx	diopsidischer Pyroxen	Musk	Muskovit		Turm	Turm
	Hbl	gemeine Hornblende	Gra	Gneis		Graph	Graphit
	Tran	Tranquill	Kl.Z	Klino - Zirkon			

Tabelle 6: Die wichtigsten Mineralparagenesen des Arbeitsgebietes

Plagioklas. Der Anorthit-Gehalt (An) einzelner Plagioklase wurde optisch teils nach der Zonen-Methode nach RITTMANN (1929) in TRÜGER (1971), teils nach der FEDEROW-Methode (nach DURRI, PARKER und WENK (1967) in TRÜGER (1971) bestimmt. Er reicht von An 21 in Quarz- und Feldspat-führenden Gneisen bis An 40 in Carbonat- und diopsidischen Pyroxen-rührenden Kalksilikat-Gneisen. Die meisten Plagioklase sind zonar gebaut, die Unterschiede zwischen Kern und Rand betragen zwischen An 8 - An 10. Diese Werte stimmen vollständig mit den Messungen von SAAGER (1966) vom Mofjell überein.

Der An-Gehalt der Plagioklase ist außer vom Metamorphosegrad stark vom Gesamt-Chemismus abhängig (WENK, 1962; WENK und KELLER, 1969; WINKLER, 1967). In Ermangelung ausreichender Probenmengen aus gleichartigen Serien zusammen mit der geringen Größe des Arbeitsgebietes wurden keine Untersuchungen zur räumlichen An-Verteilung angestellt. Die oben angegebenen Werte sind somit nur als Hinweise zu betrachten.

Pyroxen. Die farblosen Pyroxene sind optisch positiv, der Axenwinkel $2v$ beträgt $59^\circ - 62^\circ$, die Doppelbrechung wurde gemessen mit $\Delta = 0.030 - 0.031$, die Auslöschungsschiefe αc wurde einmal gemessen mit 40° . Demnach liegt ein diopsidischer Pyroxen vor (TRÜGER, 1971)

Amphibol.

- a) Gemeine Hornblende. Die im Dünnschliff stets grünen Amphibole (mit Pleochroismus nach olivgrau, gelbrün und blaugrün) gehören nach der Optik und der Paragenese vermutlich in den Bereich der tschermakitischen Hornblenden. Da keine chemischen Analysen vorliegen, ist unbekannt, wie hoch eine eventuelle Pargasit-Komponente ist.
- b) Tremolit. Farblose Amphibole treten stets in Carbonat-führenden Gesteinen auf. Die optischen Daten, mangelnde Absorptionsfarben (die auf einen Fe-Gehalt und somit auf ein Mischglied der Aktinolith-Reihe hinweisen würden) und die Paragenese machen die Diagnose Tremolit wahrscheinlich.

Carbonat. Einzige Vertreter der Carbonate sind Dolomit und Calcit. Auf ihre Verteilung wurde in Kap. 2.1.2. hingewiesen.

Zoisit. Etwa gleich häufig weist Zoisit α - und β -Optik auf. Kennzeichnend für die beiden Modifikationen ist neben dem Axenwinkel die meist leicht feststellbare Lage der Axenebene zur c-Richtung. Anomale Interferenzfarben sind selten und nur schwach ausgebildet. Die in der Regel mm-großen, hypidomorphen Körner sind oft poikiloblastisch verwachsen mit sehr feinkörnigem, unverzwilligtem Plagioklas (Anhang, Bild 2). BORSCH (1966) und SAAGER (1966) beschreiben siebartige Verwachsungen von Zoisit mit Quarz und/oder Hornblende. Aufgrund der Feinheit der Einschlüsse ist allerdings eine Unterscheidung von Quarz und Plagioklas nicht immer sicher möglich.

Klino-Zoisit. Die kleinen, stets ausgezeichnet idiomorph entwickelten Klino-Zoisite besitzen oft einen isotropisierten Kern mit etwas geringerer Lichtbrechung als der umgebende Klino-Zoisit. Bei einigen, weniger stark isotropisierten Kernen ist gelegentlich Zwillingsbildung zu beobachten. In Biotiten und Hornblenden werden solche Klino-Zoisite oft von pleochroitischen Höfen umgeben. Somit ist zumindest bei einigen Kernen die Diagnose Orthit wahrscheinlich, doch müssen nicht alle Kerne metamikte Orthite sein. BORSCH (1966) und SAAGER (1966) beschreiben "Epidote" mit Kernen aus Orthit, wobei jedoch die Diagnose des Kerns nicht gesichert ist. RAMBERG (1967) beschreibt aus dem Kongsfjell bei der Bleikvassli Grube Klino-Zoisite mit zwei Arten von Kernen: Der eine Typ ähnelt dem hier vorliegenden Material, als Kern wird Orthit vermutet. Der zweite Kerntyp hat höhere Lichtbrechung als der umgebende Klino-Zoisit, ist optisch negativ mit sehr großem Axenwinkel und hat normale Interferenzfarben. Nach RAMBERG ist es Epidot. Solche zonar gebauten Epidote mit Fe-reichem Kern wurden im vorliegenden Material nicht gefunden.

Skapolith. Die (etwas unsichere) Bestimmung der Doppelbrechung mit $\Delta = 0.030$ weist auf ein Mejonit-reiches Glied der Skapolith-Reihe hin. Ähnlichen Skapolith beschreibt SAAGER (1966) vom Moffjell und stuft ihn anhand der Lichtbrechung ebenfalls als Mejonit-reiches Glied ein.

Granat. An einigen Granaten wurden Gitterkonstante und Lichtbrechung bestimmt. Die Daten wurden verglichen mit der Tabelle in TRÜGER (1971) und mit denen von RAMBERG (1967), der an Granaten aus ähnlichem Milieu des Kongsfjelles Gitterkonstante, Lichtbrechung, spezifisches Gewicht sowie CaO, MnO und FeO (Gesamt-Fe) bestimmte.

Probe	n_o	n	Zusammensetzung
6 - C4 Granat-Glimmergneis	11.65	1.803	Alm - Gross \pm Andr \pm Spess
3 - F5 Granat-Biotit-Amphibolit	11.61	1.800	Alm - Gross \pm Pyr \pm Spess
4 - C4 Bändergneis	11.58	1.797	Alm - Gross \pm Pyr \pm Spess
1 - G4 Bändergneis	11.60	1.797	Alm - Gross \pm Pyr \pm Spess

Tabelle 7: Zusammensetzung einiger Granate

Alm: Almandin-Komponente
Gross: Grossular-Komponente
Andr: Andradit-Komponente
Pyr: Pyrop-Komponente
Spess: Spessartin-Komponente

Der Almandin-Anteil liegt bei allen Proben sicher über 50 %, der Grossular-Anteil über 10 %. Beim Vergleich mit den Granaten von RAMBERG (1967) könnten die Proben 3 - F5, 4 - C4 und 1 - G4 etwa folgende Zusammensetzung haben (dies ist aber nur als Hinweis zu betrachten!):

Alm 65 - 70 %
Gross 10 - 15 %
Pyr 5 - 10 %
Spess \pm 10 %

Glimmer. Mikroskopisch kann Hellglimmer von braunem, gelegentlich auch grünem Glimmer unterschieden werden. Ein weiterer Typ tritt insbesondere im Nebengestein von Sulfidvererzungen auf. Er hat geringe Doppelbrechung, die Lichtbrechung liegt zwischen Biotit und Muskovit, der Pleochroismus von fast farblos bis blaßbräunlich ist noch deutlich, aber sehr schwach im Vergleich zu Biotit. Vermutlich sind die mm-großen Schuppen Phlogopit.

Röntgenographisch können dioktaedrische ($d = 1.501 \text{ \AA}$ für (060)) und trioktaedrische ($d = 1.541 \text{ \AA}$) Glimmer unterschieden werden. Die dioktaedrischen (Hell)Glimmer gehören dem 2M Strukturtyp an (MÖLLER, 1966; TRÜGER, 1969), die trioktaedrischen

(Biotite) in Übereinstimmung mit den Röntgendaten der Biotite von MÖLLER (1966) dem 1M Typ.

Der petrologisch interessante Paragonit, der optisch praktisch nicht vom Muskovit zu unterscheiden ist, konnte röntgenographisch nicht nachgewiesen werden. Sehr wahrscheinlich ist Muskovit der einzige Vertreter der Heiliglimmer.

Probe 8 - G3: dioktaedrisch 2M Strukturtyp			Probe 1 - G4: trioktaedrisch 1M Strukturtyp		
hkl	d	2 θ	hkl	d	2 θ
002	9.9	8.95	001	10.0	8.80
004	4.97	17.85	002	5.02	17.65
110	4.46	19.90	112	3.71	24.00
111	4.25	20.90	003	3.35	26.60
113	3.88	22.95	201/130	2.62	34.20
023	3.73	23.85	004/113	2.51	35.70
114	3.49	25.55	201	2.44	36.80
006	3.34	26.70	133/202	2.18	41.40
024?	3.31	26.95	005	2.01	45.10
114	3.24	27.50	135/204	1.675	54.75
	3.19	27.95	060	1.541	60.05
025	2.98	30.00	006	1.437	64.85
115	2.85	31.15			
116	2.78	32.25			
131	2.57	34.95			
008	2.49	36.10			
0010	1.988	45.65			
139?	1.817	50.20			
060	1.506	61.65			

Tabelle 3: Röntgendaten der Glimmer

Beispiele von Diffraktometer-Aufnahmen für dioktaedrische und trioktaedrische Glimmer

2.3.2. Zur Metamorphose des Arbeitsgebietes

Die Nomenklatur zur Beschreibung der Bildungsbedingungen metamorpher Gesteine ist gegenwärtig Anlaß heftiger Diskussion. Der Begriff der "metamorphen Fazies" ("alle Mineralparagenesen, die in chemisch verschiedenen Ausgangsgesteinen in einem bestimmten und begrenztem Gebiet entstanden sind" (WINKLER, 1968, 1008) und "Aus der physikalisch-chemischen Betrachtungsweise folgt zwingend, daß stets die ganze Mineralparagenese, also alle koexistierenden Minerale eines jeweiligen Metamorphits, kennzeichnend für einen bestimmten metamorphen Zustand ist; bis auf wenige Ausnahmen darf niemals nur die Stabilität nur des einen oder anderen Einzelminerals betrachtet werden." WINKLER, 1968, 1009) führte letztlich zu einer verwirrenden Fülle von Einzel- und Subfazies. Da für die Um- und Neubildung vieler Minerale neben Gesteinschemismus, Druck- und Temperatur auch die Zusammensetzung der Gasphase von Bedeutung ist, reicht eine Darstellung im Druck-Temperatur Diagramm zur Charakterisierung bestimmter metamorpher Zustände oft nicht aus.

Bei Zugrundelegung der Fazieseinteilung nach WINKLER (1967, 1970) sind das Fehlen der Paragenese Chlorit + Quarz, die Minerale Almandin-reicher Granat, Disthen als Alumo-Silikat, Plagioklas mit $An > 17$ neben Hornblende, die Stabilität von Muskovit neben Quarz sowie das Fehlen von Sillimanit hinreichende Kennzeichen zur Einordnung der Metamorphite des Arbeitsgebietes in den Bereich der mittelgradigen Metamorphose (ehemalige Almandin-Amphibolit Fazies).

Das Verschwinden von Staurolith, das zur Abgrenzung nach unten von Bedeutung wäre, kann auch durch ungeeignete chemische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials verursacht sein, das die Bildung von Staurolith von vornherein nicht zuließ. Allerdings wurde er in den benachbarten Gebieten gefunden. Das den nächst höheren Bereich kennzeichnende Indexmineral Sillimanit, das nach der Reaktion



mit dem Abbau von Muskovit verbunden ist, wurde nie beobachtet.

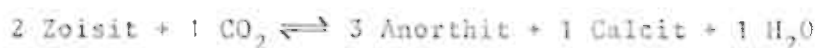
Infolge eingehender experimenteller petrologischer Studien in jüngster Zeit ist jedoch eine weitergehende Charakterisierung der Metamorphosebedingungen im Arbeitsgebiet möglich.

Die wichtigsten entsprechenden Gleichgewichtskurven von Mineralreaktionen sind im Druck-Temperatur Diagramm der Abb. 18 eingezeichnet.

Disthen als alleiniger Vertreter der Alumo-Silikate in Verbindung mit der unteren Stabilität der Paragenese Plagioklas mit $An > 17$ + Hornblende weist auf einen Druck von mindestens 5 - 6 kbar hin (ALTHAUS, 1969; RICHARDSON et al., 1969).

Ein weiterer Druckindikator ist die Paragenese Zoisit + Disthen + Quarz. Allerdings benutzte NEWTON (1966) für seine Untersuchungen zum Zerfall dieser Paragenese Sillimanit anstelle von Disthen. NITSCH (1971) veröffentlicht eine ähnliche Reaktionskurve, die jedoch etwas tiefer liegt. Bei jeweils gleicher Temperatur ist der Druck um je 1 kbar geringer (vergl. Abb. 19).

Zoisit ist ein Indikator für eine CO_2 -arme Gasphase, da er anderenfalls nach der Reaktionsgleichung



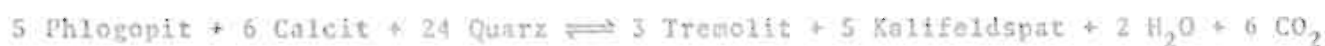
zerfällt unter Bildung von An-reichem Plagioklas und Calcit. Diese Reaktion ist praktisch nur druckabhängig, bei 5 kbar liegt sie bei $X_{\text{CO}_2} = 0.05$ und bei 7 kbar bei $X_{\text{CO}_2} = 0.10$ (STORRE und NITSCH, 1972). Nach JOHANNES und ORVILLE (1972) reicht die maximale CO_2 -Konzentration, bei der Zoisit noch beständig ist, bei 7 kbar allerdings bis $X_{\text{CO}_2} = 0.17$.



49

Stets stabil ist die Paragenese Zoisit + Quarz, die nur bei wesentlich tieferen Drucken zur Bildung von Anorthit und Grossular (nie beobachtet) führt (NITSCH und WINKLER, 1965). Ebenfalls stabil bleibt die Paragenese Epidot (Klino-Zoisit) + Quarz, die bei einigen kbar Druck erst oberhalb von 650°C zerfällt (NITSCH und WINKLER, 1965).

Die Reaktion



ist abhängig von Druck, Temperatur und dem CO_2 - H_2O Verhältnis der Gasphase (HOSCHEK, 1973). Im vorliegenden Material wurde kein Tremolit neben Kalifeldspat beobachtet, wohl aber die Paragenese Biotit + Carbonat (mindestens z.T. Calcit, Kap. 2.1.3.) + Quarz.

Da diese Paragenese mit Zoisit koexistiert, muß die Gasphase CO_2 -arm gewesen sein. Nimmt man einen Gesamtdruck von 5 kbar an und ein X_{CO_2} von 0.1, so ergibt sich eine Maximaltemperatur von ca. 500°C. Aber auch bei lokal erhöhtem X_{CO_2} kann die Temperatur nicht höher als etwa 600°C gewesen sein (Abb. 20). Einschränkend muß allerdings bemerkt werden, daß die experimentellen Untersuchungen mit reinem Phlogopit vorgenommen wurden, während der hier vorliegende Biotit nicht näher analysiert wurde.

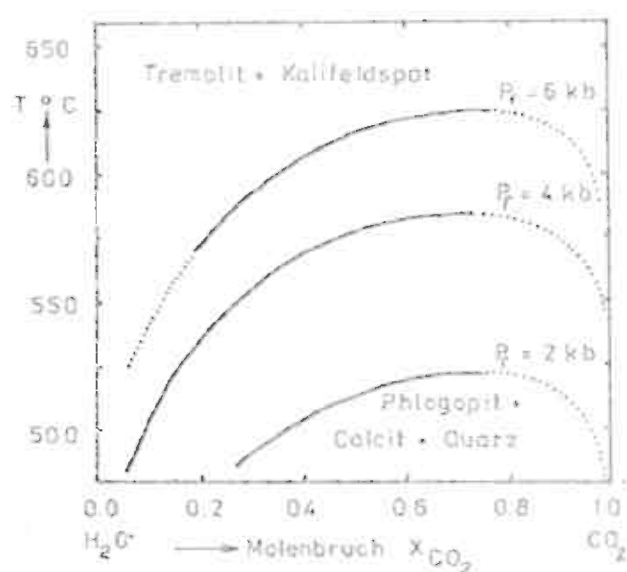


Abb. 20: Die Reaktion $5 \text{ Phlogopit} + 6 \text{ Calcit} + 24 \text{ Quarz} \rightleftharpoons 3 \text{ Tremolit} + 5 \text{ Kalifeldspat} + 2 \text{ H}_2\text{O} + 6 \text{ CO}_2$
(aus HOSCHEK, 1973, 235)

Für die Metamorphose der Carbonate kann aufgrund der engen räumlichen Beziehung zu den oben beschriebenen Metamorphiten zwar mit den gleichen P-T Bedingungen gerechnet werden, doch hat wahrscheinlich die Gasphase eine andere Zusammensetzung. Bei der progressiven Metamorphose kieseliger Carbonate entstehen der Reihe nach folgende Minerale (TROMMSDORFF, 1966; WINKLER, 1967; METZ und PUHAN, 1970):

\uparrow Wollastonit
 Forsterit
 Diopsid
 Talk / Tremolit

Forsterit und Wollastonit, aber auch Talk fehlen im Arbeitsgebiet.

Die Bildung von Talk bzw. von Tremolit ist abhängig vom Partialdruckverhältnis $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Hohe CO_2 -Drucke (bei 5 kbar >0.75) führen zur Bildung von Tremolit (METZ, 1970; METZ und PUHAN, 1970; PUHAN und HOFFER, 1973), geringere zur Talkbildung:



Beide Reaktionen verbrauchen H_2O und liefern CO_2 , so daß im geschlossenen System der CO_2 -Partialdruck stets ansteigt und im allgemeinen Tremolitbildung erfolgt. Solche Tremolitnester in Marmoren sind in Rana sehr verbreitet (BORSCH, 1966; RAMBERG, 1967; KLEINE-HERING und SCHULZE, 1969). Bei steigender Temperatur erfolgt Tremolitbildung jedoch auch schon bei geringerem CO_2 -Partialdruck nach der Reaktionsgleichung:



Die Phasenbeziehungen zeigt Abb. 21. Danach sind bei einem Gesamtdruck von 5 kbar (die oben aufgrund anderer Überlegungen als Mindestdruck gefordert wurden) zur Tremolitbildung Temperaturen um 600°C erforderlich. Sind allerdings die CO_2 -Gehalte der fluiden Phase gering, sind jedoch auch hier Temperaturen von knapp über 500°C ausreichend.

Für die Bildung von Diopsid aus Tremolit, Calcit und Quarz sind um 50 bis 60° höhere Temperaturen als bei der entsprechenden Tremolitbildung erforderlich (METZ, 1970). Maximal werden bei 5 kbar etwa 650°C erreicht, bei kleineren Molenbrüchen (um 0.1) sind nur knapp 600° erforderlich. Temperaturen um 650°C liegen jedoch bereits nahe der Untergrenze der Anatexis (v. PLATEN, 1965; WINKLER, 1970, Abb. 18). Die benachbarten Gneise weisen hierfür keine Anzeichen auf (vergl. Kap. 2.1.4.1.).

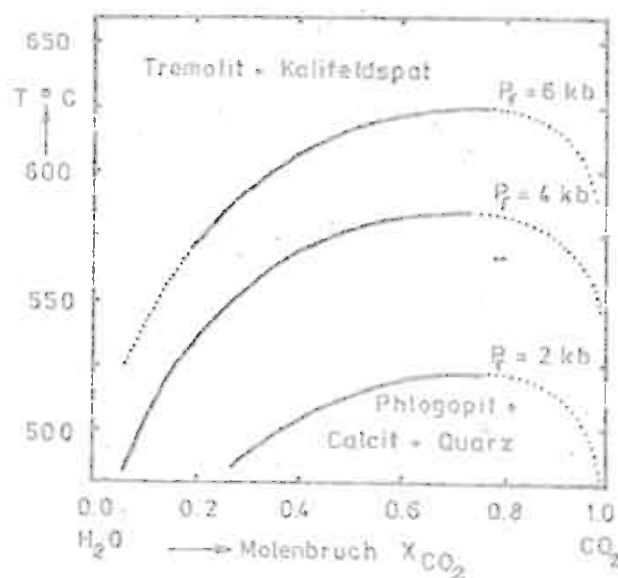


Abb. 21: Phasenbeziehung Talk - Tremolit bei der Metamorphose kieselig-dolomitischer Carbonate. Temperatur - CO_2 -Partialdruck (X_{CO_2}) bei 5 kbar.
(aus PUHAN und HOFFER, 1973)

In Marmoren wurde Diopsid selten und stets nur in der Nachbarschaft von sehr SiO_2 -reichen Vererzungen gefunden. Aufgrund des hier vorliegenden speziellen Milieus (die entsprechende Diskussion wird in Kap. 3.2.3. durchgeführt) wird jedoch mit einer CO_2 -armen Gasphase gerechnet. Einen Hinweis hierauf gibt auch das Auftreten von Zoisit in einer Pyroxen-Tremolit-Carbonat Paragenese. Je nach dem CO_2 -Anteil der Gasphase sind für die Diopsidbildung dann nur noch maximal (bei 5 kbar) Temperaturen bis $\pm 630^\circ\text{C}$ erforderlich (entsprechend der Stabilitätsgrenze von Zoisit bei $X_{\text{CO}_2} = 0.17$).

Die hier mitgeteilten Zustandbedingungen während der Metamorphose stützen sich auf experimentelle Arbeiten, die stets an reinen Substanzen und unter vereinfachenden Verhältnissen durchgeführt wurden. Sie mögen als Anhalt dienen und die gegenseitigen Relationen aufzeigen. Sie sind aber keinesfalls als absolut anzusehen. So weist z. B. das Auftreten von Skapolith in Graphitschiefern und Kalksilikat-Gneisen auf eine komplexe Zusammensetzung der Gasphase hin, zu den Komponenten H_2O und CO_2 treten vermutlich etwas Cl und SO_2 . Im allgemeinen sind die Bildungstemperaturen natürlicher ("verunreinigter") Systeme etwas tiefer anzusetzen als die Labordaten.

Insgesamt kann man folgern, daß die Temperaturen im Arbeitsgebiet während der Metamorphose etwa zwischen $500 - 600^\circ\text{C}$ gelegen haben, während die Drücke mindestens 5 - 6 kbar betrugen.

3. Lagerstättenkundliche Untersuchungen

Die in Kap. 2.1. beschriebenen Metamorphite des Arbeitsgebietes weisen an einigen Stellen einen erheblichen Anteil an Erzmineralen auf. Dabei handelt es sich fast ausschließlich um Sulfide, die in räumlich und ausbildungsmäßig verschiedenen Erzlagerstätten angereichert sind. Daneben enthalten insbesondere die Graphitschiefer und Amphibolite stets einen (wenn auch mengenmäßig geringen) Anteil an Erz, der jedoch gesondert behandelt wird, da er genetisch in keiner Beziehung zu den Erzlagerstätten steht. Lediglich die Beschreibung der Mineralphasen erfolgt gemeinsam.

Die Sulfidlagerstätten können in zwei genetisch und ausbildungsmäßig unterscheidbare Erztypen geordnet werden:

1. Imprägnationserze
2. Verdrängungserze

Die detaillierte Charakterisierung beider Erztypen erfolgt im Anschluß an die Beschreibung der Erzmineralphasen. Da jedoch schon vorher gelegentlich auf beide Erztypen Bezug genommen wird, seien die wichtigsten Kennzeichen hier vorweggenommen (vergl. Kap. 3.2.4. und Kap. 3.2.5.).

1. Imprägnationserze: Die Erzminerale der Imprägnationserze sind Bestandteile des metamorphen Gesamtmineralverbandes der Disthen-Glimmer-Gneise. Die Erzführung war bereits vor der Metamorphose vorhanden.

Hauptminerale sind grobkörniger Pyrit und Zinkblende; Magnetkies, Bleiglanz und Kupferkies treten nur in untergeordneter Menge auf.

2. Verdrängungserze: Die Verdrängungserze sind meist verbunden mit einer Silifizierung und stets im Kontakt zu Marmoren zu finden. Ihre Bildung erfolgte synmetamorph.

Hauptmineral ist Zinkblende, dazu tritt Magnetkies, Bleiglanz und Kupferkies. Der die Imprägnationserze kennzeichnende Pyrit ist hier nur sporadisch vorhanden. Die gesamte Mineralparagenese ist reichhaltiger als die der Imprägnationserze.

3.1. Geologische Stellung der Erzlagerstätten

Die Verdrängungserze treten im Zusammenhang mit zwei verschiedenen Marmorzügen auf. Am Hangendkontakt des unteren Marmors läßt sich auf dem Südschenkel der Synklinalität im zentralen Teil über ca. 2.000 m bis zum Westende der Synklinalität ein verquarzter Horizont verfolgen. Besonders im zentralen Teil führt er reichlich Sulfide. Kiesanreicherungen im Inneren des Marmors oder an seinem Liegendkontakt

sind lokal eng begrenzt. Diese sind nur selten mit einer Silifizierung verbunden. Dazu gehören auch die Verdrängungserze im Bereich des Marmors im westlichen Kern der Mulde, anderenorts konnte eine Vererzung des Marmors, der nur sehr unvollständig aufgeschlossen ist, nicht beobachtet werden. Die Lage der Vererzungen in den Bohrprofilen gibt Abb. 15 wieder.

Nach den Ergebnissen der tektonischen Untersuchungen (Kap. 2.2.3.) besteht eine räumliche Beziehung zwischen Erzanreicherung und der SE - NW gerichteten Faltung. Diese Richtung tritt auch bei Skogan (westlich des Staudammes) und nördlich des Andfiskvatn auf (Abb. 16). Nach alten Fahrungsberichten sollen dort ebenfalls Zinkblende-führende Erze angetroffen worden sein (sie konnten allerdings nicht mehr wiedergefunden werden), ein Befund, der mit den Beobachtungen im Westen ausgezeichnet übereinstimmt.

Die Imprägnationserze sind an die Disthen-Gneise im westlichen Kern der Syncline gebunden. Diese gehören dem Haupt-Glimmerschiefer zwischen unterer und oberer kalkreicher Abteilung der Hauknestind-Schiefer-Folge (Kap. 2.1.2.) an. In den Kernbohrungen wurden sie ebenfalls nur im Westteil der Syncline angetroffen (Abb. 15, Bohrung 7301 und 7302). Die Masse der Verdrängungserze liegt in ihrem Liegenden, lediglich in Bohrung 7302 wurden sie auch im Hangenden der Imprägnationserze beobachtet.

3.2. Mineralogie der Erzvorkommen

Es werden die erzmikroskopisch beobachteten Minerale besprochen. Dabei werden Um- und Neubildungen als Folge von Verwitterungsvorgängen an der Erdoberfläche nur kurz gestreift. Diese sind für das Verständnis der Lagerstätte unbedeutend und reichen nach Beobachtungen an Bohrkernmaterial maximal einige Meter in die Tiefe.

Die Besprechung der einzelnen Minerale erfolgt in der ungefähren Reihenfolge ihrer Häufigkeit.

Die chemische Zusammensetzung der Minerale wird angegeben nach STRUNZ, 1970.

3.2.1. Einfluß der Metamorphose auf die Mineralparagenesen

Die Erzlager am Hauknestind sind regional-metamorph überprägt. Die Erzminerale sind in der Regel rekristallisiert.

Die Metamorphose der Erzlager wird belegt durch lagig-schiefrige Einregelung und teilweise Längung der Mineralkörner (auch der Silikate), durch Kataklase von "Häutlingen", Druckzwillingsbildung, Rekristallisation und teilweiser Mylonitisation von Erz und Nebengestein.

Name	Abk.	chemische Zusammensetzung	Auftreten				
			py-Typ	sl-Typ	Kalk-Silikat- Gneis	Graphit- Schiefer	Amph.
Pyrit (pyrrhot)	py	FeS ₂	xxx	x	x		
Zinkblende (sphalerit)	sl	(Zn,Fe,Cd)S	xxx	xxx			
Magnetkies (pyrrhotit)	po	FeS	x	xx	xx	xx	x
Bleiglanz (galena)	gn	PbS	.	xx	.	.	
Kupferkies (chalkopyrit)	cp	CuFeS ₂	.	x	.	.	
Molybdänglanz (molybdenit)	mo	MoS ₂	.	.		.	
Zinnkies (stannit)	stan	Cu ₂ SnFeS ₄		(.)			
Cubanit (cubanite)	cb	CuFe ₂ S ₃		(.)			
Mackinawit (mackinawite)	mack	(Fe,Ni,Co)S		(.)			
Arsenikies (arsenopyrit)	asp	FeAsS	
Breithauptit (breithauptite)	breit	NiSb		(.)			
Fahlerz (fahlerz)	fahl	Cu ₃ SbS ₃	.	.	(.)		
Bournonit (bournonite)	bour	PbCuSbS ₃		.			
Boulangerit (boulangerite)	boul	Pb ₃ Sb ₄ S ₁₁		.			
Pyrrargyrit (pyrrargyrite)	pyr	Ag ₃ SbS ₃		(.)			
Gedmundit (gedmundite)	gud	FeSbS		(.)			
Rutil (rutile)	rut	TiO ₂	xx	.	.	.	
Magnetit (magnetite)	m	Fe ₃ O ₄					xx
Hämatit (hematite)	hem	Fe ₂ O ₃					xx
Ilmenit (ilmenite)	ilm	FeTiO ₃					xxx
ged. Wismut (bismuth)	bi	Bi		.			
Graphit (graphite)	c	C		x		xxx	

Tabelle 9: Auftreten und relative Verbreitung der Erzminerale

xxx Hauptmineral
 xx relativ häufig
 x verbreitet in kleinen Mengen
 . spärliches Auftreten
 (.) äußerst selten

py-Typ Imprägnationserz vom
 Pyrit/Zinkblende Typ
 sl-Typ Verdrängungserz vom
 Zinkblende/Magnetkies Typ
 Amph. Amphibolit

Zusätzlich treten als deszendente Umwandlungsprodukte in oberflächennahen Proben auf:

Brauneisen
 "Zwischenprodukt" beim Zerfall des Magnetkieses
 Markasit
 Pyrit

Die Besprechung der Erzminerale bezieht sich auf diese metamorph gebildete und geprägte Paragenese. Wo Abweichungen hiervon erkennbar sind, wird besonders darauf hingewiesen. Unterschiedliches Auftreten desselben Minerals wird durch römische Ziffern (I, II etc.) gekennzeichnet.

3.2.2. Einzelbeschreibung der Erzminerale

3.2.2.1. Pyrit I

Pyrit ist das häufigste Erzmineral im Imprägnationserz. Die optischen Eigenschaften stimmen voll mit der Beschreibung RAMDOHR's (1960, 731) überein. Schwache Anisotropie ist verbreitet, insgesamt aber eher selten.

Es muß unterschieden werden zwischen dem Pyrit der Imprägnationserze und dem der Verdrängungserze.

Der Pyrit der Imprägnationserze ähnelt in seinem Auftreten weitgehend dem der benachbarten Kiesgruben Mofjell (SAAGER, 1966) und Bleikvasli (VOKES, 1963; eigene Beobachtungen). Im Vergleich zu diesen ist er lediglich etwas kleiner in der Korngröße, besser idiomorph, zeigt weniger Einschlüsse und Einbuchtungen und geringere Kataklyse. In allen drei Lagern ist er porphyroblastisch gewachsen.

Die Unterschiede zum Verdrängungserz seien tabellarisch zusammengefaßt.

1. Imprägnationserz	2. Verdrängungserz
Hauptmineral	untergeordnete Komponente
Größe variabel, ca. 100 μ - einige mm	etwas kleiner, ca. 0.1 - 1.0 mm
Kataklyse verbreitet, teils etwas gelängt	wenig Kataklyse
Idiomorph - hybridomorph, teils "Kariesform"	Idiomorphes Wachstum, passive Verdrängung verbreitet
Gegen die Gangart oft gerundet-xenomorph, teils etwas korrodiert	Gegen die Gangart etwas geringere Neigung zur Idiomorphie als gegen die Sulfide
Wenige Einschlüsse von Sulfiden	Sulfideinschlüsse viel seltener gelegentlich massenhaft Graphiteinschlüsse
Disthen und Glimmer älter als Pyrit	Glimmer und Graphit älter als Pyrit

Während im Imprägnationserz meist eine lagenweise Anreicherung im mm - Bereich zu beobachten ist, fehlt eine Regelung im Verdrängungserz vollständig.

Pyrite im Marmor außerhalb der Erzanreicherungen sind stets ausgezeichnet idiomorph entwickelt und zeigen keine Kataklase. Die Sprossung erfolgte vermutlich posttektonisch. Dies geschah mindestens teilweise auf Kosten des stets reichlich begleitenden Magnetkieses. Die umgebenen Dolomithörner zeigen ebenfalls eine ausgezeichnete, pflasterartige Rekristallisationsstruktur.

Pyrit II

Gelegentlich wurde beim Zerfall des Magnetkieses in oberflächennahen Proben als vorläufig stabile Phase anstelle bzw. neben Markasit auch Pyritbildung beobachtet. Die Individuen sind außerordentlich klein, oft $< 1 \mu$.

3.2.2.2. Zinkblende

Die Zinkblende ist stets xenomorph entwickelt. Im Verdrängungserz ist sie Hauptkomponente, im Imprägnationserz liegt sie mengenmäßig kaum hinter Pyrit.

Erzmikroskopisch entspricht die Zinkblende den Angaben der Literatur, die braun-roten Innenreflexe und die im Handstück ziemlich dunkle Farbe weisen auf einen relativ hohen Fe-Gehalt hin.

Größere Individuen und zusammenhängende Zinkblendepartien sind kataklastisch stärker zerlegt als der Pyrit, die Sprünge sind in der Regel nicht mit anderen Sulfiden verheilt.

In beiden Erztypen bildet die Zinkblende die Matrix, in der die übrigen Sulfide, insbesondere der Pyrit, "schwimmen". Dies ist besonders ausgeprägt in erzreichen Partien.

Die Zinkblende des Imprägnationserzes ist insgesamt homogener, Einschlüsse sind ausgesprochen selten. Gelegentlich finden sich stäbchenförmige, nach kristallographischen Richtungen angeordnete Entmischungen von Kupferkies.

Im Verdrängungserz ist die Zinkblende häufig mylonitisiert, was durch innige und feinkörnige Verwachsungen mit Bleiglanz dokumentiert wird. Infiltration auf Korngrenzen und Sprüngen der Gangart einschließlich Verdrängung, insbesondere des Dolomits, und Aufblühterung der Glimmerpakete sind häufige Erscheinungen. In rein kieseliger Umgebung ist die Textur der Zinkblende ähnlich der des Imprägnationserzes. Auch hier weist sie Spuren von Bewegungen nach der Platznahme auf, die sich in den starren quarzitischen Partien jedoch weniger auswirken konnten.

Korngrenzen der Zinkblende werden oft nachgezeichnet von perlschnurartig aufgereihten, feinen Einschlüssen von Bleiglanz und/oder Kupferkies. Auch dies

wird als eine Folge der Durchbewegung gedeutet.

Kupferkieseinschlüsse der Zinkblende sind meist klein, rundlich, tropfenförmig, oft sind sie an den Rand der einzelnen Zinkblendekörner gewandert. Kristallographisch ausgerichtete Kupferkieseinschlüsse fehlen. Dagegen sind Einschlüsse von leistenförmigen Molybdänglanz und dünnen Magnetkiestafeln etwa parallel zur Spaltbarkeit oder Zwillingsverwachsungsebenen eingelagert.

Neben Zn und S führt die Zinkblende deutliche Mengen an Fe, Cd und Mn. Im Verdrängungserz beträgt das Verhältnis von Zn zu Cd etwa $150 - 170 : 1^{*)}$, das entspricht ca. 0.4 % Cd.

Die Fe- und Mn-Gehalte des Verdrängungserzes und Imprägnationserzes wurden halbquantitativ mit der Mikrosonde an Einzelkörnern verglichen. Danach enthält die Zinkblende des Verdrängungserzes etwas mehr Fe und wesentlich mehr Mn als die des Imprägnationserzes. Die Zn-Gehalte dagegen variieren kaum.

3.2.2.3. Magnetkies

Magnetkies ist Hauptgemengteil des Verdrängungserzes, als Akzessorium ist er verbreitet im Imprägnationserz und im Nebengestein, insbesondere dem Graphitschiefer.

Die erzmikroskopischen Eigenschaften entsprechen denen der Literatur. Die Korngröße schwankt außerordentlich stark von einigen mm bis hinab zu feinsten Intergranularfilmen. Magnetkies neigt sehr stark zur Platznahme in Zwickeln der Silikate, auf Korngrenzen und auf feinen Rissen. In Graphitschiefern und Amphiboliten, die ausgesprochene Paralleltexur zeigen, sind auch die Magnetkieskörner entsprechend gelängt.

Im Verdrängungserz sind häufig bis einige Zehntel mm große Individuen zu finden, bei denen die tafelige Ausbildung stark betont ist. Diese teils hypidiomorphen Kristalle sind offenbar älter als Zinkblende und Bleiglanz, sie ragen gelegentlich in diese beiden Phasen hinein, wo sie gemeinsame Korngrenzen haben.

Eine Verbiegung der Einzelindividuen läßt sich an der durch beginnende Verwitterung hervortretenden Spaltbarkeit parallel (0001) erkennen. Solche verbogenen Tafeln werden schwach von Zinkblende und Bleiglanz verdrängt.

^{*)} Es wurden die mit dem Atom-Absorptionsspektrometer gemessenen Gesamtgehalte des Roherzes an Zn und Cd zugrunde gelegt.

Besonders die kleinen Körner zeigen völlig gleiche xenomorphe Ausbildung wie Zinkblende und Bleiglanz, eine gegenseitige Altersbeziehung ist nicht erkennbar.

Auf leistenförmige Einschlüsse in der Zinkblende wurde bereits hingewiesen.

Außerst selten kann feinste, myrmekitische Verwachsung mit Gudmundit beobachtet werden (vergl. Kap. 3.2.2.16).

Ebenfalls sehr selten sind Verwachsungen mit Breithauptit.

Bei Oberflächenproben ist der Magnetkies selten frisch anzutreffen. Es sind alle Übergänge von beginnender Zersetzung zum "Zwischenprodukt" bis zu Markasit- und Pyritbildung mit ausgeprägten "birds-eye-structures" zu beobachten. Gelegentlich wurde auch Brauneisenbildung angetroffen.

3.2.2.4. Bleiglanz

Bleiglanz ist verbreitet im Imprägnationserz, im Verdrängungserz ist er Hauptkomponente nach Zinkblende. Im Nebengestein tritt er nur sporadisch auf.

In der Grundmasse des Verdrängungserzes bildet Bleiglanz nur unregelmäßig-lappige Verwachsungen mit Zinkblende. Korngrenzen der Zinkblende sind gelegentlich durch zahlreiche Bleiglanzeinschlüsse markiert. Feinste Verwachsungen mit Zinkblende werden als Ergebnis einer Durchbewegung mit anschließender Rekristallisation gedeutet (vergl. Kap. 3.2.2.2.). Lokal verdrängt Bleiglanz zusammen mit Zinkblende sehr stark den Pyrit.

Wie der Kupferkies neigt Bleiglanz sehr stark zur Bildung von Intergranularfilmen und Zwickelfüllungen. Dabei wird die Gangart stark verdrängt. Katsklastische Risse anderer Sulfide werden oft von ihm verheilt.

Kleinere, isolierte Körner in der Gangart, oft in Vergesellschaftung mit Kupferkies, sind bevorzugte Verwachsungspartner der seltenen Erzminerale wie Fahlerz, Boulangerit, Bournonit. Wismut wurde nur als winzigste Einschlüsse im Bleiglanz gefunden. Lediglich Arsenkies, Fahlerz (das auch mit Zinkblende vergesellschaftet ist) und Molybdänglanz finden sich auch in Bleiglanz-freien Proben.

Häufig entsteht der Eindruck, daß Zinkblende durch Bleiglanz schwach verdrängt wird, doch kann an anderen Stellen auch eine Verdrängung in umgekehrter Reihenfolge gesehen werden.

Die Korngröße des Bleiglanzes schwankt ganz außerordentlich von einigen mm bis zu feinsten Intergranularfilmen und Einschlüssen.

3.2.2.5. Kupferkies

Kupferkies ist ein weit verbreitetes Nebengemengteil, doch bleibt die Menge stets gering.

Entmischungen im Kupferkies sind äußerst selten, gefunden wurde Cubanit und Mackinawit im Verdrängungserz. Zinkblendesternenchen, wie sie SAAGER (1966) und KLEINEVOSS (1967) aus benachbarten Lagern beschreiben, fehlen hier.

Hingegen ist Kupferkies als Entmischung in der Zinkblende eine gewöhnliche Erscheinung. Im Imprägnationserz sind es bevorzugt kristallographisch ausgerichtete Stäbchen, im Verdrängungserz unregelmäßig verteilte Tropfen und lappige Gebilde.

In beiden Erztypen bildet Kupferkies oft einen Saum um Zinkblende. Dabei ist die der Zinkblende zugewandte Seite unregelmäßig, meist zackig, hakig ausgebildet. Insbesondere ist dies der Fall, wenn Kupferkies als Saum zwischen Zinkblende und Pyrit liegt. Möglicherweise ist Kupferkies bei der Rekristallisation der Zinkblende an die Korngrenzen gewandert, analog dem "Reinigungseffekt" der Pyrite.

Allgemein neigt Kupferkies im Imprägnationserz zur Vergesellschaftung mit Zinkblende oder - soweit vorhanden - mit Magnetkies. Gelegentlich verkittet er als Intergranularfilm und Zwickelfüllung die Pyritkörner.

Im Verdrängungserz gehört Kupferkies mit Zinkblende, Bleiglanz und einem Teil des Magnetkieses zu den Matrixsulfiden. Dabei neigt er in besonders starkem Maße zur Infiltration und Verdrängung der Gangarten. Bevorzugt siedelt er sich zwischen aufgeblättern Glimmerpaketen an.

In den Nebengesteinen ist Kupferkies verbreitet, aber stets an Magnetkies geknüpft. So ist in den Graphitschiefern ein Teil des Magnetkieses mit kleinen, um 50 μ großen Kupferkieskörnern verwachsen. Die Menge liegt dabei immer unter 0.1 Vol.-%.

3.2.2.6. Molybdänglanz

Molybdänglanz ist ein ebenso verbreiteter wie spärlicher Übergangsteil der Imprägnationserze, Verdrängungserze und Graphitschiefer.

Er tritt stets in Form isolierter, idiomorpher Tafeln auf. Die Größe schwankt zwischen Blättchen von 1 μ Breite bis zu Leisten von 50 - 60 μ Breite. Feine, oft schwach verbogene Täfelchen liegen häufig als Einschluss in der Zinkblende, seltener in Bleiglanz und Magnetkies. Isolierte Schuppen in der Gangart sind meist größer und stärker verbogen. Im Gegensatz zu den Matrixsulfiden hat

Molybdänlanz - analog zum Graphit - nicht mit Rekristallisation auf die Beanspruchung durch Metamorphose und Bewegung reagiert. Idiomorphe, in mehrere Sulfidkörner hineinreichende Schuppen sind nicht ungewöhnlich.

3.2.2.7. Zinnkies

Zinnkies ist eine sehr seltene Komponente im Verdrängungserz.

Er bildet länglich-tafelige Körner um 50 μ Länge. Der Farbeindruck stimmt völlig mit dem des Fahlerzes überein, vor Verwechslung schützen die deutlichen Anisotropieeffekte. Unter Ölimmersion ist an Korngrenzen Pleochroismus zu beobachten.

Zinnkies findet sich randlich an größeren Zinkblende- und Bleiglanzkörnern. Im Imprägnationserz - wo es SAAGER (1966) ebenfalls aufführt - wurde er nicht beobachtet.

3.2.2.8. Cubanit

Cubanit ist ein extrem seltener Übergangsteil im Verdrängungserz.

Er tritt als in sich verzwilligte Entmischungslamellen in der typischen, aus der Literatur bekannten Form im Kupferkies auf. Die maximale Größe der Lamellen beträgt 10 x 200 μ .

3.2.2.9. Mackinawit

Mackinawit ist eine sehr seltene Komponente im Kupferkies des Verdrängungserzes.

Er liegt als unregelmäßige, verästelte, flammen- bis peitschenförmige, maximal 25 μ große Körner im Kupferkies. Seine erzmikroskopischen Eigenschaften stimmen vollständig überein mit denen des in der Literatur beschriebenen Vallerit (RANDOHR, 1960, 632). Das nach UYTENBOGAARDT (1971) seltene Vorkommen des Vallerits war der Anlaß zu einer Überprüfung dieser Phase mit der Mikrosonde. Von der Grundformel FeS des Mackinawits können 15 % des Fe durch Ni, Co oder Cu ersetzt werden. EVANS et al. (1964) geben die Zusammensetzung $(\text{Fe}_{0.96}\text{Ni}_{0.04})\text{S}$ an. KOUVO et al. (1963) fanden eine Zusammensetzung von $(\text{Fe}_{0.91}\text{Ni}_{0.13}\text{Co}_{0.007})\text{S}$. SARKAR (1971) legte folgende Analyse vor.

54.74 % Fe 7.99 % Ni 0.30 % Co 0.57 % Cu 35.63 % S tot 99.23 %

54.35 % Fe 8.07 % Ni 0.41 % Co 0.69 % Cu 35.76 % S tot 99.28 %

Die eigenen qualitativen Untersuchungen mit der Mikrosonde wiesen sehr wenig Cu und Co und etwas mehr Ni aus. Fe ist sehr viel vorhanden, mehr jedenfalls als im umgebenden Kupferkies. Al und Mg gibt es nur in Spuren. Danach kann es kein Vallerit sein, der viel Cu und deutliche Mengen an Al und Mg enthalten müßte.

Zusammen mit dem mikroskopischen Befund kann die Diagnose nur Mackinawit lauten. Er enthält allerdings nur sehr wenig Ni, Co und Cu und läßt sich am besten mit den von EVANS et al. (1964) vergleichen.

Mackinawit ist neben dem ebenfalls sehr seltenen Breithauptit der einzige Ni-Träger.

3.2.2.10. Arsenkies

Arsenkies ist verbreiteter, spärlich auftretender Obergangsteil in den Erzen und (noch seltener) Graphitschiefern.

Im Imprägnationserz sind kleine, xenomorphe, gelegentlich sternchenförmige Individuen nicht ungewöhnlich. Es handelt sich dabei jedoch nicht um Durchkreuzungszwillige oder Skelettwachstum.

Im Verdrängungserz liegt die Größe der Idioblasten bei 50 - 100 μ , sie treten oft zusammen mit Fehlerz auf, das offenbar durch sie verdrängt wird. Daß sie - ebenso wie der spärlich vortretene und ebenso kleine Pyrit - keine Kataklase aufweisen, während die anderen Sulfide allgemein deutliche Spuren tektonischer Bewegung zeigen, läßt auf späte Sprossung schließen. Die mangelnde Kataklase kann natürlich auch an der geringen Korngröße liegen. Wenn die gleichzeitige Sprossung mit Pyrit zutrifft, muß die Bildungstemperatur unter $\pm 500^{\circ}\text{C}$ liegen (BARTON und SKINNER, 1967, 302).

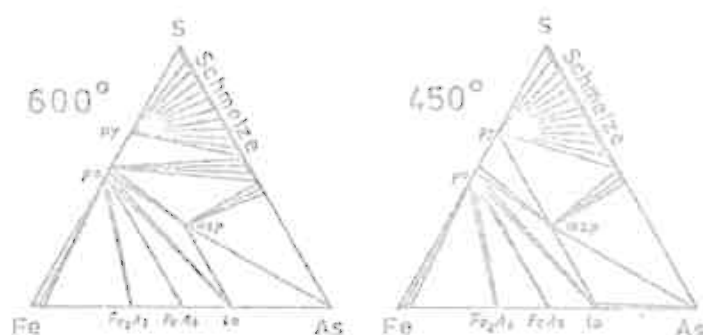


Abb. 22: Phasenbeziehungen im System Fe - As - S bei 450° und 600°C . $P_f = P_{\text{H}_2\text{O}}$

py Pyrit, po Magnetkies, asp Arsenkies, lo Löllingit (aus BARTON und SKINNER, 1967, 303)

Die Paragenese Pyrit - Arsenkies - Magnetkies ist nur im rechten, niedrig temperierten Diagramm (Abb. 22) möglich. Es gilt ein kritischer Punkt von 491°C für niedrige Drücke, ein Druckanstieg von 1 kbar führt zu einer Temperaturerhöhung von $\pm 18^{\circ}$. Oberhalb dieser Temperatur ist Arsenkies + Magnetkies + (As,S)-Schmelze stabil, d. h. es ist keine Pyritbildung möglich.

Diese Versuche wurden durchgeführt mit H_2O als Gasphase. Im Verdrängungserz bestand die Gasphase jedoch aus $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Der Einfluß von CO_2 auf die Umwandlungstemperaturen ist nicht bekannt.

Möglicherweise gibt es noch eine ältere Arsenkiesgeneration. Es wurden äußerst selten bis 0.5 mm große Ididblasten beobachtet, die starke Kataklasten aufweisen und von Zinkblende und Bleiglanz stark verdrängt werden.

Über die Stellung des Arsenkieses im Imprägnationserz kann nichts ausgesagt werden. Er liegt isoliert in der Gangart. Weiterhin ist unbekannt, ob dort der Pyrit primär ausgeschieden wurde oder ob Sekundärbildung aus Magnetkies vorliegt.

3.2.2.11. Fahlerz

Fahlerz ist verbreitet im Imprägnationserz und im Verdrängungserz, seine Menge ist jedoch sehr gering.

Es liegt stets als xenomorphe Bildung vor, die Korngröße kann bis zu $200\ \mu$ reichen. Bevorzugt sind Verwachsungen mit Bleiglanz und Kupferkies. Tritt Arsenkies auf, sproßt dieser oft im Fahlerz, wohl auf Kosten dessen As-Gehaltes.

Die Farbe ist olivgrau-bräunlich, vom Zinnkies kann es nur durch die fehlende Anisotropie unterschieden werden.

Bei qualitativen Untersuchungen mit der Mikrosonde wurde neben Cu reichlich Sb und nur eine Spur As nachgewiesen. Demnach liegt hier das Sb-reiche Tetraedrit vor.

3.2.2.12. Boulangerit

Boulangerit ist eine verbreitete, aber mengenmäßig geringe Komponente im Verdrängungserz.

Die extensive Verbreitung ist geringer als bei Fahlerz, mengenmäßig steht Boulangerit jedoch nicht hinter den einfachen Sulfiden.

Boulangerit ist stets mit Bleiglanz vergesellschaftet, myrmekitische Verwachsungen sind jedoch selten.

3.2.2.13. Bournonit

Bournonit ist eine seltene Komponente im Verdrängungserz. Im gleichen Schliff ist es jedoch stets häufiger als Fahlerz.

Es tritt ebenfalls in Vergesellschaftung mit Bleiglanz auf, doch ist im gleichen Schliff immer nur entweder Boulangerit oder Bournonit vertreten.

3.2.2.14. Pyrargyrit

Pyrargyrit ist eine sehr seltene Komponente im Verdrängungserz.

In Vergesellschaftung mit Bleiglanz treten xenomorphe, bis 10 - 40 μ große taflig-lappige Körner auf.

Der etwa fahlerzartige Helligkeitseindruck, die graublaue Farbe, die Anisotropieeffekte und die massenhaften intensiv carminroten Innenreflexe gestatten eine sichere Diagnose als Rotgültigerz.

Der ähnliche Proustite tritt nach RANDOHR (1960) nur bei Armut an Sb-Mineralen auf, was für den Hauknektind nicht zutrifft. Hier liegt das Fahlerz als Sb-reicher Tetraedrit vor. Zudem hat SAAGER (1966) bei Proben aus der Hofjell Grube mit der Mikrosonde Sb bestimmt, konnte dagegen kein As nachweisen.

Die Diagnose Pyrargyrit ist somit wahrscheinlich.

3.2.2.15. Gudmundit

Gudmundit wurde als äußerst seltenes Obergemengteile nur in einem einzigen Magnetkieskorn des Verdrängungserzes gefunden. Aufgrund der sehr geringen Korngröße ist die Bestimmung etwas unsicher.

Der Gudmundit bildet einen sehr feinkörnigen Myrmekit mit Magnetkies. Dieser liegt als kleines gestrecktes Korn zwischen Kupferkies und Gangart und enthält einen ca. 3 μ großen Fahlerzeinschluß. Der Myrmekit-Bereich im Magnetkies ist scharf begrenzt, seine Größe beträgt ca. 8 x 30 μ .

Ähnliche Myrmekite zwischen Magnetkies und Gudmundit bei gleicher Mineralvergesellschaftung beschreibt RANDOHR (1958) von Jakobshakken bei Sulitjelma, VOKES (1963) von Bleikvassli und SAAGER (1966) vom Hofjell.

RANDOHR (1958, 1960) deutet solche Myrmekite als Zerfallsprodukte von Sb-reichen Fahlerzen.

3.2.2.16. Breithauptit

Breithauptit ist eine sehr seltene Komponente im Magnetkies des Verdrängungserzes.

Er tritt als bis zu 1.5 μ große rundliche bis längliche Tropfen massenhaft im Magnetkies, der als schmaler Saum am Bleiglanz liegt, auf.

3.2.2.17. Rutil

3.2.2.17.1. Primärer Rutil I

Rutil I ist eine verbreitete Komponente des Imprägnationserzes, seine Menge überwiegt bei weitem den Gehalt an Bleiglanz und Kupferkies zusammen.

Er tritt in ausgezeichnet idiomorpher Entwicklung als 50 - 100 μ Körner auf. Seine Eigengestalt bewahrt er auch immer gegen Pyrit. Säulenquerschnitte mit Ausbildung der Prismenflächen (100), (110) sind häufig anzutreffen. Isoliert in der Gangart liegend kann er etwas abgerundete Formen aufweisen.

Größere Körner, teils auch Kornaggregate, zeigen etwas Kataklyse, jedoch stets in geringerem Ausmaß als der Pyrit. Zwillingsbildung ist häufig anzutreffen.

Primärer Rutil ist ebenfalls ein verbreiteter, mengenmäßig allerdings sehr geringer Übergangsteil der Verdrängungserze und Graphitschiefer. Er tritt hier immer als rundlich lappiger, ca. 5 μ großer Einschluss im Titanit auf. Dieses Auftreten beschreibt BORSCH (1966) auch vom Rostaffell, wobei die umgebene Phase von ihm allerdings als Zinnstein angesprochen wird.

3.2.2.17.2. Sekundärer Rutil II

Sekundärer Rutil II ist ein verbreiteter mengenmäßig sehr geringer Übergangsteil in entmischten Hämatiten der Amphibolite.

Er bildet einen äußerst feinkörnigen Myrmekit mit Hämatit. Zwillingsbildung und Innenreflexe - charakteristisch für den Rutil I - sind nicht zu beobachten.

Zur Genese siehe Kap. 3.2.2.19.

3.2.2.18. Ilmenit

Ilmenit ist ein verbreiteter Nebengemengteil in Amphiboliten, in den Erzlagern wurde er nicht beobachtet.

Er liegt als rundlich-länglich, teils idiomorphe Körner von 100 - 200 μ Größe meist isoliert in der Gangart. Seine Eigengestalt bewahrt er gegenüber allen übrigen Mineralen, insbesondere gegen Magnetkies, von dem er auch nicht verdrängt wird.

Das Auftreten als entmischte Phase im Hämoilmenit wird unten beschrieben.

3.2.2.19. Hämoilmenit

Hämoilmenit tritt in feldspatreichen Amphiboliten als Nebengemengteil auf. Modalanalysen nach der Punktzählmethode ergaben an einem relativ homogenen Amphibolit einen Gehalt von ca. 5.3 Vol % Hämoilmenit.

Die Körner sind rundlich-oval, teils etwas lappig, ihre Größe liegt um 0.1 - 0.2 mm. Die Hämoilmenite sind entmischte. Dabei ist eine erste und zweite Ilmenitgeneration in Form der typischen Disken und Lamellen zu erkennen. Häufig enthalten Hämoilmenitkörner eine auffallend grobe Ilmenitlamelle, die dann meistens am Kornrand liegt und ihrerseits zahlreiche Hämatitdisken der zweiten Generation entmischt hat. Gelegentlich ist ein weiterer Zerfall dieser Ilmenitlamelle zu beobachten. Ausgehend von der Grenze zum Hämatit zerfällt der Ilmenit zu einem feinen Myrmekit mit Hämatit und sekundärem Rutil II (vergl. Kap. 3.2.2.17.2.). An der Front dieses Zerfalles im Ilmenit werden feinste, lappige Spinellkörner abgeschieden.

Nach RAMDOHR (1929, 361) beruht diese Umsetzung auf einer Oxidation:



Seine Beobachtung, daß diese Reaktion nach Bildung der Hämatitdisken der zweiten Generation abläuft, kann am vorliegenden Material bestätigt werden.

Ungeklärt bleibt dabei, warum die Oxidation im Innern des Korns und nicht an den Korngrenzen zur Gangart, wo der Zutritt des O_2 leichter zu erklären wäre, abläuft.

Die Abscheidung von Spinell in Ilmenit-Erzen beschreiben u. a. GIERTH (1970) und PAPE (1973) aus den Ilmenit-Erzen des Anorthosit-Gebietes von Süd-Norwegen. Spinell tritt dort u. a. im Reaktionssaum zwischen Magnetit und Ilmenit auf. Dort gehört Spinell (PAPE, 1973, 54) zu den primären Mineralen. Im vorliegenden Fall ist die Spinell-Komponente anscheinend im Ilmenit verborgen und wird erst

bei seinem Zerfall freigesetzt. Mengenmäßig ist sie sehr gering und nur bei einer kleinen Zahl von Umwandlungen zu finden.

Hämatit als selbständige Phase wurde weder im Erz noch im Nebengestein beobachtet.

3.2.2.20. Magnetit

Magnetit wurde nur außerhalb der Erzlager in einem Feldspat-reichen Amphibolit gefunden.

Er liegt als einzelne, 0.2 - 0.4 mm große, stark verbrochene Idioblasten in der Gangart verstreut. Vergesellschaftet ist er mit reichlich Ilmenit, etwas Hämoilmenit und Magnetkies.

Die Magnetite zeigen keinerlei Entmischungen. Auch wo Ilmenit gelegentlich eine gemeinsame Korngrenze mit dem Magnetit hat, konnte keinerlei Reaktion beobachtet werden.

3.2.2.21. Wismut

Wismut ist ein sehr seltener Übergangsteil im Verdrängungserz.

Er bildet rundliche, längliche und tropfenförmige Einschlüsse im Bleiglanz, gelegentlich findet er sich auch an der Korngrenze Bleiglanz/Magnetkies. Die Korngröße überschreitet selten 1 μ .

Bedingt durch die geringe Korngröße sind Einzelheiten schlecht erkennbar. Während Anisotropie noch sicher beobachtet werden konnte, wurde Zwillingsbildung nicht festgestellt. Ebenso wenig wurde das nach SAAGER (1956) den Wismut begleitende Bi-Pb-Sulfo-Salz Cosalit gefunden.

3.2.2.22. Graphit

Graphit ist ein verbreitetes Nebengemengteíl der Verdrängungserze, im Graphitschiefer wurden bis 11.1 Vol % festgestellt. Im Imprägnationserz fehlt Graphit.

Er liegt vor als ca. 0.1, max. 0.5 mm lange Leisten, die - insbesondere im Graphitschiefer - fast immer eine gute Paralleltexur aufweisen. Häufig sind sie verbogen und zerknittert, an den Enden gelegentlich etwas aufgeblättert. Sie sind stets älter als die begleitenden Sulfide. Oft durchspießen sie mehrere Sulfidkörner, was meist mit einer Deformation verbunden ist. Die Sulfide wurden nach ihrer Platznahme noch bewegt.

Im Innern einzelner Bleiglanz- und Magnetkieskörner ist oft ein Häcksel aus kleinen Graphitschuppen anzutreffen. Dieser Häcksel ist ca. 10 - 20 mal kleiner

als die übrigen Graphitleisten, die ebenfalls in solche Körner hineinragen können.

3.2.2.23. Sekundäre, oberflächennahe Mineralbildungen

Mineralum- und Neubildungen als Folge der Einflüsse der Atmosphären bedränken sich auf das zu Tage anstehende Gestein, allenfalls reichen sie einige Meter zur Tiefe. Da während der Eiszeit alle früheren Bildungen weggeholt wurden, handelt es sich um ganz junge Bildungen.

Mikroskopisch stets zu beobachten ist die Zersetzung von Magnetkies über "Zwischenprodukt" zu Markasit und gelegentlich Pyrit. Beim Zwischenprodukt handelt es sich nach FRENZEL et al. (1973) nicht um eine Varietät des Markasits, sondern um ein Mineral mit zwar ähnlicher chemischer Zusammensetzung, das jedoch noch neben dem Sulfidschwefel auch einen geringen Sulphatgehalt aufweist. Dabei können drei mineraloptisch und chemisch verschiedene Varietäten unterschieden werden.

Bei der Zersetzung des Magnetkieses über das Zwischenprodukt sind meist die typischen "birds-eye-structures" zu beobachten. Gelegentlich kann Brauneisenbildung neben oder anstelle des Markasits beobachtet werden.

Markasit liegt bisweilen auch als Intergranularfilm zwischen Zinkblende und/oder Quarzkörnern des Verdrängungserzes (nur in Oberflächenproben beobachtet).

Brauneisen findet sich typisch als lange, einige Zehntel mm breite, schalige Bänder in Erz und Nebengestein. Neben den Erzmineralen muß vor allem Biotit als Lieferant des Fe angesehen werden. Die Zersetzung des Biotits äußert sich im Dünnschliff durch Abnahme der Farbtintensität, im Röntgendiagramm durch Verschwinden des ersten Basis-Reflexes.

3.2.3. Mineralogie der Gangarten

In diesem Kapitel soll die Mineralogie des Verdrängungserzes behandelt werden. Bezüglich des Imprägnationserzes wurde entsprechendes in Kap. 2.1.2. besprochen. Die Erzminerale sind dort Bestandteil des metamorphen Mineralverbandes der Glimmergneise und Diathon-Glimmergneise.

Die Problematik der Mineraldiagnose ist in Kap. 2.3.1. bei den entsprechenden Mineralen behandelt worden.

Folgende Minerale wurden im verquarztem Bereich des Verdrängungserzes festgestellt:

Quarz: Hauptmineral, kann bis fast 100 % betragen. Die Quarze sind allotriomorph, schwach verzahnt und gleichkörnig um 1 mm. Meist zeigen sie undulöse Auslöschung.

und sind optisch nicht ganz einaxig.

Carbonat: Meist Dolomit mit etwas Calcit in den Zwickeln. Sehr gleichkörnig bis etwa 1 mm Korngröße zeigen sie ein ausgeprägtes, pflasterartiges Rekristallisationsgefüge.

Die Carbonate werden etwas verdrängt von Erz und Tremolit, sehr stark von diopsidischen Pyroxen.

Glimmer: Im reinen Marmor gibt es nur noch wenige schmale Leisten von Muskovit (Hellglimmer), im Quarzit sind wenig, aber verbreitet mm-große Phlogopitpakete.

Pyroxen: Meist abwesend, im Marmor mm-große panidiomorphe diopsidische Pyroxene, die die Carbonatrete stark verdrängen. Teilweise zeigen sie ein gut entwickeltes Idioblastensieb.

Tremolit (Grammatit): Im Gegensatz zu den Empfehlungen TRÜGER's (1969, 458) soll in Übereinstimmung mit den zitierten Arbeiten die Bezeichnung "Tremolit" verwendet werden.

Tremolit bildet bis 1 mm große hypidiomorphe bis panidiomorphe Leisten und Prismenquerschnitte im Carbonat, etwas kleinere und besser idiomorph entwickelte Körner sind Akzessorien im Quarzit.

Akzessorien: Apatit, Titanit in stets ausgezeichneter idiomorpher Entwicklung, Zirkon, Feldspat, Graphit. Die Akzessorien sind ganz überwiegend in quarzreichen Partien anzutreffen.

Damit können (wenn einmal von der Erzführung abgesehen wird) zwei Paragenesen herausgestellt werden:

1. Quarz - (etw.) Tremolit - (Glimmer - Titanit/Apatit)
2. Carbonat (Dolomit + etw. Calcit) - Diopsid und/oder Tremolit - (Titanit/Apatit)

Beide Mineralassoziationen werden auf den gleichen Bildungsmechanismus zurückgeführt.

In Kap. 2.3.2. (Metamorphose) wurden für die Metamorphose Drucke von mindestens 5 kbar und Temperaturen von 500°C bis 600°C wahrscheinlich gemacht. Es wurde darauf hingewiesen, daß die Diopsidbildung aus Tremolit + Calcit + Quarz bei den in Carbonaten zu erwartenden hohen CO₂-Partialdrücken nicht erreicht wird. Wird nun vorausgesetzt, daß das "Verdrängungserz" durch metasomatische Vorgänge entstanden ist, und daß mit den Sulfiden auch größere Mengen von Kieselsäure (dem jetzigen Quarzit am Kontakt zum Marmor) antransportiert wurden, so erfolgte eine stete Verdünnung des aus der Tremolitbildung entstehenden CO₂ durch H₂O. Bei den resultierenden niedrigen CO₂-Partialdruck kann Diopsid

schon bei geringeren Temperaturen entstehen. Dies setzt voraus, daß Skarnbildung und Metamorphose gleichzeitig abliefen, wozu gegenteilige Beobachtungen bislang auch nicht gemacht wurden.

Tremolit tritt nur in enger räumlicher Beziehung zum Marmor und zum Quarzit auf. In den entsprechenden Belegstücken fehlt stets ein Reaktionspartner (Quarz oder Calcit) zur vollständigen Diopsidbildung, was durch Abtrennung während der Metasomatose erklärt werden kann. Bei dem geeigneten Reaktionspartner und dem angenommenen niedrigen X_{CO_2} wäre anderenfalls aller Tremolit in Diopsid überführt worden.

Ein weiteres Argument für die Zufuhr und Ausfüllung von Kieselsäure ist das unregelmäßige Auftreten von Graphitschuppen im Quarzit. Graphit wird als primäre Gesteinskomponente angesehen, als Obergemengteil kann er praktisch in allen Gesteinstypen auftreten. Er weist dann stets eine gute Paralleltexur auf. Sie wird ausgeprägter mit steigendem Graphitgehalt (z.B. in den Graphit-schiefern) oder der "Schiefrigkeit" eines Gesteins. Völlig unregelmäßiges Auftreten des Graphits außerhalb des Quarzithorizontes bzw. des Verdrängungserzes wurde nicht beobachtet und ist auch aufgrund des Schieferungs- und Faltengefüges nicht zu erwarten.

Dagegen sind die Graphite des Verdrängungserzes Relikte der primären C-Komponente der prämetamorphen Kalke, die von den andiffundierenden kiesel-säurereichen Lösungen weder verdrängt noch in irgend einer Form abtransportiert wurden. Bei der weiteren Beanspruchung stellte der Quarzit einen Hörtling dar, der keine weitere Gefügeregelung mehr zuließ, so daß die richtungslose Textur des Graphits erhalten blieb.

Zusammenfassend wird somit festgestellt:

1. Die Kalksilikate an der Kontaktzone zwischen Marmor und Verdrängungserz sind Skarnbildungen, entstanden aus der Reaktion des Marmors mit kiesel-säurereichen Hydrothermallösungen.
2. Der Sulfiderz-führende Quarzithorizont wird auf den Antransport von Kieselsäure und Sulfiden in hydrothermalen Lösungen zurückgeführt.
3. Für eine Metasomatose und gegen isochemische metamorphe Bildung des Sulfid-führenden Quarzites spricht die richtungslose Textur von primären Graphitschuppen im Quarzit, die im Gegensatz zu den sonstigen Graphit-führenden Gesteinen steht.
4. Die Skarnbildung erfolgte synmetamorph (vergl. Kap. 3.2.1. und Kap. 3.5.)

3.2.4. Imprägnationserz (Pyrit/Zinkblende Typ)

Die Imprägnationserze im Westfeld sind konkordant im tauben Nebengestein eingelagert. Ihre räumliche Ausbildung ist linsen- bis linealförmig, die Mächtigkeit beträgt ca. 1 m.

Das Nebengestein ist ein undeutlich gebänderter, plattiger Disthen-Glimmergneis. Neben Quarz, Plagioklas, Glimmer und Disthen sind Zoisit und Apatit im Glinnschliff kennzeichnend.

Die Erzminerale liegen meist als rundliche Körner bzw. zurücktretend als Kornaggregate im Verband der Silikate. Die bei weitem häufigsten Erzminerale sind Pyrit und Zinkblende. Ebenso verbreitet, jedoch nur als Nebengemengteil, ist Rutil. Magnetkies fehlt meistens, kann jedoch in einzelnen Proben den Pyrit an Menge übertreffen. Kupferkies und Bleiglanz sind überall nur als Obergemengteil vorhanden (vergl. Tab. 9). Als deszente Sekundärbildungen treten Brauneisen, Markasit und "Zwischenprodukt" auf.

In der Regel ist eine feine bis undeutlich-grobe Bänderung zu beobachten, hervorgerufen durch lagenweise Anreicherung der Erzkörnchen. Insbesondere gilt dies für den Rutil, in etwas geringerem Maße für Pyrit und Zinkblende. Diese Lagentextur ist sowohl im Aufschluß als auch im Anschliff zu beobachten.

Rutil und Pyrit liegen als Porphyroblasten vor, wobei die Neigung zu idiomorpher Ausbildung bei Rutil stärker ausgeprägt ist. Pyrit zeigt gegen Silikate oft rundliche bis lappige Begrenzungsflächen. Insbesondere hat Disthen stets idiomorphe Ausbildung gegen Pyrit. Dagegen zeigen die Pyrite gegen die Sulfide, vornehmlich gegen Zinkblende, meist kristallographische Begrenzungsflächen.

Rutil ist mechanisch kaum beansprucht, ebenso zeigt der Pyrit nur in sehr beschränktem Maße Kataklase. Häufig weist er jedoch eine deutliche Längung auf, die parallel zur Einregelung der Glimmer liegt. Einschlüsse fehlen im Rutil völlig. In den Pyriten sind sie spärlich vertreten als rundliche, 20 - 50 μ große Körnchen von Zinkblende, Zinkblende/Bleiglanz, Zinkblende/Kupferkies sowie Gangart, Bleiglanz und Bleiglanz/Kupferkies.

Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz sind xenomorph lappig bis rundlich als Einzelkörnchen oder Verwachsungen in die Silikate eingelagert. Der Glimmer bewahrt gegen sie stets seine Eigengestalt. Intergranulare Infiltration zwischen die Silikate oder Zwickelfüllungen sind selten. Der Kupferkies hat sich häufig am Rand größerer Zinkblendekörnchen angesiedelt, ebenso als Saum am Pyrit. Geologentlich füllt Kupferkies auch die Zwickel zwischen Pyriten oder bildet einen dünnen intergranularen Film zwischen Pyritkörnern.

Einzelne Zinkblendekörnchen enthalten 2 - 5 μ große, meist lappige Kupferkiestropfen, vermutlich als Entmischungen. Eindeutige Entmischungen wurden nur selten gefunden. Der Kupferkies ist dann in Form von Stäbchen nach zwei Richtungen in der Zinkblende angeordnet. Entmischungen von Zinkblende in Kupferkies wurde dagegen nicht beobachtet.

Magnetkies verhält sich ähnlich, tritt jedoch nur an einer Lokalität in nennenswerter Menge auf. Im Unterschied zu den oben beschriebenen Sulfiden neigt er in stärkerem Maße zu rundlicher, polygonaler, aber immer noch xenomorpher Ausbildung. Pyrit zeigt auch ihm gegenüber xenomorphe Ausbildung.

Fahlerz, Molybdänglanz und Arsenkies sind sehr seltene Akzessorien. Fahlerz findet sich als kleine, polygonale Körnchen meist in Verwachsungen mit Zinkblende, aber auch mit Kupferkies und Bleiglanz. Molybdänglanz bildet Blättchen ähnlich wie Graphit. Die Größe schwankt zwischen 2 x 30 μ bis 60 x 200 μ . Sie liegen isoliert in der Gangart oder in Zinkblende.

Eine ungewöhnliche Ausbildung zeigt allein der Arsenkies. Obwohl er stark zu idiomorpher Ausbildung neigt, bildet er lappige bis sternchenförmigen Tropfen von 5 - 50 μ Größe. Dabei handelt es sich nicht um Durchwachsungszwillinge. Diese Ausbildung steht im Widerspruch zu den Beobachtungen in der Mofjellgrube (SAAGER, 1966, 45), wo Arsenkies stets ausgezeichnet idiomorph ausgebildet ist.

3.2.5. Verdrängungserz (Zinkblende/Magnetkies Typ)

Das Verdrängungserz unterscheidet sich bezüglich der Mineralzusammensetzung und in seiner Beziehung zum Nebengestein wesentlich von Imprägnationserz. Während bei letzterem keine Beeinflussung der Gangarten stattgefunden hat (die erzführenden Gneise unterscheiden sich nur durch das Auftreten von Erzmineralen von den ungebundenen Gneisen), sind für das Verdrängungserz Wechselbeziehungen zwischen Erz und Nebengestein typisch. Die in Kap. 3.2.3. beschriebenen Kalksilikatbildungen sind auf die Zufuhr von Kieselsäure zurückzuführen, die mit den vorhandenen Carbonaten zu neuen Mineralphasen reagieren. Entsprechende Verdrängungen der Carbonate durch Diopsid und Tremolit sind im Dünnschliff zu beobachten. Andererseits tritt der Quarzit stets in Verbindung mit Sulfiderzen auf, wenn auch die Erzführung meist gering ist. Die Sulfide sind nicht gleichmäßig im Quarzit verteilt, sondern bilden ein unregelmäßiges Netzwerk oder nesterartige Anreicherungen. Irgendwelche Gefügeigenschaften wie etwa die Blünderung des Imprägnationserzes sind nicht erkennbar. Allerdings müssen nach der Platznahme noch erhebliche Bewegungen stattgefunden haben, die Verbiegungen und Aufblätterungen von Glimmerpaketen und feinsten, mylonitartige Verwachsungen von Zinkblende und Bleiglanz belegen.

Sulfide des Verdrängungserzes finden sich auch außerhalb des Quarzites, sie

sind aber stets an Marmor gebunden (z. B. in den Bohrungen und am Kontakt zum Marmor des Westfeldes). Im Übrigen ähneln diese Erze vollständig den oben beschriebenen, lediglich die Carbonate werden durch sie stärker verdrängt.

Mineralogisch ist das Verdrängungserz komplexer zusammengesetzt als das Imprägnationserz. Hauptmineral ist hier Zinkblende. Mit deutlichem Abstand folgen Magnetkies und Bleiglanz. Noch geringer ist der Anteil des Kupferkieses. Weniger verbreitet ist Pyrit, der in einzelnen Proben allerdings die Menge des Kupferkieses übertreffen kann. Insgesamt ist er jedoch untypisch. Mengennäßig geringe, jedoch in fast allen Proben vorhandene Ohergemengteile sind Fahlerz und Molybdänglanz. Die übrigen Sulfide sind nur selten vorhanden (Tab. 9).

Xenomorphe, meist innig mit Bleiglanz verwachsene Zinkblende bildet die Grundmasse. Kupferkies gehört ihr nur zum Teil an, teils wird er als Tropfen von Zinkblende umschlossen. Ob alle diese Tropfen Entmischungen sind, sei dahingestellt. Ebenso ist nur ein Teil des Magnetkieses Bestandteil der xenomorphen Grundmasse. Einen anderen Teil bilden hypidiomorphe, ältere Magnetkiestafeln, die schwach von Zinkblende und Bleiglanz verdrängt worden. In oberflächennahen Proben zeigen diese Tafeln besonders schön die Umsetzung über Zwischenprodukt zu Markasit/Pyrit II infolge des Angriffes der Atmosphärrillen. Kupferkies, Magnetkies und Bleiglanz sind häufig auch infiltrativ-intergranular auf Korngrenzen und in Zwickeln der Gangart zu finden.

Typisch ist Graphit, der in wechselnder Menge vorkommt. Während er in vielen Proben fehlt, kann sein Volumenanteil in anderen Proben 5 % übersteigen. Auf seine richtungslose Textur wurde bereits mehrfach hingewiesen. Wie die Glimmer zeigt er vielfach Deformationen in Form von Verbiegungen und Knitterung. Graphit ist älter als die Sulfide und älter als Tremolit, den er durchspießt oder sein Wachstum begrenzt.

Ist Pyrit vorhanden, so ist er meist klein und besser idiomorph entwickelt als im Imprägnationserz. Größere Ididblasten werden teilweise verdrängt durch Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies. Einschlüsse anderer Sulfide sind ausgesprochen selten. Die fehlende oder nur in sehr beschränktem Umfang vorhandene Kataklaste ist ebenfalls ein Hinweis auf späte Sprossung.

Von den seltenen Erzen ist Boulangerit und Wismut streng an Bleiglanz gebunden. Mackinawit und Cubanit treten nur im Kupferkies auf. Arsenkies und Guldendit wurden nur in feinsten Verwachsungen mit Magnetkies gefunden.

3.3. Opake Minerale der Nebengesteine

3.3.1. Graphitschiefer

Die Graphitschiefer sind Meta-Faulschlämme, bei denen der ursprüngliche Gehalt an organischem Material heute als Graphit vorliegt. Die hierin aufgefundenen Sulfide passen vollständig in dieses Bild. Es sind synsedimentäre Sulfidfüllungen gelöster Schwermetalle, verursacht durch den H_2S im anaeroben Bereich im Wasser des Sedimentationsraumes.

Die bis einige Zehntel mm langen Graphitschüppchen sind meist ausgezeichnet parallel zur Schieferung eingeregelt und bedingen die gute Spaltbarkeit des Gesteins. Oft sind sie verbogen und zerknittert. Die Menge beträgt einige Vol. %, der höchste Gehalt wurde mit 11,1 Vol. % ausgemessen.

Wichtigstes Sulfid ist Magnetkies. Die rundlich bis polygonal länglichen Körner sind meist gelängt und parallel zur Schieferung eingeregelt. Ihre Menge beträgt einige Zehntel Vol. %. Stets vorhanden sind auch bis max. 0,1 Vol. % Kupferkies, der als xenomorphe, wenige μ große Körnchen mit Magnetkies verwachsen ist oder isoliert in der Gangart liegt. Extrem selten sind Bleiglanz und Molybdänglanz, letzterer liegt - wie auch in den Erzlagerstätten - als kleine, idiomorphe Trüffchen vor.

Von den Oxiden ist nur Rutil vertreten, der ausschließlich als lappig-polygonaler Kern von Titanit umgeben wird.

Zusammen mit dem Graphit sind die beschriebenen Erze sowohl bezüglich der Metallarten als auch der gegenseitigen Mengenverhältnisse charakteristische Kennzeichen von Meta-Faulschlämmen (vergl. Kap. 2.1.2. und Tab. 6). Auf das Vorhandensein weiterer Anionen weist das Auftreten von Skapolith hin, ebenfalls keine außergewöhnliche Eigenschaft von Graphitschiefern.

3.3.2. Kalksilikat-Gneise

Die Diopsid, Zoisit und/oder Carbonat-führenden Glimmmergeise enthalten einen meist im Handstück deutlich erkennbaren Erzanteil. Dabei ist das makroskopisch erkennbare Erz ausnahmslos bis einige mm großer, xenomorpher Magnetkies.

Die größeren Erzkörner bestehen aus mehreren Einzelkörnern und sind in der Regel schwach gelängt. Maximal wurden 3,0 Vol. % gemessen.

Kupferkies ist - allerdings in sehr geringer Menge, es wurden max. 0,1 Vol. % gemessen - ein häufiger Begleiter des Magnetkieses. Die kleinen, nur wenige μ großen, xenomorphen Körnchen sind meist mit ihm verwachsen. Seltener liegen sie in Zwickeln der Gangart. Außerst selten wurden Spuren von Zinkblende gefunden. Alle Sulfide sind stets nur bei gleichzeitigem Auftreten von Magnetkies

beobachtet worden.

In anderen Gneisen wurden zusätzlich geringe Mengen von Bleiglanz und Arsenkies festgestellt.

3.3.3. Amphibolite

Die für basische Magmen typischen opaken Minerale Ilmenit und Magnetit sind auch hier kennzeichnend für die Amphibolite. Ihr Anteil beträgt einige Vol. %.

Magnetit liegt als zerbrochene Idioblasten in der Gangart. Ilmenit ist meist etwas gelängt und parallel zur Schieferung eingeregelt. Besonders die kleinen Körnchen zeigen Entmischungen von Hämatit und liegen jetzt als Hämoilmenite vor. Diese wurden ausschließlich in Amphiboliten beobachtet. (vergl. Kap. 3.2.2.18. - 3.2.2.20).

Als einziges Sulfid ist Magnetkies vorhanden. Seine Menge liegt jedoch wesentlich unter derjenigen der Oxide, womit die gegenseitigen Mengenverhältnisse denen der basischen Magmatite entsprechen.

Die Beobachtungen wurden nur an wenigen Proben gemacht. Es kann weder etwas ausgesagt werden über räumliche Trends noch über die opaken Minerale der sicher aus Mergeln hervorgegangenen Amphibolite, die sich gelegentlich bei der geologischen Kartierung durch lateralen Fazieswechsel zu erkennen geben.

Die untersuchten Proben führen neben gemeiner Hornblende Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit. Akzessorisch treten Apatit und Orthit auf.

3.4. Vorstellung zur Genese

In den vorangegangenen Kapiteln wurde dargelegt, daß die heute in den verschiedenen Erzlagerern vorliegenden Paragenesen der Erz- und Gangartminerale metamorph sind. Es haben mit anderen Worten nach der Platznahme unter dem Einfluß von Druck und Temperatur Mineralneubildungen, Rekristallisation und relative Bewegung stattgefunden. Für die Nebengesteine ist dies relativ einfach zu belegen, denn bestimmte Mineralparagenesen können nur innerhalb eines definierten Druck - Temperaturbereiches bei gegebenem Gesamtchemismus gebildet werden. (Kap. 2.3. Petrogenese). Bewegungen dokumentieren sich hier durch Falten- und Schieferungsgefüge sowohl im Mikro- als auch im Makrobereich.

Für die Erze ist dieser Nachweis schwieriger zu führen, da sie einerseits syngenetisch (wobei sie dann entsprechend dem Werdegang des Nebengesteins zwangsläufig metamorph sein müssen) entstanden sein können, andererseits aber auch das Resultat epigenetischer, hydrothermaler Bildungen sein können.

Bei der Beschreibung der Ertlager und der einzelnen Erzminerale wurde zwischen Imprägnationserz und Verdrängungserz unterschieden. Diese Unterscheidung muß auch bei der genetischen Betrachtung beibehalten werden, da wesentliche Unterschiede bestehen.

Für die Imprägnationserze vom Pyrit/Zinkblende Typ seien hier noch einmal die Argumente für eine Interpretation als metamorphes Erz zusammengefaßt:

- Die Pyrit/Zinkblende - Anreicherungen sind - soweit es in den Schürfen erkennbar ist - konkordant als linsen- bis linsenförmige Körper in die Disthen-Glimmergneise des westlichen Muldenkerns der Hauknastind-Andfiskvatn-Synklinalen eingeschaltet.
- Tektonische Messungen von Lineationen im Erz stimmen mit den Lineationen und der Hauptfaltenachse des Nebengesteins überein.
- Die Erzführung ist gleichmäßig, Anreicherungen in Nestern und in Inhomogenitäten des Gesteins wie Spalten und Schichtfugen sind untypisch.
- Die Erze weisen makroskopisch und mikroskopisch eine - wenn auch oft undeutliche - Bänderung auf, die unabhängig von der Art des Nebengesteins ist. Es wurden also nicht - wie bei postorogener, epigenetischer Erzbildung zu erwarten wäre - bestimmte Gesteinsarten oder Inhomogenitäten eines Gesteinskomplexes für den Erzabsatz bevorzugt.
- Die mineralogische Zusammensetzung von Erz und Nebengestein ist - abgesehen von der Erzführung - die gleiche. Eine Veränderung der Gangarten im Erz oder an seinem Kontakt zum Nebengestein konnte nicht beobachtet werden.
- Pyrit-Idioblasten sind häufig etwas gefängt und - ähnlich wie beispielsweise die Glimmer im Nebengestein - parallel zur Schieferung eingeregelt. Die Blastese des Pyrits erfolgte nach Bildung der Gangarten Disthen und Glimmer.
- Pyrit und in etwas geringerem Umfang Zinkblende weisen Kataklase auf. Besonders in der Zinkblende können solche Risse von Kupferkies und/oder Bleiglanz verheilt sein.

Verdrängungen von Erzmineralen oder der Gangart fehlen (abgesehen von randlicher Korrosion). Irgendwelche Pseudomorphose wurden nicht beobachtet.

- Eine eindeutige Kristallisationsfolge besteht nicht.

- Druckzwillingbildung der Zinkblende und Aufblätterungen und Verbiegungen von Glimmerpaketen durch Sulfide weisen auf tektonische Beanspruchung hin.

Die hier aufgeführten Beobachtungen lassen sich ausnahmslos als Argumente für syngenetische Erzbildung verwenden, nach der Erz und Nebengestein den gleichen metamorphen Bedingungen während der kaledonischen Orogenese ausgesetzt waren. Eine epigenetische, postorogene Deutung ist hiernach nicht möglich. Auch eine syn- bis spätorogene Erzbildung, die immer noch zeitig genug erfolgt sein könnte, um die geschilderten Deformations- und Rekristallisationserscheinungen zu bewirken, steht im Widerspruch zu den Beobachtungen, daß eine gleichmäßige Erzführung ohne irgendwelche Bevorzugungen vorliegt und daß keine Nebengesteinsumwandlungen vorhanden sind. Beides läßt sich kaum mit einer hydrothermalmetasomatischen Entstehung der Erzlager vereinbaren.

Für die Imprägnationserze von Pyrit/Zinkblende Typ ist somit nach den im Rahmen dieser Arbeit angestellten Untersuchungen eine Deutung als syngenetische Vererzung, die prämetamorph in die jetzigen Disthen-Glimmergneise erfolgte, am wahrscheinlichsten. Während der kaledonischen Orogenese fand dann eine vollständige Zerstörung aller primären Strukturen des Erzes sowie Sammel- und Rekristallisation statt. Größere Stofftransporte (abgesehen natürlich von tektonischen Bewegungen durch Faltung) hat es nicht gegeben. Für rein tektonische Abpressung und Anreicherung waren die Erzführenden Gesteine zu kompetent, da der Erzanteil nur wenige Vol.% betrug. Überreste der primären Erzparagenese sind vermutlich Rutil, eventuell auch Molybdänglanz und Arsenkies.

Die Deutung der Imprägnationserze als syngenetische Bildungen stimmt soweit überein mit den Untersuchungen von SAAGER (1966) und KLEINEVOSS (1967) für weitere Sulfidlager in Rana. Offen bleibt die primäre Herkunft der Erze, die sich wohl kaum noch mit Sicherheit klären lassen wird. Zwar spricht nichts gegen die von den beiden oben genannten Autoren vertretene Ansicht, wonach die Erzpender hydrothermale Thermen in Verknüpfung mit dem initialen Magmatismus der kaledonischen Orogenese waren. Gut ins Bild passen dazu auch die in raschem horizontalen und vertikalen Fazieswechsel vorliegenden Meta-Sedimente als marine Geosynklinalseimente. Doch ist noch nicht einmal nachgewiesen, daß die (oder einige der) jetzigen Amphibolite wirklich Meta-Tuffe eines initialen Vulkanismus sind. Und solange nicht weitere Argumente gefunden werden, kann eine primäre Entstehungsgeschichte des Erzes nur Arbeitshypothese, nicht aber Ergebnis sein. Begründet ist allein die Annahme einer syngenetischen Entstehung.

Die oben angeführten Überlegungen sind nicht auf die Verdrängungserze übertragbar. Der erste auffällige Unterschied zu den Imprägnationserzen besteht in der Vorherrschaft von Zinkblende/Magnetkies sowie einem wesentlich höheren Bleiglanzanteil gegenüber der Kombination Pyrit/Zinkblende. Dazu treten eine

Reihe weiterer, im Imprägnationserz nicht vorhandener, nur mikroskopisch erkennbarer Erze. Der zweite wesentliche Unterschied ist das alleinige Auftreten von Quarz als Gangartmineral der Verdrängungserze sowie die Ausbildung von Skarnmineralen.

Es müssen daher auch für das Verdrängungserz die für die Genese von Bedeutung erscheinenden Merkmale zusammenfassend betrachtet werden:

- Die ganz Überwiegende Menge der Zinkblende/Magnetkies Anreicherungen ist an einen ca. 2 000 m langen, 1.00 - 1.50 m mächtigen Quarzit gebunden, der an der Hangendgrenze eines Marmorzuges liegt. Erzmineralogisch gleiche Kiesanreicherungen treten jedoch auch andernorts auf, sie sind ebenfalls stets an Marmore gebunden. Hervorzuheben sind die Verdrängungserze an den Marmoren im westlichen Kern der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinal, die keinen Quarzit als Begleiter haben. Die Untersuchungen von SAAGER (1966) stützten sich ausschließlich auf Proben dieser Lokalität, die für die Gesamtheit der Verdrängungserze eher untypisch sind. Insbesondere sind hier die Lagerungsverhältnisse unklar, da die Marmore als tektonisch abgescherte, isolierte Schollen vorliegen. Trotz eingehender geologischer Studien kann daher die Angabe SAAGER's (1966), daß sich die Schürfe am Liegendkontakt der Marmore befinden, weder bestätigt noch widerlegt werden. Der Sulfid-führende Quarzit auf dem Südschenkel der Synklinal liegt jedoch eindeutig im Hangenden des Marmorzuges, doch muß auch hier einschränkend betont werden, daß die Richtigkeit der allgemeinen Lagerungsverhältnisse zwar wahrscheinlich gemacht wurde, jedoch nicht eindeutig bewiesen werden konnte (Kap. 2.1.).
- Die Erzführung ist ungleichmäßig. Charakteristisch ist eine Anreicherung in einem mehr oder minder zusammenhängenden Netzwerk und in Nestern.
- Eine Regelung wie im Imprägnationserz ist nicht vorhanden, insbesondere fehlt jedes Anzeichen einer Bänderung.
- Die mineralogische Zusammensetzung der Gangarten unterscheidet sich erheblich von derjenigen des Nebengesteins. Typisch ist das Auftreten der Erze in einem ziemlich reinen Quarzit, in seinen Randbereichen kommen dazu typische Skarnminerale wie Diopsid, Tremolit und Phlogopit. In quarzfreien Erzen sind die Skarnminerale ebenfalls vorhanden. Die Bildung des Skarns als Reaktion von Kieselsäure mit dolomitischen Kalken wurde in Kap. 3.2.3. ausführlich behandelt.
- Die Gangarten, insbesondere die Carbonate, werden stark von den Sulfiden verdrängt. Graphit und Glimmer sind immer älter als alle anderen Minerale. Molybdänglanz und Arsenkies ist älter als die anderen Sulfide. Hypidiomorphe, ältere Magnetkiesstafeln werden verdrängt von Zinkblende und Bleiglanz, größere

Pyrit-Idioblasten werden von Zinkblende, Bleiglanz und Magnetkies verdrängt. Ausgesprochene Pseudomorphosen sind jedoch selten.

- Stark verbogene und aufgeblätterte Glimmer und Graphite mylonitartige, feinste Verwachsungen von Zinkblende und Bleiglanz und kataklastische Zerkümmern von Zinkblende weisen auf nicht unerhebliche Bewegungen nach der Platznahme hin.

Diese gerammt wiedergegebenen Merkmale lassen erkennen, daß auch die Verdrängungserze (noch) metamorph überprägt wurden. Ihre Bildung kann spätestens synbis spätrogen erfolgt sein. Die geschilderten Verdrängungen und Umwandlungen des Nebengesteins sowie das (auch vertikal) verstreute Auftreten setzen eine epigenetische Bildung nach Absatz der Meta-Sedimente voraus. Denkbar ist eine hydrothermale, prämetamorphe Vererzung oder eine synogene Vererzung, die entweder rein hydrothermal oder auch durch metamorph mobilisierte Erzzufuhr entstanden sein kann.

Als gesichert kann lediglich gelten, daß epigenetisch erhebliche Mengen von Kieseisenerze und Sulfiden zugeführt wurden. Das Vorkommen quarzfreier Verdrängungserze weist darauf hin, daß die zugeführten Lösungen entweder beim Absatz einer Aufspaltung unterlagen oder aber ihre Zusammensetzung im Laufe der Zeit geändert haben. Für ihre Entstehung als metamorphe Mobilisierung älterer Kieslagerstätten (die SAAGER, 1966, 1967 vertritt) spricht der hohe Metamorphosegrad des Gebietes, in dem nur unwesentlich tiefer bereits Anatexis begonnen hat (vergl. Kap. 2.1.4.1. und 2.3.2.) und das Fehlen eines geeigneten Magmatits, der als Lieferant der Hydrothermalen angesehen werden kann.

Es bleibt festzuhalten, daß die eingangs unterschiedenen Sulfiderztypen am Hauknestind sich bezüglich des Stoffbestandes und der Genese unterscheiden. Die Imprägnationserze vom Pyrit/Zinkblende Typ sind syngenetische Bildungen prärogenen Alters. Die Verdrängungserze vom Zinkblende/Magnetkies Typ sind epigenetisch, spätestens aber spätrogen entstanden.

3.5. Die Stellung der Hauknestinderze im Vergleich zu anderen Sulfiderzlagerstätten in Rana

In der weiteren Umgebung gibt es zwei in Abbau befindliche Kieslagerstätten. Die Mofjellgrube liegt ca. 7 km nordöstlich des Hauknestinds am Südrand von Mo i Rana. Die Bleikvassli Grube liegt ca. 38 km in südlicher Richtung am Südwestende des Bleikvatn. Des weiteren gibt es in der näheren Umgebung eine Unzahl von Schürfen und Prospekten auf Sulfidvererzungen, die jedoch nie wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben.

Neuere Bearbeitungen aus diesem Gebiet gibt es von BORSCH (1966, 1970) (Vererzungen am Rostafjell KLEINEVOSS (1967) (Vererzungen des östlichen Mofjelles), SAAGER (1966, 1967) (Mofjell Grube und Kiesvorkommen der weiteren Umgebung) und VOKES (1963, 1966) (Bleikvassli Grube). Aus eigener beruflicher Praxis ist dem Verfasser die Bleikvassli Grube bestens bekannt, die Mofjell Grube sowie eine Reihe weiterer Schürfe sind aus verschiedenen Befahrungen bekannt.

Die beiden wirtschaftlich genutzten Lagerstätten sowie die meisten kleineren Vererzungen sind Zinkblende-, Bleiglanz- und Kupferkies-führende Pyritzerse, zu denen wechselnde Mengen von Magnetkies treten. Sie sind einzureihen in die "konkordanten" Lagerstätten. Für die Bleikvassli Grube gilt dies nur mit Vorbehalt, doch werden Unregelmäßigkeiten auf tektonische Ursachen zurückgeführt (VOKES, 1963, 1966, eigene Beobachtungen). Es ist eine Besonderheit vieler norwegischer metamorpher Kieslagerstätten, daß sie eine wesentlich kompliziertere Tektonik als die sie einhüllenden Gesteine aufweisen. Diese Kompliziertheit ist jedoch leicht einzusehen, wenn man die großen Kompetenzunterschiede während der Faltung berücksichtigt.

Die Genese der Kieslager wird syngenetisch-prämetamorph gedeutet. SAAGER (1966, 1967) und KLEINEVOSS (1967) nehmen als Erspender submarine Hydrothermen des initialen kaledonischen Vulkanismus an. Diese Hypothese ist überzeugend, wenn auch nicht schlüssig bewiesen (vergl. Kap. 3.4. Genese).

SAAGER (1967) hat diese Sulfiderze in einer beschreibenden Systematik zusammengefaßt als "Mofjelltyp". Haupterz ist dabei porphyroblastischer Pyrit, Matrixsulfide sind Zinkblende, zurücktretend Bleiglanz und Kupferkies. Ein entsprechendes Erz klassifiziert VOKES (1963) als "pyritic type". Die Lager sind stets gebändert und liegen \pm konkordant zum Nebengestein. Magnetkiesreiche "Fremderzhorizonte" können auftreten.

In diese Reihe lassen sich zwanglos die Imprägnationserze von Pyrit/Zinkblende Typ des Hauknestind einfügen. Nach Habitus und Stoffbestand sind sie damit vergleichbar mit den Erzen des Mofjelles, Bleikvassli, Follidal etc.

Wesentlich schwieriger ist die Frage nach einer direkten Korrelation mit weiteren pyritischen Kiesvererzungen zu beantworten. Es ist sicher nicht so einfach und überschaubar, wie es FIEBIGER (1971) darstellt. Er verbindet in etwas genialer Weise die Vererzungen des Mofjelles im Norden mit denen des Hauknestinds (wobei er sich im wesentlichen auf die Verdrängungserze bezieht, ohne sich jedoch derer besonderen Stellung bewußt zu sein) und denen des Rostafjelles im Süden.

Trotzdem erlaubt der bislang erreichte Kenntnisstand eine Diskussion der Beziehungen zwischen den Mofjell-Vererzungen und dem Imprägnationserz des Hauknestinds. Regionalgeologisch ist eine Abtrennung des liegenden Mofjellgneisses von der darüber folgenden Hauknestind-Schiefer-Folge möglich (vergl. Kap. 1.3. und 2.1. sowie SCHULZE und KLEINH-HERING, 1969; FIEBIGER, 1971). Auf größere Entfernung bleibt allerdings immer nur der Gesamtcharakter einer Serie konstant, es ist dagegen völlig unmöglich, einzelne Schichtglieder zu verfolgen. Dies ist schon nicht mehr in dem doch sehr begrenzten Raum der Hauknestind-Andfiskvatn-Synklinalen möglich. Die Ausbildung der Hauknestind-Schiefer-Folge ist hier insofern untypisch, als sie eine begrenzte Gliederung ermöglicht und ihre Mächtigkeit ein vielfaches der sonst angetroffenen Mächtigkeit beträgt.

Die in der weiteren Umgebung angetroffenen Sulfiderze liegen ausnahmslos in den hangendsten Partien des Mofjellgneisses. Unter Voraussetzung der syngenetischen Entstehungstheorien wird damit der Zeitraum der primären Erzbildung wesentlich eingeengt. Die Wahrscheinlichkeit, daß diese Erzlager dem gleichen Bildungsakt angehören, ist ziemlich groß. Das impliziert natürlich nicht, daß sie alle direkt zusammenhängen bzw. dem gleichen Horizont angehören.

Die Erze der Mofjellgrube liegen im Scheitel einer nach Norden tauchenden, unter den Alluvionen des Stadtgebietes von Mo i Rana verschwindenden Falte. Die besonders in den hangenden Nebengesteinen von SAAGER (1966) beschriebenen Carbonat-führenden Diopsid-Felsit-Gneise sind durchaus vergleichbar mit den Kalksilikat-Gneisen am Hauknestind. Das gleiche gilt für die verschiedenen Amphibolite. Untergeordnet treten auch geringmächtige Marmorlinsen auf. Die als nächster Bezugshorizont am Hauknestind folgenden Bändergneise sind am Mofjell leider bereits erodiert.

Die gesamte Ausbildung steht somit der Hauknestind-Schiefer-Folge viel näher als dem typischen Mofjellgneis. Gehört sie dieser an, so käme damit die Vererzung der Mofjell-Grube an den Top des Mofjellgneisses bzw. in den unteren Teil der Hauknestind-Schiefer-Folge zu liegen, eine Position, die vollständig der des Imprägnationserzes am Hauknestind entspricht. Die Verbindung beider Lager ist durch einen Ost - West gerichteten Luftsattel über dem Mofjell gegeben, wobei heute alle höheren Schichtglieder bereits erodiert sind. Ein solcher durchreichender Horizont muß nicht notwendigerweise überall vorerst sein, wie bereits die Bohrungen am Hauknestind zeigen. Eine Verbindung mit weiteren Lagern erscheint derzeit noch zu hypothetisch.

Die Verdrängungserze vom Zinkblende/Magnetkies Typ stehen dagegen vollständig isoliert da. Zwar faßt SAAGER (1966, 1967) sie mit Sulfiderzen des Umskaret und des Rostafjelles (Kirkeröstene und Trolians skjaerper) zum "Hauknestindtyp" zusammen (texturierte Bleiglanz-reiche Zinkblende/Magnetkieserze), doch sind sie in geologisch völlig verschiedenen Positionen zu finden. Ein denkbarer gemeinsamer Ursprung der postulierten hydrothermalen Erzlösungen oder der

entsprechenden Erz-führenden Mobilisate wäre erst zu begründen.

3.6. Wirtschaftliche Bedeutung

Die Prospektion am Hauknestind wurde - wie bereits in der Einleitung erwähnt - von der Bleikvassli Gruber S.A. getragen. Das natürliche Ziel einer Prospektion ist, bauwürdiges Erz nachzuweisen. Die Voraussetzungen dazu sind am Hauknestind relativ günstig: Sulfidausblüsse sind seit langem bekannt. Ein auch von schweren Fahrzeugen befahrbarer Weg führt bis zum Andfiskvatn. Dieser liegt mitten in der erzhöflichen Struktur, die größtmögliche weglose Entfernung beträgt ca. 2 000 m. Von Andfiskvatn bis zum Aufbereitungswerk der Hoffjell Grube am Rana-Fjord sind es nur 3.5 km. Dessen Kapazität ist nicht immer voll ausgelastet, so daß ein Zuschlag von anderer Seite sehr willkommen wäre.

Daraus ergibt sich, daß sich Investitionen praktisch auf die reinen Aufführungsarbeiten beschränken würden, d. h., es wären bereits relativ kleine Erzkörper (je nach Lage ab einigen 100.000 to bauwürdig).

Die einzige wesentliche Schwierigkeit besteht in der Vermeidung von Verunreinigungen des Andfiskvatn, der als Wasserreservoir für Mo i Rana dient. Dem kann jedoch durch geeignete Wasserhaltung des Grubenbaues - eine exakte Kartierung der Wasserwegsamkeiten vorausgesetzt - begegnet werden.

Nach den Vorarbeiten durch Geochemie, Geophysik und Kartierung wurden die ersten Bohrungen 1972 - noch unter der Regie des Verfassers - niedergebracht. Sie waren angesetzt auf das Verdrängungserz unweit der vorhandenen Schürfe (Abb. 15 und geologische Karte).

Im untersuchten Bereich auf dem Südschenkel der Synklinalen tritt das Verdrängungserz stets in Verbindung mit dem Quarzit auf. Die Mächtigkeit beträgt ca. 1.00 - 1.50 m. Für einen geordneten Untertage-Abbau sind jedoch mindestens 2.00 m Abbauhöhe erforderlich. In Tab. 10 wurden die Analysen einiger Schürfproben und Kernproben umgerechnet auf 2.00 m Mächtigkeit bzw. Abbauhöhe. Die Resultate 0.38 % Pb, 0.066 % Cu und 0.90 Zn sind repräsentativ für ca. 1 000 m streichende Länge des Verdrängungserzes auf dem Südfügel der Synklinalen. Das ist für gewinnbringenden Abbau auch unter den genannten günstigen Bedingungen bei weitem unzureichend.

Die Imprägnationserze im westlichen Kern stehen nur in einem sehr begrenztem Gebiet zu Tage an. Als potentielle Lagerstätte werden sie erst interessant, wenn sie auch in Bohrungen auftreten. Es wurde daher davon abgesehen, repräsentative Proben für Analysenzwecke zu entnehmen. Die in der Einleitung von BEETZ (1934) zitierten Analysen sind jedenfalls zu hoch, eventuell wurden sie an erzreichen Handstücken gewonnen.

Unter Berücksichtigung der in den Schürfen und Bohrungen angetroffenen Mächtigkeiten wurde ein Bohrprogramm entworfen, das Anreicherungen des Verdrängungserzes von mindestens 600 000 to Roherz berücksichtigt. Dieses Programm wurde 1973 in Angriff genommen. Von diesen Bohrungen liegen mir keine Analysen vor, sondern nur die Kernbeschreibungen (vergl. Abb. 15). Die Resultate sind zwar wissenschaftlich interessant, aber die Erzqualität reicht auch hier für einen ökonomischen Abbau nicht aus.

Da jedoch Verdrängungserze stets zu unkontrollierbaren Verhalten neigen und andererseits Faltenkerne als Erzfallen prädestiniert sind, wird trotzdem eine Fortsetzung des Bohrprogrammes für zweckmäßig gehalten, zumal der gesamte erzhöfliche Bereich überschaubar ist und der postulierte geologische Bau bislang durch die Bohrungen bestätigt wurde. Erforderlich sind allerdings wesentlich höhere Metallgehalte, die durchaus möglich, wenn auch nicht wahrscheinlich sind.

Probe	2.00 m Mächtigkeit					2.00 m Abbauhöhe (* 1.75 m Mächtigkeit)				
	% Pb	% Cu	% Zn	% S	% Fe	% Pb	% Cu	% Zn	% S	% Fe
9 - B6 - A	0.39	0.043	1.78	1.25	0.89	0.44	0.049	2.05	1.45	1.02
9 - B6 - B	0.43	0.096	0.77	3.52	1.18	0.48	0.11	0.88	4.03	1.35
11 - B6	0.42	0.083	0.90	0.69	0.68	0.48	0.094	1.03	0.79	0.78
12 - B6	0.007	0.042	0.056	0.53	0.37	0.008	0.047	0.60	0.60	0.42
Bohrung 7201	0.21	0.053	0.33	0.67	0.90	0.23	0.060	0.38	0.76	1.03
7202	0.07	0.008	0.22	0.81	0.47	0.08	0.009	0.25	0.93	0.47
7203	1.18	0.12	0.96	1.30	1.01	1.35	0.13	1.10	1.49	1.16
7204	0.36	0.080	2.12	1.86	1.33	0.41	0.091	2.42	2.12	1.52
Durchschnitt										
Bohrungen	0.46	0.065	0.91	1.16	0.93	0.52	0.072	1.00	1.33	1.06
Schürfe	0.31	0.066	0.88	1.50	0.78	0.35	0.075	0.97	1.50	0.78
gesamt	0.38	0.066	0.90	1.33	0.86	0.43	0.065	1.00	1.52	0.98

Tabelle 11: Analysen der Mineralisierung am Hauknestind, umgerechnet auf 2.00 m Mächtigkeit und 2.00 m Abbauhöhe

4. Zusammenfassung

Am Hauknestind (Rana, Nord-Norwegen) wurden sulfidische Vererzungen auf ihr Auftreten und ihre Verbreitung, ihren Stoffbestand und ihre Genese hin untersucht. Die Erze liegen in kaledonisch verfalteten und geschiefert Metasedimenten der Rødingsfjell-Decke. Nach WINKLER (1970) gehören sie in den Bereich der mittelgradigen Metamorphose (ehemalige Amphibolit-Facies).

Den geologischen Rahmen bildet eine 5.5 km lange und 1.8 km breite Ost - West gerichtete Synklinal, die an beiden Enden ausbeugt. Lithostratigraphisch ist eine Gliederung in den liegenden Mofjellgneis, die Hauknestind-Schiefer-Folge und den hangenden Bändergneis möglich. Diese Gliederung ist regional mit anderen Arbeiten korrelierbar. Die als Erzträger wichtige Hauknestind-Schiefer-Folge wird aufgebaut aus Marmoren, Kalksilikat-Gneisen, Granat-Glimmergneisen, Graphit-Schiefern, Amphiboliten und Disthen-Glimmergneisen, d. h. überwiegend pelitisch-kalkigen Metasedimenten.

Zum Nachweis der Vererzung in überdecktem Gelände wurden zusätzlich geophysikalische und geochemische Methoden angewandt. Diese erwiesen sich außerdem als wertvolles Hilfsmittel für die Kartierung. Die geophysikalischen Vermessungen umfaßten Messungen des induzierten Feldes mit einem tragbaren Minigun-Gerät.

Zur geochemischen Untersuchung gelangten ca. 3.700 Bodenproben, die auf Pb, Cu und Zn analysiert wurden. Die Ergebnisse sind dargestellt in Konzentrationskarten. Die dort ausgewiesenen Anomalien entsprechen sekundären Dispersionshöfen, die sich von einer primären Sulfidführung des anstehenden Gesteins herleiten lassen. Die Methode wird ausführlich diskutiert.

Für die weitere Bearbeitung wurden Gesteins- und Erzproben aus dem Anstehenden, aus Schürfen und von Bohrkernen entnommen. Die Untersuchungen erfolgten überwiegend mikroskopisch im Durch- und Auflicht.

Nach der neuen Faziesinteilung von WINKLER (1970) haben während der Orogenese die Bedingungen der mittelgradigen Metamorphose vorgelegen. Kritische Mineralparagenesen erlauben eine Abschätzung der Bildungstemperaturen zwischen 500° und 600°C bei Drucken von mindestens 5 - 6 kbar.

Die Sulfidvererzungen innerhalb der Hauknestind-Schiefer-Folge können zwei bezüglich Ausbildung, Stoffbestand und Genese unterschiedlichen Erztypen zugeordnet werden:

Die Imprägnationserze umfassen Pyrit/Zinkblende Erze, die in untergeordneten Mengen noch Bleiglanz und Kupferkies führen. Magnetkies ist nur gelegentlich vorhanden. Spurenminerale sind Arsenkies, Fahlerz und Molybdänglanz. Die konkordant im Disthen-Glimmergneis liegenden gebänderten Erze sind syngenetischer

Entstehung und haben zusammen mit dem Nebengestein an der Metamorphose teilgenommen. Mögliche Erzeuger sind submarine Thermen im Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus der kaledonischen Orogenese.

Vom gleichen Typ gibt es zahlreiche Vorkommen in Rana, so auch die stehende Maffell-Grube.

Der zweite Typ umfaßt Verdrängungsserie mit Zinkblende und Magnetkies als wichtigste Minerale. Dazu treten erhebliche Mengen von Bleiglanz und etwas Kupferkies. Spät gesproßte, kaum Kataklase aufweisende Pyrite kommen in einigen Proben vor, sind aber untypisch. In Spuren sind eine Reihe weiterer Sulfide und Sulfo-Salze wie Boulangerit, Bourdonit, Fahlerz, Molybdänglanz, Breithauptit u. a. sowie Wismut vorhanden. Damit unterscheiden sie sich sowohl bezüglich der Haupt- als auch der Spurenminerale wesentlich vom Imprägnationserz. Auf metamorphe Beanspruchung und Bewegung weisen Rekristallisation, Verbiegung und Aufblätterung von Glimmer und Graphit, mylonitartige, feinste Verwachsungen von Zinkblende und Bleiglanz und kataklastische Zertrümmerung besonders der Zinkblende hin.

Verdrängungen der Gangarten, die Ausbildung eines Skarns mit Tremolit und Diopsid als typische Skarnminerale, das nicht horizontbeständige Auftreten und das Fehlen jener Bänderung schließen eine syngenetische Bildung aus. Es wird hier eine syn- bis spätorogene, epigenetische Entstehung angenommen. Die Erzzufuhr war verbunden mit einer erheblichen Anlieferung von Kieselsäure. Dieses bildet heute einen zusammenhängenden, vererzten Quarzithorizont am Kontakt zu Marmoren und hat im wesentlichen die Bildung der Skarnminerale veranlaßt. Die erhaltenen Lösungen können der metamorphen Mobilisierung älterer Sulfiderzlager, eventuell unter Beteiligung von Spurenmineralen der Nebengesteine, oder aber auch rein hydrothermalen Lösungen entstammen. Nähere Hinweise hierfür - soweit sie überhaupt vorhanden waren - hat die Metamorphose verwischt.

Literaturverzeichnis

- ALTHAUS, E. (1969): Das System $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. Teil I. - N. Jahrb. Mineral. Abh. 111, 74 - 110
- ALTHAUS, E.; KAROTKE, E.; NITSCH, K.H. und WINKLER, H.G.F. (1970): An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. - N. Jahrb. Mineral. Mh. 1970, 235 - 336
- ANTUN, P.; GORESY, A.E. und RAMDOHR, P. (1966): Ein neuartiger Typ "hydrothermal" Cu-Ni-Lagerstätten mit Bemerkungen über die Mineralien: Valleriit, Mackinawit, Oregonit. - Mineral. Deposita 2, 113 - 123
- ADLER, R.; FENCHEL, W. und PILGER, A. (1965): Statistische Methoden in der Tektonik I. - Clausthaller Tekt. Hefte 2 (3. Auflage), 97 S.
- ADLER, R.; FENCHEL, W. und PILGER, A. (1965): Statistische Methoden in der Tektonik II. - Clausthaller Tekt. Hefte 4 (2. Auflage), 111 S.
- BARTON, P.B.Jr. und SKINNER, B.J. (1967): Sulfide mineral stability. - In BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 236 - 333.
- BEETZ, F. (1934): Etude géologique de Hakkavastind. - Haveröff. Bericht, Archiv Bleikvassli Gruber, No 1 Rana, 6 S.
- BORSCH, L. (1966): Geologisch-tektonische Kartierung und petrographisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Rostafjell, Helgeland, Nord-Norwegen. - Dipl.-Arbeit TU Clausthal, 106 S.
- BORSCH, L. (1970): Zur Anwendbarkeit von Spuren-Analysen bei der geochemischen Prospektion auf Buntmetall-lagerstätten in Nordland, Nord-Norwegen. - Diss. TU Clausthal, 290 S.
- EUGGE, J.A. W. (1948): Rana Gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. - NGU 171, 149
- EVANS, H.T.; MILTON, C. und CHAO, E.C.T. (1964): Valleriite and the new iron sulfide, Mackinawite. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 475-D, 64 - 69
- FIEBIGER, W. (1971): Zur Geologie des nordöstlichen Rana-Fjord. Geologische Untersuchungen zwischen Bleikvassli Gruber und Mo i Rana. - Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 67 S.
- FRENZEL, G.; OTTEMANN, J. und AGIONGIRIS, G. (1973): Untersuchungen des Magnetkies-Zwischenproduktes von Lindenfels, Odenwald, mit der Mikrosonde und im Infrarot. - N. Jahrb. Mineral. Abh. 115, 222 - 227
- GIERTH, E. (1970): Die Lagerstätte Tellnes (Süd-Norwegen). - Diss. TU Clausthal, 71 S.
- GIERTH, E. und KRAUSE, H. (1974): Die Ilmenitlagerstätte Tellnes (Süd-Norwegen). - NGT 53, 359 - 402
- HOERNES, S. (1973): Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen hohen Tauern (Österreich). - Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, 81 - 106
- HOFFMANN, C. (1974): Tektonik, Metamorphose und Granitgenese im Damara-Belt/Südwest-Afrika. - Nachr. DGG, Sonderheft Geowiss. Tagung 1973, 9, 109 - 116
- HOLMSEN, G. (1932): Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. - NGU 36, 107 S.
- HOSCHKE, G. (1973): Die Reaktion Phlogopit + Calcit + Quarz = Tremolit + Kalifeldspat + $H_2O + CO_2$. - Contr. Mineral. and Petrol. 39, 231 - 237

- JOHANNES, W. and ORVILLE, P.M. (1972): Zur Stabilität der Mineralparagenesen Muskovit + Calcit + Quarz, Zoisit + Muskovit + Quarz, Anorthit + K-Feldspat und Anorthit + Calcit. - Fortschr. Mineral. 50, Bb. 1, 46 - 47
- KAHRER, C. (1967): Bericht über geochemische Arbeiten. - Unveröff. Bericht, Archiv Bleikvassli Gruber, Mo i Rana
- KLEINE-HERING, R. und SCHULZE, D. (1969): Bericht zu den geologischen Untersuchungen in der Umgebung des Akersvatn. - Unveröff. Bericht, Archiv Bleikvassli Gruber, Mo i Rana, 18
- KLEINEVOSS, A. (1967): Geologische Kartierung und petrographisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Vester Mofjell / Rana-Distrikt, Nord-Norwegen. - Dipl.-Arbeit TU Clausthal, 98 S.
- KOUVO, O.; VUORELAINE, Y. und LONG, J.V.F. (1963): A tetragonal Iron-Sulfide. - Am. Mineral. 48, 511 - 524
- KRAUSE, H. (1936): Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen). - N. Jahrb. Mineral. Abh. 82, 137 - 148
- KRIESCHE, E.O. (1969): Bericht zu den geologischen Untersuchungen im Gebiet Tvervatn - Rødvatn. - Unveröff. Bericht, Archiv Bleikvassli Gruber, Mo i Rana, 7 S.
- KULLERUD, G. und MOH, H. (1972): Das Problem "Erz - Nebengestein" erläutert an ausgewählten Beispielen im Experiment. - Mineral. Deposita 7, 271 - 279
- KÖSTER, F.W.; THIEL, A. und FISCHBECK, K. (1969): Logarithmische Rechen- tafeln für Chemiker, Pharmazeuten, Mediziner und Physiker. - Berlin (de Gruyter), 310 S.
- KULLING, O. (1953): Beskrivning til berggrundskarta över Västerbottens län. - SGU Ser. Cn 37, 101 - 296
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids. - Contr. Mineral. and Petrol. 28, 221 - 250
- METZ, P. und PUHAN, D. (1970): Experimentelle Untersuchung von kieselig dolomitischen Sedimenten I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion 3 Dolomit + 4 Quarz + 1 H₂O = 1 Talk + 3 Calcit + 3 CO₂ für die Gesamtdrucke von 1.000, 3.000 und 5.000 bar. - Contr. Mineral. Petrol. 26, 302 - 314
- METZ, P. und PUHAN, D. (1971): Korrektur zur Arbeit: "Experimentelle Untersuchung zur Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion 3 Dolomit + 4 Quarz + 1 H₂O = 1 Talk + 3 Calcit + 3 CO₂ für die Gesamtdrucke von 1.000, 3.000 und 5.000 bar. - Contr. Mineral. Petrol. 31, 169 - 170
- MÖLLER, G. (1966): Die autometamorphe retrograde Umwandlung von Biotiten in Chlorite und Muskovite in sauren Tiefengesteinen. - Contr. Mineral. Petrol. 13, 295 - 365
- NEWTON, R.C. (1966): Some calc-silicate equilibrium relations. - Am. Jour. Sci. 264, 204 - 222
- NITSCH, K.H. (1971): Die Niedrig-Temperaturgrenze des Anorthit-Stabilitätsfeldes. - Fortschr. Mineral. 49, Beih. 1, 34 - 36
- NITSCH, K.H. und WINKLER, H.G.F. (1965): Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. - Contr. Mineral. Petrol. 11, 470 - 486
- OFTEDAL, C. (1968): Greenstone volcanoes in the Central Norwegian Caledonides. Geol. Rdsch. 57, 920 - 930
- PAPE, H. (1973): Geologische und mineralogische Untersuchungen an der Ilmenit-Lagerstätte Storgangen (Süd-Norwegen). - Diss. TU Clausthal, 105 S.

- PLATEN, H. von (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen. - Contr. Mineral. Petrol. 11, 334 - 381
- POULSEN, A.O. (1964): Norges gruver og malmsforekomster II. Nord-Norge. - NGU 204, 101 S.
- PUHAN, D. und HOFFER, E. (1973): Phase relation of talc and tremolite in metamorphic calcite-dolomite sediments in the southern portion of the Damara-Belt (South-West Africa) - Contr. Mineral. Petrol. 40, 207 - 214
- RAMDOHR, P. (1953): Ober Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. - Geol. Rdsch. 42, 11 - 19
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - Berlin (Akademie Verlag), 3. Aufl., 1089 S.
- RAUMER, J. von (1973): Die mineralafazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Richelsheim (Odenwald) - N. Jahrb. Mineral. Abh. 118, 313 - 336
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C. und BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. - Am. Journ. Sci. 267, 259 - 272
- RIECK, K. (1969): Geologisch-lagerstättenkundliche und geochemische Untersuchungen an sulfidischen Pb-Zn-Cu-Erzvorkommen im westlichen Kongsfjell von Nordland, Norwegen. - Diss. TH Clausthal, 120 S.
- RUTLAND, R.W.; HOLMES, M. und JONES, M.A. (1960): Granites of the Glomfjord area, Northern Norway. - Int. Geol. Congress, 21st. Session XIX, 43 - 53
- SAAGER, R. (1966): Erzgeologische Untersuchungen an kaledonischen Blei, Zink und Kupfer führenden Kieslagerstätten im Nord - Rana - Distrikt, Nord-Norwegen. Diss. TH Zürich (City Druck AG), 143 S.
- SAAGER, R. (1967): Drei Typen von Kieslagerstätten in Molfjell-Gebiet, Nordland, und ein neuer Vorschlag zur Gliederung der kaledonischen Kieslager Norwegens. NGU 47, 333 - 358
- SARKAR, S.C. (1971): Mackinawite from the Sulfide Ores of the Singhbhum Copper Belt, India. - Am. Mineral. 56, 1312 - 1318
- SCHNEIDERHORN, H. (1962): Erzlagerstätten - Kurzvorlesung und Wiederholung. - Stuttgart (Gustav Fischer Verlag), 4. Aufl., 371 S.
- SCHÖNENBERG, R. (1971): Einführung in die Geologie Europas. - Freiburg (Rombach), 300 S.
- SCHOUTEN, C. (1962): Determination tables for ore microscopy. - Amsterdam - New York (Elsevier), 242 S.
- SCHRÖCKE, H. (1973): Grundlagen der magmatischen Lagerstättenbildung. - Stuttgart (Enke), 287 S.
- SCHRÖDER, E. (1958): Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Großherzog-Zone (Ost-Thüringen). - Geologie 7, 465 - 483
- STORRE, B. und NITSCH, K.H. (1972): Relation $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 = 3 \text{Anorthit} + 2 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. - Contr. Mineral. Petrol. 35, 1 - 10
- STRAND, T. (1960): The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. - NGU 208, 170 - 284
In HOLTEDAHL, O. (ed.): Geology of Norway
- STRUNZ, H. (1970): Mineralogische Tabellen. - Leipzig (Akademische Verlagsgesellschaft), 5. Aufl., 621 S.

- STURT, B.A. (1962): The composition of garnets from pelitic schists in relation of the grade of regional metamorphism. - *J. Petrol.* 3, 181 - 191
- TORGERSON, J.C. (1928): Sink- og Blyforekomster på Helgeland. - *NGU* 131, 79 S.
- TRÜGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband. - Stuttgart (Schweizerbart), 2. Aufl., 822 S.
- TRÜGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen. - Stuttgart (Schweizerbart), 4. Aufl. 188 S.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieselsiger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplicio. - *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 46, 431 - 460
- TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. - New York (Mc Graw Book Comp.), 403 S.
- ULBRICH, H.H. (1973): Crystallographic data and refractive indices of scapolites. - *Am. Mineral.* 58, 81 - 92
- UYTENBOGAARDT, W. and BURKE, E.A.J. (1971): Tables for microscopic identification of ore minerals. - Amsterdam, London, New York (Elsevier), 2. Aufl., 430 S.
- VOKES, F.M. (1963): Geological studies on the Caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway. - *NGU* 222, 126 S.
- VOKES, F.M. (1966): On the possible mode of origin of the Caledonian sulfide ore deposit at Bleikvassli, Norway. - *Econ. Geol.* 61, 1130 - 1139
- VOKES, F.M. (1969): A review of the metamorphism of sulfide deposits. - *Earth Sci.* 5, 99 - 143
- WARSHAW, C.M. und ROY, R. (1961): Classification and a scheme for the identification of layer silicates. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, 1455 - 1492
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. - *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 42, 159 - 162
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. - *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 49, 157 - 198
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. - Berlin, Heidelberg, New York (Springer), 2. Aufl., 237 S.
- WINKLER, H.G.F. (1968): Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmetamorphose. - *Geol. Rdsch.* 57, 1002 - 1018
- WINKLER, H.G.F. (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. - *N. Jahrb. Mineral. Mh.* 1970, 189 - 248

NGT Norsk Geologisk Tidsskrift
 NGU Norges Geologiske Undersøkelse
 SGU Sveriges Geologiska Undersökning

ANHANG: FOTOTAFELN

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN MIKROFOTOGRAFIEEN

Bild 1 - 4. Dünnschliffphotografien im Durchlicht

- Bild 1 Probe 4-G4, Glimmergneis
Kalifeldspat mit sehr schön ausgebildeter
Mikroklängitterung, kleinere rundliche
Quarze und Muskovitschuppen
- Bild 1a wie Bild 1, Nicolas gekreuzt
- Bild 2 Probe 5-HS, Graphitschiefer
Skelettartiger Zoisit (hohes Relief) neben
Skapolith, Biotit, Quarz und Apatit
- Bild 2a wie Bild 2, Nicolas gekreuzt.
Der Skapolith erscheint jetzt hell und fleckig.
- Bild 3 Probe 5-HS, Graphitschiefer
Idiomorphe Kline-Zoisite (hohes Relief) mit Kernen aus
isotropisierten, metamikten Orthiten. Gelegentlich
sind solche Kerne noch als idiomorphe Orthit-Zwillinge
zu erkennen. Daneben Quarz (bestäubt), Biotit, Graphit
(schwarze Leisten) und Erz.
- Bild 4 Probe Bohrung 3-72/19.20 m. Carbonat-führender Amphibolit
Titanit mit Rutilkernen (vergl. Taf. 9, Bild 1,2),
idiomorpher Kline-Zoisit (Bildmitte, hell), daneben Biotit
(grau, parallele Spaltrisse) Kalifeldspat (klar) und
Hornblende (Relief, 'schiefe Spaltrisse).

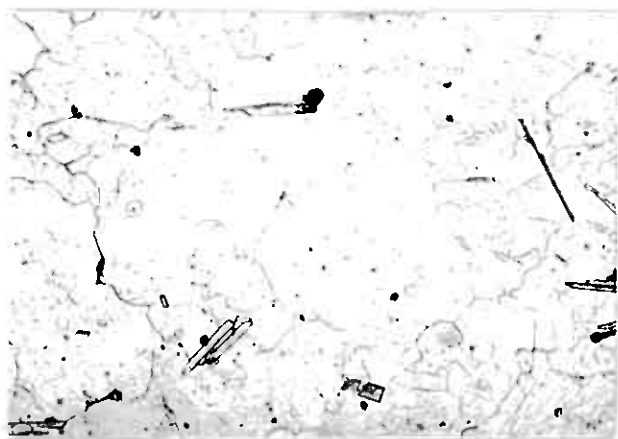


Bild 1 1mm

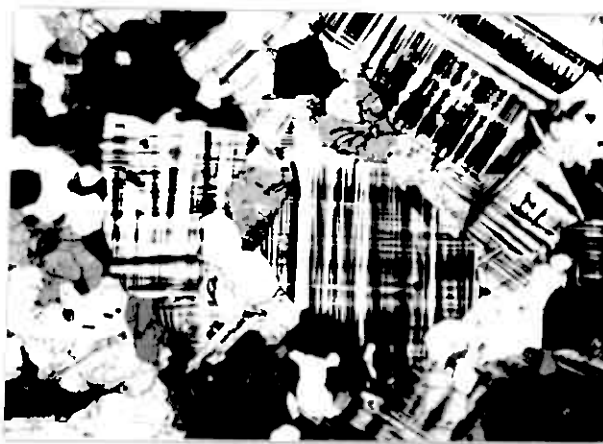


Bild 1a 1mm

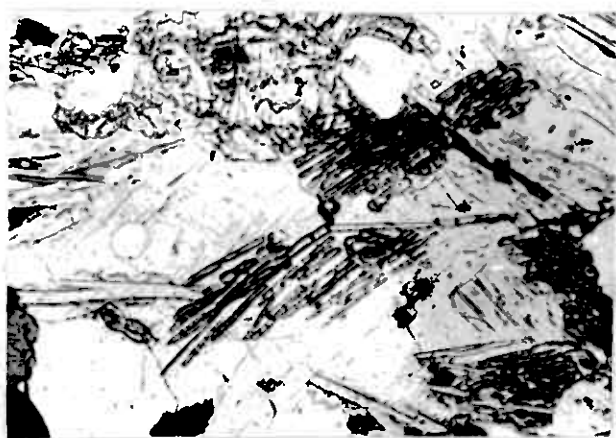


Bild 2 0.1mm



Bild 2a 0.1mm

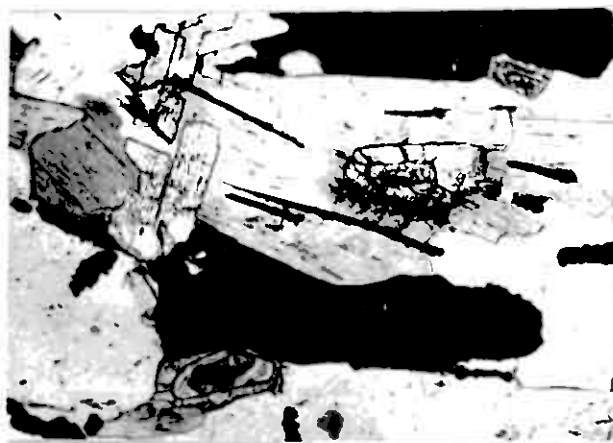


Bild 3 0.1mm

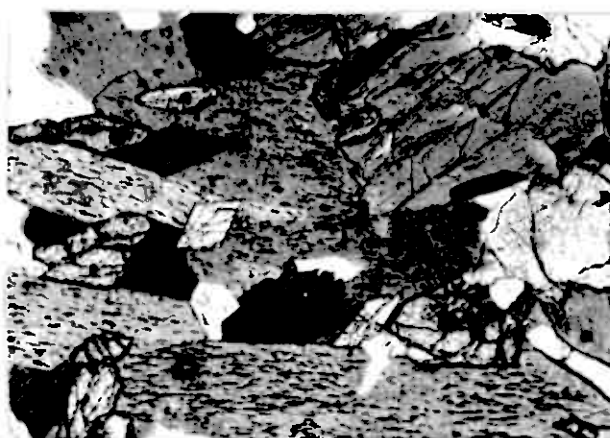


Bild 4 0.1mm

Bild 5

Probe 7-C3a, Imprägnationserz

Pyrit-Idioblasten (weiß) gegen Zinkblende (grau). Der Pyrit zeigt idiomorphe Begrenzungsflächen gegen Zinkblende, gegen die Gangart (schwarz) jedoch unregelmäßig-lappige Begrenzung.

Bild 6

Probe 8-C3, Imprägnationserz

Hypidiomorphe, etwas gelöste Pyrit-Idioblasten (weiß) neben idiomorphem Rutil (klein, hellgrau). Die Zinkblende (fast schwarz) liegt xenomorph in der Gangart.

Bild 7

Probe 7-B6a, Verdrängungserz

Grundmasse aus Zinkblende (grau) und Bleiglanz. Ein eingeschlossenes Gläserpaket ist älter als die Sulfide, es wurde entlang der Spaltbarkeitsflächen infiltriert, aufgeblättert und verbogen.

Bild 8

Wie Bild 7

Bild 9

Probe 8-C3, Imprägnationserz

Kupferkiesentmischungen (weiß, stäbchenförmig) in Zinkblende (Mitte, dunkelgrau mit Innenreflexen). Randlich Pyrit (weiß) und Rutil (grau).

Bild 10

Probe 7-B6c, Verdrängungserz

Starke Verdrängung eines Pyrit-Idioblasten (rein weiß) durch Bleiglanz (grau, Schleifspuren) und Zinkblende (schwarz).

Bild 11

Probe 9-B68a, Verdrängungserz

Boulangerit (fast weiß) in Bleiglanz (weiß). Unten Zinkblende (dunkelgrau) und oben Gangart (schwarz). In seiner hellsten Stellung ist Boulangerit auch in der Farbe kaum vom Bleiglanz zu unterscheiden. Eine Molybdänglanzadel durchspießt Bleiglanz und Boulangerit (grau, Mitte)



Bild 5 1 mm

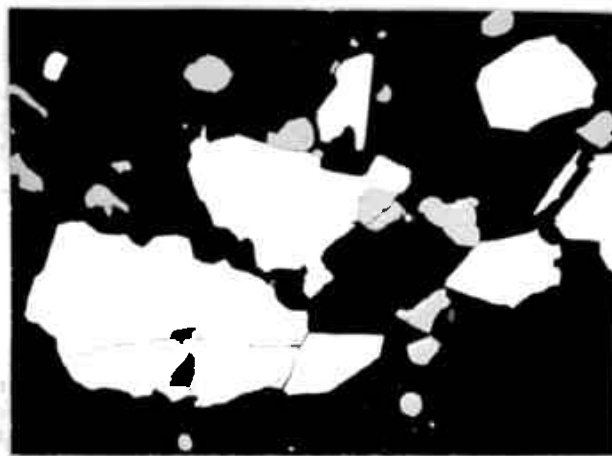


Bild 6 1 mm



Bild 7 1 mm

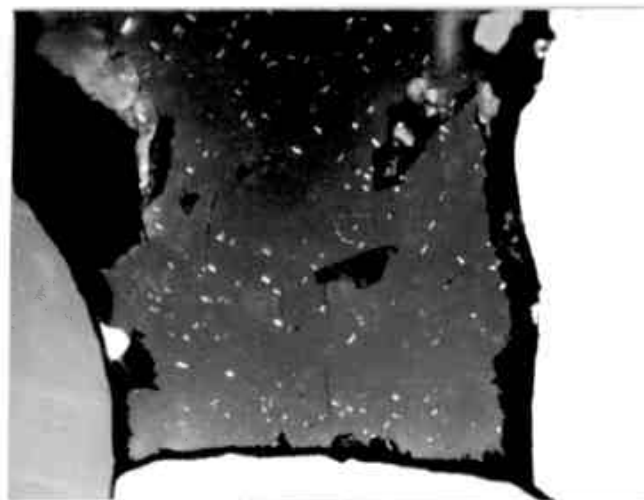


Bild 9 10 μ

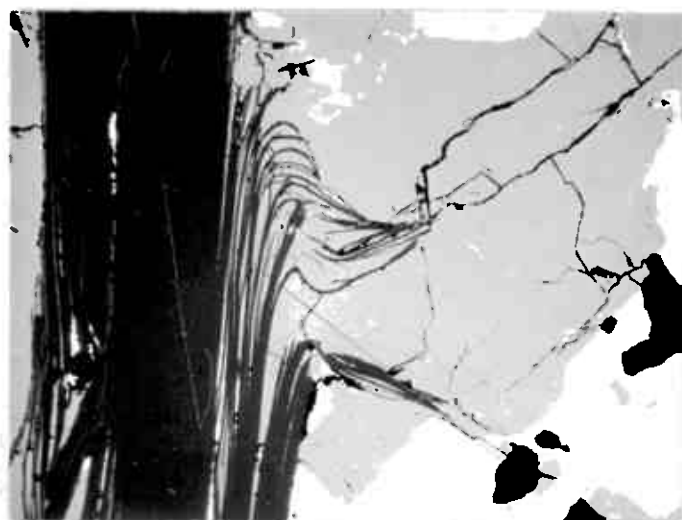


Bild 8 1 mm

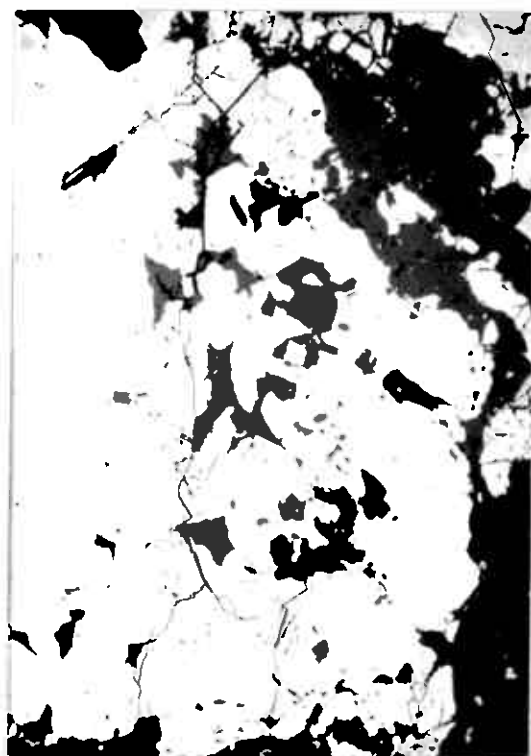


Bild 10 1 mm

- Bild 12 Wie Bild 11, Polarisator um 90° gedreht
Boulangerit tritt jetzt unübersehbar hervor, der Bleiglanz ist wesentlich heller. Die Molybdänglanznadel dagegen ist jetzt ebenso hell wie der Bleiglanz.
- Bild 13 Probe 11-36a, Verdrängungserz
Ölimmersion
Verwachsungen von Bournonit (grau) mit Bleiglanz (weiß, Schleifspuren).
- Bild 14 Wie Bild 13, Nicols nicht ganz gekreuzt.
Die Anisotropie des Bournonits tritt klar hervor.
- Bild 15 Probe 9-B5Af, Verdrängungserz.
Ölimmersion, Nicols nicht ganz gekreuzt
Verwachsungen von Bleiglanz (grau Schleifspuren) mit Bournonit.
Die starke Anisotropie des Bournonit läßt die charakteristische Zwillingslamellierung kräftig hervortreten.
- Bild 16 Probe 9-B6Ba, Verdrängungserz
Ölimmersion
Bleiglanz (hellgrau, Schleifspuren) mit Fahlerz (randlich, dunkelgrau) und Boulangerit (dunkelgrau, rechts) Boulangerit ist in seiner dunkelsten Stellung immer noch herheblich heller als Fahlerz.
- Bild 17 Probe 9-B6d, Verdrängungserz
Ölimmersion
Pseudomorphose von Kupferkies nach Pyrit (weiß, pseudomorph nach idiomorphen Pyrit). Daneben xenomorphe Zinkblende (dunkelgrau) und Bleiglanz (weiß) in Gangart (schwarz).

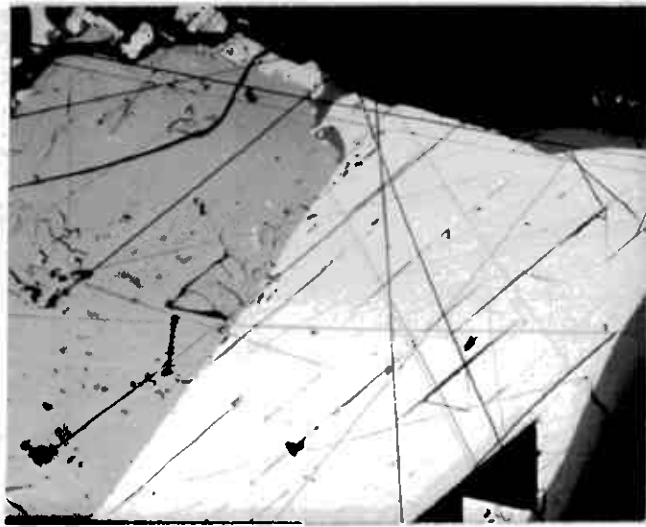


BILD 16 0.1mm

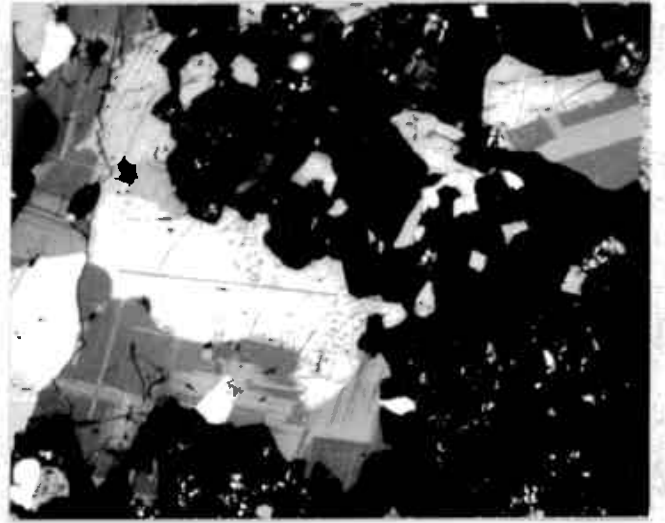


BILD 14 0.1mm

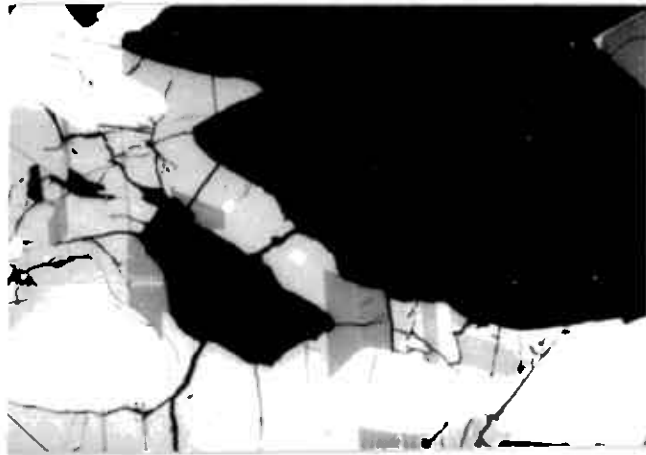


BILD 14 0.1mm



BILD 13 0.1mm



BILD 12 0.1mm



BILD 11 0.1mm

- Bild 18 Probe Bohrung 3-72/30.28 m
Glimmersion
Mackinawit (dunkelgrau, verästelt-flammenförmig) in Kupferkies (weiß). Dieser liegt zwischen Bleiglanz (hellgrau, Schlotfspuren) und Zinkblende (schwarz).
- Bild 19 Probe Bohrung 4-72.39.43 m
Glimmersion
Kupferkies (weiß) in Zinkblende (schwarz). Im Kupferkies liegt Mackinawit, er ist in seiner hellsten Stellung kaum dunkler als der Kupferkies.
- Bild 20 Wie Bild 19, Polarisator um 90° gedreht
Der Mackinawit in seiner dunkelsten Stellung ist kaum noch heller als die Zinkblende (schwarz, Umrandung des Kupferkieses).
- Bild 21 Probe 9-B6Ae, Verdrängungserz
Glimmersion
Idiomorpher Arsenkies (rein weiß) mit Kupferkies (weiß) und Magnetkies (hellgrau). Eine Graphitnadel (fast schwarz, am oberen Rand des Arsenkieses) durchspießt den Arsenkies.
asp Arsenkies, pm Magnetkies, cp Kupferkies
- Bild 22 Probe 11-B6a, Verdrängungserz
Sprossung von Arsenkies (rein weiß) im Fahlerz (grau). Rechts Verwachsung von Bleiglanz (weiß) und Fahlerz, darüber Kupferkies.
asp Arsenkies, fahl Fahlerz, gn Bleiglanz, cp Kupferkies
- Bild 23 Probe Bohrung 3-72/43.90 m
Magnetkies (weiß) infiltrativ in Gangert (schwarz). Tremolit (schwarz, idiomorphe Prismen) ist gegen Magnetkies vollkommen idiomorph, jedoch jünger als der Graphit (Leisten mit verschiedenen Gräutönen), der ihn durchspießt bzw. sein Wachstum begrenzt.

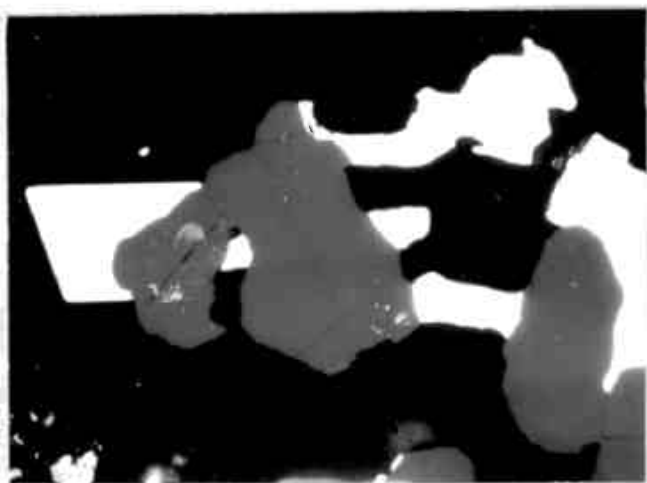


Bild 17 0.1 mm

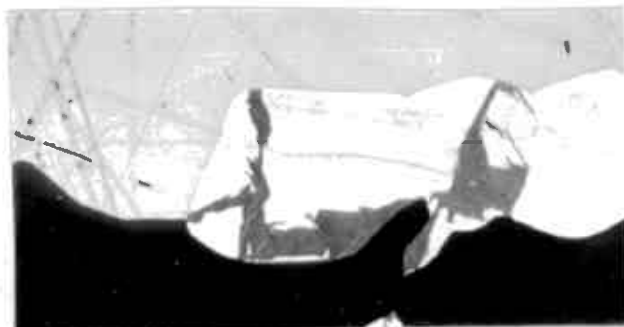


Bild 18 10 μ

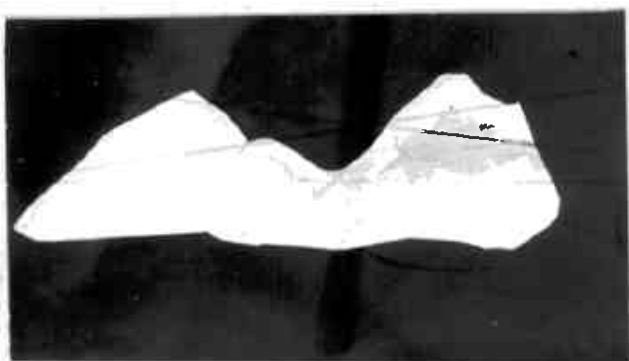


Bild 19 10 μ



Bild 21 0.1 mm

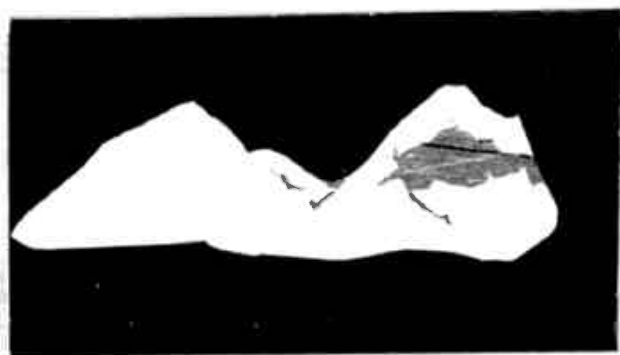


Bild 20 10 μ

Bild 22 0.1 mm



Bild 23 1 mm

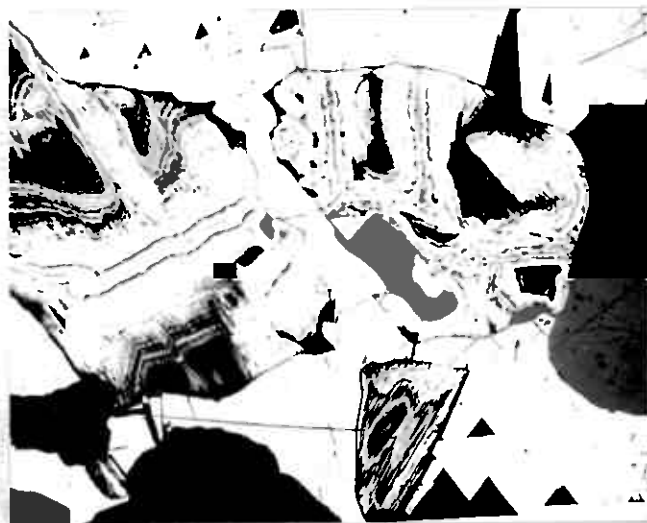


Bild 24 1 mm

Bild 24

Probe 9-B6b, Verdrängungserz

Verwachsung von Bleiglanz (weiß, Ausbrüche) mit Zinkblende (grau, Schleifnarben) und Magnetkies. Dieser zeigt in besonders eindrucksvoller Weise die für seine Zersetzung typischen "birds-eye-structurs".

Bild 25

Probe Bohrung 3-72/64-75 m
Marmor

Magnetkies (weiß) mit xenomorphem Titanit (grau mit Einschlüssen). Im Titanit ein Kern aus Rutil II (fast weiß).

Bild 26

Probe 12-B6, Verdrängungserz (Quarzit)
Ölimmersion

Rundliche Titanite (grau, Innenreflexe) mit kleinen Rutil II - Einschlüssen (weiß). Unten Graphitleisten.

Bild 27

Probe 1-G5, Kalksilikat-Gneis

Magnetkies (weiß) als Zwischelfüllung zwischen den Körnern der Gangart (dunkelgrau). Daneben hypidiomorphe Titanite (grau).

Bild 28

Probe 5-H5, Graphitschiefer

Magnetkies (weiße Körner) und gut geregelte Graphitleisten (weiß)

Bild 29

Probe 2-B5, Amphibolit
Ölimmersion

Hämoilmenit. Im Hämatit (hellgrau) sind Ilmenitentmischungs-lamellen der ersten und zweiten Generation erkennbar. Eine größere Ilmenitlamelle zerfällt zu Hämatit (hellgrau), Rutil II (mittelgrau, blumenkohlartig) und Spinell (schwarz) an der Front des Zerfalls. In der Ilmenitlamelle ist Hämatit der zweiten Generation entmischt.

Bild 30

Wie Bild 2
Ölimmersion

Bild 31

Probe 2-B5, Amphibolit
Ölimmersion

Hämoilmenit. In der Mitte ein seltenes Ilmenit-reiches Korn mit Hämatitentmischungen.



Bild 25 0.1 mm

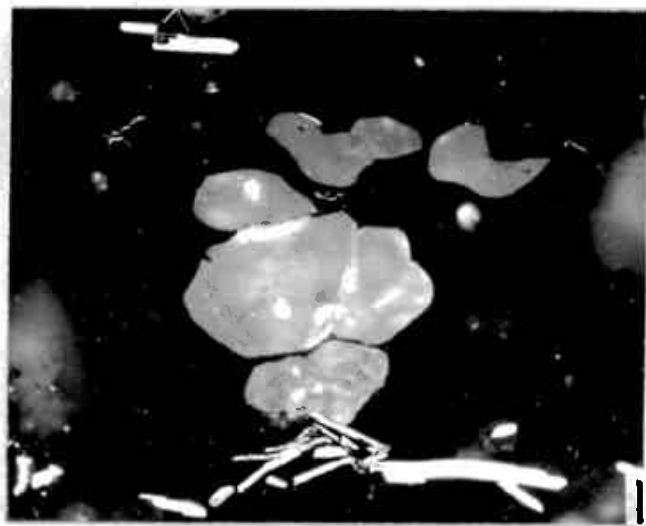


Bild 26 0.1 mm

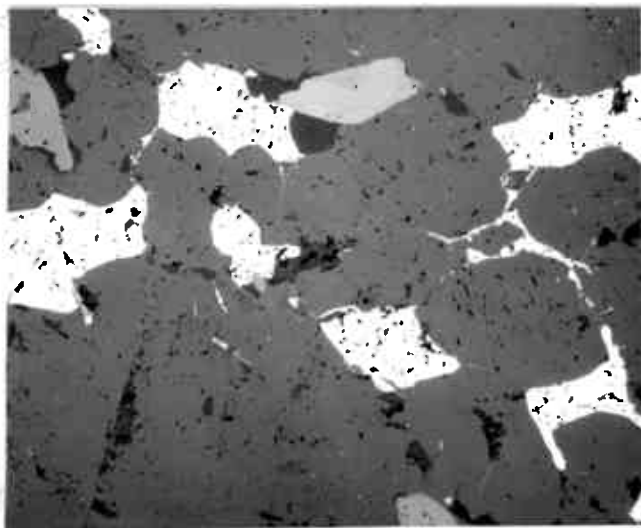


Bild 27 1 mm

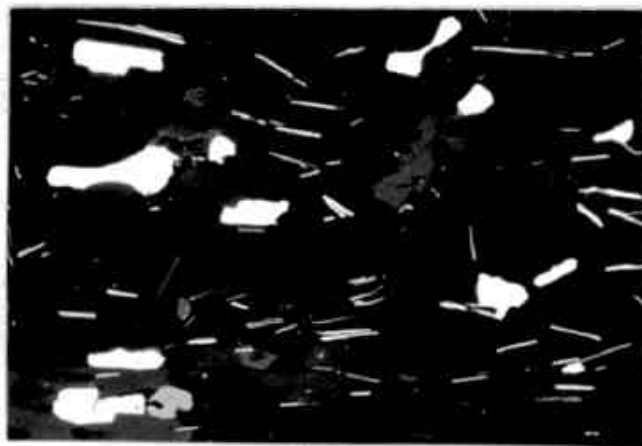


Bild 28 1 mm

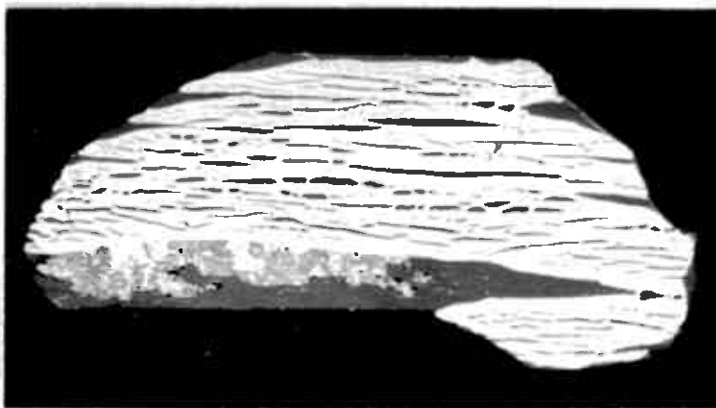


Bild 29 10 μ



Bild 30 10 μ



Bild 31 10 μ

Lebenslauf

Am 27. September 1942 wurde ich, Dietger Schulze, als Sohn des Dipl. Landwirtes Dr. Otto Schulze und seiner Ehefrau Charlotte, geb. Nowag, in Forst (Niedersachsen) geboren.

Von 1949 bis 1956 besuchte ich die Volksschule in Gangloffsömmern (Thüringen), danach bis 1957 die Volksschule in Gensingen (Rheinhausen). Anschließend ging ich auf das Aufbaugymnasium in Alzey, wo ich 1963 die Reifeprüfung bestand.

1963 bis 1965 war ich Soldat der Bundeswehr.

Zum Sommersemester 1965 schrieb ich mich an der Johannes-Gutenberg-Universität in Mainz ein, wo ich 1969 die Diplom-Geologen-Hauptprüfung ablegte.

1970 bis 1972 war ich Angestellter der Bleikvassli Gruher A.S. (Norwegen), wo ich teils als Grubengeologe der Bleikvassli Gruhe, teils in der Prospektion auf Sulfiderze in Nord-Norwegen tätig war. Während dieser Zeit wurde das Material der vorliegenden Arbeit eingesammelt.

Mit dem Wintersemester 1972/73 schrieb ich mich an der Technischen Universität Clausthal ein und arbeitete am Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde an der Abfassung meiner Dissertation.

Seit Dezember 1973 bin ich wissenschaftlicher Angestellter am Mineralogischen Institut der Universität Karlsruhe.