

Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-

Vererzung im Örstdalen (Rogaland), Norwegen

Hans Urban  
=====

Institut für allgemeine Geologie der Universität Kopenhagen

Die Vererzung im Örstdalen (Rogaland), Norwegen tritt innerhalb einer migmatitischen Gneis-Serie auf, welche durch zahlreiche graphitführende Amphibolit-Horizonte gekennzeichnet ist. Die Erze liegen schichtgebunden in einem der graphitführenden Amphibolite. Die Zufuhr der metallhaltigen Lösungen erfolgte in der gleichen Periode, in der auch das Ausgangsmaterial der heute in engster Verknüpfung mit dem Erzbestand auftretenden Amphibolite als vulkano - sedimentäres Material zugeführt worden ist. Intensive orogenetische Prozesse führten zu einer isochemischen Umwandlung des Erzbestandes. Die Annahme einer Beteiligung von metasomatisch-hydrothermalen Metallzufuhren aus unbekannten Tiefen erübrigt sich.

The ores in Örstdalen (Rogaland), Norway, occur in a migmatitic folded gneiss series, which in the inner part of the Schåningsmulde is characterized by numerous amphibolitic bands. The ores are found stratiform in only one of the graphite-bearing amphibolites. The metal-bearing solutions belong to the effusive activity which gave rise to the volcanic rocks interbedded in the geosynclinal series. Isochemical alterations of rock and ore minerals were produced during intensive orogenic processes. It is not necessary to assume that metasomatic-hydrothermal solutions have brought the metal content from unknown depths.

### Einführung

In der Fachliteratur finden sich überraschend viele Beiträge, die sich mit den mineralogischen, mineralchemischen, lagerstättenkundlichen und petrologischen Problemen des Wolframs befassen. Von WIENDL (1968) werden z.B. allein aus den 50iger Jahren über 160 und von 1960 - 1968 über 200 Beiträge zu diesem Thema zitiert, ohne daß die Aufzählung im geringsten vollständig wäre. Auf die Arbeiten von MAUCHER (1965), HÖLL & MAUCHER (1967), MAUCHER & HÖLL (1968) und SO (1968) sei dabei besonders hingewiesen. In den Beiträgen von MAUCHER und HÖLL wird die Genese der zahlreichen paläozoischen Wolfram-Antimonit-Zinnober-Vorkommen nach einer von MAUCHER (1965) entwickelten Konzeption gedeutet. Danach sind viele paläozoische Vorkommen als schicht- und zeitgebundene Lagerstätten zu deuten. SO (1968) konnte daraufhin zeigen, daß die bekannte Scheelit-Lagerstätte von Sangdong nicht wie JOHN (1963) und GABERT & VINKEN (1965) annahmen, pneumatolytisch-katathermal gebildet wurde, sondern eine schicht- und zeitgebundene Lagerstätte, verknüpft mit Metavulkaniten ist.

Ausgehend von dieser Entwicklung und von manchen aus der Literatur deutlich werdenden Konvergenzerscheinungen, erschien es daher folgerichtig und notwendig, auch andere "metasomatisch-hydrothermal" gedeutete Wolfram-Vorkommen einer kritischen Betrachtung zu unterziehen.

Das Wolfram-Molybdän-Vorkommen im Örsdalen (Rogaland) in Südnorwegen ist etwa seit Ausgang des 19.Jahrhunderts bekannt. Bemerkenswert ist eine der ersten Erwähnungen des Vorkommens von J.H.L.VOGT in BEYSCHLAG, KRUSCH & VOGT (1914) : "Ein Gang zu Örsdal in Bjerkreim enthält dagegen neben Molybdänglanz auch Wolframit und Scheelit, und zwar scheint das letztere Mineral hier primär zu sein."

Eine ausführliche Darstellung der lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Örsdalen wurde von HEIER (1955) gegeben. Danach begann der Bergbau 1904 auf Molybdänglanz, wandte sich jedoch bald den Wolframmineralien Ferberit und Scheelit zu, nachdem letzterer um 1918 zum ersten Male diagnostiziert worden sei. Nach HEIER (1955) vollzog sich

die Lagerstättenbildung in vier voneinander unabhängigen Phasen. Eine erste, pneumatolytisch bis katathermale metasomatische Phase führte zur Bildung von Molybdänglanz und Wolframit mit eventuell etwas Scheelit. Eine zweite und eine dritte Hydrothermalphase - beide gekennzeichnet als "late stage of the mineralization" - zeichnen sich durch Pyrit einerseits und Magnetit andererseits aus. Den Abschluß und damit die vierte Phase bildet eine intensive und weitgespannte Kalzium-Metasomatose, durch welche ein großer Teil des Wolframites in Scheelit umgewandelt worden sein soll.

Der folgende Beitrag ergänzt und korrigiert die bisherigen Erkenntnisse um das Vorkommen im Örsdalén und soll darüberhinaus zeigen, daß eine andere lagerstättenkundliche Vorstellung über dieses Vorkommen zu entwickeln ist.

Die Ausführungen stützen sich auf Feldarbeiten im Sommer 1969, die anlässlich der Vorbereitung und Durchführung eines Prospektionskursus "Analyse von Schwermineral-Konzentraten im Gya-, Örs- und Austrumsdalén" der Universität Kopenhagen ausgeführt wurden. Über diese Arbeiten wurde vom Verf. auf dem IX. Nordischen Geologen-Treffen (Kopenhagen, Januar 1970) berichtet. Im Sommer 1970 wurde im Auftrag der Folldal-Verk A.S. mit einer Prospektions- und Detailkartierung im Örsdalén begonnen.

#### Der geologische Rahmen

Das Gebiet zwischen Gyadalen im Süden und Austrumsdalén im Norden, in dessen Mitte das Örsdalén liegt (Abb.1), wird von einem heterogenen Komplex migmatitischer Gesteine aufgebaut. Das Alter dieses charnockitisch-granulitischen Präkambris im Rogaland wird von VERSTEEVE (1970) mit  $1.478 \pm 78$  Mio Jahren angegeben. In Übereinstimmung mit TOBI (1965) lassen sich von Westen nach Osten fortschreitend drei größere petrographische Gesteinseinheiten unterscheiden :

1. die granatführenden Migmatite der Gyadal-Serie,
2. charnockitische Migmatite der Örsdal-Serie, die überleiten zu
3. granitisierten Migmatiten.

Eine erste petrographische Beschreibung dieses Gebietes gibt HEIER (1956). Aufgrund der mikroskopischen Unterscheidung zwischen Orthoklas - Mikroklin einerseits und Plagioklas ( $An_{30}$ ) - Zoisit anderseits zeichnet HEIER (1956) eine Karte verschiedener metamorpher Zonen zwischen Gyadalen und Austrumsdalen (Abb.2). Danach unterscheidet HEIER (1956) in diesem Gebiet

1. Gesteine der Granulit- bis oberen Amphibolit-Fazies,
2. Gesteine der unteren Amphibolit- (teilweise Epidot-Amphibolit-) Fazies und
3. Gesteine der Epidot-Amphibolit-Fazies und niedrigerer Fazies.

TOBI (1965) kritisiert, daß sich hieraus ein viel zu kompliziertes Muster der regionalen Metamorphose ergäbe, welches auch insbesondere im Gyadalen nicht mit seinen eigenen Beobachtungen übereinstimmt: "The blue-violett rocks, though of frequent occurrence in Gyadalen, seem to have remained unnoticed, together with the sillimanit and cordierit they contain."

Diese Sillimanit-Cordierit-Granulite sind auch nach unseren Beobachtungen charakteristische Bestandteile der granatführenden Migmatite der Gyadal-Serie. Gegenüber der Karte von TOBI (1965) konnte die westliche Grenze der Serie leicht modifiziert werden. Sie wird in Abb. 1 durch den westlichsten, in lückenloser Folge vom Gyadalen über das Örsdalén bis hin zum Austrumsdalén aufgeschlossenen Sillimanit-Cordierit-Horizont dargestellt. Diese Gesteine der Gyadal-Serie führen nach TOBI (1965) im wesentlichen Quarz, Biotit, Granat, Sillimanit, Cordierit, grünen Spinell und akzessorische Erzmineralien. Nach unseren Untersuchungen tritt - wenn auch nur vereinzelt - Disthen auf. Der von TOBI (1965) als Erzmineral beschriebene Molybdänglanz fehlt in den granatführenden Migmatiten der Gyadal-Serie jedoch vollständig. Dafür ist ein wechselnder Graphit-Gehalt (stellenweise bis zu 20 Vol.% C !) für mehrere Horizonte der Serie typisch. Bei einem Streichen von  $120 - 140^\circ$  fallen die Gesteine der Gyadal-Serie mit  $30 - 50^\circ$  nach Osten ein.

Überträgt man den Verlauf des westlichsten Sillimanit-Cordierit-Horizontes auf die Metamorphosekarte von HEIER

(1956), wie es in Abb. 2 geschehen ist, so sieht man, daß der Wahrscheinlichkeitsgrad der HEIER'schen Interpretation nur mäßig ist.

Verfolgt man im Örsdalen an den gut aufgeschlossenen Steilhängen das Profil in östlicher Richtung, so folgt auf die Gesteine der Gyadal-Serie ein Bereich, welcher in seiner geologischen Position zur Zeit noch nicht sicher eingeordnet werden kann. Es ist wahrscheinlich, daß in dieser Zone, die in Abb. 1 als "Überschiebung ?" gekennzeichnet ist, eine große Bewegungsfläche vorliegt. Diese Zone läßt sich bereits in der Morphologie deutlich vom Gyadalen über das Örsdalen bis in das Austrumsdalen hin verfolgen. Typisch für die hier auftretenden zerquetschten, zerscherten und zerbrochenen Gesteine ist ein hoher Epidot- und Hämatit-Gehalt. Der Epidot ist vorwiegend auf Kluftflächen, Rissen und Spalten angereichert und durchsetzt von hier aus das Gestein, während Hämatit zu einer intensiven "Durchtränkung" und damit Rotfärbung der Gesteinsmineralien, insbesondere aber des Mikroklin geführt hat.

Nach der vorerst noch unsicheren Übergangszone befindet man sich im Gebiet der charnockitischen Migmatite der Örsdal-Serie. Charakteristische Vertreter dieser hochmetamorphen Gesteine sind quarzmonzonitische bis granodioritische "graue" Gneise.

Während sich jedoch die einzelnen Gesteinspakete der Gyadal-Serie in lückenloser Folge vom Örsdalen bis in das Gyadalen verfolgen lassen, konnten im Bereich der charnockitischen Migmatite erstmalig zwei Muldenstrukturen erkannt werden (Abb. 1). Die nördliche Struktur, in Anlehnung an die aufgelassene Schåningsgrube als "Schåningsmulde" bezeichnet, ist in ihrem Verlauf markant auf dem Luftbild festzulegen. Ihre Achse streicht etwa 120 bis 140° und fällt mit 40 - 50° nach NW ein. Da die Vererzung im Gebiet zwischen Gyadalen und Örsdalen ausschließlich in der Schåningsmulde auftritt, wird an dieser Stelle auf eine Kennzeichnung der südlich gelegenen "Grundvatnsmulde" verzichtet. Die Achsen und damit auch die Mulden sind in einem jüngeren tektonischen Akt leicht gefaltet worden.

Quert man die Schäningsmulde auf dem Hochplateau, welches sich nach einem Steilanstieg von 4 - 600 m über dem Örsdalen ausbreitet, von Westen nach Osten, so ergibt sich folgendes Bild: Zunächst befindet man sich in einer Serie typischer grauer Gneise, die mittelkörnig ausgebildet sind. Die Gneise sind recht homogen und haben eine etwa granodioritische Zusammensetzung. Die Foliationen der hochmetamorphen Gesteine streichen 125 - 135° und fallen mit 40 - 50° nach Nordosten ein. Mit Annäherung an den Muldenkern wird das Einfallen der grauen Gneise steiler und beträgt letztlich bei gleicher Streichrichtung 70 - 80° NE. Hier, in den steilstehenden Partien treten immer häufiger Einschaltungen dunkler, amphibolitischer Serien auf. Die Übergangsbereiche sind im einzelnen zwar nicht mehr überall scharf ausgebildet, weil durch den hohen Metamorphosegrad die beiden Gesteinstypen (graue Gneise - Amphibolite) stellenweise ineinander zu verfließen scheinen. Trotzdem bildet die Materialverschiedenheit aus größerer Entfernung betrachtet eine gerade und gutzuverfolgende Linie.

Die dunklen, amphibolitischen Gesteine bestehen im wesentlichen aus Biotit, Hornblende, Plagioklas und Quarz. Granodioritische Partien lassen sich in den Amphiboliten deutlich erkennen, ebenso quarzitische bis aplitische Gesteine mit sehr homogenem Aussehen. Bemerkenswert ist ein höherer Zirkongehalt in den quarzitischen Lagen, als er in den Gneisen feststellbar ist. Einzelne Partien zeichnen sich durch extrem hohe Biotit-Gehalte aus, während andere in typische silifizierte Amphibolite übergehen können. Die Mächtigkeit dieser ganzen in sich sehr heterogenen aber amphibolitreichen Serie beträgt bis zu 200 m. Nur ein Horizont in dieser amphibolitischen Serie ist der Träger der Vererzung in der Schäningsmulde.

Folgt man vom Abbruch des Plateaus in das Örsdalen ausgehend dem westlichsten und östlichsten Amphibolithorizont in südöstlicher Richtung (Abb. 3), so zeigt vor allem die Grenzlinie zwischen Amphiboliten und grauen Gneisen ein umlaufendes Streichen und beide zunächst durchaus als getrennt anzusprechende Serien vereinigen sich zu einem Horizont, dessen Streichen im "Treffpunkt" etwa 45° und dessen Einfallen etwa 50° nach Nordwesten beträgt. In dem 600 m tiefergelegenen Stollenniveau, welches vom Örsdalen

aus den westlichen und den östlichen Teil der Amphibolit-  
serie aufschließt, lassen sich vor allem im südwestlichen  
Bereich deutlich horizontale Foliationen erkennen, die  
leicht nach Nordwesten einfallen.

Nach der Durchschreitung des Muldenkerne folgt auf die  
Gneis - Amphibolit - Wechsellagerungen wiederum die Serie  
grauer, gleichförmiger Gneise. In östlicher Richtung wird  
das Einfallen der Gesteine flacher ( $40 - 60^\circ$ ). Die grauen  
Gneise gehen hier mehr und mehr in richtungslose, gleich-  
körnige, dabei grob- bis mittelkörnige Gneis-Granite über.

### Die Vererzung

Die Vererzung im Bereich der Schäningsmulde ist streng an  
die amphibolitreiche Gesteinsserie gebunden. Besonders  
reiche Wolfram- und Molybdänerze treten dabei - vor allem  
in den hochgelegenen Lagerstättenteilen auf dem Plateau -  
im ersten der auf die grauen Gneise folgenden Amphibolite  
auf. Von seiner Schichtgrenze aus reichen die Erze bis zu  
etwa 5 m in den Amphibolit hinein. Wie auch HEIER (1955)  
beschreibt, sind die grauen Gneise erzfrei ("barren").  
In denjenigen Zonen jedoch, wo Amphibolit und Gneis  
aufgrund des hohen Metamorphosegrades ineinander zu ver-  
schmelzen scheinen, ist gelegentlich eine sehr schwache  
Erzimprägnation in den Verschmelzungspartien zu erkennen.

Folgender Mineralbestand - alphabetisch geordnet - ist für  
den heterogenen Amphibolit in stark wechselnden Mengenanteilen charakteristisch : Biotit, Cordierit, Feldspat,  
Granat, Graphit, Hornblende, Ilmenit, Kupferkies, Magnetit,  
Molybdänglanz, Pyrit, Pyroxen, Pyrrhotin, Quarz, Scheelit,  
Spinell (grün), Titanomagnetit, Wismut, Wismutglanz,  
Wolframit, Zinkblende, Zirkon. Eine ausführliche erz- und  
gesteinsmikroskopische Arbeit ist in Vorbereitung, die  
kurze Kennzeichnung einiger Erzmineralien an dieser Stelle  
jedoch notwendig.

Wolframit (s.auch Abb. 4.). Wolframit tritt ausschließlich  
in den hochgelegenen Teilen der Lagerstätte auf dem Plateau  
auf. Im Örsdalen wurde er bisher nicht gefunden. Eigene  
Röntgenfluoreszenz- und Diffraktometeraufnahmen bestätigten  
die Feststellungen von HEIER (1955), nach denen die  
Wolframite ihrer chemischen Zusammensetzung nach "Ferberite"

also eisenreiche Glieder der Mischungsreihe  $\text{FeWO}_4$  -  $\text{MnWO}_4$  sind. Niedrige Mangan- und Titangehalte wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz erfaßt. Ferberit, Scheelit (und seltener auch Molybdänglanz) sind auf dem Plateau oft linsenförmig angereichert. Hier ist außerdem Quarz zu beobachten. Diese Linsen werden von HEIER (1955) als "quartz veins" bezeichnet. Sie liegen immer konform in den Amphiboliten und ihre längsten Ausdehnungen entsprechen dem Streichen und Fallen des Gesteins. Die Größe der einzelnen Ferberitkristalle liegt überwiegend im Kubikzentimeterbereich. Ferberitmassen von mehreren Kilogramm Gewicht wurden jedoch früher auch gefunden. Bereits makroskopisch ist zu erkennen, daß fast alle Ferberitkristalle von einem Saum oder einer Rinde aus Scheelit umgeben sind. Häufig findet sich in den Säumen auch Granat und Ilmenit. Die Ferberite haben darüberhinaus meist einen Kern, der aus Scheelit besteht. Aber auch andere Mineralien treten in den Ferberiten als Kerne oder als mehr bis weniger verdrängte Relikte auf. Das ursprüngliche Korngefüge, welches vor der Blastese der Ferberite vorgelegen hat, läßt sich fast immer aufgrund der Verdrängungsreste und Porensäume erkennen. Diese Relikte zeichnen vor allem den früheren Intergranularverlauf nach. Die Ferberite lösen sich zu ihren Kristallgrenzen hin in ein teils geregeltes, teils unregeltes Gemenge von Ferberit und Scheelit auf. Die eigentlichen Grenzflächen der Ferberite sind jedoch scharf ausgebildet und zeigen, daß die Ferberite den Scheelit verdrängt haben und porphyroblastisch in ihn hineinsproßten.

Molybdänglanz tritt weitverbreitet im Amphibolit auf. Entgegen den Beobachtungen von HEIER (1955) ist sein Auftreten durchaus nicht auf das Plateau beschränkt. So zeigen im Örsdalen die Mundlöcher der Stollen I und II, welche den vererzten Horizont im Tal in streichender Richtung teilweise aufschließen, eine reiche  $\text{MoS}_2$ -Führung. Bemerkenswert ist ferner, daß die Fortsetzung der Vererzung auf der nördlichen Talseite des Örsdalen von HEIER (1955) nicht erwähnt wird (nicht bekannt war ?). Auch hier konnte die Vererzung aufgrund der zutaggetretenen Molybdänglanzführung trotz schwieriger Geländeverhältnisse etwa 200 m in streichender Richtung nach Nordwesten verfolgt werden.

Der Molybdänglanz ist in seiner typischen und weitverbreiteten Ausbildung nicht an Quarzadern, Quarzgänge oder Quarzlinsen gebunden (s. Abb. 5), sondern bevorzugt im amphibolitischen Wirtgestein deutlich die biotit-, hornblende- und granatreichen Partien. Nicht selten findet sich in der Nachbarschaft des Molybdänglances Graphit.

Röntgenographische Untersuchungen zeigten interessante Unvollständigkeiten des Molybdänglanzgitters, welche sich in deutlichen Linienverschiebungen ausdrücken und als Übergänge der  $\text{MoS}_2\text{-}2\text{H}$  zur  $\text{MoS}_2\text{-}3\text{R}$  Struktur angesehen werden müssen. Hierüber wird zu einem späteren Zeitpunkt gesondert berichtet.

Scheelit ist ebenso wie Molybdänglanz bevorzugt mit den dunklen Gesteinsmineralien und den anderen Erzmineralien (s. Abb. 6 und 8) verknüpft. Die von HEIER (1955) hervorgehobene Bindung des Scheelits an "quartz veins" stellt nicht den Normalfall, sondern die Ausnahme dar, welche fast nur auf dem Plateau zu beobachten ist. Während hier tatsächlich Ferberit, Scheelit und selten auch Molybdänglanz zusammen mit Quarz in Linsen und Adern auftreten können, ist doch die Hauptmenge des Scheelits überall und weitverbreitet innerhalb des Amphibolithorizontes selbst zu finden. Scheelit ist im Amphibolit in kleinen rekristallisierten Körnern von 0,4 mm Durchmesser bis hin zu millimetergroßen Kristallaggregaten zu beobachten, welche wie Perlen auf einer Schnur hintereinander aufgereiht die Foliationen des Amphibolites nachzeichnen. Die Scheelitrekristallitate zeigen dabei die Neigung, ihre Begleitminerale zu verdrängen. Dieses gilt insbesondere für die Silikate und Magnetit, wohingegen die aus dem primären Titanomagnetit entmischten und rekristallisierten Ilmenite als Relikte zwischen den Scheelitkörnern weitgehend erhalten bleiben.

Unsere Untersuchungen an Scheeliten zeigten außerdem, daß es in den Erzen vom Örstdalen zwei verschieden zusammengesetzte Scheelite gibt, die mit jeweils typischen Mineralassoziationen auftreten.

Der Scheelit vom Typ I ist völlig molybdänfrei. Er zeigt daher auch im ultravioletten Licht stets seine typische

blaue Fluoreszenzfarbe. Dieser Scheelit tritt vereinzelt in den beschriebenen lagig-angeordneten Körnern des Amphibolits im oberen Teil der Lagerstätte auf. Er ist derjenige Scheelit, der in den unteren Teilen der Lagerstätte fast ausschließlich zu beobachten ist und außerdem findet man diesen blaufluoreszierenden Scheelit in den inneren Partien vieler Ferberitkristalle. Er ist im weiteren immer dann festzustellen, wenn kein Molybdänglanz im Schliff- oder Handstückbereich anwesend ist.

Der Scheelit vom Typ II ist in wechselnden Mengenanteilen molybdähnlich. In Abhängigkeit von den im Scheelitgitter eingebauten Powellitgehalten ändert sich die Fluoreszenzfarbe von blau über weiß nach gelb. Mit Hilfe eines Scheelit-Analysers durchgeführte Messungen ergaben Schwankungen von 0 - 5,0 % Mo, was etwa bis zu 10 %  $\text{CaMoO}_4$  entspricht. Dieses sind die Scheelite, die nach HEIER (1955) die einzelnen Ferberitkristalle in Rinden und Krusten umgeben. Man findet die molybdähnlichen Scheelite weitverbreitet im oberen Teil des Vorkommens. Aber auch in den unteren Partien sind sie anzutreffen, hier allerdings viel seltener und dann stets nur in unmittelbarer Nachbarschaft von Molybdänglanz.

Pyrrhotin ist das vorherrschende und weitverbreitete Eisensulfidmineral. Seine Mengenanteile schwanken in über 80 Anschliffen von 0, x - 21 Vol.%. Aus dem mikroskopischen Bild ist zu schließen, daß Pyrrhotin sicher nicht primärer Entstehung ist, sondern aus der Abröstung von Pyrit bei hohen Temperaturen hervorgegangen ist (Abb. 7). Die Kornformen sind unregelmäßig, lappig und verzahnt. Häufig tritt Pyrrhotin zusammen mit Kupferkies auf, ohne jedoch daß dieser - meist begleitet von Zinkblende - mengenmäßig bedeutend wird.

Pyrit kann in den untersuchten Proben in Mengen bis zu 15 Vol.% anwesend sein. Stets ist Pyrit jedoch das jüngste Erzmineral und tritt in Spaltrissen des Ferberits ebenso auf, wie in feinsten Haarrissen und auf Kluftflächen, welche den Amphibolit durchsetzen (Abb. 9). Besonders oft ist Pyrit in der Gesellschaft mit Molybdänglanz anzutreffen. Häufig wachsen dabei idiomorphe Pyritkristalle vom Molybdänglanz ausgehend in angrenzende, unregelmäßige

Pyrrhotin-Partien hinein, diese mitunter vollständig verdrängend (Abb. 5). Neben molybdänglanz- sind auch graphitreiche Proben dadurch gekennzeichnet, daß eine weitgehende Umwandlung von Pyrrhotin in Pyrit stattgefunden hat.

Sekundäre Umwandlungen von Pyrrhotin und auch Pyrit unter Verwitterungseinflüssen sind in einer Reihe von Schliffen festzustellen (Abb. 7).

Titanomagnetit. Die Anteile an Titanomagnetit gehen nicht über maximal 8 Vol.% hinaus. In den Lagerstättenteilen im tiefgelegenen Örsdalen besteht der Titanomagnetit fast immer aus Magnetit mit groben Ilmenitentmischungslamellen im Mengenverhältnis von etwa 3 : 1. Der Anteil an Spinell im Magnetit ist minimal, Ulvöspinell ist nicht zu beobachten. In den Proben, die vom Plateau stammen, treten keine breiten Entmischungslamellen von Ilmenit mehr auf. Hier ist durch Rekristallisation eine meist vollständige Trennung der Ilmenit- von der Magnetitkomponenten erfolgt. Bei den Rekristallisationsvorgängen wurde Ulvöspinell neugebildet, welcher ebenso wie neugebildeter Spinell zum Teil in erheblichen Mengen in den ebenfalls rekristallisierten Magnetit aufgenommen wurde (Abb. 8 und 9). Die spinellreichen Magnetite werden bevorzugt von Scheelit verdrängt. Die unmittelbar angrenzenden Ilmenite sind dagegen viel resistenter.

Sonstige Erzmineraleien. Kupferkies und Zinkblende sind zwar nur akzessorisch vertreten, sie sind aber in allen Proben zu finden. Gediegen Wismut, umgeben von Wismutglanz, wurde bisher nur in zwei scheelitreichen Partien ange troffen.

Aus dieser kurzen Kennzeichnung lassen sich für die Lagerstätte im Örsdalen deutlich zwei unterschiedliche Mineralgesellschaften herausstellen.

1. Im Bereich des 200 m ü.NN-Niveaus, also im Örsdalen, tritt innerhalb einer Serie heterogen ausgebildeter Amphibolite die an einen Horizont gebundene Paragenese Scheelit - Pyrrhotin - Titanomagnetit - Molybdänglanz auf. Der Scheelit ist überwiegend molybdänfrei, Pyrrhotin aus primärem Pyrit entstanden. Titanomagnetit zeigt breite

Entmischungslamellen von Ilmenit, jedoch wenig Spinell und keinen Ulvöspinell. Molybdänglanz tritt besonders häufig mit Hornblende und Biotit auf, mit welchen auch Graphit vergesellschaftet ist. Nur selten findet sich der Molybdänglanz in Quarzlinsen. In diesen Bereichen ist dann der Scheelit molybdänhaltig. In der Nachbarschaft von Molybdänglanz und Graphit wandelt sich Pyrrhotin in Pyritidioblasten um. Alle Erzmineralien können als einzelne Körner im Amphibolit auftreten, oder aber auch Schnüre, Bänder und kleine Nester bilden, welche ebenso wie die Silikatmineralien die Foliationen des Amphibolits nachzeichnen.

2. In den höher gelegenen Teilen des Vorkommens auf dem Plateau (ca. 600 - 800 m ü.NN) tritt der gleiche chemische Bestand jedoch in geänderter mineralogischer Ausbildung auf. Besonders hervorzuheben ist hier zunächst die Anwesenheit von Ferberit, dem eisenreichen Wolframit. Dieser hat stets molybdänfreie, primäre Scheelitkerne, sowie Einschlüsse von Scheelit und Ilmenit und Verdrängungsrelikte von Magnetit, Scheelit, Phyrhotin und Silikaten. Der größere Teil des Scheelits auf dem Plateau ist jedoch im Gegensatz zu demjenigen im Tal molybdänhaltig und findet sich sowohl als Rinden und Krusten um Ferberit, als auch in Form selbständiger Rekristallivate, welch letztere bevorzugt Sulfide und den aus Titanomagnetit entmischten Magnetit verdrängen. Charakteristisch für das Plateau ist im weiteren das häufige Auftreten von eisenreichem Cordierit und Granat sowie auch grünem Spinell und neu im Magnetit entmischten Ulvöspinell. Quarzlinsen und Quarzadern sind auf dem Plateau weitverbreitet. In geringem Ausmaß ist Molybdänglanz an diese Quarzmobilivate geknüpft. Im Normalfall bevorzugt er jedoch wie im Tal die Gesellschaft der dunklen Gesteinsmineralien.

#### Diskussion

Aufgrund seiner eigenen Befunde kommt HEIER (1955, S.84 - 85) zu folgendem Schluß : "The classical way of interpreting this kind of ore is to ascribe it to the pneumatolytic or hydrothermal stage of the crystallization of a granitic magma. As mentioned, the rocks in Örnsdalens are typical pre-Cambrian migmatites. By petrologists today

such rocks are more and more looked upon as ultrametamorphites of geosynclinal sediments and lavas."

Der Verf. sieht in den Gesteinen des Örsdalen tatsächlich polimetamorphe Wechsellagerungen sedimentären und effusiven Gesteinsmaterials geosynkinaler Provenienz.

Eine eingehende Stellungnahme zum Granulit-Problem ist an dieser Stelle nicht angebracht (vgl. dazu ESKOLA 1961, SCHEUMANN 1961). Trotzdem können die von SCHEUMANN (1961) erarbeiteten Grundvorstellungen über die Genese des sächsischen Granulitgebirges auch auf das südwestnorwegische granulitisch-charnockitische Präkambrium übertragen werden: Am Anfang stand eine geosynklinale Entwicklung mit wechselnden Ablagerungen tonigen, sandigen und auch konglomeratischen Materials mit Zwischenschaltungen sapropelitischer Horizonte. Im Rahmen eines initialen Magmatismus kam es in diesem Geosynkinalraum zur intrusiven und vor allem extrusiven Produktion ophiolitischer, gabbroiden Materials. Mit dem extrusiven und submarinen Vulkanismus erfolgte die Zufuhr metallhaltiger Lösungen. Sie führten zur Bildung von Titanomagnetit, Scheelit und Eisensulfiden, in erster Linie Pyrit.

Titanomagnetit ist nach RAMDOHR (1960) und TRÖGER (1967) in aszendenden hydrothermalen Bildungen äußerst selten. Seine weite Verbreitung in den Amphiboliten kann demnach nicht durch metasomatische Zufuhren erklärt werden. Ebenso deutlich spricht die geologische Position der Amphibolite, so vor allem ihre Wechsellagerung mit definitiv sedimentärem Material, gegen die Herleitung des Titanomagnetits aus intrudiertem und dann differentiierten gabbroiden Stoffbestand. Dagegen zeigt SO (1968), daß die sechs scheelitführenden Amphibolithhorizonte des Sangdong-Reviers bis zu 5 Vol.% Titanminerale enthalten. Die Gehalte in den benachbarten Meta-Peliten betragen nur 0 - 0,5 %, was etwa den Gehalten der grauen Gneise im Örsdalen entspricht. Außerdem sind nach SO (1968) Wolfram, Molybdän und Wismut streng an die Amphibolite der Myobong-Formation gebunden. Obwohl die Verteilung des Wismut in den Gesteinen des Örsdalen spektrographisch noch nicht kontrolliert wurde, zeigt doch das gelegentliche Auftreten von Wismut und Wismutglanz, daß die chemische Paragenese

in den Amphiboliten des Örsdalen mit derjenigen von Sangdong übereinstimmt.

Die Wolframgehalte der marin-exhalativen Zufuhren mußten als Scheelit ausgefällt werden. Dies entspricht der Ausfällungsreihe in Abhängigkeit vom pH-Wert (GUNDLACH & THORMANN 1960). Danach bildet sich  $\text{FeWO}_4$  bei pH= 5,9;  $\text{MnWO}_4$  bei pH= 6,7 und  $\text{CaWO}_4$  bei pH= 7,3. Auch der milieubedingte niedrige Temperaturbereich ließ keine andere Bildung als Scheelit zu. Für diese primäre Bildung des Scheelits spricht seine weite Verbreitung im gesamten Amphibolit, welche wohl auch VOGT in BEYSCHLAG, KRUSCH & VOGT (1914) zu der Feststellung veranlaßt hat, daß Scheelit im Örsdalen ein primäres Mineral sei.

Der primäre Scheelit ist molybdänfrei. Hieraus ist zu folgern, daß die Molybdängehalte des Gesteins sicher nicht exhalativ zugeführt worden sind, sondern ihre Anreicherung eher in einem sedimentär-biogenen Zyklus erfahren haben. Hierauf deuten unter anderem die hohen Graphitgehalte im Amphibolit hin. Bekannt sind sapropelitische Sedimente des Kupferschiefer Typs (WEDEPOHL 1964) mit erhöhten Molybdängehalten (Maximalwerte von 1000 - 1500 ppm Mo!), ohne daß Molybdänminerale diagnostizierbar wären. Von MARMO (1960) und PELTOLA (1960) werden graphitische Schwarzschiefer aus Finnland beschrieben, welche Höchstgehalte von 230 - 470 ppm Mo enthalten. Bereits von BORCHERT (1960, 1961) wurden die südnorwegischen Molybdänglanzvorkommen (einschließlich Knaben) als Ergebnis der Mobilisation von Molybdän aus sulfidhaltigem Faulschlamm-Material gedeutet. In einigen von uns zur vergleichsweisen Bemusterung angefertigten Anschliffen von Knaben-Proben konnte eindeutig neben Molybdänglanz auch Graphit nachgewiesen werden. So wird auch für das südnorwegische Präkambrium die von WEDEPOHL (1964) für den Kupferschiefer getroffene Feststellung zutreffend, wonach die Molybdängehalte mit den biogenen Kohlenstoffgehalten eng verknüpft sind. Zukünftige Untersuchungen sollen daher zeigen, ob die Paragenese Molybdän - Graphit als "geochemischer Leithorizont" im Südwesten Norwegens benutzt werden kann.

Die wechsellagernden Sedimente und Effusiva mit ihrem vielseitigen chemischen und mineralogischen Inhalt wurden

im Rahmen orogener Prozesse wiederholt intensiv überprägt. Dabei kam es jedoch nicht, wie HEIER (1955, 1956) annimmt, zu regional bedeutsamen Stoffzufuhren und eng damit verknüpften metasomatischen Mineralumbildungen. Erst kürzlich wurde aufgrund neuerer Arbeiten im Stavanger Gebiet von MÜLLER & WURM (1969) darauf aufmerksam gemacht, daß der besonders für dieses, geologisch jüngere Gebiet von GOLDSCHMIDT (1920) geprägte Begriff der "metasomatischen Injektions-Kontaktmetamorphose" hinfällig geworden ist.

Die Gesteine im Gebiet vom Örstdalen zeigen hinsichtlich ihrer Mineralparagenesen und Texturen P-T-Bedingungen an, wie sie für die Granulitfazies charakteristisch sind. Lokale diaphthoritsche Erscheinungen sind häufig, aber für das geologische Gesamtbild doch unbedeutend, worauf auch TOBI (1965) hinweist. Eine ungefähre Abschätzung der Temperaturen, welche bei der Metamorphose erreicht wurden, ist anhand der weitverbreiteten Mineralien Cordierit und Sillimanit möglich. Nach TRÖGER (1967) und WINKLER (1967) kann danach im Bereich des Örstdalen mit Mindesttemperaturen von 600° und Druckbereichen von über 6000 bar gerechnet werden.

Derartige Temperaturen sind höher als diejenigen der klassischen hydrothermal-metasomatischen Lösungen, welche von HEIER (1955) für die Erzparagenese verantwortlich gemacht werden. Die hohen Temperaturen erklären uns aber die vielgestaltigen Mineralumsetzungen, welche das mikroskopische Bild wiederspiegelt.

Der primäre Pyrit ist nicht mehr stabil. Er wird in Pyrrhotin umgewandelt. Anstelle des Pyrits bilden sich neben Pyrrhotin noch Fe-Cordierite, Granate und Hornblenden, welch letztere den mit der Umwandlung von Pyrit in Pyrrhotin verbundenen Volumenverlust ausgleichen. Gleichzeitig wird das Angebot an Schwefelionen erhöht.

Dieser Schwefel wird zur Bildung von Molybdänglanz benötigt, nachdem das Molybdän unter den ungewöhnlichen P-T-Bedingungen der Granulitfazies aus den graphitreichen Teilen des Amphibolites heraus mobilisiert worden ist. In der unmittelbaren Umgebung der meist idiomorphen

Molybdänglanzporphyroblasten führt deren großes Kristallisationsbestreben zu einem Überangebot an Schwefel. Daher vollzieht sich hier - unter "retromorphen" Bedingungen - bei absinkenden Temperaturen und mangelndem Molybdänangebot die Rückumwandlung von Pyrrhotin in Pyrit. Diese Vorgänge werden nicht nur durch das mikroskopische Bild veranschaulicht, sondern sie werden auch zwanglos wahrscheinlich, durch eine Abschätzung der mineralogischen und chemischen Bilanzen der Sulfide. Nach HEIER (1955) wird die relative Verteilung der Erzmineralien im Örsdalen in einer graphischen Darstellung mit etwa 300 Scheelit : 200 Molybdänglanz : 100 Ferberit : 10 Pyrrhotin : 1 Pyrit angegeben. Diese Angaben können sich weder auf die Reicherzpartien auf dem Plateau noch auf die Lagerstätten- teile im Örsdalen beziehen. Sie sind aber auch nicht repräsentativ für den vererzten Amphibolit in seiner Gesamtheit. Nach unseren bisherigen Beobachtungen beträgt der Anteil an Erzmineralien im Amphibolit durchschnittlich 11 Vol.%, woran Pyrrhotin mit 5 %, Titanomagnetit und Ilmenit mit 3 % und Pyrit mit 2 % beteiligt sind, während alle übrigen Erzmineralien zusammen 1 % ausmachen.

Die Entstehung des Scheelits wird von HEIER (1955) als "Scheelitisierungsvorgang" gedeutet, wobei primärer Ferberit durch metasomatisch hinzugeführtes Kalzium in Scheelit umgewandelt wurde. Den Beweis für diese Ansicht stellen nach HEIER (1955) die Rinden und Krusten dar, welche die Ferberite jeweils umgeben und welche diese als "armoured relicts" vor weiterer Scheelitisierung bewahrten. Darüberhinaus führte HEIER (1955) Syntheseversuche durch, bei denen die Umwandlung von Wolframit in Scheelit gelang.

Nach Ansicht des Verf. stellen jedoch nicht die von molybdähaltigem Scheelit umgebenen Ferberite, sondern vielmehr die molybdänfreien Scheelitkerne der Ferberite die eigentlichen "gepanzerten Relikte" dar. Bei einer Umwandlung von Ferberit in Scheelit wäre zu erwarten, daß die scheelitreichen Partien oder zumindest ihre Umgebung besonders eisenreich sein sollten. Das Gegenteil ist jedoch der Fall. Insbesondere die scheelit- und auch ferberit- reichen Partien sind ausgesprochen arm an sonstigen Fe- Mineralien. Hier ist der Magnetitanteil der rekristallisierten Titanomagnetite mehr oder weniger vollständig

weggelöst worden und nur noch einzelne, jedoch typische Spinell- oder Ilmenitlamellen weisen auf den ursprünglich vorhandengewesenen Magnetitgehalt hin. Ausgangspunkt der Ferberitblastese sind primäre Scheelitkörner. Alle Mineralien, die sich dem Wachstumsbestreben des Ferberits in den Weg stellten, wurden verdrängt oder in die Porphyroblasten mitaufgenommen. Daher findet man in den Ferberiten Einschlüsse und noch nicht vollständig verdrängte Reste von Silikaten, Scheelit, Sulfiden und Ilmenit. Soweit jedoch der ursprüngliche Mineralbestand vollständig verdrängt worden ist, hat ein ausgeprägtes Porensystem den ehemaligen Korngrenzenverlauf konserviert. Es ist nicht verwunderlich, daß mit schrittweiser Rückentwicklung der P-T-Verhältnisse ein Bereich durchlaufen wird, in dem sich nur noch Scheelit bilden kann. In diesem Temperaturbereich findet auch bevorzugt die Auskristallisation des mobilisierten Molybdäns statt und zwar einerseits als Molybdänglanz, zum anderen als  $\text{CaMoO}_4$  zusammen mit Scheelit als Krusten und Rinden um den Ferberit.

#### Folgerungen und Ergebnisse

Nach der Abschätzung aller Befunde muß gefolgert werden, daß die Erze im Örstdalen schicht- und zeitgebunden mit wechsellagernden Effusiva und Sedimenten entstanden sind. Erze und Nebengestein waren daher später dem Einfluß der gleichen geologischen Vorgänge unterworfen. Dabei wurden zeitweise P-T-Bedingungen der Granulitfazies durchlaufen, die zu intensiven isochemischen Umwandlungen führten.

Wenn diese Deutung des Wolfram-Molybdän-Vorkommens im Örstdalen den tatsächlichen Bildungsvorgängen nahekommt, dann müßten äquivalente Teile des Amphibolits anderenorts ebenfalls diese Metall- und Mineralparagenesen führen.

Dieses konnte bereits im Sommer 1969 durch einen Feldkursus der Universität Kopenhagen nachgewiesen werden. Schwermineralfraktionen von frischen Flussanden führen im Austrumsdalen und auch im Gyadalen an bestimmten Stellen und zwar dort, wo in den grauen Gneisen besonders viele amphibolitische Einschaltungen auftreten, molybdänfreien Scheelit, Titanomagnetit und Ilmenit. Im Gyadalen treten in Richtung auf Tonstad außerdem Molybdänglanzge-

halte auf. Hier sind darüberhinaus auch die Scheelite molybdänhaltig.

Im Sommer 1970 konnte die Mineralisierung im Örsdalen auch auf der nördlichen Talseite horizontbeständig nachgewiesen werden. Im Austrumsdalen wurde der erste Scheelit in den Gesteinen gefunden und südlich des Gyadalen wurde eine Mineralisierung mit Molybdänglanz, Pyrit und Kupferkies bekannt.

Die Wolfram-Molybdän-Mineralisierung zeigt zwar in der Lagerstätte des Örsdalen ihre höchste bisher bekannte Konzentration. Die Mineralisierung als solche lässt sich aber in enger Verknüpfung mit Amphiboliten in grauen Gneisen vom Austrumsdalen in das Örsdalen und über das Gyadalen hinaus verfolgen. Die Bedeutung dieser Erkenntnis für eine sinnvolle Prospektion bedarf an dieser Stelle keiner Diskussion.

Verf. ist Herrn Professor A. BERTHELSEN, Kopenhagen für mannigfache Unterstützung, Herrn Professor A. MAUCHER, für die Diskussionen anlässlich einer gemeinsamen Feldbegehung und der FOLLDAL VERK A.S., insbesondere Herrn Direktor P. LÖVOLD und Herrn Geologen H. HEIM, für die finanzielle Sicherstellung der Arbeiten im Örsdalen, zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

#### Literatur

Beyschlag, F.: Krusch, P. & Vogt, J. H. L.: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. Bd. I, 2. Aufl., 578 S. Ferdinand Enke: Stuttgart 1914.

Borchert, H.: Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freiberger Forsch.-H. C-79, 7 - 61 (1960).

- Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. Geol. Rundsch. 50, 131 - 165 (1961).

- Eskola, P. : Über finnische Granulite und ihren Mineralbestand. N.Jahrb.Miner., Abh. 96, 172 - 177 (1961).
- Gabert, G. & Vinken, R. : Die Scheelitlagerstätte Sangdong (Südkorea), ihre Genese und ihr geologischer Rahmen. Geol. Rundsch. 54, 906 - 925 (1965).
- Goldschmidt, V.M. : Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiet. Skr. Vid.-Selsk. Kristiana 1., Mat.-Naturv.Kl., 10, 1 - 142 (1920).
- Gundlach, H. & Thormann, W. : Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. Z. Deut. Geol. Ges. 112, 1 - 35 (1960).
- Heier, K. : The Örsdalen Tungsten Deposit. Norsk Geol.Tidskr 35, 69 - 85 (1955).  
- The Geology of the Örsdalen District. Rogaland, S.Norway. Norsk Geol.Tidskr. 36, 167 - 211 (1956).
- Höll, R. & Maucher, A. : Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. Bayer.Akad.Wiss., Mathem.-Naturw.Kl. 1 - 11 (1967).
- John, Y.W. : Geology and Origyn of Sangdong Tungsten Mine, Republic of Korea. Econ Geol. 40, 1285 - 1300 (1963).
- Marmo, V. : On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. Bull.Comm.Geol.Finnlande 190, 1 - 80 (1960).
- Maucher, A. : Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Freiberg.Forsch.-H. C-186, 173 - 188 (1965).
- Maucher, A. & Höll, R. : Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonlagerstätte von Schläaining im Burgenland, Österreich. Mineralium Deposita 3, 272 - 285 (1968).
- Müller, G. & Wurm, F. : Die Gesteine der Inselgruppe Randoy - Fogn. Beiträge zur Metamorpbose und zum Aufbau der kambro-silurischen Gesteine des Stavanger Gebietes I. Norsk Geol. Tidskr. 48, 97 - 144 (1969).
- Peltola, E. : On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. Bull.Comm.Geol.Finnlande 192, 1 - 107 (1960).

Ramdohr, P. : Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen.  
3. Aufl., 1089 S., Berlin : Akademie 1960.

Scheumann, K.H. : Über die Genesis des sächsischen  
Granulits. N.Jahrb. Miner., Abh. 96, 162 - 171 (1961).

Sok, C. S. : Die Scheelit-Lagerstätte Sangdong.  
Dissertation München, 71 S. 1968.

Tobi, A.C. : Fieldwork in the charnockitic precambrian  
of Rogaland (s.W.Norway). Geologie en Mijnbouw, 44,  
208 - 217 (1965).

Tröger, E. : Optische Bestimmungen an gesteinsbildenden  
Mineralien. Bd.II. 822 S., Stuttgart: Schweizerbart  
1967.

Versteeve, A.J. : Whole-rocks Rb - Sr isochron study of  
the charnockitic-granitic migmatites in Rogaland,  
South-West Norway. Z.W.O. Laboratorium voor  
Isotopen-Geologie, Annual Progress Report, 49 - 56,  
1970.

Wedepohl, K.H. : Untersuchungen am Kupferschiefer in  
Nordwestdeutschland; ein Beitrag zur Deutung der  
Genese bituminöser Sedimente. Geochim. Cosmochim.  
Acta 28, 305 - 364 (1964).

Wiendl, U. : Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des  
Wolframs. Dissertation Clausthal, 295 S. 1968.

Winkler, H. & T. : Die ~~Metamorphose der Gesteine~~ Genese des  
metamorphen Gesteins. 2. Aufl., 237 S.,  
Berlin - Heidelberg - New York (Springer) 1967.

Dr. Hans Urban

Institut für allgemeine Geologie der Universität,  
Østervoldgade 5 - 7, Kopenhagen K, Dänemark

Abb. 1. Geologische Situationsskizze des Örsdalens.

1 - migmatitische Gyadal-Serie, 2 - charnockitische Gneise der Örsdal-Serie, 3 - granitisierte Gneise, 4 - charnockitische Gneise der Örsdal-Serie mit häufiger Amphibolit-Wechsellagerung, 5 - vermutete Überschiebungszone.

Abb. 2. Metamorphose-Karte des Örsdalens nach HEIER (1956) mit Ergänzungen. 1 - Granulit- bis obere Amphibolit-Fazies, 2 - untere Amphibolit- (teilweise Epidot-Amphibolit-)Fazies, 3 - Epidot-Amphibolit-Fazies und niedrigere Fazies, 4 - Grenzen der Fazies, 5 - westlichster Sillimanit-Cordierit-Horizont der Gyadal-Serie.

Abb. 3. Ausdehnung und Lage des erzführenden Horizontes in der Amphibolit-Serie. 1 - Erzhorizont, 2 - Talebene des Örsdalens.

Abb 4a - d. Anschliffaufnahmen von Ferberiten, Örsdalens, Plateau. - a Ferberitporphyroblast mit zahlreichen Poren-säumen, die das ehemalige Korngefüge nachzeichnen. In der Mitte des Bildes Reste eines nicht vollständig verdrängten Pyrrhotinkornes. b Ferberit mit Verdrängungsresten von Ilmenit (weiß), Scheelit (hohe Innenreflexe, Ölimmersion) und Silikaten (schwarz). c Kern eines Ferberits bestehend aus molybdänfreiem Scheelit (rechter, mittlerer Bildteil) und Überresten eines "Titanomagnetites", von dem jedoch lediglich die Ilmenit-Phase mit typischem Übergangssaum (vgl. Abb. 7 und 9) erhalten ist. Die Magnetit-Phase wurde bis auf wenige Spinell- und Ilmenitlamellen verdrängt. d Ferberitidioblast, der hier, an seinen äußeren Korn-grenzen, zu gleichen Teilen aus Ferberit und Scheelit besteht und der scharfe Grenzen zu molybdänhaltigem, auf-gewachsenen Scheelit besitzt.

Abb. 5a - b. Molybdänglanz und Graphit vom Örsdalens. - a Ausgehend von einem langgestreckten Molybdänglanzkorn (linker Bildteil) wird Pyrrhotin (unregelmäßige Kornform) in Pyritidioblasten umgewandelt. b Graphitschmitzen, in deren Nähe neugebildeter Pyrit auftritt (G = Graphit).

Abb. 6a - b. Scheelit, Örsdalens, Plateau. - a Titanomag-netit, welcher in eine Ilmenit- und eine Magnetit-Spinell-Phase rekristallisiert ist, wird von Scheelit verdrängt.

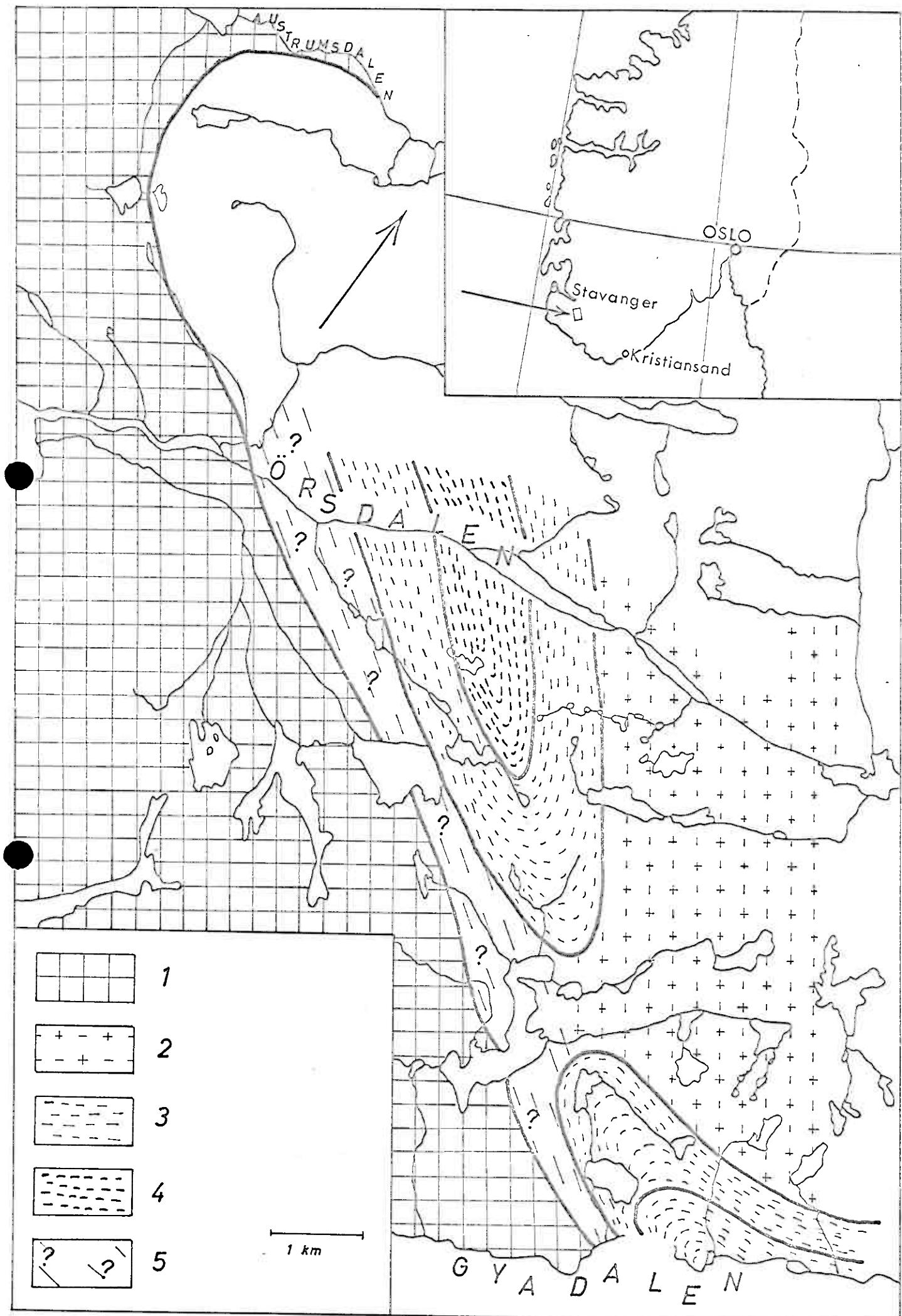
gestrichen

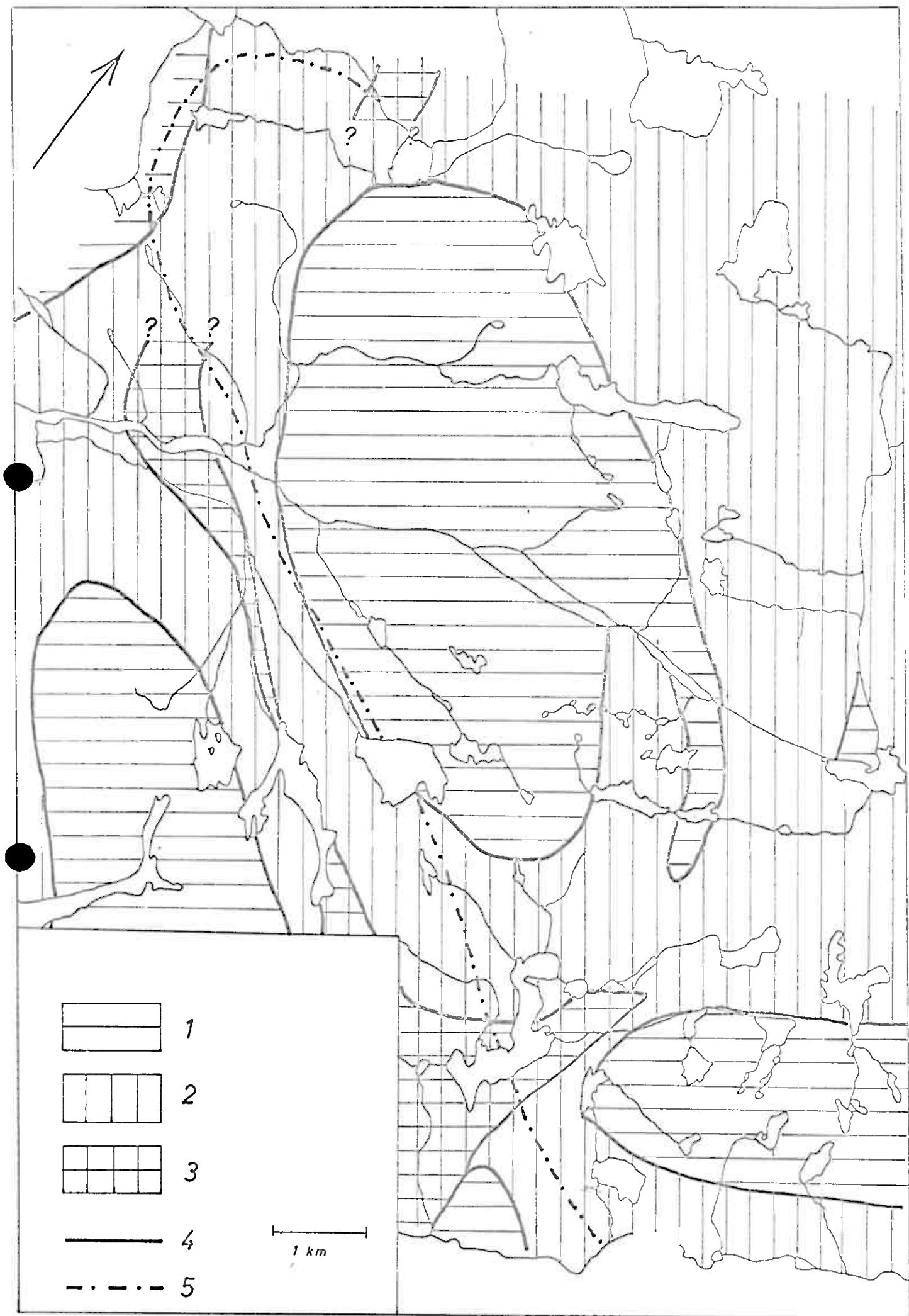
Dabei ist die Ilmenit-Phase resistent, so daß nur der Magnetitanteil aufgezehrt wird. b Scheelitrekristallitat, in dessen Zwickeln Ilmenit (links im Bild) und Magnetitreste (rechts im Bild) erhalten geblieben sind.

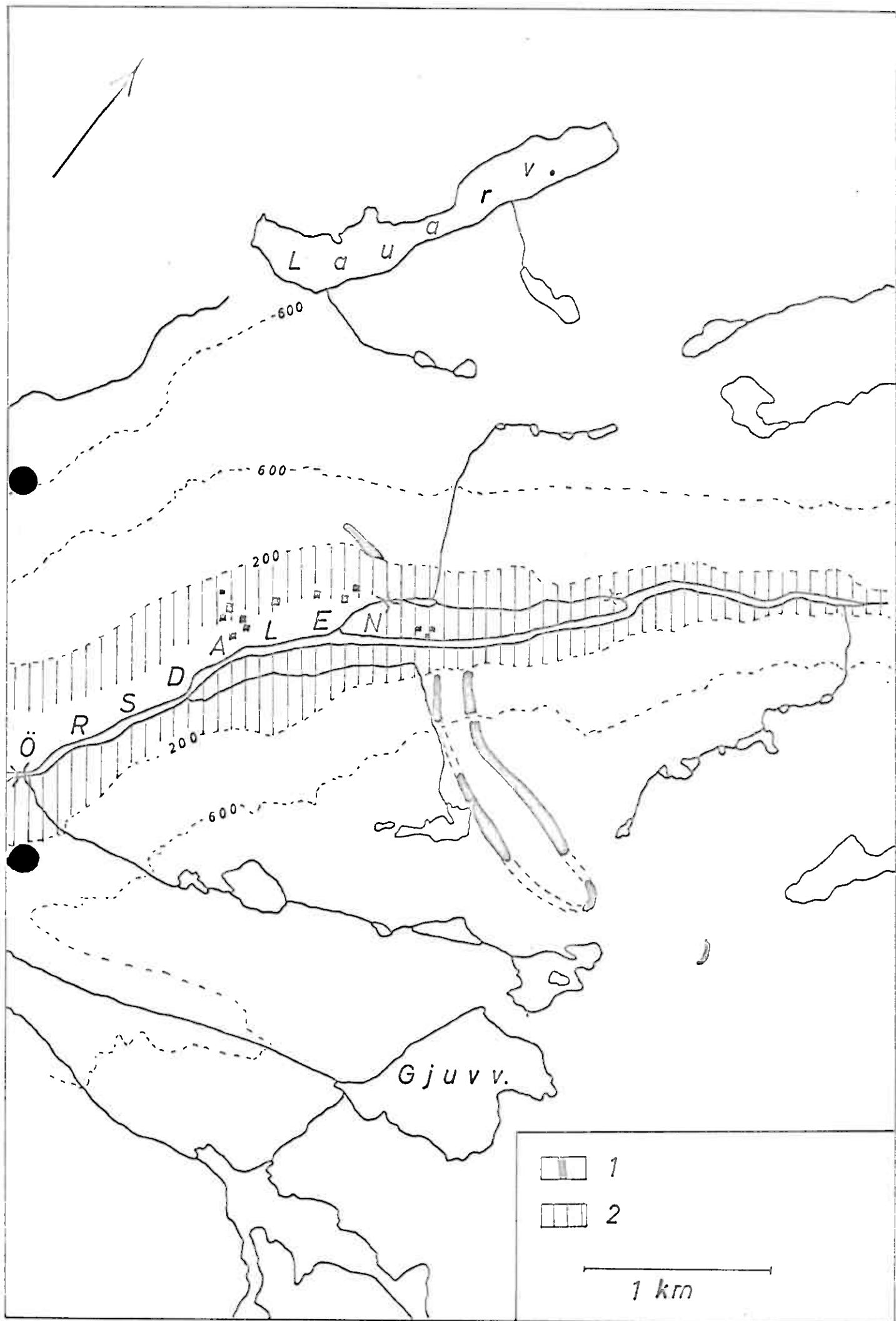
Abb. 7a - d. Pyrrhotin, Örsdalen. - a Pyrrhotin, der aus der Abröstung ehemaliger Pyrite entstanden ist. Deutlich ist die isometrische Form der primären Pyrite erkennbar. Der Volumenverlust bei der Abröstung wurde durch Granat ausgeglichen. b Pyrrhotin, der ebenso wie in Abb. 7a aus Pyrit entstanden ist. Das Restvolumen wird hier von Fe-Cordierit erfüllt. c Sekundäre Umwandlung des Pyrrhotins in Pyrit unter Verwitterungseinflüssen. d Sekundäre Umwandlung des Pyrrhotins in vorherrschend "anisotropes Zwischenprodukt" und Pyrit.

Abb. 8a - d. Titanomagnetit und seine Umwandlungen, Örsdalen. - a Titanomagnetit mit breiten Ilmenitentmischungslamellen, wie er für das Tal charakteristisch ist. Die Kornform zeigt deutliche Auflösungerscheinungen. b Zwischenstufe bei der Trennung der Ilmenit- von der Magnetit-Phase durch Rekristallisation. In der Magnetit-Phase noch verhältnismäßig viel Ilmenit und wenig Spinell. c Die Rekristallisation des Ilmenits ist weitgehend beendet. In der Magnetit-Phase dominiert nicht mehr Ilmenit als Entmischungsprodukt, sondern grüner Spinell (Dünnschliffuntersuchung) und Ulvöspinell. Zwischen Ilmenit- und Magnetit-Phase ist stets ein charakteristischer Rekristallisationssaum ausgebildet (vgl. auch Abb. 4c, 6a, 8b, 8d und 9). d Die Magnetit-Phase ist besonders anfällig für eine Auflösung und Wegfuhr des Eisens. Der Rekristallisationssaum ist jedoch auch nach vollständiger Zerstörung der Magnetit-Phase, welche hierfür besonders anfällig ist, immer gut erhalten.

Abb. 9. Bei der Rekristallisation eines Titanomagnetites schließt die Ilmenit-Phase ein molybdänfreies Scheelitkorn ein. Die hier besonders ausgeprägte Riss- und Spaltenbildung ist jünger als die Rekristallisation; denn Risse und Spalten gehen durch alle Erzmineralien gleichermaßen hindurch. Auf diesen Rissen findet sich ausschließlich Pyrit.







a

0.4 mm



0.2 mm

0.04 mm



Abb. 4a - d

b



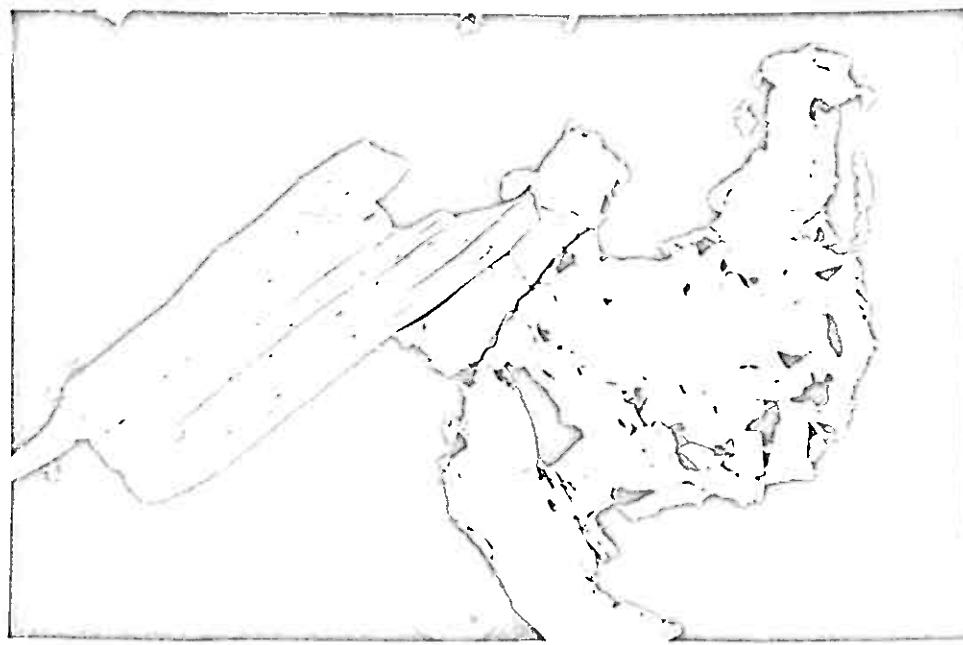
c

d



Abb. 2

a



0.02 mm

b

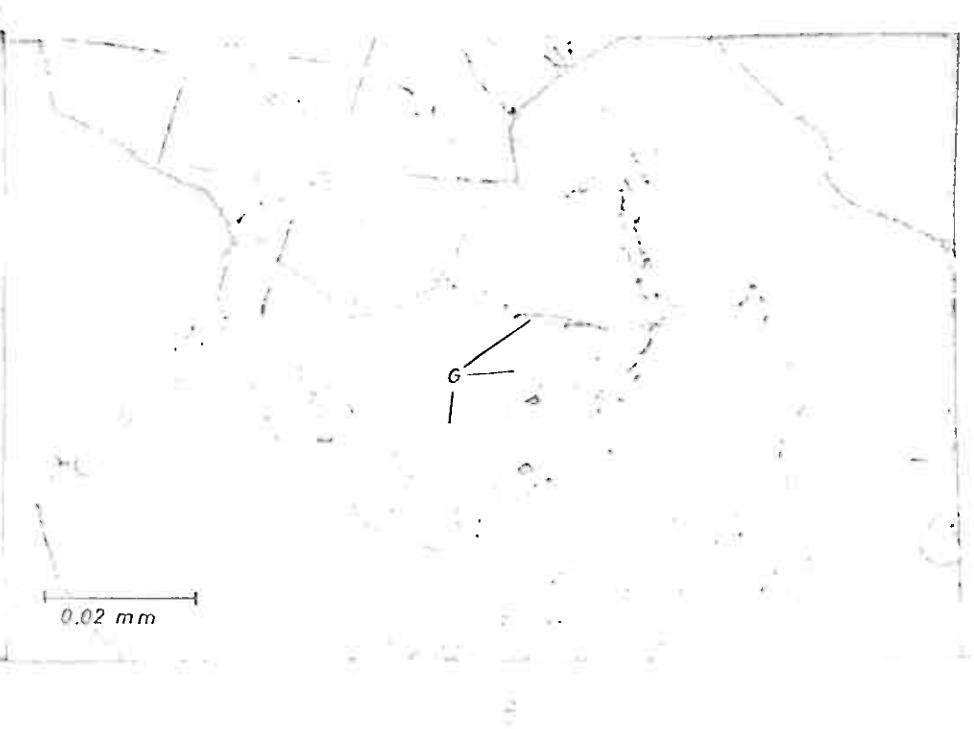


Abb. 5a - b

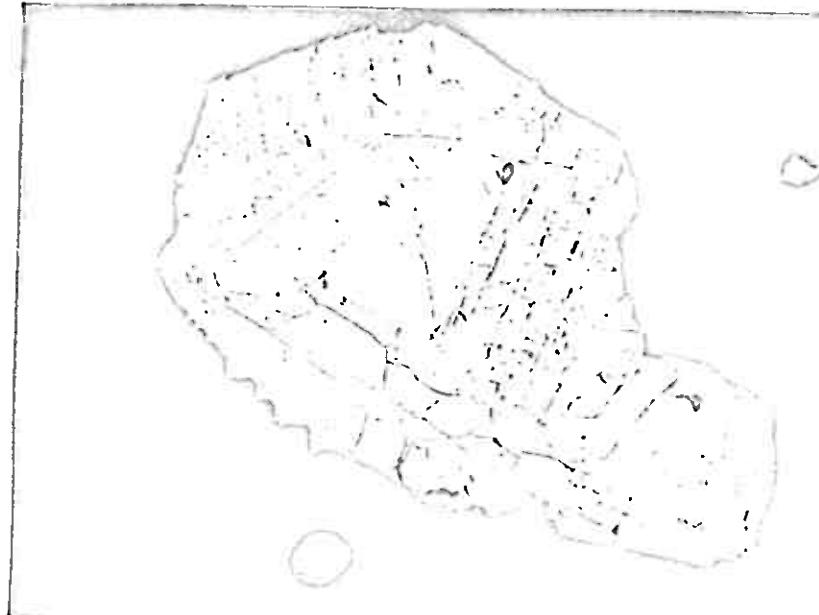


Abb. 6a - b



Abb. 7a - d

a



b



c



d

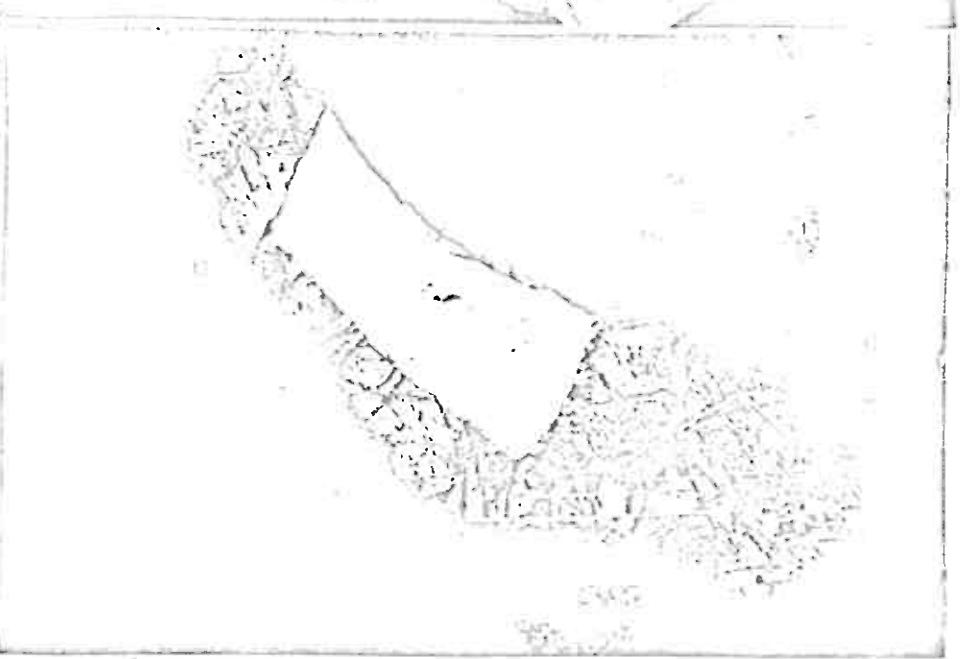


Abb. 8a - d

Bericht über die geologischen Arbeiten im Örsdalen

H.Urbau

- 1.) Arbeiten im Jahre 1969 (Kostenträger Uni Kopenhagen)
  - a) Rekognoszierungsarbeiten (H.Urbau)
  - b) Schwermineraluntersuchungen (H.Urbau, E.Gierth, X.Ghisler, 10 Studenten der Uni Kopenhagen)
  - c) Ergebnisse
  - d) Programm für die Feldarbeit im Sommer 1970
- 2.) Arbeiten im Jahre 1970 (Kostenträger Folldal Verk A.S.)
  - a) Das Gebiet zwischen Austrumsdalen und Örsdalen (H.Urbau, N.West)
  - b) Das Gebiet zwischen Örsdalen und Gyadalen (H.Urbau, H.Fischer, F.Hopfengärtner)
  - c) Ergebnisse
- 3.) Programm für die Arbeiten 1971

Zusammenfassung:

Der folgende Bericht gibt eine vorläufige Übersicht über die Aktivitäten im Örsdalen (Rogaland). Danach treten ökonomisch interessante Vererzungen zwischen Gyadalen und Örsdalen ausschließlich in der unmittelbaren Umgebung der alten Schürfe, Stollen und Pingen der Schäulingsgrube auf. Die Vererzung ist an einen Amphibolit-Horizont gebunden. Dieser Horizont mit seiner Vererzung tritt auch auf dem nördlichen Talhang des Örsdalens auf. Sein weiterer Verlauf in nordwestlicher Richtung ist noch unklar. Aufgrund der geologischen Strukturen ist zu erwarten, daß der vererzte Horizont südlich des Gyadalen wieder auftritt. Die bisherigen Mineralfunde von Kvittingen stützen diese Annahme.

Das Hauptziel der künftigen Arbeiten sollte die Vervollständigung der Kartierungen zwischen Austrumsdalen und Örsdalen, Kartierungen im Raum Kvittingen, sowie die Verfolgung des Erzhorizontes bis zum Sirdalsvatn und nach Möglichkeit darüberhinaus, sein.

1.) Arbeiten im Jahre 1969

a) Rekognoszierungsarbeiten. Im Juni 1969 wurde die aufgelessene Wolfram-Molybdän-Lagerstätte im Örsdalen erstmalig von H.Urbau aufgesucht. Eine Bestandsaufnahme führte zu der Überlegung, daß das Vorkommen im Örsdalen eigentlich nicht wie HEIER (1955) angenommen hatte eine hochthermal-metasomatische Bildung, sondern in Wirklichkeit eher eine schichtgebundene Vererzung, geknüpft an einen Amphibolit-Horizont sein könnte. Durch eine derartige Deutung ergeben sich völlig neuartige Aspekte für eine sinnvolle Prospektion im Gebiet zwischen Gyadalen, Örsdalen und Austrumsdalen. Eine zeitlich kurze Erkundung im Gyadalen und Austrumsdalen wies das Auftreten von Scheelit und/oder Molybdän glanz in beiden Tälern nach. Daraufhin wurde in den Monaten Juni und Juli 1969 die Durchführung eines Prospektionskursus im Gebiet zwischen Austrumsdalen und Gyadalen beschlossen und vorbereitet.

b) Schwermineraluntersuchungen. Im August 1969 wurde im erzähnlichen Gebiet ein Prospektionskursus durchgeführt. Dabei wurden frische - d.h. nicht durch glaziale Einflüsse veränderte - Flussande im Gyadalen, Örsdalen und Austrumsdalen auf ihre Schwermineralführungen untersucht. An jeder Probenstelle wurde eine bestimmte Menge Flussand entnommen, abgesiebt, abgeschlämmt und mit Hilfe einer Waschpfanne ein Schwermineralkonzentrat ausgewaschen. Bereits im Gelände erfolgte eine erste Untersuchung der Konzentrate. Geprüft wurde dabei auf die Anwesenheit a) magnetischer, b) radioaktiver und c) fluoreszierender Mineralien. Gleichzeitig wurde beobachtet, ob Molybdän glanz in den Konzentraten in sichtbaren Mengen auftrat. Insgesamt wurden 126 Schwermineralkonzentrate gewaschen. Nebenher wurden die geologischen Erkenntnisse über das Gebiet ergänzt. Insbesondere zeigten sich erhebliche Abweichungen unserer Beobachtungen zu den von HEIER (1956) entwickelten geologischen Vorstellungen über dieses Gebiet. Die im Laufe des Sommers 1969 aufgefundenen Kupferkies-Mineralisierungen im Gebiet von Kvittingen wurden aufgesucht und mit Einverständnis des Mutungsinhabers Proben aufgesammelt.

c) Ergebnisse. Durch die Auswertung der feldgeologischen Beobachtungen, Bearbeitung der Schwermineralkonzentrate und die Bemusterung von Dünns- und Anschliffen ergab sich folgendes Bild:

- 1.) Die Vererzung im Örsdalen ist an einen Amphibolit-Horizont gebunden.
- 2.) Dieser Amphibolit tritt wahrscheinlich in einer Muldenstruktur auf, die im Örsdalen u.a. durch die Stollen I und II aufgeschlossen ist.
- 3.) Im Austrumsdalen wurde durch die Schwermineralkonzentrate die Anwesenheit von Scheelit nachgewiesen.
- 4.) In Schwermineralkonzentraten von Gyadalen wurde Scheelit und Molybdänglanz nachgewiesen.
- 5.) Die Kupferkiesanreicherungen in Kvittingen sind mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit auf deszendent-zementative Prozesse zurückzuführen. Kupferreiche Partien oder Erzkörper sind daher nur im unmittelbaren Bereich der Oberfläche zu erwarten.

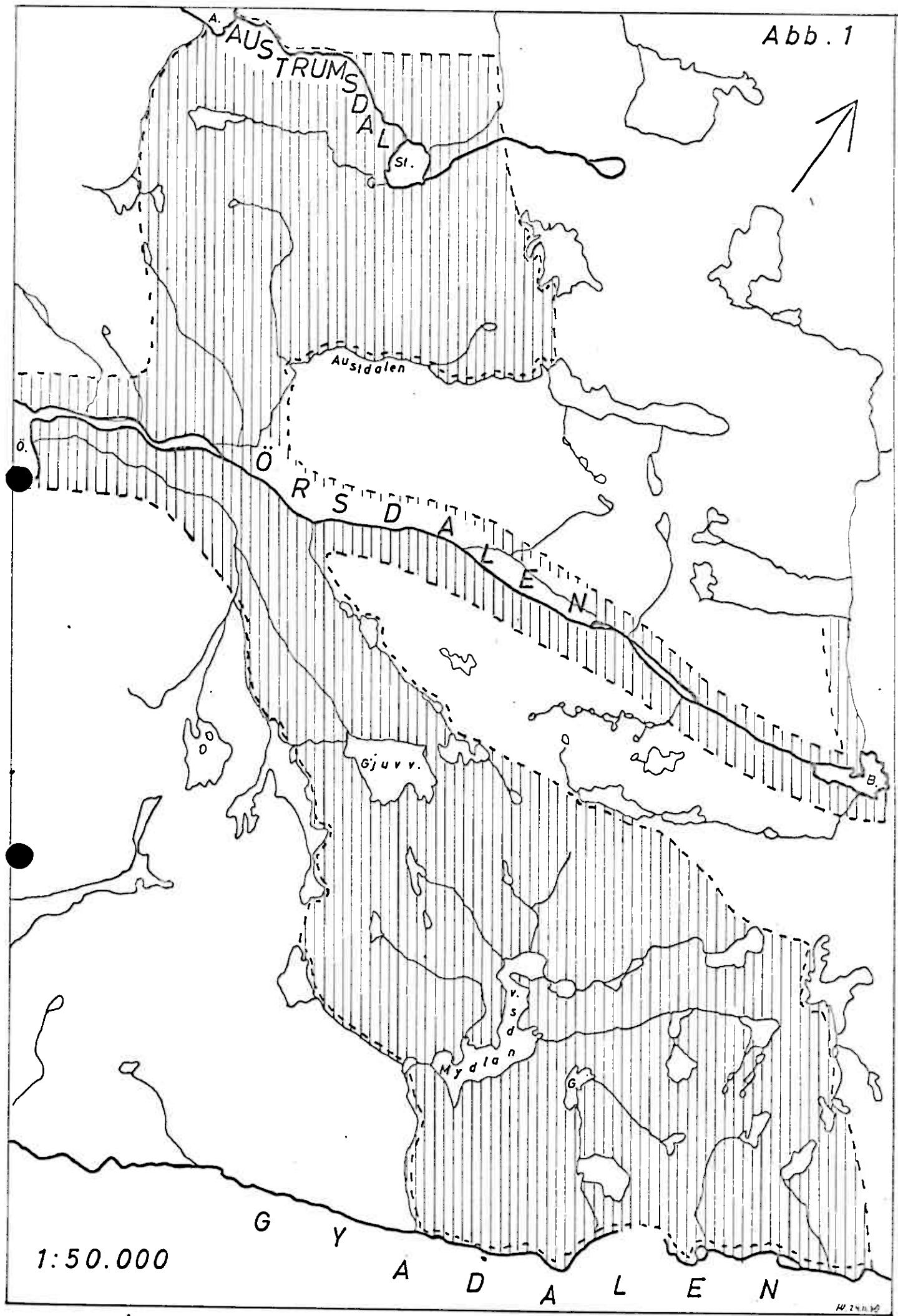
d) Programm für die Feldarbeit im Sommer 1970.

- 1.) Detailkartierungen zwischen Austrumsdalen und Örsdalen. Die Kartierungen sollen im Austrumsdalen beginnen und in Richtung auf das Örsdalen geführt werden. Es soll geklärt werden, ob der erzhöffige Horizont auch nördlich des Örsdalens auftritt. Dieses ist in der Vergangenheit bestritten worden.
- 2.) Detailkartierungen zwischen Gyadalen und Örsdalen. Die Kartierungen sollen im Gyadalen beginnen und nach Norden zum Örsdalen hin fortschreiten. Es soll insbesondere geklärt werden, ob die Muldenstruktur des Örsdalens ~~hoch~~ wirklich eine Mulde ist und ob ähnliche Strukturen im Gyadalen auftreten.

2.) Arbeiten im Jahre 1970

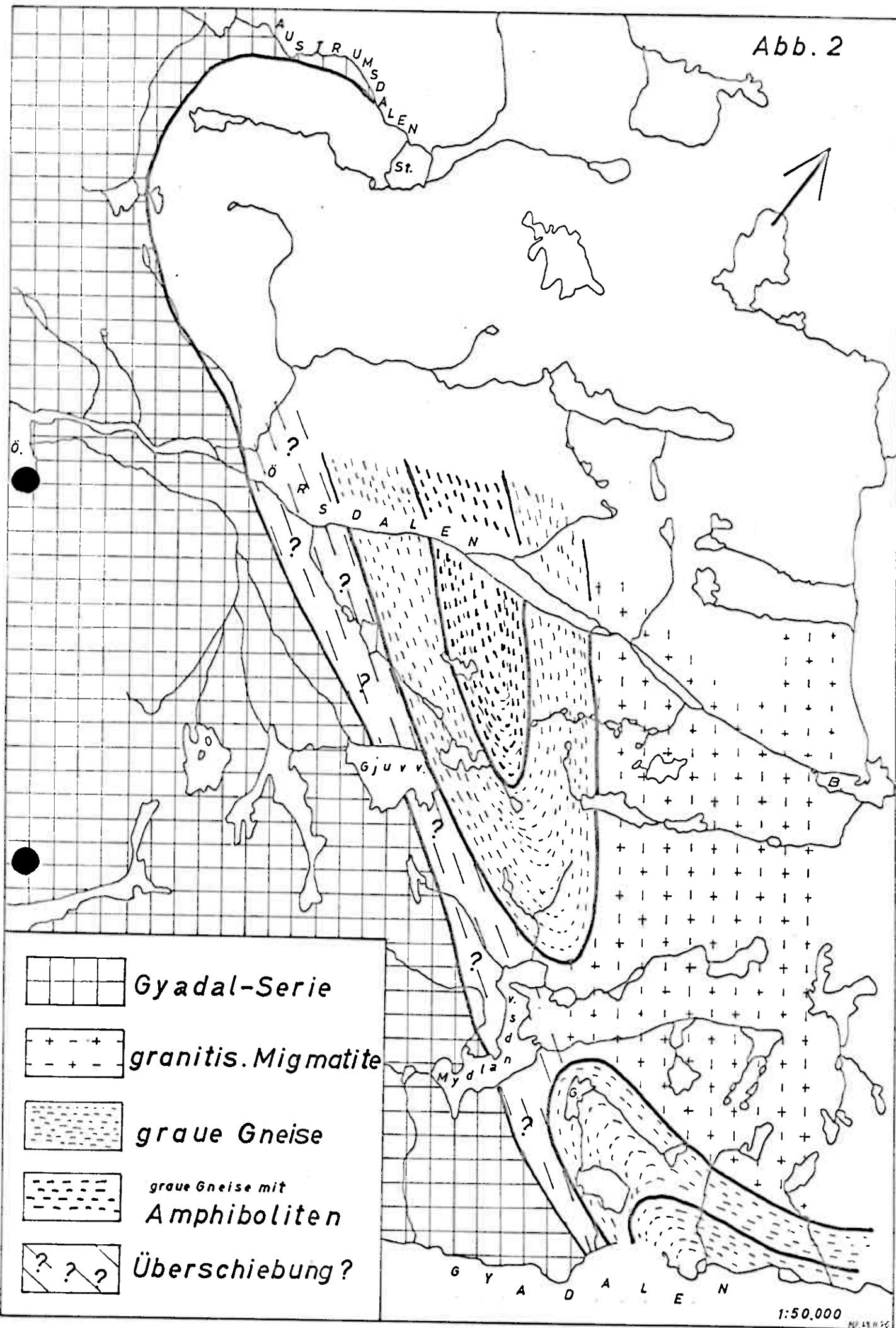
Im Laufe des Sommers 1970 wurde das in Abb. 1 schraffiert ausgewiesene Gelände im Maßstab 1 : 15.000 kartiert. Das Übrige, nicht näher gekennzeichnete Gebiet in Abb. 1 wurde durch Übersichtskartierungen (1 : 50.000) erkundet. Der Kupferkiesfundpunkt in Kvittingen wurde wiederholt aufgesucht und zusätzliches Probenmaterial entnommen.

Abb. 1



- a) Das Gebiet zwischen Austrumsdalen und Örsdalen. Im Örsdalen wurde ein Profil am nördlichen Talhang etwa entlang der 200 m Höhenlinie vom Örsdalsvatn (ö.) zum Björdalsvatn (B.) aufgenommen und eine Verbindung zum Arbeitsgebiet "Austrumsdalen" hergestellt. Im Austrumsdalen wurde ein Detailprofil vom Austrumdalvatn (A.) zum Staftjern (St.) aufgenommen und das übrige Gebiet bis zum Astdalen kartiert. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen, weil für dieses Gebiet im Sommer 1970 keine Luftbilder zur Verfügung waren.
- b) Das Gebiet zwischen Örsdalen und Gyadalen. Am südlichen Talhang des Örsdalen wurde ein Profil vom Örsdalsvatn zum Björdalsvatn aufgenommen. Über den Gjuvvatn wurde eine Verbindung zum Arbeitsgebiet "Gyadalen" hergestellt. Im Örsdalen wurde bei den alten Grubenanlagen eine Hängebrücke über den Fluß gebaut, die Stollen I und II gespült, mit der UV-Lampe abgeleuchtet, kartiert und Proben im Abstand von 1 m genommen. Das Gebiet um den Mydlandsvatn wurde kartiert, Die Aufschlüsse der alten Schäningsgrube auf dem Hochplateau wurden erkundigt. Es wurde festgestellt, daß die Führung vom Plateau zur Schäningsgrube nicht mehr benutzbar ist.
- c) Ergebnisse. Die Ergebnisse der bisherigen Arbeiten können zusammengefaßt werden in a) geologisch-wissenschaftliche und b) prospektionsmäßig bedeutende Erkenntnisse.
- Die geologisch-wissenschaftlichen Ergebnisse sind in Abb. 2 vorläufig zusammengefaßt. Danach wird der westliche Teil der dargestellten Karte von Gesteinen der Gyadal-Serie aufgebaut. Die östliche Grenze der Gyadal-Serie wird durch einen Sillimanit- Cordierit- Granat- Graphit-Horizont gebildet. Dieser Horizont läßt sich lückenlos vom Austrumsdalen über das Örsdalen bis in das Gyadalen verfolgen. Die von TOBI (1965) beschriebene Molybdänglanz-Führung dieser Serie entspricht nicht den Tatsachen. Bei dem beschriebenen  $MoS_2$  handelt es sich um Graphit. Auf die Gyadal-Serie folgt eine Gesteins-Serie, welche in ihrer geologischen Position und Bedeutung zur Zeit noch nicht sicher eingeordnet

Abb. 2



werden kann. Es ist wahrscheinlich, daß es sich hier um eine regional bedeutende Überschiebungszone handelt. Die Gesteine dieser Zone bilden den Übergang zu den grauen Gneisen der Örsdal-Serie. Die Örsdal-Serie besteht aus granodioritischen bis quarzmonzonitischen, stark migmatisierten Gneisen und einer Wechsellegerung dieser grauen Gneise mit zahlreichen Amphibolit-Horizonten. Einer dieser Amphibolite ist der Träger der Verzierung im Örsdalen.

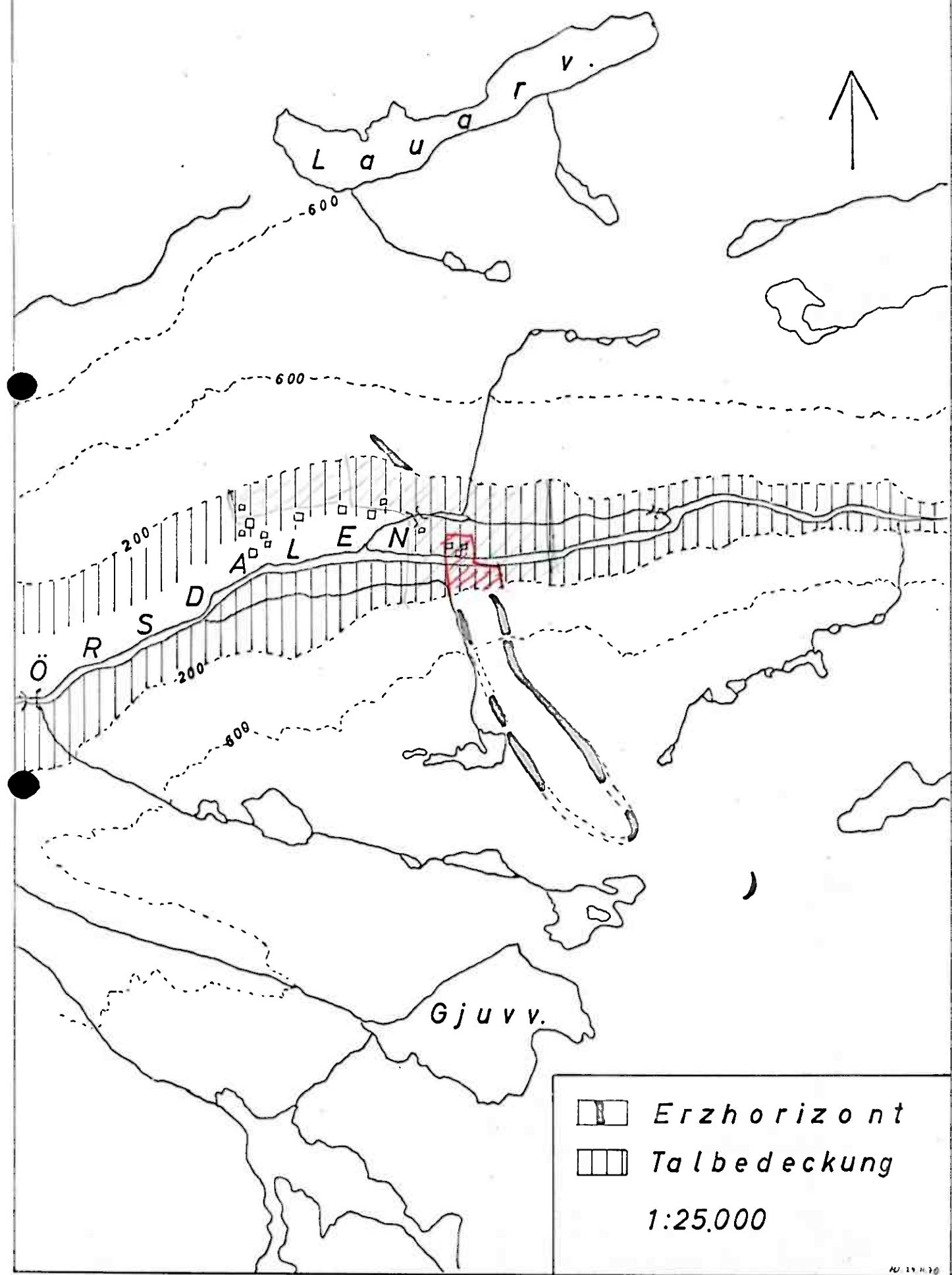
Strukturell gesehen bilden die grauen Gneise zwei entgegengesetzt einfallende Mulden. Die Mulden scheinen plastisch deformiert worden zu sein, ehe sie in einem späteren Akt zusätzlich einer Bruchtektonik unterworfen wurden. Auf die Darstellung der komplizierten tektonischen Verhältnisse wurde im Rahmen dieses vorläufigen Berichtes verzichtet. Die Mulden wurden mit den Namen "Schäningsmulde" und "Grunvatnsmulde" bezeichnet. Durch das tektonisch angelegte Örsdalen ergibt sich ein Querprofil durch die Schäningsmulde. Danach treten in den beiden Muldenflügeln ausschließlich graue Gneise auf. Den Kern der Mulde bilden graue Gneise mit zahlreichen Amphiboliten. Die Grunvatnsmulde besteht in ihren bisher bekanntgewordenen Teilen ausschließlich aus den grauen, granodioritischen - quarzmonzonitischen Gneisen.

In östlicher Richtung wird die Serie der grauen Gneise von granitisierten Migmatiten abgelöst.

Für die praktischen Prospektionsarbeiten sind folgende Ergebnisse von Bedeutung :

- 1.) Die Gesteine der Cyadal-Serie sind nicht erzführend. Vor allem anderen treten in ihnen keine  $MoS_2$ -Gehalte auf.
- 2.) Die Scheelit-Molybdän-Verzierung im Örsdalen konnte erstmalig auch auf der nördlichen Talseite anstehend aufgefunden werden (s. Abb. 3). Im Laufe des Sommers wurden einige Erzfundpunkte angemeldet.
- 3.) Bei den Kartierungsarbeiten im Austrumsdalen wurde südlich des Austrumsdalen - östlich des Staftjern Scheelit anstehend (geringe Mengen !) aufgefunden werden.
- 4.) Molybdänglanz tritt im Örsdalen nicht nur auf dem Plateau sondern auch im Tal in den Stollen I und II

Abb. 3



und an den steil aus dem Tal aufsteigenden Hängen in sichtbaren Konzentrationen auf.

5.) Neues Probenmaterial von Kvittingen zeigte, daß in fast allen Proben von Kvittingen Molybdänblanz enthalten ist.

3. Programm für die Arbeiten im Jahre 1971.

- 1.) Die Kartierung 1: 15.000 im Austrumsdalen ist abzuschliessen. In diese Kartierung ist das Gelände zwischen Austdalen und Örstdalen vorrangig mit einzubeziehen.
- 2.) Die Schäningsmulde ist auf dem Plateau im Maßstab 1 : 15.000, besser jedoch 1 : 5.000 zu kartieren. Hierzu ist vor allem erforderlich, die Fahrtung zur Schäningsgrube zu reparieren.
- 3.) Das Gebiet zwischen Gyadalen und Kvittingen ist im Maßstab 1 : 15.000 zu kartieren. Im augenblicklichen Stand der Untersuchung scheint es sicher zu sein, daß der vererzte Amphibolit der Schäningsmulde im Bereich der Grunvatnsmulde etwa in der Gegend von Kvittingen wieder auftreten muß.

Kopenhagen, 28.11.1970

*Hans Urban*  
(H.Urban)

