

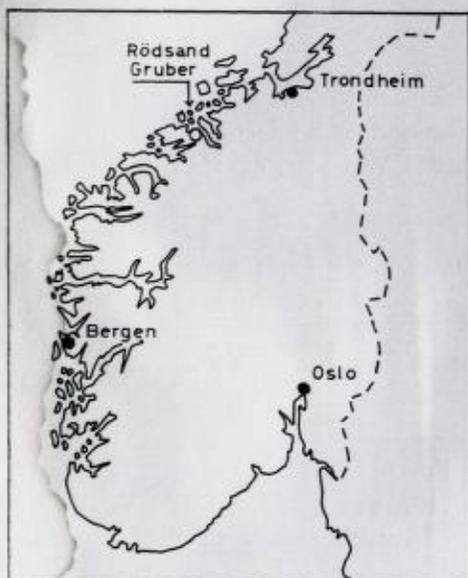
Eisen-Titanlagerstätten bei Raudsand, Westnorwegen.

VON
HANS-PETER GEIS,
Raudsand.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit hätte nicht geschrieben werden können ohne die Vorarbeit und die Mitarbeit einer ganzen Reihe von Personen. Ich will hier nur Herrn Direktor Överlie nennen, der als Leiter der Grube Rødsand und jetziger Vorstand der Gesellschaft den Anstoß zu einer ganzen Reihe von geologischen, mineralogischen, geochemischen und aufbereitungstechnischen Untersuchungen gegeben hat. Ihm möchte

ich auch für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Arbeit danken. Weiter möchte ich meinen Mitarbeiter Berging. Brandvol nennen, der bei der geologischen Kartierung und anderen geologischen Arbeiten tatkräftig mitgewirkt hat. Die übrigen Personen, von denen schriftliche Unterlagen vorliegen, sind im Text genannt.



1. Allgemeines.

In Norwegen sind eine ganze Reihe von Eisen-Titanlagerstätten bekannt. In der

vorliegenden Arbeit soll über einige von ihnen berichtet werden, die in der Nähe von Raudsand liegen und die einen eigenen Typ bilden, den Vogtschen «Rödsand-Typ» (Rödsand und Rausand sind veraltete Schreibweisen für die gleiche Lokalität).

Die hier behandelten Vorkommen liegen im wesentlichen zwischen den Städten Molde und Kristiansund im nördlichen Teil der norwegischen Westküste. Die grössten Vorkommen liegen bei Raudsand, wo sie auf ein Gebiet von 0,6 qkm konzentriert sind. Mündlicher Überlieferung zufolge wurden sie um 1850 gefunden. Der Abbau begann im Jahr 1899. Bis einschliesslich 31.12.62. wurden 5,8 Mill/t Roherz abgebaut. Zur Zeit beträgt die Jahresförderung 430 000 t Roherz. Hieraus werden erzeugt:

130000 t Magnetitkonzentrat mit 63 % Fe, 2,2 % TiO_2 , 0,70 % S
und 0,48 % V

4500 t Ilmenitkonzentrat, das ausserdem noch andere Schwermineralien enthält. Es wird als Schweremedium bei der Schwimm- und Sinkaufbereitung verwandt. Technische Kennzeichen sind: Spez. Gew. über 4,5; 2,5 % + 65 mesh (0,208 mm), 92,4 % + 250 mesh (0,061 mm), 5,5 % -250 mesh.

90000 t Schotter (> 8 mm)

42000 t Sand (< 8 mm).

Man rechnet mit einer nachgewiesenen Reserve von 11 Mill. t.

In der Umgebung von Raudsand sind noch folgende Vorkommen des gleichen Typs bekannt (Namen der Verfasser, die sie früher genannt haben, in Klammern):

Heindalen

Rödseter (= Rödsäter, VOGT 1910, FOSLIE 1925)

Gussias (= Gusjaas, VOGT 1910, = Gusjås, FOSLIE 1925)

Horja

Vågseternes (Vaagsäter, VOGT 1910, = Vågsæternes, Nesje FOSLIE 1925)

Nesjestrاند

Asphol

Gjörsvika (= Klingerskardalen?, FOSLIE 1925)

Meisingset (= Meisingset, FOSLIE 1925)

Diese Vorkommen sind jedoch wesentlich kleiner als die der Grube Rödsand.

2. Der geologische Rahmen.

Die hier besprochenen Vorkommen liegen in einem Gebiet, das vorwiegend aus Gneisen aufgebaut ist. Es ist unter den Namen «Romsdals Grundgebirge», «Westrand» und «Nordwestliches Gneisgebiet» in der Literatur beschrieben. In der Literatur wurde vor allem diskutiert, ob es sich bei den Gneisen um präkaledonische Gesteine handelt oder um kaledonische Gesteine, die im Rahmen der kaledonischen Orogenese und Metamorphose in Gneise umgewandelt wurden (BARTH 1938, H. HOLTEDAHL 1949, O. HOLTHEDAHL 1938, 1953, ROSENQVIST 1941, 1943, HOLMSEN 1955, GJELSVIK 1952, 1953, STRAND 1949, 1953).

In den letzten Jahren hat HERNES (1955, 1956a, b & c, 1964 a) umfassende Untersuchungen in der weiteren Umgebung der Lagerstätten durchgeführt, die ganz wesentlich zur Klärung der geologisch-tektonischen Verhältnisse im Gebiet von Molde-Kristiansund beigetragen haben.

HERNES hat die Gesteine des Gebiets folgendermassen eingeteilt:

Bymark-Stören-Gruppe	Grünsteine	} Kambrosilur	
Röros-Gruppe	Glimmerschiefer		
Tingvoll-Gruppe	Augengneis, Quarzit und Gneis	} entspricht Sparagmit- gruppe	
Raudsand-Gruppe	Homogene graue und rote Gneise		} spätes Präkambrium
Frei-Gruppe	Heterogene Gneise		

Die ältesten Gesteine treten in Antiklinalzonen auf, die jüngeren in Synklinalen. Es handelt sich um eine mehr oder minder konkordante Gesteinsfolge, die gemeinsam gefaltet wurde. Eine Diskordanz im Bereich der Raudsand-Tingvoll-Röros-Gruppe wurde nicht beobachtet. Wie aus der Altersbestimmung hervorgeht (s.u.), ist die Metamorphose älter als die eigentliche kaledonische Orogenese, deren durchschnittliches Alter 400 Mill. Jahre ist (HERNES 1964 b).

Die hier behandelten Eisen-Titan-Lagerstätten liegen in der Raudsand-Gruppe, häufig in Verbindung mit den roten Gneisen. Sie sind mit örtlich auftretenden Amphiboliten verknüpft. Über die Altersstellung lassen sich aus einer radioaktiven Altersbestimmung Anhaltspunkte gewinnen. Nach einer Zusammenstellung von NEUMANN (1960) wurde

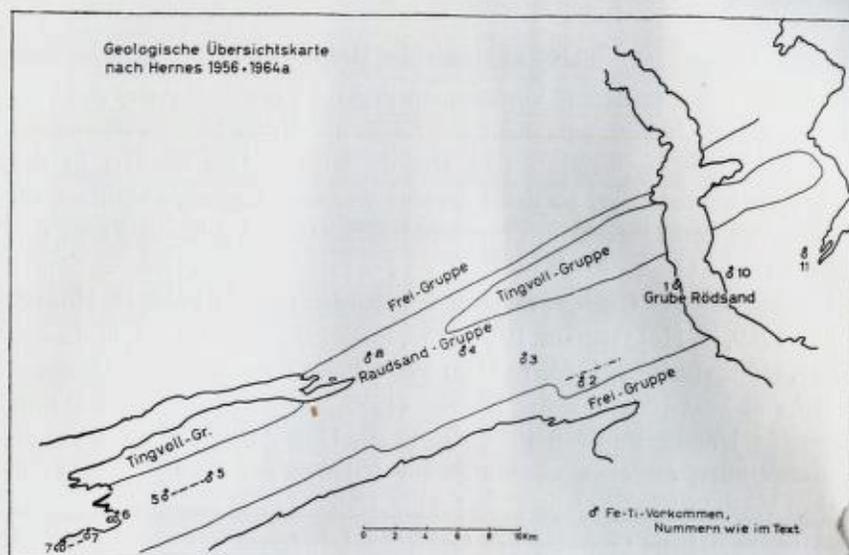


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte der Molde-Tingvoll-Synklinale und der Vorkommen (nach HERNES 1956 und 1964 a).

- | | |
|-----------------|---------------|
| 1 Grube Rödsand | 6 Vågseternes |
| 2 Heindalen | 7 Nesjestrاند |
| 3 Rödseter | 8 Asphol |
| 4 Gussiås | 10 Gjörsvika |
| 5 Horja | 11 Meisingset |

*Geologisk oversiktskart over Molde-Tingvoll-synklinalen og forekomstene
(etter HERNES 1956 og 1964 a).*

ein Alter von 540 Mill. Jahren, also etwa mittleres Kambrium, festgestellt. Zur Bestimmung wurde eine kleine, gangförmige Molybdän-glanzanreicherung in der Grube Rödsand benutzt. NEUMANN (1960) ist der Auffassung, dass dieses Alter zu niedrig ist. Da es sich um eine Spaltenfüllung handelt, dürfte deren Alter weiter nichts als das Mobilisationsalter anzeigen.

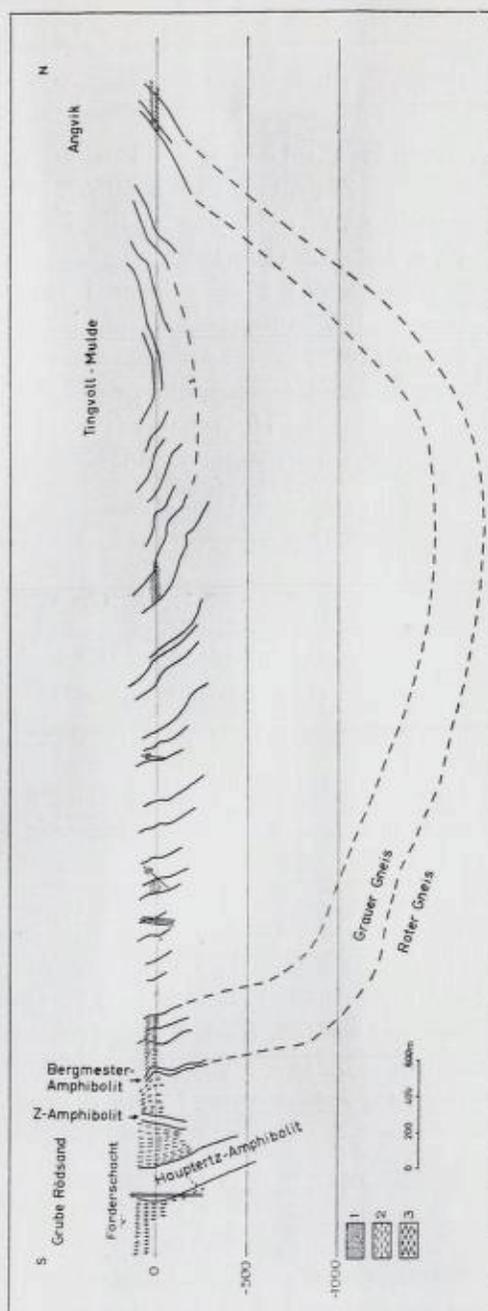
Sämtliche Lagerstätten treten – bis auf ein ganz unbedeutendes Vorkommen – auf der Südseite der sog. Molde-Tingvoll-Synklinale auf (Fig. 1, 2). Hier konnten innerhalb der homogenen Gneise der Raudsand-Gruppe rote Gneise von Vågseternes bis Meisingset, also über 55 km Länge, festgestellt werden. Die hier genannten Erze und die zugehörigen Amphibolite treten in ihnen oder ihrer Nähe auf. Die einzige Ausnahme bildet die Lagerstätte von Heindalen, die ebenfalls in

Fig. 2. Profil entlang dem Fjord von Raudsand 6 km nach N bis Angvik. 1 Quarzit, 2 grauer Gneis, 3 roter Gneis.

Profil langs med Sunddalsfjorden fra Raudsand og 6 km nordover til Angvik. 1 kvartsitt, 2 grå gneis, 3 rød gneis.

rotem Gneis liegt, der aber in keinem direkten Zusammenhang mit demjenigen auf dem Südflügel der Molde-Tingvoll-Synklinale steht. Die in der letzten Zeit dort ausgeführten detaillierten Kartierungsarbeiten können dahingehend gedeutet werden, dass das Heindalsfeld an einer ENE-WSW streichenden Störung abgesunken ist. HERNES (mündliche Mitteilung) neigt indessen zu der Auffassung, dass es sich hier um einen tieferen Horizont handelt. Die Mächtigkeit der Raudsand-Gruppe ist auf der Südseite der Molde-Tingvoll-Synklinale wesentlich grösser als auf der Nordseite.

Da HERNES die Raudsand-Gruppe als stratigraphische Einheit über eine streichende Länge von 100 km kartieren konnte, muss man annehmen, dass es sich hier um an der Oberfläche gebildete Gesteine handelt, ob dies nun sedimentäre oder magmatische Bildungen sind.



3. Die Lagerstätten.

Über die Eisen-Titanlagerstätten der Umgebung von Raudsand liegt folgende Literatur vor:

VOGT, S. H. L.: Über die Rödsand-Titaneisenerzlagerstätten in Norwegen. – Z. pr. Geol. 18, s. 59–67. Berlin 1910.

CARSTENS, C. W.: Om titanholdige jernmalmer. – Norsk geol. tidsskrift 19, s. 348–352. Oslo 1940.

CARSTENS, C. W.: Forelesninger i malmgeologi ved Oslo universitet vinteren 1947–1948 (hektographiert).

FOSLIE (1935) hat eine ausserordentlich gründliche Untersuchung der Grube Rödsand durchgeführt, deren Ergebnisse leider nicht veröffentlicht wurden. Bei HOLTEDAHL (1953) ist lediglich eine Übersichtskarte von Foslie wiedergegeben. Rödsand ist weiter erwähnt bei GJELSVIK (1952) & PÄÄKHÖNEN (1956).

3.1. Die Grube Rödsand.

3.1.1. Allgemeiner geologischer Aufbau.

Die Karte (Fig. 3) gibt einen Überblick über die Verteilung von rotem und grauem Gneis und Amphibolit und die Anordnung der Erzkörper und ihre Benennung.

Da im Norden der Lagerstätte eine Synklinale liegt, kommt man von S nach N in jüngere Gesteine. Eine Aufzählung der Gesteine im Lagerstättenbereich von S nach N dürfte deshalb auch deren Altersfolge vom älteren zum jüngeren entsprechen.

Im Süden des Grubengebiets tritt in 700 m Breite roter Gneis auf. Es folgt eine maximal 250 m breite Amphibolitpartie, welche folgende Erzkörper enthält: D, G, H, K, N, O, Ö. Diese können auch als «Haupterz» bezeichnet werden. Nach Norden schliesst sich 250 m grauer Gneis an. Nördlich von diesem liegt eine \pm 30 m mächtige Amphibolitlinse, diese enthält die Z-Erzkörper. Nördlich vom Z-Erz tritt erneut 20 m roter

Fig. 3. Übersichtskarte über die Erzkörper der Grube Rödsand. Schraffiert: Pingen.

D, H, L, N, Ö, R, Z, Bergmester: Bezeichnungen der Erzkörper.

Nach einer Karte von Dir. Överlie.

Oversiktskart over Rödsand Grubers malmforekomster. Skravert: gamle grubeåpninger.

D, H, L, N, Ö, R, Z, Bergmester: betegnelser for de enkelte malmkropper.

Etter et kart av dir. Överlie.

Gneis auf, der gegen den Amphibolit des R-Erzes stösst (± 40 m). Zwischen diesem und dem Amphibolit der «Bergmester»-Erzkörper tritt 50 m roter Gneis auf. Weiter nördlich folgt nur noch grauer Gneis.

Ausser den hier genannten erzführenden Amphibolit-zonen treten noch 2 kleinere Erz-zonen auf, die aber bisher nur wenig untersucht sind: die Lilleng-Erzzone, etwa an der Liegendgrenze des roten Gneises, d. h. ca. 700 m im Liegenden des Haupterzes und die Raudsandfjell-Erzzone ca. 700 m im Liegenden der Lilleng-Zone.

Der rote und der graue Gneis wurden von FOSLIE (1935) als roter bzw. grauer Granit bezeichnet. Beide weisen jedoch eine makroskopisch so deutliche Parallelstruktur auf, dass meines Erachtens der Name «Gneis» angebracht ist. Die Bezeichnung «Granit» lässt auch den Eindruck entstehen, dass hier ein Tiefengestein vorliegt. Der Nachweis vor allem der roten Gneise als verhältnismässig dünner stratigraphischer Horizonte über bisher 55 km Länge in WSW-ENE-Richtung spricht m. E. gegen intrusive Entstehung.

Die Parallelstruktur der Gneise wird durch parallele Anordnung der dunklen Mineralien – Amphibol und Biotit – hervorgerufen. Diese Parallelstruktur verläuft parallel den Grenzen der Amphibolit- und der Erzkörper und auch im übrigen so wie man das auf Grund der tektonischen Verhältnisse von Schichtflächen erwarten würde. Es fragt sich deshalb, ob hier nicht die Metamorphose eine frühere Schichtung abgebildet hat.

Vom roten Gneis liegt folgende Analyse vor:

SiO ₂	65,57 %	Mineralnorm:	(Mol %)
TiO ₂	0,48	Q	7,2
Al ₂ O ₃	17,03	Or	38,5
Fe ₂ O ₃	1,27	Ab	45,5
FeO	1,44	An	4,25
MgO	0,42	—	Il
CaO	1,25	salisch	95,45
Na ₂ O	5,10		Cc
K ₂ O	6,60		Ap
P ₂ O ₅	0,07		—
MnO	0,12		femisch
CO ₂	0,07		4,55
H ₂ O	0,16		
	<u>99,58</u>		

Analyse: Chemisches Laboratorium von
Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Das mikroskopische Bild sieht folgendermassen aus: Orthoklasperthit und etwas Mikroklin und Plagioklas bilden ein verhältnismässig grobes «Pflaster» (Durchmesser der Einzelkörner 0,35 mm). Plagioklas, Quarz, Biotit und wenig Amphibol und Titanit von wesentlich geringerer Korngrösse (ca. 0,1 mm) schieben sich zwischen das gröbere Pflaster. Einzig beim Orthoklasperthit wurde eine klar erkennbare undulöse Auslöschung festgestellt.

Der graue Gneis wurde mit folgendem Ergebnis analysiert:

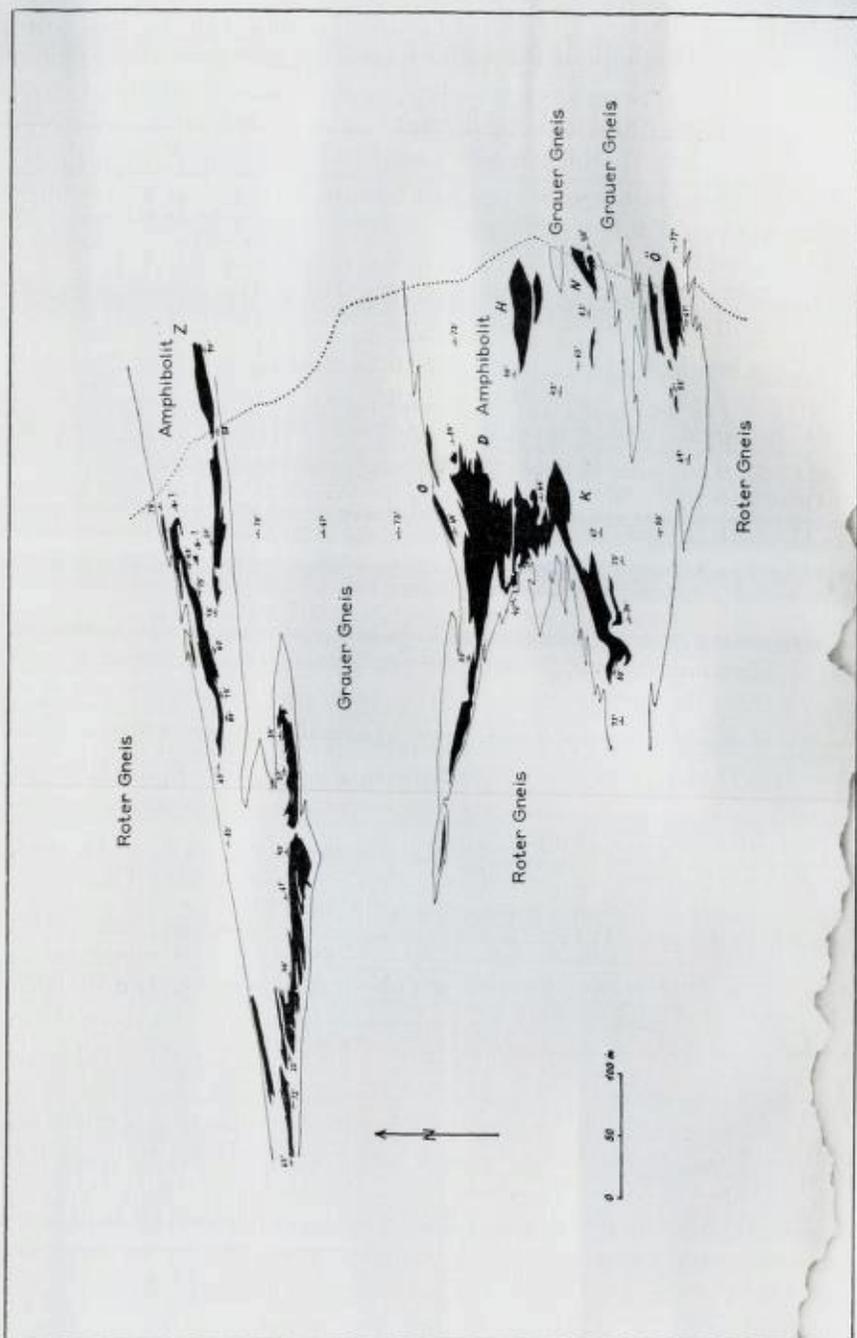
SiO ₂	70,13 %	Mineralnorm	(Mol %):	
TiO ₂	0,22	Q	22,2	Wo 1,4
Al ₂ O ₃	14,40	Or	26,0	En 1,8
Fe ₂ O ₃	1,92	Ab	39,0	Mt 1,5
FeO	0,86	An	7,0	Il 0,4
MgO	0,66		—	Hm 0,3
CaO	2,30	salisch	94,2	Cc 0,2
Na ₂ O	4,30			Ap 0,2
K ₂ O	4,35			—
P ₂ O ₅	0,046			femisch 5,8
MnO	0,07			
CO ₂	0,06			
H ₂ O	0,28			

99,596

Analyse: Chemisches Laboratorium von
Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Das mikroskopische Bild ähnelt grundsätzlich dem des roten Gneises. In einigen Punkten unterscheidet sich der graue Gneis: Das grobe Pflaster besteht nur zum geringeren Teil aus Orthoklas, in stärkerem Mass ist hier Plagioklas vorhanden. Diese gröberen Plagioklase haben jedoch nur eine sehr schwache undulöse Auslöschung. Die dunklen Mineralien sind etwas reichlicher vorhanden. Epidot, der im roten Gneis fehlt, wurde hier in deutlichen Mengen beobachtet, während Titanit fast völlig fehlt.

Die Amphibolite bilden schlauch- bis plattenartige Körper mit im wesentlichen der gleichen achsialen Erstreckung wie die in ihnen liegenden Erzkörper. Ihr Querschnitt ist mehr oder weniger linsenförmig (s. Fig. 4). An den streichenden Enden findet man teilweise Auskeilen, teilweise eine Verfingering mit den umgebenden Gneisen. Die Amphibolite sind auch nicht homogen, sondern man findet massige Typen, schiefrige Typen, Flaseramphibolit und gebänderte Typen. Beim



Flaseramphibolit schwimmen Hornblendeaggregate in einer Feldspatgrundmasse. Die räumliche Verteilung dieser verschiedenen Typen ist bisher nicht untersucht worden. Die Planstrukturen innerhalb der Amphibolite – Schieferung, Bänderung, Foliation, die zum grössten Teil primär und nur in geringem Umfang sekundär sind – verlaufen parallel den Grenzen und parallel den Planstrukturen im Gneis und auch im Erz.

FOSLIE (1935) bezeichnete das Gestein als Gabbro. In seiner Gesteinsbeschreibung schrieb er aber, dass es aus Hornblende und Plagioklas besteht. Ich halte den neutralen Namen «Amphibolit» deshalb für besser. Er schied an einigen Stellen auch «Hornblendit» aus, der aber hier ebenfalls als Amphibolit bezeichnet wird.

FOSLIE (1935) und CARSTENS (1957) führen folgende Analysen und Bestimmungen von Hornblenden aus der Grube Rödsand an:

	1	2	3
SiO ₂	41,12	45,22	40,88
TiO ₂	1,44	–	–
Al ₂ O ₃	11,04	11,12	16,56
Fe ₂ O ₃		4,84	5,54
FeO	17,15	11,00	12,22
MgO	13,18	12,52	10,16
MnO	1,66	–	–
Na ₂ O		1,3	1,6
CaO	12,20	10,74	10,78
K ₂ O		–	–
Glühverl.	0,57		
V	0,045		
Ni ⁺⁺		0,022	0,009
Co ⁺⁺		0,008	0,012
Cr ⁺⁺⁺		0,08	0,001

Fig. 4. Grundriss der -150 m-Sohle der Grube Rödsand. Schwarz: Erz. D,H,K,N,O, Ö,Z: Bezeichnungen der Erzkörper. Man erkennt deutlich, dass das Erz sich konkordant dem Gesteinsverband einordnet. Es entsteht der Eindruck als sei das "Erz" eine "Fazies" des Amphibolits.

Vertikalsnitt gjennom etasje -150 i Rödsand Gruber. Sort: malm. D,H,K,N,O,Z,Ø: betegnelser for de enkelte malmkropper. Man ser tydelig at malmen ligger konkordant i de omgivende bergarter. Malmen gjør inntrykk av å være en "fazies" av amfibolitten.

	2	3
mg	0,59	0,51
N γ	1,672 \pm 0,003	1,684 \pm 0,003
N α	1,652 \pm 0,003	1,660 \pm 0,003
2 V α	79°	74°
Pleochroismus		
γ	blaugrün	blaugrün
β	grasgrün	grasgrün
α	hellgelb	hellgelb

1 Analyse bei FOSLIE (1935): Reiner Hornblendefels vom H-Erz

2 Analyse bei CARSTENS (1957): Edinit aus Hornblendefels

3 Analyse bei CARSTENS (1957): Femag-Hastingsit aus Ilmenit-Magnetit erz.

Folgende Analyse liegt vom massigen Amphibolit vor:

SiO ₂	43,94	%				
TiO ₂	1,40		Mineralnorm (Mol %):			
Al ₂ O ₃	14,48		Or	4,5	Di	16,4
Fe ₂ O ₃	7,73		Ab	21,0	Hy	8,4
FeO	11,50		An	28,0	Ol	9,5
MgO	6,38			—	Mt	8,4
CaO	10,20		salisch	53,5	Il	2,0
Na ₂ O	2,25				Cc	1,6
K ₂ O	0,70					—
P ₂ O ₅	0,034				femisch	46,3
MnO	0,18					
CO ₂	0,62					
H ₂ O	0,12					

99,534

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Im Dünnschliff der analysierten Probe sieht man ein hypidiomorph körniges Gefüge aus 60 % Amphibol und 10 % Pyroxen (Korngrösse 0,5–1,5 mm). Daneben bilden Plagioklas, stark undulöser Orthoklas, Epidot, Erz und ein wenig Muskovit örtlich Implikationsgefüge mit Amphibol. Ein mehr schiefriger bis «schichtiger» Amphibolit weist

unter dem Mikroskop ein deutliches Parallelgefüge durch Parallelanordnung von Amphibol, Erz und Biotit auf mit Zwischenlagen und eingestreuten Körnern von Plagioklas, Orthoklas und Spur Epidot.

Im Grenzbereich nahe dem Gneis enthält der Amphibolit häufig feldspatreiche Zwischenlagen von einigen cm Dicke, daneben pegmatitische Adern. Solche Partien werden als «gebänderter Gneis» kartiert. Im Bergmesteramphibolit bildet gebänderter Gneis einen Horizont, der auf 90 m Länge verfolgt ist.

Im Amphibolit treten lagerartig bzw. lagergangartig Gesteine auf, die in der Grube Rödsand als "Pegmatite" bezeichnet werden. Sie sind einige cm bis einige m mächtig. Teilweise ähneln sie den grauen und teilweise den roten Gneisen, teilweise sehen sie wirklich wie Pegmatite aus. In anderen Fällen ist man im Zweifel, ob es gepresster Pegmatit oder Gneis ist. Es handelt sich also sicher um mehrere verschiedene Typen. Einige gneisartige sind wirkliche Gänge, die hauptsächlich an den Grenzen der plattenförmigen Erzkörper auftreten. Andere sind möglicherweise Ausläufer der Gneise und wären somit im Amphibolit echte Lager. Insgesamt sind diese Probleme sehr wenig untersucht.

3.1.2. Die Vererzung.

Die Vererzung ist dort anzutreffen, wo der Amphibolit keilartig in den umgebenden Gneis hineingreift. Das Erz bildet hier Linsen ganz ähnlich denen der norwegischen Kiesvorkommen. Makroskopisch gleicht das Bild der hiesigen Vererzung überhaupt stark derjenigen der Kiesvorkommen: die Korngrösse ist etwa die gleiche und Amphiboliteinschlaltungen erzeugen eine Bänderung wie bei den Kieserzen (Fig. 5). Diese Bänderung verläuft parallel den Planstrukturen im Amphibolit und Gneis und parallel den Grenzen zwischen diesen beiden Gesteinen. Sie erinnert stark an Schichtung.

Die Erzlinsen sind auch hier staffelförmig angeordnet, jedoch auf eine etwas andere Weise als bei den Kieslagerstätten. Die reichsten Kieslagerstätten sind an die zentralen, mächtigsten Grünsteinpartien gebunden, in denen sie, mit einer seitlichen Staffelung der Einzellinsen, auftreten (GEIS 1960 & 1961). Die Eisen-Titanlagerstätten dagegen sind an die randlichen Partien der Amphibolite gebunden und die Anordnung der Einzellinsen ist stark abhängig von der Form des Querschnitts der Amphibolite. Im Amphibolit des *Haupterzes* liegen die Einzellinsen im wesent-

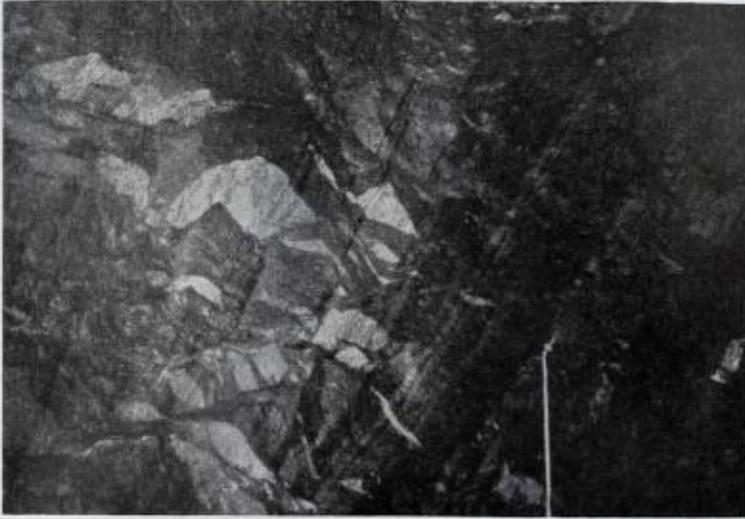


Fig. 5. Bänderung des Erzes infolge Wechsellagerung von Magnetit-Ilmenit (hell) und Amphibolit (dunkel). Die herabhängende Schnur ist ca. 30 cm. lang.

Bändring av malmen p.g.a. veksellagring mellom magnetitt-ilmenitt (lys) og amfibolitt (mørk). Tauet som henger ned er ca. 30 cm. langt.

lichen übereinander (wenn man sich die Gesteine in horizontale Stellung gekippt denkt). Im Amphibolit der *Z-Erzkörper* sind die Einzellinsen mehr oder weniger staffelförmig angeordnet, sind aber auch hier an die randlichen Partien des Amphibolits gebunden. Vom *R- und Bergmester-Erz* liegen keine so detaillierten Beobachtungen vor, dass Aussagen über solche Gesetzmässigkeiten gemacht werden können.

Die Längsachsen der verschiedenen Erzpartien weichen in bedeutendem Grad voneinander ab. Die Längsachsen der Erzkörper des Haupterzes fallen mit ca. 70° in Richtung NE ein, scheinen sich nach der Tiefe zu jedoch flacher zu legen. Im *Z-Erz* fallen die Achsen einiger Linsen mit 20° , andere mit ca. 30° in Richtung ENE. Über das *R-Erz* können vorläufig keine sicheren Aussagen gemacht werden, und die Achse der Bergmester-Vererzung fällt mit 13° in Richtung ENE ein. Die Längsachsen der Amphibolitscheiben und -schläuche verlaufen in etwa der gleichen Richtung wie die der in ihnen liegenden Erzkörper.

Die Vererzung besteht aus Einzelkörnern von Magnetit und Ilmenit mit einem Durchmesser von 0,3–0,5 mm in einer Grundmasse aus Plagioklas, Amphibol, Granat, Biotit und ein wenig Apatit (Fig. 6, 7).

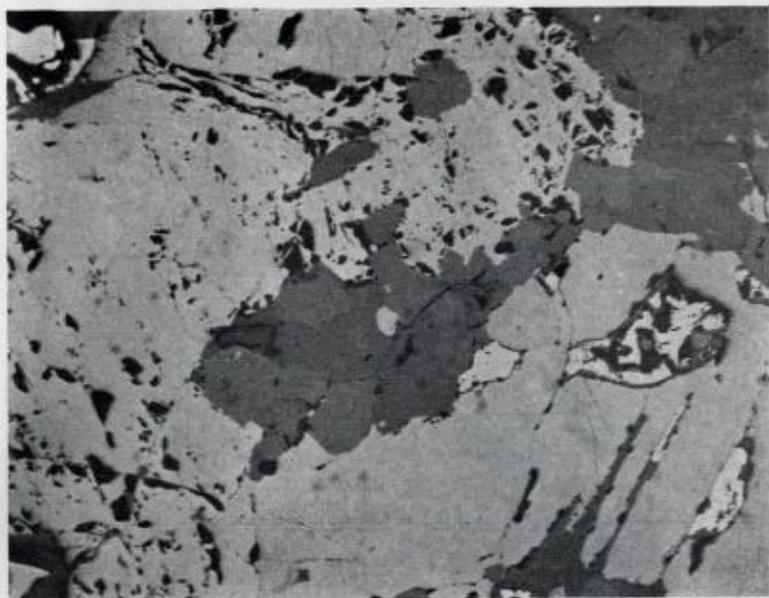


Fig. 6. Grube Rödsand, +4 m-Sohle. Ansliff vom H-Erz. Vergr. $70\times$. Magnetit hellgrau (porös), Ilmenit etwas dunkler als Magnetit und mit glatter Oberfläche, Sulfide weiss (im Ilmenit), Silikate dunkelgrau. Phot. A. Iversen.

Rödsand Gruber, etasje +4. Planslip fra H-malmen. Forst. $70\times$. Magnetitt lys grå (porøs), ilmenitt litt mørkere enn magnetitt (glatt overflate), sulfider hvit (i ilmenitten), silikater mørk grå. Foto A. Iversen.

Der Granat ist deutlich in der Umgebung der Erzkörner angereichert. Der Magnetit bildet ein allotriomorphes Gemenge mit dem Ilmenit. Der Magnetit ist im allgemeinen rein, er enthält nur einige Spindeln von Spinell und vereinzelt einige Ilmenitlamellen. Weitere Einschlüsse oder Entmischungen sind selbst bei stärksten Vergrößerungen nicht zu sehen. Der Ilmenit hingegen enthält Hämatit-Einschlüsse in sehr grosser Menge, wie bereits von CARSTENS (1945), HELTZEN (1949), INGVALDSEN (1938) und IVERSEN (1949) in unveröffentlichten Untersuchungen festgestellt wurde (Fig. 8). Der Hämatit tritt teilweise in Form von grossen Schuppen (Breite 0,05 mm), als grosse und als kleine Spindeln auf. Selbst habe ich Spindeln und Kugeln bis hinunter zur Grössenordnung zwischen 0,1 und 0,01 Mikron beobachtet. Endlich treten geringe Mengen Sulfide auf, hauptsächlich Magnetkies, daneben Kupferkies

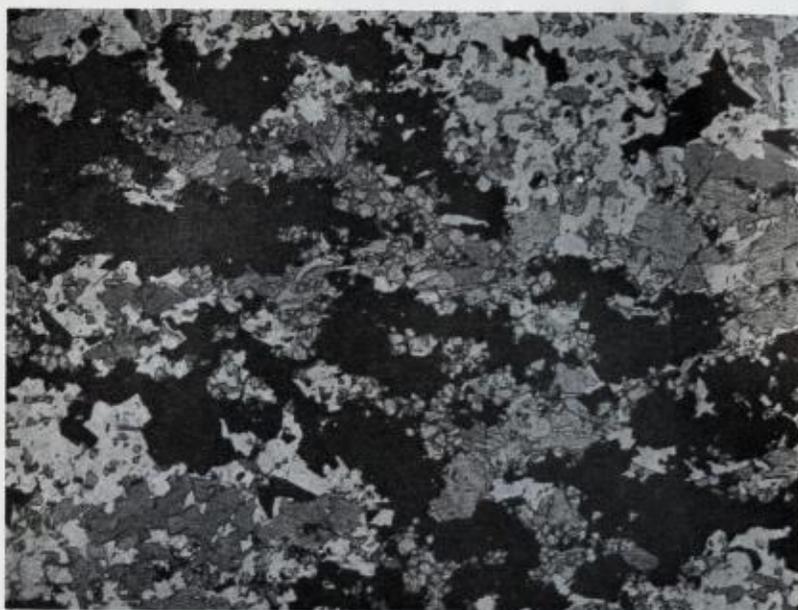


Fig. 7. Grube Rødsand, +4 m-Sohle. Dünnschliff, Übersichtsbild vom H-Erz. Vergr. $12\times$. Erz schwarz, Feldspat weiss, Hornblende grau, Granat etwas heller grau (runde Körner). Phot. A. Iversen.

Rødsand Gruber, etasje +4. Tynnslip. Oversiktsbilde fra H-malmen. Forst. $12\times$. Malm svart, feltspat hvit, hornblende grå, granat lysere grå (runde korn). Foto A. Iversen.

und Pyrit. IVERSEN hat im Magnetkies Entmischungen von Pentlandit beobachtet. Die Kiesminerale treten teilweise als selbständige grössere Körner, teilweise als Adern und selten als winzige Einschlüsse in den übrigen Erzmineralien auf.

CARSTENS (1945) und HELTZEN (1949) haben die Verteilung der verschiedenen Ilmenit-Hämatit-Entmischungstypen im Grubengebiet untersucht. Wenn man deren Ergebnisse miteinander vergleicht, erkennt man, dass eine gesetzmässige Verteilung nicht vorliegt.

3.1.3. Mineralchemie der Erzminerale im Erz.

Von der Grube Rødsand sind eine ganze Reihe von Aufbereitungsversuchen durchgeführt worden. Die Daten lassen sich teilweise als Grundlage für mineralchemische Betrachtungen verwenden.

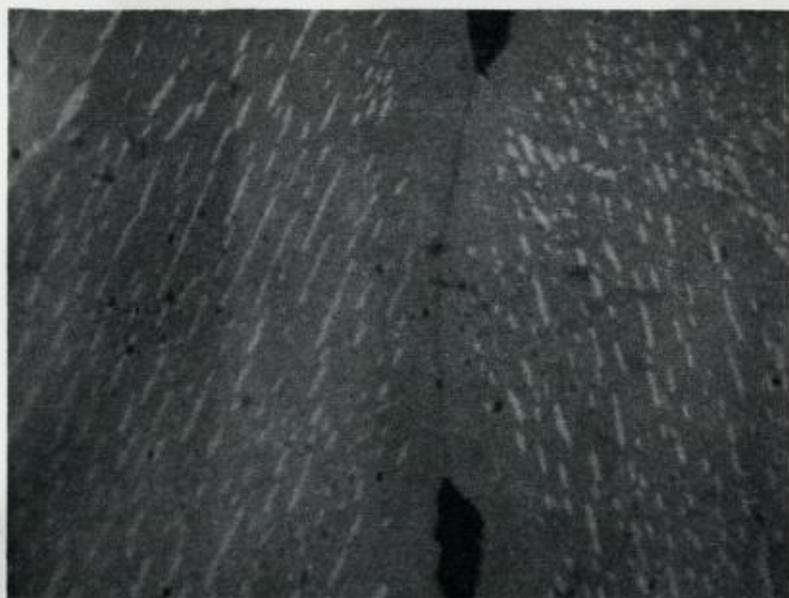


Fig. 8. Grube Rödsand. Bergmester-Erz, Schurf C-D. Ansliff. Vergr. 1250 \times . Zwei verschieden orientierte Ilmenitkörner mit Hämatitlamellen.

Phot. A. Iversen.

Rödsand Gruber. Bergmester-malm, røsk C-D. Planslip. Forst. 1250 \times . To ilmenitkorn i forskjellig orientering med jernglanslameller. Foto A. Iversen.

Als Ausgangspunkt für unsere Betrachtungen benutzen wir eine Roherz-, eine Magnetitkonzentrat- und eine Abgangsanalyse:

	Jahresdurchschnitt 1962		
	Roherz	Magnetitkonzentrat	Abgang
Fe	31,35	63,—	18,40
SiO ₂	28,28	3,40	33,71
Al ₂ O ₃	14,02	3,20	18,62
V ₂ O ₅	0,31	0,72	0,12
TiO ₂	4,33	2,26	7,90
MnO	0,18	0,06	0,31
CaO	3,75	0,50	5,—
MgO	2,33	0,73	4,78
Cu	0,018	0,013	0,023

Ni	0,022	0,028	0,019
S	0,62	0,80	0,76
CO ₂	0,92	1,04	1,08

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Die obengenannten Werte lassen sich nicht ineinander umrechnen, da eine unmagnetische Fraktion (> 8 mm), die 37 % der Aufgabe ausmacht, entfernt wird und nicht in die Analysen eingeht. Nach dieser Vorseparation enthält das Roherz 40,70 % Fe, 5,5 % TiO₂ und 0,76 % S. Das ist auch der Grund dafür, dass S- und CO₂-Gehalte im Roherz niedriger sind als im Konzentrat und im Abgang.

Die Analysen zeigen im wesentlichen, welche Elemente in der stark magnetischen Fraktion angereichert werden. Dies sind: Fe, V₂O₅ und etwas Ni. S und CO₂ sind zu etwa gleichen Teilen auf Konzentrat und Abgang verteilt. Der Magnetkies folgt also deutlich dem Magnetit ins Konzentrat.

Das reinste Magnetitkonzentrat (Superkonzentrat), das hergestellt wurde, enthielt:

SiO ₂	0,32 %	Norm (Mol %)
TiO ₂	0,30	Fe ₃ O ₄ 98,0
S	0,062	V ₂ O ₅ 0,8
V ₂ O ₅	0,76	FeTiO ₃ 0,6
Cu	0,002	FeS ₂ 0,3
Ni	0,013	SiO ₂ 0,4
Fe	71,30	
(Fe ₂ O ₃)	67,44	
(FeO)	30,82	
(Summe)	99,717)	

Analyse: Chemisches Laboratorium von
Christiania Spigerverk,
Ing. Asak.

Da Fe₂O₃ und FeO nicht bestimmt sind, wurde nach Verteilung der für Pyrit und Ilmenit nötigen Fe-Menge angenommen, dass der Rest in Magnetit eingeht und die Gehalte an Fe₂O₃ und FeO entsprechend berechnet. Da weiter ein Rest von 0,283 % nicht analysiert ist, können Silikate nicht berechnet werden und SiO₂ muss als «Quarz» in die normative Zusammensetzung eingehen. Im übrigen zeigt sich aber, dass ein sehr reiner Magnetit wie in Otanmäki (VAASJOKI & HEIKKINEN 1962) vorliegt.

Das reinste, vollständig analysierte Ilmenitkonzentrat enthielt:

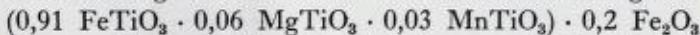
SiO ₂	3,04 %	Normative Mineralien (Mol %)	
TiO ₂	39,05	Hornblende	3,1
Al ₂ O ₃	2,20	Granat	6,6
Fe ₂ O ₃	16,87	Korund	1,2
V ₂ O ₃	0,39	FeS ₂	1,8
FeO	34,84	FeTiO ₃	64,6
MnO	0,91	MgTiO ₃	4,2
MgO	1,44	MnTiO ₃	2,0
CaO	0,30	TiO ₂	0,7
S	0,50	Fe ₂ O ₃	15,5
Summe	99,54	V ₂ O ₃	0,4

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Der Gehalt an Hornblende wurde mit Hilfe der oben genannten Hornblende-Analyse von FOSLIE (1935) berechnet. Bei der Bestimmung des Granatgehalts wurde mit CARSTENS (1945) angenommen, dass es sich um Almandin handelt. Korund ist nach VOGT (1910) vorhanden. Nehmen wir nun an, dass Pyrit, Hornblende, Granat und Korund mechanische Verunreinigungen des Konzentrats sind, so erhalten wir folgende Zusammensetzung des Ilmenit-Hämatit: (Normativ, Mol %)

FeTiO ₃	73,9
MgTiO ₃	4,8
MnTiO ₃	2,3
TiO ₂	0,8
Fe ₂ O ₃	17,7
V ₂ O ₃	0,5

CARSTENS (1945) hat unter Zugrundelegung der gleichen Analyse früher bereits folgende Formel für den Ilmenit-Hämatit gefunden:



Weiter wurde durch Flotation des Abgangs ein Pyritkonzentrat mit folgender Zusammensetzung hergestellt:

S	49,0 %	
Fe	44,6 (säurelöslich 43,71)	
Co	0,55	
Ni	0,27	
Cu	0,88	
"Gangart"	4,10	(1,59 % SiO ₂ , 1,27 % Fe ₂ O ₃ , 0,75 % Al ₂ O ₃ , 0,05 % CaO, 0,16 % MgO)
	99,40	

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Wenn wir annehmen, dass die Gehalte an S, Fe, Co, Ni und Cu die Zusammensetzung der reinen Erzminerale widerspiegeln, erhalten wir:

S	51,9 %
Fe	46,3
Co	0,58
Ni	0,29
Cu	0,93

Nehmen wir im Pentlandit ein Verhältnis Fe: Ni = 1:1 an und weiter, dass Co als Linneit auftritt, so erhalten wir folgende normative Zusammensetzung in Mol %:

FeS ₂	92,96
FeS	2,5
CuFeS ₂	2,69
Co ₃ S ₄	1,00
(Fe,Ni) ₉ S ₈	0,85

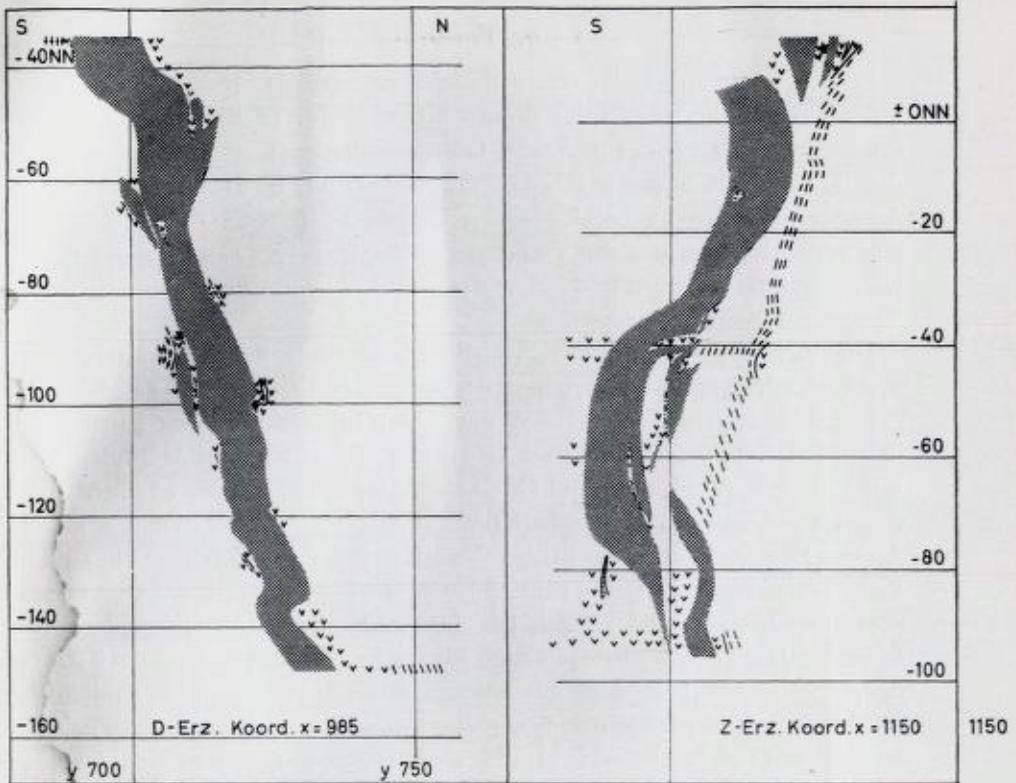
Abschliessend soll in diesem Abschnitt das Vanadium behandelt werden. Aus dem Vergleich der Analysen von Roherz, Konzentrat und Abgang ergab sich bereits, dass V ganz wesentlich im Magnetitkonzentrat angereichert wird. Dies wird weiter bestätigt durch die oben angeführten Konzentratanalysen und die eine Hornblendeanalyse.

Die einzelnen Konzentrate erthielten:

Magnetitkonzentrat		= 0,51 % V
Ilmenitkonzentrat	0,39 % V ₂ O ₃	= 0,26 % V
Hornblende		0,045 % V

Aus Versuchen, die Ing. Asak durchgeführt hat (briefliche Mitteilung) geht jedoch hervor, dass der V-Gehalt im Magnetit eine starke Abhängigkeit vom Fe-Gehalt im Roherz zeigt. Bei niedrigen Fe-Gehalten im Roherz ist auch der V-Gehalt im Konzentrat niedrig. Aus Roherzen mit 13,2 bis 50,6 % Fe wurden Magnetitkonzentrate mit V-Gehalten zwischen 0,198 und 0,63 % hergestellt. Im Lichte dieser Erkenntnis verliert das von CARSTENS (1940) eingeführte Vanadium-Modul seine Bedeutung zur Kennzeichnung eines Erzes.

$$\text{Vanadiummodul} = \frac{100 \text{ V}}{\% \text{ Fe im Magnetit}}$$



Zeichenerklärung	
	Erz
	Amphibolit
	Grauer Gneis
	Roter Gneis
	Gebänderter Gneis
	„Pegmatit“
	Ruschelzone
1:5,34	Konzentrat: Roherzverhältnis

Fig. 9. Profil durch einen Teil des D-Erzkörpers (links) und der Hauptlinse des Z-Erzes (rechts). Koordinatenangaben in m.

Profil gjennom en del av D-malmen (til venstre) og en del av Z-malm, hovedlinse (til høyre). Koordinater i m.

3.1.4. Tektonik.

Das tektonische Bild im Grubenbereich ist geprägt durch die kaledonische Verfaltung der Molde-Tingvoll-Synklinale. Diese hat zu einer schwachen Wellung des gesamten Gesteinskomplexes geführt, die man deutlich am Verlauf der Erzkörper erkennen kann (Fig. 9). Lediglich am Ausgehenden des oberen Teils des Bergmester-Erzes (Oberer Bergmester) wurde eine stärkere Verfaltung beobachtet. Das Erz ist hier teilweise isoklinal verfaltet. In den Untertageaufschlüssen wurde so intensive Verfaltung nicht beobachtet.

Die Achse der Molde-Tingvoll-Synklinale fällt mit sehr flachem Winkel nach Osten ein. Die Achsen der schwachen Faltungen im Grubengebiet schwanken zwischen 18° W und 24° E. Im Verlauf dieser Faltung haben Relativbewegungen an den Grenzen zwischen Erz und Amphibolit und zwischen Amphibolit und Gneis stattgefunden, die in den verschiedenen mechanischen Eigenschaften der Komponenten begründet sind. An der Hangendgrenze der hangendsten Erzkörper des Z-Erzes sind auf diese Weise bis über 1 m mächtige Ruschelzonen entstanden. Die Verschiebungsbeträge sind – nach den bisherigen Beobachtungen zu urteilen – nur gering, höchstens einige Meter. Es ist möglich, dass ein Teil der sogenannten Pegmatite auf solchen Bewegungsbahnen zu finden sind. An einigen wenigen Stellen greifen diese Bewegungsbahnen auch über die Gesteinsgrenzen hinaus und kreuzen den konkordanten Verband.

Bruchtektonik von einer gewissen Bedeutung wurde überhaupt nicht beobachtet.

3.2. Das Vorkommen Heindalen.

Das Vorkommen Heindalen ist das zweitgrösste des Bezirks und soll deshalb hier an zweiter Stelle besprochen werden. Es liegt 9 km SW der Grube Rödsand in einem grösseren Feld aus rotem Gneis (ca. 3 qkm).

Der rote Gneis bildet eine Mulde, in deren Kern ein Amphibolit schlauchartig der in Richtung 65° verlaufenden Muldenachse folgt. Die Verbandsverhältnisse sind vergleichbar denen des Amphibolits der Haupterze in der Grube Rödsand (Fig. 10). Dem Amphibolit sind einige langgestreckte Erzlinsen eingeschaltet, deren Längsachsen parallel dem Amphibolit-«Schlauch» verlaufen. Die Muldenachse taucht mit ca. 11° nach ENE ab. Dies führt dazu, dass Erz und Amphibolit nur im west-

lichen Teil des Feldes zu Tage ausgehen. Erz und Amphibolit sind östlich vom Ausgehenden in einer Reihe von Diamantbohrlöchern nachgewiesen worden. Noch weiter nach E zu deuten Magnetometermessungen auf weitere Erzführung.

Weiter oben wurde bereits die Möglichkeit angedeutet, dass der rote Gneis im Heindalsfeld im N an einer 71° verlaufenden Störung abgesunken ist. Da diese Richtung einen Winkel von ca. 6° mit der Muldenachse (und Achsenrichtung des Amphibolits) bildet, muss damit gerechnet werden, dass der Amphibolit von der Störung abgeschnitten wird und das erzhöfliche Gebiet somit eine Länge von ca. 3 km hat.

Im Heindalsfeld wurden Vererzungen und Mineralisierungen analysiert, die zwischen 6,42 und 46,96 % Magnetitkonzentrat ergaben. Einige typische Analysen sollen hier aufgeführt werden:

% Konzentrat	% Fe	% TiO_2	% S
46,96	41,8	6,5	0,65
33,77	34,0	5,2	0,34
27,04	28,0	4,1	0,53
21,48	24,6	3,2	0,35

Die oben genannten und alle im weiteren nicht näher bezeichneten Analysen wurden von S. Kvenseth im Chemischen Laboratorium von Rödstrand Gruber ausgeführt. Die Bestimmung von «% Konzentrat» geschieht mit Hilfe von Dings tube tester, nachdem das Roherz auf - 200 mesh (0,074 mm) vermahlen ist. Dies ist praktisch eine Magnetseparation im Laboratoriums-Masstab.

Drei Konzentrate wurden auf Fe und V analysiert und ergaben:

% Fe	69,30	69,70	67,85	Analyse: Chemisches Laboratorium von
% V	0,46	0,44	0,52	Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

3.3. Vorkommen Rödseter.

Das Vorkommen Rödseter, in der Literatur (VOGT 1910) auch als «Rödseter» bezeichnet, liegt 11 km westlich der Grube Rödstrand und ist das nächste Vorkommen in der Verlängerung der Erzzone nach W. Es liegt etwa im gleichen stratigraphischen Niveau wie das Lilleng-Vorkommen (im Liegenden der Grube Rödstrand). Es liegt an der Liegend-

grenze des roten Gneises, die von Raudsand bis Rödseter durchgehend verfolgt werden konnte. In der Umgebung von Rödseter tritt der rote Gneis allerdings stark zurück, und es tritt überwiegend grauer Gneis auf.

Das Vorkommen wurde im Sommer 1962 durch Schürfe und Diamantbohrungen näher untersucht. Dabei wurden folgende geologische Ergebnisse erzielt: Der wesentliche Teil des Erzes ist an einen ca. 10 m mächtigen und 500 m langen Amphibolithhorizont gebunden. In einigen Amphibolitlinsen im Hangenden dieses Horizonts tritt ebenfalls Erz auf. Eine gesetzmässige Verteilung von rotem und grauem Gneis konnte nicht festgestellt werden. Die Streichrichtung ist 73 bis 83°. Da wir uns auf der Südseite der Molde-Tingvoll-Synklinale befinden, fallen die Gesteine auch hier nach Norden ein, sind aber stärker gefaltet als bei Raudsand. Das Einfallen schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 50° N, steileres und sogar überkipptes Einfallen ist jedoch nicht selten.

Die Gehalte im Roherz schwanken zwischen:

	17,43	und	44,56	%	Konzentrat
	21,7	»	41,1	%	Fe
	3,4	»	6,4	%	TiO ₂
	0,50	»	0,68	%	S

Fe-, TiO₂- und S-Gehalte weisen eine ausgezeichnete Parallelität auf.

3.4. Vorkommen Gussiås.

Verfolgt man die erzführende Zone weiter nach W, so trifft man 14 km westlich von Raudsand – etwa in der Verlängerung des Bergmester-Erzes – auf das Erzvorkommen Gussiås. Mit Hilfe von magnetischen Messungen wurde hier über 1000 m Länge eine Vererzung nachgewiesen. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch sehr schlecht, die Vererzung ist nahezu in ihrer ganzen Länge unter Moor und Moräne verborgen. Die Ergebnisse der magnetischen Messungen deuten darauf, dass es sich um 3 Linsen handeln kann. Die Anomaliezonen sind – Von E nach W – 600–700, 150 und 100 m lang. Im zentralen Teil ist das Erz an 2 Stellen sichtbar. Von hier entnommene Proben ergaben

% Fe	29,6	30,5	45,6	48,9
% TiO ₂	4,3	4,3	6,5	6,7
% S	0,10	0,22	0,52	0,35
% Konzentrat	28,10	30,10	45,35	55,65

Die Vererzung liegt in einer amphibolitischen Grundmasse.

3.5. Vorkommen Horja.

32 km W von Raudsand und in der Verlängerung der dortigen Vererzung wurden auf 4 km Länge magnetische Anomalien verschiedener Stärke festgestellt. Die Vererzung ist hier ähnlich wie bei Gussiås weitgehend unter Moor und Moräne verborgen, sodass man bei der Beurteilung der Lagerstätte auf die magnetischen Messungen angewiesen ist. Diese deuten auf eine lange Imprägnationszone mit lokalen, linsenartigen Anreicherungen.

Im westlichen Teil der Anomaliezone wurden 4 Aufschlüsse gefunden. Im östlichsten Aufschluss wurde vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil beobachtet:

- 0,30 m grauer Gneis
- 2,50 m nicht aufgeschlossen
- 1,50 m Erz in amphibolitischer Grundmasse (16,0 % Konzentrat, 0,09 % S)
- 2,50 m nicht aufgeschlossen
- 1,10 m Erz in amphibolitischer Grundmasse (33,8 % Fe, 5,1 % TiO₂, 0,07 % S, 34,0 % Konzentrat)
- 0,25 m grauer Gneis
- 0,20 m Erz in amphibolitischer Grundmasse.

An drei weiteren Stellen wurden lediglich kleine Aufschlüsse von Erz in amphibolitischer Grundmasse mit folgender Zusammensetzung gefunden:

% Fe	27,2	25,9	
% TiO ₂	4,2	3,8	
% S	0,08	0,05	0,09
% Konzentrat	27,6	25,5	13,9

Auch die Horja-Vererzung liegt mit steilem nördlichem Einfallen auf der S-Seite der Molde-Tingvoll-Synklinale. In der Nähe der Erzkörper wurde sehr oft roter Gneis beobachtet. Der geologische Zusammenhang mit den roten Gneisen bei Raudsand wurde allerdings nicht näher untersucht.

3.6. Vorkommen Vågseternes.

In der Verlängerung der Horja-Anomaliezone tritt nach 2,5 km Unterbrechung eine neue Anomaliezone auf. Sie ist 1200 m lang. Über die östlichen 650 m sind einige schwache Anomalien verteilt, Aufschlüsse

sind nicht vorhanden. Hier kann man wohl mit Imprägnationen rechnen.

Über die restlichen 550 m tritt eine zusammenhängende, kräftige Anomaliezone auf, und Erz ist an einer ganzen Reihe von Stellen aufgeschlossen. Das Erz ist teilweise kompakt, teilweise Imprägnation in amphibolitischer Grundmasse. Das Nebengestein des Erzes ist Amphibolit.

Die Erze sind verhältnismässig arm. Die Analyse einiger Erzproben ergab folgende Resultate:

% Fe	30,0	29,3	27,2	27,5	23,3	
% TiO ₂	4,2	4,2	4,1	3,8	3,4	
% S	0,74	0,48	0,54	0,74	0,62	
% Konzentrat	28,0	26,4	24,2	21,5	19,0	13,2

Die Erzzone verschwindet nach W zu unter einer Bucht. Die Gesteine fallen mit mittleren bis steilen Winkeln nach N ein.

3.7. Vorkommen Nesjestrund.

Die Erzzone von Vågseternes lässt sich auf der W-Seite einer 1 km breiten Bucht in Form eines 2,4 km langen Zuges magnetischer Anomalien weiter verfolgen. Die Anomalien liegen im Ostteil verstreut, während sie im W eine über 1 km Länge zusammenhängende Zone bilden. Die Anomalien sind verhältnismässig schwach. Abgesehen vom westlichsten Ende, wo die Erzzone erneut unter einem Fjord verschwindet, ist die Anomaliezone unter Moor und Moränen verborgen.

Anhaltspunkte über die Erzführung geben die Analysen einiger Erzproben vom W-Ende:

% Fe	32,7	27,7	
% TiO ₂	5,1	4,0	
% S	0,90	0,70	
% Konzentrat	35,2	22,3	10,5

In den Aufschlüssen liegt das Erz in Amphibolit, der seinerseits wieder von grauem Gneis umgeben ist. Auch hier fallen die Gesteine nach N ein.

3.8. Fundpunkt Asphol.

Der Fundpunkt Asphol ist die einzige Stelle, wo auf der N-Seite der Molde-Tingvoll-Synklinale Erz gefunden wurde. Anstehend wurde nur Amphibolit beobachtet, einige Erzblöcke kamen bei Grabarbeiten zu Tage.

Ein Block wurde mit folgendem Ergebnis analysiert: 22,6 % Konzentrat, 0,32 % S.

Der Fundpunkt wurde im Verlauf von magnetischen Messungen entdeckt.

Auf der S-Seite des Fosterlügen-Sees, 8 km östlich von Asphol, wurde ausserdem eine kleinere Anomaliezone festgestellt.

3.9. Weitere Fundpunkte.

Die Fundpunkte Bersås und Ören, die auf VOGTS (1910) Karte vermerkt sind, sind nicht näher untersucht. FOSLIES (1925) Äflöi-Vorkommen liess sich nicht wiederfinden.

3.10. Vorkommen Gjörsvika.

Auf der Ostseite des Sunndals-Fjords, an dem Raudsand und die Grube Rödsand liegen, tritt in der Verlängerung der Raudsand-Erzzone ebenfalls Erz auf. Bei magnetischen Übersichtsvermessungen mit 250 m Profilabstand wurden Anomalien in 5 Profilen festgestellt, was einer streichenden Länge von 1,2 km entspricht. Das westlichste Profil liegt am Ufer der Fjords.

Bei einer Übersichtsbegehung wurde festgestellt, dass das Erz auch hier in Amphibolit liegt, der in der Nähe der Hangendgrenze des hiesigen roten Gneises auftritt. Dies entspricht etwa dem stratigraphischen Niveau des Haupterzes der Grube Rödsand. Aufschlüsse von Erz wurden auf eine Länge von ca. 500 m beobachtet. Nähere Untersuchungen und Analysen stehen noch aus.

3.11. Vorkommen Meisingset.

4 km südöstlich vom Ende der Gjörsvika-Anomaliezone beginnt eine neue Vererzungszone, die bisher auf ca. 2 km Länge magnetometrisch verfolgt wurde. Sie liegt etwa an der Liegendgrenze des dortigen roten Gneises und kann in ihrer Position etwa dem Lilleng-Vorkommen entsprechen. Am östlichen Ende der Anomaliezone liegt eine etwas grössere Erzanreicherung, auf der in den Jahren 1941 und 1942 im Rahmen eines Versuchsbergbaus 20094 t Roherz mit 38 % Fe abgebaut wurden.

Ausser magnetischen Messungen wurden in neuerer Zeit keine Untersuchungen durchgeführt. Von Dr. C. W. Carstens liegt eine kurze

Beschreibung aus dem Jahr 1941 vor, der die folgenden Angaben entnommen sind (CARSTENS 1941).

Es handelt sich um 3 Linsen, eine Hauptlinse sowie eine nördlich und eine südlich davon gelegene. Die Hauptlinse hatte am Ausgehenden ein Areal von 6840 qm, die nördliche von 1366, die südliche von ca. 1300 qm. Die Streichrichtung ist E-W bis ENE-WSW. Das Einfallen schwankt etwas, für die Hauptlinse wurde 53–58°, für die nördliche Linse 36–49° N angegeben. Für die südliche Linse rechnete CARSTENS mit mittelsteilem südlichem Einfallen.

CARSTENS gibt folgende Analysenresultate an:

Hauptlinse (Durchschnitt)	ca. 31 % Fe	ca. 0,21 % V
Nördliche Linse (Durchschnitt) über	» 40 % Fe	» 0,30 % V
Südliche Linse (Durchschnitt)	» 37,4 % Fe	

Aufbereitungsversuche:

Roherz		Konzentrat (-200 mesh)					
% Fe	% V	%	% Fe	% V	% TiO ₂	% Cr	% S
1. 30,39	0,23	31,5	69,0	0,48	0,90	} 0,02	0,26
2. 28,50	0,21	27,7	65,6	0,45	0,95		

Eine weitere Erzanreicherung, die auch als Anomalie deutlich hervortritt, liegt 1100 m westlich der Grube Meisingset auf dem Nistuhagen (entspricht möglicherweise VOGTS Venaas). CARSTENS (1941) spricht von unbedeutender Grösse, Streichrichtung ENE bis NE und Einfallen 25–30° in südlicher Richtung. Eine Durchschnittsprobe enthielt nach ihm 32,7 % Fe und 0,22 % V.

Das teilweise südliche Einfallen erklärt sich daraus, dass die Molde-Tingvoll-Synklinale im Bereich Meisingset-Stangvik (nach HERNES 1956 b) in eine liegende Falte übergeht.

4. Geochemie der Vorkommen.

Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben keine ausführliche geochemische Charakterisierung der Vorkommen. Spurelementuntersuchungen sind nur sporadisch ausgeführt worden, und zwar hauptsächlich auf Vanadium. Wie im Rahmen der Mineralchemie der Erzminerale schon ausgeführt wurde, liegen Anzeichen dafür vor, dass in der Grube Rödsand der V-Gehalt im Konzentrat in Abhängigkeit vom Fe-Gehalt

im Roherz schwankt. Man benötigt also ein sehr umfangreiches Analysenmaterial für die Untersuchung des geochemischen Verhaltens von V. Die von der Grube Rødsand vorliegenden Analysen sind bisher nicht auf diese Frage hin untersucht worden.

In gewissem Masse ist aber eine geochemische Charakterisierung möglich durch das Studium des Verhältnisses $\text{TiO}_2:\text{Fe}$ im Roherz. Aus der beigefügten Tab. 1. geht deutlich hervor, dass in jedem Vorkommen ein bestimmtes $\text{TiO}_2:\text{Fe}$ -Verhältnis vorhanden ist. Die Werte der in dieser Arbeit besprochenen Vorkommen liegen sehr nahe beieinander.

Tabelle 1.

	Anzahl Analysen	Verhältnis $\text{TiO}_2:\text{Fe}$
1. Amphiboliterze in Westnorwegen		
Haupterze Grube Rødsand	41	0,15
Z-Erze " "	47	0,15
Bergmestererze Grube Rødsand	14	0,15
Vorkommen Heindalen	4	0,15
» Gussiås	4	0,14
» Horja	3	0,15
» Vågseternes	5	0,14
» Nesjestrånd	2	0,15
2. Gabbroerze in Westnorwegen		
Vorkommen Kvithammer (Tafjord)	1	0,35
» Kammen »	1	0,35
» Øien »	2	0,21
» Glasøy	3	0,23
» Lid	1	0,25
» Solnør	30	0,25

Zum Vergleich wurden eine Reihe von Analysen anderer, an die Dolerite von Sunnmøre gebundener Vorkommen in der Tabelle eingetragen. Das $\text{TiO}_2:\text{Fe}$ -Verhältnis ist hier bedeutend höher als das der Vorkommen in der Umgebung von Rødsand.

4. Genese.

5.1. Zur Entstehung der verschiedenen Gesteine.

Aus den Beschreibungen geht hervor, dass die Gesteine in ihrer heutigen Form Produkte einer mesozonalen Metamorphose sind und in Amphibolitfazies vorliegen. Das mikroskopische Bild spiegelt nur die

pT-Verhältnisse während der Metamorphose wider und kann für eine weiter zurückgehende Deutung nicht verwandt werden. Ausgangspunkt für die Entscheidung, welches die ursprünglichen Gesteine gewesen sind, kann also nur die chemische Zusammensetzung in Verbindung mit der Makrogeologie sein. Ich gehe dabei von der Voraussetzung aus, dass weder eine Stoffzufuhr noch ein Stoffabtransport stattgefunden hat.

Die Zusammensetzung des roten und des grauen Gneises entspricht der eines Granodiorits. Da – wie früher gezeigt – die Gesteine Glieder einer stratigraphischen Folge bilden, ist ein Tiefengestein als Primär-gestein ausgeschlossen. Es könnte sich aber um metamorphisierte Rhyodacite handeln. Wenn es Sedimente waren, kann es sich wegen der hohen Feldspatgehalte (normativ 88 bzw. 72 %) nur um Arkosen gehandelt haben. Die feldspatreichste Arkose, die bei PETTIJOHN (1957) angegeben ist, enthält jedoch nur 64 % Feldspat. Es ist deshalb meines Erachtens wahrscheinlicher, dass es sich um saure Ergussgesteine – eventuell saure Tuffe – handelt. HERNES (1964 a) fasst die grauen Gneise als Lava (Tuff) auf, die in der Raudsandgruppe auftretenden z. T. als möglicherweise subvulkanisch. Die roten Gneise sind seiner Meinung nach aus gröberen Sedimenten gebildet.

Auch der Amphibolit liegt in Amphibolitfazies vor. Die chemische Zusammensetzung ist ausserordentlich ähnlich der der Dolerite von Sunnmøre, die von GJELSVIK (1952) untersucht wurden, und wie dort gabbroid. Ich möchte hier auf die Ähnlichkeit mit der chemischen Zusammensetzung norwegischer Spilite hinweisen (GEIS 1962).

Die Amphibolite des besprochenen Gebiets bilden konkordante Einlagerungen im umgebenden Gneis, teilweise wechsellagern sie mit ihm (gebänderter Gneis). Die Planstrukturen innerhalb der Amphibolite verlaufen parallel den Grenzen und parallel den Planstrukturen im Gneis und auch im Erz. Das Bild der Amphibolite in der Grube Rödsand geht aus dem beigefügten Grubenriss (Fig. 4) hervor. Die übrigen sind Platten, die sich wohl mit dem Amphibolit der Z-Erze vergleichen lassen. Wechsel-lagerung mit dem Gneis wurde in der Grube Rödsand besonders in der Nähe der Kontakte zwischen Amphibolit und Gneis beobachtet. Alle diese Tatsachen können meiner Ansicht nach darauf deuten, dass beide Gesteine gleichzeitig entstanden sind. Die früher erwähnten kompakten und schiefrigen Partien des Amphibolits können als ursprüngliche Ergussgesteine bzw. Tuffe aufgefasst werden. Eine genaue Kartierung der verschiedenen Amphibolittypen kann hier möglicherweise weiterhelfen. Die grobkristallinen Partien (v. a. Flascramphibolit) werden vom

Verfasser als stärker metamorphisierte Äquivalente der übrigen Typen aufgefasst. Die Möglichkeit, dass die Amphibolite Lagergänge und oberflächennahe Intrusionen sind, kann allerdings auch nicht ausgeschlossen werden. Die Unterscheidung zwischen Ergüssen und Lagergängen kann ja sogar in unmetamorphen Gebieten Schwierigkeiten bereiten. Die hiesigen Amphibolite unterscheiden sich auch von den übrigen gabbroiden Gesteinen des Bezirks, die von GJELSVIK «Dolerite», von HERNES (1964 a) «Metadolerite» genannt werden. HERNES (1964 a) weist ebenfalls auf diesen Unterschied hin.

5.2. Deutung der Beobachtungen im Erz.

Die mikroskopischen Beobachtungen an den Erzen können uns – ebenso wie die der Gesteine – nur Anhaltspunkte über die pT-Verhältnisse während der Metamorphose geben. Falls die Erze primär bei niedrigen Temperaturen entstanden sind, ist das ursprüngliche Bild ausgewischt.

Die Entmischungen von Hämatit im Ilmenit deuten darauf, dass beim Auskristallisieren des Ilmenits in diesem ein Fe_2O_3 -Überschuss vorhanden war. Nach RAMDOHR (1955) kristallisiert Ilmenit «fast ausschließlich bei hohen, meist 500° sicher (Ausnahme: Alpine Klüfte) übersteigenden Temperaturen». Weiter sind Fe_2O_3 und FeTiO_3 bei 600° mischbar. Dies deutet also auf eine Bildungstemperatur von ca. 600° C. Diese Temperatur liegt aber in dem Bereich, den TURNER & VERHOOGEN (1960) für die Amphibolitfazies angeben, nämlich 550°–750° C. Die Nebengesteine der Erze liegen ja in Amphibolitfazies vor.

Eine weitere Tatsache, die auf rein metamorphe Entstehung der heute vorliegenden Erzminerale deutet, ist die ausserordentliche Reinheit des Magnetits. Nach BUDDINGTON, FAHEY & VLISIDIS (1955) führen metamorphe Magnetite 1–4 % TiO_2 , während sie sonst in gabbroiden Gesteinen bis zu 15 % TiO_2 führen.

Eine genetische Deutung muss deshalb ganz wesentlich auf dem makroskopischen Bild aufbauen. Wir haben oben gesehen, dass die roten und grauen Gneise der Raudsand-Gruppe eine stratigraphische Einheit bilden, die sich organisch dem System kaledonischer Syn- und Antiklinalen eingliedert. Die Amphibolite liegen konkordant in diesem Verband, und auch die Planstrukturen im Erz verlaufen parallel denen im Amphibolit und im Gneis. Sämtliche Glieder liegen also konkordant in einem Verband, auf eine Weise, wie man das von exogenen, d.h. an der Oberfläche entstandenen Gesteinen erwartet. Die Art des Auftretens der Erze

scheint sich somit – jedenfalls teilweise – von den bei GJELSVIK (1952, 1956, 1957) beschriebenen zu unterscheiden, wo die Erze überwiegend schlieren- und gangförmige Anreicherungen bilden, mit den Erzminerale als Zwickelfüllungen.

Wenn die Amphibolite am Meeresboden abgelagerte Ergussgesteine und Tuffe sind, ist die Annahme naheliegend, dass auch die Magnetit-Ilmeniterze am Meeresboden entstanden, d.h. submarin-exhalativer Entstehung sind. Ein wichtiges Kriterium, das in dieser Richtung deutet, ist die Ähnlichkeit mit dem makroskopischen Aufbau der norwegischen Kieslagerstätten.

Der Verfasser hat früher gezeigt (GEIS 1958), dass die norwegischen Kieslagerstätten eine typisch hydrothermale Paragenese aufweisen und sie als submarin-exhalativ gedeutet. Andere Verfasser sind zu ähnlichen Ergebnissen gekommen (OFTEDAHL 1958 a & b, VOKES 1962). Der Verfasser hat auch strukturelle Charakteristika der Lagerstätten dieses Typs aufgezeigt: Schichtartige Bänderung der Erze, gesetzmässige, staffelförmige Anordnung der Erzlinen, Verknüpfung mit lokalen Mächtigkeitszunahmen der Nebengesteine (GEIS 1960, 1961). Es ist interessant festzustellen, dass entsprechende Gesetzmässigkeiten auch für die Eisen-Titanlagerstätten der Umgebung von Raudsand gelten. Die Bänderung der Erze ist so ähnlich, dass man auf Schwarz-Weiss-Fotos den Unterschied zwischen einem Eisen-Titanerz von Raudsand und einem Kieserz kaum sehen könnte. Bei der staffelförmigen Anordnung der Erzlinen ist die Gesetzmässigkeit etwas anders als bei den Kiesen: Die Magnetit-Ilmenitlinen sind an den Rändern der Amphibolit-«Schläuche» übereinander gestaffelt und folgen den Ein- und Ausbuchtungen der Amphibolite.

Sind die Amphibolite dagegen oberflächennahe Intrusionen und Lagergänge, so könnten die Erze als liquidmagmatische Aussonderungen angesehen werden. Ihre schichtartige Bänderung könnten die Erze dann als Folge von tektonischer Beanspruchung und metamorpher Umbildung erhalten haben. Diese Möglichkeit wurde von Prof. Bugge im Laufe einer Diskussion angedeutet.

Bei einer derartigen Entstehung wäre aber meiner Ansicht nach eine weniger regelmässige, mehr schlierige Anordnung der Vererzung zu erwarten als es hier der Fall ist. Da die obengenannte radioaktive Altersbestimmung auch ergeben hat, dass die metamorphe Umkristallisation vor der kaledonischen Tektogenese stattgefunden hat, (540 Mill. Jahre, gegenüber 400 Mill. Jahre), muss die Rekristallisation der Erze vor deren

tektonischer Beanspruchung stattgefunden haben. Es ist aber unwahrscheinlich, dass auf diese Weise die beobachtete schichtartige Bänderung entsteht.

Die Vorkommen von Otanmäki in Finnland, die denen von Raudsand sehr ähnlich sind, wurden von PÄÄKKÖNEN (1956), PAARMA (1954) und VAASJOKI (1947) recht eingehend untersucht. PÄÄKKÖNEN lehnt bereits die VOGT'sche Auffassung einer liquidmagmatischen Entstehung dieses Lagerstättentyps (VOGT 1910) ab. Er kam zu der Auffassung, «that the genesis of the ore deposits is connected with the folding tectonic structure of the region and the strongly regionally metamorphosed habit of the rocks adjoining the ore formations». Er meint, die Erzminerale seien im Laufe der Metamorphose in den umgebenden Gesteinen mobilisiert und durch «stress-metamorphe Mobilisation» an Stellen niedrigen Druckes angereichert worden. Nach seiner Meinung gilt dies auch für die Grube Rödsand. Wären die Lagerstätten der Grube Rödsand unter tektonisch-metamorphem Einfluss entstanden, so müsste man Diskordanz im Verhältnis zur Umgebung erwarten und darüber hinaus ein Symmetrieverhältnis der Längsachsen zur Achse der Molde-Tingvoll-Synklinale, dem einzigen herrschenden tektonischen Element. Es zeigt sich jedoch, dass die Lagerstätten in konkordantem Verband mit ihren Nebengesteinen liegen, dass die Lagerstätten selbst mitgefaltet und somit prätektonisch sind, und schliesslich bilden ihre Längsachsen verschiedene Winkel mit der Synklijalachse. Ein Symmetrieverhältnis zu ihr ist also nicht festzustellen.

Wenn wir uns nun der chemischen Seite zuwenden, so muss wohl als sehr wahrscheinlich angenommen werden, dass die Magnetit-Ilmeniterze Differentiationsprodukte des basischen Magmas sind, das die gabbroiden Intrusionen (Dolerite) und die Amphibolite gebildet hat. Wie aus den Analysen hervorgeht, stammen beide Gesteine vom gleichen Magma ab. Und dass sich Magnetit-Ilmeniterze aus basischen Magmen ausscheiden, ist ja allgemein bekannt. Für Möre und Romsdal wurde dies kürzlich erneut von CARSTENS (1957) gezeigt. Die $TiO_2:Fe$ -Verhältnisse liegen jedoch in Sunnmøre höher als in den hier besprochenen Vorkommen, was in einem grösseren Ilmenitanteil im Verhältnis zum Magnetit begründet ist.

Da – wie oben gezeigt – die Erzmineralisierung in ihrer heutigen Form ein Produkt der Metamorphose ist, erhebt sich die Frage, wie eine syngenetische Entstehung der Erze zu erklären ist. Zunächst einmal muss im Magma eine Differentiation in eine flüssige und in eine gasförmige

Phase stattgefunden haben, bei der die heute im Amphibolit befindlichen Elemente sich von denen, die heute im Erz vorliegen, trennten. Die gasförmige Phase wird dabei Wasser oberhalb der kritischen Temperatur enthalten haben. Beim Durchbruch des Magmas zur Oberfläche wird dann eine plötzliche Druckentlastung stattgefunden haben, die zu einer Ausfällung von Fe und Ti aus der gasförmigen Phase führte.

Schon VOGT (1926) war der Meinung, dass die hier vorliegende Elementvergesellschaftung auch in einer pneumatolytischen Phase angereichert werden kann. Er schrieb: «The element association of the apatite veins Si, Ti, U, P, Fe, Mg, Ca, Na etc. stands in the same chemical relation to the gabbro (or the gabbro magma) as the element association of the tinstone veins to the granite (or the granite or pegmatite magma)».

Wie auch aus den Analysen von GJELSVIK (1952) hervorgeht, muss das Magma sehr arm an Phosphor gewesen sein, deshalb konnte auch kein P in das Erz hineingehen.

Die Frage ist nun, in welcher Form die Erze primär vorgelegen haben, da ja die jetzt vorhandene Paragenese nur bei magmatischen Temperaturen stabil ist. Sowohl RAMDOHR (1956) als SCHNEIDERHÖHN (1958) nennen niedriger temperierte Fe-Ti-Mineralkombinationen. SCHNEIDERHÖHN nennt autohydratische Umsetzungen von Ilmenit in Rutil und Hämatit. RAMDOHR erwähnt die hydrothermalen «alpinen Klüfte», die Hämatit und Ilmenit enthalten. Man könnte sich also denken, dass die Erze etwa auf ähnliche Weise wie die vom Lahn-Dill-Typ als Hämatit mit Rutil oder Ilmenit oder nicht entmischtem Ti ausgefällt wurden. Mehr als diese Andeutung kann nicht gegeben werden, da es vergleichbare unmetamorphe Vorkommen offenbar nicht gibt.

Sammendrag.

Forekomstene ligger i Vest-Norge i det såkalte Romsdals grunnfjell. Av HERNES er det her skilt ut tre avdelinger:

Tingvollgruppen - Raudsandgrupper - Freigruppen

I forbindelse med den kaledonske orogenese er bergartene foldet sammen til den E-W-gående Molde-Tingvoll-synklinal, med Tingvollgruppens bergarter i kjernen og Raudsandgruppens gneiser på begge sider. Raudsandgruppens mektighet øker fra ca. 400 m på N-siden til 2000–2500 m på S-siden av synklinalen.

Bortsett fra to små anrikninger på N-siden opptrer samtlige her-værende forekomster på S-siden av Molde-Tingvoll-synklinalen. Mal-

mene ligger bestandig konkordant i amfibolittlinser og -plater som selv befinner seg konkordant i de omgivende gneiser. Amfibolittens kjemiske sammensetning er meget lik den av Sunnmøres doleritter. I nærheten av malmforekomstene opptrer gjerne en karakteristisk rød gneis.

Malmen danner linser og plater med en utpreget bånding som minner sterkt om lagdeling. Malmkroppene opptrer i randpartiene av amfibolittene, særlig der hvor amfibolittene sender kileformete utløpere inn i gneisen. Malmen er foldet sammen med de andre bergartene. Aksen av denne foldning forløper subparallel Molde-Tingvoll-synklinalen.

I Rødsand Grubers grubefelt drives bergverksdrift på malmene i 4 forskjellige amfibolittlinser som fra N til S blir kalt

Bergmester - Rognlibekken - Z - Hovedmalm

F. t. produseres 130 000 t slig med 63 % Fe og 2,2 % TiO_2 pr. år ut av 430 000 t råmalm.

Malmmineralene er magnetitt, ilmenitt, svovelkis, magnetkis, kobberkis. Magnetitten er meget ren, det er blitt fremstilt en superslig som inneholdt (mol %):

Fe_3O_4 98,0 V_2O_5 0,8 $FeTiO_3$ 0,6 FeS_2 0,3 SiO_2 0,4

Det reteste fremstilte ilmenittkonsentrat hadde følgende norm-sammensetning (mol %):

$FeTiO_3$ 73,9 $MgTiO_3$ 4,8 $MnTiO_3$ 2,3 TiO_2 0,8 Fe_2O_3 17,7 V_2O_5 0,5

Endelig ble det laget et kiskonsentrat med den følgende normative sammensetning (mol %):

FeS_2 92,96 FeS 2,5 $CuFeS_2$ 2,69 Co_3S_4 1,00 $(Fe,Ni)_9S_8$ 0,85

De øvrige forekomster i distriktet er mer eller mindre godt undersøkt, men ikke i drift. TiO_2 :Fe-forholdet i de her funne malmene er temmelig likt og skiller seg tydelig ut fra andre Fe-Ti-forekomster i Møre og Romsdal.

Det mineralogisk-petrografiske bilde man ser idag skyldes metamorfosering. Derfor er det vanskelig å si noe sikkert om dannelsen av malmene. Raudsand- og Freigruppens gneiser opptrer som stratigrafiske horisonter og dette tyder på at disse opprinnelig har vært overflatebergarter (sure lavaer eller tuffer). Da amfibolitten og således også malmen opptrer konkordant i gneisene, skulle man kunne regne med at også disse er dannet ved overflaten, amfibolitten som basisk lava. For Fe-Ti-malmen skulle man da kunne regne med muligheten av en submarin-ekshalativ dannelselse. Til fordel for dette taler: Det er likheter med norske kiskeforekomster i den makroskopiske oppbygning. Videre mente J. H. L. Vogt allerede at elementselskapet Si, Ti, Cl, P, Fe, Mg, Ca, Na osv. i apatitt-

gangene står i samme kjemiske forhold til gabbro som tinnstengangene til granitt, d. v. s. at Fe og Ti også kan anrikes i en pneumatolytisk fase. Ved den her foreslåtte muligheten skulle disse oppløsningene ha kommet til overflaten.

Abstract.

A number of magnetite-ilmenite deposits near Raudsand in western Norway are described. The orebodies lie in lenses and plates of amphibolite. These amphibolites are conformable within the surrounding late precambrian or eocambrian gneisses.

The ore appears as lenses and plates with a marked banding which strongly reminds one of sedimentary layering. The ore is to be found in the marginal parts of the amphibolites, especially in wedges entering the surrounding gneisses. The ore bodies are folded during the caledonian orogeny together with the other rocks. The fold axis is roughly parallel to the Molde-Tingvoll syncline which is the main structural element in the region.

The Rødsand mine is producing 430 000 t crude ore per year from four different amphibolite lenses. The ore minerals are magnetite, ilmenite and little pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. The magnetite is very pure. The ilmenite contains 17,7 % hematite, mostly as very fine inclusions. None of the other deposits near Raudsand are productive. The $TiO_2:Fe$ relation is very similar for all these ores, but very different from those of other deposits in western Norway.

The mineralogical-petrographical picture is due to metamorphism and the author believes that the macroscopic features can give the best information on the genesis of the ore. The gneisses appear as stratigraphic units over a strike length of about 100 km and are therefore certainly formed at the surface. As the ore and amphibolite are conformable with the gneisses, the same probably applies for them and the author thinks of a submarine-exhalative formation of the ore. J. H. L. VOGT was of the opinion that the elements found here can be enriched in the pneumatolytic phase of a basic magma. Such solutions would in our case have reached the surface.

Literatur-Verzeichnis.

- Barth, T. F. W.*: Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. Norsk geol. tidsskr. 18, S. 54-65. Oslo 1938.
- Buddington, A. F., Fahey, J. & Vlisidis, A.*: Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. - Am. J. of Science 253, S. 497-532. New Haven 1955.

- Carstens, C. W.*: Om titanholdige jernmalmer. Norsk geol. tidsskr. 19, S. 348–352. Oslo 1940.
- Carstens, C. W.*: Magnetit-ilmenitmalmer, analysert av Christiania Spigerverk med kortfattede beskrivelser. – Trondheim, April 1941. Unveröffentlicht.
- Carstens, C. W.*: Rapport over de forskjellige mineralers V-gehalt i Rødsandmalmen. Trondheim 11.1.1945. Unveröffentlicht.
- Carstens, C. W.*: Rapport over sammensetninger av norske ilmeniter. – Trondheim 25.4.45. Unveröffentlicht.
- Carstens, C. W.*: Forelesninger i malmgeologi ved Oslo universitet vinteren 1947–1948. (Hektographiert).
- Carstens, H.*: Investigations of titaniferous iron ore deposits. Part I. Gabbros and associated titaniferous iron ore in the west-Norwegian gneisses. – Det kgl. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1957, nr. 3. Trondheim 1957.
- Foslie, S.*: Norges gruber og malmforekomster. I Syd-Norge. – Norges geol. unders. 126. Oslo 1925.
- Foslie, S.*: Geologisk rapport over A/S Rødsand Gruber jernmalmfelter. – Oslo, Dez. 1935. Unveröffentlicht.
- Geis, H.-P.*: Die Genese der norwegischen Kieslagerstätten. – Erzmetall 11, S. 541–543. Stuttgart 1958.
- Geis, H.-P.*: Frühhorogene Sulfidlagerstätten. – Geol. Rdsch. 50, S. 46–52. Stuttgart 1960.
- Geis, H.-P.*: Strukturelle iakttagelser ved noen norske kisforekomster. – Norsk geol. tidsskr. 41, S. 173–196. Bergen 1961.
- Geis, H.-P.*: Zur Spilitbildung. – Geol. Rdsch. 51, S. 375–384. Stuttgart 1962.
- Gjelsvik, T.*: Det nordvestlige gneis-område i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. – Norges geol. unders. 184, S. 71–94. Oslo 1953.
- Gjelsvik, T.*: Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre on the west coast of southern Norway. – Norsk geol. tidsskr. 30, S. 33–134, Oslo 1952.
- Gjelsvik, T.*: Mincralkjemiske undersøkelser av titanjernmalmer fra Sunnmøre. – Tidsskr. f. Kjemi, Bergvesen & Metall. 5, S. 82–83. Oslo 1956.
- Gjelsvik, T.*: Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, west coast of Norway. – Econ. Geol. 52, S. 482–498. Lancaster 1957.
- Heltzen, A. M.*: Resultater av mikroskopiske undersøkelser av de ulike malmene på Rausand. – 5.11.49. Unveröffentlicht.
- Hernes, I.*: Trondhjemsskifrene ved Molde. – Norsk geol. tidsskr., 34, S. 123–137. Bergen 1955.
- Hernes, I.*: Geologisk oversikt over Molde–Kristiansundsområdet. – Det kgl. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1955, nr. 5. Trondheim 1956 (1956 a).
- Hernes, I.*: Surnadalssynklinalen. – Norsk geol. tidsskr. 36, S. 25–39. Bergen 1956 (1956 b).
- Hernes, I.*: Kaledonsk tektonikk i Midt-Norge. – Norsk geol. tidsskr. 36, S. 157–166. Bergen 1956 (1956 c).
- Hernes, I.*: Geologisk oversikt over Tingvollområdet. – Im Druck (1964 a).
- Hernes, I.*: Anzeichen einer frühkaledonischen Metamorphose. Eine Deutung radioaktiver Altersbestimmungen. – Im Druck (1964 b).
- Holmsen, P.*: Trekk av Opdalsfeltets geologi. – Norsk geol. Tidsskr. 35, S. 135–150. Bergen 1950.

- Holte dahl, H.*: Geological and petrographical investigations in the north-western part of the Opdal quadrangle, south-western Norway. – Univ. i Bergen, Årbok 1949, nat.vid. rekke nr. 7. Bergen 1950.
- Holte dahl, O.*: Geological observations in the Opdal–Sunndal–Trollheimen district. – Norsk geol. tidsskr. 18, S. 29–53. Oslo 1938.
- Holte dahl, O.*: Norges geologi. – Norges geol. unders. 164. Oslo 1953.
- Ingvaldsen, K.*: Ilmenit-magnetit, opredning. – Diplomarbeit. Trondheim 6.5.38. Unveröffentlicht.
- Iversen, A.*: Mikroskopisk undersøkelse av 3 malmprøver fra Rausand gr. mrk. D, O og Z. Trondheim 12.4.49. Unveröffentlicht.
- Neumann, H.*: Apparent ages of Norwegian minerals and rocks. – Norsk geol. tidsskr. 40, S. 173–191. Bergen 1960.
- Oftedal, C.*: Oversikt over Grongfeltets skjerp og malforekomster. – Norges geol. unders. 202. Oslo 1958 (1958 a).
- Oftedal, C.*: A theory of exhalative-sedimentary ores. – Geol. Fören. Förh. 80, S. 1–19. Stockholm 1958. (1958 b).
- Paarma, H.*: The ilmenite-magnetite ore deposit of Otanmäki. – Geoteknillisiä Julkaisuja 55, S. 36–42. Helsinki 1954.
- Pääkkönen, V.*: Otanmäki, the ilmenite-magnetite ore field in Finland. – Bull. Comm. Geol. Finl. 171. Helsinki 1956.
- Pettijohn, F. J.*: Sedimentary rocks. 2nd ed. – New York 1957.
- Ramdohr, P.*: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin 1955.
- Ramdohr, P.*: Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen. – Bull. Comm. Geol. Finl. 173. Helsinki 1956.
- Rosenqvist, I. T.*: The Lønset anticline in the Opdal area. – Norsk geol. tidsskr. 21, S. 25–48. Oslo 1941.
- Rosenqvist, I. T.*: Metamorphism and metasomatism in the Opdal area (Sør-Trøndelag, Norway). – Norsk geol. tidsskr. 22, S. 106–202. Oslo 1944.
- Schneiderhöhn, H.*: Die Erzlagerstätten der Erde. I. Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation. Stuttgart 1958.
- Strand, T.*: On the gneisses from a part of the north-western gneiss area of southern Norway. – Norges geol. unders. 173. Oslo 1949.
- Strand, T.*: The relation between the basal gneiss and the overlying metasediments in the Surnadal district (Caledonides of Southern Norway). – Norges geol. unders. 184, S. 100–123. Oslo 1953.
- Turner, F. J. & Verhoogen, J.*: Igneous and metamorphic petrology. – New York 1960.
- Vaasjoki, O. & Heikkinen, A.*: On the significance of some textural and compositional properties of the magnetites of titaniferous iron ores. – Bull. Comm. Geol. Finl. 204, S. 141–158. Helsinki 1962.
- Vogt, J. H. L.*: Über die Rödsand-Titaneisenerzlagerstätten in Norwegen. – Z. pr. Geol. 18, S. 59–67. Berlin 1910.
- Vogt, J. H. L.*: Magmas and igneous ore deposits. – Econ. Geol. 21, S. 207–233, 309–332, 469–497. Lancaster 1926.
- Vokes, F. M.*: Mineral parageneses of the massive sulphide ore bodies of the Caledonides of Norway. – Econ. Geol. 57, S. 890–903. Lancaster 1962.

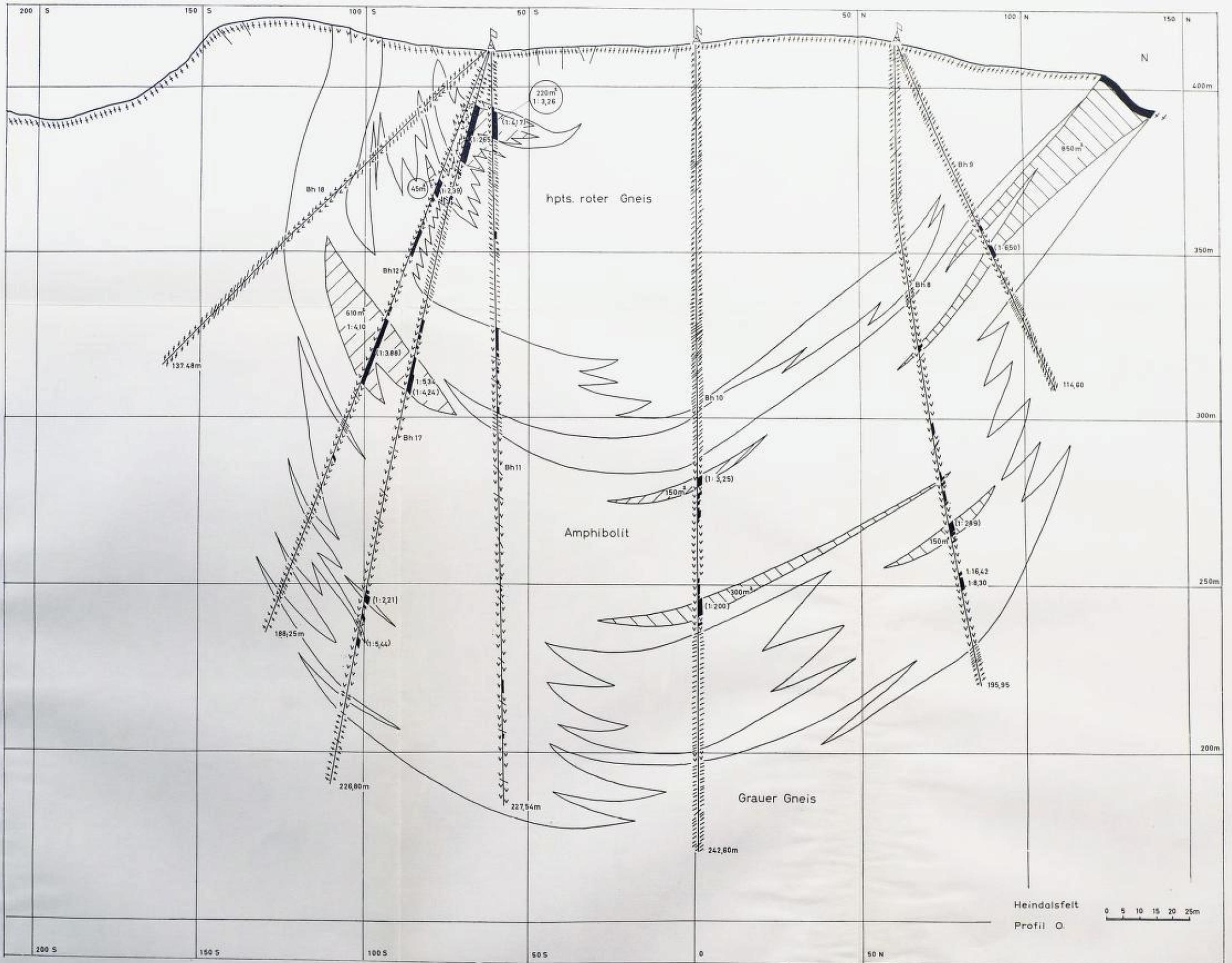


Fig. 10. Profil durch die Vererbung von Heindalen. Profil O. Zeichenerklärung s. Fig. 9

Profil gjennom malsonen i Heindalen. Profil O. Tegnforklaring se fig. 9.