

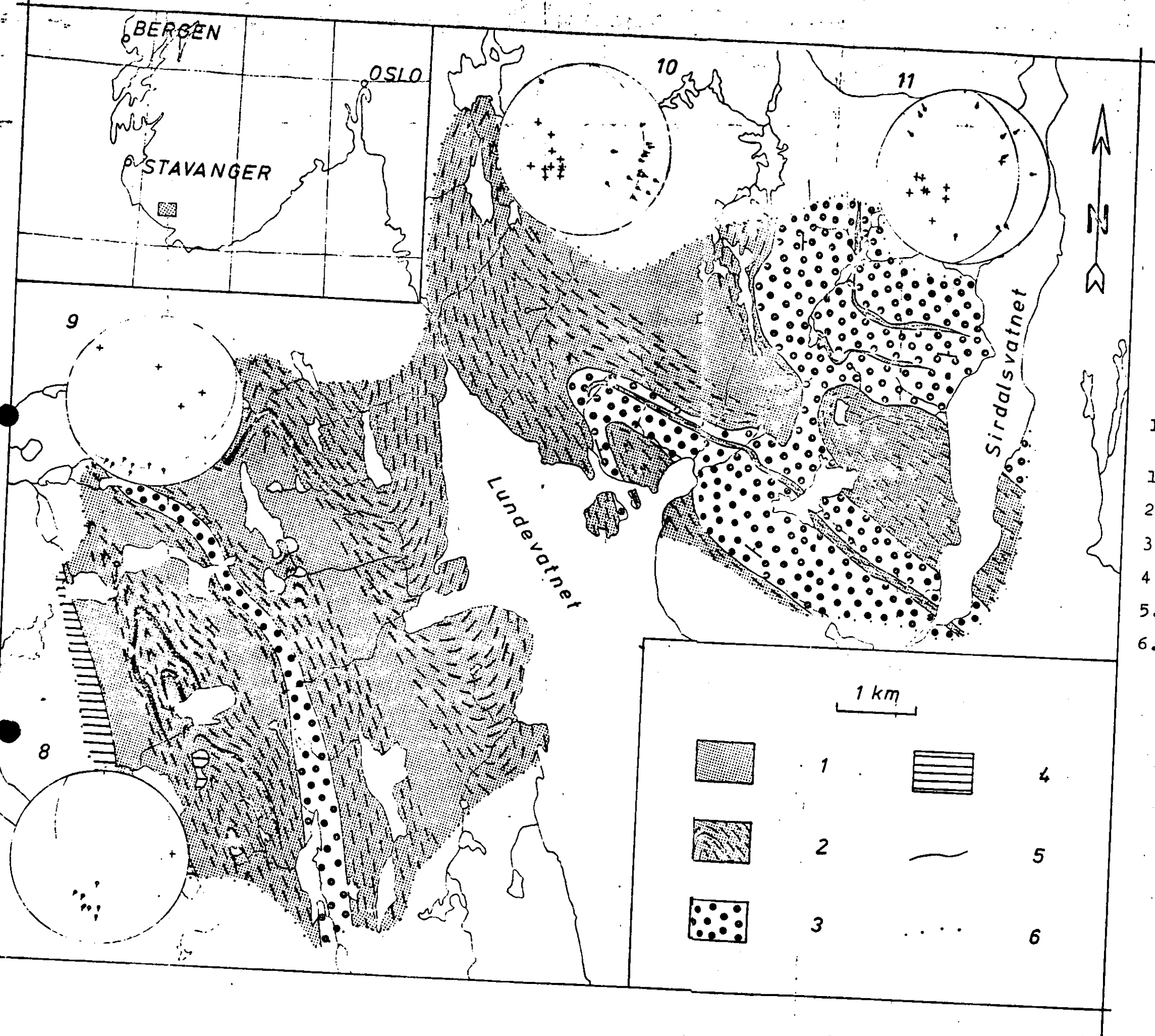


Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

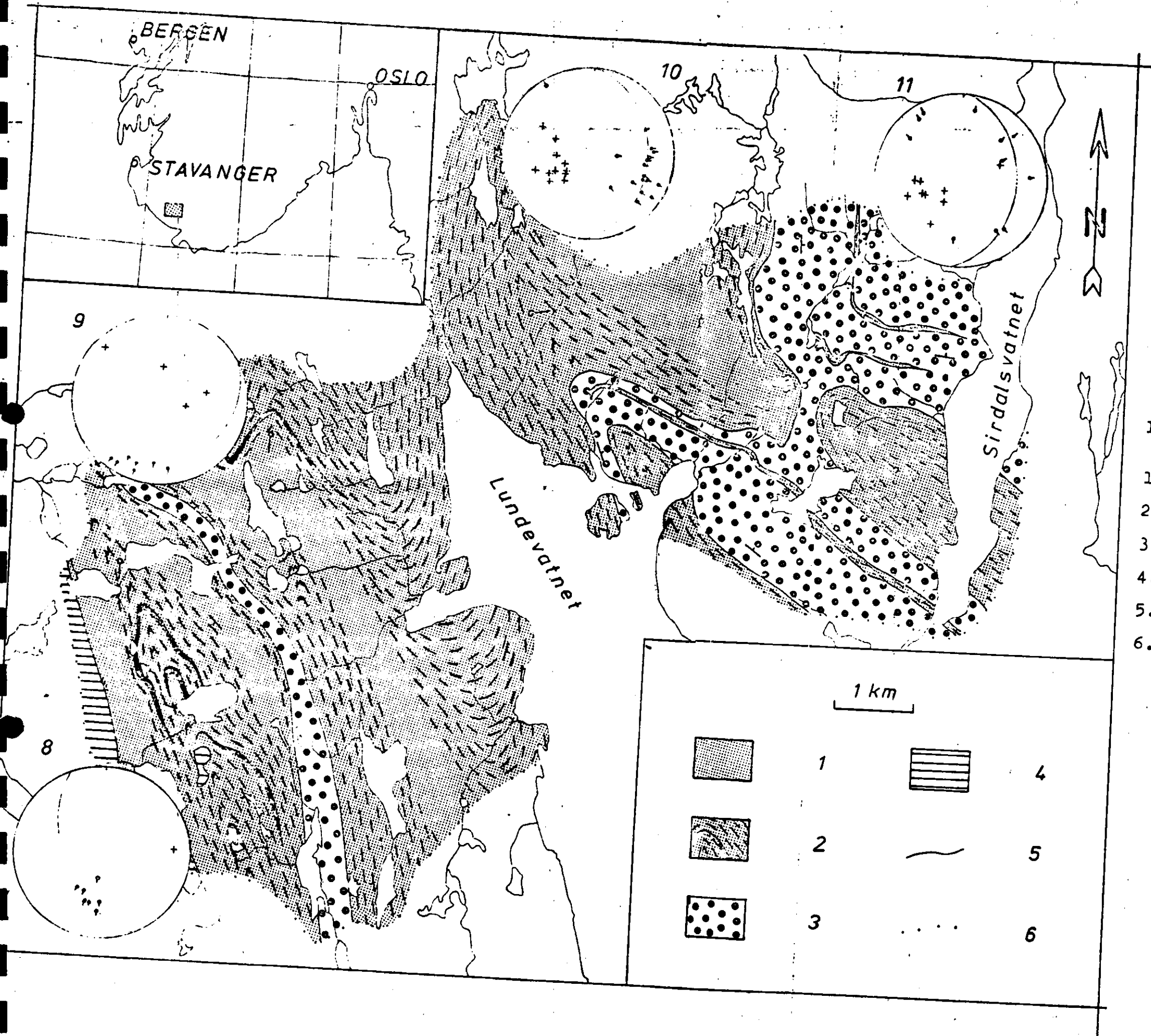
Bergvesenet rapport nr BV 1051	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel En geologisk kartlegning og malmgeologisk undersøkelse av Molybdenfeltene Gursli og Sira, Rogaland/Vestagder SV-Norge				
Forfatter John L. Pedersen		Dato Mai 1975	Bedrift Folldal Verk A/S	
Kommune Flekkefjord Lund Soknedal	Fylke Rogaland Vest-Agder	Bergdistrikt Vestlandske	1: 50 000 kartblad 13111 13114	1: 250 000 kartblad
Fagområde Samlerapport, Oversikt, prospektering	Dokument type Rapport	Forekomster Sira, Gursli, Ørsdal		
Råstofftype Malm/metall	Emneord Mo			
Sammendrag Omkring de gamle molybdenglansforekomstene Gursli og Sira på grensen mellom Vest-Agder og Rogaland, er det utført en geologisk undersøkelse. Undersøkelsen var et ledd i Folldal Verk A/S's prospektering i dette området og utgjorde en del av Ørsdalprosjektet (leder H.Urban). Det skulle foretas en lithostrukturel kartering, ut fra hvilken molybdenmineraliseringenes eventuelle lagbundne forekomstmåte kunne vurderes (URBAN, 1971, 1974). Videre skulle det foretas en detaljert undersøkelse av Gursliforekomstene. Det kartlagte området finnes innenfor kartbladene 13114 Sokndal og 13111 Flekkefjord. Det begrenses av de geografiske koordinater 6 35'30''vest til 6 35'40''vest og 58 23'nord til 58 28'nord. Den nærmere avgrensning innenfor dette området fremgår av fig. 2 og bilag 1. Feltarbeidet ble utført i juli og august 1973 samt 2 uker i sommeren 1974. Det ble fremstilt et geologisk kart over hele området i målestokken 1:15.000 (bilag 1), detaljkart over molybdenmineraliseringene i Gursli-området (fig.27) samt gruvekart i målestokk 1:500 over de gamle Gursli gruver (bilag 2, 3, og 4). Dessuten ble det innsamlet 100 bergarts- og malmprøver (MM 20201-20300) til fremstilling av slip og polerprøver. Se også BV 1317 Ørsdalen				



Strukturelt geologisk
kort med aksialplaner
og foldeakser plottet
på Smith net.

Legende:

1. Kvarts-feldspat gnej
2. Båndet gnejs
3. Øjgnejs
4. Anorthosit
5. Bjergartsgrænse
6. Grænse for karterede område



Strukturelt geologisk
kort med aksialplaner
og foldeakser plottet
på Smith net.

Legende:

1. Kvarts-feldspat gnej
2. Båndet gnejs
3. Øjegnejs
4. Anorthosit
5. Bjergartsgrænse
6. Grænse for karterede
område

EN GEOLOGISK KORTLÆGNING OG MALMGEOLOGISK
UNDERSØGELSE AF MOLYBDENFELTERNE GURSLI
OG SIRA, ROGALAND/VESTAGDER SV - NORGE.

af

JOHN LYDERIK PEDERSEN

maj 1975

Afleveret som SPECIALE ved Institut for Almen Geologi,
København Universitet.

Indholdsfortegnelse.

I.	Indledning.	4
	1. Opdrag, beliggenhed og kortmateriale.	4
	2. Topografi, bevoksning og bebyggelse.	5
	3. Geologisk oversigt.	7
	4. Tidligere arbejder.	10
II.	Geologi.	13
	1. Indledning.	13
	2. Anorthosit.	14
	3. Granulit.	20
	4. Pyribolit og amfibolit.	26
	5. Pyroxenit.	34
	6. Hypersten gnejs.	36
	7. Øjagnejs.	42
	8. Dolerit.	47
III.	Strukturel geologi.	48
	1. Indledning og oversigt.	48
	2. Metodik.	49
	3. Tektonik i den vestlige del af Gursli området.	50
	4. Tektonik i den østlige del af Gursli området.	50
	5. Tektonik i den vestlige del af Sira området.	53
	6. Tektonik i den østlige del af Sira området.	54
	7. Sprækkedannelser.	54
IV.	Mineraliseringer.	56
	1. Historisk oversigt over minedriften.	56
	2. Beskrivelse af grubefelter og skjerpe.	59
	3. Reserveberegninger.	65

4. Makroskopisk og mikroskopisk beskrivelse af mineraliseringerne.	67
V. Diskussion.	81
1. Nomenklatur.	81
2. Tektonik.	84
3. Metamorfose.	88
4. Mineraliseringernes genese.	93
VI. Konklusion.	102
VII. Referencer.	104

Bilag.

1. Geologisk kort over Gursli-Sira områderne 1:15.000.
2. Minekort niveau 314 m.
3. Minekort niveau 355 m.
4. Minekort niveau 370 m.
5. Strukturelt geologisk kort med foliationsmålingerne plottet på Smith net.
6. Strukturelt geologisk kort med aksialplaner og foldeakser plottet på Smith net.

I. Indledning.

1. Opdrag, beliggenhed og kortmateriale.

Omkring de gamle molybdenglansforekomster Gursli og Sira på grænsen mellem Vest-Agder og Rogaland, Syd-Norge er der udført en geologisk undersøgelse. Undersøgelsen var et led i Folldal Verk A/S's prospektion i dette område og udgjorde en del af Ørsdalprojektet (leder H. Urban). Der skulle foretages en lithostrukturel kartering, ud fra hvilken molybdenmineraliseringernes eventuelle lagbundne forekomstmåde kunne vurderes (URBAN, 1971, 1974). Endvidere skulle der foretages en detaljeret undersøgelse af Gursli-forekomsterne.

Det karterede område findes inden for kortbladene 1311 IV Sokndal og 1311 I Flekkefjord, NGO 1:50.000. Det begrænses af de geografiske koordinater 6°35'30" vest til 6°35'40" vest og 58°23' nord til 58°28' nord. Den nærmere afgrænsning inden for dette område fremgår af fig. 2 og bilag 1.

Feltarbejdet blev udført i juli og august 1973 samt 2 uger i sommeren 1974. Der blev fremstillet et geologisk kort over hele området i målestokken 1:15.000 (bilag 1), detailkort over molybdenmineraliseringer i Gursli området (fig. 27) samt minekort i målestokken 1:500 over de gamle Gursli miner (bilag 2, 3 og 4). Desuden blev der indsamlet 100 bjergarts- og malmprøver (MM 20201-20300) til fremstilling af slib og polerprøver.

Til orientering i området er anvendt kortbladene 1:50.000. Karteringen er udført på luftfoto (ca. 1:15.000) fra Fjellan-

ger Widerøe A/S. Der er anvendt følgende fotos: Fra flyfoto-serie 3305 : E 23, F 18-20, G 16-19, H 16-19 og fra flyfoto-serie 2206 : G 41-43, H 41-46, J 40-41 og K 19. De enkelte luftfotos er sammentegnet til et fotomosaikkort (bilag 1), hvis topografiske basis udgøres af søomrids. Det er på dette kort, de geologiske feltiagttagelser er indtegnet. De ved minerkarteringen anvendte kort er udtegnet efter en opmåling med målebånd og kompas (bilag 2,3 og 4).

2. Topografi, bevoksning og bebyggelse.

Topografien i området bærer tydelig præg af at være dannet ved iserosion. Der findes i 400-500 m over havet et svagt kuperet plateau (fig. 2), der generelt stiger mod nordvest. Dette plateau er gennemskåret af gletchereroderede dale hovedsagelig efter retningerne N-S og ØNØ-VSV, hvoraf N-S retningen er den dominerende. Disse retninger svarer til svaghedszoner i grundfjeldet (nærmere herom i afsnittet om strukturel geologi). Overfordybninger i dalbundene har ført til dannelsen af søer. I de største dale findes også de største søer - Lundevatn og Sirdalsvatn. Som eksempel på mindre søer af denne type kan nævnes Lilandsvatn, Gudlandsvatn, Gullvatn og Matbrunnvatn (bilag 1). Niveauforskellen mellem søerne og fjeldplateauet varierer mellem 100 og 400 m. Den reelle forskel kan imidlertid være betydelig større. For eksempel er Lundevatn målt til at være 400 m dyb på det dybeste, hvilket giver en niveauforskel på dalbund og fjeldplateau på 800 m. Forskelle i de forskellige bjergarters modstandsevne over for erosion har på fjeldplateauet ført til dannelsen af fladbun-

dede søer og afglattede bjergtoppe, hvis indbyrdes niveau-forskel sjældent overstiger 100 m. Af søer kan nævnes Einarvatn og Stemmevatn af bjergtoppe Jegningsknuten, der består af pyribolit, samt Gullbergknuten og Heståsen, der består af øjegnejs. Stednavnene er plottet på bilag 1.

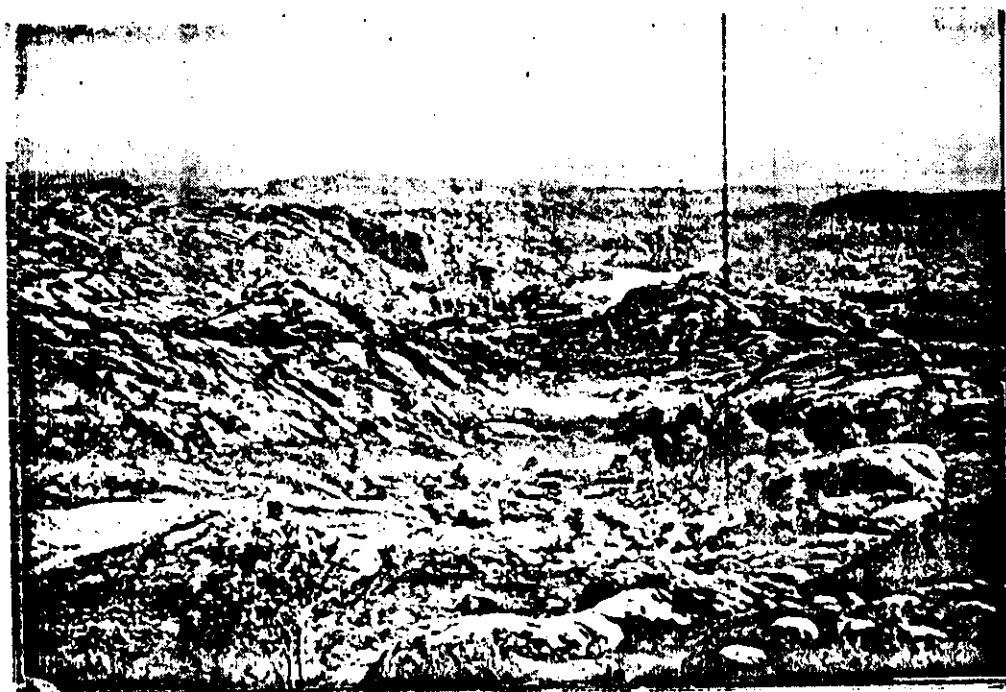


Fig. 1. Udsigt over fjeldplateauet mod SØ. Lidt over midten i billedet ses Lilandsvatn.

Blotningsgraden afhænger ligeledes af erosionsforholdene under istiden. På fjeldplateauet har isen kun efterladt enkelte løsblokke samt i lavtliggende områder et tyndt morænedække. Det har betinget, at omkring halvdelen af grundfjeldet er blottet i disse områder. Derimod er dalbundene og dalsiderne dækket af moræne, fluviale aflejringer og/eller ur. Blotningsgraden i disse områder overstiger samlet ikke 10 %, og i store områder findes ingen blotninger.

Trægrænsen i denne del af Syd-Norge ligger 350-400 m over havet, hvilket er ensbetydende med tæt skovvækst af overvejende fyr, gran, eg, ene og birk i dalene og på dalsiderne. Fjeldplateauet ligger de fleste steder over skovgrænsen. Bevoksningen i disse områder udgøres af græs, lyng og revling (fig. 1). Hvor fjeldplateauet ligger under trægrænsen, findes en spredt bevoksning af fyrretræer. Den spredte vækst skyldes manglen på overjord.

Bebbyggelsen i området findes især i bunden af de store dale. Nord for Lundevatn ligger Moi, og i området mellem Lundevatn og Sirdalsvatn ligger Sira (se bilag 1). Disse byer udgør de trafikale centre med jernbane og hovedlandevej. I oplandet findes en hel del bygder (2-5 gårde). Disse findes omkring sidedalene til de store dale, og vender oftest ud mod de store søer. Dette afspejles også i forløbet af lokalvejene, der omkranser de store søer. Langs disse veje er der i vejblotninger lejlighed til at iagttage de uforvitrede bjergarter. Fjeldplateauet er ubeboet og benyttes kun til græsning for får.

3. Geologisk oversigt.

Syd-Norge er opbygget af prækambriske bjergarter. En oversigt og samlet fremstilling er givet af BARTH (1960, 1963). Området afskæres mod nord af den kaledoniske foldekæde, mod øst af Oslo-graven med dens paleozoiske bjergarter og mod syd og vest er området ligeledes forkastningsbegrænset mod Nord-søbassinet. Bjergarterne udgøres af para- og orthognejser, amfiboliter, synkinematiske graniter samt sure, basiske og

ultrabasiske syn- til postkinematiske intrusiver. Den sidste orogenese med intens deformation og metamorfose fandt sted for 1000-1100 mill. år siden (BARTH, 1963). Først inden for de sidste år har det været muligt ved hjælp af de radiometriske aldersdateringsmetoder at påvise tilstedeværelsen af bjergarter, der har deltaget i tidligere orogeneser (O'NIONS & BAADSGAARD, 1971).

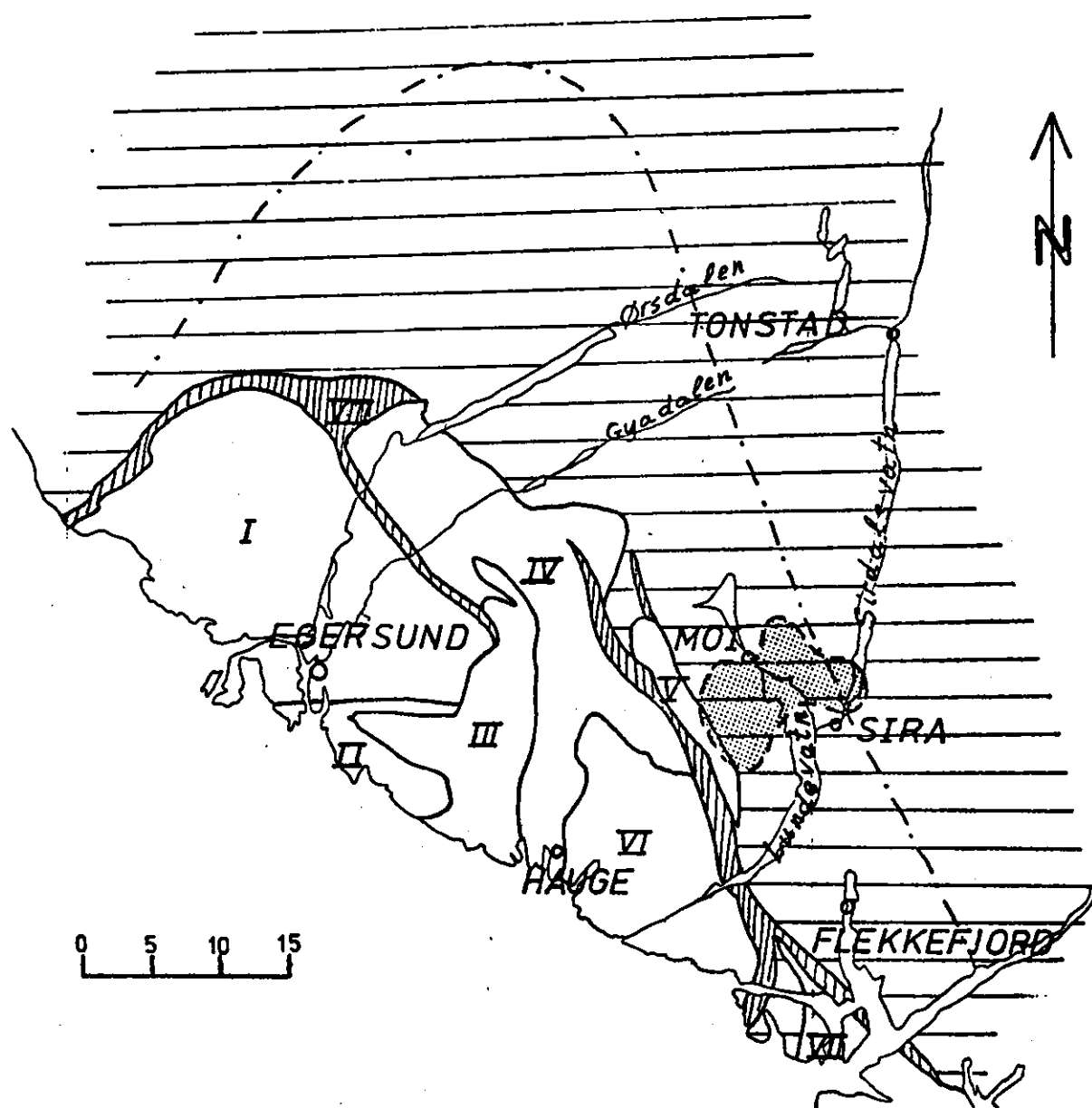


Fig. 2. Geologisk oversigtskort over SV-Norge efter BARTH (1960). Forklaring til signaturerne gives i teksten.

I de sydvestlige dele af det prækambriske område i Rogaland og Vest-Agder skelnes der imellem de intrusive bjergarter og de højtmetamorfoserede omkringliggende gnejser (fig. 2). De intrusive bjergarter tilhører to forskellige komplekser - Egersund og Farsund, som hver især kan opdeles i forskellige intrusive faser, der består af forskellige bjergarter.

De nordlige dele af Egersund-komplekset består overvejende af anorthosit. Der skelnes imellem tre forskellige intrusioner. Nummer I (fig. 2) kaldes Egersund-Ogna intrusionen, nummer II (fig. 2) kaldes Haaland intrusionen og nummer III (fig. 2) kaldes Hellenen intrusionen. Øst for disse intrusioner findes en langstrakt intrusion (nummer IV fig. 2). Den benævnes Bjerkreim-Sokndal intrusionen og består af anorthosit - norit og mangerit. Intrusionen danner en synklinal med en akse, der mod nord dykker mod SØ og mod syd i intrusionen dykker mod S. Syd for Bjerkreim-Sokndal intrusionen findes en yderst heterogen intrusion (nummer VI fig. 2). Den benævnes Åna-Sira intrusionen og er kendt for sine store jern-titan mineraliseringer af såvel kompakt som dissemineret typer. De her nævnte intrusioner udviser tektonisk kontakt til de omkringliggende bjergarter. I kontakten er der udviklet en speciel bjergart "norit-migmatit" (nummer VIII fig. 2, angivet med lodret skravering). Adskilt fra de øvrige intrusioner findes længst mod øst en smal aflang intrusion (nummer V fig. 2), der udviser intrusiv kontakt til de øst for liggende gnejser. Efter dens forekomstmåde benævner BARTH (1960) intrusionen "The Outlier". MICHOT & PASTEELS (1968) betegner den med navnet "Garsaknatt". Den består af anorthosit med overgang til leuconorit.

De her nævnte intrusioner udgør Egersund-komplekset. Mod sydøst følger Farsund-komplekset, der ligeledes kan inddeles i flere adskilte intrusioner (MIDDLEMOST, 1968, WILSON & ANNIS, 1973). Den nordligste er angivet på fig. 2 med nummer VII.

De omkringliggende gnejser (angivet med vandret skravering på fig. 2) er højtmetamorfoserede. Metamorfosegraden har været højest i en 5-10 km bred zone omkring de intrusive komplekser. Længere væk er bjergarterne overpræget i amfibolitfacies. Den stiplede linie (fig. 2) angiver en tentativ grænse for overgangen hypersten/hornblende (BARTH, 1969). Området, der er karteret i forbindelse med denne undersøgelse, er på fig. 2 angivet med prikket signatur.

4. Tidligere arbejder.

Blandt de første geologer, der arbejdede i området, var ES-MARCK (1823), der på Hidra beskrev typelokaliteten for norit. VOGT (1887) beskrev som den første granulitfaciesbjergarterne under navnet kvarts-norit. I årene derefter samlede interessen sig især om de intrusive bjergarter og de dertil knyttede jern-titan forekomster (VOGT, 1891, 1893 og KOLDERUP, 1896). Denne periode i den geologiske udforskning afsluttes i 1914, hvor KOLDERUP (1914) publicerer Egersund-kortbladet, der dækker de nordlige dele af Egersund-komplekset med de tilstødende gnejsområder.

Den næste fase i den geologiske udforskning fandt sted under ledelse af P. MICHOT fra Liege og T.F.W. BARTH fra Oslo. MICHOT og hans medarbejdere begyndte deres arbejde i 30'nde. De in-

tenessererede sig de første år især for de intrusive bjergarter i de nordlige dele af Egersund-komplekset. Senere efter den anden verdenskrig fortsatte de med en lithostrukturel undersøgelse af de nordfor liggende gnejsområder. En samlet oversigt med geologisk kort er dels givet i en ekskursionsguide til den Internationale Geologiske Kongres i Norden 1960 (MICHOT, 1960), dels er resultaterne fremlagt ved et symposium over anorthositer i New York 1966 (MICHOT, 1968 og MICHOT & MICHOT, 1968). Fra 1960 findes også en oversigt over BARTH's arbejder i "Geology of Norway" (HOLTEDAHL, 1960). BARTH har især beskæftiget sig med de sydøstlige dele af Egersund-komplekset, det syd for liggende Farsund-kompleks og de tilstødende gnejsområder. Hans resultater indgår i et sammentegnet geologisk kort over Syd-Norge i målestokken 1:500.000 (BARTH, 1960). Af enkelt arbejder fra denne periode kan nævnes K. HEIER's undersøgelser af området imellem Gyadalen og Ørsdalen (se fig. 2) (HEIER, 1956).

Siden 1960 har Norges Geologiske Undersøgelse startet et kortlægningsprogram, der skal føre frem til udgivelsen af "berggrundskort" 1:250.000. Kortlægningen i Rogaland og Vest-Agder, der hører ind under Mandal-bladet, er udliciteret således, at én gruppe fra Århus Universitet under ledelse af T. FALKUM karterer området øst for Lundevatn-Sirdalsvatn-Sirdalen, medens en anden gruppe fra Utrecht Universitet i Holland karterer området vest for denne linie. Århus-gruppen har kortlagt gnejsområdet omkring Flekkefjord og foreslået en stratigrafi (FALKUM, 1966, 1973). Gruppen fra Utrecht har publiceret en foreløbig rapport (TOBI, 1965), hvor resultaterne af de tidligere arbejder er opsummeret.

Inden for de sidste 10 år er der udført flere radiometriske dateringer på bjergarter fra denne del af Norge. Rb/Sr dateringer på mineraler er udført af VERSTEEVE (1970), der opnår aldre omkring 825 mill. år, og af MICHOT & PASTEELS (1968), der opnår aldre mellem 822 og 898 mill. år. Rb/Sr dateringer på bjergarter er ligeledes udført af VERSTEEVE (1970) og MICHOT & PASTEELS (1968). Måling på øjgnejs fra området ved Lilandsvatn (se bilag 1) indikerer en alder på 1050 ± 100 mill. år (MICHOT & PASTEELS, 1968). Målinger på alle de forskellige bjergarter fra området omkring Egersund-komplekset (VERSTEEVE, 1970) definerer i den nordlige del af området en alder på 1340 ± 100 mill. år, og i den sydlige del en alder på 1530 ± 100 mill. år. U/Pb dateringer på zirkon er udført af MICHOT & PASTEELS (1968). Målinger på zirkon fra øjgnejsen ved Lilandsvatn indikerer aldre på 1009 ± 20 mill. år og 1030 ± 50 mill. år. Tilsvarende U/Pb dateringer på zirkon fra Bjerkreim-Sokndal intrusionen definerer aldre på omkring 950 mill. år.

I forbindelse med Folldal Verk A/S's prospektion er der udført detailkarteringer i Ørsdalen (URBAN, 1971 og Nyegaard, under forberedelse), i området øst for Tonstad (ANDERSEN, 1971) samt geologisk rekognoscering som "follow up" til en tungmineralprospektion i området fra Lundeavatn i syd til Gyadalen i nord og til Kvinesdalen i øst (STENDAL, 1975).

Specielle undersøgelser over malmineraliseringerne i området er foretaget af FOSLIE (1925), HEIER (1955), BUGGE (1963) og URBAN (1971, 1974). I HOLMSEN (1961) findes uddrag af ikke publicerede rapporter, der især omhandler reservevurderinger.

II. Geologi.

1. Indledning.

I forbindelse med denne litho-strukturelle kartering i Gurşli-Sira områderne (betegnelser for områderne henholdsvis vest og øst for Lundevatn), har det været op til forfatteren selv at vælge sine karteringsenheder. Disse enheder er valgt under hensyntagen til hvor små detaljer, der kunne præsenteres på kortet (bilag 1). De fleste karteringsenheder (se tabel 1) svarer til én bjergart. Problemet opstår, hvor der i mellem forskellige bjergarter findes intern bånding. I dette tilfælde karteres bjergarterne som én enhed (for eksempel båndet gnejs).

Karteringsenhed	Bjergarter
Anorthosit	Anorthosit
Kvarts-feldspat gnejs	Granulit
Båndet gnejs	Granulit Pyribolit, amfibolit Pyroxenit Hypersten gnejs
Øjegnejs	Øjegnejs
Basiske gange	Dolerit

Tabel 1. Oversigt over fordelingen af bjergarter inden for de forskellige karteringsenheder.

I de følgende afsnit vil de enkelte bjergarter blive gennemgået. Der vil under beskrivelsen blive gjort rede for i

hvilke karteringsenheder, de enkelte bjergarter indgår. Inddelingen i de valgte enheder samt valget af bjergartsnavne vil blive diskuteret i et senere afsnit om nomenklatur.

I tabellerne (2-7) angiver (t) efter prøvenummeret, at der i slibet er foretaget en tælling af mineralfordelingen. Ved tællingen er der anvendt et 25 punkt's net indsat i okulalet. Forstørrelsen af objektivet er valgt således, at afstanden mellem punkterne har svaret til diameteren af kornene. Der er talt to profiler i hvert slib, hvilket svarer til 500-800 punkter. Et (s) efter prøvenummeret angiver, at der er skønet over mineralfordelingen.

Anorthitindholdet i plagioklas er bestemt ud fra udslukningsvinklen i forbindelse med albittvillinger i snit vinkelret på (ool) og (olo) (TROGER 1959, p. 111). Indstillingen af dette snit er foretaget på U-bord.

2. Anorthosit.

De vestlige dele af det karterede område dækker anorthositintrusionen "Garsaknatt". Kontakten Garsaknatt og gnejsområdet er parallel med foliationen i gnejserne og forløber NNW-SSØ. Desuden findes der omkring Gullvatn og især syd for søen uregelmæssige partier af anorthosit (se bilag 1). Disse legemer af anorthosit er diskordant på strukturerne i gnejserne. Det antages, at de spredte legemer af anorthosit breder sig ud mod dybet og samler sig til et stort anorth^{it}ilegeme. Denne antagelse underbygges af aeromagnetiske målinger (fig. 3). Over anorthositintrusionerne, som de for eksempel kendes fra Garsaknatt, findes der negative anomalier. Garsaknatt's af-

grænsning mod gnejserne fremtræder meget tydeligt i anomali-billedet, men på højde med Gullvatn breder anomalien sig ud mod øst. Det må afspejle, at der her findes en udløber af Garsaknatt. Den regelmæssige form af anomalien (i tværprofil) godtgør, at der er et sammenhængende anorthositlegeme. Erosionsniveauet har så gjort, at denne udløber kun er blottet lokalt i toppen af intrusionen.

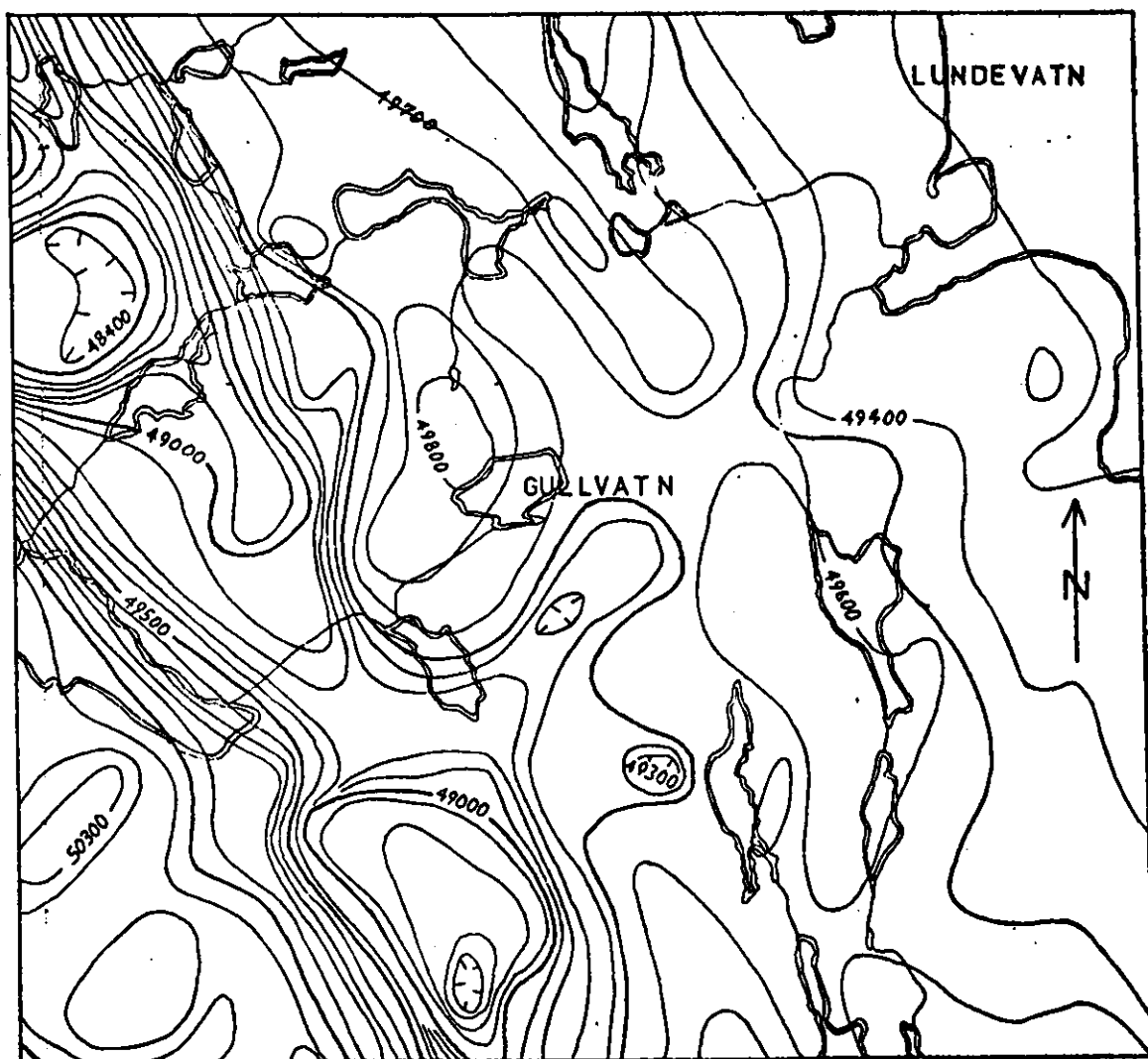


Fig. 3. Udsnit af aeromagnetisk kort 1311 IV, Sokndal i målestokken 1:50.000 (udgivet af NGU).

Kontakten mellem anorthosit og gnejs varierer, alt efter om det er den retliniede kontakt mellem Garsaknatt og gnej-

serne, eller det er kontakten imellem de uregelmæssige partier af anorthosit nord og syd for Gullvatn og gnejserne, der betragtes. Førstnævnte sted er der udviklet en kontaktzone af blastomylonit (20203), hvor 5-15 mm store deformerede plagioklaskorn er bevaret i en rekrytalliseret grundmasse af plagioklas, kvarts, hypersten, opake mineraler og apatit i granoblastisk sammenvoksning. Der er en utydelig bånding, hvor bånd rige på kvarts og plagioklas veksler med bånd rige på hypersten, opake mineraler og apatit. I forbindelse med denne kontakt, findes der i anorthositen og med aftagende hyppighed væk fra kontakten, gnejsxenolither. De enkelte xenolither kan være 10-20 m i diameter, men ofte er det 10-40 cm brede bånd, der kan følges over snese af meter. Orienteringen af foliationen i gnejsxenolitherne er vilkårlig. I området nord og syd for Gullvatn udviser anorthositen en knivskarp overgang til gnejserne (fig. 4). Den eneste makroskopiske variation, der

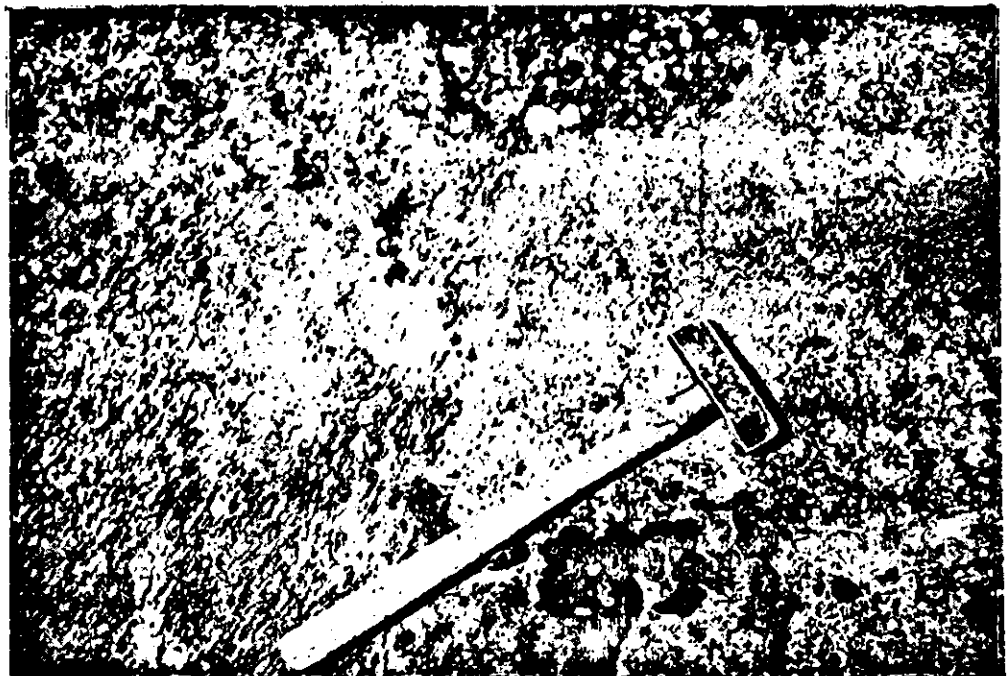


Fig. 4. Kontakten gnejs (tilvenstre) og anorthosit.

ses, er, at anorthositen nærmest kontakten er mere finkornet end ellers. I anorthositten findes der xenolither af især mafiske bjergarter. Disse xenolither har ikke det forvredne udseende som dem fra Garsaknatt. Tværtimod er foliationen i xenolitherne ikke roteret mere end 20-40 grader væk fra den orientering, man finder i de omgivende gnejser.

Anorthositen er en grå homogen bjergart med et svagt grønligt skær. Den er grovkrystallin og består af 5 mm store plagioklaskorn med kun ganske få intergranulært placerede mørke mineraler. På spalteflader udviser plagioklasen Schiller effekt. Almindelig er indholdet af spredte plagioklas og hypersten megakryster, af hvilke plagioklasen er langt den almindeligste. Plagioklas megakrysterne varierer i størrelse fra få cm til 1 m i diameter og dannes af enkeltkrystaller. Ved forvitring af anorthosit falder plagioklaskornene fra hinanden, og der dannes afrundede former med en grov overflade.

Mineralsammensætningen af de anorthositiske bjergarter fremgår af tabel 2. Fælles for anorthositerne er et plagioklasindhold på mere end 90 % samt tilstedeværelsen af hypersten, diopsid, apatit og jern-titan oxider. Den forskel, man makroskopisk kunne erkende imellem anorthosit fra Garsaknatt og anorthosit fra området nord og syd for Gullvatn, finder man igen i den mikroskopiske gennemgang af bjergarten.

I anorthositen fra Garsaknatt (20207) findes to størrelser plagioklaskorn. De største korn varierer mellem 2 og 5 mm i diameter. Ind imellem disse findes der små korn 0.2 til 0.4 mm i diameter. På tværs af denne kornstørrelsesfordeling (altså både blandt små og store korn) udviser nogle korn deforma-

Tabel 2 Anorthosit											
Nr: M4 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-03 t	48 ²⁸⁻⁴⁰		27	21	+	+			3	Ap, Zr, Ti	Sa, Kl, Ka
-07 t	97 ^{25-31 37-54}			+	1				1	Ap, Zr	Sa, Kl
-14 t	93 ²⁷⁻³⁸		4	2	+	+			+	Ap, Zr	Sa, Kl
-23 t	93 ²⁶⁻³⁶		2	4	+	+			+	Ap	Sa, Kl
-39 t	90 ²⁵⁻³⁷		+	8	+	+			2	Ap	Sa, Kl

Tabel 2. Mineralfordelingen i anorthosit. Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), titanit (Ti), Sausserit (Sa), klorit (Kl) og karbonat (Ka).

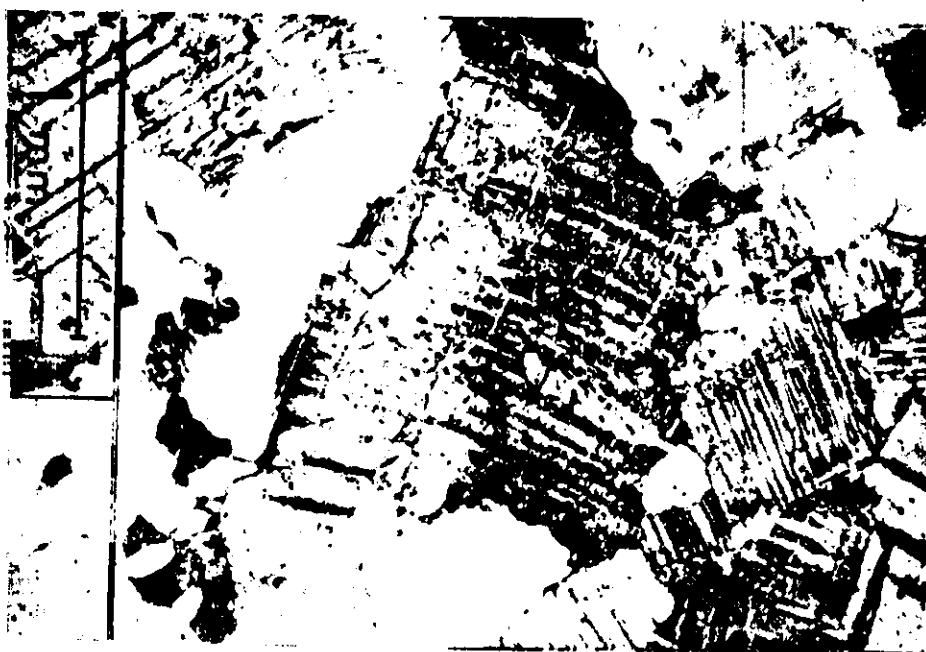


Fig. 5.
Plagioklas-
korn med bø-
jede tvil-
lingelamel-
ler omgivet
af udeforme-
rede korn.

tion af tvillingelameller (fig. 5). Disse korn har et anorthit indhold i plagioklasen på 37-54 % med maksimum omkring 45 %. De har et uregelmæssigt lappet omrids og fortrænges af afrundede plagioklaskorn uden deformationsteksturer. De udeformede plagioklaskorn har et anorthit indhold på 25-31 % med maksimum omkring 26 %. Begge typer plagioklaskorn har indeslutninger af kalifeldspat, der oftest forekommer som fine lameller, men undertiden også som små rektangulære korn. Indeslutningerne er tydeligvis orienteret efter krystallografiske retninger i plagioklaskornene. I plagioklaskornene findes også nåleformede indeslutninger af et ikke identificeret opakt mineral. Interstitielt findes der imellem plagioklaskornene enkelte små korn af kvarts. De mørke mineraler hypersten, diopsid, apatit og zirkon samt titanomagnetit er alle afrundede equidimensionale korn. De samler sig i hobe, der ligger vilkårligt fordelt i bjergarten. Diopsid dominerer over hypersten. Hypersten er pleokroitisk i svage rødlige og grønne farver. Måling af $2V_x$ viser, at sammensætningen svarer til ferrohypersten.

Prøverne fra anorthositlegemerne nord og syd for Gullvatn (20214, 20223 og 20239) udviser flere identiske træk, i hvilke de samtidig afviger fra Garsaknatt-intrusionens bjergarter. Plagioklasindholdet er mindre, omkring 92 %. Kornstørrelsen varierer for alle korn mellem 0.3 og 1.5 mm i diameter. Kornene er afrundede og udviser granoblastisk sammenvoksning. Anorthit indholdet i plagioklasen varierer fra 25-38 % med maksimum omkring 35 %. Afblandinger af kalifeldspat er hyppige. De kan udgøre op til 20 % af et plagioklaskorn. Kvarts findes som små korn på grænserne imellem plagioklaskornene. I en en-

Kel prøve (20214) udgør kvarts 4 %. De mørke mineraler er mere udbredte end i prøverne fra Garsaknatt. Det er de samme mineraler, men til forskel dominerer hypersten over diopsid. Helt specielt for anorthositterne nord for Gullvatn er deres indhold af opake mineraler. Ud over titanomagnetit, der findes i alle anorthositterne, er der i dette område et stort indhold af især molybdenglans. Endvidere er det karakteristisk, at der findes magnetkis med pentlanditflammer samt pyrit og kobberkis. Et sådant opakt mineralselskab er ikke set i forbindelse med anorthosit noget andet sted i området. En nærmere beskrivelse vil blive givet i afsnittet om mineraliseringer.

På plagioklaskorn fra 20239 er der gennemført en detaljeret indmåling af de optiske og krystallografiske retninger. Anorthitindholdet falder inden for de ovenfor nævnte grænser, og det fremgår entydigt, at der er tale om en lavtemperaturplagioklas.

Begyndende omdannelser af anorthositterne har bevirket, at plagioklasen sausseritiseres, hyperstenen omdannes til klorit, og i titanomagnetit omdannes magnetiten til klorit, medens ilmeniten forbliver uømdannet.

3. Granulit.

Granulit er en fin- til mellemkornet bjergart, der består af kvarts og feldspat som langt de dominerende mineraler med få procent mafiske mineraler. Farven af granulit er svag rød eller grøn. Disse farver skyldes feldspatten. Kvartsen er halvt gennemskinnelig med et brunligt skær. Det er karakteristisk for næsten hele det karterede område, at kvartsen sam-

ler sig i plader adskildt af lag (3-4 mm bredde) bestående af kvarts, feldspat og mafiske mineraler. Dette arrangement giver granuliten en foliation. Hvor veldefineret denne er, varierer fra næsten sammenhængende plader af kvarts (se fig. 6) til mere uregelmæssigt formede linser.

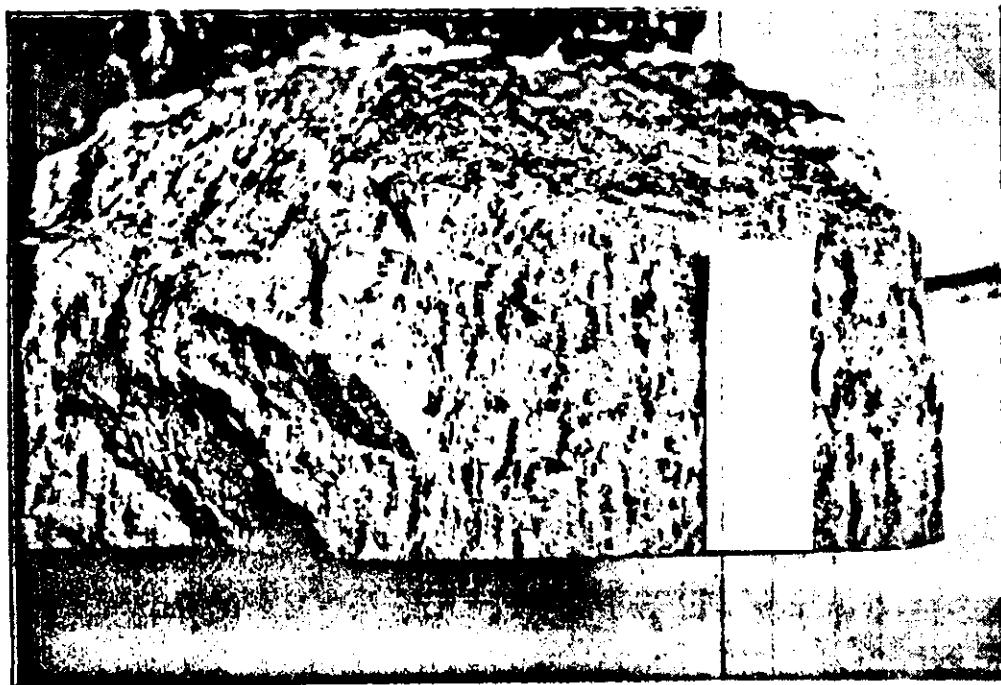


Fig. 6. Granulit med pladekvartsdannelse.

Granulit indgår i to af karteringsenhederne. Dels i kvarts-feldspat gnejs, dels i båndet gnejs. Kvarts-feldspat gnejs består udelukkende af granulit. Inden for det karterede område (se bilag 1) findes kvarts-feldspat gnejs i en 500 m bred zone langs kontakten til Garsaknatt. Her findes den i den inverterede flanke af Gullvatn-synformen (se under afsnittet om strukturel geologi). På den retvendte flanke kommer den samme horisont igen og kan følges nordvest og sydøst for Matbrunnvatn. Strukturelt ligger denne horisont over øjegnejs-horisonten. Under øjegnejs-horisonten findes der en anden

kvarts-feldspat gnejs horisont. Denne horisont krydser Storestemmen, hvorfra den kan følges mod vest og sydøst. Den samme horisont findes også i Sira-området, vest for Heimre Krokvatn. Specielt for denne horisont gælder det, at i området øst for Storestemmen er pladekvartsen forsvundet fra granuliten. Det er her en finkornet homogen bjergart uden foliation. I tilstødende områder inden for den bandede gnejs ser man, hvorledes horisonter af pyribolit er revet i stykker og danner agmatit i stor skala. En kartering af de enkelte legemer af pyribolit viser dog, at de alle ligger i samme strukturelle niveau. De har oprindeligt udgjort en sammenhængende horisont. Som foran nævnt indgår granulit også i båndet gnejs. Indenfor denne enhed udviser granulit intern bånding med pyribolit og hypersten gnejs. Skalaen af denne bånding varierer fra få cm til snesevis af meter.

Den modale sammensætning af granulit fremgår af tabel 3. Karakteristisk for granulit er den granitiske sammensætning, pladekvarts teksturen og det lille indhold af mafiske mineraler.

I den almindeligt forekommende granulit danner kvarts fladtrykte linser, der er mellem 0.5 og 0.8 mm tykke og 5-10 mm i diameter. Indenfor den samme linse kan man med krydsede nicoller nær udslukningsstillingen se, hvorledes de enkelte linser er sammensat af flere kvartskorn, der udviser en lille forskel (5-10 grader) i deres indbyrdes krystallografiske orientering. Imellem kvartslinserne udgøres bjergarten af kvarts, feldspat og mafiske mineraler i granoblastisk sammenvoksning. I de enkelte prøver varierer kornstørrelsen, således at i 20229 er den mellem 0.2 og 0.5 mm, medens den i 20259 er mellem 1

Tabel 3 Granulit											
Nr: MM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-29 t	30 ²²⁻²³	41	24			2			2	Ap, Zr	Sa, Kl, E
-32 s	5	45	50			+			+	Ap, Zr	Sa, Ti
-48 s	5	50	35		+	+	+		+	Ap, Zr	Kl (lo), Sa
-51 s	10	55	35			+			+	Zr	Kl, Ka, Mu, E
-59 t	22 ²¹⁻²³	60	18						+	Ap, Zr	Sa
-73 s	10	20	60			5			5	Ap, Zr	Sa, Kl

Tabel 3. Mineralindholdet i granulit. Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa), klorit (Kl), epidot (E), titanit (Ti) og muskovit (Mu).

og 3 mm. Feldspatten varierer i sammensætning fra kalifeldspat over perthit til antiperthit og videre til plagioklas med sammensætningen 21-23 % anorthit. Alle disse typer findes inden for den samme prøve. Men korn med gensidige afblandinger (perthit og antiperthit) dominerer. Afblandingerne har ofte karakter af lameller, men især i antiperthit ses også rektangulære afblandinger, der ligger på linie. I perthit findes der

også opake nåle, der er afblandet efter andre retninger end plagioklasen. I plagioklaskorn, der støder op til kalifeldspatkorn, udviser plagioklasen myrmekitisk sammenvoksning med kvarts. Biotit findes dels som spredte korn, der udviser stærk pleokroisme fra lys gul til mørk brun, dels som aggregater, der vokser ud fra opake korn. De opake mineraler udgøres af titanomagnetit (99 %) og sulfider (1 %). I titanomagnetit findes der to slags afblandinger, der følger forskellige retninger i magnetiten. Dels en tidlig afblandingsfase af spinel og dels en senere fase af ilmenitlameller. Enkelte steder kan man se, hvorledes magnetiten omkring ilmenitlameller er fir for spinelafblandinger (fig. 7). Ilmenit er lokalt omdannet til rutil.

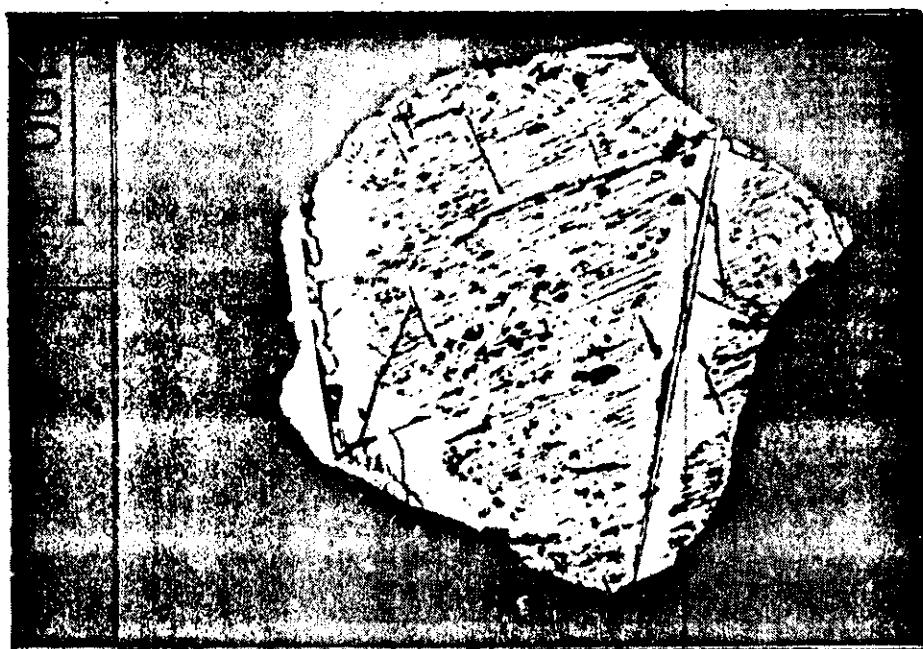


Fig. 7. Titanomagnetit fra granulit. Afblandinger af ilmenit (langstrakte lameller i hver side af kornet) og spinel (centralt i kornet).

Sulfiderne udgøres overvejende af pyrit, der kan have små indeslutninger af kobberkis.

I området vest for Storestemmen (20232 og 20248) er der ikke udviklet pladekvarts. Kvarts og feldspat udviser granoblastisk sammenvoksning. Kornstørrelsen varierer mellem 0.4 og 0.7 mm i diameter. Feldspatten udgøres næsten udelukkende af plagioklas - kalifeldspat afblandinger så intense, at det ikke kan afgøres, hvad der er afblandet i hvad (fig. 8). Denne type

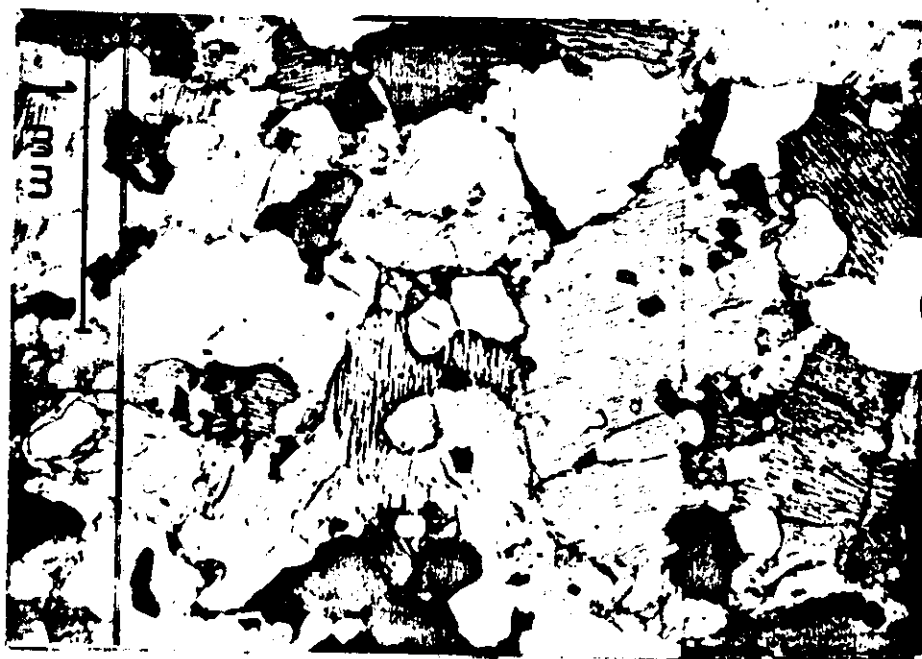


Fig. 8. Prøve fra området øst for Storestemmen. Sammen-voksninger mellem mesoperthit og kvarts.

feldspat er af MICHOT (1961) betegnet "mesoperthit". De mafiske mineraler er jævnt fordelt. I en enkel prøve (20248) findes der en hel del zirkoner, der udviser en speciel zonering (fig. 9). I kernen er de klare. Udenom følger en zone, der fremtræder nubret, men hvor man meget tydeligt kan erkende krystalomrids. Yderst følger en zone, hvor zirkonen igen fremtræder klar. I granulit med pladekvartsdannelse er denne ydre zone ikke udviklet.



Fig. 9. Zirkonkorn fra granulit i området øst for Storestemmen. Zoneringen er beskrevet i teksten.

Sekundære omdannelser har nedbrudt plagioklasen til klinkzoisit, muskovit og karbonat. Kalifeldspatten er seriticeret, og biotit er omdannet til klorit.

4. Pyribolit og amfibolit.

Pyribolit er en fin- til mellemkornet bjergart. Den er mørkegrå med et svagt skær i grønlig og brunlig farver. Feldspatkorn giver den et hvid-spættet udseende. I områder, hvor pyribolitten er rig på hornblende og biotit, er der udviklet en svag foliation. Men oftest er det en homogen bjergart uden orientering.

Pyribolit indgår i karteringsenheden "båndet gnejs", hvor den findes som konkordante horisonter fra få cm til 10 m bredde, der kan følges over kortere (få meter) eller længere af-

stande (flere km). De mest markante horisonter er udkarteret som ledehorisonter. Det gælder for eksempel horisonten, der forløber fra Skåland nord om Storestemmen og videre et stykke mod NV (bilag 1). Denne pyribolithorizont har kunnet følges igennem et par ombøjningszoner. På flankerne er pyriboliten enten revet i stykker og findes som store linser, der ligger i det samme strukturelle niveau, eller den er trukket ud til en tyndere horisont. I ombøjningszonerne er pyribolit stærkt migmatiseret, og såvel leukosom som melanosom er intenst foldet. Migmatisering er i særlig grad knyttet til pyriboliterne. Der kan enkelte steder erkendes flere



Fig. 10. Pyribolit, der er gennemsat af migmatiske årer af flere generationer.

perioder med migmatisering. På fig. 10 ser man, hvorledes tidlige migmatitiske årer er foldet og så senere skåret af yngre migmatitiske årer, der er udviklet i aksialplanet for folderne. Boudinage (fig. 11 og fig. 12) er udviklet på flankerne



Fig. 11. Pyribolit-horisont (40 cm bred), der udviser boudinage. Fra området umiddelbart øst for Gudlandsvatn.



Fig. 12. Pyribolit-horisonter (bånd), hvor det tykkeste bånd er brudt i stykker, og de tynde er trukket ud. Fra området vest for Sirdalsvatn.

af folderne. På figurerne ser man, hvorledes de tykke bånd brydes i stykker, medens de tyndere deformeres og trækkes ud.

Den modale sammensætning af pyribolit fremgår af tabel 4. Karakteristisk for bjergarten er tilstedeværelsen af plagioklas som det eneste lyse mineral, samt de mørke mineraler hypersten, diopsid, hornblende og biotit, der udgør mellem 30 og 60 %.

Tabel 4 Pyribolit og amfibolit											
Nr: NM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-25 t	58 ₅₂₋₆₃				30	4			7	Ap	
-26 s	45				20		10		10	Ap	Sa, Kl
-33 t	41 ₄₃₋₅₁			14	7	25	11		1	Ap	
-36 t	67			8	5	3	9		7	Ap, Zr	Sa
-41 s	50			25	10	10	5		+	Ap, Zr	Sa, Kl
-43 t	51 ₃₄₋₄₃			10	15	+	19		5	Ap, Zr	
-49 t	52 ₃₅₋₄₉			24	8	1	10		4	Ap, Zr	
-67 t	74					16			7	Ap, Zr	Sa, Kl
-80 s	55				25		15		5	Ap	Sa, Kl
-99 t	55 ₃₃₋₄₀			6	21	4	6		7	Ap	

Tabel 4. Mineralindholdet i pyribolit (amfibolit). Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa) og klorit (Kl).

I pyriboliterne varierer kornstørrelsen fra den ene prøve til den anden. Men det er almindeligt, at plagioklaskornene er mellem 0.5 og 1.5 mm i diameter. De mørke mineraler er som regel mindre 0.2 til 1.0 mm i diameter. En undtagelse udgøres af enkelte hornblendekorn, der danner 3-4 mm store hornblendepoikiloblaster med indeslutninger af plagioklas og apatit. Mineralkornene viser granoblastisk sammenvoksning. Der er en tendens til, at de mørke mineraler samler sig i hobe omgivet af plagioklas. Kun i prøver, hvor hornblende og biotit er dominerende, ser man dannelse af diffuse bånd rige på disse mineraler, hvilket giver bjergarten en foliation (fig 13 og fig. 14). Plagioklas er næsten altid uden indeslutninger, men i en enkel prøve findes der antiperthitdannelse. Bestemmelse af anorthitindholdet viser en variation på 10 % inden

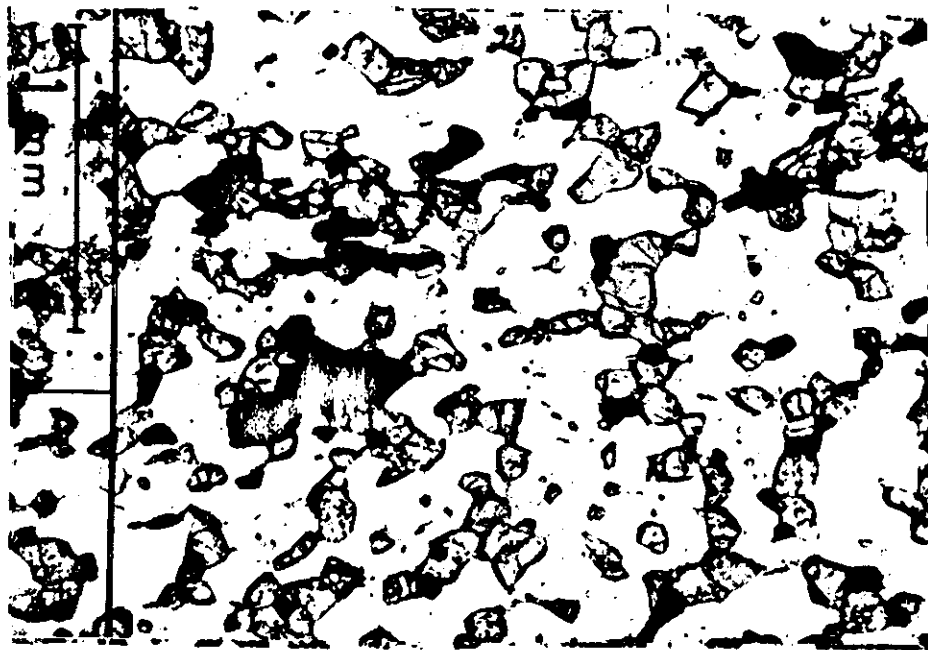


Fig. 13. Pyribolit (20225) næsten uden biotit og hornblende. Prøven udviser ikke foliation.

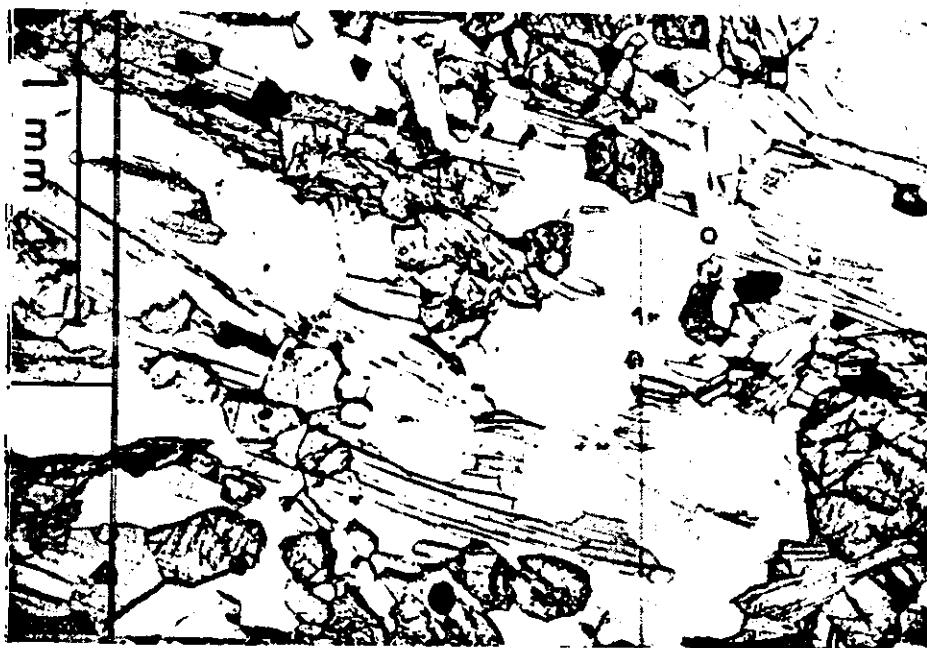


Fig. 14. Pyribolit (20233) med et stort indhold af biotit og hornblende. Prøven udviser tydelig foliation.

for den samme prøve. Der er en systematisk variation inden for det karterede område, således at anorthitindholdet i prøver fra nærheden af kontakten til "Garsaknatt" (20225) er 55-60 %. En til to km længere mod øst (20233 - Matbrunnvatn) er indholdet faldet til omkring 45 %. Et par km yderlig mod øst (Heievatn) er anorthitindholdet faldet til 35-40 %. Dette indhold ændres ikke yderlig længere mod øst. Hypersten findes som små korn 0.3 - 0.5 mm i diameter. De udviser pleokroisme i lys rødbrune farver. De er optisk negative og $2 V_x$ er målt til 52 grader, hvilket svarer til en sammensætning på 50 % Fe (TROGER 1969). Hornblendekornene er pleokroitiske i farverne lys brun og brun. De er optisk negative, og $2 V_x$ er bestemt til 70-80 grader. Hypersten og hornblende varierer i forhold til hinanden, således at længst mod vest (20225) findes der

ikke hornblende i pyriboliterne, men udelukkende hypersten. Mod øst i området bliver hornblende mere og mere fremtrædende, samtidig med at hypersten aftager i hyppighed. Længst mod øst er hypersten helt forsvundet (20267 og 20280). Disse bjergarter bør kaldes amfiboliter. Diopsid er lys grøn, optisk positiv, og $2 V_z$ er målt til henholdsvis 56 og 59 grader. Diopsid findes i pyriboliter (amfiboliter) fra hele området. I enkelte diopsidkorn ses myrmekitisk sammenvoksning med et opakt mineral (fig 15). Biotit er stærk pleokroitisk fra mørk brun til lys gul. Biotit findes i prøver fra hele området. Enkelte steder (20267) udviser biotiten kink-dannelse.



Fig. 15. I midten af billedet ses et diopsidkorn, der udviser myrmekitisk sammenvoksning med et opakt mineral.

De opake mineraler består af titanomagnetit (98 %) og sulfider (2 %). Titanomagnetit er afrundede korn af magnetit med ilmenitlameller afblandet efter flere retninger. I nogle til-

fælde har der fundet en rekrySTALLisering sted, hvorved de to mineraler er adskiltd, så de i dag optræder som selvstændige afrundede korn, der eventuelt kan støde op til hinanden. I titanomagnetit kan der i enkelte korn ses afblandinger af spinel. Denne afblandingsfase er tilsyneladende yngre end ilmenitlamellerne (fig. 16). Ilmenitten viser flere steder begyndende omdannelse til rutil. Sulfiderne er næsten udelukkende pyrit. Pyrit findes som idiomorfe korn, der langs randen er omdannet til limonit. I enkelte korn ses der indeslutninger af kobberkis.

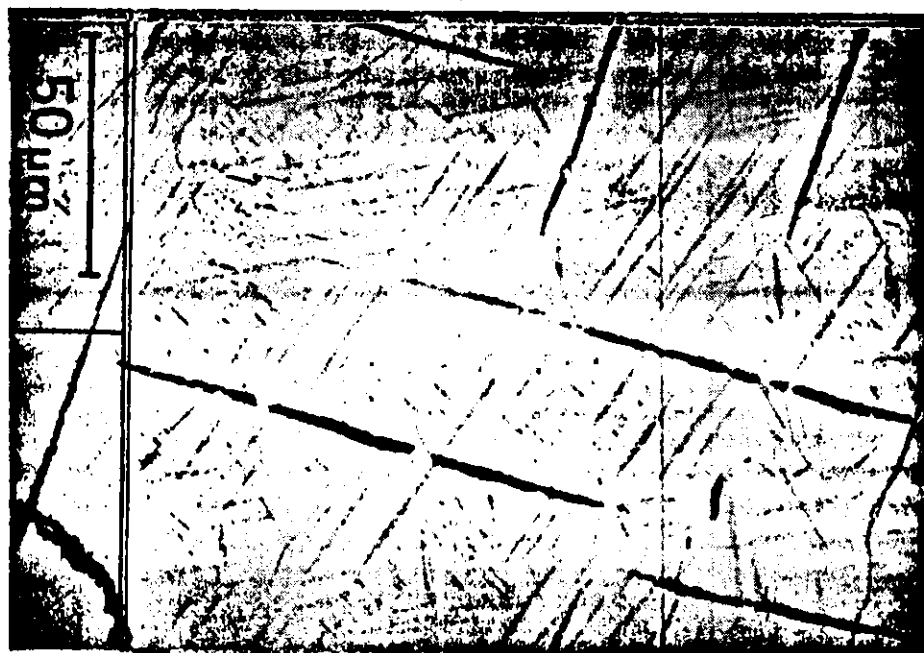


Fig. 16. Titanomagnetit fra pyribolit. Der findes en tidlig afblandingsfase af ilmenit, og en senere af spinel (sorte aflange lameller).

Mange af pyriboliterne viser begyndende omdannelse af det foran beskrevne mineralselskab. Det er oftest kun en overfladeforvitring, der har gjort sig gældende. Imidlertid findes der i prøver, taget hvor sprækkezoner gennemsetter gnejserne,

en særlig stærk omdannelse, hvor man ligefrem kan se en udfyldning af sprækker (i mm størrelse i slibet) med nydannede mineraler. Ved disse processer omdannes plagioklas til klorinozoisit og muskovit. Hypersten og diopsid omdannes langs randen til klorit. Biotit omdannes også til klorit, men det er en anden type, der er stærk pleokroitisk fra grøn til lys gul, og som har anomale violette anisotropifarver. I titanomagnetit omdannes magnetit til klorit, medens ilmenitlamellerne forbliver uomdannede. I sprækkerne ses udfyldning med epidot og klorit. Hornblende påvirkes ikke af disse processer.

5. Pyroxenit.

Pyroxenit er fundet i de dårligt blottede sydøstlige dele af Gursli området (mellem Fagervatn og Lundevatn, se bilag 1). Her findes pyroxenit sammen med pyribolit. Dels som uregelmæssige klumper omgivet af migmatitiske årer, dels som årer og smalle gange (50 cm bredde) i pyribolit.

Pyroxenit er en sort homogen fin- til mellemkornet bjergart. På friske brudflader kan man umiddelbart identificere et indhold af sulfider. Ligeledes fremtræder prøverne stærkt magnetiske. Spredt i pyroxeniterne findes der grovkornede cm-store partier af titanomagnetit. På forvitrede overflader er pyroxenit overtrukket af et tyndt lag limonit.

Den mineralogiske sammensætning af pyroxeniterne fremgår af tabel 5. Karakteristisk for bjergarten er det store indhold af hypersten. Kornstørrelsen varierer mellem 0.5 og 1.0 mm i diameter. Hypersten, diopsid, opake mineraler og apatit viser granoblastisk sammenvoksning. Plagioklas findes som intersti-

Tabel 5 Pyroxenit											
Nr: MM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-37 s	+			85	+				10	Ap(5), Zr	
-50 s	+			85	+	+			10	Ap(5)	

Tabel 5. Den mineralogiske sammensætning af pyroxenit.
Forkortelser: apatit (Ap) og zirkon (Zr).

tielle korn. Biotit er sekundært dannet. Hyperstenen er stærkt pleokroitisk. Målinger af $2 V_x$ har givet værdierne 63, 63, 62 og 58 grader. Det svarer til et indhold af 70 % enstatit. Diopsid kan identificeres på grundlag af den manglende pleokroisme, samt at den er optisk positiv. Det bemærkes, at apatitindholdet er ganske stort (skønsmæssigt 5 %).

De opake mineraler udgør skønsmæssigt 10 %, der fordeler sig på følgende vis: titanomagnetit og titanohæmatit (40 %), magnetkis med pentlanditflammer (45 %), pyrit (5 %), kobberkis (5 %), magnetit, zinkblende og mackinawit. Desuden er der sekundært dannet limonit (5 %) og covellin. Titanomagnetit indeholder afblandinger af såvel ilmenit som spinel. Titanohæmatit findes som gensidige afblandinger mellem hæmatit og

ilmenit. Sulfidminerallerne domineres af magnetkis med karakteristiske flammeligende afblandinger af pentlandit (fig. 17). De øvrige sulfider pyrit, kobberkis og zinkblende findes alle som afrundede korn, der støder op til hinanden, oftest inden i eller liggende op ad magnetkiskorn. Mackinawit findes som ormeligende afblandinger i kobberkis. Generelt gælder det, at oxidfasen og sulfidfasen findes hver for sig.

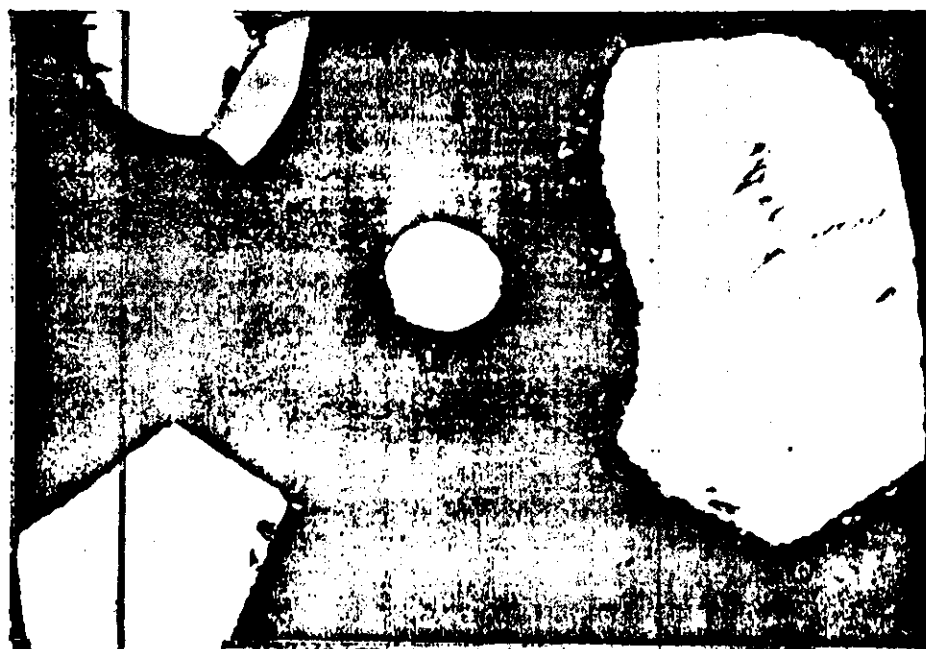


Fig. 17. Sulfidmineraller fra pyroxenit. Til højre er der et magnetkiskorn med pentlanditflammer. I øverste venstre hjørne findes der et lille korn, der består af pyrit og kobberkis.

6. Hypersten gnejs.

Hypersten gnejs er finkornede bjergarter med varierende mineralogi og udseende. Farven varierer fra grå til næsten næsten hvid. Især de grå bjergarter udviser ofte et grønligt skær. Prøver med et stort indhold af finkornet granat antager

et rødtligt skær. I de hvide og meget lyse typer danner granat porfyreoblaster, hvilket giver bjergarten et rødbrunt plettet udseende. Hypersten gnejs udviser også stor variation af teksturerne. Der findes migmatitisk bandede typer (bånding i cm-skala) med veludviklet leukosom og melanosom. Disse typer er uden granat og findes især i Sira-området. Migmatitiske årer i mm skala findes i de granatførende typer. Der findes velfolierede bjergarter uden migmatisering. Der findes lagdelte typer, hvor lag rige på granat veksler med lag, hvor biotit dominerer.

Hypersten gnejs indgår i karteringsenheden "båndet gnejs". Inden for det karterede område er hypersten gnejs fundet omkring Gullvatn. Alle de udkarterede horisonter nord og syd for Gullvatn består overvejende af hypersten gnejs. Der findes dog også indslag af pyriboliter. 200-300 m vest for sydspidsen af Heievatn findes der en linse (2-4 m tyk og 100-150 m lang) af hypersten gnejs. Imellem Hauklandsvatn og Lindlandsvatn findes der flere områder med hypersten gnejs. Ved en detaljeret kartering vil de enkelte horisonter eventuelt kunne adskilles. Endeligt findes der inden for horisonterne med båndet gnejs i øjeblikket i Sira-området en hel del "hypersten" gnejs. Det er især disse typer, der er migmatiseret. Hypersten gnejs optræder konkordant med de omkringliggende gnejser.

Det er karakteristisk, at hypersten gnejs ofte udviser rustpletter på forvitrede overflader. Det er ligeledes typisk, at der i forbindelse med hypersten gnejs findes mobiliseringer af form som linser og gange, der består af kvarts, feldspat og sulfider. Disse gange og linser har flere steder været brudt for deres indhold af molybdenglans. De vil blive nærme-

re beskrevet i afsnittet om mineraliseringer. Den generelle orientering af disse mobiliseringer afviger ikke mere end 10-20 grader fra foliationen i hypersten gnejserne. Jo bredere hypersten gnejs horisonterne er, jo bredere og større er også mobiliseringerne. Den maksimale bredde af hypersten gnejs-horisonterne andrager 20-30 m.

Tabel 6 Hypersten gnejs.

Nr: FM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-10 s	10	75		5		5			5	Ap, Zr	Kl
-11 s	20	45		15		5			+	Ap, Zr	Kl
-27 s	30	25	30	5		5			5	Ap, Zr	Kl, Ka
-35 s	40	10	40			+			10	Ap, Zr	Sa
s	60		15	8				15	+	Zr	
-38 s	85			3		10			2	Zr, He	
-45 s	40	20	20	20		+			+	Zr	
-60 s		78		10				9	3	Zr, He	
-63 t	50 ₂₁₋₂₇	19				14		13	2	Zr, He	Kl
-66 s	25		65			+	10		+	Ap, Zr	Sa, Kl
-96 t	29 ₂₃₋₃₀	42	13	5		9		+	1	Ap, Zr, He	

Tabel 6. Mineralindholdet i hypersten gnejs. Forkortelser: se de foregående tabeller, desuden hercynit (He).

Den modale sammensætning fremgår af tabel 6. Karakteristisk for denne bjergart er tilstedeværelsen af såvel plagioklas, kalifeldspat og kvarts. Til forskel fra granulit og øjgnejs danner kvarts ikke pladekvarts. Endvidere udgør de mørke mineraler mellem 15 og 30 %. Hypersten og biotit er de dominerende mineraler, og de altid stærkt pleokroitiske. I mange af hypersten gnejserne findes der granat og hercynit.

Mineralerne udviser granoblastisk sammenvoksning. Plagioklas findes dels som "rene" korn uden indeslutninger, dels som antiperthit, der viser overgang til mesoperthit (MICHOT, 1961). Plagioklas er relativt beriget i lag rige på biotit. Anorthositindholdet i de "rene" plagioklaskorn kan nå op på 30 %. I plagioklaskorn med afblandinger af kalifeldspat er anorthitindholdet mindre, omkring 21-22 %. Kalifeldspat er relativt beriget i lag rige på granat. Enkelte steder er kalifeldspatten bestemt til mikroklin. Ofte er der dannet perthit. Kvarts findes som xenomorfe korn med "lappet" rand. kvarts er jævnt fordelt i hypersten gnejserne. Hypersten findes jævnt fordelt i bjergarten. Karakteristisk er en stærk pleokroisme, hvor farverne varierer mellem grøn, gul og rødbrun. $2 V_x$ er målt til henholdsvis 71, 68 og 68 grader. Dette svarer til en magnesium rig hypersten (TROGER, 1969). Sammen med kvarts danner hypersten afrundede aggregater (fig. 18). Længst mod øst i det karterede område findes der i stedet for hypersten en brun hornblende i bjergarten (20266). Granat forekommer i hypersten gnejserne på to måder, dels som cm-store porfyroblaster, der viser uregelmæssig opsprækning, og dels som store uregelmæssige aggregater, der er dannet af mindre idiomorfe



Fig. 18. Hypersten gnejs. I midten af figuren omslutter hypersten et kvartskorn. Mineralerne udenom er overvejende kalifeldspat.



Fig. 19. Hypersten gnejs. Idiomorfe korn af granat (de mørkeste korn) danner aggregater. Påfiguren ser der endvidere en del hypersten (højt relief, nubret overflade).

korn. Under væksten af aggregaterne er der opstået indeslutninger af hypersten, plagioklas og kvarts (fig 19). Biotit, der er stærk pleokroitisk i farverne lys gul til mørk brun, definerer en mere eller mindre udpræget foliation i hypersten gnejsen. I prøver, der samtidig indeholder granat, koncentrerer biotit og granat i hver sine lag (få mm til et par cm bredde), hvis orientering er parallel med foliationen. Hercynit findes sammen med de opake mineraler som indeslutninger i granat. Spredt i bjergarten findes der en del zirkon, der udviser intern zonerings.

De opake mineraler findes jævnt fordelt i bjergarten. Jern-titan-oxiderne udgør mellem 50 og 100 %, men normalt er indholdet 85 %. De resterende 15 % udgøres af sulfider. Den ene og mest udbredte type af jern-titan-oxider er magnetit med ilmenitlameller. Undertiden ses der i denne type også spinel-afblandinger. Den anden type består af gensidige afblandinger mellem hæmatit og ilmenit. Endvidere findes såvel magnetit som ilmenit som selvstændige xenomorfe korn. Helt specielt er magnetit fundet som ormelignende indeslutninger i granat (20260 og 20263). Af sulfider er der fundet følgende: cubanit, kobberkis, mackinawit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit og zinkblende. Pyrit er langt det dominerende. En nærmere beskrivelse vil blive givet i afsnittet om mineraliseringer.

I hypersten gnejserne ses de sædvanlige omdannelser, hvorved plagioklas saussuritiseres, kalifeldspatten er seriticeret, biotit er omdannet til klorit, hvilket også gælder hypersten og granat. Titanomagnetit er omdannet således, at ilmenitlamellerne ligger tilbage i en grundmasse af klorit. Oxidering af pyrit har dannet limonit, der farver bjergarten.

7. Øjegnejs.

Øjegnejs er en grå bjergart med et svagt grønligt skær. Karakteristisk er tilstedeværelsen af 1-3 cm store feldspatmegakryster i en mellemkornet "grundmasse", hvor de mørke mineraler som følge af at være koncentreret i mm tykke bånd giver bjergarten en orientering. Denne bånding (hvor der er meget biotit tilstede antager den karakter af foliation) bøjer rundt omkring feldspatmegakrysterne (fig. 20). Samtidig ser man, hvorledes den længste retning i megakrysterne er parallel med den generelle orientering af båndingen. Feldspatmegakrystene udgør mellem 15 og 50 % af bjergarten.

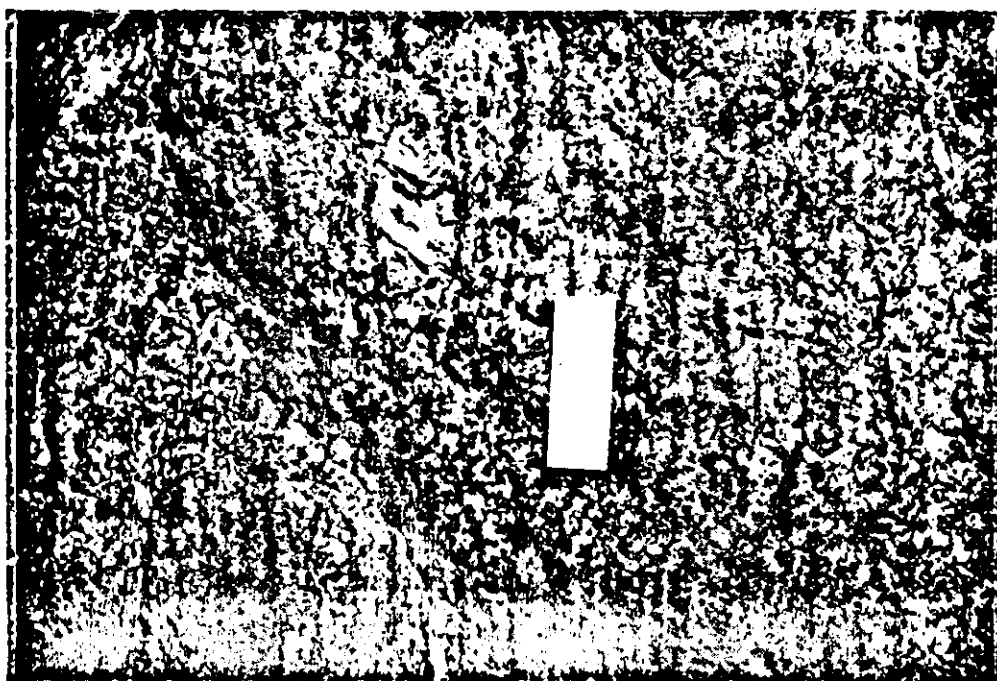


Fig. 20. Øjegnejs. Man ser, hvorledes foliationen bøjer rundt omkring feldspatmegakrysterne. Målestokken er 3 cm.

Øjegnejsen danner en 200-1000 m tyk horisont, der kan følges over hele det karterede område (se bilag 1). I Gursli området passerer horisonten i syd Lilandsvatn og fortsætter mod

nord op over de østlige dele af Matbrunnvatn. Horisonten stryger generelt NNW-SSØ og hælder 40-60 grader mod VSV. I Sira området danner øjegnejshorisonten henholdsvis en overkippet anti- og synform med antiformen længst mod nordøst. Aksialplanet for disse folder stryger NV-SØ og hælder mod NØ. Mod nord i området drejer horisonten mod nord og forløber parallel med Sirdalsvatn. En rekognoscering videre mod nord viser en konstant hældning mod øst de første 15 km.

Øjegnejsen, der udgør en selvstændig karteringsenhed, er i hele det karterede område fundet at være i kontakt med båndet gnejs. Intet sted er der iagttaget diskordans imellem strukturerne i de to karteringsenheder. Omkring kontakten udviser de to enheder nogle steder indbyrdes bånding i meterskala, andre steder, især i områder hvor der er mange mafiske horisonter, er der en jævn overgang, således at feldspatmegakrysterne bliver hyppigere jo nærmere øjegnejsen, man kommer. Indenfor øjegnejshorisonten - især i Sira området - findes der båndet gnejs som sammenhængende horisonter. Den bredeste (100-200 m) af disse horisonter findes på strækningen Rannestad - Einarvatn - Bringedal, og den kan som en tyndere horisont følges helt frem til ombøjningszonen i øjegnejsen ved Lindland. Tilsvarende horisonter findes omkring Konnstali og Sandsmork.

Den modale sammensætning af øjegnejs fremgår af tabel 7. Karakteristisk for øjegnejs er tilstedeværelsen af feldspatmegakryster. Disse består af mikroklin, der udviser ondulerende udslukning. Hvor der findes afblandinger af plagioklas (perthit), ses disse at være deformerede. Vilkårligt fordelt i megakrysterne findes der små indeslutninger af kvarts og

Tabel 7 Øjagnejs											
Nr: tM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-28 t	16 ₂₂₋₂₇	54	26	3	+	+			1	Ap, Zr	Sa, Kl
-81 s	20	35	20			2	5		+	Ap, Zr	Sa, Kl, Ti, E
-88 t	41 ₂₅₋₂₉	28	13	7		1	8		2	Ap, Zr	Sa, Kl

Tabel 7. Mineralfordelingen i øjagnejs. Anvendte forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa), klorit (Kl), titanit (Ti) og epidot (E).

plagioklas. I "grundmassen", der består af kvarts, plagioklas kalifeldspat, hypersten, biotit, hornblende, opake mineraler og accessorisk apatit og zirkon, er de mørke mineraler sammen med de opake mineraler koncentreret i diffuse bånd. Fra vest mod øst ændrer mineralselskabet i disse bånd sig, således at prøver fra de vestlige dele af området (20228) indeholder hypersten men ikke hornblende. Længst mod øst ved Sirdalsvatn (20281) findes der hornblende men ikke hypersten i prøverne. Fra området midt imellem for eksempel ved Tronviken (20288) findes der både hypersten og hornblende i øjagnejsen. Biotit findes i alle prøverne. De opake mineraler består for 90 %

vedkommende af afblandinger mellem hæmatit og ilmenit (fig 21). De resterende 10 % udgøres af magnetit og pyrit (20228).

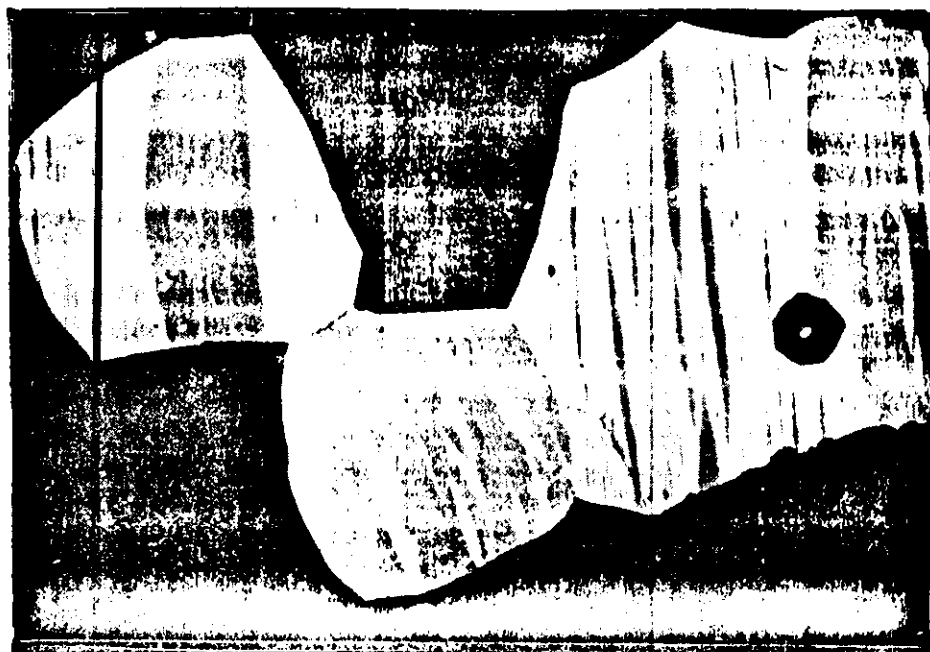


Fig. 21. Øjegneds. Afblndinger mellem hæmatit og ilmenit (ilmenit er det mørkeste mineral).

De lyse mineraler findes i granoblastisk sammenvoksning. En del af kvartskornene danner aflange linser (op til 7 mm lange og 3-4 mm bredde). Den længste retning af disse linser er parallel med den diffuse bånding. Linserne består af aflange enkeltkorn eller aggregater af flere korn (fig 22). Plagioklas og kalifeldspat udviser henholdsvis antiperthit og perthitdannelse. Alle overgangstyper mellem perthit og antiperthit findes, og når det ikke er muligt at skelne, hvilket mineral der er afblandet i hvilket, benævnes mineralet mesoperthit (MICHOT, 1961). Størrelsen af kornene varierer omkring 0.5 - 1.0 mm i diameter. Enkelte af kalifeldspatkornene kan på grund af deres skotskternede tvillingemønster bestemmes til



Fig. 22. Øjegnejs. Eksempel på pladekvarts.



Fig. 23. Øjegnejs. På grænsen mod kalifeldspat (øvre halvdel af fotoet) udviser plagioklas myrmekitisk sammenvoksning med kvarts.

mikroklin. Plagioklasen er bestemt til at have et anorthit-indhold på omkring 25 %. Hvor plagioklas støder op til kalifeldspatkorn, udviser det myrmekitisk sammenvoksning med kvarts. Det gælder i særlig grad de korn, der støder op til megakrysterne (fig. 24).

Det beskrevne mineralselskab er i flere af prøverne udsat for senere omdannelser. Plagioklas er sausseritiseret. Hypersten udviser langs randen af kornene omdannelse til klorit. Biotit er ligeledes omdannet til et kloritmineral, der udviser pleokroisme i farverne lys gul til grøn, og hvis anisotropifarver varierer i det violette.

8. Dolerit.

Dolerit er en homogen isotrop finkornet bjergart. Den er fundet et enkelt sted - i området sydøst for Storestemmen - som en 1 m bred gang, der er tydelig diskordant på strukturerne i gnejserne. Gangen kan følges over et par km og ændrer orientering fra vertikal (strygning 68 grader) til at hælde 20-30 grader mod syd. Den bevarer samme bredde over hele strækningen. I en kontaktzone på et par cm er der udviklet 1-2 mm store biotitkorn. Flere steder skæres gangen af pegmatitiske årer.

Den modale sammensætning (20231) er skønnet til: Plagioklas (55 %), hypersten (15 %), klinopyroxen (10 %), kalifeldspat/mesoperthit (10 %), opake mineraler (10 %), biotit, apatit, zirkon og sekundært sausserit og karbonat. Anorthitindholdet i plagioklas er bestemt til 23 %. Det er equidimensionale xenomorfe korn i granulær sammenvoksning. Der er en tendens til, at de mørke mineraler samler sig i hobe. Fordelingen af disse er vilkårlig.

III. Strukturel geologi.

1. Indledning og oversigt.

I det foregående afsnit er de enkelte karteringsenheder og deres bjergarter gennemgået. Det fremgår heraf, at der kan skelnes imellem gnejserne og anorthositen, hvor anorthositen er tydelig intrusiv i gnejserne med diskordant kontakt. Imellem gnejserne er der inden for det karterede område intet sted iagttaget diskordans.

I Gursli-Sira områderne kan der adskilles flere foldefaser. Orienteringen af den generelle foliation kontrolleres dels af en åben foldestruktur med cirka N-S akseretning, der betinger, at foliationen i Gursliområdet holder mod vest, medens den i Sira området holder mod nordøst, dels af en NØ-SV akseretning, der ligeledes er knyttet til en åben foldestruktur. Denne foldefase betinger, at den generelle foliation i Sira området skifter orientering fra at holde mod nordøst til at holde mod øst længst mod nord (se bilag 1). Ved at udkartere ledehorisonter og bjergartsgrænser har det yderlig været muligt at opdage tilstedeværelsen af store isoklinale strukturer, hvis aksialplaner er parallelle med den generelle foliation. Karakteristisk for de isoklinale folder er, at de i ombøjningszonerne viser intens foldning af mafiske horisonter, medens de samme horisonter på flankerne af folderne er boudinerede (fig 11). På flankerne af de isoklinale folder i overgangen til ombøjningszonerne kan man enkelte steder intrafoliært iagttage lunare strukturer (fig. 24). Det kunne tyde på, at der før den isoklinale foldning eksisterede tidligere foldefaser.



Fig. 24. Intrafoliær lunar struktur. Længden af strukturen er ca. en halv meter.

2. Metodik.

I felten er planære målinger udført på foliation, pladekvartsdannelse, bånding og migmatitisk bånding. Linære målinger er udført på foldeakser i forbindelse med foldede bandede bjergarter eller foldede migmatitiske årer. Alle målingerne er indsat på bilag 1.

Ved at sammenholde feltdiagnosticeringer og strukturelle målinger (delvis efter "trial and error" metoden) har det været muligt at foretage en opdeling i strukturelt homogene områder, hvor de planære målinger tilsyneladende afspejler cylindroid foldning.

Målingerne af strukturelementer er plottet på Smith net og indsat på et sammentegnet geologisk kort ud for de områder, de repræsenterer. Bilag 5 (diagram 1-7) indeholder de planære målinger og de konstruerede akseretninger. Bilag 6 (diagram 8-11) indeholder målinger af foldeakser (åbne cirkler), de

tilhørende aksialplaner samt de konstruerede akseretninger (lukkede cirkler).

3. Tektonik i den vestlige del af Gursli området.

I området mellem anorthositen og øjegnejlsen i Gursli området hælder båndingen og foliationen generelt mod VSV. Hældningen er størst mod vest i området $75-90^\circ$. Mod øst aftager den og ved øjegnejshorisonten er hældningen $50-70^\circ$. Indenfor området er der fundet en isoklinal synform. Den er overkippet, og aksialplanet hælder 75° mod vest. Den konstruerede akseretning (diagram 1 bilag 5) er $182^\circ/32^\circ$, medens de målte foldeakser (diagram 8 bilag 6) alle er $10-20^\circ$ stejlere. Nord og syd for Gullvatn er aksialplanssporet for den isoklinale fold indtegnet på et detailkort (Ax_1 fig. 25). Man ser hvorledes det danner fleksurer, der er sammenfaldende med fleksurer på flankerne af folden. Aksialplanssporet for disse fleksurer (Ax_2 fig. 25) stryger NØ-SV. Foldeaksen i disse fleksurer dykker $40-60^\circ$ mod SSV.

4. Tektonik i den østlige del af Gursli området.

Fra at hælde $50-70^\circ$ omkring øjegnejshorisonten bliver strukturen fladere mod øst for på strækningen Heievatn - Skålandsviken - Tjellesvik at hælde $10-20^\circ$ mod syd. Helt ude ved Lundevatn hælder den generelle foliation 20° mod øst. Variationen i den generelle foliation dominerer fordelingen af målinger i den del af området, der ligger syd for Skålandsviken - Gullbergsknuten (diagram 3). Den konstruerede akse $177^\circ/7^\circ$ svarer derfor til akseretningen for den åbne antiform.

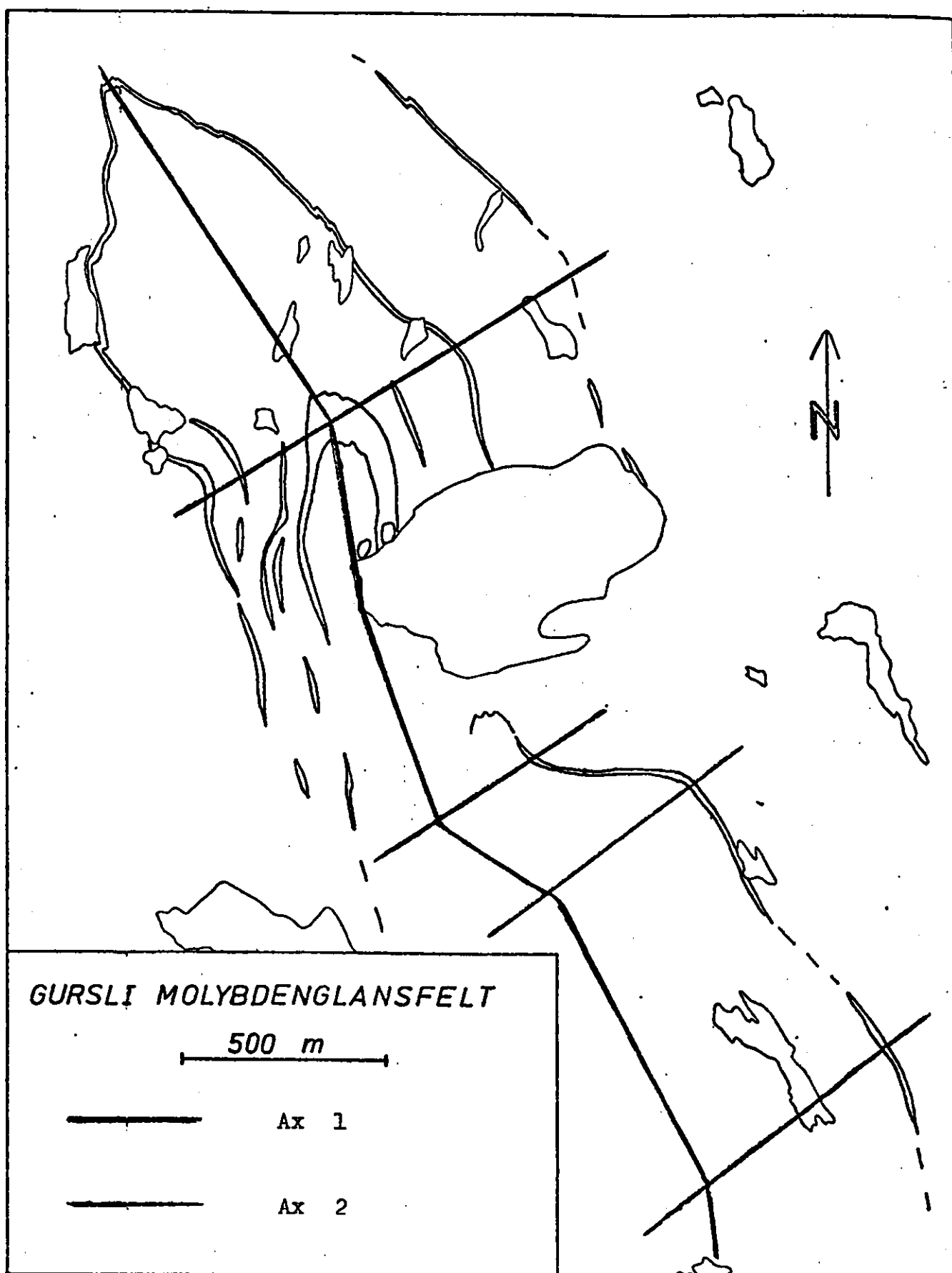


Fig. 25. Detailkort over området nord og syd for Gullvatn. Aksialplanssporet for den isoklinale fold (Ax_1) og aksialplanssporet for den åbne fleksur (Ax_2) er indtegnet.

I området nord for Skålandsviken - Gullbergsknuten findes der på den vestlige flanke af antiformen et par tætte til isoklinale overkippede folder, hvis aksialplaner hælder 40-50 mod vest. Når man følger disse folder mod syd, ser man, hvorledes de presses sammen til at være isoklinale. Den konstruerede akseretning (diagram 2) er $182^{\circ}/26^{\circ}$. Den afspejler en jævn fordeling af målingerne langs en storcirkel. De målte foldeakser har samme dyk, men udviser betydelig variation i retning. De få målte aksialplaner, der findes fra dette område, udviser stor variation i deres orientering. Det kunne skyldes, at det er aksialplaner fra tidligere foldefaser, der er målt på. De er så genfoldet i forbindelse med de isoklinale strukturer. Kun fordi der i dette område fandtes en pyribolithorison, der kunne udkarteres, var det muligt at få så sikkert et indtryk af de isoklinale strukturer. Dette tilfælde er imidlertid sjældent. Flere steder er der dog vidnesbyrd om den-



Fig. 26. Profil af stejlvæg umiddelbart nordøst for Gullbergsknuten. Fladtliggende isoklinale folder.

de isoklinale foldning. For eksempel i et profil nordøst for Gullbergsknuten. Her er mafiske horisonter isoklinalt foldet (fig. 26).

5. Tektonik i den vestlige del af Sira området.

Ud fra feltiagttagelser kunne der fastlægges tilstedeværelsen af en tæt til isoklinal liggende fold. Aksialplanssporet for denne fold forløber fra Tronviken igennem lukningen i øjegnens nord for Lindland, hvorefter det bøjer mod nord og kan følges frem til Hauklandsvatn. Aksialplanet holder ligesom den generelle foliation $30-50^\circ$ mod henholdsvis nordøst og øst. Foldeaksen for den åbne fleksur, der bøjer aksialplanet dykker mod NØ. For at undgå påvirkninger fra denne foldning er område delt op i et nordligt og sydligt område. I den nordlige del (diagram 4) definerer de planære målinger en akseretning på $85^\circ/26^\circ$. Det antages, at denne akseretning svarer til foldeaksen for den isoklinale fold. I det sydlige område (diagram 5) definerer målingerne en akseretning på $63^\circ/30^\circ$. Også denne akseretning antages at svare til foldeaksen i den isoklinale fold. Forskellen mellem $85^\circ/26^\circ$ og $63^\circ/30^\circ$ svarer udemærket til den retningsændring, den åbne fold vil betinge. I diagram 10 er målte og konstruerede foldeakser samt målte aksialplaner fra hele området plottet. Spredningen blandt aksialplanerne afspejler variationen fra hældning mod NØ til hældning mod ØSØ. De målte foldeakser har alle cirka samme dyk som de konstruerede, men de er alle orienteret mere mod syd (diagram 10). Tilsyneladende ligger de alle i et plan, der stryger N-S og holder 30° mod øst.

6. Tektonik i den østlige del af Sira området.

I området mellem Tronviken-Vindtjern- I. Sandsmørk - Ranne-
stad findes i den sydlige del en overkipet antiform, hvis
aksialplan hælder mod nordøst. Den nedre flanke hælder 40-50
mod nordøst. Den øvre flanke 20-30 mod nordøst. Aksen i anti-
formen er subhorisontal, og som følge af de topografiske for-
hold kan man følge kontakten øjegnejs - båndet gnejs rundt i
ombøjningszonen. De planære målinger er plottet i diagram 7.
De definerer en akse på $329^{\circ}/12^{\circ}$. Målinger af foldeakser og
aksialplaner er plottet i diagram 11. Der er målt en del akser
parallel med den konstruerede. Men desuden findes der nogle
akser, der liesom før er koncentreret om et N-S strygende plan,
der hælder 30° mod øst. De målte aksialplaner hælder mod nord-
øst.

Mod nord i dette område - i den øvre flanke af antiformen -
giver det geologiske kort et klart indtryk af, hvorledes fo-
liationen drejer mod nord og forløber parallel med Sirdals-
vatn. Diagram 6 indeholder målinger fra begge flanker af den-
ne åbne foldestruktur. Disse målinger definerer en akseretning
på $47^{\circ}/20^{\circ}$, hvilket antages at svare til foldeaksen for den
åbne struktur. Aksialplanet for den åbne struktur stryger
NØ-SV og hælder stejlt mod sydøst.

7. Sprækkedannelser.

Senere end foldefaserne er området gennemsat af sprækkezoner.
Langs disse er der intet sted iagttaget forsætninger. Hvis så-
danne findes, er de under alle omstændigheder små. Der er to
fremherskende retninger N-S og VSV-ØNØ. Langs disse retnin-

ger har istidens gletchere udformet markante dale. Det gælder inden for området: Lundevatn, Sirdalsvatn og strækningen Gullvatn - Skålandsviken - Tronviken - Bringedal samt mange mindre søer og dale. Bjergarterne på de nævnte steder er stærkt opsprækkede. I sprækkerne er der dannet epidot, hæmatit og flusspat. Selve bjergarterne viser også omdannelser. Således er pyribolit blevet kloritiseret.

IV. Mineraliseringer.

1. Historisk oversigt over minedriften.

Før år 1900 var molybdenglans en kuriositet, der blev anvendt til blyanter og som farvestof. Men omkring dette tidspunkt nåede den tekniske udvikling et stade, hvor man begyndte at fremstille specialstål ved tilsætning af blandt andet molybden. Dette tidlige behov blev dækket af forekomster i Syd-Norge og U.S.A. Det var et krav et krav til disse forekomster, at malmen kunne håndsorteres, da der på dette tidspunkt endnu ikke var opfundet en metode til at udnytte disseminerede typer. Den eneste mine i Syd-Norge, der opfyldte dette krav, var Kna-ben I, hvor der fandtes malmklumper på flere tons (BUGGE, 1963).

Ved udbruddet af Den I. Verdenskrig øgedes behovet for molybden enormt, og priserne steg tilsvarende. Da man samtidig havde opfundet en flotationsmetode (Elmore), blev der mulighed for at udnytte de disseminerede molybdenglans-mineraliseringer, der findes så mange af i Vest-Agder og Rogaland.

I Gursli-Sira områderne blev der anmeldt en lang række fundpunkter for molybdenglans (HOLMSEN, 1961). Mange af disse steder kom der brydning igang, eller der blev iværksat større undersøgelsesarbejder.

Før at forstå opdelingen i malmfelter skal der gøres opmærksom på, at de enkelte gårde har delt fjeldheden imellem sig. Anmeldning blev oftest foretaget af gårdejereren selv, da det var ham, der kendte til hvor på heden, der fandtes molybdenglans. Denne inddeling dannede basis for inddelingen i malmfelter. De følgende oplysninger er fra HOLMSEN (1961).

Ved Gursli gruberne fandt den største aktivitet sted. Forekomsterne blev brudt af Gursli-Molybden Co. A/S, der var dannet 23/10 1915. Forekomsterne ligger umiddelbart nord for vestenden af Gullvatn (fig. 27). De blev nævnt som to forskellige forekomster. Den sydligste (dissemineret molybdenglans i anorthosit, se senere) kaldtes Kristoffers Grube eller Gursli Grube nr. 1. Den nordligste (molybdenglans i mobiliserede linsen) kaldtes Gulltjern Grube nr. 1 eller Gursli Grube nr. 5. Brydningen startede i 1915 og fortsatte til 1919, hvor den blev stoppet som følge af urentable priser. I 1925 prøvede man at genoptage brydningen, men det varede kun et par måneder hvorefter man stoppede igen. De første år sendte man malmen til et flotationsanlæg i Flekkefjord. Men fra 1917 blev malmen knust og floteret på eget værk ved nordbredden af Gullvatn. Der blev ialt brudt 38.000 tons malm, hvoraf der blev udvundet 67,64 tons koncentrat med et molybdenglansindhold på ca. 70 %. Mysseskjerpene og Skåland grube (fig. 27) blev undersøgt af Lund Molybden Co. A/S i 1918 og 1919 ved røskningsarbejder og stolledrift. Der blev ialt brudt 1200 tons malm. Det vides ikke om denne malm blev koncentreret. Molybdenglans mineraliseringerne syd for Gullvatn blev undersøgt ved røskningsarbejder og stolledrift i 1917, 1918 og 1919. Selskabet Moi Grube Co. A/S havde planlagt minedrift, og der var bygget et flotationsanlæg, da driften blev indstillet i 1919.

I Sira området (se bilag 1) fandt der brydning sted ved Indre Sandsmork og Konnstali i årene 1917, 1918 og 1919. Der var bygget et flotationsanlæg ved Indre Sandsmork. Der blev behandlet ialt 596 tons malm, der gav 1350 kg koncentrat med 68 % molybdenglans. I 1934 prøvede man at genoptage drif-

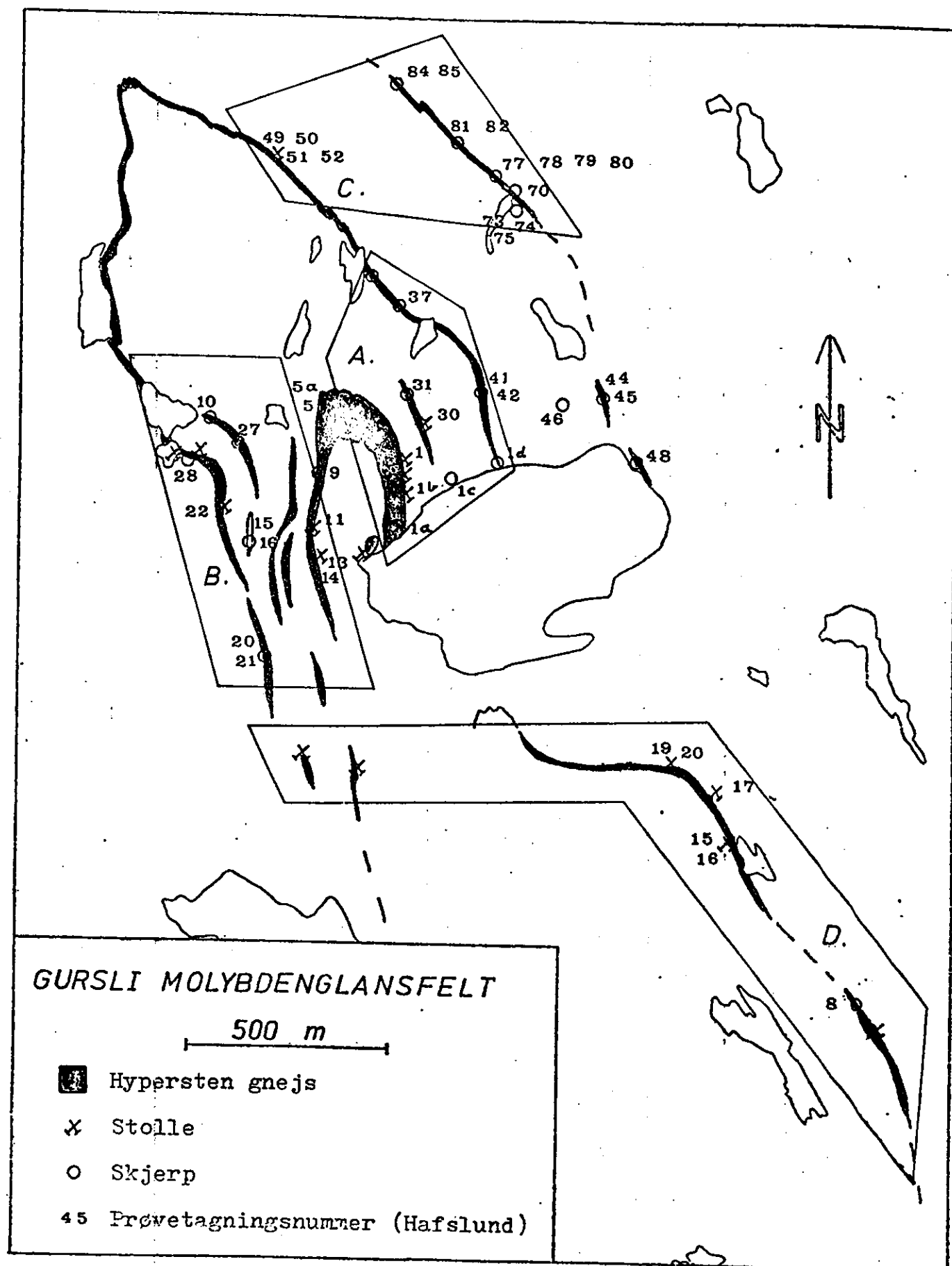


Fig. 27. Gursli molybdenglansfelter. Gursli grube (A), Mysse-skjerpene (B), Skåland grube (C) og Moi grube (D).

ten, men da der ikke kunne opnås et tilfredsstillende resultat, stoppede det igen. Ved Djupetjörn og på strækningen Ranestad - Einarvatn - Bringedal findes der en hel del skjerp, men der har aldrig været brydning igang. Syd for Hauklandsvatn findes der mindre sprængninger, hvor der er fundet enkelte korn af molybdenglans.

Efter at brydningen var stoppet, har disse områder med jævne mellemrum påkaldt sig fornyet interesse. Under Den II. Verdenskrig var der undersøgelser igang ved Konnstali. I 1950 blev disse forekomster besøgt og kortfattet beskrevet af O.J. Adamson og H. Neumann (Bergarkivet rapport nr. 1299, 1303 og 1304). I begyndelsen af 1960'nde foretog et norsk firma - Hafslund - en prøveindsamling. Denne indsamling koncentrerede sig om Gursli området. Analyseresultaterne af denne undersøgelse kendes ikke. De numre, der betegner deres prøvetagningssteder er indtegnet på fig. 27. Siden 1970 har Folldal Verk A/S arbejdet i dette område. Nærværende undersøgelse er udført i forbindelse med dette projekt.

På oversigtskortet over Gursli feltet (fig 27) er markante hypersten gnejs horisonter indtegnet. På samme kort er indgangene til en stolle samt beliggenheden af større skjerp markeret. Numrene fra Hafslund's prøvetagning er ligeledes indtegnet.

2. Beskrivelse af grubefelter og skjerp.

I den følgende beskrivelse vil de foran nævnte lokalitetsnavne blive anvendt (se fig. 27 og bilag 1). Til nærmere stedsbeskrivelse vil i Gursli feltet de indtegne prøvenumre blive

anvendt.

Moifeltet dækker forekomster syd for Gullvatn (fig . 27). I den nedre flanke af Gullvatn synformen findes de største koncentrationer af molybdenglans omkring fortykkelser af en hypersten gnejs horisont, der kan følges over et par km. Molybdenglans findes på sprækker og sammen med tynde kvartsfeldspat-linser indenfor denne horisont. I den modsatte flanke af synformen findes der nord for Gudlandsvatn to små stoller. Den vestligste er anlagt i forbindelse med to 50 cm brede kvartslinser, der fører molybdenglans. Disse linser findes i granulit og er subkonkordante med foliationen. Den østligste stolle findes i tilknytning til en 2-3 m bred hypersten gnejs horisont. Molybdenglans findes sammen med magnetkis på sprækker og i kvartslinser. På denne lokalitet findes der foruden hypersten gnejs også pyribolit.

Mysseskjerpene dækker området vest for Gullvatn. I dette område findes der 2-4 m brede subvertikale horisonter af hypersten gnejs. På sprækker og i kvartslinser findes molybdenglans som små rosetter og enkeltkorn. Enkelte steder ses lidt pyrit. Imellem "punkt" 22 og 28, hvor der findes en åben fleksur af gnejshorisonten, er molybdenglans sammen med pyrit koncentreret i adskilte linser, der indeholder 20-30 % sulfider. De enkelte linser kan følges over et par meter og er op til $\frac{1}{2}$ m brede.

Skåland grube dækker den nordlige del af Gurslifeltet. I samme horisont, der har kunnet følges rundt i lukningen af Gullvt synformen er der ved 49, 50, 51 og 52 anlagt en stolle til undersøgelse af 10-20 cm brede kvartslinser, der findes i hypersten gnejs. Et par hundrede meter mod øst findes der

tynde horisonter af hypersten gnejs, hvor molybdenglans forekommer på sprækker.

Horisonten fra Skåland grube kan følges ind i de nordlige dele af området omkring Gursli gruberne. Flere steder er der i denne horisont anlagt skjerp. Disse steder findes molybdenglans sammen med kobberkis på sprækker i hypersten gnejs. På dette sted er gnejshorisonten 3-4 m bred.

Vigtigst i området er den brede horisont af hypersten gnejs, der findes centralt i folden. Den østlige flanke er den bredeste. Det er i den de største molybdenglansførende kvartslinser er fundet. Der har været brudt på flere niveauer, men kun på tre niveauer - 314 m, 355 m og 370 m (bilag 2, 3 og 4) er der udført en minekartering. Desværre har det kun været muligt at foretage en lithologisk kartering med opdeling i ganske få bjergarter. Disse er de samme, som kendes fra den geologiske kartering. I minerne findes der granulit, hypersten gnejs, kvarts-feldspat mobiliseringer og anorthosit.

Ud fra beliggenheden af hovedskakten og kendskab til nordretningen er det muligt at placere de tre minekort korrekt i forhold til hinanden. På fig. 28 ser man, hvorledes området omkring gruberne ser ud.

I et profil fra den sydlige del af minen (bilag 2) findes fra øst mod vest følgende bjergarter. Ud mod Gullvatn findes der granulit, derefter følger 40 m hypersten gnejs, så igen 30 m granulit inden man kommer ind i hypersten gnejs. Alle disse bjergarter stryger 20-30° og er subvertikale. Den sidstnævnte hypersten gnejs horisont kan følges mod nord på niveau 314 m (bilag 2). Længst mod nord på dette niveau bøjer hori-

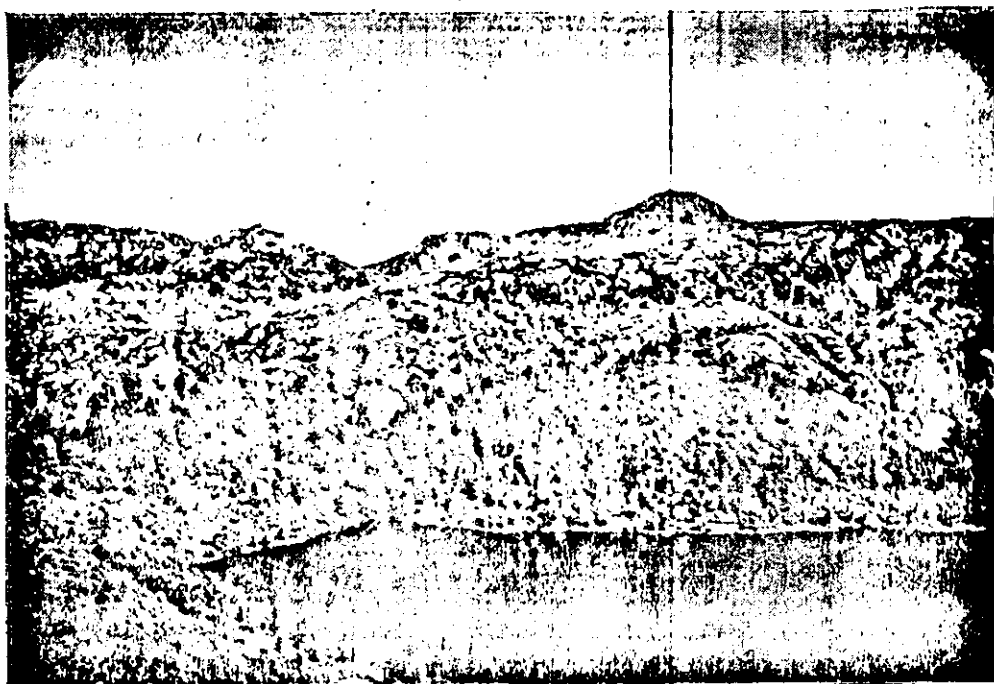


Fig. 28. Gursli grube. I forgrunden ses Gullvatn, og bjergtoppen, der hæver sig op over horisonten, er Jegningsknuten. "Affaldsbunkerne" fra niveau 355 m og 370 m ses til højre i billedet. Lige over søbredden ved pilen ses som et sort hul indgangen til niveau 314 m.

sonten af mod vest. Den stryger 130° og hælder $50-70^{\circ}$ mod sydvest. På niveau 355 m følger minegangen næsten denne retning. Det er da også udelukkende hypersten gnejs, der findes i minen (bilag 3). Helt inde i bunden kommer man ind i den øst for liggende granulit. På niveau 370 m dækker det forgrenede system af minegange hypersten gnejs horisonten i dens fulde brede. Bredden af horisonten er ca. 35 m med en udpræget fortykkelse i ombøjningen.

I minen kunne der adskilles to hypersten gnejs horisonter. I den østligste findes der på niveau 314 m helt ude ved Gullvatn et intrusivt anorthositlegeme. Det er 25-30 m langt og 10 m bredt. Taget af intrusionen ligger ca. 6 m over niveauet.

I anorthositen findes der dissemineret forskellige sulfider. Molybdenglans er den dominerende, men makroskopisk kan man også genkende magnetkis, kobberkis og pyrit. På niveau 314 m er de mineraliserede partier brudt. Fra en skakt 10 m mod vest er der ført en tværstolpe ind i anorthositen på niveau 291 m. Også på dette niveau findes der disseminerede sulfider (HOLMSEN, 1961). I de gamle brydningsrapporter oplyses det, at molybdenglansindholdet androg 0.4 - 0.6 %. Et nærtliggende anorthositlegeme 30-40 m mod vest indeholder ikke molybdenglans.

Bortset fra dette tilfælde findes molybdenglans sammen med kvarts, feldspat og biotit i store linser, der er 0-20 diskordante med foliationen og bjergartskontakter. Disse linser findes især i den vestlige af hypersten gnejs horisonterne (bilag 2, 3 og 4), men på niveau 314 m ser man, hvorledes hovedlinsen starter ud fra 2-5 cm brede årer i granulit. Centralt i linserne findes der udelukkende kvarts med kobberkis interstitielt imellem kornene og molybdenglans på lagflader. I de mere feldspat-biotit holdige dele af linserne er molybdenglans dominerende blandt sulfiderne. Linsen opnår sin største bredde på niveau 370 m, hvor den er spaltet op i to nærtliggende linser henholdsvis 8 og 6 m brede. Det skal bemærkes, at linsen følger den generelle orientering af gnejserne. Ligesom disse følger linsen den åbne foldestruktur. Omkring ombøjningen (på niveau 355 m og 370 m) ser man, hvorledes linsen er spaltet op og er kraftig fortykket. Nordvest for ombøjningen stryger linsen NV-SØ og hælder 50-60° mod SV. Syd for ombøjningen stryger linsen N-S og hælder 80° mod V. Den samlede længde af denne linse andrager ca. 100 m. Omkring ombøjningen er den 10 m bred. Til begge sider tynder den ind

til et par meter. Højden er vanskelig at vurdere. Men gangen er fundet i en tværstolle til hovedskakten på niveau 290 m, og der er brudt på niveauer over 370 m. Det giver en minimumsværdi på 100 m. De rigeste partier af gangen har indeholdt 1 % molybdenglans. I tungsandsfraktionen fra affaldsbunkerne ved det gamle flotationsværk er der fundet enkelte korn af scheelit.

Ved Indre Sandsmork i Sira området (bilag 1) findes molybdenglans på sprækker og sammen med kvartslinser i en migmatitisk båndet gnejs. Gnejshorisonten er 4-6 m tyk og ligger inden i øjegnejs. Gnejsen stryger VNV-ØSØ og holder 10-20° mod NNØ. Hele gnejshorisonten giver indtryk af at være en stor linse (op til 500 m lang).

Forekomsterne ved Konnstali ligger ca. 1 km sydvest for Indre Sandsmork. De geologiske forhold ligner meget de foregående. I migmatitisk båndet gnejs, der ligger inden i øjegnejs, findes molybdenglans og pyrit på sprækker og sammen med tynde kvartslinser. Sprækkerne og kvartslinserne er subkonkordante med orienteringen i gnejsen. Denne stryger VNV-ØSØ og holder 10-20° mod NNØ. Disse forekomster ligger strukturelt lavere end dem ved Sandsmork.

I et endnu lavere strukturelt niveau ved Djupetjörn, der ligger ca. 1 km vest for Konnstali, findes der 100 m sydøst for søen et skjerp i massiv biotit-hornblende gnejs. Molybdenglans findes på sprækker. Denne forekomst findes i en åben ombøjningsstruktur, hvor hele øjegnejshorisonten drejer af mod nord og forløber parallel med Sirdalsvatn. Gnejshorisonten følger denne struktur. Der berettes om flere fund af mo-

lybdenglans mod nord. Dels umiddelbart nord for Vindtjern dels længere mod nord i området vest for Brikland (3-4 km mod nord). På denne lokalitet er der også fundet scheelit (HENRIK STENDAL, personlig meddelelse).

På strækningen Rannestad - Einarvatn - Bringedal (se bilag 1) findes der en ca. 100 m bred sammenhængende horisont af båndet gnejs, der både indeholder granulit, amfibolit og biotit-hornblende gnejs. Bjergarterne stryger generelt NV-SØ og holder 40-50 mod NØ. I forbindelse med biotit-hornblende gnejs findes på sprækker og 10-20 cm brede kvartslinser molybdenglans og ganske lidt pyrit. Et enkelt sted ved sydøstspidsen af Einarvatn er der fundet scheelit. Bredden af mineraliserede zoner andrager højst 2 m.

Omkring ombøjningszonen i båndet gnejs ved Hauklandsvatn (bilag 1) findes der spredte fund af molybdenglans på sprækker i tilknytning til bjergarten hypersten gnejs. Dette område er strukturelt under øjegnejshorisonten. Tilsvarende findes der under øjegnejshorisonten i området vest for Helevatn også hypersten gnejs. Dissemineret i denne bjergart er der sammen med pyrit fundet molybdenglans.

3. Reserveberegninger.

I rapport nr. 549 fra NGU's Bergarkiv af 2. juli 1919 er der foretaget en reservevurdering over malmforekomsterne ved Gullvatn (HOLMSEN, 1961). Der skelnes mellem "gangdannelser" og "impregnationsmalm". Disse betegnelser dækker henholdsvis over kvarts-feldspat mobilisering med molybdenglans og anorthosit med dissemineret molybdenglans. Den første sættes til

en længde på 150 m og en bredde af 1 m (for at bryde denne gang regner man med, at der skal brydes i en brede på 2.5 m). Impregnationsmalmen sættes til 70 m længde og 4 m bredde. Det samlede malmareal beregnes til 655 m^2 . Det påegges, at den tidligere brudte malm har indeholdt 0.17 % molybdenglans.

Ud fra kortlægningen af minen er følgende reserveberegninger at anse for mere rimelige. Kvarts-feldspat linser: 80 m brydes i 3 m bredde, og 20 m brydes i 5 m bredde. Anorthositen med dissemineret molybdenglans er 30 m lang og 6 m bred. Det giver et malmareal på 520 m^2 . Det skønnes, at molybdenglansindholdet vil svare til indholdet opnået ved den tidligere brydning.

I 1919 antog man, at sandsynlig malm ville svare til halvdelen af den kendte højde i minen. Det ville sige 38 m ud over det opmålte. Ud fra kendskabet til geologien foreslår forfatteren at kvarts-feldspat linserne med molybdenglans kan følges i foldeaksens retning for den åbne fleksur ($200^\circ/60^\circ$) måske flere hundrede meter. Det er dog næppe sandsynlig, at det er sammenhængende linser. Det er imidlertid mindre sandsynlig, at dette også skulle gælde for anorthosit med disseminerede sulfider. Hvis der fandtes sulfider på betydelig større dybder, er det nemlig underligt, at der ikke findes sulfider i det lille anorthositlegeme umiddelbart vest for den kendte forekomst.

Med så små malmtonnager, som der her er tale om, er forekomsten uden økonomisk interesse. Den mulighed, at man brød hele Gurslifeltet i et stort dagbrud, kommer heller ikke på tale. Hvis man antager, at kvarts-feldspat linserne indeholder 0.2 % molybdenglans, så udgør disse linser ikke over 10 % af området. Det betyder, at det gennemsnitlige malmindhold er mindre end

0.02 %. I forekomster, der brydes for molybdenglans alene, kan man idag (1975) bryde forekomster med 0.15 % (GOUSSELAND, 1974).

4. Makroskopisk og mikroskopisk beskrivelse af mineraliseringerne.

Der skelnes imellem to malmtyper: Impregnation i hypersten gnejs og mobiliserede forekomster. Den sidste type forekommer på forskellige måder: Molybdenglans på sprækker med overgang til kvarts-feldspat linser, kvarts-feldspat linser med 20-30 % sulfider og anorthosit med disseminerede sulfider.

Under bjergartsbeskrivelse af hypersten gnejs blev det nævnt, at i bjergarten udgjorde sulfiderne omkring 15 % af de opake mineraler. Sulfiderne findes jævnt fordelt i gnejsen. Der er bestemt følgende mineraler: Cubanit, kobberkis, mackinawit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit og zinkblende.

Pyrit er det dominerende mineral. Det findes som enkelte idiomorfe korn og som aggregater betående af flere enkeltkorn. I pyritkornene findes de andre sulfider sammen med silikater som indeslutninger. Det er ofte således, at i de enkelte indeslutninger findes der 2-3 mineraler sammen. For eksempel kobberkis, zinkblende og mackinawit. Molybdenglans findes som lange bøjede tråde i pyrit (fig. 29). Magnetkis danner dels xenomorfe korn langs hvis korngrense, der er dannet pentlanditflammer (fig. 30). Det forekommer sammen med xenomorfe korn af kobberkis, pyrit og zinkblende. Dels findes magnetkis som korn med veludviklet "bird-eye" tekstur. I prøver, hvor der er mange kobberkis indeslutninger i pyriten, er det almindeligt langs randen af pyritkornene at finde selvstændige korn



Fig. 29. Hypersten gnejs. Tråde af molybdenglans i limonit. Limoniten har replaceret pyrit.

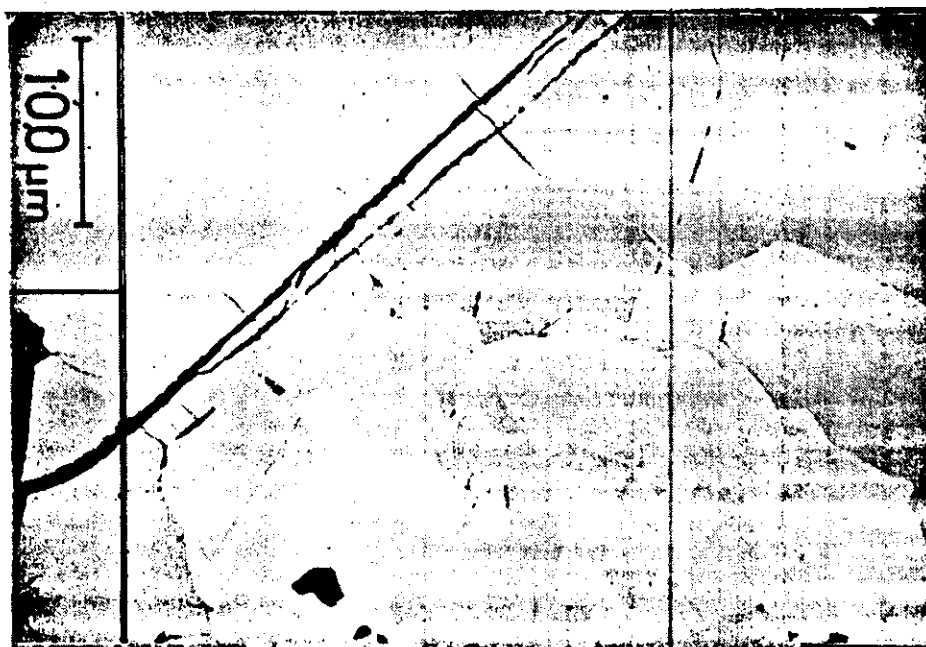


Fig. 30. Hypersten gnejs. Magnetkis med pentlanditflammer langs korngrænserne. Endvidere i den nedre halvdel af billedet pyrit (højest reflekterende) og kobberkis (lavere reflekterende).

af kobberkis. Disse korn er xenomorfe med en takket rand og uden indeslutninger. Langs randen af denne type kobberkis findes der ofte mindre korn af zinkblende. I et par enkelte prøver er der fundet større aggregater af molybdenglans. Disse består af opsprækkede og "kinkede" korn. I hulrum i molybdenglansen findes der ofte kobberkis.

På sprækker og i kvarts-feldspat linser er molybdenglans afsat som små rosetter eller skæl af 0.5 - 1.0 mm store enkeltkorn. Undertiden er det meget finkornede afsætninger med stålblå farve, hvor man ikke kan adskille de enkelte korn. I linserne er molybdenglans koncentreret sammen med kobberkis i lag, der er parallel med kontakten til sidebjergarten. Molybdenglans og kobberkis er de eneste makroskopisk genkendelige malmmineraler. Der kan skelnes imellem de indre dele af linserne, der udelukkende består af kvarts. I disse dele dominerer kobberkis over molybdenglans. I kontakten af linserne er mineralerne kvarts, feldspat og biotit. Her er det molybdenglans, der dominerer over kobberkis. Bredden af linserne kan gå op til 5 m, men ofte er de ikke mere end 10-30 cm. Det totale indhold af sulfider overstiger ikke 2 %.

Mikroskopisk er følgende opake mineraler identificeret: Covellin, cubanit, grafit, gudmundit, guld, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, markasit, molybdenglans, pyrit, rutil, sulfosalte, vismut, vismutglans og zinkblende.

Molybdenglans og kobberkis er de mest udbredte opake mineraler. Molybdenglans findes som store enkeltkorn og aggregater. De enkelte korn har ofte været udsat for deformation og udviser "kinkdannelse". Det er karakteristisk, at kobberkis udfyl-



Fig. 31. Kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Svagt deformerede molybdenglanskorn med kobberkisudfældninger i hulrum imellem molybdenglanskornene.

der sprækker og hulrum i og imellem molybdenglanskornene (fig. 31). Kobberkis forekommer oftest som store xenomorfe korn med en takket rand. Under krydsede nicoller kan man se, hvorledes disse enkeltkorn er opbygget af tvillinglameller (fig. 32). I disse korn findes foruden silikatindeslutninger også indeslutninger af pyrit, vismutglans, vismut, mackinawit, guld og sulfosalte. Pyrit findes som idiomorfe korn. Vismutglans findes som prismatiske krystaller, der centralt i kornene indeholder gedigent vismut (fig. 33). Mackinawit findes som uregelmæssige små korn, der tydeligst erkendes under krydsede nicoller (fig. 34), da de er stærk anisotrope. Guld findes sammen med sulfosalte som små korn inden i kobberkis. Disse sulfosalte er blågrønne, anisotrope bløde mineraler med en



Fig. 32. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Kobberkis (under xN) med tvillinglameller.



Fig. 33. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Inden i et kobberkiskorn ses et prismatisk korn af vismutglans. Centralt i den nedre del af dette korn findes der et lille korn af gedigent vismut.

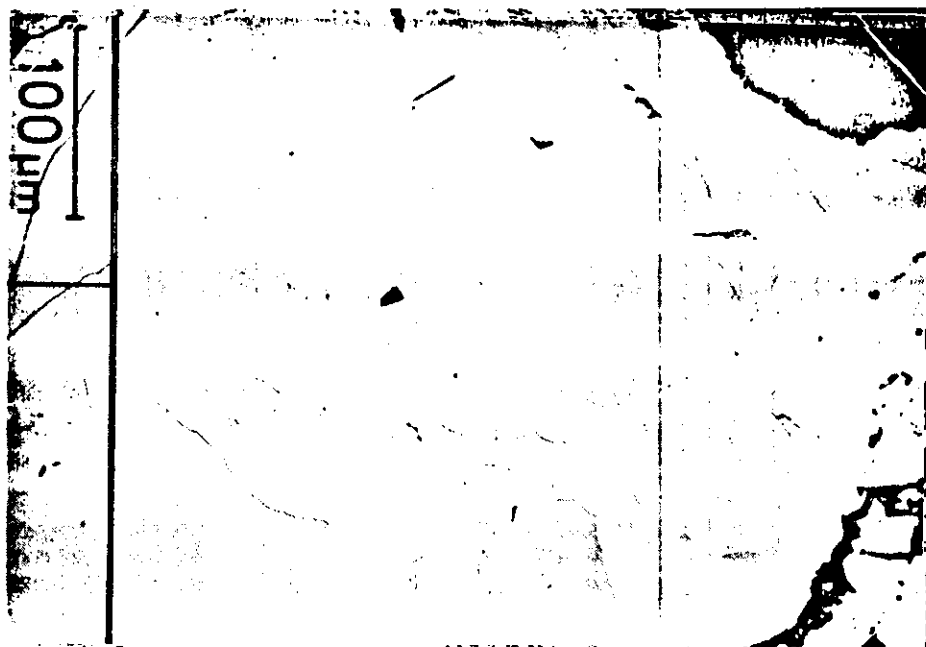


Fig. 34. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Kobberkiskorn, hvori der også ses diffuse tvillinglameller, med indeslutninger af mackinawit (hvide korn). I den nedre halvdel af billedet findes der pyrit.



Fig. 35. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Grafittråde i silikater. De stærkt skinnende korn er kobberkis.

reflektivitet, der svarer til kobberkis og er ikke nærmere diagnosticeret. Zinkblende findes som xenomorfe korn, der oftest grænser op til kobberkis og sjældnere findes som indslutninger. Grafit findes som tynde tråde (fig. 35). Der er ikke fundet store korn. De små, der findes, er altid placeret i nærheden af kobberkis korn. Pyrit findes dels som xenomorfe korn gennemsat af takkede revner dels som idiomorfe korn, der tydeligvis er rekrySTALLiseret ud fra den foran nævnte type korn. I begge typer korn findes der indslutninger af cubanit, kobberkis, mackinawit, zinkblende og guld (fig. 36). I større zinkblendekorn inden i pyrit findes kobberkis som dråbeformede afblandinger (fig. 37). Enkelte mineraler findes kun som indslutninger i de uregelmæssige pyritkorn. Det gælder gudmundit (FeSbS) (fig. 38). Magnetit og ilmenit findes dels som enkelte afrundede korn dels som titanomagnetit. I titanomagnetit kan man se hvorledes magnetiten progressivt omdannes til silikater eller fortrænges af sulfider. I det kun svagt omdannede tilfælde er ilmeniten ikke påvirket, medens magnetiten er delvis replaceret af pyrit (fig 39). I en senere fase er ilmeniten omdannet til rutil, al magnetiten er forsvundet og istedet er der afsat kobberkis (fig. 40). Magnetkis findes i bjergarten som afrundede korn. Undertiden udviser de "bird-eye" tekstur (fig. 41).

Sekundære omdannelser har betinget dannelsen af covellin langs randen af kobberkis. Pyrit er et enkelt sted omdannet til markasit. Limonit er dannet ud fra magnetit, pyrit og magnetkis.

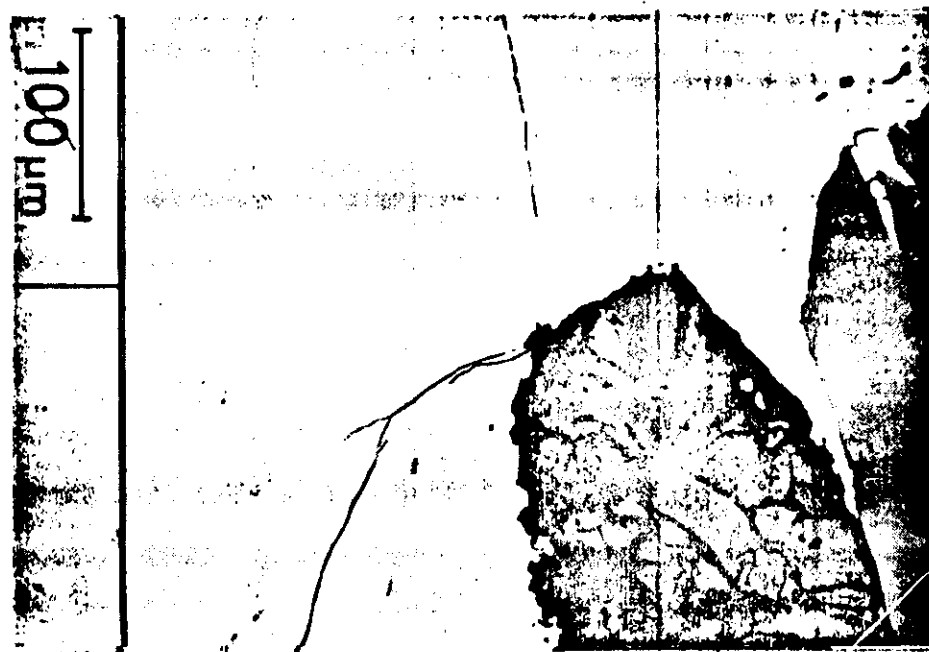


Fig. 36. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I et pyritkorn ses til venstre i billedet et guld-korn. Kornet længst mod højre er molybdenglans. Til venstre for dette er der et itubrudt magnetitkorn.



Fig. 37. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I pyrit findes der indeslutninger af kobberkis og zinkblende. I zinkblende er der afblandet dråbeformet kobberkiskorn.



Fig. 38. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I et uregelmæssigt opsprækket pyritkorn findes der indeslutninger af tre gudmunditkorn (lidt mørkere) xN.



Fig. 39. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I titanomagnetit er magnetiten delvis replaceret af pyrit.



Fig. 40. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. I "titanomagnetit" er ilmenitlamellerne omdannet til rutil, medens magnetiten er fuldstændig omdannet til silikater eller replaceret af kobberkis.



Fig. 41. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. Magnetkis der udviser "bird-eye" tekstur.

Kvarts-feldspat linser med 20-30 % sulfider er ikke nogen særlig udbredt type. Feltrelationerne er beskrevet i oversigten over Mysseskjerpene. Linserne består af 50-60 % stærkt omdannet feldspat samt 10 % kvarts og biotit foruden de foran nævnte sulfider. Makroskopisk kan der blandt disse skelnes imellem pyrit, kobberkis og molybdenglans. Kobberkis og molybdenglans udgør ikke mere end 1-2 % hver.

Mikroskopisk er følgende mineraler identificeret: Covellin, cubanit, gudmundit, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, magnetkis, molybdenglans, pyrit, rutil og zinkblende.

Molybdenglans findes som aggregater eller store korn inde-sluttet i pyrit (fig. 42). Molybdenglanskornene er ofte op-sprækket og udviser kinkdannelse. Sprækkerne inden i kornene er undertiden udfyldt med kobberkis.



Fig. 42. Fra Kvarts-feldspat linser med sulfider. Molybdenglanskorn der tydeligvis er opsprækket og som udviser kinkdannelse. Omkring kornet findes der pyrit.

Pyrit forekommer på to måder. Dels som uregelmæssige xenomorfe korn med indeslutninger af silikater, kobberkis, zinkblende, cubanit, gudmundit og mackinawit. Dels som idiomorfe korn, der er vokset ud fra den foran beskrevne type korn. De idiomorfe pyritkorn har færre indeslutninger især af silikater, men bortset fra gudmundit, der ikke findes i de idiomorfe korn, er det de samme mineraler. Kobberkis og zinkblende koncentrerer som xenomorfe korn langs randen af de idiomorfe pyritkorn. (fig. 43). Magnetkis findes som spredte korn. Magnetit og ilmenit findes i partier med kun få sulfider. De kan findes dels som selvstændige afrundede korn dels som titanomagnetit, hvor ilmenit danner lameller i magnetit. Sekundære omdannelser har omdannet pyrit til limonit, ilmenit til rutil og kobberkis til covellin, men kun langs randen af kobberkiskornene.



Fig. 43. Fra kvarts-feldspat linser med sulfider. Xenomorfe pyritkorn der er omdannet til idiomorfe pyritkorn. Langs randen af de idiomorfe pyritkorn er kobberkis koncentreret (relativt mørke korn uden indeslutninger).

Anorthosit med disseminerede sulfider er kun fundet det ene sted umiddelbart nord for Gullvatn. Af sulfider kan der makroskopisk genkendes magnetkis, kobberkis og molybdenglans. Molybdenglans findes som aggregater af finkornede krystaller interstitielt mellem plagioklaskornene. Der er en tendens til, at disse aggregater koncentrerer i lag i anorthositen.

Mikroskopisk kan følgende orake mineraler identificeres: Cubanit, hæmatit, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit, rutil og zinkblende. Molybdenglans danner store aggregater bestående af 0.1-0.2 mm brede og 0.3-0.4 mm lange korn. Længderetningen af kornene og aggregaterne er generelt sammenfaldende og danner lag i anorthositen. Parallelt med denne orientering findes der lag, som overvejende består af 0.1-0.2 mm store korn af pyrit, magnetkis og kobberkis. Pyrit danner idiomorfe korn, der har indeslutninger af kobberkis, cubanit og mackinawit. Ofte findes flere af disse mineraler sammen i den samme indeslutning. Magnetkis findes som xenomorfe korn. Langs randen af magnetkiskorn findes der enkelte steder pentlanditflammer. I magnetkis kan man under krydsede nicoller iagttage tvillinglameller. Det er lancetformede lameller, der er vokset parallel sammen. Kobberkis findes ligeledes som xenomorfe korn. De er uden indeslutninger, men under krydsede nicoller kan man i kobberkisen se tvillinglameller. Langs randen af kobberkiskorn ses der undertiden små xenomorfe korn af zinkblende (fig. 44). Magnetit, ilmenit og hæmatit er jævnt fordelt i bjergarten Ilmenit og hæmatit viser indbyrdes afblandinger.

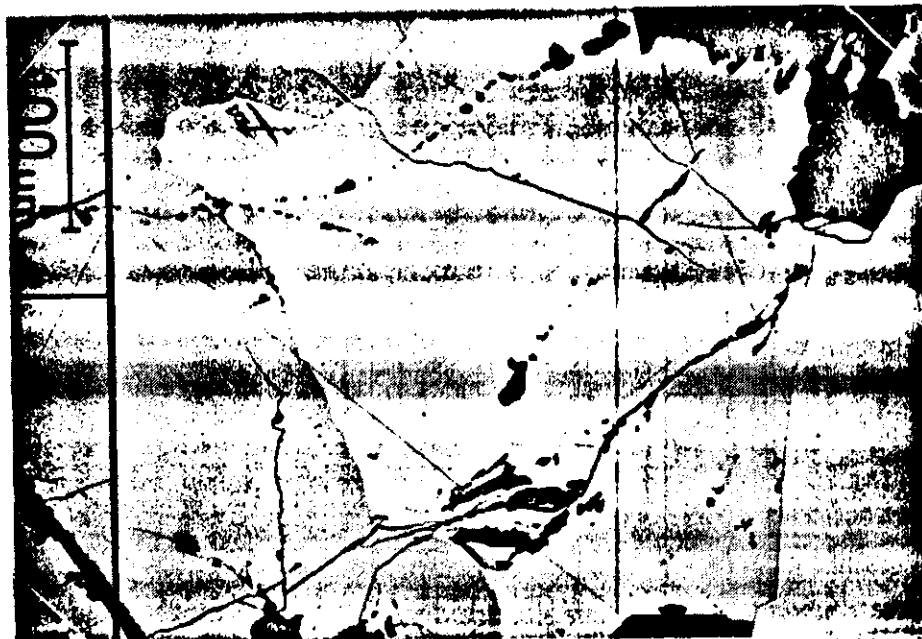


Fig. 44. Fra anorthosit med disseminerede sulfider. Til venstre i billedet er der magnetiskis. I midten er der kobberkis. Til højre er der et idiomorft pyritkorn. Inden i kobberkisen lige over hjørnet af pyritkornet findes der et korn af zinkblende.

V. Diskussion.

1. Nomenklatur.

I forbindelse med kartering i Gursli-Sira områderne er der foretaget en inddeling i karteringsenheder (tabel 1). Det er lithologiske enheder, der med sikkerhed kan adskilles. Dette princip er også anvendt af de forskellige grupper, der har arbejdet i området (MICHOT 1960, TOBI 1965, HEIER 1956, FALKUM 1966, 1973). Men de har løst det forskelligt.

I forbindelse med kortlægning nord for Egersundkomplekset har MICHOT (1960) skelnet imellem en øvre og nedre serie, henholdsvis "Serie de Gjestal" og "Serie charnockitique". Hver af disse serier er delt i grupper, hvilke TOBI (1965) ikke mente at kunne adskille. Karakteristisk for den øvre serie i forhold til den nedre er tilstedeværelsen af horisonter rige på granat, cordierit og sillimanit.

TOBI (1965) inddeler den del af området omkring Egersundkomplekset, der er overpræget i granulitfacies, i "the charnockitic migmatites" og "the Gjadal garnetiferous migmatites". Denne inddeling svarer til MICHOT's serier. Uden for granulitfaciesområdet mod øst og nord benævner han bjergarterne "granitic migmatites" (for eksempel den østlige del af Sira området, fig. 2). Han beskriver, hvorledes hver af disse enheder består af flere bjergarter. Når disse bjergarter forekommer som tilstrækkelige store legemer eller sammenhængende horisonter, kan de udkarteres som selvstændige enheder. Det gælder for eksempel øjegnejs. I følge TOBI (1965) findes der i Gursli området kun charnockitiske migmatiter. Som det fremgår

af egne beskrivelser (se afsnittet om geologi og bilag 1) består bjergarterne i dette område overvejende af båndet gnejs, hvor lyse og mafiske lag veksler. I de lyse lag er der udviklet pladekvarts, og i de mafiske lag viser mineraler granulitisk sammenvoksning. Disse teksturer er metamorfe. TOBI (1965) gør selv opmærksom på dette forhold, men betegner ikke desto mindre bjergarterne som migmatiter. Forfatteren mener, at betegnelsen "migmatit" bør begrænses til at anvendes om bjergarter, hvor der kan iagttages opsmeltningsteksturer (for eksempel pyriboliten på fig. 10). I en senere publikation (TOBI 1971), der omhandler klassifikation af de charnockitiske bjergarter, anbefaler TOBI, at man om højmetamorfe bjergarter anvender den magmatiske klassifikation, baseret på den mineralogiske sammensætning, sammen med en teksturel betegnelse som bjergartsnavn. For eksempel "granulitic charnockite". Han understreger, at der i denne betegnelse ikke lægges noget genetisk.

Den af forfatteren valgte inddeling ligger, såvidt det kan skønnes ud fra litteraturen, meget tæt op ad den, som FALKUM (1966, 1973) har anvendt i Flekkefjord området. FALKUM skelner mellem båndgnejser og granitiske gnejser. Båndgnejserne består af vekslende lag af pyribolit, amfibolit, sure og intermediære gnejser, granat-cordierit-sillimanit gnejser, kvarsit samt pyribolit-anorthosit. Zarteringsenheder - båndgnejs og granitisk gnejs - må svare til henholdsvis båndet gnejs og kvarts-feldspat gnejs (denne undersøgelse). Af de nævnte bjergarter mangler kvarsit og pyribolit-anorthosit i Gursli-Sira områderne. Granat-cordierit-sillimanit gnejs findes hel-

ler ikke, men svarer antageligvis til hypersten gnejs (de varieteter, der indeholder granat). Om der dannes sillimanit eller ej afhænger af aluminiumindholdet.

De sure og intermediære gnejser (granitiske gnejser) (FALZUM 1966, 1973) er i denne undersøgelse benævnt granulit. Anvendelse af ordet "granulit" har været og er vel tildels stadig omdiskuteret. Her er granulit tildels anvendt i den betydning, der anbefales af MEHNERT (1972). Væsentligt i MEHNERT's definition er, at granulit er en typebjergart for granulifacies. Den omfatter bjergarter, der består af feldspat (dominerende), kvarts og med op til 30 % ferromagnesiske mineraler (hovedsagelig dem uden hydroxylgrupper). Kvarts kan danne pladekvarts, men dette er ikke noget krav til bjergarten for at den kan betegnes granulit.

Anvendelsen af betegnelsen "granulit" i dette arbejde falder inden for ovennævnte definition. Men den er yderlig indskrænket til kun at gælde for bjergarter med mindre end 5 % ferromagnesiske mineraler.

Mån skal bemærke, at efter MEHNERT (1972) falder bjergarterne øjegnnejs og hypersten gnejs også ind under granulit-begrebet. Men det store indhold af biotit i disse bjergarter, der giver dem en foliation, har fået forfatteren til at betegne dem som gnejser.

Om granulitfaciesbjergarter med mere ned 30 % ferromagnesiske mineraler foreslår MEHNERT (1972) at anvende betegnelserne pyriclasite, pyribolit og pyrigarnite alt efter hvilke mineraler, der dominerer. Pyribolit består af plagioklas, orthopyroxen, clinopyroxen og hornblende. Navnet er anvendt om bjergarter af denne type, der findes inden for det karte-

rede område. Hvis orthopyroxen forsvinder kaldes bjergarten amfibolit. Hvis hornblenden forsvinder, hvilket gælder for en enkel prøve i Gursli området, kaldes bjergarten pyriclasit.

Det er tilstræbt ved navnevalget dels at få forskellen mellem karteringsenhed og bjergart frem, dels at man igennem navnene umiddelbart kan få en fornemmelse for bjergarternes mineralogi og tekstur. Da det er metamorfe bjergarte, foretrækker forfatteren, at man anvender navne, der illustrerer dette.

2. Tektonik.

Som det fremgår af gennemgangen i afsnittet om "strukturel geologi", kan der i Gursli-Sira områderne adskilles 4 foldetyper, der afspejler 4 eller flere foldefaser. Ældst er de intrafoliære dobbeltfoldningsstrukturer. På et senere tidspunkt er de store isoklinale folder dannet. Aksialplanerne for disse folder er med rødt indtegnet på fig. 45. Det fremgår tydeligt af fig. 25 og fig. 45, hvorledes disse aksialplaner udviser fleksurer omkring et NØ-SV strygende aksialplan i henholdsvis den nordøstlige del af Sira området og i området nord og syd for Gullvatn. Den generelle orientering af foliationen er kontrolleret af den store åbne N-S antiform, hvis ombøjningszone ligger på strækningen Heievatn til Tjellesvik.

Aksialplanet for N-S antiformen er parallel med længdeudstrækningen af Garsaknatt-intrusionen. Det er derfor rimeligt at antage, at antiformen blev dannet samtidig med at anorthositen intruderede.

De åbne fleksurer omkring NØ-SV aksialplanet er dannet før

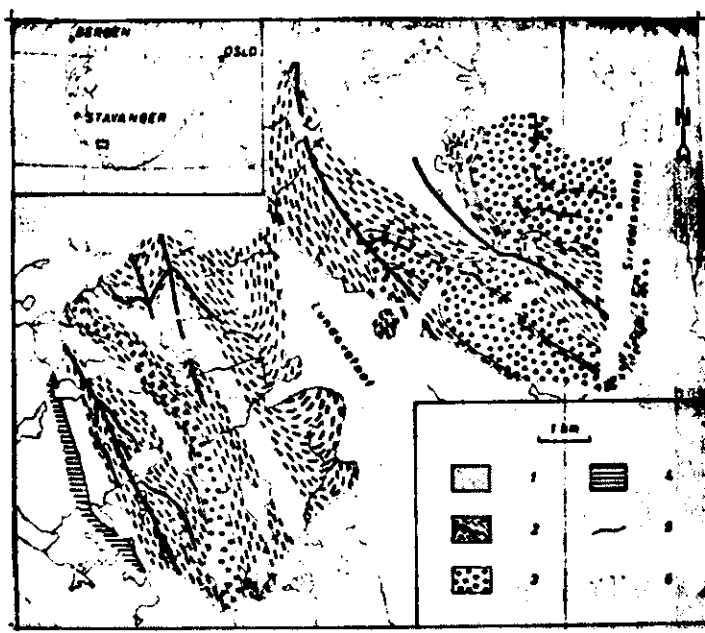


Fig. 45. Oversigtskort over Gursli-Sira områderne. Med rødt er indtegnet aksialplanssporet for de isoklinale folder. Legende: Kvarts-feldspat gnejs (1), båndet gnejs (2), øjegnejs (3), anorthosit (4), bjergartsgrænser (5) og grænse for karterede område (6).

dette tidspunkt, hvilket understøttes af, at kontakten til Garsaknatt ikke er påvirket af fleksurerne. Når man fjerner påvirkningen fra antiformen (retter lagene ud), bliver foldeaksen for fleksurerne i Sira området og området omkring Gullvatn cirka parallelle. Det antages derfor, at disse fleksurer kan henføres til den samme deformation.

Det er straks vanskeligere at forklare de isoklinale strukturer. Der kan opstilles flere deformationsmodeller, men inden for det begrænsede område, som Gursli og Sira områderne udgør, kan det ikke afgøres, hvilken der passer. Det geometriske mønster er tildels klarlagt, idet det antages, at øjegnejsen danner én sammenhængende horisont, der går i luften over

Lundevatn (fig. 45).

Som første antagelse gælder det, at øjegnejsen primært har været konkordant med de øvrige gnejser. Det betyder blandt andet, at de synklinale lukninger, der findes på hver side af Lundevatn henholdsvis nord og syd for Gullvatn og nordvest og sydøst for Tronviken hører til den samme struktur. Når påvirkningerne fra de senere foldninger elimineres, viser det sig, at foldeakserne stort set er sammenfaldende og strukturen fremtræder som en liggende isoklinal fold med åbning mod syd. Imidlertid gælder det, at øjegnejsen nordøst for Tronviken danner en overkippet antiformal med subhorisontal foldeakse. Denne struktur kan ikke være dannet samtidig med den liggende isoklinale fold, da foldeakserne så skulle være parallelle (det var nemlig en antagelse at øjegnejsen var konkordant med gnejserne og før deformationen udgjorde et plan). Den anden mulighed er, at foldestrukturene blev dannet i to forskellige deformationsfaser, men så er det underligt, at deformationerne lige præcis virkede i hver sit område. En tredje mulighed, som er fremsat af TOBI (1965), er, at der på strækningen Sira - Tronviken - vest om Hauklandsvatn og videre mod nord hele vejen rundt om Egersundkomplekset fandtes en "Border fault", som skulle have forsat områderne på hver sin side betydeligt i forhold til hverandre. Imidlertid har det ved karteringen ikke været muligt at bekræfte tilstedeværelsen af en så betydelig forkastning.

Med den antagelse, at øjegnejsen primært var konkordant med strukturene i gnejserne, gives der ikke nogen tilfredsstillende model (muligheden af to deformationsfaser, der selektivt har deformeret øjegnejsen, kan dog ikke afvises).

Den næste antagelse er så, at øjagnejsen på et eller andet tidspunkt er intruderet i gnejserne og før deformationen har været diskordant på strukturerne. Hvis øjagnejshorisonten før deformation har haft forskellig orientering i forskellige områder, vil der under den samme deformation dannes forskelligt orienteret foldeakser. Det kunne forklare den forskel i foldeaksens retning, man ser i henholdsvis anti- og synformen i Sira området. At det var den samme deformation, der virkede i hele området, bekræftes til dels af diagram 10 og 11 (bilag 6). Her viser foldeakserne i begge områder en fordeling langs en storcirkel, der stryger N-S og som hælder ca. 30 mod øst. Det må betyde, at den sidste isoklinale foldefase har været den samme i begge områder. Det kan samtidig siges, at de foldeakser, der er koncentreret i dette plan, er dannet i forbindelse med tidligere foldefaser. Der er yderlig et par argumenter, der støtter en intrusiv oprindelse af øjagnejsen. Ved enhver af de foldemekanismer, man kan forestille sig, der har virket ved dannelsen af de isoklinale folder, vil der dannes en fortykkelse i ombøjningszonen. I Sira området viser det modsatte sig at være tilfældet, da øjagnejshorisonten er tykkest på flankerne. Det kan forklares, hvis man antager en stor variation i primær mægtighed, samt at ombøjningszonerne blev dannet, hvor mægtigheden var lille. En sådan variation kunne forklares ved en intrusiv oprindelse. Endvidere viser de radiometriske dateringer ved Rb/Sr "whole rock" metoden anvendt på øjagnejs en alder på 1050 mill. år (MICHOT & PA-STEELS, 1968). Samme metode anvendt på alle de forskellige gnejser viser en alder på 1530 mill år (VERSTEEVE 1970). Det kunne altså tyde på, at øjagnejsen er betydelig yngre.

Kort resumeret er forfatteren kommet frem til følgende model. Øjegnejs intruderer i tidligere foldede gnejser. Derefter følger en intens deformation, hvorved øjegnejsen sammen med de øvrige gnejser foldes i isoklinale strukturer. Senere følger fleksurerne omkring NØ-SV aksialplaner, og til sidst dannes den åbne N-S antiformal samtidig med, at anorthositen intruderer.

Denne model passer ind i den deformationshistorie, FALKUM (1966, 1973) er nået frem til i det syd for liggende Flekkefjord område. Følgende efter FALKUM (1973): F_1 er den første foldefase, den har dannet områdets hovedfoliation. F_2 danner store (10-30 km) isoklinale folder. Derefter intruderer øjegnejserne. F_3 's strukturer er stort set sammenfaldende med F_2 , der dannes fortsat isoklinale folder. F_4 har stejle aksialplaner og foldeakser, der dykker mod NNØ-NØ. F_5 er åbne Ø-V folder med stejle aksialplaner.

Det fremgår umiddelbart, at F_3 (og eventuelt F_2) har dannet de isoklinale strukturer også i Gursli-Sira områderne. F_4 svarer til fleksurerne, og Ø-V folderne svarer til strukturer, opstået samtidig med den åbne antiformal. Hvis det er de intrusive komplekser, der styrer denne folderetning, vil orienteringen længere mod syd også bøje af mod øst.

3. Metamorfose.

I karteringsenhederne kvarts-feldspat gnejs, båndet gnejs, øjegnejs og anorthosit med deres forskellige bjergarter er der helt eller delvist udviklet to mineralselskaber. Det ældste, der mange steder er bevaret uomdannet og alle andre steder kan genkendes på teksturen, har opnået at være i fuldkommen lige-

vægt med de tryk og temperatur forhold, der har virket. Det yngre mineralselskab er især dominerende langs markante sprækkeretninger. Det er tydeligt, hvorledes det oprindelige mineralselskabs mineraler viser forskellig evne til at modså omannelser.

Det ældste mineralselskab udviser en lang række fælles træk samt en systematisk variation af disse inden for Gursli-Sira områderne.

Hypersten er stærk pleokroitisk. Den findes i bjergarterne pyribolit, pyroxenit, hypersten gnejs og øjegnejs. Mod vest i området er hypersten udbredt. Mod øst aftager den i betydning, og de sidste 2 km inden Sirdalsvatn er den forsvundet.

Hornblende er altid brun. Den findes i bjergarter fra hele området, men bliver mere og mere dominerende jo længere mod øst man er

Kalifeldspat, der både findes som orthoklas og mikroklin, udviser ofte perthitdannelse. Tit er der endda dannet mesoperthit. Mesoperthit består efter MICHOT (1961) af 50 % kalifeldspat og 50 % plagioklas, hvis anorthitindhold varierer mellem 17 og 25 %.

Plagioklas fra Gursli-Sira områderne har altid mere end 20 % anorthit. Det er typisk, at plagioklas med anorthitindhold omkring denne procent danner antiperthit. I antiperthit kan kalifeldspat udgøre 5-10 %. Anorthitindholdet i plagioklas fra pyriboliterne falder jævnt fra 60 % mod vest til 35 % mod øst.

Biotit og diopsid findes i flere forskellige bjergarter. De findes ligeligt fordelt over hele området

Pladekvarts er udviklet i granulit og øjegnejs.

Granat og biotit findes i samme bjergart, men det er tydeligt, at de dominerer i hver deres lag.

Hercynit (grøn spinel) findes kun i bjergarter, der samtidig indeholder granat. I prøver, som indeholder hercynit, findes der også kvarts.

I bjergarter med mange hydroxylholdige mineraler (biotit og hornblende i pyriboliterne) har der fundet anatexis sted, og der er dannet migmatiter, sensu stricto.

Sammenholdt med TURNER (1968, p 320-336) svarer dette mineralselskab og dets karakteristika til amfibolit-granulit overgangsfacies i de vestlige dele af Gursli området og høj amfibolitfacies i de østlige dele af Sira området. For at tale om en højere metamorfosegrad (ren granulitfacies) må de hydroxylholdige mineraler - især biotit - forsvinde eller kun forekomme accessorisk. Endvidere må man forvente, at der i de basiske bjergarter (pyribolit) dannes granat (TURNER 1968). Man skal dog her lige være opmærksom på, at granulitfacies er defineret på et mineralselskab og ikke en temperatur, så der er ikke sagt noget om temperaturen.

TQBI (1965) henfører mineralselskabet til granulitfacies. I området omkring Gyadalen fandt han foruden de nævnte mineraler også cordierit og sillimanit. Ud fra dette foreslog han eksistensen af et sillimanit-cordierit subfacies, der skulle være dannet ved forholdsvis lavt tryk. Den korte geografiske afstand taget i betragtning må det antages, at der også i Gursli-Sira områderne eksisterede relativt lave tryk.

Temperaturen for metamorfosen er vanskelig at fastlægge. Mesoperthit dannes imidlertid ud fra en homogen feldspat ved 660 °C (MICHOT 1961). Så denne værdi kan angive en minimumsværdi.

Den mikroskopiske undersøgelse af anorthositen viste, at der havde fundet rekrySTALLISERING sted, hvorved plagioklas-korn med bøjede tvillinglameller og højt anorthitindhold erstattedes af udeformerede korn med et lavere anorthitindhold. Det rekrySTALLISEREDe mineralselskab består af plagioklas, der ofte danner antiperthit, hypersten og diopsid. Dette mineralselskab tilhører granulitfacies. Det må være dannet efter intrusionstidspunktet, idet det antages, at deformede plagioklaskorn stammer fra denne episode. Det betyder, at granulitfaciesforhold rådede længe efter, at de intense foldninger var ophørt. Samtidig kan man dog udelukke den mulighed, at granulitfacies udelukkende var postkinematisk. For eksempel er det tydeligt, at pladekvartsdannelsen, der antages at være dannet under granulitfacies, i Gursli området er kontrolleret af de isoklinale strukturer.

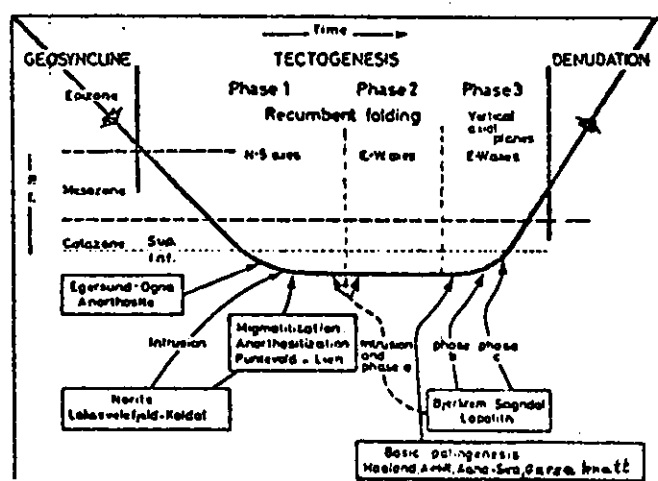


Fig. 46. Skitse over den tektoniske udvikling i Rogaland efter MICHOT & MICHOT (1968).

Kronologien for deformation, intrusion og metamorfose er tidligere beskrevet af MICHOT (1960) og MICHOT & MICHOT (1968). De mener, og nærværende undersøgelse kan kun bekræfte dette, at foldningerne (isoklinale og åbne folder) samt dannelsen af Egersundkomplekset fandt sted under granulitfaciesbetingelser.

- "le Rogaland méridional est par excellence une region monogene" - (MICHOT 1960) (se skitse - fig. 46).

Da området senere hævedes forblev granulitfacies mineralselskabet de fleste steder stabilt. Men langs markante sprækkezoner efter retningerne N-S og ØNØ-VSV er der mere eller mindre dominerende udviklet nye mineraler ved nedbrydning af plagioklas, kalifeldspat, hypersten og diopsid. Der er dannet epidot, klinozoisit, muskovit, karbonat og klorit. Hornblendene, kvarts og tildels biotit er forblevet uomdannede. Dette mineralselskab hører til i grønskiferfacies.

Udgangsbjergarterne for de metamorfe bjergarter, man finder i dag, kan ikke umiddelbart bestemmes. Detaljerede kemiske analyser af såvel hovedelementer som sporelementer (LEAKE 1964 og VAN DE KAMP 1968) samt påfølgende plotning i variationsdiagrammer kan undertiden give et entydigt svar. Imidlertid vil det ofte være muligt ud fra feltrelationerne samt bjergarternes mineralogi at gætte på, hvad udgangsbjergarten var for en bjergart.

Pyribolit og pyroxenit antages at være oprindelige basiske gange. Hypersten gnejs antages at være en oprindelig pelitisk bjergart. Fordelingen af hovedelementer (skønnet ud fra hvor bjergarten plotter i et AFM diagram) udelukker ikke denne mulighed, og indholdet af grafit (i en enkel prøve fra Gursli området) samt impregnation af sulfider synes at bekræfte teorien om en sedimentær oprindelse. Granulit afspejler en sammensætning, der svarer til granit eller arkose, men hvis hypersten gnejsen har en sedimentær oprindelse, lyder det mest rimeligt for forfatteren, at granuliten oprindelig har været en arkose. Dette synspunkt er sammenfaldende med den iagtta-

gelse, at ældre prækambriske sedimentære aflejringer domineres af arkoser. Øjegnejsernes oprindelse er vanskelig at fastlægge. BARTH (1960) mener, at de dannes ved tilførsel af K og Na til amfibolitiske bjergarter. I Knaben området ca. 50 km mod NØ har forfatteren haft lejlighed til at se, hvorledes der på langs af strygningen i en båndet hornblende gnejs blev udviklet feldspatøjne, samtidig med at hornblende erstattedes af biotit. Imidlertid ligner denne "øjegnejs" ikke den bjergart, man finder i Gursli-Sira områderne. Som omtalt er der flere strukturelle karakterer, der kan pege på en intrusiv oprindelse. I dette tilfælde er øjegnejsen en oprindelig granodiorit. Anorthositen fra Garsaknatt intrusjonen beskrives af MICHOT (1968) til at være dannet som en "Para-anatectic anorthosite".

4. Mineraliseringernes genese.

Når man sammenholder kortene over malmmineraliseringerne (fig. 27 og bilag 2, 3 og 4) med de strukturelle kort (fig. 25 og fig. 45), er der to ting, der særlig falder i øjnene. Dels findes alle mineraliseringerne indenfor eller i nærheden af hypersten gnejs (i Sira området i tilknytning til båndet biotit hornblende gnejs). Dels findes alle større forekomster af mobiliserede kvarts-feldspat linser i ombøjningszonerne for den åbne foldestruktur med NØ-SV strygende aksialplaner. Det bedste eksempel herpå udvises af hovedgangen i Gursli-feltet. På fig 47 er de tre niveauer (bilag 2, 3 og 4) skitsemæssigt sammentegnet. Det fremgår tydeligt, at mobiliseret materiale er genudfældet i ombøjningen af fleksuren.

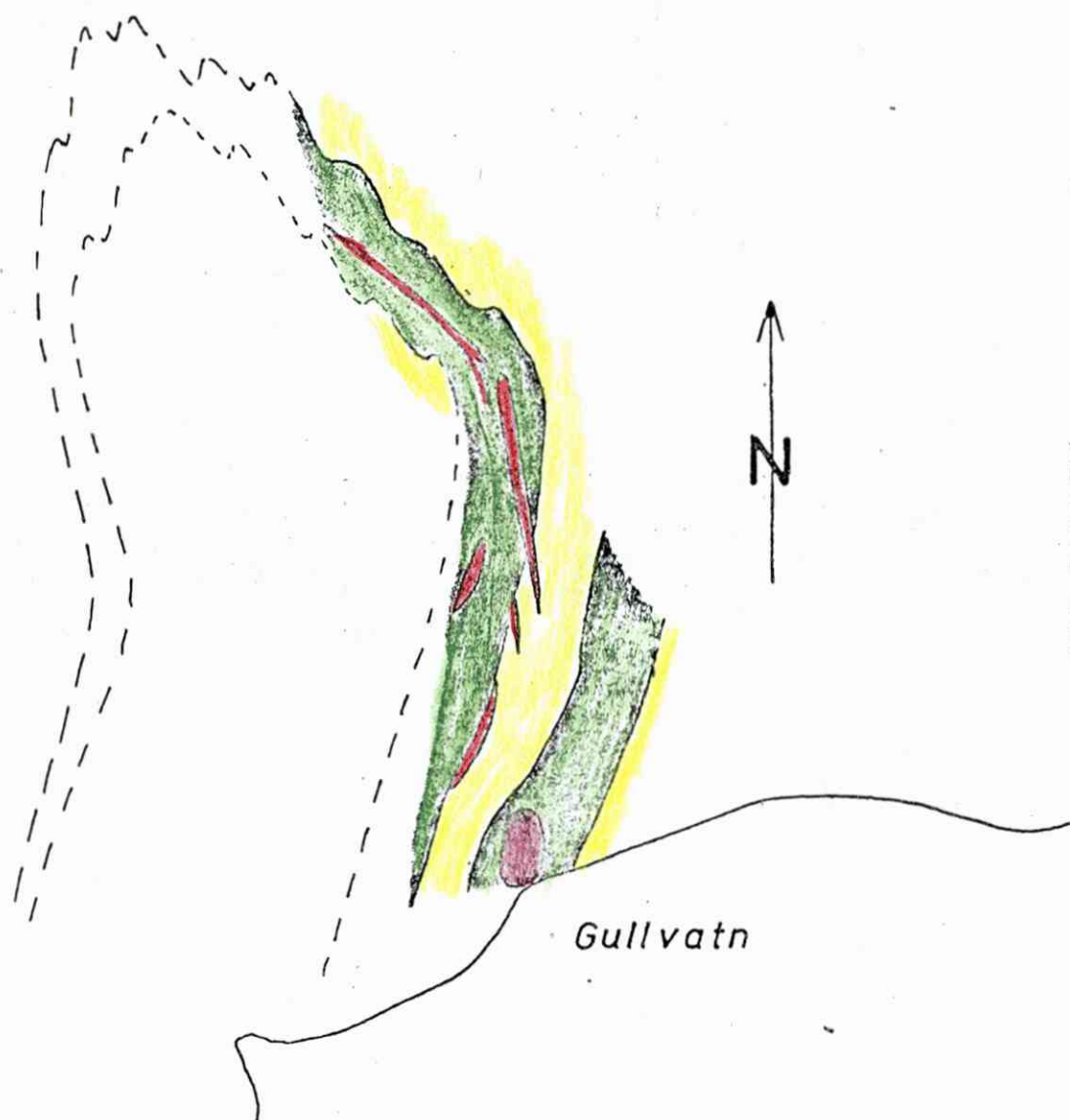


Fig. 47. Skitse-mæssig sammmentegning af niveau 314 m, 355 m og 370 m (bilag 2, 3 og 4). Målestok ca. 1:3500. Legende: Gul : granulit, grøn : hypersten gnejs, violet : anorthosit og rød : mobiliseringer med disseminerede sulfider.

Afsætninger i en fleksur afspejler trykforholdene forstået på den måde, at udfældning finder sted i områder med relativt lavt tryk. Sådanne områder vil findes på den konvekse side af foldede kompetente lag, hvilket svarer til de iagttagne forhold.

De mobiliserede og genudfældede mineraler er: Kvarts, feldspat, biotit, molybdenglans, kobberkis og i mindre mængder også pyrit, magnetkis, vismut, vismutglans, gudmundit, zinkblende, grafit og guld. Mange af disse mineraler er i forbindelse med plutoniske afsætninger karakteristiske for temperaturintervallet 400-600 grader C. Dette sammenholdt med forekomstmåden i diskordante linser gjorde, at man tidligere antog mineraliseringerne for at være dannet i forbindelse med pegmatitiske, pneumatolytiske, hydrotermale afsætninger i tilknytning til intrusive graniter (BUGGE 1963). Kun de færreste steder var det muligt at påvise tilstedeværelsen af en intrusiv granit, men så antog man, at den fandtes i et dybere ikke blottet niveau.

Inden for de sidste 20 år er det blevet mere og mere klart, at processer i forbindelse med metamorfose af sulfidlegemer eller sulfidførende bjergarter især under højere tryk og temperatur kan føre til afsætninger, der tidligere blev betegnet som værende af hydrotermal oprindelse. De processer, der er involveret, er mobilisering af sulfider sammen med silikater, migration inden for udgangsbjergarten eller dens nærmeste omgivelser, udfældning i gange eller linser sammen med kvarts og feldspat. Alle disse processer kan være metamorft betinget (VOKES 1969 og MCDONALD 1968).

URBAN (1971) demonstrerede, hvorledes wolfram-molybden mineraliseringerne i Ørdsalen bedst kan forklares som værende oprindelige wolfram-molybden holdige sedimentter, der er overpræget i granulitfacies. Mineraliseringerne findes i dag i grafitførende bandede gnejser. URBAN (1974) foreslog, at alle molybden-wolfram-kobber mineraliseringer i Rogaland og Vest-

Agder er genetisk knyttet til båndede gnejser.

I Gursli-Sira områderne erkender man denne tilknytning til én bestemt bjergart. I selve bjergarten findes der en impreg-
tion af sulfider. Det antages, at forekomsten på sprækker og
i linser skyldes mobilisering og genudfældning under metamor-
fosen. For en oprindelig sedimentær oprindelse taler også til-
stødeværelsen af grafit. Isotopundersøgelser (URBAN 1974) har
godtgjort den sedimentære oprindelse af grafitten.

Ved sedimentære processer beriges molybden især i sapropel
holdige bjergarter. Koncentrationen varierer mellem 15 og 65
ppm (UZKUT 1974), der skal sættes i relation til et Clark-tal
på 1.85 ppm. Specielt i sapropel bjergarter fra Perm i Nord-
Europa - Kobberskiferen - findes der anormale høje molybden-
koncentrationer 180 - 280 ppm. Den største koncentration er
målt til 1500 ppm (UZKUT 1974). I de almindelige sapropel-
bjergarter er der foreslået flere forskellige sedimentære
processer, hvorved molybden kan være beriget.

Udfældning af MoS_2 under euxiniske forhold kan til dels af-
vises (UZKUT 1974). Koncentrationen af molybden i havvand er
10 ppb. Selv ved meget store sulfid-koncentrationer vil oplø-
selighedsproduktet for MoS_2 ikke overskrides.

Under euxiniske forhold sker der imidlertid en udfældning
af jernsulfider. Det antages, at molybden adsorberes på disse
forbindelser og bundfældes sammen med dem.

Undersøgelser af henholdsvis den detritale fraktion, karbo-
natfraktionen og den organiske substans i sapropelbjergarter
har vist, at Mo sammen med Ag, Zn, Ni, Cu, Cr, V og som mindre
væsentlige Ca, Pb, RE, Y, Se, U og Th beriges i den organiske

substans. Da man samtidig finder en positiv relation mellem mængden af organisk indhold og molybden, antages det, at molybden udfældes ^{ved} adsorption på organiske stoffer.

Den anomale høje koncentration af tungematerialer i kobberskiferen af især molybden og kobber forklares almindeligvis (uden at dette synspunkt er alment accepteret) ved tilførsel af elementer fra termalkilder, der har udmundet på havbunden.

UZKUT (1974) mener, at under metamorfose vil molybden, hvis vandtrykket er stort gå i opløsning (under oxiderende forhold danner molybden letopløselige molybdationer) og transporteres til højere strukturelle niveauer. UZKUT nævner dog, at hvis der er grafit til stede og et lavt vandtryk, så vil molybden blive fixeret i bjergarten.

Hvorledes tungematerialer opfører sig under metamorfose er iøvrigt langt fra afklaret. Men det må være rimeligt at antage, at elementernes evne til mobilisering og migration svarer til den separation af elementerne, der finder sted i forbindelse med magmatiske hydrotermale afsætninger.

Ved den progressive metamorfose af en antaget sapropelskifer specielt beriget på tungematerialer, vil disse først indgå i dannelsen af sulfider. På et senere tidspunkt ved højere temperaturer mobiliseres de let mobile elementer Pb, Sb, Hg og Zn. Disse elementer finder man ikke i for eksempel Gursli-Sira områderne. Det må derfor antages, at de er migreret til et højere strukturelt niveau. Den mulighed, at de ikke har været tilstede i den primære udgangsbjergart, kan ikke bekræftes ved iagttagelse af umetamorfoserede sapropelbjergarter.

De øvrige elementer Fe, Mo, Ni, Bi, Cu og W antages at være indgået i ret få "mineralfaser". Disse faser må have været

konstant mobiliserede, men deres migrationsevne har været så lav, at de er forblevet inden for den primære bjergartshorison. De blev til sidst afsat i ombøjningszonerne for de åbne folder med et NØ-SV strygende aksialplan. Denne foldefase er som tidligere nævnt før intrusionen af anorthosit. Imidlertid er det også påvist, at granulitfacies-forhold virkede til efter, at anorthositen var intruderet. Det betyder, at mineralerne afsattes ved temperaturer ikke mindre end 600 grader C. Men medens silikatmineralerne har bevaret det udseende, de opnåede under granulitfacies, så har sulfiderne været udsat for gentagen rekrySTALLISATION og afblanding medens temperaturen faldt. Dannelsestemperaturen for en lang række forskellige afblandinger er blevet bestemt i laboratorieforsøg. De opnåede temperaturer har været brugt til at angive en minimumstemperatur for dannelsen. Anvendeligheden har været meget diskuteret, men der kan ikke være tvivl om, at princippet er godt nok. Vanskeligheden består i, at man som regel ikke kender tilstrækkelig mange af de variable faktorer til at kunne give en entydig temperatur. I det følgende angives en række afblandinger, der har været lejlighed til at iagttage i prøver fra Gurslifelset.

Tvillinglameller i kobberkis blev tidligere brugt som argument for, at kobberkis ved højere temperaturer havde en kubisk modifikation. Nærmere undersøgelser af Cu-Fe-S systemet (CABRI 1973 og RIBBE 1974) har vist, at tetragonal kobberkis dannes som en ny fase ved 557 grader C. Hvis tetragonal kobberkis opvarmes over denne temperatur, går den i stykker, og der dannes pyrit i ligevægt med en Cu-Fe-S smelte (Intermediate solid solution - ISS). Ved afkøling af ISS dannes der en kubisk

fase. Det er nærliggende at antage, at de iagttagne tvilling-lameller er dannet ved omstrukturering af ISS. Der dannes ved denne proces kobberkislignende mineraler Mooihoekite ($\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$) eller Haycockite ($\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$). Om det er disse mineraler, der er dannet, kan først afgøres ved mikrosondeanalyser. Men selv om "kobberkis" viser sig at have sammensætningen CuFeS_2 , så angiver tvillinglamellerne altså ikke, at der eksisterer en højtemperatur kubisk kobberkis.

Kobberkisaftblandinger i zinkblende antages at afspejle højere temperaturer, hvor de to mineraler har indgået i én fase. LYON (1959) har bestemt denne temperatur til 525 grader C. VOKES (1969) nævner temperaturer omkring 350-400 grader C.

Som et andet eksempel kan det nævnes, at pentlandit afblandinger i magnetkis (pentlanditflammer) dannes ved temperaturer omkring 425-450 grader C (VOKES 1969).

I kobberkis findes der flere eksempler på afblandinger af mackinawit. Mackinawit er et laggitersulfid. Den kemiske formel $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}) \text{S}_{1-x}$, hvor x er større end 0.04 og mindre end 0.07. Indholdet af Co, Ni og Cu kan udgøre op til 8 % (SPRINGER 1968). Optisk kan mackinawit forveksles med valleriit, men da valleriit er et hybrid-struktur mineral (vekslende lag af Cu-Fe-sulfid og Mg-hydroxid), der kun dannes ved serpentinisering af sulfidholdige magnesiumrige bjergarter (EVANS & ALLMANN 1968), kan denne mulighed udelukkes. Ved opvarmning nedbrydes mackinawit omkring 140 grader C i en irreversibel proces til hexagonal magnetkis (CLARK & CLARK 1968). Det må omvendt betyde, at mackinawit først er dannet ved temperaturer omkring 150 grader C.

I den sydlige del af minerne ved Gullvatn findes der som nævnt dissemineret molybdenglans i anorthosit. Anorthositen er intruderet i hypersten gnejs i de horisonter, der 100 - 200 m længere mod nord indeholder mobiliserede kvarts-feldspat linser med molybdenglans. Et andet anorthositlegeme, der findes 30 m mod vest indeholder ikke molybdenglans.

Analyser af Mo-indholdet i basiske bjergarter (norit, gabbrø, basalt m. fl.) viser et indhold omkring 1 ppm (UZKUT 1974). Analyser af de enkelte mineraler viser, at Mo især findes i pyroxenerne og i magnetit altså ikke som et selvstændigt mineral.

Det er lidet sandsynligt, at molybdenglans skulle være tilført med anorthositen. I stedet foreslår forfatteren at anorthositen under sin fremtrængen har kontamineret molybdenglans fra hypersten gnejserne. Det antages endvidere, at dette indhold er blevet koncentreret i de øvre dele af det intrusive legeme.

Hvorvidt der findes en eller flere horisonter, der er mineraliseret er vanskelig at afklare. Iagttagelser fra Gursli-Sira områderne kan ikke give noget entydigt svar. Den opdeling i 3-4 horisonter, man ser i Gurslifeltet kan meget vel være betinget af tidlige isoklinale foldefaser. Men taget under et ligger disse horisonter over øjegnejsen. Sirafeltets forekomster ligger i øjegnejsen, og fundene af hypersten gnejs vest for Heievatn og syd for Hauklandsvatn ligger under øjegnejsen. Hvis øjegnejsen er konkordant med en primær lagdeling (næppe tilfældet), er svaret entydigt, så har der eksisteret flere horisonter. Hvis øjegnejsen er diskordant, hvilket svarer til den opstillede strukturelle model, så er spørgsmålet

fremdeles uafklaret. Der skal dog fremføres et enkelt argument for, at der findes flere horisonter. I Sira området er molybdenglansforekomsterne ledsaget af scheelit. Dette fremgår også af en prospektion efter scheelit i dette område (STENDAL 1975). Modsat findes der i Gursli området næsten ingen scheelit i tilknytning til molybdenglans-mineraliseringerne. Denne variation tilskrives en primær forskel, der meget vel kunne skyldes tilstedeværelsen af flere adskilte horisonter.

VI. Konklusion.

Gursli-Sira områderne består af høj-metamorfoserede og intenst foldede granitiske gnejser, der mod vest er intruderet af anorthosit.

1. Granulit og hypersten gnejs antages at være oprindelig sedimentære bjergarter - henholdsvis af arkosisk og pelitisk sammensætning.
2. Pyribolit og pyroxenit antages at være oprindelige intrusive basiske bjergarter.
3. Øjegnejsen antages at være en oprindelig granodiorit.
4. Øjegnejsen intruderede i gnejserne for 1200 mill. år siden. Allerede på dette tidspunkt havde gnejserne været udsat for metamorfose og deformation.
5. Efter intrusionen af øjegnejs blev området intenst deformeret. Ethvert spor af diskordans blev udvisket i forbindelse med den sidste isoklinale foldefase.
6. Senere dannedes der fleksurer omkring et NØ-SV strygende aksialplan.
7. Derefter intruderedes området af anorthosit samtidig med, at den åbne N-S antiform dannedes.
8. Gursli-Sira områderne er mod vest overpræget i en overgangsfacies mellem granulit- og amfibolitfacies. Mod øst er området overpræget i høj amfibolitfacies.
9. Tryk og temperatur svarende til granulitfaciesbetingelser herskede til et tidspunkt efter, at anorthositen var intruderet.

10. Omkring postkinematisk sprækkedannelser er der udviklet grønskifer facies.
11. Mineraliseringerne i Gursli-Sira områderne antages at stamme fra oprindelige sedimentære tungementberigelser i sapropelholdige pelitiske bjergarter.
12. Under metamorfosen er der foregået en selektion af elementerne, således at kun de vanskeligt mobile er tilbage i dag.
13. Mineraliseringerne er alle steder knyttet til hyperstengnejs (den metamorfoserede udgave af udgangsbjergarten). Der har inden for horisonten fundet mobilisering og genudfældning sted.
14. Udfældning af mobiliseret materiale har fundet sted i ombøjningszonerne for den åbne fleksur omkring de NØ-SV strygende aksialplaner.
15. Mineraliseringerne er knyttet til én bestemt bjergart, men denne udgør ikke nødvendigvis én sammenhængende horisont.
16. Mineraliseringerne i Gursli-Sira områderne bedømmes til at være uden økonomisk interesse.

VII. Referencer.

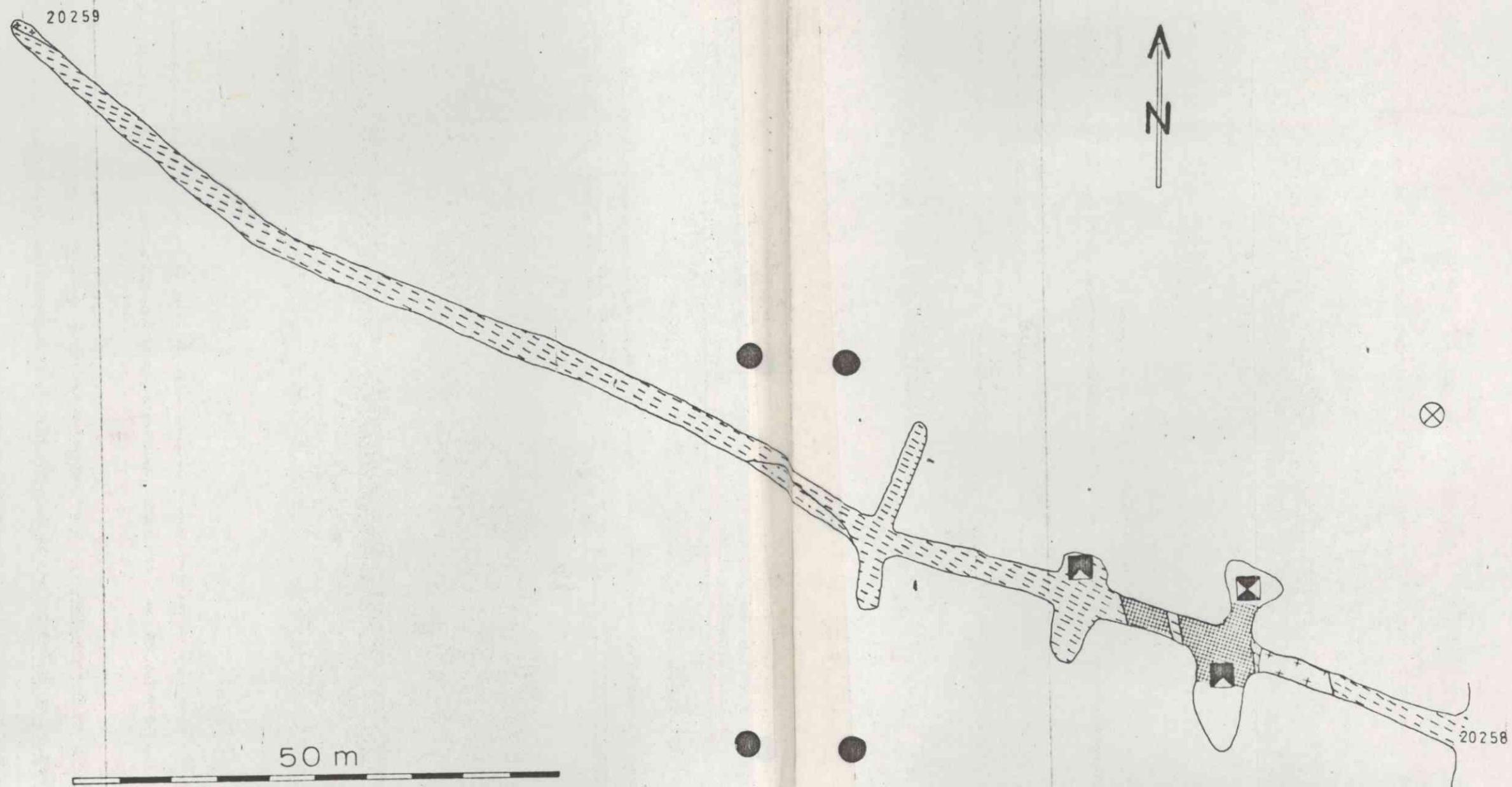
- Andersen, S.W. : Geologisk kortlægning i Åvedal feltet, Vest-Agder. Undersøgelsesrapport, Follidal Verk A/S, Oslo.
- Barth, T.F.W. (1963): Precambrian of Southern Norway, in The Geological Systems vol. I, editor K. Rankama, p 27-64.
- Barth, T.F.W. (1969): Granulite facies rocks of the Precambrian of South Norway, particularly around Arendal. Sci. d. Terre 14 no 4, p 361-369.
- Barth, T.F.W. & Dons, J.A. (1960): Precambrian of Southern Norway, in Geology of Norway., editor O. Høltedahl. Norges geol. Unders. 208 , p 8-48.
- ✓ Bugge, A. (1963): Norges molybdenforekomster. Norges geol. Unders. 217.
- Cabri, J.L. (1973): New data on phase relation in the Cu-Fe-S system. Econ. Geol. 68, p 443-454.
- Clark, A.H. & Clark, A.M. (1968): Electron microprobe analysis of mackinawite from the Ylöjärvi deposit, Finland. N. Jb. Miner. Mh. 1968, heft 8, p 259-268.
- Esmark, J. (1823): Om noritformationen. Mag. f. Naturvidensk. 1, p 205-215.
- Evans, H.T. & Allmann, R. (1968): The crystal structure and crystal chemistry of valleriite. Z. Kristallogr. 127, p 73-93.
- Falkum, T. (1966): Structural and petrological investigations of the Precambrian metamorphic and igneous charnockite and migmatite complex in the Flekkefjord area, Southern Norway. Norges geol. Unders. 242, p 19-25.

- Falkum, T. (1973): Oversigt over Prækambrium inden for kortbladet Mandal (1:250.000) i Syd-Norge. Dansk geol. Foren. Årsskrift 1973, p 62-65.
- Foslie, S. (1925): Syd-Norges gruber og malmforekomster. Norges geol. Unders. 126.
- Gousseland, P. (1974): Molybdenum. Mining Annual Review 1974, p 85-86.
- ✓ Heier, K. (1955): The Ørdsalen Tungsten Deposit. Norsk. geol. Tidsskr. 35, p 69-85.
- ✓ Heier, K. (1956): The Geology of the Ørdsalen District. Rogaland, S. Norway. Norsk. geol. Tidsskr. 36, p 167-211.
- Holmsen, T.W. (1961): Over molybdenglansforekomster i Vestlandske distrikt i området Vest-Agder fylke samt herredene Lund og Sokndal i Rogaland fylke. Upubliceret rapport fra Bergverkarkivet, Oslo. p 115-119 og p 150-156.
- Kolderup, C.F. (1896): Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. Bergens Mus. Årbog 5.
- Kolderup, C.F. (1914): Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersund. Norges. geol. Unders. 71, p 1-60.
- Leake, B.E. (1964): Chemical distinction of ortho- and par amphibolites. J. Petr. 5, p 238-254.
- Lyon, R.P.J. (1959): Time aspect of geothermometry. Mining Engineering 11, p 1145-1151.
- McDonald, J.A. (1967): Metamorphism and its Effects on Sulphide Assemblages. Mineral. Deposita 2, p 200-220.
- Mehnert, K.R. (1972): Granulites - Results of a discussion II. N. Jb. Miner. Mh. 1972, p 139-152.

- Michot, P. (1960): La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la palingenese basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvege Meridionale) Inter. Geol. Congress. Norden. Guide de l'excursion A 9 p 3-26.
- Michot, P. (1961): Struktur der mesoperthite. N. Jb. Miner. Abh. 96 heft 2/3, p 213-216.
- Michot, P. (1968): Geological Environments of the Anorthosites of South Rogaland, Norway. in Isachsen, Y.W. : Origin of anorthosites and related rocks. New York State Museum and Science Service Mem. 18, p 411-423.
- Michot, J. & Michot, P. (1968): The problem of anorthosites: The South-Rogaland igneous complex, southwestern Norway. in Isachsen, Y.W. : Origin of anorthosites and related rocks New York State Museum and Science Service Mem. 18, p 399-410.
- Michot, J. & Pasteels, P. (1968): The prospect of the Rb/Sr and the U/Th Methods for an Advanced Geochronological Investigation of the Precambrian of Southern Norway. Norges geol. Unders. 258, p 17-26.
- Michot, J. & Pateels, P. (1968): Etude geochronologique du domaine metamorphique du sud-ouest de la Norvege. (note préliminaire). Ann. Soc. Geol. de Belgique 91, p 93-110.
- Middlemost, E. (1968): The granitic rocks of Farsund, south Norway. Norsk geol. Tidsskr. 48, p 81-99.
- ✓ Nyegaard, P.L. (1971,1972): Geologisk kortlægning i Ørdsalen, Rogaland. Undersøgelsesrapport, Folldal Verk A/S, Oslo.
- O'Nions, R.K. & Baadsgaard, H. (1971): A radiometric Study of Polymetamorphism in the Bamble region, Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 34, p 1-21.

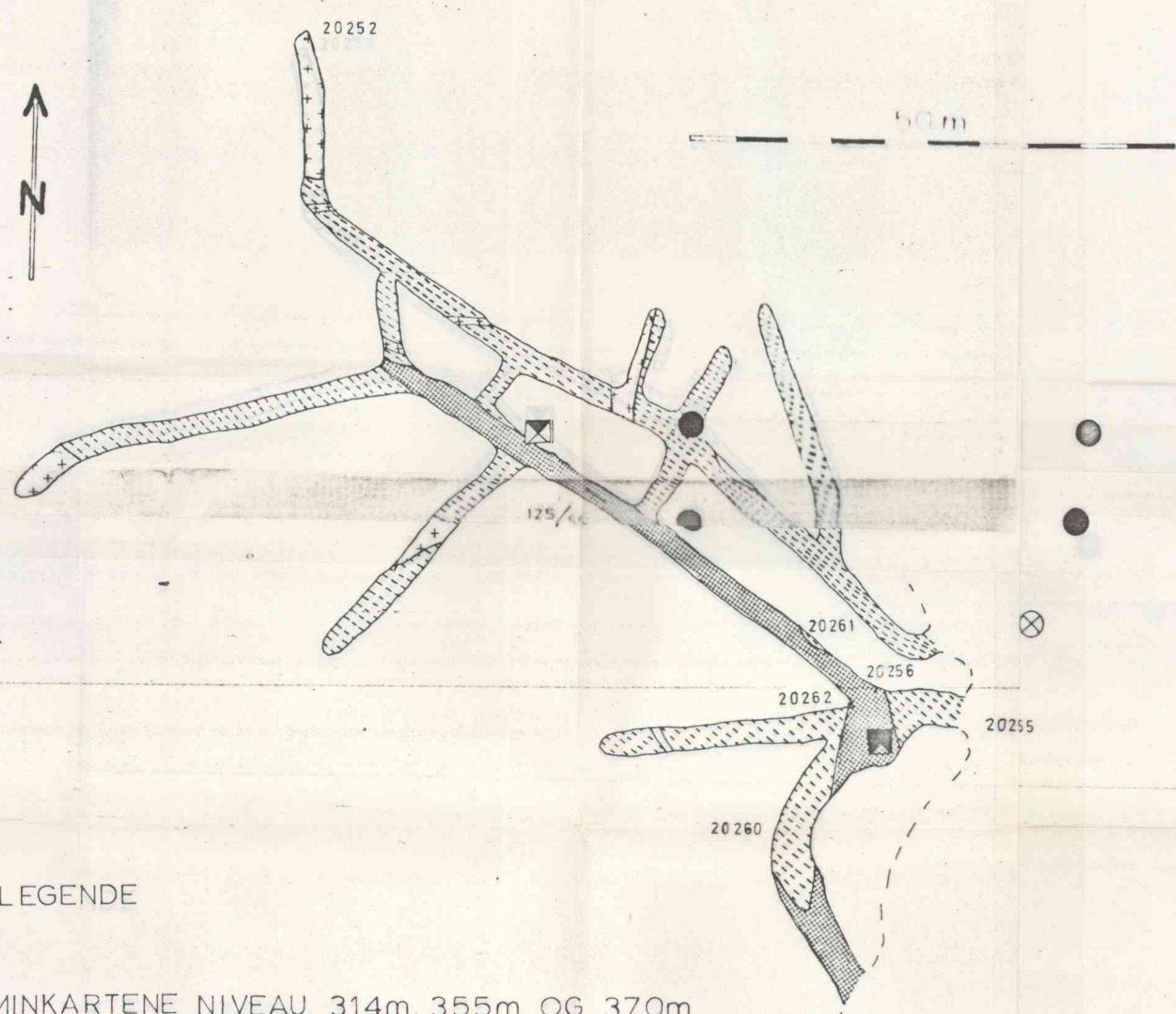
- Ribbe, P.H. (editor) (1974): Sulfide Mineralogy. Min. Soc. Am. Short Course Notes 1.
- Springer, G. (1968): Electronprobe Analyses of Mackinawite and Valleriite. N. Jb. Miner. Mh. 1968, p 252-258.
- Stendal, H. (1975): Tungmineral indholdet i flodsandsprøver fra Rogaland/Vest-Agder, SV-Norge - en undersøgelse i anvendt geokemi. Thesis, København Universitet (upubliceret).
- Tobi, A.C. (1965): Fieldwork in the charnockitic Precambrian of Rogaland. Geologie en Mijnbouw 44, p 208-217.
- Tobi, A.C. (1971): The nomenclature of the charnockitic rock suite. N. Jb. Miner. Mh. 1971, p 193-205.
- Tröpper, W.E. (1959): Optische bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- Turner, F.J. (1968): Metamorphic Petrology. McGraw-Hill International Series in the Earth and Planetary Sciences. p 320-336.
- ✓ Urban, H. (1971): Zur Kenntnis der Schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Ørdsalen (Rogaland) Norwegen. Mineral. Deposita 6, p 177-195.
- Urban, H. (1974): Zur Kenntnis der Präkambrischen, schichtgebundenen Molybdänitvorkommen in Südnorwegen. Geol. Rundschau 64, p 180-190.
- Uzkut, I. (1974): Zur Geochemie des Molybdäns. pp 226. Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe. 12.
- Van de Kamp, P.C. (1968): Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, SE-Ontario. Canadian J. Earth Sci. 5, p 1337-1372.

- Versteeve, A.J. (1970): Progress-report on Rb-Sr investigation in the charnockitic Precambrian of Rogaland and Vest-Agder, S.W. Norway. Ann. Soc. Geol. Belgique 94, p 134-135.
- Vøgt, J.H.L. (1887): Norske ertsforekomster. V. Titanjernforekomsterne i noritfeltet ved Ekersund-Soggendal. Archiv. f. Mathem. og Naturvidensk. 12, p 1-101.
- Vøgt, J.H.L. (1891): Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af Jernmalmsforekomster. Geol. For. Förh. Stockholm 13.
- Vøgt, J.H.L. (1893): Bildung von Erzlagertstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagma. Zeit. prakt. Geol. 4, p 125-257.
- Vokes, I.M. (1969): A Review of the Metamorphism of Sulphide Deposits. Earth - Sci. Rev. 5, p 99-143.
- Wilson, J.R. & Annis, M.P. (1973): Granitkomplekset ved Farsund, Syd-Norge. Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1973. p 66-70.



GURSLI GRUBE	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
Erstatning for:			
NIVEAU 355 m			
Erstattet av:			

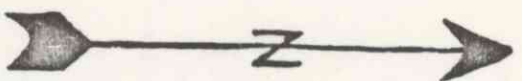
Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
GURSLI GRUBE		
NIVEAU 370m		



LEGENDE

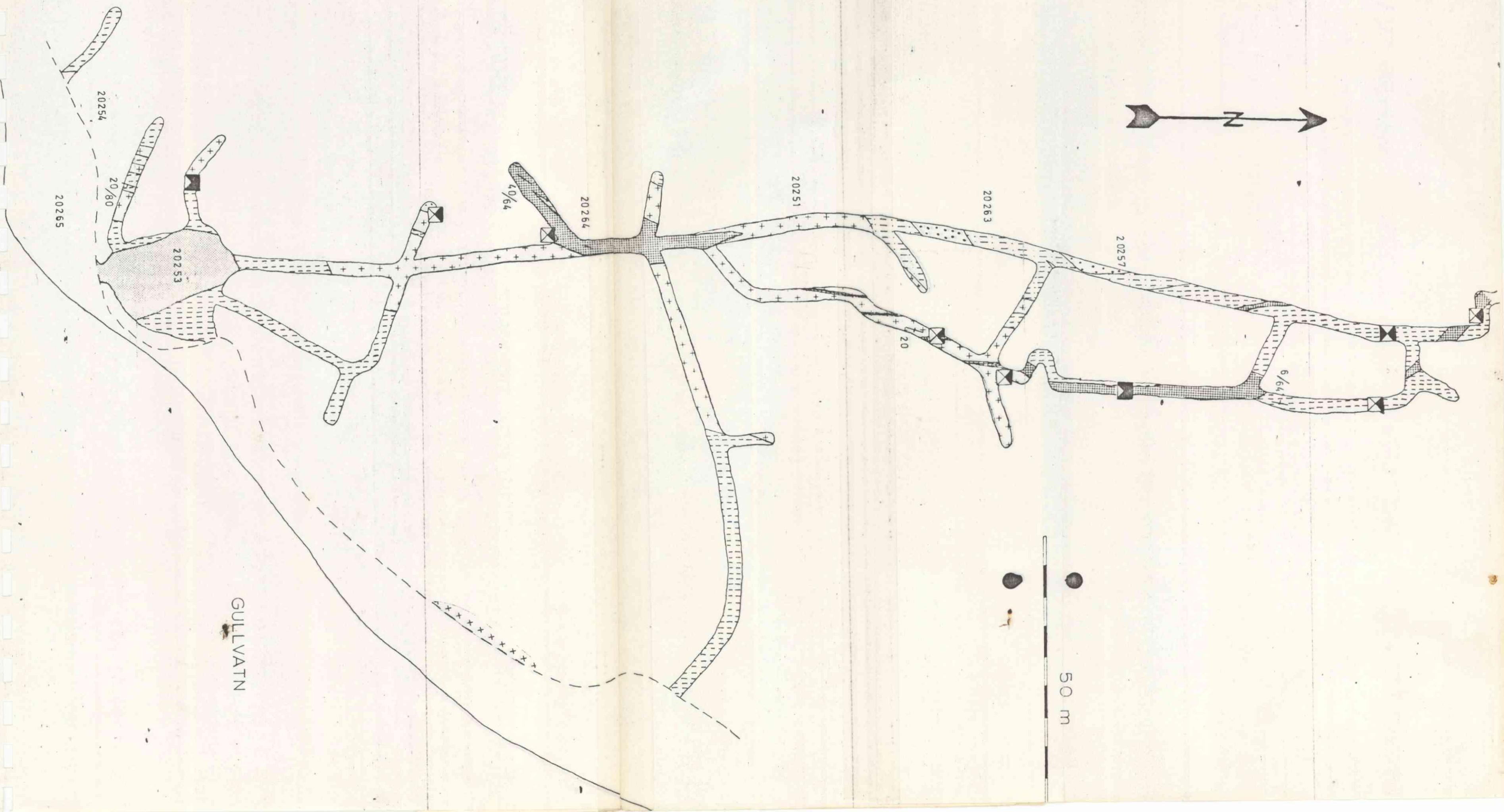
TIL MINKARTENE NIVEAU 314m, 355m OG 370m

-  GRANULIT
-  BIOTIT-HYPERSTEN GNEJS
-  GRANAT-BIOTIT-HYPERSTEN GNEJS
-  ANORTHOSIT MED DISSEMINEREDE SULFIDER
-  KVART FELDSPAT MOBILISERINGER MED SULFIDER
-  BERGARTSGRENSER
-  ORIENTERING AV BERGARTENE
-  PRØVENUMMER
-  FELLE'S KOORDINATPUNKT FOR NIVEAU 314m, 355m OG 370m
-  SJAKT (GJENNOMGÅENDE)
-  SJAKT (UNDER NIVEAU)
-  SJAKT (OVER NIVEAU)



50 m

GULLVATN



Tungmineralindholdet i flodsandsprøver
fra Rogaland/Vest Agder, SV - Norge -
en undersøgelse i anvendt geokemi.

forelagt
som
specialearbejde

ved
Institut for almen geologi, Geologisk
Centralinstitut, Københavns Universitet.

af
Henrik Stendal
København, maj 1975.

FORORD.

Den givne opgave er blevet til på foranledning af dr. H. Urban, Københavns Universitet og med økonomisk støtte fra Foll-dal Verk A/S, Norge.

I 1971 blev indsamlet vaskeprøver sydøst for Ørdsdalen af Pal-le Rubæk Andersen, Mogens Lind, John L. Pedersen, Stig Schack Petersen og undertegnede. I 1972 blev vaskeprogrammet flyt-tet længere østpå, men vaskeprøver fra det sydlige Gurslifelt og det sydøstlige hjørne af specialeområdet blev taget ved samme lejlighed af Nils Frandsen, Lise Holm, Kate L. Stendal, Carsten Sønderskov, Henrik Vårby og undertegnede.

I juli og august 1973 blev scheelitanomalierne fulgt op af Kate L. Stendal og undertegnede.

Som kortgrundlag er benyttet et vaskekort som blev tegnet un-der feltarbejdet i 1971 af Stig Schack Petersen.

Jeg vil gerne takke H. Urban, M. Ghisler, B. Thomsen, J. L. Pedersen og K. L. Stendal for værdifuld kritik og forslag til forbedringer af specialet. Desuden en tak til Karin Sten-dal Jensen, som har været behjælpelig med rentegning af en del af kortmaterialet og Jonna Stendal, som har renskrevet specialet på maskine.

Henrik Vårby.

INDHOLDSFORTEGNELSE.

1. INDLEDNING

1.1: Undersøgelsens formål	side	6
2.1: Specialområdet beliggenhed	-	8
1.3: Geomorfologi, klima og plantevækst	-	8

2. GEOLOGI

2.1: Geologisk baggrund	-	9
2.2: Bjergartsenhedernes petrografi	-	10
2.3: Scheelitmineraliseringer og deres bjergartsrelationer	-	16
2.4: Andre mineraliseringer	-	19
2.5: Aldersrelationer	-	21
2.6: Det geologiske kort	-	22

3. METODIK, PROSPEKTERINGSREDSKAB, SEDIMENT OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSØGELSER

3.1: Geokemisk redskab, geokemisk prospek- teringsmetodik og sedimenttyper	-	24
3.2: Laboratoriemetodik	-	28
3.3: Udvælgelseskriterier og antal undersøgte prøver	-	32
3.4: Undersøgelsesmetoder og sedimentologiske undersøgelser	-	33
3.5: Diskussion af mulige fejlkilder ved de anvendte metoder og undersøgelser	-	37

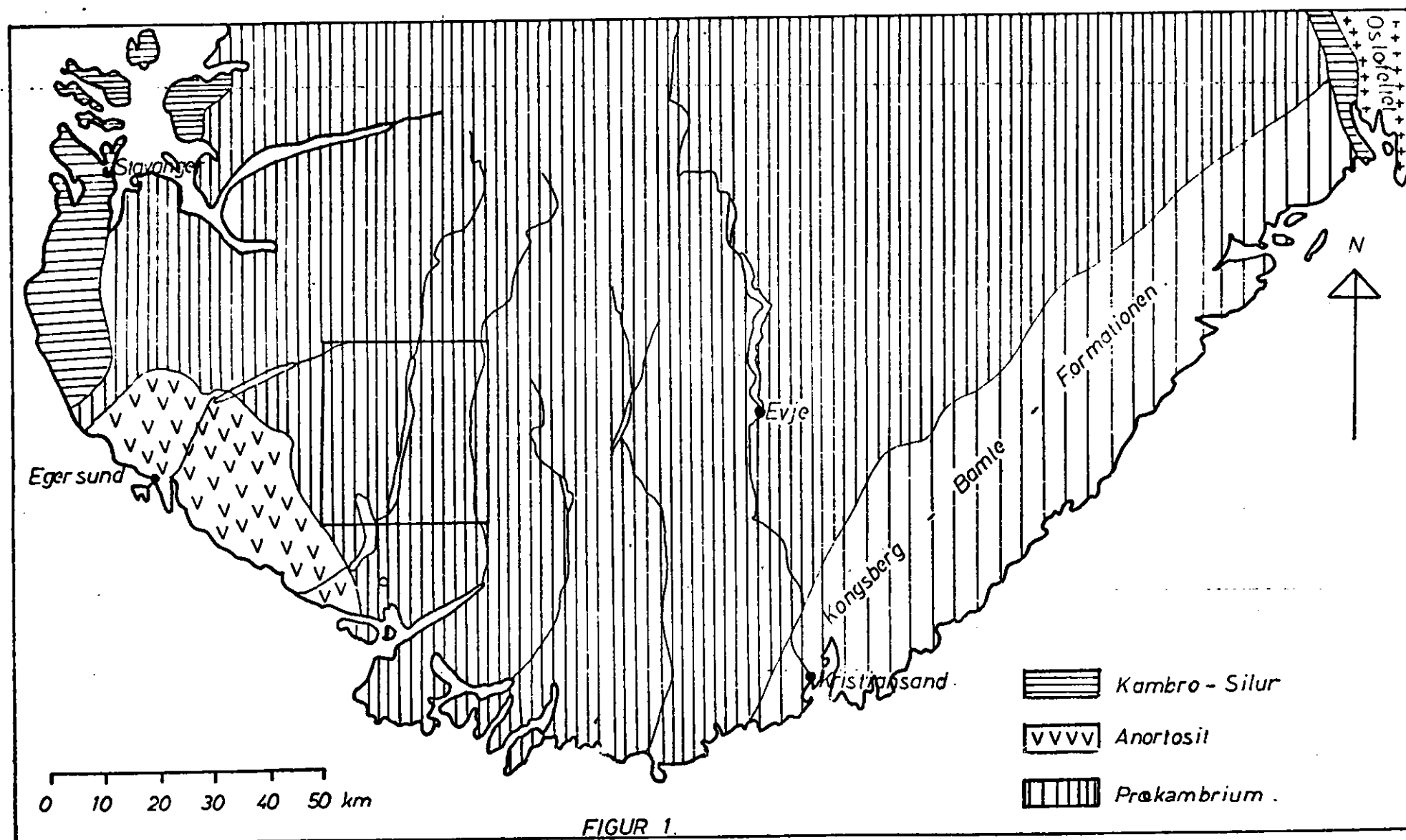
4. MINERALINDHOLDET I TUNGSANDSKONCENTRATERNE

4.1: Non opake mineraler	-	39
4.2: Opake mineraler	-	54

5. RESULTATER OG DISKUSSION

5.1: Tungsandsfraktionen og tungsandsunder- søgelser	-	74
5.2: Tungmineralernes afspejling af lokale geologiske forhold	-	76

5.3: Scheelitanomalier, scheelitanomali- kort og scheelitgenese	side 79
5.4: Magnetit - ilmenitfraktionen og magnetit/ilmenitkortet	- 82
5.5: Mineralselskaber	- 84
5.6: Metamorfoseinddeling og udgangs- bjergarter	- 85
5.7: Vaskeprøvernes renhedsgrad og deres geologiske og prospekteringsmæssige værdi	- 94
6. KONKLUSION	- 98
TABELLER I-X	- 100
Litteraturliste	- 110
BILAG:	
KORT I : Vaskekort med prøvenumre og stednavne	
KORT II : Scheelitanomalikort	
KORT III: Magnetit/ilmenit kort	
KORT IV : Facieskort	
KORT V : Geologisk kort.	



FIGUR 1.

1. INDLEDNING

1.1: Undersøgelsens formål.

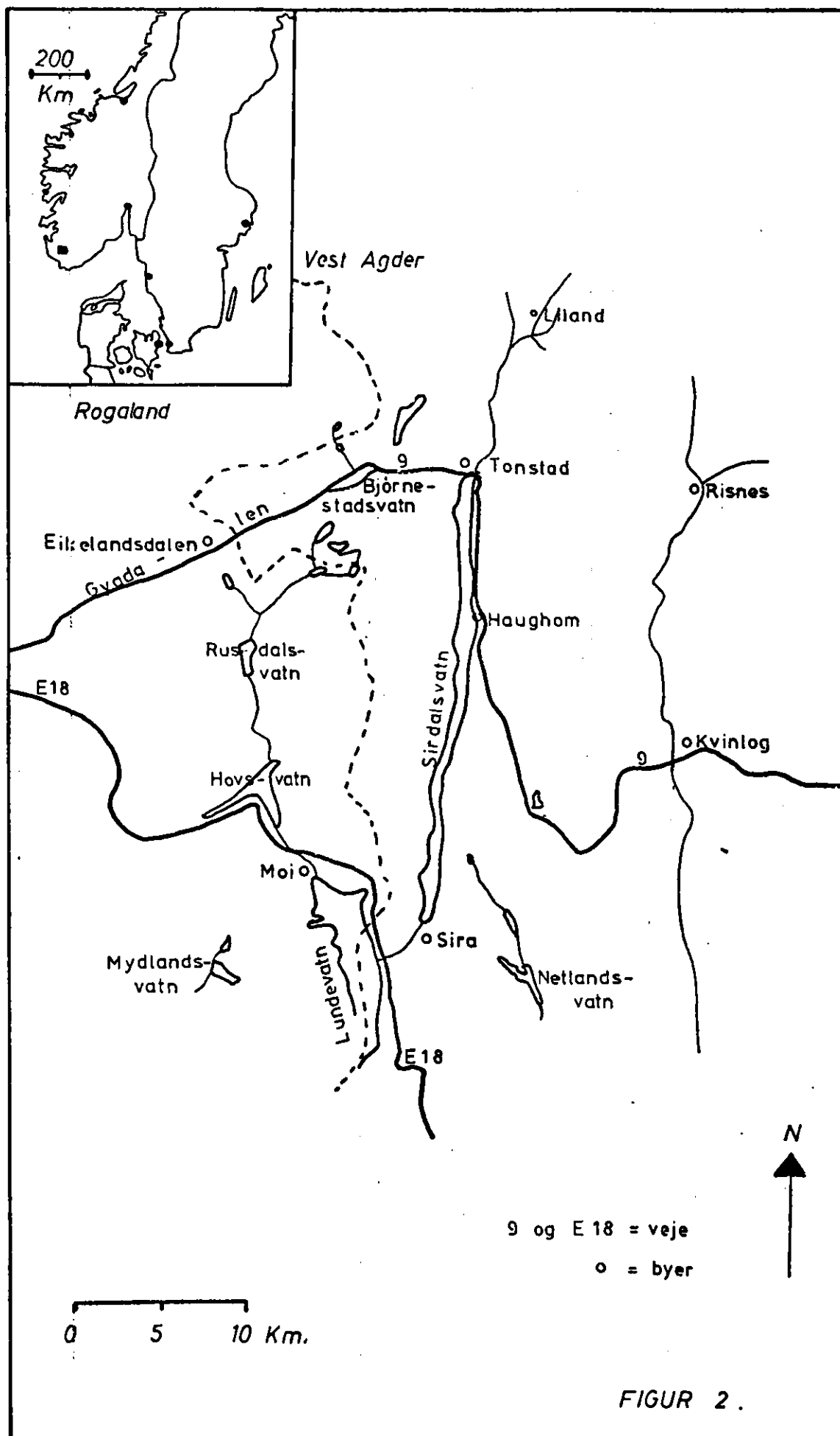
Specialearbejdet er en del af Follaldal Verk A/S's Ørdsdalsprojekt, som ledes af dr. H. Urban, Københavns Universitet. Projektet er et vaskeprospekteringsprogram, hvis hovedmål var at påvise wolfram anomalier ved hjælp af scheelit. Programmet er blevet til på grundlag af teorien om malmforekomsters lagbundethed (URBAN 1971).

Der er indsamlet 607 prøver, som danner grundlag for denne specialeopgave.

Det primære formål med undersøgelsen var at påvise W-anomalier (scheelit) ved hjælp af UV-lys. De fremkomne anomalier blev senere fulgt op.

Formålet med eftersporingen af anomalierne var at lokalisere scheelitforekomster og dernæst henføre dem til bestemte bjergartstyper eller bjergartsrelationer. Efter denne undersøgelse blev specialeopgaven formuleret. Efter formuleringen blev tungsandsprøverne undersøgt med hensyn til mineralindhold og mineralfordeling. Dette blev gjort ved sedimentologiske metoder og mikroskopering.

Ud fra wolfram anomalierne, den geologiske opfølgning af anomalierne og undersøgelsen af tungsandsprøverne er forholdet mellem scheelitanomalier, mineralindhold og eventuelle forekomster med bestemte bjergartsrelationer eller bjergartstyper belyst. Desuden er vaskningen som prospekteringsmetodik vurderet og dens betydning som geologisk redskab bedømt.



1.2: Specialeområdet beliggenhed.

Specialeområdet er beliggende i en del af det sydnorske grundfjeldsområde, hvis begrænsning i øst er de permiske bjergarter i Oslograven og i vest de kambro-siluriske bjergarter (FIG 1). Geografisk ligger specialeområdet i Rogaland og Vest for Agder fylker med Sirdalsvatnet som den centrale del af området (FIG 2 og KORT I). Området ligger inden for følgende geografiske koordinater fra $58^{\circ}20'00''N$ til $58^{\circ}45'00''N$ og fra $6^{\circ}27'00''\varnothing$ til $6^{\circ}58'00''\varnothing$. Yderpunkterne begrænses stort set af følgende stednavne: Eikelandsdalen i Gyadalen i NV, af Liland i Sirdalen i N, af Risnes i NØ, af Netlandsvatnet i SØ og af Mydlandsvatnet i SV (FIG 2 og KORT I).

1.3: Geomorfologi, klima og plantevækst.

Morfologisk set udgør specialeområdet et stærkt kuperet terræn med markante dale og plateauer beliggende i varierende niveauer med stigende højde fra syd mod nord. Mod syd er reliefet mere udglattet end mod nord. De maksimale højder i syd er 300-500 m, hvorimod området mod nord er markeret af stejle fjeldvægge i de store dale og let kuperede plateauer i 500-850 m højde.

Topografien afspejler sig i landskabet af markante N-S gående dale (f.eks. Sirdalsvatnet) og NØ-SV gående dale (f.eks. Gyadalen). Imellem de markante dale ligger højdeplateauerne. Morfologien er et typisk glacialt eroderet landskab, hvilket de mange søer af forskellig størrelse og flere cirkusdale i nordøst vidner om. Kvartære aflejringer er sparsomme og koncentrerer sig i dalsystemerne.

Klimaet er koldt tempereret med en nedbørsmængde på 1-2 m årligt. Den store mængde nedbør og det kolde tempererede klima forårsager en næsten udelukkende mekanisk forvitring, hvor den kemiske forvitring træder helt i baggrunden.

Plantevæksten i området varierer med højden. I dalene er landbrugsjord med hovedsageligt græsningsarealer og lidt skovvækst med overvejende løvtræer. På skråningerne til 400-500 m højde er skiftende trævækst af løvtræer og nåletræer. På plateauerne findes lav buskvækst og store lyngområder. På flade strækninger på plateauerne findes mange mosestrækninger.

2. GEOLOGI

2.1: Geologisk baggrund.

Geologisk ligger specialeområdet indenfor det SV-norske grundfjeldsområde. Områdets sydligste begrænsning er det store Egersund anorthositkompleks (FIG 1). Regionalgeologiske beskrivelser er beskrevet af BARTH & DONS (1960) og af BARTH & REITAN (1963). Desuden har HEIER (1956) beskrevet Ørdsalsområdet og MICHOT (1957) behandlet anorthositkomplekset og tilstødende områder, samt flere afhandlinger om anorthositerne siden. I 1965 har TOBI beskrevet den vestlige del af området og HOPFENGARTNER (1972) den nordvestlige del af området. Af nyere dato har FALKUM et al. (1973) behandlet området som ligger umiddelbart øst og sydøst for området.

Den vestlige del af specialeområdet består af prækambriske charnockitiske migmatiter (TOBI 1965), medens den østlige del består af granitiske migmatiter tilhørende Telemarkens prækambriske bjergarter (TOBI 1965).

Mineraliseringer har været kendt i flere hundrede år fra dette område. Umiddelbart NV for det undersøgte område ligger Ørdsalen med sin wolframmineralisering bestående af wolframit og scheelit, beskrevet af ADAMSON & NEUMANN (1952), HEIER (1955) og URBAN (1971). Inden for området findes mange molybdænglansmineraliseringer. Alle observerede molybdænglanslokaliteter er samlet i en molybdænglansrapport (HOLMENS 1961). Rapporten indeholder ca. 800 Mo - lokaliteter. En mere detaljeret beskrivelse af molybdænglansforekomsterne er foretaget af BUGGE (1963) og af URBAN (1974). FOSLIE (1925) har lavet et kort og ind på det plottet de forskellige mineraliseringer. Han nævner i denne forbindelse W, Mo, Cu og Ni lokaliteter. Til sidst skal nævnes, at umiddelbart sydvest for specialeområdet ligger Tellnes dagbrud med store ilmenitforekomster i noritiske bjergarter. I felten er scheelitanomalierne fulgt op. Hovedopgaven var at finde faststående scheelit og se i hvilke bjergartsrelationer og bjergartstyper mineraliseringer findes i. Næsten alle anomalier (anomali = tungsandsprøve med 10 scheelit-

korn eller mere) blev undersøgt med undtagelse af anomalier, som ligger inden for 2 andre specialestuderendes områder, nemlig Gurslifeltet (John L. Pedersen) og Åvedalsfeltet umiddelbart øst for den nordlige ende af Sirdalsvatnet (Steffen W. Andersen).

2.2: Bjergartsenhedernes petrografi.

For at få et overskueligt billede af scheelitmineraliseringernes placering i forhold til geologien måtte de geologiske observationer indskrænke sig til at omfatte så få bjergarter som muligt. De valgte enheder støtter sig dels til TOBI's (1965) inddeling og dels til URBAN's (1974) bjergartsbetegnelser. Beskrivelserne er dels støttet af egne observationer i felten og dels af 14 tyndslib, hvis mineralindhold er skønnet og af 32 polerprøver, samt af tidligere beskrivelser fra området. De undersøgte tyndslib og polerprøver har til formål at lokalisere de enkelte mineraler til bestemte bjergartstyper.

Beskrivelsen af bjergartsenhederne er bygget op med en kort karakteristik af bjergarten og dens mineralindhold og derefter en forholdsvis mere detaljeret beskrivelse af de opake mineraler. Den grundigere omtale af de opake mineraler skyldes deres store betydning i tungsandprøvernes mineralsselskab.

De valgte bjergartsenheder er følgende:

- 1) grå gnejs
- 2) kvarts-feldspat gnejs og kvarts-feldspat granulit
- 3) øjegnejs
- 4) granat-grafit horisont eller granathorisont
- 5) amfibolit

Den grå gnejs er den mest udbredte bjergart indenfor det undersøgte område. Det er en meget bred betegnelse og dækker gråligt til gråbrunligt eller grågrønligt udseende, folierede og bandede bjergarter. Foliationen er i mm til cm størrelse, hvorimod båndingen kan veksle med metertykke lyse lag og mere mørke lag.

Bjergarten har følgende mineralindhold: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, hypersten, diopsid, hornblende, biotit, granat og som accessoriske mineraler findes apatit, grøn spinel (hercynit), Mn-epidot (piemonit), opake mineraler, titanit, zirkon og som sekundære mineraler findes epidot, klorit, saussurit og sericit. Anorthitindholdet i plagioklaserne ligger på ca. 30% og er bestemt ved udslukningsvinklen mellem X' og (olo). De lyse lag i bjergarten består af kvarts og feldspat, medens de mørke er mere komplekse. De mafiske mineraler udgøres overvejende af biotit i nogle prøver (biotitgnejs, nr. 22322, TABEL VI) og af hornblende eller diopsid i andre (nr. 22327, TABEL VI), hvor hornblenden er brun mod vest og grøn mod øst. Endnu andre indeholder hypersten (charnockiter, HEIER 1956, MICHOT 1957, TOBI 1965 og URBAN 1971, 1974). Lokalt indeholder disse prøver op til 5% granat (nr. 22322, TABEL VI).

Kvarts-feldspat granulit eller gnejs findes udbredt i hele området og har samme sammensætning som de lyse lag i den grå gnejs. Bjergarten er lys til svag rødlig og finkornet til mellemkornet. Kvarts og feldspat er hovedkomponenterne og i prøve nr. 22308 (TABEL VI) er 75% kalifeldspat og resten deles mellem plagioklas og kvarts. Kvartsen er flere steder i det vestlige område udviklet som pladekvarts og orienteret parallel med foliationen. Kvartspladerne er fra et par mm til flere cm lange og maksimalt 5 mm tykke. Bjergarter indeholdende pladekvarts betegnes granuliter (WINKLER 1967). Det hyppigste mafiske mineral er biotit. Lokalt er denne bjergartsgruppe granatførende.

Til denne gruppe er også henregnet kvartsitiske gnejser, d.v.s. bjergarter med et meget stort indhold af kvarts. I TABEL X er angivet det opake selskab af mineraler i de ovenfor beskrevne gnejser. Gnejserne består af følgende opake mineraler: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, magnetkis, pentlandit, bravoit, mackinawit-vallerit, molybdænglans, zinkblende og blyglans.

Magnetit findes i alle prøver med undtagelse af 2. Mineralet er dominerende i halvdelen af prøverne. Det optræder som idiomorfe eller hypidiomorfe korn enten som terninger,

dodekaedre eller oktaedre. Mineralet viser sjældent tegn på omdannelse, kun i et par enkelte korn er observeret en ganske svag maghemitisering, som giver mineralet et blåligt skær. I magnetiten findes afblandinger af ilmenit og spinel. Ilmenitafblandingerne giver mineralet titanomagnetit som findes sammen med magnetit og optræder i samme former og samme tilstand.

Ilmenit er repræsenteret i alle prøver og er dominerende i et par af dem. Ilmeniten danner idiomorfe, hypidiomorfe og xenomorfe korn. De er ofte omdannet lidt langs sprækker i selve kornet. Omdannelsesproduktet er i 90% af tilfældene rutil, medens de resterende 10% udgøres af hæmatit, titanit og leukoxen. Ilmenit findes også som lister i silikatkorn. Hæmatit er ikke særlig meget udbredt med undtagelse af prøve nr. 22335 (TABEL X), hvor det sammen med titanit er dominerende. Hæmatiten optræder generelt ikke som selvstændige korn, men som omdannelsesprodukter fra ilmenit. I nr. 22335 optræder den og titaniten som stænglede parallelle korn siddende i silikatminerale. Rutil er hovedsageligt omdannelsesprodukt af Ti - holdige mineraler.

Af sulfider er pyrit det mest udbredte. Det findes som terninger og er ofte omdannet til limonit. I flere prøver findes pseudomorfe limonitterninger efter pyrit. Pyrit findes desuden som små indeslutninger i silikatkorn. Pyriten findes ofte i forbindelse med magnetiten og i flere tilfælde ser det ud til, at pyriten er dannet på bekostning af magnetiten (replacering). Kobberkis er observeret som poikilitiske korn i pyrit og som udfyldning af sprækker. Magnetkis findes i 4 prøver og er dominerende i den ene. Den findes som kantede og uregelmæssige korn, samt som indeslutninger i silikatminerale. Typisk for magnetkis er dens sammenvoksning med pyrit. Pyriten og magnetkisen optræder ikke som en regelmæssig afblanding, men som en tilfældig sammenvoksning. I magnetkisen er observeret ganske små pentlanditflammer. Magnetkisen viser ofte tegn på omdannelse i form af "zwischenghenprodukt" (RAMDOHR 1969). Mackinawit-vallerit er set både i pyrit og i kobberkis. Zinkblende, blyglans og bravoit findes også som indeslutninger i pyrit.

Molybdænglans i nr. 22308 stammer fra en skjærpe i Lindefjell. Molybdænglansen findes som aflange flager med takkede basale

ender. Det viser tegn på deformation i polerprøven ved sine bøjede og "knækkede" former, (kink struktur). I prøve 22322 er et gråligt til gråviolet mineral observeret. Det har stærk reflektionspleokroisme og har i sin lyseste stilling en refleksion på ca 40% og i sin mørkeste stilling ca 20%. Samtidig med en stærk anisotropi har den kraftige røde indre reflekser. Den optræder stænglet i pyriten og kan i habitus minde meget om molybdænglans bortset fra de røde indre reflekser.

Øjegnejsen ligner kvarts-feldspat gnejsen meget. Det er en lysegrå til svagt rødlig eller grønlig bjergart indeholdende 1-5 cm store kalifeldspatkorn i en finkornet til mellemkornet grundmasse. De store feldspatkorn kan være idiomorfe til stænglede udvalsedede korn. Øjegnejsen indeholder ofte biotit som danner mm tykke lag og giver bjergarten et folieret udseende. I felten danner øjegnejsen ofte en kontinuert overgang til kvarts-feldspat gnejsen (granuliten).

John L. Pedersen (mundtlig kommunikation) har i en øjegnejsprøve et opakt selskab der næsten udelukkende består af ilmenit/hæmatit afblandinger.

Granat-grafit horisont eller granathorisont er i felten let genkendelig. Den optræder som en stærk rustbrun horisont og følger foliationen i de omgivende gnejser (FOTO 1).

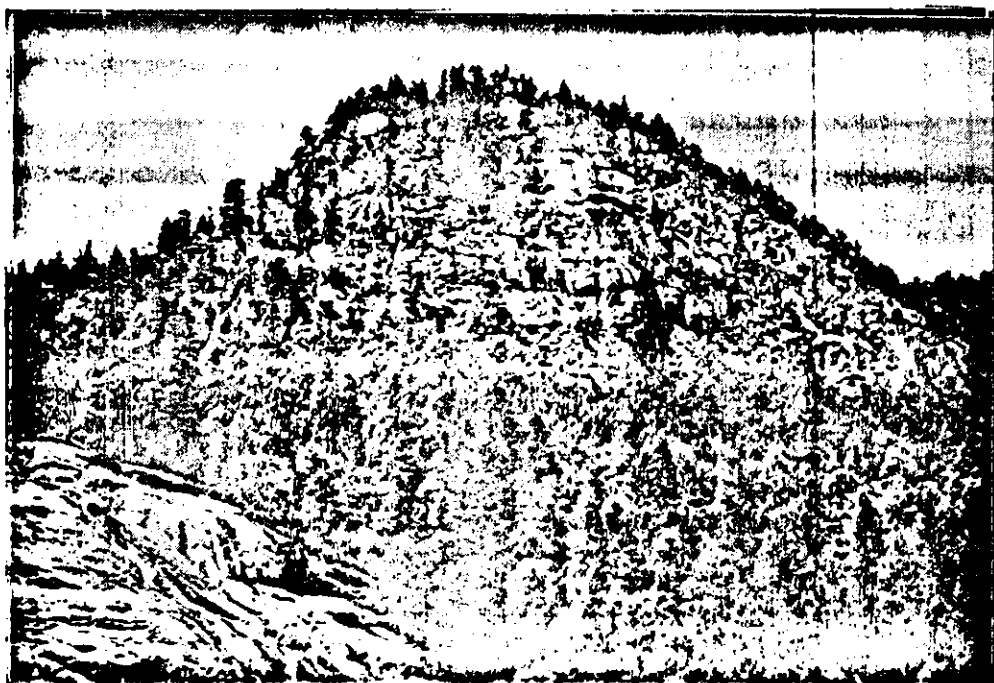


FOTO 1
Lokalitet S
for Kvittingen

Horisonten findes både øst og vest for Sirdalsvatnet. Den er op til 50 m bred og kan følges over store afstande. Typisk for bjergarten er dens indhold af grafit og granat. Efter egne observationer og tidligere beskrivelser (HOPFENGARTNER 1972) og (URBAN 1971/1974) findes følgende mineraler: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, biotit, cordierit, granat, sillimanit, opake og akcessoriske mineraler som grafit, monazit, grøn spinel (hercynit) og zirkon og som sekundære mineraler klorit, saussurit og sericit. Bjergarten består af en stor procentdel lyse mineraler (TABEL VI nr. 22315, 22320 og 22336). Det vigtigste mørke mineral er biotit. Cordierit og sillimanit er kun beskrevet fra det aller vestligste område (TOBI 1965, HOPFENGARTNER 1972) og ikke observeret i de undersøgte prøver. Den rustne og stærkt forvitrede bjergart giver sig udslag i tyndslib bl.a. ved stærk omdannelse af plagioklas til saussurit og kalifeldspat til sericit samt biotit og opake mineraler til klorit. Følgende opake mineraler er observeret: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, cubanit, magnetkis, pentlandit, mackinawit-vallerit, zinkblende, arsenkis, molybdænglans og grafit. Mineralfordelingen fremgår af TABEL IX. Forvittringsgraden gør sig også gældende i de opake mineraler-f.eks. er ilmenit mere omdannet end i gnejserne til rutil, hæmatit og leukoxen, pyriten er mere limonitiseret og magnetkisen er udpræget omdannet til "zwischenprodukt" med "bird eye" strukturer. Generelt er sulfiderne repræsenteret i større mængde og oxiderne i mindre mængde i disse bjergarter end i gnejserne. Mineraler som ikke er beskrevet tidligere er cubanit, arsenkis, covelling og grafit. Cubaniten findes i forbindelse med kobberkisen og danner et typisk afblandingsmønster. Minerallet findes kun vest for Sirdalsvatnet. Arsenkis findes som idiomorfe korn af forskellig størrelse i en prøve fra Rusdal (22333 TABEL IX). Covellin findes som et enkelt korn i nr. 22320. Grafiten har samme habitus som molybdænglansen. Disse 2 sidstnævnte mineraler er karakteristiske for de netop omtalte bjergarter.

Amfiboliter er i felten brugt om mørke til sorte bjergarter, som er lagparallelle med foliationen i de omgivende gnejser. De optræder som bånd og linser (boudiner) og er fra $\frac{1}{2}$ m til

50 m tykke (lokalt 200 m) og nogle kan følges over store afstande (100 - 1000 m).

Amfiboliterne består af 2 vidt forskellige bjergarter: den ene med en metasedimentær oprindelse og den anden med en metabasisk oprindelse. Inddelingen i de 2 enheder er gjort på grundlag af tyndslibsundersøgelser. I felten kan de 2 enheder ikke skilles med sikkerhed og er derfor regnet til samme karteringsmæssige enhed, men bliver beskrevet hver for sig i det følgende.

De metasedimentære amfiboliter består af følgende mineraler: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, hypersten, diopsid, hornblende og biotit og accessoriske mineraler: apatit, granat, opake mineraler, rutil, titanit, zirkon og sekundære mineraler: epidot, klorit, saussurit og sericit. Disse amfiboliter er tydeligt lagdelte og består af cm tykke bånd skiftevis lyse og mørke (22364, TABEL VI). De dominerende mineraler er grøn til grønbrun hornblende, diopsid, biotit og plagioklas med et anorthitindhold svingende omkring 31%. Forskellen på disse og de grå gnejser er kvartsindholdet. De metabasiske amfiboliter består af samme mineraler som de metasedimentære, men har en helt anden sammensætning. Bjergarten er mørk til sort og kompakt og indeholder en stor procentdel Pyroxener og brun hornblende (22340, 22346 og 22347 TABEL VI) samtidig med et forhøjet anorthitindhold (38%) i forhold til de andre bjergarter i området.

I TABEL VIII er angivet de opake mineraler i de metabasiske og metasedimentære amfiboliter. Mineralindholdet er følgende: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, cubanit, magnetkis, pentlandit, mackinawit-vallerit, molybdænglans, zinkblende og scheelit. Selvom mineralselskabet i de 2 typer ikke varierer stort, så er den kvantitative forskel meget tydelig.

De metabasiske amfiboliter (4 første prøver i TABEL VIII) består overvejende af Fe-Ti-oxider og sulfidindholdet træder stærkt i baggrunden med undtagelse af prøve nr. 22347 a+b, som stammer fra en rig sulfidmineralisering. De metasedimentære indeholder også Fe-Ti-oxider, men deres sulfidandel er langt større og mere kompleks.

Ilmenit/hæmatit afblandinger er kun observeret i amfiboliter og i begge typer. Scheelit findes ligeledes i begge typer og optræder som idiomorfe til hypidiomorfe korn. Scheelitkorne-
ne er karakteriseret ved sin orientering i polerprøven til forskel for de andre opake mineraler.

I prøverne 22360 og 22364 findes silikat-korn med et netværk af lameller bestående af ilmenit, hæmatit, rutil eller titanit. Det er titanomagnetiten som er omdannet. Omdannelsen kan observeres trin for trin fra titanomagnetit til silikat, hvor magnetiten omdannes til silikat og lamellerne bevares. Efter tyndslibsobservationer er magnetiten i alle tilfælde omdannet til klorit.

Pegmatiter og kvartsårer: Pegmatiter findes spredt ud over hele området, men aldrig i større mængde og er derfor ikke markeret på KORT V. Pegmatiterne består af et simpelt mineralselskab som hovedsageligt er kvarts og kalifeldspat samt plagioklas, hornblende, biotit og magnetit.

Et par kilometer øst for Rusdal findes 5-10 cm brede pegmatitårer diskordante på foliationen. Disse årer indeholder en meget stor procentdel magnetisk materiale. Polerprøve nr. 22331 (TABEL X) viser, at den næsten udelukkende består af magnetit. Pegmatiterne viser lokalt skriftganitisk tekstur. En anden bjergartstype, som heller ikke er markeret på KORT V, er kvartsårer som findes udbredt i gnejser i hele området. Der findes 2 typer: en mælkehvid kvarts- og en grå kvarts-type. Den mælkehvide er altid steril med hensyn til andre mineraler. Den findes i kvarts-feldspat gnejser (granuliter). Den grå kvartsåre har betydning da den ofte fører molybdænglans. Dette er observeret ved utallige af de molybdænglans-mineraliserede forekomster. Kvartsårene er konkordante med foliationen og måler maksimalt $\frac{1}{2}$ m i tykkelse og har varierende længde.

2.3: Scheelitforekomster og deres bjergartsrelationer.

Ialt er der fundet 9 lokaliteter med scheelitmineraliseringer. Disse forekomster er betegnet med et S_x ($x = 1-9$) på KORT V. Scheeliten er i alle tilfælde observeret i amfibolitiske bjergarter. De scheelitførende amfiboliter ligger i 2 for-

forskellige bjergartsrelationer. Den første er i amfibolit i øjegnejs eller kvarts-feldspat gnejs (granulit) og den anden i forbindelse med eller i nærheden af granat-grafit horisonten eller en ren granat horisont. De 9 lokaliteter og deres mineraliseringer vil i det følgende blive beskrevet ganske kort. Det femcifrede nummer i parentes refererer til tyndslib og polerprøver i TABEL VI og VIII. Lokaliteterne S_1 - S_5 og S_9 ligger vest for Sirdalsvatnet medens de resterende ligger øst for.

Lokalitet S_1 (22340) : Lokaliteten ligger umiddelbart syd for Bjørnestadsvatnet. Amfiboliten ligger her i øjegnejs og danner aflange linser (boudiner) af 2 - 50 m længde og fra 1 - 30 m bredde. Scheelitmineraliseringerne er fundet 10 m N for vaskeprøve nr. 429 og ligger i en af de største amfibolitboudiner. Det er den eneste amfibolitlinse på denne lokalitet, der er konstateret scheelitførende. Under UV-lys er scheeliten i partier tydeligvis lagdelt, den ligger som 1 cm lange og 1 mm brede lister parallel med den interne orientering i amfiboliten. I andre partier ligger scheeliten som små firkantede "klumper" som maksimalt er $\frac{1}{2}$ cm i diameter. Scheeliten er hvid til hvidgul fluorescerende og findes jævnt fordelt over hovedsagelig den ene "side" af amfiboliten. Makroskopisk er der ikke fundet andre malmmineraler.

Lokalitet S_2 (22345) ligger mellem Bjørnestadsvatnet og foregående lokalitet. Denne type er fuldstændig analog til S_1 , bortset fra at amfibolitlinserne er meget mindre og scheelitmineraliseringen er betydelig ringere og begrænset til et ca halvt cm tykt, grønligt lyst lag, som indeholder plagioklas og diopsid. Laget er diskordant på den interne orientering i amfiboliten. Scheeliten er her blå fluorescerende.

Lokalitet S_3 (22346) ligger W for Hamarsmorksvatnet. Amfiboliten danner her en lukning af en isoklinal fold, hvis flanker hurtigt tynder ud. Amfibolitzonen er kun 2 m lang og 25 cm bred i ombøjningszonen. Scheeliten sidder som $\frac{1}{2}$ mm tynde lag i selve ombøjningszonen og følger den interne lagdeling i amfiboliten. Scheeliten er her hovedsageligt gul fluorescerende.

Lokalitet S_4 ligger lige ved Brikland Bro. 1 x $\frac{1}{2}$ m amfibolit i øjgnejs indeholder et par fluorescerende scheelitkorn, samt lidt pyrit som også er observeret i øjgnejsen. Lokalitet S_5 (22357 og 22358) : Ca. 500 m øst for Brikland Bro (S_4) er en frisk sprængning i en amfibolit. Amfiboliten indeholder en sulfidmineralisering med hovedsagelig pyrit, kobberkis og lidt molybdænglans. Derudover er amfiboliten scheelitførende med gult fluorescerende scheelit. Amfiboliten er tydeligvis lagdelt med skiftende lyse og mørke bånd af op til 1 cm tykkelse. Scheeliten er lagparallel med denne bånding (FOTO 2)

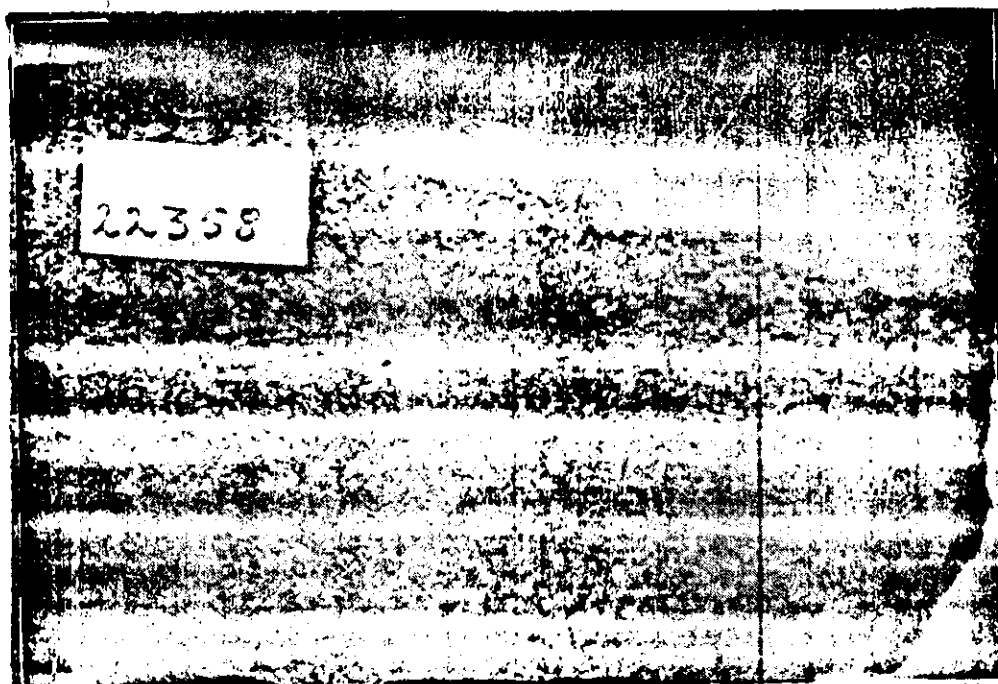


FOTO 2

Flourescerende (hvide og gule prikker), lagdelt scheelit for Lokalitet S_5 .

Den findes udelukkende i de lyse bånd og koncentrationen i disse er langt under en procent. Amfiboliten er ca. 3 m tyk, men kun mineraliseret i den nederste meter. I bunden sidder scheeliten og over denne følger sulfidmineraliseringen som ikke indeholder scheelit og omvendt er sulfidkoncentrationen meget ringe sammen med scheeliten. Under amfiboliten er øjgnejs og over kvarts-feldspat gnejs.

Lokalitet S₆ ligger ca. 2 km SØ for Haughom. Her findes en af de største vaskeanomalier i kvarts-feldspatførende gnejser, der er gennemsat af 1 - 10 m brede amfibolitbånd, hvis generelle strygning er 40°. De fleste af amfiboliterne består af fin til mellemkornede mørke bjergarter, hvor hornblendekrystallerne er ½ - 3 mm store. I alle amfiboliterne findes pegmatitisk materiale, som hovedsagelig består af kvarts og feldspat. 50 m fra vaskeprøve 258, viste et håndstykke af en finkornet biotitholdig amfibolit to 1 mm store hvide fluorescerende scheelitkorn. Scheeliten fandtes ikke sammen med de mere grovkornede amfiboliter. Trods den gode vaskeanomali blev udbyttet ikke større på denne lokalitet.

Lokalitet S₇ (22364) ligger i et område nord for lokalitet S₆ og ca. 2 km øst for Haughom. Her findes samme type bjergarter som omkring lokalitet S₆. Scheeliten er her gul fluorescerende og sidder i amfiboliten i kontakten til en pegmatitåre. Typisk for lokaliteterne S₆ og S₇ er, at alle anomalierne på vaskekortet følger mønsteret i felten med amfiboliterne og det pegmatitiske materiale.

Lokalitet S₈ (22360) ligger ca. 2,5 km øst for Sandvatnet. Her er en 5 - 6 m bred amfibolit i kvarts-feldspat gnejs. Også her findes en lille mængde af gult fluorescerende og lagdelt scheelit.

Lokalitet S₉ (22372) : Amfiboliten ligger inde i grafit-granat horisonten. Scheeliten er kun set som en plet på et par mm størrelse og er hvidgul fluorescerende.

Typisk for den omtalte scheelit er dens tilknytning til amfibolitiske bjergarter. Desuden er den typiske lagdelte tekstur værd at bemærke, samt den ringe udbredelse og mængde med meget små koncentrationer. Lokaliteterne S₁, S₂ og S₃ ligger i metabasiske amfiboliter, medens de resterende scheelitmineraliseringer knytter sig til metasedimentære amfiboliter.

2.4: Andre mineraliseringer

I specialeområdet findes mange molybdænglansmineraliseringer i form af gamle miner, skjærper, røsker, stoller og synks. Udtrykkene skjærper, røsker, stoller og synks er specielle

norske bjergværksudtryk og dækker følgende: En skjærpe er en større eller mindre sprængning i fjellet gennemsnitlig 1 - 10 m². En røsk er en grøft hugget eller sprængt i fjellet med 30 - 60 cm bredde og 10 - 60 cm dybde og op til flere hundrede meter lange. En stolle er en minegang, der er sprængt i fjellet med 1 - 2 m bredde og samme højde og meget varierende længder fra 2 til flere hundrede meter lange. En synk er et lodret firkantet hul i jorden ca. 1 gange 1 m eller større i omkreds, og med forskellig dybde.

I felten blev der set efter sådanne forekomster, hvis molybdænglansrapporten (HOLMENS 1961) angav nogle mineraliseringer i det pågældende område, hvor man var. Eventuelle fund blev markeret med koordinater på et topografisk kort (1:50.000). Kortet findes ikke i denne opgave.

Molybdænglansmineraliseringerne sidder hyppigt på de tidligere omtalte grå kvartsårer som flager direkte på kvartsen eller i sprækkezoner i kvartsen.

Molybdænglansmineraliseringerne har i perioder haft økonomisk interesse. Brydningen af dette havde sin store blomstringstid under 1. verdenskrig og siden har det ikke været i produktion indenfor det undersøgte område (BUGGE 1963). Ørstdalen begyndte også med brydning af molybdænglans i 1904. Senere begyndte brydningen af wolframit og scheelit. Denne brydning er foregået flere gange i intervaller under forskellige ejere (HEIER 1955). Scheeliten blev først opdaget i 1918. Scheelitmineraliseringerne fra specialeområdet er beskrevet i foregående afsnit.

Pyrit er sammen med molybdænglans det hyppigste sulfid man støder på. Det findes i alle bjergartstyper, men ikke i nogen nævneværdig koncentration. I granat-grafit horisonten findes det altid og ofte sammen med kobberkis. Et par kobbermineraliseringer bør i denne forbindelse nævnes. Den ene er Kvittingen som ligger et par km syd for Hamarsmorksvatnet (nr. 22336, TABEL VI og IX). Her sidder kobberkis og pyrit i granat-grafit horisonten. Koncentrationen af sulfider kan lokalt nå op på 5% med overvejende pyrit. Den anden kobbermineralisering ligger et par km syd for Eikelandsdalen og fører pyrit, kobberkis og magnetkis (nr. 22347, TABEL VI og VIII). Magnetkis udgør hovedbestanddelen af sulfiderne. Mineraliseringen sidder her i en amfibolit som igen sidder i

granat-grafit horisonten. Amfiboliten er ifølge TABEL VI af basisk sammensætning.

Magnetit og ilmenit er ofte observeret i forskellige bjerg-artstyper, men oftest i amfiboliten og pegmatiter. Et Fe-oxid, som endnu ikke er nævnt er specularit (Fe_2O_3). Det er fundet afsat på sprækkezoner i Kvittingen som $\frac{1}{2}$ - 1 cm store rosetter. Sprækkezonerne sad i granat-grafit horisonten.

2.5: Aldersrelationer.

Grundfjeldsområdet hører med til det Skandinaviske Skjold. Aldersdateringer fra området er meget begrænsede, men de få der er viser stærkt divergerende aldre. VERSTEEVE (1970) har på grundlag af Rb-Sr whole rock målinger i den nordlige del af det charnockitiske område fået 1340 ± 100 mill år og for det sydlige område 1530 ± 100 mill år. Som gennemsnit har han sat charnockiternes alder til 1480 ± 80 mill år. VERSTEEVE (1970) mener, at den Dalslandiske tektoniske termale virksomhed, som i SV-Skandinavien fandt sted for 900 - 1000 mill år siden ikke har haft nogen indflydelse på charnockiterne, da de hverken er yngre end de omgivende migmatiter eller viser nogen indtryk af de Dalslandiske begivenheder. Fra 2 øjegnejser og en granitisk migmatit har Rb-Sr målinger fra biotiter vist en alder på 825 mill år (VERSTEEVE 1970), hvilket han tyder som en sidste fase af den regionale afkøling efter den Dalslandiske tektoniske termale virksomhed i Sv-Skandinavien (900 - 1000 mill år).

MICHOT & PASTELL (1968) har en regional metamorfose alder for hele området på 1050 ± 100 mill år. De har målt samme aldre på den katazonale metamorfose i Dydrogaland som den mesotermale i Agder på 1000 - 1050 mill år ved Rb-Sr whole rock målinger. Desuden har de målt U/Pb på zirkoner på flere lokaliteter. En af disse prøver stammer fra den sydvestlige del af området i nærheden af Gurslifelset. De viser en alder på 1030 ± 50 mill år. Dernæst angiver de en alder for den sidste plutoniske virksomhed i området på 950 ± 20 mill år. Disse aldre viser en samtidig regional metamorfose for hele området både ved Rb/Sr whole rock målinger og U/Pb målinger på zirkoner på ca. 1050 mill år. MICHOT & PASTELLs angivelse af den sidste plutoniske fases alder falder sammen med den

Dalslandiske termale virksomhed i SV-Skandinavien (900-1000 mill år).

2.6: Det geologiske kort.

På KORT V er den indtil nu kendte geologi tegnet ind. Den er forenklet og indeholder kun de få beskrevne karteringsmæssige bjergartsgrupper.

Omkring scheelitanomalierne er lavet geologiske optegnelser af de vigtigste bjergartsenheder. I enkelte tilfælde er benyttet luftbilleder (1:15.000), men ellers er der tegnet direkte på vaskekortet (1:50.000, KORT V). Optegnelserne fra luftbillederne er overført til KORT V.

Selve opsporingen af anomalierne foregik ved at undersøge de forskellige bjergarter omkring anomalierne. I felten er hundredevis af prøver blevet undersøgt under kortbølget UV-lys. Undersøgelsesmetoden foregik med hovedet i en rygsæk og derover et sort plasticklæde. Det var den eneste måde til at få tilstrækkeligt mørke på, selvom det både var upraktisk og besværligt. Metoden gav dog resultat som det fremgår af afsnittet om scheelitmineraliseringer (afsnit 2.3).

Det geologiske kort (KORT V) indeholder dels egne iagttagelser og dels geologiske kort af delområder som andre har karteret. På kortet er markeret hvilke delområder og hvilke referenter der er tale om.

Amfiboliter, granat-grafit horisonter og granatholdige horisonter er ikke arealtro på KORT V, men er i de fleste tilfælde for bredt tegnede. Amfibolitsignaturen kan også markere en meget tæt koncentration af disse bjergarter i stedet for én horisont. Amfibolitsignaturen er ellers i store områder brugt som struktursignaturer mere end en nøjagtig placering af de enkelte amfiboliter.

Et forhold som ikke har været nævnt i bjergartsbeskrivelsen er en begyndende migmatitesering af bjergarterne. Både de grå gnejser og kvarts-feldspat gnejserne viser sådanne tegn og især kvarts-feldspatgnejsene som indenfor Åvedalsområdet (FIG 10) er granitiseret og kaldt granit af S. W. Andersen (upubliceret). Et Ø-V profil i Åvedalsområdet viser granit helt ude ved Sirdalsvatnet og går uden skarp grænse over i

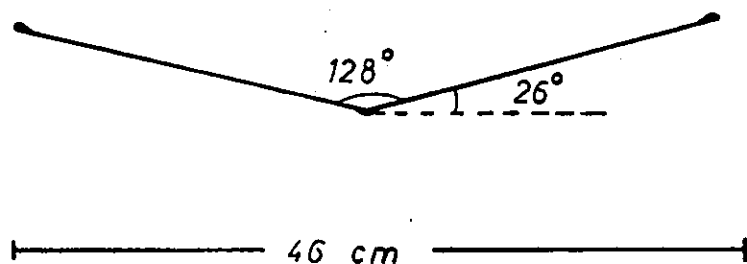
migmatiserede kvarts-feldspat gnejser og øjegnejser og derefter over i de grå gnejser indeholdende amfiboliter og molybdænglansmineraliseringerne (URBAN 1974).

På KORT V er desuden angivet strygning/hældningstegn i de områder jeg selv har undersøgt. Det er kun de generelle retninger som er angivet. De få målinger, som er på kortet, repræsenterer under 5% af de målte strygning/hældninger i felten.

3. METODIK, PROSPEKTERINGSREDSKAB, SEDIMENT OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSGELSER.

3.1: Geokemisk redskab, geokemisk prospekteringsmetodik og sedimenttyper.

Den geokemiske prospektering i specialeområdet er gennemført ved hjælp af vaskning. Til denne vaskeprocedure er anvendt følgende redskaber: En vaskepande, en 10 l spand, en graveske, et litermål, en sigte, en tragt, en sprøjteflaske, 100 ml plasticflasker med skruelåg (prøveflasker), en magnet, en lup, et sort plasticklæde, en UV-lampe, en dagbog og en rygsæk til at have det hele i. Vaskepanden er en batêapande (MERTIE 1954) (Fig. 3). Panden er fremstillet af en

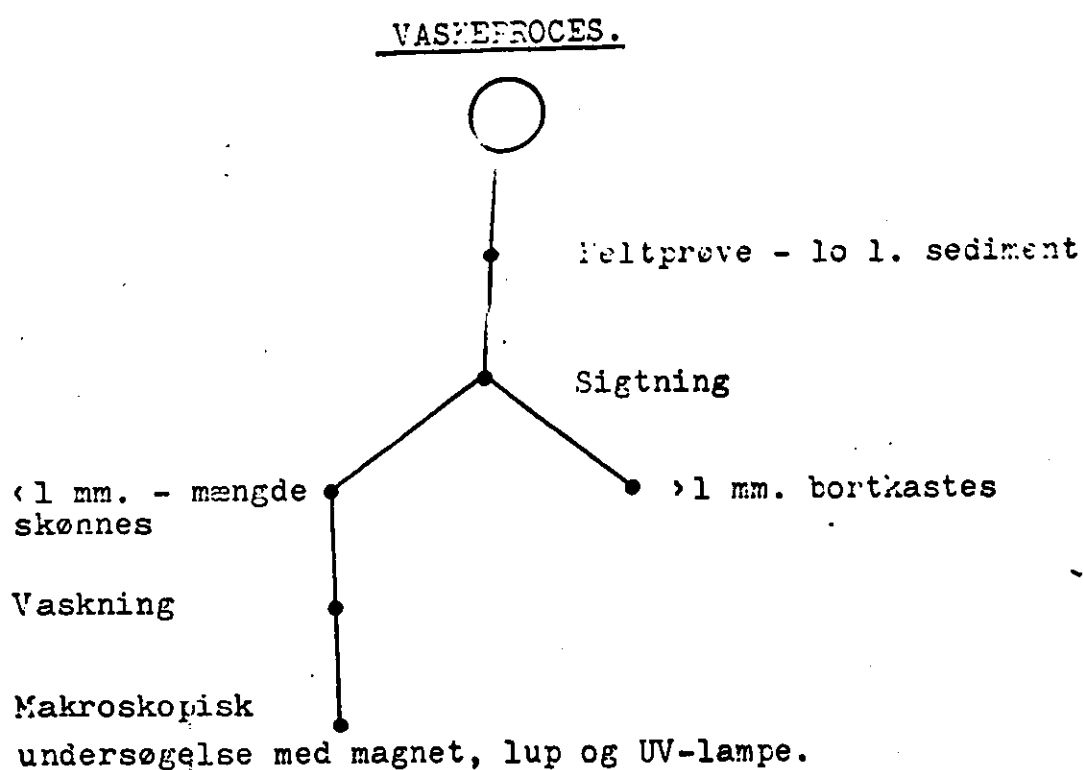


FIGUR 3: Tværsnit af Batêa vaskepande

aluminiumslegering, som gør panden let og nem at bære i felten, desuden er den rustfri, hvilket er et stort fremskridt i forhold til de gamle jernpander. Vaskepanden er fladt kegleformet og måler 46 cm i diameter og har en åbningsvinkel

på 128° (Fig. 3). I bunden af den indvendige kegle er en lille fordybning, hvor det første tunge materiale samler sig. Batêa-panden er ikke identisk med den berømte guldvaskepande, som er skålformet og flad i bunden. I den skematiserede FIGUR 4 er vaskeprocessen angivet punkt for punkt og beskrivelsen i det følgende vil følge disse punkter og samtidig nævne anvendelsen af de nævnte redskaber..

Vaskeprocessen begynder med at indsamle 10 l sediment i plasticspanen. Er der på prøvetagningsstedet ikke sediment nok til 10 l, måles den indsamlede mængde med litermålet og volumet noteres i dagbogen. Efter indsamlingen sigtes sedimentet i en almindelig køkkenstålsi, hvis maskevidde måler meget nær 1 mm i diameter. En stålsi af denne type må udskiftes efter ca. 75 vaskeprøver, på grund af rust og buler, hvorved netmaskerne bliver mindre end den oprindelige diameter. Plasticsigter er blevet forsøgt anvendt, men det er meget vanskeligt at ryste sedimentet igennem p.g.a. større modstandskraft end i stålsigten, så derfor blev plasticsigten opgivet. Sedimentet over 1 mm i kornstørrelse anvendes ikke yderligere bortset fra et kort blik på rullestennene for at se om der er noget af interesse. I enkelte tilfælde bliver det grove materiale undersøgt med UV-lys. Det finere sediment som går igennem sigten og ned i vaskepanden bliver skønnet volumenmæssigt og noteret ned. Herefter er man klar til selve vaskeprocessen. For at få det bedste udbytte af vaskningen må panden ikke indeholde mere end 2-2½ l sediment. Gør den det, kan der meget let ryge for meget af panden ad gangen og heriblandt tungmineraller sammen med det lette materiale. Det betyder, at man maximalt kan komme til at vaske 4 - 5 pander på et prøvetagningssted. Som første separation roder man med hånden i sedimentet, derved sker den første gravitative separation af de tunge mineraller, derefter fyldes panden halvt med vand og sættes i rotation. Rotationsbevægelsen skal være ensartet så vand og de lette mineraller forsvinder ved centrifugalkræfter ud over samme sted på panden for hver rotationsomgang. Når vandet er sluppet op fyldes panden igen halvt med vand og drejes rundt igen. Panden kan i gennemsnit roteres 8-10 gange før vandet er brugt op og det kaldes en vaskning. Med en fyldt pande (ca. 2½ l sediment) vil det i

FELTARBEJDE.

FIGUR 4 : Skematisk arbejdsproces vedrørende tungsandsprøver.

gennemsnit tage 7-10 vaskninger at vaske tungsandet tilstrækkeligt rent. Hvornår man skal standse vaskeprocessen kan som regel ses på tungsandskoncentratets farve. I specialeområdet blev det i de fleste tilfælde helt sort p.g.a. stort indhold af magnetit og ilmenit og i enkelte tilfælde helt rødt p.g.a. stort granatindhold. Tungmineralerne bliver undersøgt på stedet med magnet for magnetiske mineraler som magnetit, ilmenit og magnetkis, med lup for pyrit, kobberkis, molybdænglans og granat og i nogle tilfælde med UV-lys for scheelit og zirkon. UV-lampen er ikke systematisk anvendt i felten, da ikke alle vaskere havde sort klæde. Tungsandskoncentratet hældes over i en prøveflaske ved hjælp af en tragt og en sprøjteflaske som skyller sedimentet ned i prøveflasken. Prøveflasken nummereres udvendigt med vandfast farve og inde i flasken kommes et kontrolnummer.

Prøvetagningen er fortrinsvis foretaget i floder, elve og bække, derudover er der taget prøver ved søbredder og indenfor mosestrækninger. De store elve (floder) har ikke den store betydning, da de løber i store dale og ofte har nær forbindelse med kvartære aflejringer. Derimod har elve og bække som løber ned ad bjergskråninger til de store elve og til søer meget stor betydning. Hvis elvene er lange, tages der flere prøver i samme elv, samt prøver i sideelver. Vaskeprøverne fordeles for det første på en sådan måde, at de repræsenterer et bestemt afvandingsområde. Dette område har enten sin øvre begrænsning ved vandskellet og sin nedre begrænsning ved prøvetagningsstedet eller sin begrænsning mellem 2 prøvetagningssteder. For det andet tages vaskeprøverne således, at de dækker et område på ca. 1 km^2 per prøve. Alle prøvepunkter indtegnes på et topografisk 1:50.000 kort og angives med nummer. Senere overtegnes prøvenumrene til et vaskekort (1:50.000), som kun indeholder søer, floder, elve og bække (KORT I). Den nøjagtige position for vaskeprøven angives ved hjælp af et sekscifret koordinattal samt kortbladets nummer. I det sekscifrede tal angiver de 3 første tal abcissen på kortbladet og de 3 sidste ordinaten. Alle vaskeprøvenumrene er indtegnet på KORT I.

De akkumulerede sedimenter i elvene stammer fra de faststående bjergarter som vandet nedbryder mekanisk. Sedimentet er

meget forskelligt hvad kornstørrelse angår. Kornstørrelsen dækker næsten alle sedimenttyper fra sten (200-20 mm), grus (20-2 mm), sand (2-0,06 mm) og silt (0,06-0,002 mm).

Akkumulationen af sandet til fint gruset materiale er stor i indersving af bugtninger, bag store sten og nedenfor små terrasse vandfald. Hvis ikke sådanne steder findes er der ofte grusmateriale under en "brolagt" elv- eller bækbund. Sedimentaflejringer langs søer er som regel nemme at få fat på og består hovedsagelig af sandfraktionen og især den fine sandfraktion. I lavland og på flade højdeplateauer består områderne ofte af store mosestrækninger. I sådanne områder er sedimenttransporten ikke stor. Sedimenterne er lyse til hvide og består næsten udelukkende af sandfraktionen. Fra sådanne områder kan man dog opnå "lidt" tungkoncentrat fra mossers og planter rødder som holder på tungminerale i finsands- og siltfraktionen. Ved at ryste planternes rødder løsnes sedimentet og det kan derefter vaskes. Silt- og lerfraktionen benyttes normalt ikke, for det første fordi den er så finkornet og for det andet fordi den ikke fører tungminerale af nævneværdig mængde.

Ved vaskningen undgås kvartære aflejringer og vejgrus. Afløb fra søer regnes ikke for noget godt prøvetagningssted, hovedsagelig på grund af mangel på materiale, men undtagelser findes dog.

3.2: Laboratiemetodik.

I det følgende gennemgås kort det laboratiemæssige arbejde. En skematiseret arbejdsproces er vist i figur 5.

Vaskeprøverne tørres først. Denne del er ofte allerede gjort i felten enten i solen eller på et komfur eller på en kakkellovn på bostedet. Den hurtigste måde at tørre store prøver på, er at hælde dem ud i aluminiumsfoliebakker. Bakkerne stilles direkte på et varmelegeme eller sættes i solen. Efter tørringsprocessen vejes vaskeprøverne, hvilket er gjort på en Sartorius 2250 præcisions balance vægt med hundrededele nøjagtighed, hvilket er rigeligt til det foreliggende formål.

Magnetseparationen er det næste i forberedelsesrækken. Separationen foregår ved hjælp af en indstillelig håndmagnet -

Conrad Clausthal håndmagnet, Germany. At den er indstillelig vil sige, at den magnetiske tiltrækningskraft kan reguleres ved at indstille magneten i forskellig afstand fra prøvematerialet. Afstanden måles i millimeter og spænder fra 0 - 15 mm. Man begynder med den svagest mulige magnetiske tiltrækningskraft (15 mm afstand), d.v.s. at de stærkest magnetiske mineraler separeres først. Under separationen er benyttet fire afstande, nemlig 15, 10, 5 og 2 mm. De to højeste enheder blev separeret i en bunke og kaldt magnetit og de mindst magnetiske mineraler blev kaldt ilmenit. Ved at tage separationen trinvis undgår man, at ikke magnetiske mineraler hænger imellem de magnetiske korn. Denne fremgangsmåde er især vigtig, når der er meget stærkt magnetisk materiale i tungsandsprøven. Hvis man alligevel umiddelbart kan selyse mineraler i den magnetiske fraktion separeres den en gang til. Magnetitandelen og ilmenitandelen vejes hver for sig og blandes derefter sammen igen og prøven er klar til polerprøvefremstilling.

Den umagnetiske fraktion undersøges nu for scheelitkorn under UV-lys. Til dette formål er anvendt en UV-lampe af typen Mineralight Model M-15 til opladelige batterier eller en Mineralight MSL-48 til tørelementer. De enkelte scheelitkorn tælles og den karakteristiske farve og eventuelt kornstørrelse noteres. Samtidig skønnes den relative mængde af zirkon med lidt, almindeligt eller meget og evt. med en skønnet procentdel.

Det lyder måske omvendt at foretage tungvæskeseparationen efter scheelittællingen, men forklaringen ligger i, at ønsket i første omgang var at få scheelitanomalierne lokaliseret så hurtigt som muligt. Tungvæskeseparationen er lavet med tetrabromethan med en specifik vægtfylde på $2,93 \text{ g/cm}^3$. Den tunge fraktion bruges til videre analyse, medens den lette fraktion ikke benyttes mere.

Alle de fremkomne data er arkiveret på et kartotekskort. Et eksempel herpå ses på figur 6. De anvendte symboler i den lige nævnte figur står for følgende:

KARTOTEKSKORT.

FORSIDE

186

1312 III - 588-972 - 18.07.71 - J.L.F. - blå - 050

10/7 1. sediment

UV - Scheelitzkorn 16 - gule, Zr(15%)

Kornpræparat nr. 186 (<250 μ) - Polerprøve nr. 2435 (186) ,
umagnetisk fraktion (<250 μ).Mineralindhold:

opake	11 %	ilmenit
hornblende	10 %	ilm./næm. afblandinger
hypersten	39 %	hæmatit
diopsid	17 %	rutil
epidot	5 %	titanit
zirkon	17 %	leukoxen
granat		limonit
titanit	1 %	pyrit

BAGSIDE

	> 250 μ	< 250 μ
Vægt %	19,0	81,0
Scheelitzkorn	1	16

Magnetit/ilmenit = 6,2 : 74,5 = 0,08.

	g	g	%
magnetit	8,62	8,62	6,2
ilmenit	103,36	103,36	74,5
umagn. > 2,93		11,43	8,2
umagn. < 2,93	26,83	15,10	11,1
total	138,81	138,81	100,0

FIGUR 6.

186	= Vaskeprøvens nummer
1312 III	= Topografisk kortnr. (1:50.000)
588-972	= koordinater for vaskeprøven på det ovennævnte kort
18.07.71	= Dato
J. L. P.	= Vaskerens initialer (John L. Pedersen)
blå	= Vaskerens farvesymbol
050	= Vaskerensprøve nr. system i felten
10/7 1 sediment	= 10 1 sediment og heraf vasket 7 1
Zr. (15%)	= Zirkon (skønnet 15%).

3.3: Udvalgelseskriterier og antal undersøgte prøver.

Prøvetagningen er sket ud fra flere kriterier: For det første skal de valgte prøver dække området nogenlunde jævnt. For det andet er vaskeprøverne valgt med hensyn til indholdet af scheelit således, at de største anomalier er repræsenteret ved flest tungsandsprøver og forholdsvis færre jo mindre scheelitinhold. For det tredje måtte prøveantallet ikke blive for stort, da bearbejdningen så ville tage for lang tid. De 111 forskellige undersøgte prøver er fordelt således i forhold til scheelitanomalierne: 51 prøver med 20 scheelitkorn eller mere, 30 prøver med 10-19 scheelitkorn, 10 prøver 3-9 scheelitkorn, 10 prøver med 1-2 scheelitkorn og 10 prøver uden scheelitkorn. 100 af prøverne er derefter sigtet i to kornstørrelsesfraktioner, en over og en under 250μ . Den mindste fraktion er skyllet i fortyndet saltsyre, medens den grove fraktion vejes og scheelitkornene tælles under UV-lys. Herefter bruges den sidstnævnte fraktion ikke mere. Tungsandet under 250μ bruges til fremstilling af kornpræparater til brug i gennemfaldende lys og polerprøver til reflekteret lys.

Der er undersøgt ialt 119 kornpræparater, hvilket svarer til knap 25% af prøvematerialet. Som nævnt er der 100 prøver fra kornfraktionen under 250μ , mens de resterende 19 ikke er separeret efter kornstørrelse. 57 kornpræparater er undersøgt kvantitativt, medens resten er skønnet m.h.t. indhold af hovedmineraller. Derudover er undersøgt 69 polerprøver af tungsandsprøverne, hvoraf de 8 er prøver af den mag-

netiske fraktion og resten af den umagnetiske fraktion. Her er 8 polerprøver fra hver fraktion (magnetisk og umagnetisk) talt kvantitativt, medens resten er gennemset for eventuelle sjældne mineraler. Til de 69 polerprøver svarer 61 kornpræparater.

3.4: Undersøgelsesmetoder og sedimentologiske undersøgelser.

Den undersøgte tungsandsfraktion har en kornstørrelse under 250μ . Den mineralogiske undersøgelse af tungsandsprøverne er foretaget såvel på de non opake som på de opake mineraler.

I Kornpræparaterne er såvel gennemskinnelige som ikke gennemskinnelige korn blevet talt ved hjælp af et polarisationsmikroskop. Selve tællingen af kornene er foretaget ved at bevæge kornpræparatet i parallelle rette linier med 2 mm afstand i én retning og alle korn som rammer trådkorsets centrum tælles. Samme teknik er benyttet ved tællingen af polerprøverne. I nogle enkle kornpræparater findes kvarts og feldspat trods tungvæskeseperationen, disse er under tællingen sprunget over.

Til den kvantitative tungmineralanalyse er talt 200 korn i kornpræparater og i polerprøver.

De 200 korn har en meget regelmæssig fordeling i hele kornpræparatet, således at når tællingen er tilendebragt er præparatet som regel dækket helt ind af parallelle linier. For at få et indtryk af, om mineralfordelingen i prøven er rimelig statistisk fordelt er 5 prøver talt med 2 gange 100 korn. Fordelingen af mineralerne har betydning i det øjeblik et kornpræparat bliver dækket en halv gang eller halvanden gang. Af TABEL IV ses hvordan fordelingen i prøven er meget ensartet. Den største afvigelse indenfor de 2 kolonner er 6%, hvilket vil sige 3% fra gennemsnittet.

Vægtfordelingen af kornfraktionen under 250μ og over 250μ er undersøgt og den procentvise andel af de to kornfraktioner ($>250\mu$ og $<250\mu$) er angivet i TABEL I og II. Man ser, at den mindste kornfraktion, som i dette tilfælde har størst interesse, svinger fra en minimumsværdi på 26,6%

til en maximumsværdi på 96,5 vægtprocentandel af den samlede tunge fraktion. På fig. 7 ses et histogram som bedre illustrerer fordelingen af et bestemt antal prøver i forhold til et bestemt vægtprocentinterval. Hovedparten af prøverne ligger indenfor intervallet 50-90%. Gennemsnittet af de 100 undersøgte prøver er 68,6 vægtprocent.

Inden separationen i 2 kornstørrelsesfraktioner er fremstillet 7 kornpræparater. Disse 7 præparater er talt og af TABEL V kan fordelingen af de vigtigste mineraler ses i forhold til fraktionen mindre end 250μ . Af tabellen ses, at de opake mineraler, hornblende, hypersten, diopsid og epidot skiftevis har størst andel i hele prøven og i den lille fraktion. Den procentvise fordeling afviger på intet tidspunkt mere end 5%. For zirkons vedkommende er der en tendens til, at den fine fraktion har et større indhold end i den samlede prøve, men afvigelsen overstiger heller ikke her 5%. For granat er der 4 prøver som har et højere indhold i den samlede prøve, men kun i et enkelt tilfælde er afvigelsen mere end 5%, i prøve nr. 078, hvor afvigelsen er 6%.

De enkelte scheelitkorn i hver vaskeprøve er talt og kornstørrelsen noteret. Under scheelittællingen erfarede, at scheeliten spalter meget let ved stød eller tryk. Det var ikke ualmindeligt, at et stort scheelitkorn spaltedes til 5-10 små korn. Hvis dette observeredes blev scheelitkornet kun talt for et korn.

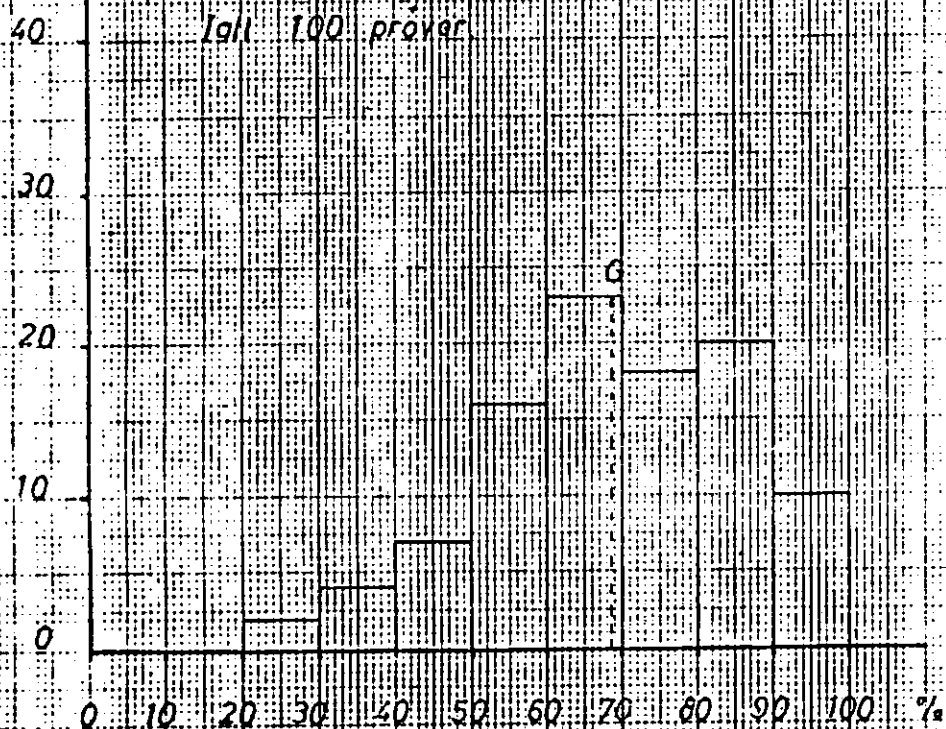
Anomalifordelingen er valgt med følgende intervaller: 20 scheelitkorn eller mere er en stor anomali og er markeret med en rød prik på KORT II. Det næsthøjeste interval strækker sig fra 10-19 korn. Hvor stor betydning denne kategori har, fortæller kornstørrelsen af scheelitkornene noget om. Den tredje gruppe, der består af 3-9 korn, har kun betydning, hvis den indeholder store scheelitkorn. Den næstsidste gruppe har 1-2 scheelitkorn og den sidste gruppe har ingen betydning. Anomalifarverne på KORT II er med faldende scheelitantal rød, grøn, sort, gul og blank.

Efter separationen i 2 kornfraktioner er den grove fraktion ($>250\mu$) undersøgt under UV-lys og scheelitkornene talte.

Vægtfordeling af tungmetallindholdet i kernfraktionen 250 μ

Antal prøver

Ialt 100 prøver



FIGUR 7

0 - 10 %	= 0 prøver
10 - 20 %	= 0 "
20 - 30 %	= 2 "
30 - 40 %	= 4 "
40 - 50 %	= 7 "
50 - 60 %	= 16 "
60 - 70 %	= 23 "
70 - 80 %	= 18 "
80 - 90 %	= 20 "
90 - 100 %	= 10 "

Gennemsnittet (G) = summen
af samtlige prøver (TABEL
I og II) : 100 =
6856,5 : 100 = 68,8

Derefter er antallet af scheelitkorn i hver prøve trukket fra det samlede antal scheelitkorn i de respektive prøver så antallet i den lille fraktion herved er kendt. I TABEL I og II er scheelitkornenes antal for begge kornstørrelsesfraktioner angivet. Ved et gennemsyn af kolonnerne vil man hurtigt erfare, at i de fleste tilfælde udgør scheelitmængden i den fine fraktion langt mere end $2/3$ af kornene. Godt $2/3$ er den andel den fine fraktion udgør af den samlede tungsandsprøve. Man ser også at kun i 1 tilfælde (nr. 118 TABEL II) er scheelitmængden i den grove fraktion større end i den fine fraktion. Derudover findes kun 7 tilfælde, hvor den lille kornstørrelsesfraktion ikke indeholder det dobbelte antal korn af den grove fraktions, d.v.s. ligger under $2/3$, men i alle tilfælde over halvdelen af det samlede antal scheelitkorn. Generelt er scheelitkoncentrationen i den fine kornfraktion større end de godt $2/3$ af den samlede mængde scheelit.

Ud fra vægtprocentforholdet af hele vaskeprøven mellem magnetit og ilmenit er lavet et magnetit/ilmenitkort (KORT III). Til undersøgelsen er brugt 455 vaskeprøver. Prøverne fra nr. 1-152 er ikke repræsenteret, da disse er separeret under feltarbejdet, hvor der ikke var nogen vægt til rådighed. Her findes kun den samlede vægt for hele den magnetiske fraktion. Det forudsættes at magnetitandelen hovedsagelig indeholder magnetit og eventuelt titanomagnetit, medens ilmenitandelen indeholder ilmenit og eventuelt titanomagnetit. Til at symbolisere forholdstallene er følgende intervaller valgt: Magnetit/ilmenit større end en, dvs. prøver hvor magnetit udgør mere end 50% af mineralerne. Forholdstallene strækker sig fra 1 - 34,6 og med medianen på ca 2. Næste interval dækker forholdstallene fra 0,5 - 1. Ilmenit begynder at blive dominerende i denne gruppe. I næste interval er det endnu mere dominerende med forholdstal fra 0,1-0,5. I de sidste 2 grupper mangler magnetit eller er kun repræsenteret i meget lille mængde. Den ene gruppe går fra større end 0 til 0,1 og i den sidste gruppe er forholdet 0, hvilket er ensbetydende med ren ilmenit. På kort III er brugt samme farver som ved scheelitanomalierne med rød

prik for de højeste værdier og faldende værdier med grønne, sorte, gule og blanke prikker.

3.5: Diskussion af mulige fejlkilder ved de anvendte metoder og undersøgelser.

Ved tællingen af kornpræparater og polerprøver er 200 korn valgt som mål, fordi det er den i litteraturen mest benyttede størrelsesorden (bl.a. THOMSEN 1957, LARSEN 1959) med undtagelse af hollandske forskere som næsten altid kun tæller 100 korn (bl.a. VAN ANDEL 1950). Ifølge MILNER (1962 s.390) giver 200 korn en usikkerhed på lidt under 5%. For at nå en lavere usikkerhed skal man forholdsvis meget højere op i kornantal. F.eks. angiver MILNER (1962 s. 390) 4549 korn for en sikkerhed på 1% og 454950 korn for en usikkerhed på 0,1%. Fra et matematisk synspunkt vil det sige, at nøjagtigheden stiger $\sqrt{n}$, hvor n er lig antal talte korn. For at få en usikkerhed på præcis 5% skal der ikke tælles 200 korn, men $4549:(5)^2 = 182$ korn, da 4549 svarer til 1%'s nøjagtighed og usikkerheden stiger i dette tilfælde med 5 gange.

En anden fejlkilde kan være en forskel i det undersøgte materiale i forhold til den samlede prøve. I TABEL V ses, at den største afvigelse indenfor de to kolonner er 6%, hvilket vil sige 3% fra gennemsnittet. En tredje mulig fejlkilde ligger i eventuel uensartet behandling af materialet. Da præparationen og optællingen er udført efter samme retningslinier for hele materialet, skulle denne fejlkilde være minimal. En fjerde mulig fejlkilde ligger i selve vaskningen af prøverne, da der er flere som har været med til at indsamle materialet. Men efter forsøg af THEOBALD (1957) viser det sig, at en erfaren vasker i forhold til nybegyndere stort set vasker ens og at alle nybegyndere efter et par dages erfaring også vasker såens, at der ikke er nogen systematisk eller påviselig forskel i det indsamlede prøvemateriale. På dette grundlag skulle denne fejl være uden betydning.

Under tællingen af scheelitkornene er kornstørrelsen noteret,

hvis de enkelte korn afveg indbyrdes fra hinanden. Dette har betydning, da store korn meget let går i stykker til mange små på grund af den gode spaltelighed parallel med (101) (MILNER 1962). Hvis der findes begge kornstørrelser i en prøve, er der stor chance for, at de små er fremkommet af de store og kan derfor give vaskeprøven en for høj anomali. Generelt ligger usikkerheden ved alle operationer under en fejlmargen på 5%.

4. MINERALINDHOLDET I TUNGSANDSKONCENTRATERNE.

4.1: Non opake mineraler.

Beskrivelsen er inddelt i grupper i samme rækkefølge som skemaet i TABEL I med amfibol (hornblende) først og derefter pyroxener (hypersten, diopsid), epidoter (pistacit, Mn-epidot), zirkon, granat, titanit, rutil, scheelit, apatit, monazit og grøn spinel (hercynit). Det sidstnævnte mineral findes ikke i tabellen, da det kun er observeret i 2 kornpræparater.

Betegnelsen "alteriter" er i det følgende undgået. Begrebet dækker stærkt omdannede korn som ikke kan identificeres med sikkerhed. Nogle forfattere (bl.a. VAN ANDEL 1950) sætter alle omdannede mineraler under denne gruppe selvom de kan bestemmes. Som eksempel kan anføres epidot. I det nedenfor beskrevne er selv stærkt omdannede (grumsede) epidoter henregnet til epidotgruppen.

På FOTO 3 ses et oversigtsbillede af et kornpræparat.

AMFIBOLGRUPPEN:

Hornblende er den eneste repræsentant fra amfibolgruppen i vaskeprøverne og findes i alle prøver. Indholdet af hornblende varierer fra 1% til 78% (TABEL I).

Efter farve kan mineralet inddeles i 2 grupper:

- 1) brun til grøn
- 2) blågrøn til flaskegrøn

Denne inddeling er i overensstemmelse med SHIDÔ & MIYASHIRO's (1959) inddeling af metamorfe hornblender.



FOTO 3:
Oversigtsbillede af den
non opake tungsands-
fraktion.

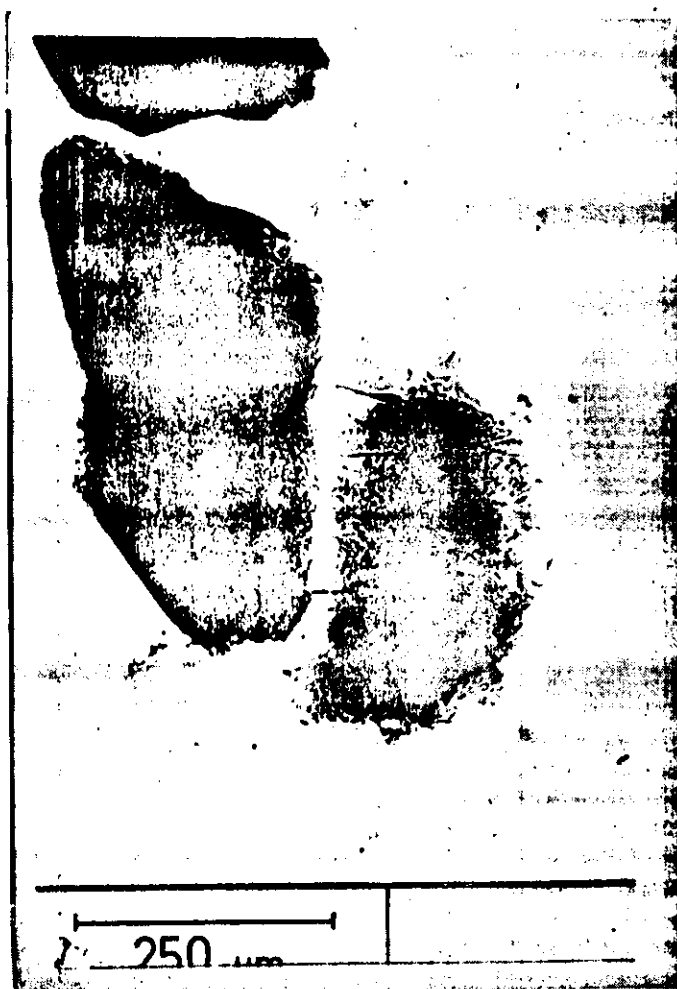


FOTO 4:
Hornblende.

Under tællingen er der ikke skelnet imellem forskelligfarvede hornblender, men kun bemærket og noteret den karakteristiske farve. De brunfarvede findes overalt, men med den største koncentration i den vestlige del af området og de grønfarvede mod øst.

Brune til grønne er langt de mest dominerende og alle mulige overgange imellem disse findes. Der er tydeligvis en kontinuert overgang fra brun-brungrøn-grøn. Til denne gruppe er også medregnet mørkebrune til næsten opake hornblender. Disse udgør under en procent af samtlige hornblender. De blågrønne til flaskegrønne udgør mindre end 10% af hornblendegruppen.

90% af alle kornene viser pleokroisme:

Den brune hornblende viser svag pleokroisme fra blegbrun eller brungrøn (Z) til mørkbrun (X). Den grønne hornblende har kraftigere pleokroisme fra blågrøn (Z) til grøn (X) og i sjældne tilfælde til olivengrøn (Y) (VAN ANDEL 1950 TROGER 1959). Generelt kan siges, at den lyse pleokroisemfarve er parallel med trådkorsets N-S retning og den mørkeste med Ø-V, da polarisatorerne i det benyttede Zeiss mikroskop svinger i et øst-vest plan. 80% af kornene er aflange prismatiske korn med en let afrundingsgrad (FOTO 4). Resten er uregelmæssige mere eller mindre afrundede korn.

Lysbrydningsværdierne ligger omkring eller lige over clearax ($n=1.66$). Dobbeltbrydningen er lav med interferensfarver af 1. - 2. orden. Udslukningsvinklen varierer fra $5-20^\circ$ og er i meget sjældne tilfælde parallel. Aksebillederne er vanskelige at tage, men $2V_x$ varierer fra $60-80^\circ$ for de bestemmelige og mineralet er optisk negativt.

Ud fra disse data kan følgende sluttes:

Den aflange prismatiske form (|| c) skyldes den gode spaltelighed langs (110) (TROGER 1959).

Farvevariationerne skyldes et varierende indhold af Ti (MASON & BERRY 1967). Den brune farve intensiveres med stigende Ti-indhold og stigende metamorfose (RAMBERG 1948, SHIDÔ & MIYASHIRO 1959).

Lysbrydning og dobbeltbrydning stiger med stigende Fe-indhold og Ti-indhold (TROGER 1959), hvorimod $2V_x$ falder (TROGER 1959) under samme betingelser.

FYROXENER:

Pyroxenerne optræder i alle slib og udgør i ca. halvdelen af de undersøgte vaskeprøver hovedbestanddelen af mineralerne. Pyroxenmineralerne er hypersten og diopsid.

Hypersten er langt det hyppigste pyroxenmineral. I de enkelte vaskeprøver varierer hyperstenindholdet fra 5-65% (TABEL I). Mineralen er dominerende vest for Sirdalsvatnet og udgør i den vestlige og sydvestlige del hovedkomponenten af samtlige mineraler. Halvdelen af kornene er korte eller lange prismatiske korn med takkede eller afrundede basale ender, medens den anden halvdel er uregelmæssige formede korn med nogen kantafrunding (FOTO 5).

Med hensyn til pleokroisme kan hyperstenen inddeløs i 3 grupper:

- 1) Farvede korn med påfaldende pleokroisme som varierer fra rød-røddbrun (X) og grøn-mørkgrøn (Z).
- 2) Farvede korn med pleokroisme fra gul (Y) til grøn (Z).
- 3) Næsten farveløse korn med svag pleokroisme.

De farvede korn udgør langt den hyppigste forekomstmåde, medens de farveløse er ret sjældne. Denne variation i pleokroisme (fra svag til stærk pleokroisme) skyldes et varierende Fe-indhold (THOMSEN 1957) i mineralen, jo mere Fe der er indbygget i gitteret, desto kraftigere bliver pleokroismen.

Lysbrydningsværdierne ligger lige over clearax ($n=1,66$) med laveste værdier for de svagest farvede. Hyperstenen viser lav til moderat dobbeltbrydning, parallel udslukning og en aksevinkel på $50-70^\circ$, samt er optisk negativ.

Hyperstenen viser ofte Schiller-strukturer, hvilket er små indeslutninger i kornet (FOTO 6). Indeslutningerne er aflange, firkantede eller afrundede "korn", som ligger vinkelret på hinanden. Enkelte korn har kun vist schillerisation i kornets længdeakse. Hovedparten af indeslutningerne er rødbrune, og er rutil, medens de andre er opake og formentlig ilmenit. Udbredelsen af Schiller-struktur er hovedsagelig begrænset til den vestlige del af området.

Diskussion af observerede resultater:

Mineralets prismatiske form er bestemt af den forholdsvis gode spaltelighed langs (010) (MASON & BERRY 1967).



FOTO 5:
Hypersten.

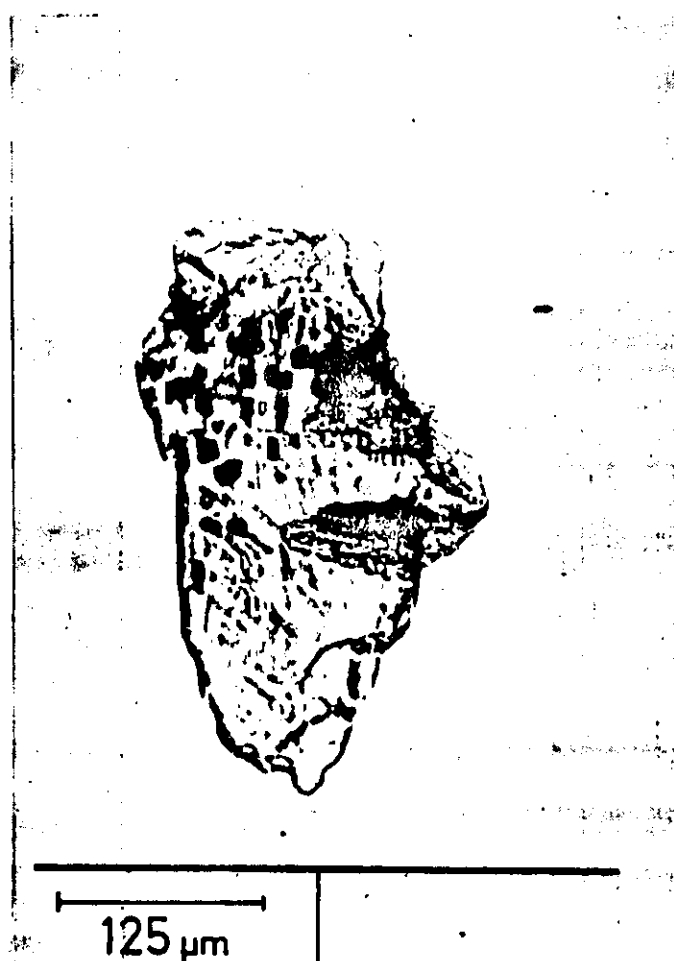


FOTO 6:
Schillerstruktur i hyper-
sten (rutilindeslutnin-
ger)

Fe-indholdet har også betydning (udover pleokroisme) for lysbrydningen og dobbeltbrydningen (TRÖGER 1959, MASON & BERRY 1967) - begge stiger med stigende Fe-indhold.

Aksevinklen svarer til 40-70 Mol-% Fe (TRÖGER 1959)

Udviklingen af den "poikilitiske" tekstur, hvor små inklusioner dannes sker langs krystalplaner (DANA 1932), hvor Ti- og Fe-rige opløsninger trænger ind og afsættes. Hvor inklusionerne er vinkelrette på hinanden, sker afsætningen efter vinkelrette planer.

Diopsid er den eneste clinopyroxen som findes i vaskeprøverne. Indholdet i den tunge fraktion varierer fra 1-39% (TABEL I). Diopsid findes i hele området, men har dominerende status lige vest for Sirdalsvatnet omkring Virak.

Ca. halvdelen af diopsidkornene er afrundede og uregelmæssige i form. Den anden halvdel består af dårlige spaltestykker delvist begrænset af uregelmæssige kanter som er let afrundede (FOTO 7). Spalterevner ses ofte i kornene. Lysbrydningen ligger tydeligt over indstøbningsmediet ($n=1,66$). Dobbeltbrydningen er høj og interferensfarverne er karakteristisk slørede. Udslukningsvinklen ligger fra 36° til 42° . Farven hos de fleste korn er bleggrøn. I enkelte slib findes mørkegrønne og næsten farveløse korn. Pleokroismen er svag med grønne farver. Pleokroismen stiger med voksende intensitet af den grønne farve. Aksebillederne er som regel gode og viser en aksevinkel hvis krumning svarer til en vinkel på ca. 60° . Mineralet er optisk positiv.

Som i hypersten er der også observeret Schiller-strukturer i nogle få diopsidkorn. De små aflange poikilitiske korn er parallelle med længdeaksen i kornet. 90% af indeslutningerne er opake. Her er formentlig igen tale om Ti-holdige opløsninger som ilmenit og rutil.

EPIDOTGRUPPEN:

Epidotgruppen udgør en yderst varierende gruppe. Den er repræsenteret i alle slib, og indholdet svinger fra under en procent til 28% af samtlige tunge umagnetiske mineraler (TABEL I). Epidot er anvendt som en samlebetegnelse for beslæg-



FOTO 7:
Diopsid.

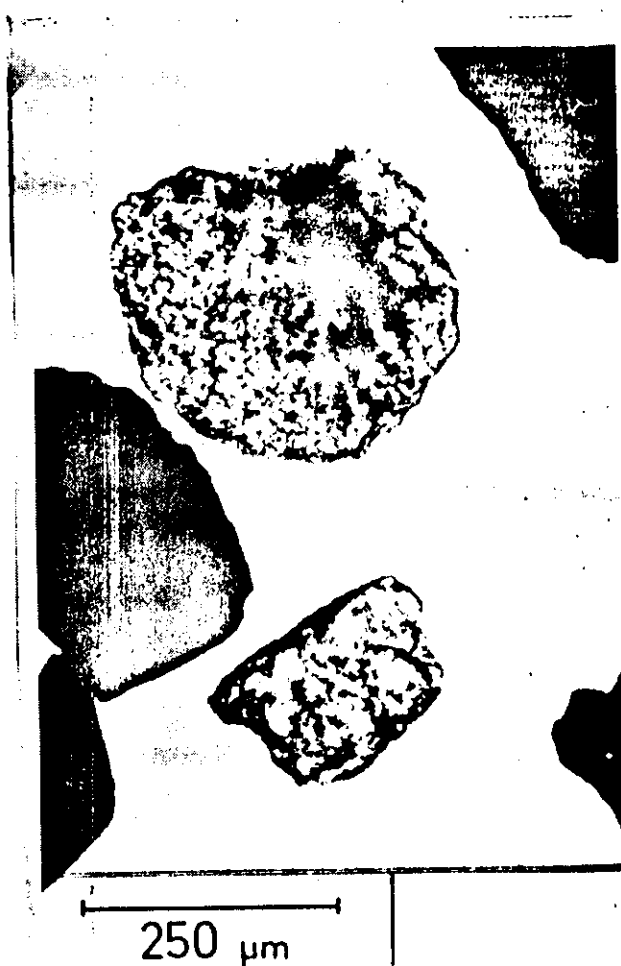


FOTO 8:
Epidot med grumset
overflade.

tede mineraler - epidot (pistacit), clinozoizit og zoizit. Blandt disse udgør pistacit næsten samtlige epidoter. Clinozoizit og zoizit er ikke udskilt fra pistacit, da det ikke kunne specificeres med sikkerhed om der var tale om de pågældende mineraler. Tvivlstilfældene er så få, at de aldrig vil komme til at udgøre nogen procentdel af den samlede prøve, så usikkerheden på pistacitens andel i prøven er forsvindende lille. Udover epidot består epidotgruppen af piemontit eller Mn-epidot. Betegnelsen Mn-epidot foretrækkes anvendt, da hele kornet sjældent udgør den egentlige piemontit, men i de fleste tilfælde kun en del af et epidotkorn = Mn-holdig epidot. Mn-epidoten findes i 60% af prøverne og indholdet udgør op til 2% af de enkelte prøver (TABEL I).

Epidot (pistacit) optræder i yderst forskellige farver og modifikationer. Mineralen kan deles i flere grupper:

Den første gruppe udgør 60-70% af samtlige epidoter og består af grumsede, grønne, brunlige til mørke korn som er uregelmæssige af form og har ujævne overflader (FOTO 8).

Den anden gruppe udgør 30-40% og består af vissentgrønne til gulgrønne eller brungrønne korn som optræder som spaltestykker og uregelmæssige fragmenter med en let afrundingsgrad, men til tider stærkt afrundede.

Den tredje gruppe består af farveløse epidoter, som viser aflange prismatiske spaltestykker og krystalfragmenter med en let afrundingsgrad.

Den sidste gruppe består af mørkegrønne, stærkt afrundede korn. De farveløse og mørkegrønne epidoter udgør en meget lille del (<1%) af samtlige epidoter.

Pistacit er typisk pleokroitisk, men med stærkt varierende intensitet. Den kraftige pleokroisme er udpræget for de farvede ikke grumsede mineraler og varierer fra gul (X) til lysegrøn (Y) eller lys gulgrøn (Z). Hos de andre er pleokroismen svag og mangler i enkelte tilfælde.

Fælles for alle epidoterne er: De viser tydeligvis høj lysbrydning i forhold til indlejningsmediet ($n=1,66$). Udsluk-

ningen varierer fra parallel til 30° . Pistacit har meget karakteristiske spillende og kraftige interferensfarver fra 2. til 5. orden. I 90% af alle tilfælde kan mineralet kendes på disse typiske "epidot-interferensfarver". De grumsede og mørkegrønne korn viser kun interferensfarver langs kanten af kornet henholdsvis på grund af det grumsede korn og på grund af mineralets intense egenfarve. Aksevinklen varierer fra $80-90^\circ$, og mineralet er optisk negativ. Desuden viser epidot dispersion $r > v$.

Kommentar til observerede data:

Pistacitens grumsede udseende og den meget uregelmæssige form er udtryk for en mere eller mindre nedbrydning eller omdannelsesgrad af mineralet. Aflange prismatiske korn skyldes den gode spaltelighed parallel med (001) (VAN ANDEL 1950). Korn beliggende på denne flade viser parallel udslukning (|| b). I alle andre tilfælde varierer udslukningen op til 30° .

Pistacits forskellige optiske egenskaber skyldes et variabelt indhold af Fe_2O_3 (TROGER 1959). Med stigende Fe_2O_3 -indhold stiger lysbrydning, dobbeltbrydning, densitet og pleokroisme medens aksevinklen ($2V_x$) falder.

Mn-epidot (piemontit) viser næsten samme optiske egenskaber og samme former som epidot. Forskellen mellem almindelig epidot og Mn-epidot er den tydelige og påfaldende pleokroisme fra gul eller orange (X) til rød eller lilla (Y) eller purpurfarve (Z) hos Mn-epidot. Selvom denne pleokroisme kun er typisk for en lille del af kornet, er kornet medregnet som Mn-epidot. Den "ægte" piemontit er også talt med under Mn-epidot.

Til forskel fra pistacit er Mn-epidot (piemontit) optisk positiv. Lysbrydningsværdier og aksevinkel stiger med stigende Mn-indhold (TROGER 1959)

Zirkon findes i alle tungsandsprøver, men indholdet er stærkt varierende fra under 1% til 39% (TABEL I). En enkelt af de ikke talte prøver (nr. 504) udgør zirkon mere end 90% af den tunge ikke magnetiske fraktion.

Kornene er aflange ideomorfe eller hypidiomorfe af form med prisme eller pyramide eller brudstykker som alle viser nogen kantafrunding (FOTO 9). Kornstørrelsen varierer fra ca. 50 μ til 400 μ i længdeaksens retning, og er mindre end 100 μ i den korte aksens retning. Generelt er kornene små i forhold til de andre mineraler.

Farven er skiftende fra farveløs som hos de fleste til gulligbrun til brunlig. De brunlige er ofte zonerede (FOTO 10). Minerallet har ofte inklusioner, som er uregelmæssigt fordelt i kornet. Et par procent af kornene viser en opsprækning inde i kornet, som om det er ved at slå revner. Kornene viser ofte reknystellisering uden på et oprindeligt idiomorft korn (FOTO 10).

Lysbrydningen er meget høj - så høj, at der rundt om minerallet ses en sort rand. Dobbeltbrydningen er stærk med interferensfarver fra grøn til gråt af højere orden. Zirkon giver et akceptabelt aksebillede i ca. halvdelen af de prøvede tilfælde, det er optisk enakset og optisk positiv. Udslukningen er parallel og god. Meget svag pleokroisme er observeret i nogle korn.

Diskussion af observationer:

At nogle korn er større end 250 μ skyldes den aflange prismatiske form som derved på den ene led kan komme igennem sigten.

De omtalte inklusioner har det ikke været muligt at bestemme, men efter MILNER (1962) kan inklusionerne være vædsker, glas, apatit eller muligvis xenotim.

Opsprækningen i minerallet skyldes (LARSEN 1966) den metamikte omdannelse af minerallet, hvilket vil sige en nedbrydelse af krystalgitteret p.g.a. α -partiklers bombardement af gitteret.

Granat er meget udbredt, og findes i over 80% af prøverne. Indholdet svinger fra under en procent til 50% af prøven (TABEL I). 3 typer af granat forekommer:

- 1) rød-røddbrun
- 2) farveløs
- 3) overgangsgruppe mellem de 2 første grupper og som er mere eller mindre lyserøde.

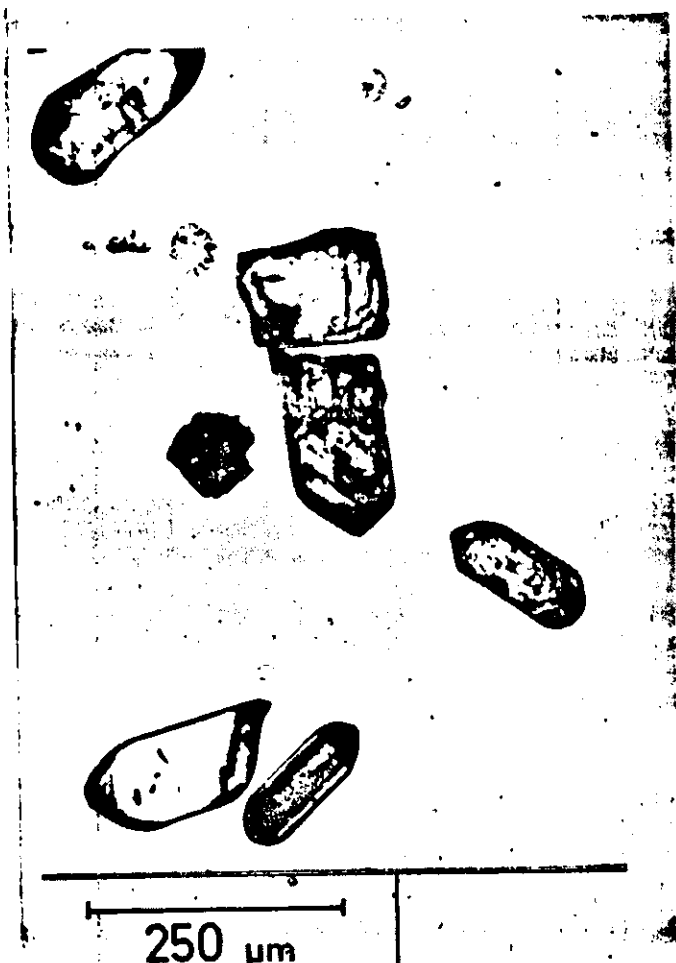


FOTO 9:
Zirkon.



FOTO 10:
Zoneret zirkon med
rekrySTALLiseret rand.
(Olie).

Overgangsgruppen udgør ca. 80% af granaterne, medens de andre fordeles ligeligt imellem resten. Størrelsen af granaterne er varierende, men generelt er de store - omkring 200μ (især de rødlige), hvorimod de farveløse er mindre end 100μ . De farvede granater er uregelmæssige fragmenter, som både kan være kantede og let afrundede (FOTO 11). De farveløse viser til tider idiomorfe korn.

Inklusioner er hyppige i alle typer og består ofte af kvarts og opake mineraler. Granat har høj lysbrydning og er optisk isotropt.

Ud fra ovenforstående beskrivelse er der sandsynligvis tale om almandin, pyrop eller spessartin (MILNER 1962, MASON & BERRY 1967).

Titanit er til stede i godt halvdelen af de undersøgte vaskeprøver fra under 1% til 2% i gennemsnit. Enkelte prøver har et højere indhold, og vaskeprøve nr. 494 har et ekstremt højt indhold med 9% (TABEL I). Udbredelsen viser ikke noget entydigt mønster, men det står klart at de høje indhold optræder sammen med hornblenderige prøver og dermed i den østlige del af området.

Kornene er uregelmæssige med nogen kantede eller kantrundede brudstykker eller helt afrundede korn (FOTO 12). Kornene er ofte grumsede på overfladen, og kan være svære at erkende, men den gulbrune farve, svage pleokroisme, høje lysbrydning og meget dårlige udslukning afslører som regel dets identitet. Dobbeltbrydningen er ekstrem høj (0,134 - MILNER 1962).

Aksebilledet viser sig som 2 isogyrer, der til tider ligger så tæt sammen, at de under dårlige betingelser kan forveksles med et enakset mineral. Aksevinklen er 10° - 30° og optisk positiv. Desuden viser mineralet kraftig dispersion - r>v. Dispersionen er skyld i mineralets dårlige udslukning.

Rutil er sjældent, og dets udbredelse er derfor ret begrænset (TABEL I).

Kornene er aflange og afrundede nærmest elipseformede. Farven er rødgyldenbrun til næsten sort (pseudoopake). To korn



250 μm

FOTO 11:

Granat - det øverste
korn med 2 bevarede
dodekaederflader.



125 μm

FOTO 12:

Titanit.

viser pleokroisme mørkrød (O) til gyldenrødbrun (E). Rutil har meget høj lysbrydning. Dobbeltbrydningen kan ikke erkendes, da mineralets egenfarve bevares med krydsede nicoller. Aksebilledet er ikke set. Rutil findes desuden som små inklusioener i hypersten og diopsid.

Scheelit er sparsomt repræsenteret i kornpræparaterne (TABEL I). Kornene er aflange eller afstumpede spaltefragmenter, som både kan være kantede og let afrundede (FOTO 13). De optiske egenskaber afspejler nøjagtig zirkons med undtagelse af, at scheelit har lavere dobbeltbrydning, som kan gå helt ned til 1. ordens interferensfarver, men er ellers moderate. Disse Parallelle optiske egenskaber vil sige meget høj lysbrydning, god og parallel udslukning, men er aldrig pleokroitisk, samt optisk enakset og optisk positivt.

Apatit er sjældent forekommende i slibene og udgør kvantitativt en meget lille del.

Apatit er stærkt afrundet og farveløs. Det er ofte korroderet på overfladen. Lysbrydningen ligger lige under cleax ($n=1,66$). Dobbeltbrydningen er meget svag med interferensfarver til grå af første orden. Mineralet er optisk enakset og optisk negativt.

Grunden til den korroderede overflade skyldes sandsynligvis syrebehandlingen. Apatit kan også helt forsvinde, hvis syrebehandlingen bliver for intens (THOMSEN 1957). Af denne grund er mineralet muligvis underrepræsenteret i kornpræparaterne.

Monazit er kun observeret i ganske få prøver (TABEL I). Det kan meget let forveksles med pistacit, da det har samme farver: gullige og brungullige med et grønt skær. Forskellen mellem pistacit og monazit er en højere lysbrydning og en anden aksevinkel end pistacit. I de tilfælde, hvor aksebilledet ikke kunne ses, afhang afgørelsen dels på lysbrydningsværdien og dels på interferensfarverne, som ikke har samme spillende farver som hos epidot, (pistacit).

Monaziten er stærkt afrundet og afspejler hverken krystalform eller spaltefragment (FOTO 14). Den høje lysbrydning ses af og til som en sort rand uden om kortet. Kornene viser svag pleokroisme fra gulgrøn til gul. Aksebilledet viser sig

FOTO 13:
Scheelit.



100 μm

FOTO 14:
Monazit.



100 μm

som 2 tætliggende isogyrer med en aksevinkel på 10-15° og optisk positiv.

Grøn spinel (hercynit) er ikke medtaget i TABEL I, da det kun er observeret som et korn i hver af de 2 prøver i nr. 182 og 184. Begge prøver stammer fra den vestlige del af området. Mineralet er mørkegrønt til nærmest mørk flaskegrøn. Det er let at kende dels på grund af sin farve og dels på grund af sin optiske isotropi. Kornenes form er uregelmæssige og let afrundede. Lysbrydningen er høj, men betydelig lavere end f.eks. zirkons.

4.2: Opake mineraler.

De opake mineraler i tungsandsprøverne er følgende: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, limonit, pyrit, kobberkis, magnetkis, zinkblende, molybdænglans, kobber, sølv, bismuth og scheelit.

Af den magnetiske fraktion er undersøgt og talt 8 polerprøver (TABEL VII). Denne fraktion udgøres hovedsageligt af magnetit, titanomagnetit og ilmenit samt omdannelsesprodukter fra disse mineraler. Af den umagnetiske opake fraktion er undersøgt 61 polerprøver og heraf er de tilsvarende 8 til den magnetiske fraktion talte (TABEL VII). I denne fraktion er ilmenit det altdominerende mineral. Det efterfølges af hæmatit og forskellige Ti-mineraler, som er omdannelsesprodukter af ilmenit. Desuden findes sulfider og forskellige gedigne mineraler. På FOTO 15 ses et oversigtsbillede af en polerprøve af den umagnetiske fraktion.

I beskrivelsen, som følger nedenfor, vil hvert mineral blive beskrevet for sig med efterfølgende beskrivelse af afblandinger og omdannelsesprodukter. Beskrivelsen starter med de magnetiske mineraler og fortsætter med de umagnetiske, som vil blive beskrevet i rækkefølge efter faldende hyppighed i polerprøverne.

Opmærksomheden bør henledes på, at rutil, titanit og leukoxen optræder som selvstændige grupper og samtidig under omdannelsesprodukter fra ilmenit, titanomagnetit og ilmenit/



FOTO 15:
Oversigtsbillede af den
opake tungsandsfraktion.



FOTO 16:
Titanomagnetit. (Olie).

hæmatit - hæmatit/ilmenit. Under de selvstændige grupper er kun medregnet hele rutil-, hele titanit- og hele leukoxen-korn. D.v.s. at rutil og titanit både kan være primære mineraler og fuldstændigt omdannede mineraler af ilmenit.

Magnetit udgør fra 1-55% af de magnetiske mineraler, hvori-
mod den i den umagnetiske fraktion aldrig overstiger 1% (TABEL VII).

Magnetitkornene er kantede eller uregelmæssige. De kantede er idiomorfe eller hypidiomorfe oktaeder-, dodekaeder- eller terningeflader. De hypidiomorfe korn har ikke helt regelmæssigt udviklede krystalflader, men efter deres omrids er der ikke tvivl om deres form. De uregelmæssige korn er meget forskelligt udviklede og optræder hyppigst. Magnetitkornene er subangulære til let afrundede, men skarpe kanter findes også i en del tilfælde.

Mineralet har varierende grå til gråbrune farver i luft, medens farverne i olie bliver mere matte og reflektiviteten betydelig lavere. Reflektiviteten er betydelig over silikat-kornene og højere end ilmenits, men betydelig lavere end hæmatits ($R=21$, RAMDOHR 1969).

Magnetit hører til spinelgruppen og er optisk isotropt, men viser i sjældne tilfælde svag anisotropisme. Tvillingdannelse er ikke observeret.

Mineralet viser ingen tegn på forvitring, hvilket er i overensstemmelse med, at mineralet generelt er resistent overfor forvitring ved jordens overflade (RAMDOHR 1969).

Afblandinger i magnetit.

Ilmenitafblanding i magnetit = titanomagnetit: Titanomagnetit forekommer med op til 19% og ned til under 1% i den magnetiske fraktion (TABEL VII). Mineralet har samme former som magnetit. Magnetit udgør grundmassen af kornet, hvori der er ilmenitlameller (FOTO nr. 16). Ilmenitlamellerne svarer til beskrivelsen af ilmenit.

Ilmenitlamellerne kan være meget fine og tynde til tykke lameller som fylder op til ca. en trediedel af titanomagnetitkornet. Lamellerne kan også have forskellige tykkelser inden

for samme korn. Lamellerne er ofte parallelle med $\{111\}$ (STUMFEL 1958, JENSEN 1967).

Spinel: I magnetit og titanomagnetit findes ofte spinelafblandinger. Afblandingsfænomenet er oftest bundet til titanomagnetiten, men findes også i rene magnetitkorn og i hæmatit.

Spinellamellerne består af små tynde og korte lameller som er sorte. De er næsten altid mindre end ilmenitafblandingerne. Lamellerne er spredt over hele kornet og ligger som parallelle enheder i flere retninger. Retningerne er i de fleste tilfælde parallelle med $\{111\}$ (FOTO 27). I de resterende tilfælde er spinellamellerne parallel med $\{100\}$. Disse retninger kan sammenlagt give seks forskellige orienteringsretninger og ikke 7, da den ene terningeretning falder sammen med den ene oktaederretning. (JENSEN 1967).

Spinel har ofte indre lyse reflekser med krydsede nicoller.

Omdannelser af magnetit og titanomagnetit.

- Martitisering: Den hyppigste omdannelse af magnetit og titanomagnetit i vaskeprøverne er omdannelse til hæmatit, den såkaldte martitiseringsproces.

Martitiserede mineraler findes såvel i den magnetiske som umagnetiske fraktion. Af TABEL VII fremgår, at de pågældende mineraler udgør op til 41% af de umagnetiske og op til 12% af de magnetiske opake mineraler, gennemsnittet er betydeligt lavere henholdsvis 13% og 6%.

Martitiseringen sker langs kanter, sprækker (FOTO 17) og kristallografiske retninger (FOTO 18 og 19). Omdannelsesgraden varierer fra lidt til fuldstændig martitisering. Martitiseringen langs oktaederretningerne i magnetiten er homogent udviklet igennem hele kornet, hvorimod langs kanter og sprækker, er den største omdannelsesgrad sket yderst med aftagende martitisering indefter. Fuldstændig omdannede titanomagnetitkorn kan kendes, da ilmenitlamellerne stadig er uomdannede eller omdannede til rutil og i sjældne tilfælde til titanit og leukoxen (FOTO 19).

Af TABEL VII ses at anden omdannelse af magnetit og titano-



FOTO 17:

Begyndende martitisering
af magnetit langs spræk-
ker.

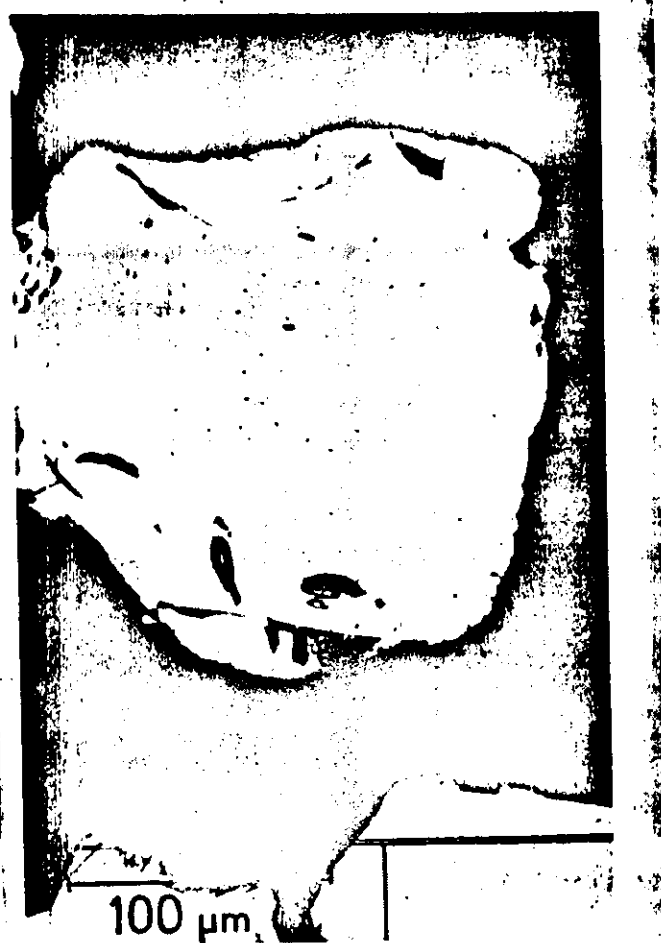


FOTO 18:

Begyndende martitisering
af magnetit langs {111}
(Olie).

magnetit er ringe - maksimalt 2%. Disse omdannelser udgøres af bl.a. maghemit og limonit. Maghemit ses som et svampeformet blålig dannelse på kornene. Omdannelsen giver sig udslag i magnetitens optiske egenskaber, da den bliver svag anisotropisk. Maghemetisering vil sige en opoxidering af magnetiten til $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, hvor ferrioxiden bevarer sin magnetisme (PHILIPSBORN 1967).

En anden omdannelse, som er observeret i nogle få korn, er limonitisering af magnetiten (FOTO 2o). Limoniten er gråblålig og typisk for sine kraftige røde indre reflekser.

Ilmenit: Ilmenit er det hyppigst udbredte mineral i den opake tungsandsfraktion (TABEL VII). Indholdet er stærkt svingende fra prøve til prøve fra 6 - 80% af de opake umagnetiske mineraler og fra 2 - 76% af den magnetiske fraktion. Disse procenter gælder for rene ilmenitkorn, hvis derimod mere eller mindre omdannede ilmenitkorn medregnes ligger procenterne for den umagnetiske fraktion fra 14 - 96% og for den magnetiske mineralers vedkommende fra 3 - 81%.

Kornenes form er meget forskellige - fra prismatiske over mere eller mindre rhomboedriske til uregelmæssige formede. De er angulære og subangulære til noget afrundede, d.v.s. at nogle korn har fået slebet de skarpe kanter af. Afrundingsgraden er ikke så fremskreden som hos de "tunge" silikatmineraler.

Farven er grå til brunlig til brunviolet i luft, hvorimod farven bliver mat grålig eller gråbrun i olie, samtidig med at reflektiviteten nedsættes. Reflektiviteten er lidt lavere end for magnetits vedkommende.

Ilmenit har reflektionspleokroisme både i luft og olie, men i luft er den meget svag og ses kun tydeligt, hvis ilmenitkornet viser tvillingdannelse. I olie er reflektionspleokroismen kraftig og skifter fra rødligbrun eller violetbrun (O) til brun eller gråbrun (E).

Ilmenit er anisotropt, hvilket tydeligt ses både i luft og i olie, men i sidstnævnte er virkningen mere levende end grå, gråblå og mørkebrune farver. Enkelte korn er svagt anisotrope eller isotrope, hvilket skyldes et snit nær eller vinkel-



FOTO 19:

Delvis martitiseret
titanomagnetit
(i mørke partier efter
{111}). (Olie). I
NV-SØ omdannet ilme-
nitlamel til rutil



FOTO 20:

Martitiseret og
limonitiseret
(mørkegråt parti på
Ø-side af kornet)
magnetit. (Olie).

ret på den optiske akse. Mineralet viser ingen indre reflekser.

Tvillingedannelse i ilmenit (FOTO 21) er hyppig og ses tydeligt med krydsede nicoller. Tvillingerne forekommer som lameller, der gennemskærer hele kornet. Lamellerne varierer meget i tykkelse fra ganske tynde til en trediedel af kornets. Udover rene ilmenitkorn findes ilmenit som "restit" i omdannede korn, som lameller i titanomagnetit (se ovenfor) og som lister eller poikilitiske indeslutninger i silikatmineraler.

Ud fra disse dataer kan følgende slutes:

Den mindre afrundingsgrad i forhold til silikater skyldes ilmenits gode resistens overfor forvitring (RAMDOHR 1969) og korrosion.

De mere eller mindre rhomboederformede korn er et resultat af den gode spaltelighed parallel med (101) (MILNER 1962, RAMDOHR 1969).

Ud fra de forholdsvis ens optiske egenskaber, som tillige stemmer overens med andre beskrivelser, må det formodes at ilmeniten ligger nær sin idealsammensætning - $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

Afblandinger i ilmenit:

Hæmatitafblandinger i ilmenit eller ilmenitafblandinger i hæmatit er meget hyppige og udgør fra 7 - 40% af de magnetiske mineraler og fra 5 - 54% af de umagnetiske mineraler (TABEL VII). Afblandingsfænomenet betegnes exsolution. Størrelsen af afblandingerne er varierende fra meget små aflange linser til brede lameller, som kan fylde halvdelen af kornet. Uregelmæssige og dråbeformede exsolutioner findes også. Typer hvor ilmenit er dominerende overfor hæmatit eller omvendt forefindes lige hyppigt, men alle mulige overgange imellem disse er observeret (FOTO 22).

Ilmenit med 2 generationer af hæmatit eller hæmatit med 2 generationer af ilmenit er udbredt lige meget (FOTO 22).

Hæmatit er hvid til blågrå og har tydeligt højere reflektivitet end både ilmenit og magnetit, men betydelig lavere end pyrit og magnetkis. Hæmatit har reflektionspleokroisme, hvilket ses både i luft og i olie, men tydeligst i sidstnævnt-



FOTO 21:
Tvillingslameller
i ilmenit.



FOTO 22:
Hæmatit/ilmenit- og
ilmenit/hæmatit
afblandinger - 2
generationsafblandinger.
I NV pyrit med omkrans-
ende limonit. (Olie).

te. Anisotropien er kraftig og tydelig farvet med hvide, grå og gråblå farver. Røde indre reflekser er typisk for hæmatit, men ikke nær alle hæmatitkorn viser disse reflekser. De fleste afblandinger er orienterede parallelle med (0001) (RAMDOHR 1969) og de uregelmæssige exsolutioner skyldes et snit mere eller mindre parallelt med (0001).

Rutil:

Samtidig med hæmatit-exsolution i ilmenit findes der også rutilafblandinger, men kun i tilfælde, hvor hæmatit dominerer overfor ilmenit (FOTO 23). Rutil optræder her som rette og tynde lameller eller nåle af varierende størrelse, og i få tilfælde også tykke lameller (FOTO 23). Lamellerne kan optræde i op til 6 forskellige retninger. Disse retninger er parallelle med $\{hh2hl\}$ (STUMPFL 1958 og RAMDOHR 1969). Beskrivelsen af rutil findes under ilmenits omdannelsesprodukter.

Magnetoilmenit: Magnetitafblandinger i ilmenit som nævnes af samtlige referenter er ikke observeret.

Omdannelser af ilmenit: Ilmenitomdannelser er mere komplicerede end magnetitomdannelserne. Ilmenit omdannes til hæmatit, rutil, titanit og leukoxen. Af TABEL VII ses, at omdannelse af ilmenitminerale overvejende findes i den umagnetiske fraktion fra 8 - 30% og i den magnetiske kun fra 1 - 9%. Tager man omdannelsen af ilmenit/hæmatit afblandinger med, er billedet i flere tilfælde omvendt. Her er 2 - 16% omdannet i den magnetiske fraktion og i den umagnetiske fra 0 - 23%. I de ovennævnte procenttal er inkluderet alle omdannelsesgrader af mineraler fra svag til fuldstændig omdannelse. Omdannelsen begynder på mange måder. Nogle korn omdannes fra den ene rand af ilmenitkornet og indefter (FOTO 24), medens andre pletvis omdannes på hele kornet. Der er ikke observeret noget regelmæssigt omdannelsesmønster f.eks. langs sprækker, krystallografiske retninger eller lignende. Den hyppigste omdannelse er fra ilmenit til rutil plus hæmatit, hvor rutil spiller den dominerende rolle. Disse omdannelser omfatter ilmenitlameller i titanomagnetit (FOTO 19)



FOTO 23:

Hæmatit/ilmenit afblanding gennemsat af tyk rutillamel (NV-SØ).
(Olie). Samme målestok som FOTO 22.



FOTO 24:

Omdannelse af ilmenit til rutil (lysegrå) og leukoxen (hvidgrå og uregelmæssige partier).
(Olie).

og ilmeniten i gensidige ilmenit/hæmatit afblandinger samt omdannelse af oprindeligt homogene ilmenitkorn.

Et andet omdannelsesmineral, som ofte ses sammen med de andre omdannelsesmineraller, er titanit (FOTO 25). Denne omdannelse er ikke observeret alene, men altid sammen med andre omdannelsesmineraller og altid kun i små mængder. Titanit omdannelsen er ikke set i ilmenitlameller i titanomagnetiten.

Leukoxen ses hyppigt som dele af et oprindeligt ilmenitkorn (FOTO 25) eller som fuldstændig omdannelse af ilmenit (FOTO 26). Leukoxen ses af TABEL VII at være repræsenteret i den umagnetiske fraktion med helt op til 7%. Leukoxenen optræder i reflekteret lys som en ubestemmelig uregelmæssig masse med et hav af indre gule og hvide reflekser under krydsede nicoller.

Hæmatit:

Hæmatit i tungsandet fra SV - Norge er væsentligst tilstede i ilmenit/hæmatit afblandinger og som martit fra oxidation af magnetit og titanomagnetit. Som før nævnt findes hæmatit også som omdannelsesprodukt fra ilmenit. I få tilfælde er i fuldstændig martitiserede hæmatiter observeret spinellameller på samme måde som i magnetiten (FOTO 27).

Af primære hæmatitformer er fundet specularit i ca. 5% af prøverne. De 3% hæmatit (TABEL VII) i prøve nr. 072 er hæmatit i form af specularit (FOTO 28). Texturen af denne er tydeligt strålet, og rosetformen kan få steder erkendes.

Pyrit:

Pyrit som selvstændige korn findes i 50% af de polerede prøver. Desuden findes pyrit som indeslutninger i silikater, magnetit og ilmenit. Fordelingen af pyrit er meget jævn for hele området. Af TABEL VII fremgår det, at pyritindholdet ikke overstiger 1% af de opake mineraller. Pyriten findes som idiomorfe og hypidiomorfe korn og i sjældnere tilfælde som xenomorfe korn. De idiomorfe pyritter er enten terningformer eller dodekaederformer, og de hypidiomorfe danner brudstykker af disse.



FOTO 25:

Omdannelse af ilmenit
til rutil (lysegrå),
titanit (mørkegrå) og
leukoxen (hvidgrå og
lysende partier). (Olie)

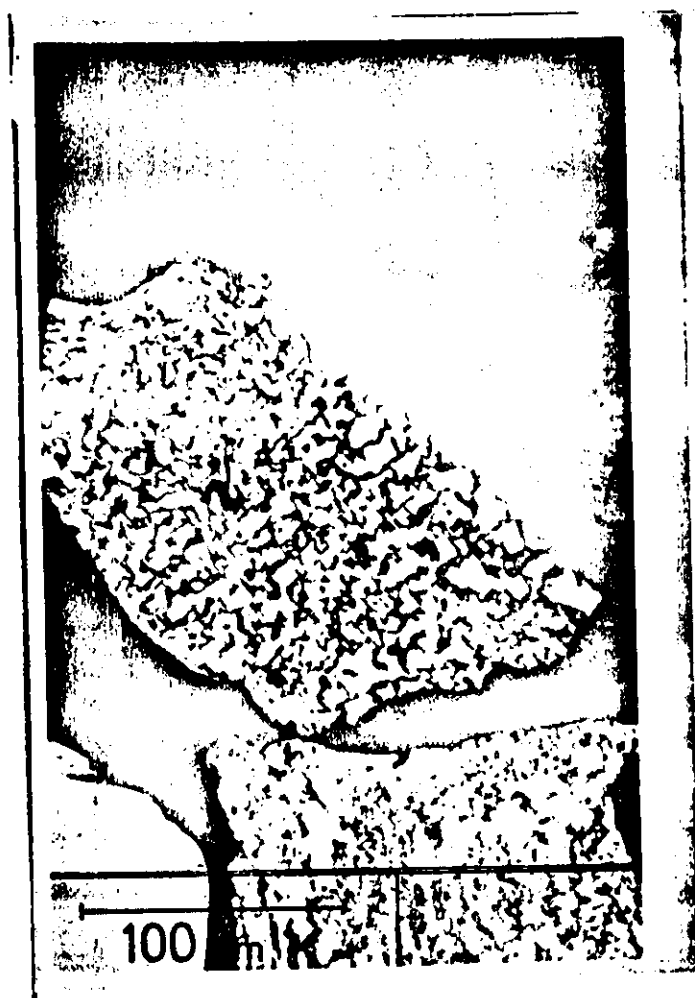


FOTO 26:

Leukoxen. (Olie).



FOTO 27:
Hæmatit med spinel-
lameller (sorte) efter
 $\{111\}$. (Olie).
Samme målestok som
FOTO 28.



FOTO 28:
Specularit (hæmatit).
(Olie).

Reflektiviteten er meget højere end Fe-Ti-oxidernes, samtidig er pyriten let at kende på dens hvidgule farver og fuldstændige isotropisme. I enkelte tilfælde har pyriten en brun anløbningsfarve, som giver anledning til anisotropi.

Pyrit indeholder ofte indeslutninger af andre mineraler som kobberkis, magnetkis og zinkblende.

Ca. halvdelen af pyritkornene har været udsat for forvitring, hvilket ses af en mere eller mindre tyk limonitrind udenom kornet. I nogle tilfælde er der tale om fuldstændig pseudomorfose af pyriten til limonit (FOTO 29) Limonitiseringen sker altid fra randen og indefter.

Sulfidindeslutninger:

Sulfidindeslutninger i silikatmineraler eller malmmineraler findes i ca. 90% af prøverne. Kornene som indeholder sådanne indeslutninger udgør op til 1% af en polerprøve (TABEL VII).

Indeslutningerne er runde til ovale eller kantede, og størrelsen varierer fra $1/10$ - $1/50$ af et gennemsnitskorn på $100 - 200\mu$ (FOTO 30) Ca. 60% af indeslutningerne er magnetkis, de 30% er pyrit, og de resterende er hovedsagelig kobberkis og i et par enkelte tilfælde zinkblende. Ofte findes magnetkis og pyrit sammen i samme indeslutning eller pyrit og kobberkis sammen. Zinkblende findes sammen med pyrit og kobberkis. De optiske egenskaber af de nævnte mineraler varierer ikke fra de i litteraturen beskrevne.

Indeslutningerne findes hovedsagelig i silikatmineralerne og hyppigst i zirkon og granat. I ca. 5% af tilfældene forekommer indeslutninger i ilmenit eller magnetit. Her er udelukkende tale om pyritinklusioner.

Scheelit:

I 22 af de undersøgte umagnetiske tungsandsprøver findes scheelit. Kun i en prøve findes mere end 10 scheelitkorn (nr. 258) og en prøve med 5 - 10 korn (050) og resten havde alle under 5 korn. Af TABEL VII fremgår, at det altid optræder i koncentrationer under 1%.

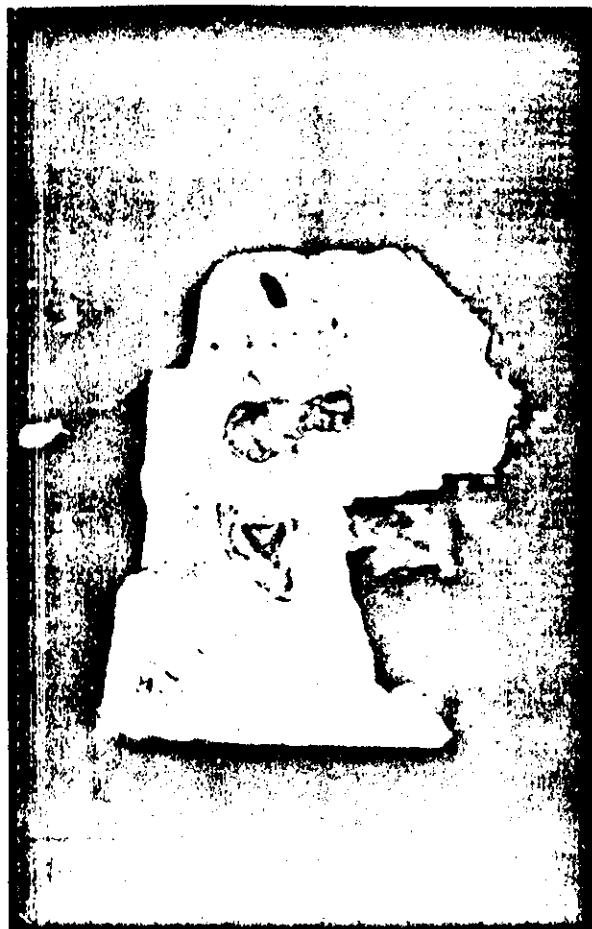


FOTO 29:
Limonitpseudomorf
efter pyrit.(Olie).



FOTO 30:
Sulfidindeslutning i
silikatkorn - rund
indeslutning i NØ =
pyrrhotin, de mere
kantede indeslutninger
i centrum = pyrit.
(Olie).

I mikroskop er scheeliten vanskelig at se, da den kun har en anelse højere reflektivitet end silikatminerallerne. Anisotropien kan ikke erkendes, men mineralet har et typisk kendetegn i de mange hvide indre reflekser, som ses med krydsede nicoller. En meget sikrere bestemmelse af scheeliten giver UV-lampen. Kornene ses tydeligt i polerprøverne under UV-lys. Med hensyn til beskrivelse af form henvises til de non-opake mineraler.

En af scheelitens vigtigste egenskaber er dens fluorescens under UV-lys. Denne egenskab bliver uddybet lidt nærmere i følgende afsnit: Scheelit er et af de mineraler, som altid fluorescerer under kortbølget ultraviolet lys (ZESCKE 1964). De fluorescerende scheelitmineraler har forskellig farve fra blå over hvid til gul. Denne farveforskel skyldes et varierende indhold af MoO_3 i scheeliten (VERMAAS 1952). Scheeliten (CaWO_4) danner sammen med powellit (CaMoO_4) en kontinuert blandingsserie, hvori Mo kan replacere W eller omvendt. Af andre urenheder kan nævnes Cu (cuproscheelit), Fe og Mg (VERMAAS 1952). Scheelit fri for Mo er meget sjælden i naturen og replaceringen af Mo for W sker i størrelsesorden fra 1 - 15% (VERMAAS 1952). Den "rene" scheelit fluorescerer blå til lys blå og med stigende replacering af Mo bliver scheeliten hvid og senere hvidgul til gul. VERMAAS (1952) angiver følgende resultater for scheelit fra Sydafrika: lys blå til hvidblå fluorescerende scheelit indeholder mindre end 0.004 - 0.070 vægt% MoO_3 , hvid fluorescensfarve i en prøve med 0.54 vægt% MoO_3 og gul fluorescerende fra 0.96 - 1.87 vægt% MoO_3 . Ultra-Violet Products, Inc., Los Angeles, Calif. har lavet en scheelitskala (Scheelite Fluorescence Analyser), hvor skalaen fluorescerer forskelligt med forskelligt indhold af Mo (vægt%). Skalaen går fra 0 - 48% Mo i scheelit. Ved hjælp af skalaen kan man direkte se indholdet af molybdæn i de pågældende scheelitkorn. Skalaen viser lys blå fluorescens med et Mo-indhold fra 0 - 0.24%, hvid med et indhold på 0.24 - 0.34% Mo og gul fra 0.24 - 48% Mo. Farverne danner en kontinuert serie fra blå-hvidblå-hvid-hvidgul-gul.

Molybdænglans er kun fundet i 2 polerprøver (nr. 052 og 253).

Kornene er aflange og har afrundede basale ender. Kornene er let genkendelige på deres karakteristiske form og deres kraftige reflektionspleokroisme.

Sjældne opake mineraler: I vaskeprøverne er fundet 3 gedigne mineraler: Kobber i prøve nr. 027, sølv i prøve nr. 075 og bismuth i nr. 070 og 491. De tre første prøver stammer fra det vestlige og den sidste fra den østlige del af området..

Kobber findes som et næsten kuglerundt korn. Farven er rød-gul til gylden i frisk tilstand, men kornet anløber i løbet af et døgn og får en grålig hinde på overfladen. Reflektivitetsmålinger giver værdier som ligger et par procent over den af UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) angivne reflektivitetskurve. Dette skyldes sandsynligvis et lille sølvindhold i kobberet. Mineralet er blødt og indeholder små huller i overfladen. Disse huller og svage anløbningsfarver får mineralet til at se anisotropt ud, men reflektivitetsmålingerne viste, at mineralet er isotropt.

Sølv findes som et aflangt prismatisk korn med mange ujævnheder i. Mineralet er hvidt og meget højt reflekterende. Isotropieffekten kan ikke erkendes på grund af de mange ujævnheder i kornet, som giver en masse indre reflekser af forskellig farve.

Bismuth optræder som runde korn, som også indeholder ujævnheder på grund af dets ringe hårdhed. Mineralet er hvidt til creme, og reflektivitetsmålinger giver en kurve, som er parallel med den af UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) angivne, men er i gennemsnit 5% lavere. Den lavere reflektivitet skyldes de mange ujævnheder og urenheder i kornet.

Som det fremgår af den non opake mineralbeskrivelse ovenover og TABEL I er mineralselskabet simpelt. Det domineres af typiske metamorfe mineraler som hornblende, hypersten, diopsid samt granat. De accessoriske mineraler udgøres af zirkon, titanit, rutil, scheelit, apatit, monazit og grøn spinel, hvoraf zirkon lokalt viser dominans. Epidot regnes som sagt for sekundært dannet, hvorimod Mn-epidot er mere diskutabel med

hensyn til oprindelse.

I den opake fraktion er det tydeligt, at Fe-Ti-oxid-mineralerne er altdominerende (TABEL VII).

5. RESULTATER OG DISKUSSION.

På grundlag af beskrivelserne i de fire første kapitler, vil det følgende vise, hvilke resultater undersøgelsen er nået frem til.

Hovedvægten af undersøgelsen er lagt på tungsandsprøverne. Ud fra sammensætningen af disse prøver kan udledes flere geologiske aspekter indenfor et område. Der er selvfølgelig ikke tale om en geologisk detailkortlægning af området, men snarere en opdeling af området i større eller mindre geologiske enheder.

Samtidig med opdelingen i områder ud fra tungsandsprøverne, må man ikke glemme deres primære formål, nemlig som anomaliprøver for wolfram og som eventuel vejviser for andre og sjældnere elementer i området.

5.1: Tungsandsfraktionen og tungsandsundersøgelser.

Den undersøgte tungsandsfraktion stammer fra flod- og sø-sedimenter. Erfaringsmæssigt indeholder grusfraktionen i elve og bække den største tungsandsmængde. I søaflejringer er det derimod sandfraktionen, der er rigest. Koncentrater i søer er som regel beriget på tungmineraller. Som eksempel kan angives, at søsedimenter ofte har et højere scheelit-indhold end nogen af de tilstødende elve, hvilket tyder på en koncentrering af de tilførte tungmineraller.

Ud fra tungsandprøvernes sammensætning ses, at 70 - 80% af prøverne udgøres af magnetiske mineraller (FIG. 8), medens de resterende udgøres af ikke magnetiske opake og non opake tungmineraller.

De opake mineraller er generelt mere kantede end de tunge silikatmineraller, hvilket skyldes større resistens overfor korrosion og abrasion.

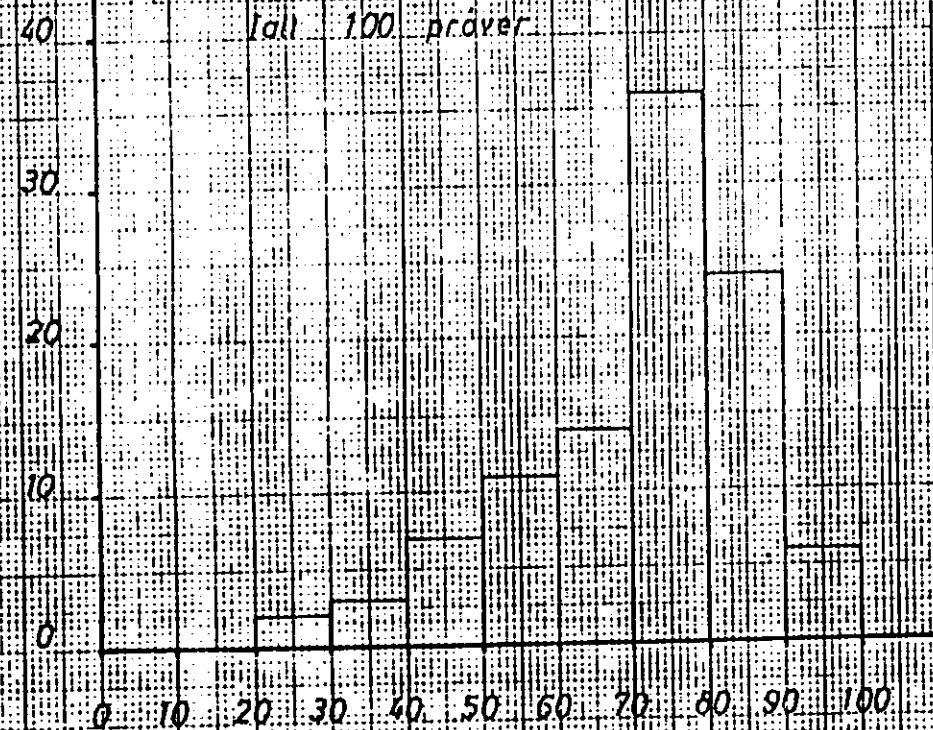
Afrundingsgraden af de non opake tungmineraller er overvejende let til moderat. DIETZ (1973) har experimentelt bevist, at begyndende afrunding af granat og hornblende samtidig med en bedre afrundingsgrad af zirkon og rutil svarer til en kort transportvej i vandigt miljø. Trods zirkons større hårdhed og tenacitet er den mere afrundet end granat og hornblende. Dette skyldes, at granat let brækker i stykker og hornblende spalter let. På denne måde er zirkon og rutil udsat for abrasion, medens de mere "skøre" korn går i stykker. På grundlag af afrundingsgraden og DIETZ' (1973) forsøg er det klart, at de undersøgte tungmineraller generelt har været genstand for en kort transportvej.

Epidotgruppen er den eneste som viser tegn på tydelig nedbrydning eller omdannelse. Selv relative ustabile mineraller som hornblende og pyroxen (GOLDICH 1938) viser ikke tegn på nedbrydning eller omdannelse. Granat som er meget følsom overfor forvitring (GRIMM 1973) viser heller ingen tegn på nedbrydning eller ætsning. Generelt må foreliggende mineralers tilstand betegnes som frisk. Epidots begyndende opløsning kan forklares ved, at forvitringen af mineralet er i fuld gang inden transporten foregår. Dette hænger sammen med, at

Magnetisk % del af lung fraktion

Antal prøver

Alt 100 prøver



Magnetisk andel %

FIGUR 8.

0 - 10 %	=	0	prøver
10 - 20 %	=	0	"
20 - 30 %	=	2	"
30 - 40 %	=	3	"
40 - 50 %	=	7	"
50 - 60 %	=	11	"
60 - 70 %	=	14	"
70 - 80 %	=	36	"
80 - 90 %	=	24	"
90 - 100 %	=	3	"

epidot kun findes sekundært i sprækkedannelser, som lettere udsættes for forvitring end en kompakt bjergart.

Tungsandsundersøgelserne er foretaget på kornstørrelsesfraktionen under 250μ . Motiveringen for at anvende kornstørrelsesfraktionsskalaens finsandsinterval til de analyserede tungsandsprøver er, at dette interval ifølge litteraturen almindeligvis fører til det største tungmineralindhold (bl. a. LARSEN 1959). Forsøg har vist, at denne fraktion har en vægtandel på over $2/3$ i gennemsnit (FIG 7) og hovedparten af prøverne liggende over 50 vægt% af den samlede tungsandsprøve (FIG 7). Dette er i overensstemmelse med, at kornfraktionen under 250μ indeholder den største vægtprocentdel tunge mineraler.

En anden undersøgelse viste, at mineralfordelingen i den undersøgte kornstørrelsesfraktion ($<250\mu$) stort set svarer til mineralindholdet i den samlede prøve. Scheelit optræder dog i større koncentrationer i kornstørrelsesfraktionen under 250μ end i fraktionen over, hvilket skyldes scheelitkornenes nemme spaltning. Trods et forhøjet scheelitindhold i den undersøgte fraktion har det ikke den store betydning, da mineralet under tællingen (TABEL I) altid har koncentrationer under 1 procent, hvilket vil sige, at det ikke forrykker den procentvise fordeling af de andre mineraler i prøven.

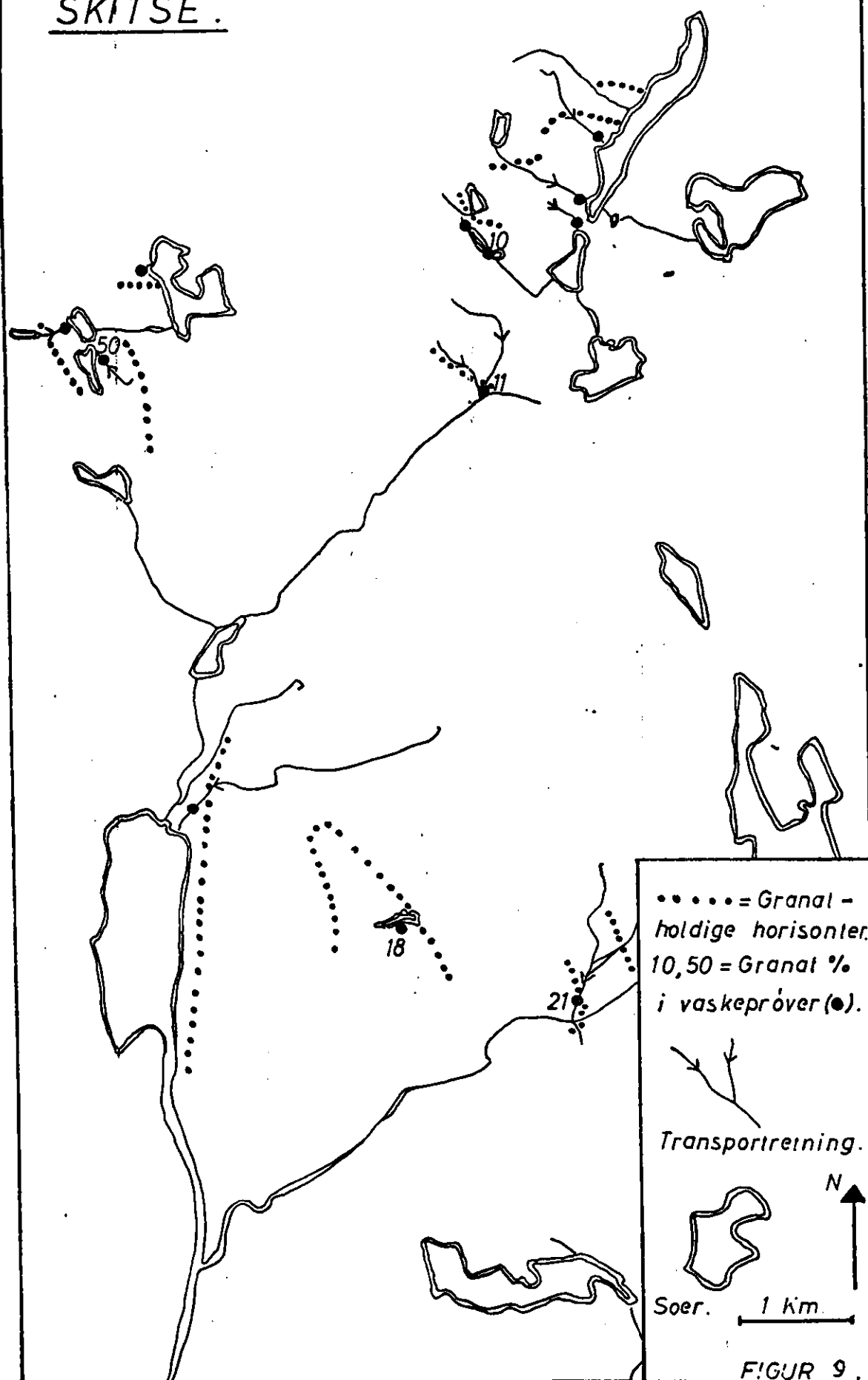
Da ingen fejlkilder generelt overstiger 5% (afsnit 3.5) bliver resultatet af undersøgelsen, at der er holdepunkt for at antage, at mineralfordelingen i prøverne er karakteristiske for tungsandsprøverne.

5.2: Tungmineralernes afspejling af lokale geologiske forhold.

Det første der må forlanges af tungsandskoncentraterne er, at de er repræsentative for de omgivende bjergarters mineralindhold.

Ved hjælp af en skitse (FIGUR 9) illustreres, at granatindholdet afspejler lokale variationer i bjergarterne, det vil i dette tilfælde sige granatholdige bjergarters placering i

SKITSE.



FIGUR 9.

forhold til prøvetagningsstedet. På figuren er desuden angivet granatindholdet (%) i de kvantitativt undersøgte prøver, som viser et meget højt indhold i forhold til baggrunden. De kvalitativt undersøgte granatholdige tungsandsprøver er også markeret. Det forudsættes herefter, at prøverne også er repræsentative for de andre silikat tungmineraller, da de fysiske egenskaber ikke varierer stort fra hinanden.

Foruden granat er der andre tungmineraller som fortæller noget om vaskeprøverne lokale oprindelse.

Grøn spinel er kun fundet i 2 vaskeprøver, og er ifølge TOBI (1965) begrænset til granat-grafit horisonten, hvilket passer udmærket med de vaskeprøver, der har grøn spinel, da de er taget i vandløb, som gennemskærer denne bjergartsenhed. Men efter tyndslibobservationer findes det også i en granatholdig grå gnejs (nr. 22322). Trods den sidste observation regnes mineralet alligevel for at afspejle lokale variationer. Gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi i vaskeprøverne er sjældne i flodsandssedimenter (HAWKES & WEBB 1962) og må nødvendigvis være af meget lokal oprindelse.

Scheelitkornene, som meget let deler sig, transporteres ikke ret langt. Det må antages, at mange store korn i en prøve tyder på en meget tætliggende forekomst, da kornene ellers meget hurtigt ville nedbrydes til mindre korn under transporten. Som tidligere bevist findes et forhøjet scheelitindhold i den fine fraktion, hvilket skyldes den nemme spaltning. Den korte transportvej gør scheelit til et godt indikatormineral. Den korte transportvej er i modstrid med ZESCKE (1964) som påstår, at scheelit kan transporteres 1750 km i Indusfloden, men dette må ud fra foreliggende arbejde meget stærkt betvivles.

Afrundingsgraden af mineralerne, de lokale forhold som granat og grøn spinel afspejler (FIG 9), scheelitens lette spaltning og tilstedeværelsen af Cu, Ag og Bi i vaskeprøverne er alle faktorer, som ensstemmende beretter om mineralernes korte transportvej. Ud fra de fundne scheelitmineraliseringer og deres respektive vaskeprøver samt granatindholdet i vaskeprøverne i forhold til granathorisonterne (FIG 9)

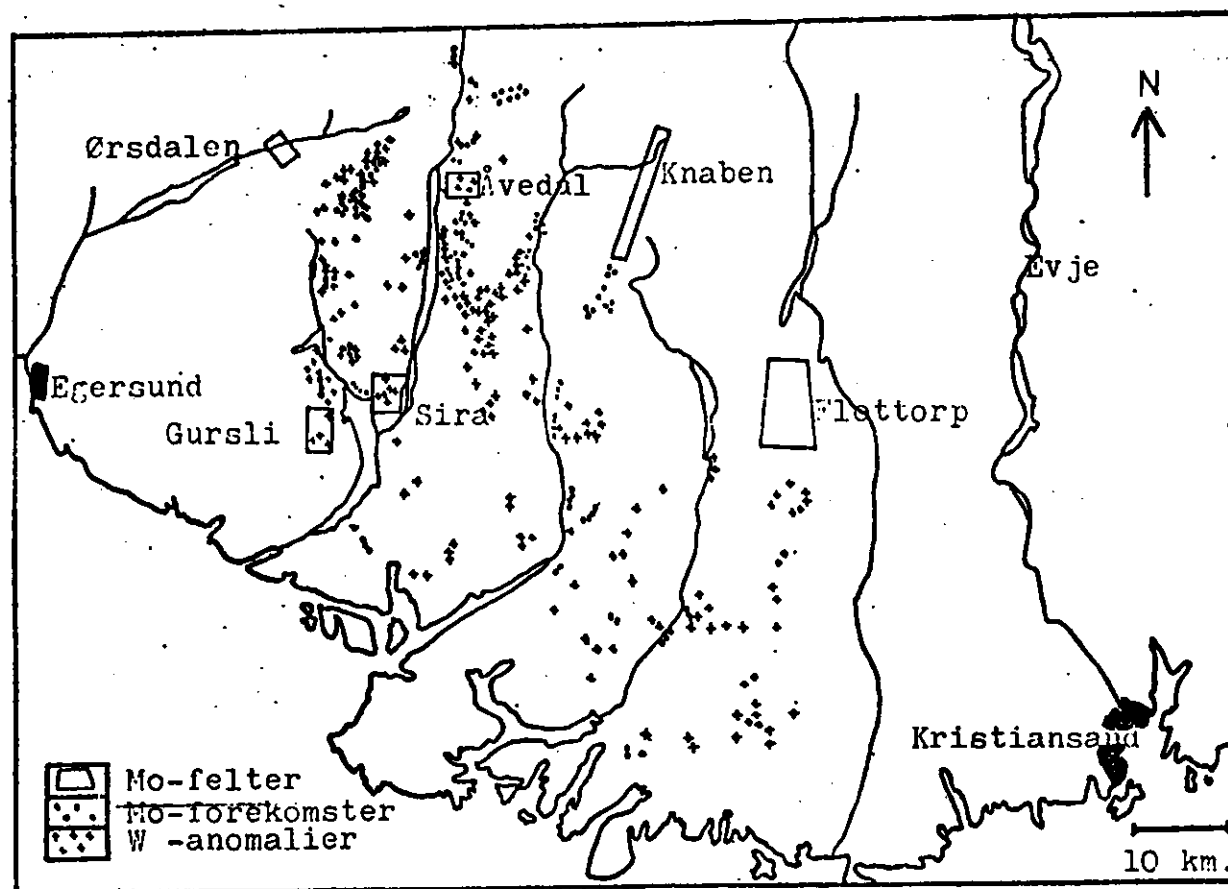
er transportvejen i alle tilfælde under 500 m og ofte endnu kortere. Det forhold at scheelit er tungt og viser lokal oprindelse, gør det godt egnet som tungmineral i prospektionsøjemed.

Mineralernes korte transportvej er meget vigtig ud fra et prospekteringsmæssigt synspunkt, hvor det lokalt afledte materiale er forudsætningen for den prospektionsmetodik, som er benyttet i denne opgave.

Da det nu står klart, at mineralfordelingen er karakteristisk for de undersøgte tungsandsprøver (afsnit 5.1) og indholdet afspejler lokale geologiske forhold, vil de følgende afsnit vise, hvilke resultater undersøgelsen er nået frem til.

5.3: Scheelitanomalier, scheelitanomalikort og scheelitgenese.

Som tidligere omtalt er de enkelte scheelitkorn i hver prøve talt. Samtidig er den relative mængde af zirkon skønnet. Dette er gjort for at se om scheelitmængden og mængden af zirkon har noget med hinanden at gøre. Da det ikke er tilfældet, vil disse sammenligninger ikke mere blive nævnt. Udbredelsen af de høje anomalier viser ingen distinkt udformning eller mønster, men viser dog en udstrækning af anomalierne i bestemte strøg (KORT II). Groft set findes 3 N-S gående strøg. Det ene ligger i 7 - 10 km afstand vest for Sirdalsvatnet og stryger parallelt med søen i hele dens udstrækning. De to andre strøg ligger øst for Sirdalsvatnet. Den ene starter i nord omkring Åvedalsfeltet og løber parallelt med søen til dens nedre trediedel, hvorfra det svinger mod sydøst. Det andet felt starter omkring Lindefjell og løber mod syd indtil det forenes med det sidstnævnte strøg. Denne inddeling er meget grov og indeholder flere undtagelser. Åvedal og Lindefjell er begge gamle molybdænglansforekomster. Sammenlignes scheelitanomalierne med udbredelsen af molybdænglansforekomsterne (FIG. 10) ses, at hvor der er molybdænglans, er der også scheelit, men scheelitanomalierne breder sig over større områder end molybdænglansmineraliserin-



FIGUR 10: Udbredelsen af scheelitanomalier sammenlignet med molybdænglansmineraliseringer. Efter URFAN 1974.

gerne.

I de undersøgte prøver findes både blå, hvid og gul fluorescerende scheelit. Scheelitfarverne varierer ofte inden for samme prøve. Det er ikke usædvanligt med både blå, hvide og gule fluorescerende scheelitkorn i samme vaskeprøve. Af denne grund er det umuligt at udtale sig om, der er nogen sammenhæng mellem molybdænindholdet i scheeliten og molybdænglansmineraliseringerne.

Baggrundsværdien er valgt til at være 2 scheelitkorn. Begrundelsen for dette er, at områder, som totalt mangler høje anomalier, har et indhold på op til 2 scheelitkorn. Dernæst står det næste anomaliinterval med 3 - 9 scheelitkorn ofte i forbindelse med de højere anomalier, hvorefter sluttet, at de er et resultat af en forhøjet scheelitkoncentration i forhold til baggrundsværdien. For at en anomali er værd at følge op, skal den ligge 4 - 5 gange over baggrundsværdien, hvilket i praksis vil sige, at kun de to største kategorier af anomalier er fulgt op. De lagbundne scheelitforekomster tænkes dannet submarint vulkano-sedimentært (URBAN 1971, MAUCHER, HÖLL & WESTENBERGER 1972). Begrundelsen er for det første den tydelige lagdeling og lagparallel orientering, som scheelit udviser (FOTO 2). For det andet findes de største koncentrationer i de metasedimentære amfiboliter. De metabasiske amfiboliter kan have fået deres indhold af scheelit fra sedimenterne under deres indtrængen i disse bjergarter. Dette bestyrkes på lokalitet S₂ (22345), hvor scheeliten er knyttet til et diopsid- og plagioklasholdigt lag som måske er af sedimentær oprindelse. Ørsdalsforekomsterne ligger også i en amfibolit (URBAN 1971), men i en grafitførende amfibolit, hvilket ikke er tilfældet med nogle af scheelitforekomsterne indenfor specialeområdet. De Østrigske scheelitforekomster, som er dannet på analog måde, hører til en bestemt tidsperiode og til en bestemt paragenese (MAUCHER, HÖLL & WESTENBERGER 1972). Sammenlignet med Sv-Norge er de Østrigske forekomster yngre (Øvre Silure aflejringer). Den nævnte paragenese er en Sb-W-Hg eller W-Sb paragenese. Der er intet i specialeområdet, hverken i bjergarter eller vaskeprøver, der antyder samme paragenese.

De forholdsvis få scheelitlokaliteter i forhold til scheelitanomalier er vanskelig at forklare, men årsagerne kan f.eks. være, at mange scheelitmineraliseringer er overset på grund af det vanskelige erkendbare mineral og indsatsen for at finde dem har måske ikke været effektiv nok, hvilket skyldes et for stort område i et for kort tidsrum.

5.4: Magnetit - ilmenitfraktionen og magnetit/ilmenitkortet.

Af histogrammet (FIGUR 8) ses, at den magnetiske andel i gennemsnit udgør ca. 70 vægtprocent af den tunge fraktion. Som tidligere nævnt er kun undersøgt 8 polerprøver af denne fraktion. Den ringe mængde polerprøver skyldes, at materialet forudsættes meget homogent. Ikke homogent med hensyn til fordeling af magnetit og ilmenit, men med hensyn til afblandinger og omdannelser af de pågældende mineraler. Som det fremgår af TABEL VII er den samlede ilmenitmængde langt fra repræsenteret i den magnetiske fraktion, da ilmenit fordeler sig ligeligt i den magnetiske og umagnetiske del.

Udbredelsen af magnetit/ilmenit viser ikke noget entydigt mønster. Men af KORT III ses en tendens til et højt ilmenitindhold i den nordvestlige del af kortet, medens den østlige og sydlige del gennemgående har et større indhold af magnetit, men undtagelserne er mange. I det nederste sydvestlige hjørne af kortet ses et højt ilmenitindhold, hvor anorthositkomplekset ligger (KORT III og V). Inhomogeniteten i udbredelsen af anomalierne på KORT III fører til, at disse forhold ikke kan bruges i denne opgave. Anorthositkomplekset afspejler sig dog i udbredelsesmønstret, hvilket er tegn på, at magnetit/ilmenitkortet snarere gengiver lokale forhold end store regionale forskelle.

Udbredelsen af magnetit og ilmenit er betinget af tryk, temperatur og iltpartialtryk. Når man som udgangspunkt bruger KALSBECK, GHISLER & THOMSENS (1974) teori om et nogenlunde konstant TiO_2 og Fe-indhold i de oprindelige bjergarter (sedimenter), bestemmer metamorfosegraden variationen og fordelingen af de opake mineraler. F.eks. er ilmenit stabil under granulitfacies betingelser og som nævnt tidligere titanit under amfibolitfacies betingelser. Frøndeles er magne-

tit udbredt under en højere metamorfosegrad og under lavere metamorfosebetingelser er Fe hovedsageligt bundet til silikat mineraler.

Ud fra magnetit/ilmenit kortet er det ovenforstående postulat modstridende, da magnetit findes dominerende både under høj metamorfosegrad (granulit) og under lavere metamorfose betingelser. Samme forhold gør sig gældende for ilmenits vedkommende. Men det er korrekt, at titanomagnetitomdannelser af den Fe-holdige grundmasse til silikat kun er observeret under amfibolitfacies betingelser (nr. 22360 og 22364).

Udbredelsen af de forskellige Fe-Tioxid-holdige mineraler ses af TABEL VIII-X. Det forhøjede titanomagnetitindhold sammen med magnetit og ilmenit er i overensstemmelse med tidligere beskrivelser (bl.a. RAMDOHR 1956). Men titanomagnetit findes også i andre bjergarter, på grund af ilmenits opløselighed i magnetit over 400°C , hvilket også ligger indenfor kata - til dels mesotermale betingelser (RAMDOHR 1956). Ilmenit/hæmatit afblandinger har ubegrænset blandbarhed over 1000°C (RAMDOHR 1956). Det er kun fundet i amfiboliter fra området. Problemet er, at afblandingerne findes i begge typer amfiboliter, hvis det kun fandtes i de metabasiske amfiboliter, ville det være lettere at forstå. Det svarer til at KALSBECK, GHISLER & THOMSEN (1974) kun finder de samme afblandinger i dolorit dykes. Hvorfor findes disse afblandinger ikke i gnejserne, når de findes i de metasedimentære amfiboliter? Svaret er måske ligetil, f.eks. at det undersøgte bjergartsmateriale er for lille et grundlag at bedømme ud fra. JOHN L. PEDERSEN (mundtlig kommunikation) har fundet disse afblandinger i øjgnejsen, men kun i en prøve, hvilket tyder på, at de er mere udbredte end som så. Ifølge (RAMDOHR 1956) kan titanomagnetit under 400° og samtidig med et usædvanligt højt ilttryk, danne ilmenit/hæmatit blandingskrystaller, dette kan være en del af svaret på ovennævnte spørgsmål. Omdannelsen af magnetit og ilmenit sker som regel under et forhøjet iltindhold enten under overfladebetingelser eller under metamorfe betingelser (RAMDOHR 1956). Den hyppigste omdannelse under overfladebetingelser er martitisering af magnetit. Omdannelsen af ilmenit er sket under "varmere" betin-

gelser ca. 400°C . (RAMDOHR 1956). Den hyppigste omdannelse af ilmenit er til rutil og hæmatit, som sker under oxiderende betingelser.

5.5: Mineralselskaber.

De tunge non opake mineraler (hovedsagelig silikatmineraler) viser sig at være værdifulde til brug for inddeling af regionale områder på nogle få karakteristiske mineraler (THOMSEN 1957, KALSBECK, GHISLER & THOMSEN 1974) f.eks. som i denne opgave hypersten og hornblende.

Ud fra udbredelsen af de fire typiske metamorfe mineraler: hornblende, hypersten, diopsid og granat er vaskeprøverne indelt i forskellige mineralselskaber. For at begynde med en grov inddeling, ses en tydelig opsplittning af hornblendeholdige og hyperstenholdige prøver på KORT IV med hypersten i det vestlige område og hornblende i det østlige og nordlige område. Grupperingen er dels lavet på grundlag af den kvantitative udbredelse af de pågældende mineraler (TABEL I) og dels på deres skønnede indhold i prøverne (TABEL II og III) ialt 112 prøver. Efter den grove inddeling er vaskeprøverne indelt i bestemte mineralfacies. Inddelingen følger stort set TURNERS (1968) facies opdeling af granulit og amfibolitfacies bjergarter med den undtagelse, at i tungsandsprøverne er kun repræsenteret de tunge mineraler, og i dette tilfælde er der kun tale om de 4 tidligere nævnte mineraler.

Området kan mere nøjagtigt deles i 3 store områder: I det første er hypersten dominerende og i det andet er hornblende dominerende, medens den tredje gruppe udgøres af overgangen mellem de to første grupper. I den første gruppe, hvor hyperstenselskabet dominerer overstiger hornblendeindholdet ikke 20%. For at hornblende, granat og diopsid kan være medlem af en undergruppe skal indholdet af de pågældende mineraler være over 5%. Hyperstenselskabet udgøres af følgende undergrupper:

- a) hypersten
- b) hypersten - granat
- c) hypersten - diopsid
- d) hypersten - diopsid - granat.

Samme inddelingsgrundlag er anvendt for hornblendeselskabet, bortset fra at hypersten i dette tilfælde skal være mindre end 20%. Hornblendeselskabet består af følgende undergrupper:

- a) hornblende
- b) hornblende - granat
- c) hornblende - diopsid
- d) hornblende - diopsid - granat.

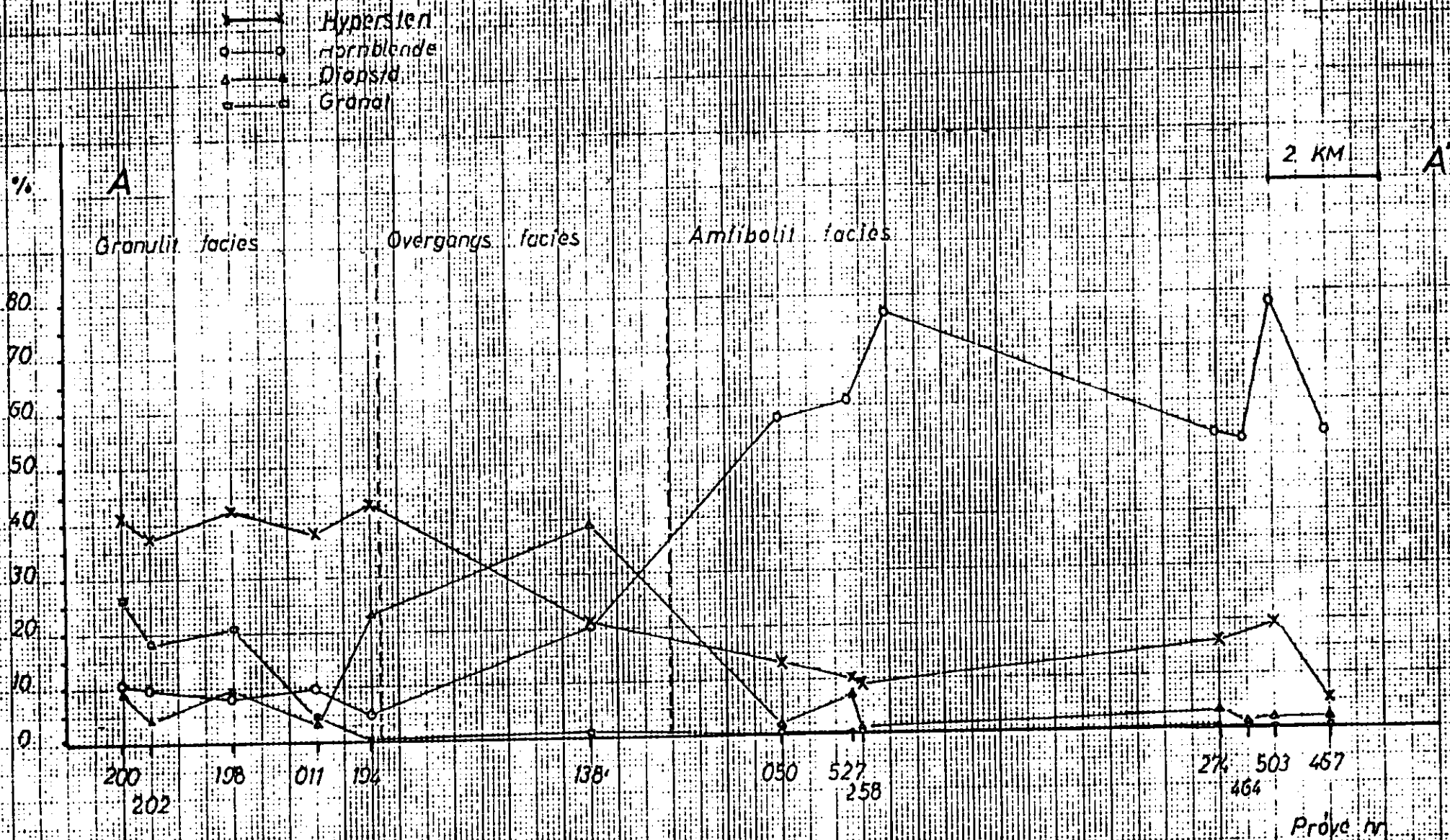
Overgangsgruppen udgøres af mineralselskaber, som ikke kan indpasses i de ovenfor nævnte. I denne gruppe indgår lokalt en ikke defineret gruppe, hvor diopsid er dominerende (vaskeprøve nr. 138 og 139 vest for Virak).

Grænsen på de 20% for hypersten og hornblende er valgt på grundlag af profilerne (FIGUR 11 - 14). På disse ses, at indenfor hyperstenområdet er hornblendeindholdet nogenlunde konstant med et indhold på ca. 10% og omvendt svinger hyperstenindholdet omkring 10 - 20% i hornblendeområdet. Overgangsgruppen udgøres af området, hvor hypersten og hornblende henholdsvis falder og stiger eller som et blandingsfacies (FIG 12). 5% grænsen er valgt i overensstemmelse med navngivning af bjergarter inden for metamorf petrografi, hvor et mineralindhold på mere end 5% normalt indgår i navngivningen af bjergarten.

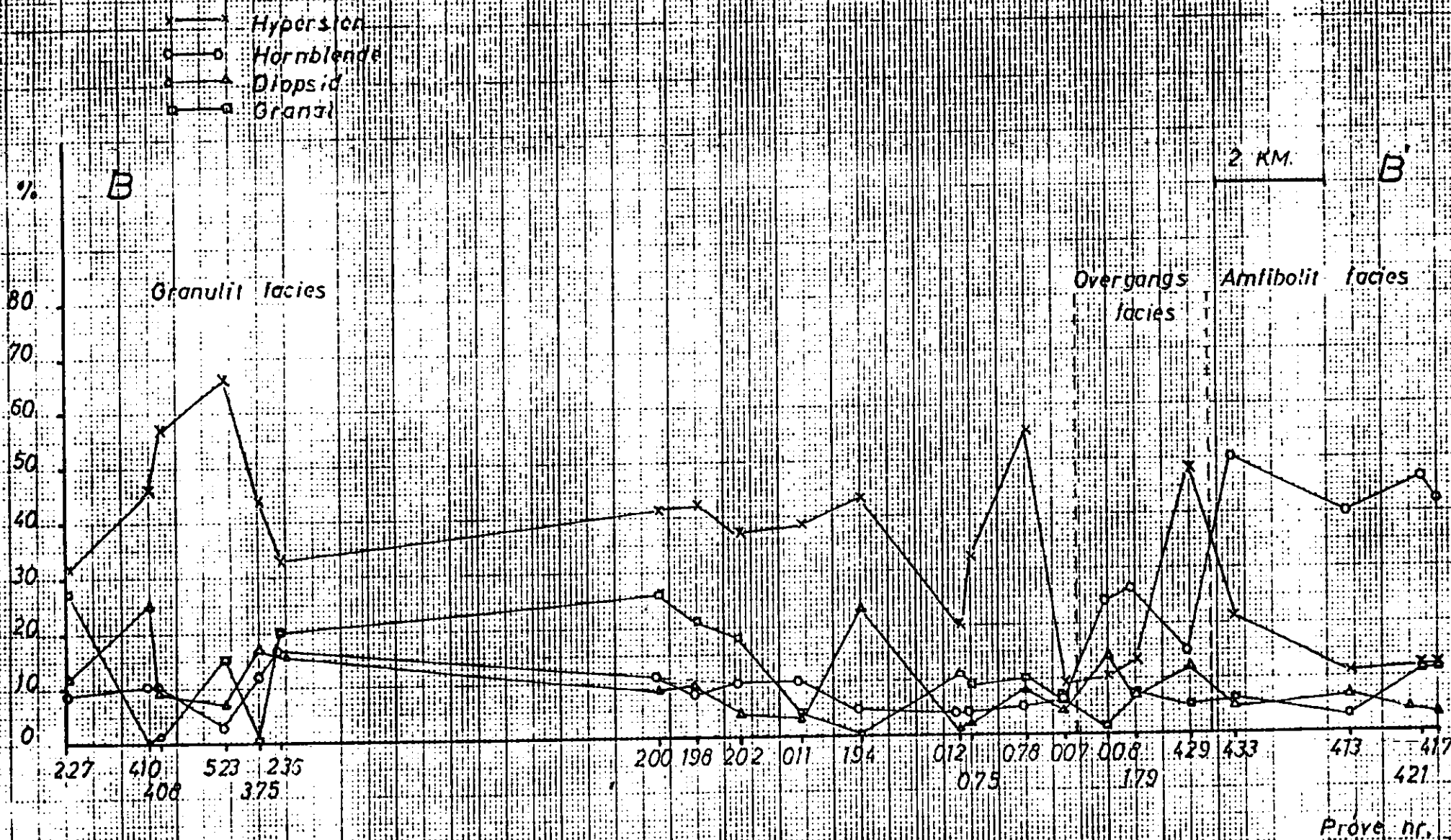
Grunden til det større udsving i hyperstenindholdet end i hornblendeindholdet i profilerne (FIG 11 - 14) skyldes hyperstens tilstedeværelse i de metabasiske amfiboliter. Indholdet svinger p.g.a. varierende mængder af disse bjergarter. Hornblende findes i hyperstenområdet både i de grå gnejser og i begge typer amfiboliter, det giver herved en mere jævn fordeling af dette mineral indenfor hyperstenområdet end hypersten indenfor hornblendeområdet.

5.6: Metamorfoseinddeling og udgangsbjergarter.

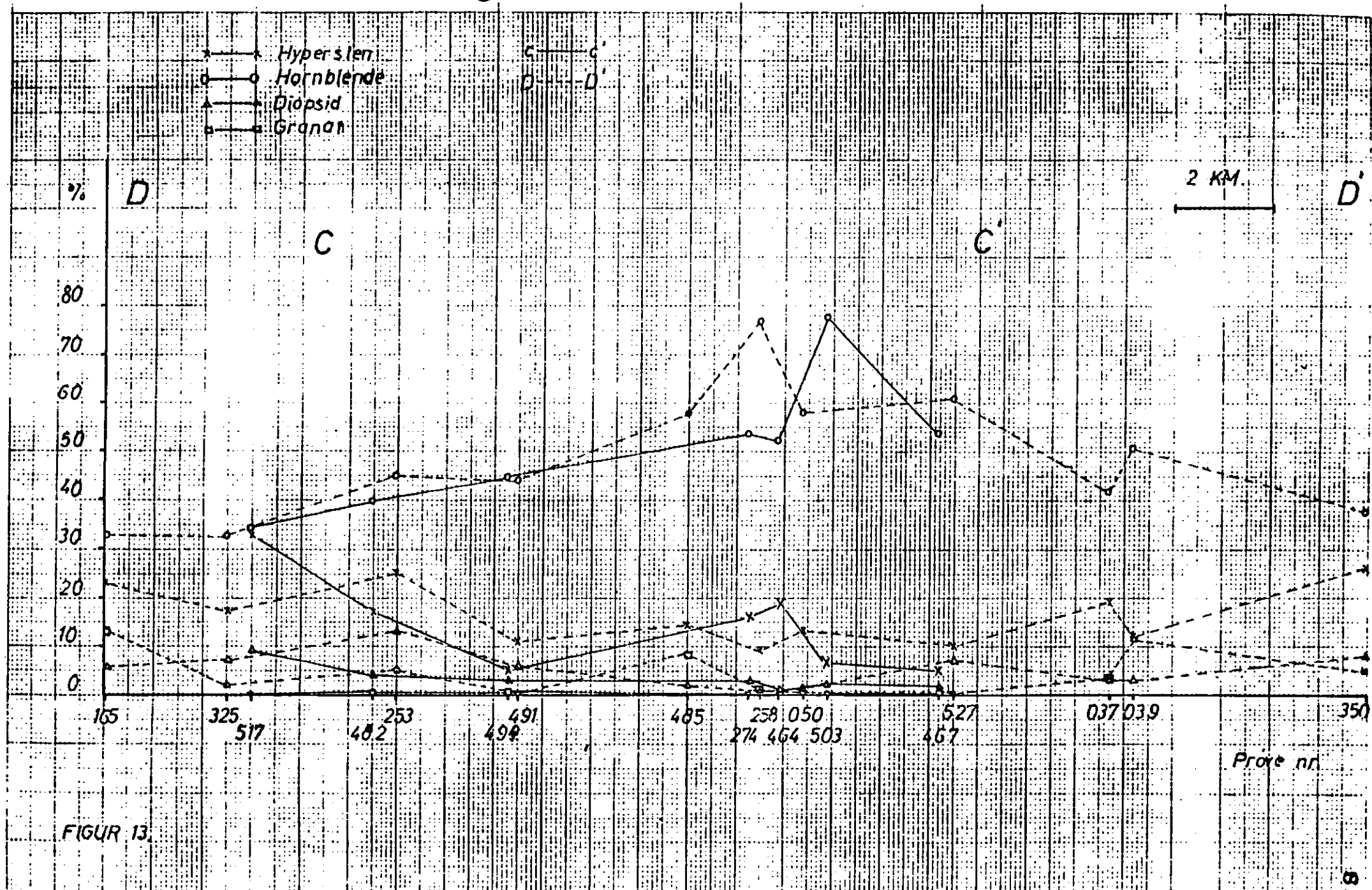
Af foregående afsnit fremgår hovedinddelingen af specialeområdet. Disse zoner afspejler bestemte metamorfe facies. Området har været udsat for regional metamorfose med katazonale betingelser i den vestlige del af specialeområdet (MICHOT



FIGUR 11



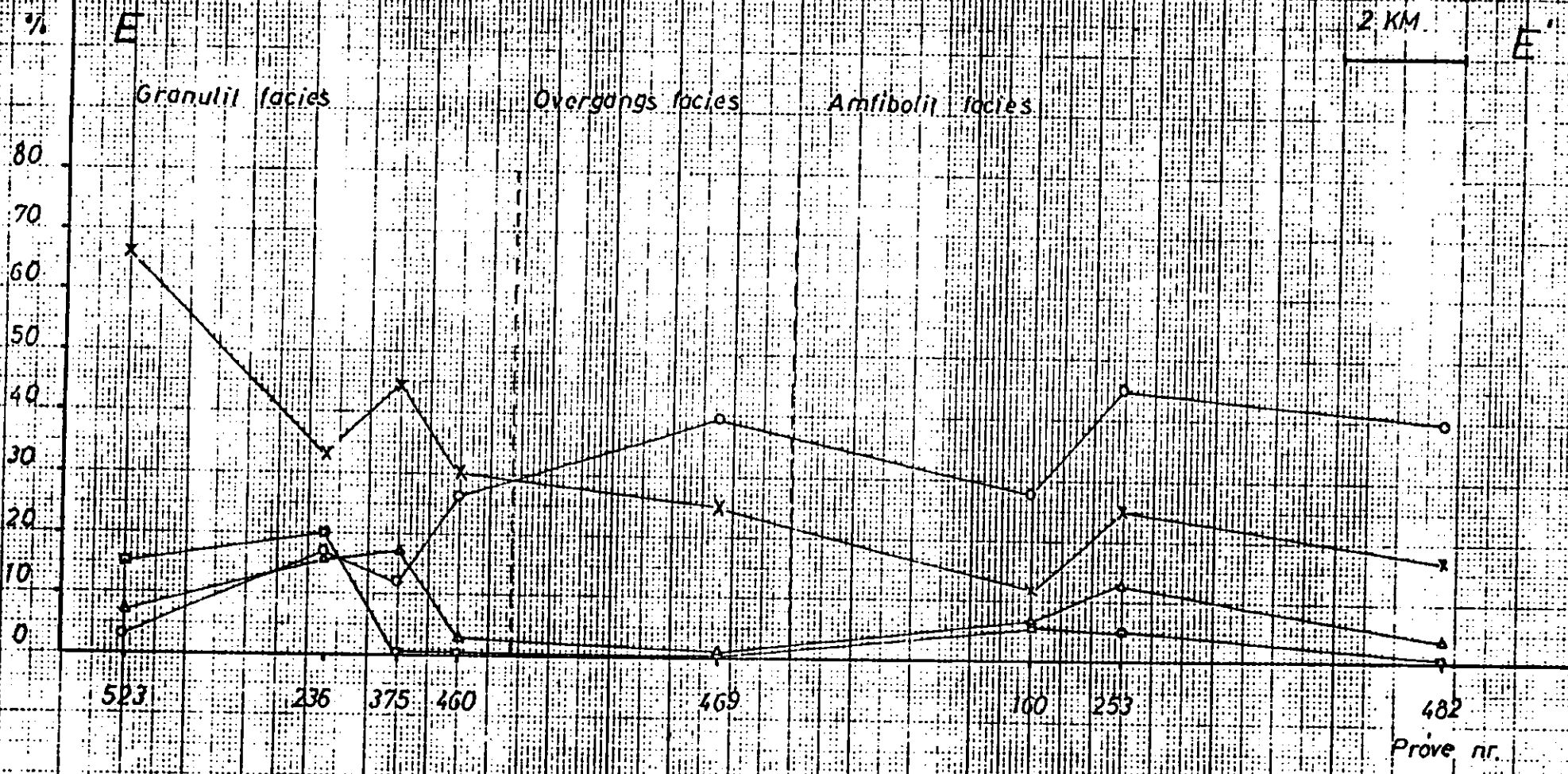
FIGUR 12



FIGUR 13.

246

- ×—× Hypersten
- Hornblende
- ▲—▲ Diopsid
- Granat



FIGUR 14

1957) (hypersten, brun hornblende, sillimanit og pladekvarts) og mesotermale betingelser i den østlige (TOBI 1965), hvilket henholdsvis giver granulitfacies bjergarter og bjergarter under amfibolitfaciesbetingelser. Hypersten er karakteristisk for en metamorfosegrad under granulitfacies betingelser, da dens forekomst ikke er begrænset til basiske amfiboliter, men også er fundet som hovedkomponent i de grå gnejser. Sammenlignes afsnit 2 og 4 med hensyn til mineralet hornblende, bliver det klart, at den brune hornblende er udbredt i hele området på grund af de metabasiske amfiboliter som findes i hele området, hvorimod den grønne hornblende kun findes i områder med lavere metamorfosegrad end granulitfacies, da hornblendens ellers ville blive brun (SHIDÔ & MIYASHIRO 1959).

For at placere granulitfacies mere nøjagtig er de Al-rige granat-grafit horisonter meget værdifulde, da de indeholder mineraler som sillimanit og cordierit. Sandsynligvis befinder vi os inden for sillimanit - cordierit subfacies af granulitfacies (TOBI 1965).

For at indkredse hyperstenselskabet mod vest er tentative hyperstengrænser lavet af TOBI (1965) og BARTH (1969). Ud fra indholdet i vaskeprøverne og profilerne (FIGUR 11, 12 og 14) er lavet en tilsvarende hyperstengrænse i denne opgave. Det må være klart, at hyperstengrænsen kun gælder hyperstenindholdet i gnejserne og ikke det indhold som findes i de metabasiske amfiboliter. På FIGUR 15 ses alle 3 grænser og på KORT IV kan inddelingen i metamorfe facies af området ses. Grænserne på FIGUR 15 viser stor overensstemmelse i det sydlige område og større spredning mod nord. Hyperstengrænsen følger anorthositlegemet som en aureolegrænse. Indholdet af hypersten falder gradvist væk fra anorthositen, hvilket er illustreret med en overgangszone (KORT IV OG FIGUR 11, 12 og 14).

Diopsid viser ikke noget entydigt fordelingsmønster. I overgangszonen mellem granulit og hornblendefacies ses på FIGUR 11 et forhøjet diopsidindhold, så højt at det dominerer. Det viser ellers ingen evident variation indenfor nogle af de behandlede faciesområder, hvilket er i god overensstemmelse med

TENTATIVE HYPERSTENGRÆNSER .



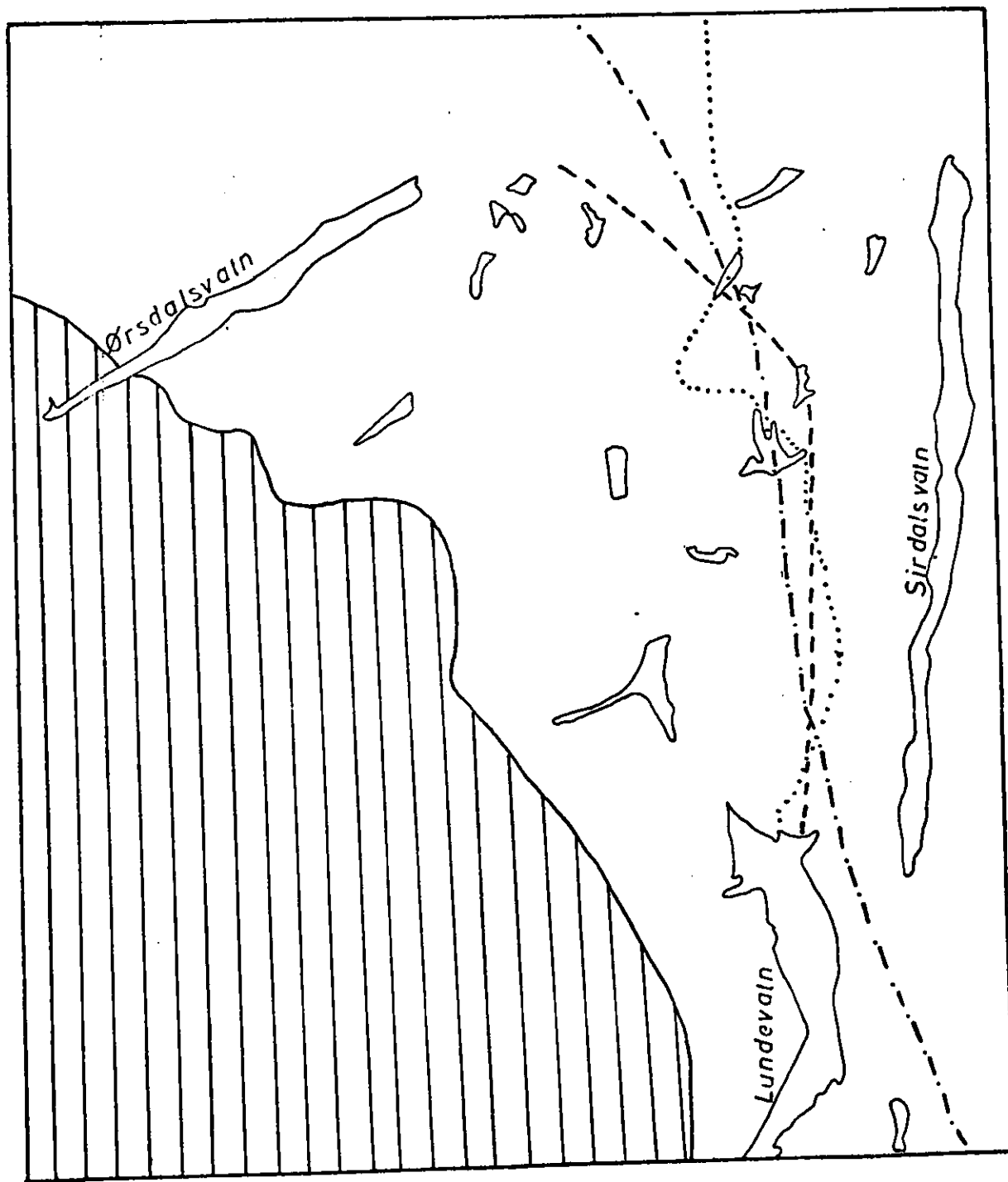
Anorthositkompleks

..... TOBI 1965

----- BARTH 1969

----- Denne opgave

N.



0 5 Km.

FIGUR 15.

dette minerals brede stabilitetsområde (WINKLER 1967).

Titanit afspejler også forskellige metamorfe facies. Titanit findes i størst koncentration i det østlige område og er meget sparsomt repræsenteret i det højmetamorfe vestlige område. Udbredelsesmønsteret stemmer i specialeområdet overens med både RAMBERG (1948) og KALSBECK, GHISLER & THOMSEN (1974). Den første referent skriver, at titanit kun findes i granulitfacies indenfor et meget snævert stabilitetsfelt, og samtidig findes det kun sammen med typiske Ca-mineraler som kalcit, diopsid og scapolit. Det sidste fremgår dog ikke af vaskeprøverne (TABEL I). Den anden reference postulerer et stigende titanitindhold fra granulitfacies bjergarter til amfibolitfacies bjergarter.

Hvilke faktorer gør forskellen i metamorfosegraden? Er det bjergarten som er dannet i et dybere niveau, eller er det et spørgsmål om en bred kontaktaureole betinget af anorthositlegemet (anorthositkompleks) eller måske en kombination af begge dele? BARTH (1969) hyperstengrænse følger anorthositlegemet som en aureole i hele legemets udstrækning. På FIGUR 15 ses kun den østlige del af det store Egersund anorthositkompleks, men trods det kan det alligevel ses, at denne opgaves hyperstengrænse også følger anorthositlegemet. På grundlag af BARTHs (1969) grænse og den kendsgerning, at metamorfosegraden aftager væk fra anorthositlegemet, hvilket er illustreret med en overgangszon mellem granulitfacies og amfibolitfacies på KORT IV og i profilerne (FIGUR 11, 12 og 14), er jeg tilhænger af at tolke granulitområdet dannet i forbindelse med anorthositlegemets opvarmning af de omgivende bjergarter. Granulitområdet får herved karakter af en kontaktaureole.

De oprindelige bjergarter stammer fra en prækambrisk geosynklinaludvikling (URBAN 1974) og har været arkosiske (kvartsfeldspat gnejs), lerede (granat-grafit horisont), turbiditer og kalkholdige sedimenter (grå gnejs og metasedimentære amfiboliter) og imellem disse er indlejret basiske effussive bjergarter. Den sedimentære oprindelse støttes af grafit, apatit og molybdænglans, som er typiske biogene dannelser (URBAN 197-).

De metabasiske amfiboliter mangler grafit og molybdænglans. FIGUR 13 viser 2N - S profiler fra det østlige område tegnet ovenpå hinanden. Profil D-D' ligger nærmest Sirdalsvatnet og C-C' ligger østligere. Profilerne er sammmentegnet for at se om udgangsmaterialet for dannelsen af disse bjergarter viser nogen forskel, hvilket skulle kunne ses, da bjergarterne ligger indenfor samme metamorfosefacies. Hypersten og hornblendeindholdet varierer ikke meget fra hinanden. Med hensyn til diopsid og granat er det generelt højere i profil D-D'. Dette forhold ses også af KORT IV, hvor profil C-C' kun indeholder hornblendeselskabet, hvorimod granat og diopsid lokalt er repræsenteret i profil D-D'.

Forskellen på profilerne (FIGUR 11 - 14) er et udtryk for en forskel i det oprindelige udgangsmateriale. F.eks. er diopsid dominerende i overgangszonen i FIGUR 11, hvilket tyder på et kalkholdigt udgangsmateriale i det pågældende område. Sammenlignes profil C-C' og D-D' (FIG 13) er udgangsmaterialet lidt mere leret og kalkholdigt (granat og diopsid) i det vestligste end i det østligste profil.

Titanitdannelsen fra ilmenit sker kun i Ca-holdige bjergarter (RAMBERG 1948 og RAMDOHR 1969) Om omdannelserne til titanit er hyppigere i mere Ca-holdige bjergarter (diopsidholdige) har ikke været muligt at kontrollere heller ikke i meget diopsidholdige vaskeprøver, da næsten alle omdannelser og forskellige omdannelsesgrader er repræsenteret i hver polerprøve.

Scheelits vulkano-sedimentære oprindelse er diskuteret i afsnit 5.3.

Granat-grafithorisonten indeholder i det vestlige område Al-holdige mineraler (sillimanit og cordierit). Udgangsmaterialet til disse har været Al-holdige pelitiske sedimenter med organisk substans (grafit) og med stærkt reducerende miljø (sulfidmineraler)

Om granat-grafit horisonten og granathorisonten er en eller flere horisonter er der ingen karteringsmæssig baggrund for at bedømme. Men den ensartede sammensætning, den ensartede opførsel og det faktum at den kan følges sammenhængende over store afstande tyder på en horisont.

5.7: Vaskeprøvernes renhedsgrad og deres geologiske og prospekteringsmæssige værdi.

For at få indtryk af vaskekoncentratets renhedsgrad er fremstillet et histogram (FIG 16). På histogrammet ses forureningsgraden af tungsandsprøverne. Forureningsgraden fortæller, hvor stor en del af vaskeprøven der udgøres af lette mineraler. På figuren (FIG 16) er angivet, hvor meget let materiale der var i 100 vaskeprøver. 76 prøver (76%) ligger under 30% vægtprocent let materiale. Gennemsnittet er 22,6 vægt% lette mineraler i tungsandsfraktionen. Det er hovedsagelig små prøver som indeholder en stor procentdel lette mineraler, hvilket skyldes, at vaskeren er bange for at vaske alle mineraler ud, så prøven ikke indeholder noget materiale. Alt efter hvilken vaskepan-detype man benytter sig af, kan koncentratet vaskes mere eller mindre rent. Den benyttede batêa vaskepande viser sig at vaske rimeligt rent, så tungsandsprøverne ret nemt kan separeres med tungvæske.

De resterende godt 3/4 vægtprocent tungmineraler af vaskeprøven er det værdifulde materiale som benyttes i geologisk-og prospekteringsøjemed.

De nok opake tungsandssilikatmineraler har allerede i tidligere beskrevne afsnit vist sig at være nyttige til en metamorf inddeling af specialeområdet.

Scheelit har i denne forbindelse været brugt som prospekteringsmiddel for wolfram anomalier, og efter en opfølgning af disse blev adskillige scheelitmineraliseringer påvist. Det er et direkte bevis på, at metoden er brugbar, men visse forhold bør nævnes: For det første er det en meget lille procentdel af anomalierne, der har ført til mineraliseringer, og for det andet har flere store anomalier ikke givet resultat. For det tredje er de fundne scheelitmineraliseringer meget små både med hensyn til lødighed og udbredelse. Men alligevel har vaskemetoden ført os frem til mineraliseringer og mineraliseringer, som kun findes i amfibolitiske bjergarter. Allerede dette er en hjælp i en videre undersøgelse af samme eller andre områder. Desuden har de fundne scheelitmineraliseringer givet et tip om, at de valgte anomaligrænser har været sat

Vægtfordeling af feldspar i væskeprøverne

Antal prøver

40

30

20

10

0

Ialt 100 prøver

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 %

Del andel i væskeprøver

FIGUR 16

0 - 10 %	= 18 prøver
10 - 20 %	= 32 "
20 - 30 %	= 28 "
30 - 40 %	= 8 "
40 - 50 %	= 7 "
50 - 60 %	= 4 "
60 - 70 %	= 2 "
70 - 80 %	= 0 "
80 - 90 %	= 1 "
90 - 100 %	= 0 "

Gennemsnittet (G) = summen
af samtlige prøver (TADEL
I og II) : 100 =
2256,6 : 100 = 22,6 %

lavt, hvis man er ude efter økonomisk vigtige forekomster. De opake mineraler fortæller ikke særlig meget om et områdes regionalgeologiske opdeling, f.eks. kunne KORT III (magnetit/ilmenit kortet), ikke bruges til nogen regional inddeling. De opake mineraler har langt større betydning for den prospekteringsmæssige side af sagen. Igen gør det sig gældende, at de magnetiske mineralers betydning er ringe, på grund af deres store både vertikale og horisontale udbredelse. Den vigtigste fraktion til denne sag er den tunge, umagnetiske opake del inklusiv de non opake som både kan ses i gennemfaldende og reflekteret lys (f.eks. rutil, titanit og scheelit).

En væsentlig mangel i vaskeprøverne er forskellige sulfider. Fe-sulfiderne er hovedsagelig repræsenteret ved pyrit. Fe-sulfiderne oxideres hurtigt under overfladebetingelser og føres bort som kolloider og opløsninger (suspensioner) (KRAUSKOPF 1967). Det mest "resistente sulfid" ser ud til at være pyrit, men samtidig må man huske på, at det også er det mest hyppige og ensartede udbredte sulfid i bjergarterne. Molybdænglans findes lokalt i store koncentrationer i bjergarterne, men det afspejler sig absolut ikke i vaskeprøverne. Generelt kan siges, at sulfider ikke egner sig til denne metode, men må eftersøges ved hjælp af andre prospektionsmetoder.

De gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi er vigtige til lokalisering af sulfidforekomster (HAWKES & WEBB 1962). Cu i flodsandsprøver er ikke usædvanligt, det har før været anvendt i prospektionsøjemed (HAWKES & WEBB 1962). Ag og Bi er sjældne i flodsedimenter og specielt Bi, men deres tilstedeværelse i sådanne sedimenter indikerer en sulfidmineralisering i umiddelbar nærhed (HAWKES & WEBB 1962). Mineraliseringerne skal nok søges i forbindelse med granat-grafit horisonten, som i disse tilfælde ligger i nærheden af vaskeprøverne med undtagelse af vaskeprøve nr. 491.

Det er ikke alle mineraler i tungsandsprøverne som er gode ledemineraler, nogle er direkte misvisende. Epidot er et af de mineraler, som kan være misvisende for en tungsandsundersøgelse, hvis man ikke har lidt kendskab til de geologiske forhold i området. I Vestgrønland er mineralet brugt som meta-

morft indikator mineral (KALSBECK, GHISLER & THOMSEN 1974). I specialeområdet findes det kun som et sekundært dannet mineral, hvilket både bekræftes af felt- og tyndslibsobservationer. Det er af denne grund et dårligt ledemineral indenfor specialeområdet.

Vaskemetoden kan også bruges til indirekte slutninger. Som eksempel skal anføres sammenhængen mellem scheelitanomalier og molybdænglansmineraliseringer (FIG 10). Hvor der er molybdænglansmineraliseringer, er der også scheelitanomalier. Set ud fra vaskeprøverne skal man være opmærksom på molybdænglansmineraliseringer i anomaliområder, og omvendt under geologisk kortlægning skal man være opmærksom på scheelitmineraliseringer i Mo-førende områder. Dette gælder selvfølgelig kun indenfor områder med analoge geologiske træk som indenfor specialeområdet.

Som det ses er vaskemetoden nyttig i mange henseender. I specialeområdet har den for det første vist en fordeling af W-anomalier som førte frem til nogle scheelitmineraliseringer, hvis genese er tolket. Samtidig hermed er fundet andre mineraler og elementer. For det andet er området inddelt i metamorfe enheder på grundlag af vaskeprøverne. For det tredje er undersøgelsen et bevis på, at vaskepanden kan bruges som et værdifuldt geologisk redskab.

6. KONKLUSION.

1.

Den valgte kornstørrelsesfraktion ($<250\mu$) er repræsentativ for tungsandsprøverne som helhed. For det første på grund af at fraktionen indeholder over $2/3$ af tungsandskoncentratet, og for det andet fordi afvigelsen af mineralindholdet i den samlede prøve i forhold til den valgte kornfraktion er ringe. For det tredje er alle sedimentologiske undersøgelser og kvantitative tællinger under 5 i fejlprocent.

2.

Det undersøgte tungsand viser lokal oprindelse, da afrundingsgraden af mineralerne er let og granat, grøn spinel og scheelit samt Cu, Ag og Bi viser sig at være transporteret under 500 m.

3.

Scheelitanomaliernes fordelingsmønster er broget, men groft set udstrækker det sig i N - S gående bælter på begge sider af Sirdalsvatnet.

Der er fundet 9 scheelitmineraliseringer, hvoraf ingen har økonomisk betydning men derimod genetisk. Alle mineraliseringerne er fundet i amfibolitiske bjergarter. De metasedimentære amfiboliter indeholder de største koncentrationer af scheelit, og er tydeligvis lagbundne (FOTO 2). De metabasiske amfiboliter indeholder mindre mængder scheelit, men er i et par tilfælde tydeligt lagdelt. Scheelitmineraliseringerne er fordelt over hele specialeområdet. Genesen tolkes som submarin vulkano - sedimentær.

4.

Tungsandskoncentrater indeholder 70-80% magnetisk materiale. Ud fra vægtprocentfordelingen af magnetit og ilmenit er magnetit/ilmenit forholdet udregnet. De pågældende forhold viste sig at være værdiløse til en regional tolkning af området, men det antydes, at de måske kan bruges i lokale tilfælde med en tæt prøvetagning.

5.

Silikatmineralerne i tungsandsprøverne er nyttige til en metamorf inddeling af specialeområdet. De primære hjælpemineraller hertil er hornblende og hypersten.

De opake mineraler er mest brugbare til den prospekteringsmæssige side af sagen. Udover de almindelige Fe-Ti-oxider findes en ringe mængde sulfider (hovedsagelig pyrit) og gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi.

6.

Specialeområdet består i den vestlige del af et hyperstenselskab (granulitfacies) og mod øst og nord af et hornblendeselskab (amfibolitfacies) samt af et overgangsfacies imellem de 2 selskaber (KORT IV).

7.

Hvor der er molybdæn, er der også W-anomalier, men det omvendte gælder ikke. Der er derimod ingen sammenhæng mellem molybdænindholdet i scheeliten og molybdænglansmineraliseringerne. Scheelitanomalikortet (KORT II) og magnetit/ilmenitkortet (KORT III) har ingen fælles træk.

8.

Undersøgelsen har endvidere vist, at tungsandsprøver fra vaskning giver et ganske godt indtryk af de geologiske forhold i et område samtidig med deres primære formål som prospektionsmiddel. Selv en kvantitativ og semikvantitativ undersøgelse af 20 - 25% af materialet (ca 1 prøve / 5 km²) giver en rimelig geologisk fordeling af forskellige metamorfe enheder. Det er klart, at et områdes struktur og detaljerede geologiske enheder ikke kan skelnes.

9.

Med undersøgelsens resultater som kilde er vaskemetoden ideel til en geokemisk undersøgelse af resistente mineraler og samtidig en "geologisk" undersøgelse af et forholdsvis stort område på kort tid med en prøvetæthed på 1 prøve pr. km². Vaskepanden er et udmærket geologisk redskab.

TABEL I

Prøve nr.	Vægt%-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelitkorn		Procentvis fordeling af umagnetiske tungmineraller. < 250 μ.												
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Opake	Horn-blende	Hypersten	Diopsid	Epidot	Mn-epidot	Zirkon	Granat	Titanit	Rutil	Scheelit	Apatit	Monazit
007	8,6	91,4	2	26	19	6	9	4	15	x	39	7	1	x	x	x	-
008	45,7	54,3	0	0	16	24	10	14	5	-	30	1	-	-	-	-	-
011	5,5	94,5	0	2	14	10	38	3	15	x	15	4	1	-	-	-	-
012	32,2	67,8	0	11	29	4	20	1	28	x	7	11	-	-	-	-	-
037	61,9	38,1	8	25	18	42	19	3	6	1	8	3	x	-	-	-	-
039	44,9	55,1	0	28	15	51	12	3	4	1	2	12	x	-	-	-	x
050	67,7	32,3	18	48	18	58	13	2	5	1	3	x	-	-	-	x	-
075	3,5	96,5	13	22	15	4	32	2	4	-	34	9	x	x	-	-	-
078	47,5	52,5	8	36	7	5	55	8	3	-	10	10	2	x	-	-	-
112	40,3	59,7	1	31	13	1	29	x	6	-	1	50	x	-	-	-	-
138	17,0	83,0	3	21	10	21	21	39	2	-	6	1	-	-	-	-	x
160	17,7	82,3	1	1	19	28	12	7	11	1	16	6	-	-	-	-	-
165	31,3	68,7	0	25	9	33	23	6	5	x	8	13	3	-	x	-	-
179	15,3	84,7	0	1	24	26	13	7	15	1	7	7	x	-	-	-	-
186	19,0	81,0	0	16	11	10	39	17	5	-	17	x	1	-	-	-	-
192	14,3	85,7	0	0	10	14	31	14	13	x	15	x	3	-	-	-	-
194	7,6	92,4	0	5	10	5	43	23	6	-	12	-	1	-	-	-	-
198	20,1	79,9	8	112	16	8	42	9	3	-	1	21	-	-	-	-	-
200	32,1	67,9	0	14	11	11	41	9	2	-	x	26	-	-	-	-	-
202	25,4	74,6	64	150	19	10	37	4	9	-	3	18	x	-	x	-	-
227	33,3	66,7	1	20	13	9	32	12	6	-	1	27	-	-	-	-	-
236	31,6	68,4	4	16	9	17	33	16	3	x	2	20	-	-	-	-	-
253	17,7	82,3	0	10	9	45	25	13	3	x	x	5	-	-	-	-	-
258	19,6	80,4	100	100	6	77	9	1	2	x	1	1	3	-	x	-	-
274	38,5	61,5	13	20	15	54	16	3	4	-	7	-	1	x	x	-	-

TABEL I (fortsat)

Prøve nr.	Vægt%-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelitkorn		Procentvis fordeling af umagnetiske tungmineraler. < 250 μ												Mona-
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Opake	Horn-blende	Hypersten	Diopsid	Epidot	Mn-epidot	Zirkon	Granat	Titanit	Rutil	Scheelit	Apatit	
325	30,0	70,0	1	10	21	33	17	7	4	-	15	2	1	-	-	-	-
338	48,7	51,3	0	0	30	27	8	10	17	x	4	3	1	-	-	-	-
350	49,4	50,6	2	20	13	38	26	8	6	1	2	5	1	-	-	-	-
359	32,2	67,8	0	4	19	21	27	12	9	1	10	1	x	-	-	x	-
372	27,4	72,6	0	12	5	39	17	10	3	x	26	-	-	-	-	-	x
375	24,4	75,6	0	10	14	12	44	17	5	1	7	x	x	-	-	-	x
408	13,5	86,5	0	22	14	11	57	10	3	-	4	1	-	-	-	-	-
410	15,2	84,8	0	6	13	11	46	25	2	-	3	-	-	-	-	x	-
413	7,3	92,7	1	11	17	40	11	7	12	x	10	3	-	-	-	-	-
417	33,7	66,3	1	55	19	42	12	3	6	x	6	12	-	-	-	-	-
421	67,5	32,5	5	23	15	46	12	4	4	-	6	12	1	-	-	-	-
429	17,9	82,1	0	28	8	15	48	12	8	x	4	5	-	-	x	-	-
433	54,0	46,0	0	12	9	50	21	5	2	-	7	6	x	-	-	-	-
452	13,5	86,5	5	20	16	30	14	8	2	-	28	1	1	-	-	-	-
464	28,9	71,1	1	20	15	53	19	1	2	-	10	x	-	-	-	x	-
467	53,8	46,2	0	0	25	54	5	2	6	2	1	x	5	x	-	-	-
476	20,1	79,9	0	0	9	38	26	20	x	x	6	1	-	-	-	-	-
482	23,5	76,5	0	0	17	40	17	4	12	3	3	x	4	-	-	-	-
485	39,0	61,0	10	18	10	58	14	2	4	x	2	8	2	-	-	-	-
491	11,0	89,0	0	7	17	44	11	6	4	2	14	1	2	x	-	-	-
494	21,0	79,0	5	17	18	45	5	3	6	2	11	x	10	-	-	-	-
503	38,0	62,0	8	94	10	78	7	2	x	1	2	-	x	-	x	-	-
517	40,3	59,7	1	1	16	34	33	9	3	x	5	-	x	-	-	x	-
523	49,5	50,5	0	7	6	3	66	7	2	-	1	15	-	-	-	-	x
527	73,4	26,6	2	10	21	61	10	7	x	-	1	-	x	-	-	-	-

TABEL II

+++ > 20%

++ = 5-20%

+ < 5%

Prøve nr.	Vægt%-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelitkorn		Fordeling af antal scheelitkorn i forskellige størrelsesklasser			
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Korn- blende	Korn- størrelse	Korn- størrelse	Korn- størrelse
014	4,8	95,2	4	26	+	+++	+	++
016	27,3	72,7	2	26	++	+++	+	++
020	16,9	83,1	1	24	++	+++	++	++
027	38,5	61,5	1	51	++	+++	+	++
028	14,9	85,1	0		+	+++	++	+
038	43,6	56,4	1	15	+++	++	+	+
047	54,9	45,1	9	17	+++	++	+	+
052	34,5	65,5	0	24	+++	++	++	+
070	21,1	78,9	0	3	+	+++	+	++
072	49,2	50,8	3	5	+++	++	++	+
079	10,5	89,5	0	12	+++	++	++	++
083	8,0	92,0	0	4	+++	++	+	++
091	20,1	79,9	4	96	+++	++	+	++
105	36,0	64,0	3	37	+++	++	+	++
118	50,7	49,3	21	7	+	+++	+	++
120	47,6	52,4	9	23	++	+++	++	++
129	45,2	54,8	0	1	+++	++	++	+
139	28,3	71,7	0	0	++	++	+++	+
144	25,5	74,5	2	16	++	+++	++	+
157	35,6	64,4	0	16	+++	++	++	+
182	30,6	69,4	0	2	+++	++	++	+
184	37,1	62,9	3	25	++	+++	++	++
185	22,4	77,6	23	73	++	+++	+	++
187	19,3	80,7	0	0	+++	+++	++	+
196	49,8	50,2	1	23	++	+++	++	+
224	37,3	62,7	0	28	++	+++	++	+
229	29,7	70,3	14	26	++	+++	++	+
261	47,2	52,8	4	8	+++	++	+	+
327	69,7	30,3	12	29	+++	++	+	+
346	55,4	44,6	0	0	+++	++	+	+
356	19,2	80,8	0	16	++	+++	++	+
374	40,6	59,4	0	10	+++	++	+	+
376	47,3	52,7	6	14	++	+++	++	+
406	8,7	91,3	0	14	++	+++	++	+
416	26,8	73,2	9	15	+++	++	+	++
419	59,0	41,0	0	0	+++	++	++	+
425	53,2	46,8	3	21	+++	+	++	+
426	25,8	74,2	1	51	+++	++	++	+
427	30,8	69,2	0	36	+++	+	+	+
428	33,0	67,0	13	70	+++	++	+	+
437	34,9	65,1	0	1	+++	+	+	++
439	71,8	28,2	0	2	+++	++	++	+
450	34,1	65,9	1	3	+	+++	++	+
471	24,2	75,8	0	2	+++	++	++	+
484	10,4	89,6	3	33	+++	++	+	++
490	10,5	89,5	2	42	+++	++	++	+
504	9,5	90,5	0	0	+++			
516	38,5	61,5	1	5	+++	+++	++	+
521	15,3	84,7	1	20	+	+++	++	+
526	6,7	93,3	0	12	+++	++	+	++

TABEL V: Procentvisse fordeling af tungmineraller i hele tungsandsprøven (HT) sammenlignet med kornfraktionen under 250μ . X = < 1 %.

NR.	037		075		078		258		464		485		494	
Mineraler	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ
Opake	19	18	20	15	5	7	5	6	16	15	11	10	22	19
Hornblende	48	42	3	4	8	5	80	77	58	53	60	58	48	45
Hypersten	14	19	28	32	58	55	7	9	15	19	14	14	4	5
Diopsid	4	3	1	2	5	8	1	1	2	1	2	2	6	3
Epidot	3	6	4	4	2	3	3	2	2	2	2	4	7	6
Zirkon	5	8	30	34	5	10	1	1	5	10	1	2	10	11
Granat	5	3	10	9	16	10	1	1	X	X	8	8	1	X

TABEL VI: Skønnet mineralfordeling i tyndslib.

	22322	22327	22308	22315	22320	22336	22340	22346	22347	22302	22358	22360	22364, A, 37		22372
	G	G	KFG	GG	GG	GG	A, S ₁	A, S ₂	A	A	A, S ₅	A, S ₆	lys	mark	A, S ₇
Kvarts	5	5	10	x	20	10	-	-	-	x	x	x	x	-	-
Plagioklas _{An}	30 ₃₀	50 ₂₉	15 ₂₄	50 ₂₈	5	30 ₃₁	30 ₃₈	40 ₃₈	10 ₃₈	30 ₂₈	40 ₃₄	60 ₃₅	30 ₃₃	35 ₂₄	40 ₃₁
K-feldspat	45	15	75	20	55	50	2	5	x	20	20	5	15	5	10
Hypersten	-	-	-	-	-	-	20	30	28	-	10	-	-	x	x
Diopsid	-	20	-	-	-	-	40	x	20	-	25	30	40	15	20
Hornblende	-	x	-	-	-	-	35	20	40	35	x	x	-	40	25
Piotit	10	x	-	30	-	3	3	5	-	15	x	-	-	x	-
Granat	5	-	-	x	20	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-

G = grå gnejs, KFG = kvarts-feldspat gnejs, GG = granat-grafit eller granat horisont, A = amfibolit, S = scheelitlokalitet, x = mindre end 1 %.

G og KFG: Accessoriske mineraler - apatit, grøn spinel, Mn-epidot (plemونتит), opake, titanit og zirkon.

Sekundære mineraler - epidot og klorit.

GG: Accessoriske mineraler - apatit, opake, titanit.

Sekundære mineraler - epidot, klorit, saussurit og sericit.

A: Accessoriske mineraler - apatit, granat, opake, rutil, titanit og zirkon.

Sekundære mineraler - epidot, klorit, saussurit og sericit.

TABEL VII: Procentvis fordeling af opake magnetiske (M) og umagnetiske (UM) mineraler. x = < 1 %.

	008		011		037		050		052		072		078		112	
Mineraler	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM
1) magnetit	11	-	1	x	21	-	11	-	55	x	24	-	2	-	3	x
2) titanomagnetit	1	-	x	-	11	-	19	-	5	-	5	-	x	-	1	-
3) martitisering	4	8	x	7	8	41	8	23	12	3	7	21	4	2	2	1
4) omdannelse af 1) og 2)	x	x	x	1	x	1	x	x	x	2	x	x	x	-	x	-
5) ilmenit	23	18	50	59	17	22	49	51	2	6	45	50	53	48	70	80
6) ilmenit/hæmatit	40	22	32	5	34	20	7	14	15	54	14	1	30	6	10	1
7) omdannelse af 5)	5	30	9	19	2	14	3	8	1	8	3	18	6	30	5	16
8) omdannelse af 6)	16	11	8	3	7	1	3	1	10	23	2	1	5	3	3	-
9) hæmatit	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
10) rutil	-	1	-	1	-	1	-	1	-	1	-	2	-	3	-	1
11) titanit	-	1	-	2	-	x	-	1	-	-	-	x	-	2	-	x
12) leukoxen	-	7	-	3	-	-	-	1	-	2	-	2	-	5	-	1
13) limonit	x	x	x	-	-	x	x	x	x	x	-	x	-	-	-	-
14) pyrit	-	1	-	-	-	x	-	x	-	1	-	1	-	1	-	-
15) sulfidindeslutninger	x	1	x	x	-	x	x	x	x	x	x	1	x	x	-	x
16) scheelit	-	-	-	-	-	x	-	x	-	x	-	x	-	x	-	-
17) andet	-	-	-	-	-	-	-	-	-	FeS ₂	-	Ag	-	-	-	-

PART VIII: AMFIFOLTER.

(B) = metabasiter. xx = dominans af pågældende mineral.

NR.	Mineral
22340 (B)	magnetit
22345 (B)	titanomagnetit
22346 (B)	ilm. / hæm. afbl.
22347a+b (B)	hæmatit
22302	rutil
22309	titanit
22313	leukoxen
22317	spinelafbland.
22357	limonit
22358	pyrit
22360	kobberkis
22364	cubanit
22372	magnetkis
	pentlandit
	mackinawit-val- lerit
	molybdanglans
	zinkblende
	scheelit

TAFEL IX: GRANAT - GRAFITHORISONT OG GRANATHORISONT. xx = dominans af pågældende mineral.

NR.	Mineral
22315	magnetit
22320	titanomagnetit
22323	ilmenit
22325	hematit
22326	rutil
22329	titanit
22333	leukoxen
22336	spinelafbland.
22337	limonit
	pyrit
	kobberkis
	cubanit
	magnetkis
	pentlandit
	mackinawit-val- lerit
	zinkblende
	arsenkis
	covellin
	molybdænglans
	grafit

TABEL X: GRÅ GNEJS OG KVARTS - FELDSPAT GNEJS. xx = dominans af pågældende mineral.

nr.	Mineral
22301	magnetit
22305	titanomagnetit
22306	ilmenit
22322	hæmatit
22327	rutil
22334	titanit
22335	leukoxen
22366	spinelafbland.
22331	limonit
(pegmatit)	pyrit
	kobberkis
	magnetkis
	pentlandit
	bravoit
	mackinawit-val- lerit
	zinkblende
	blyglans
	molybdænglans

LITTERATURLISTE:

- Adamson, O. J. & Neumann, H., 1952: Tungsten in southern Norway. N. G. T. 30, 135-140.
- Andersen, S. W. 1971, 1972: Geologisk kortlægning af Agedalsfeltet, Sv-Norge. (Upubliceret).
- Barth, T. F. W. & Dons J. A., 1960: Precambrian of Southern Norway. I Holtedahl: Geology of Norway. N. G. U. 208, 6-67.
- Barth, T. F. W. & Reitan, P., 1963: Precambrian of Norway. I Rankama. Interscience Pub., 27-80.
- Barth, T. F. W., 1969: Granulite Facies Rocks of the Precambrian of South Norway, Particularly around Arendal. Sciences de la Terre XIV, 359-369.
- Boswell, P. G. H., 1933: On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. Murby & Co., London s. 1-36.
- Bugge, A., 1963: Norges Molybdænforekomster. N. G. U. 217, 134 s.
- Cissarz, A., 1965: Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 228 s.
- Clark, A. H., 1970: Compositional Differences between Hexagonal and Rhombohedral Molybdenite. Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 33-38.
- Clark, A. H., 1971: Molybdenite 2H₁, Molybdenite 3R, and Jordesite from Carnizal Alto, Atacama, Chile. Am. Min. 56, 1832-1835.
- Clausthal - Zellerfeldt, 1972: Untersuchung und Bewertung von Lagerstätten der Erze, nutzbaren Minerale und Gesteine. Heft 23, 220 s.
- Dana, E. S., 1932: A Textbook of Mineralogy, John Wiley and Sons, Incor., New York. Chapman and Hall, Lim., London 851 s.
- Dietz, V., 1973: Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. Contributions to Sedimentology I, 103-125.
- Druk, D., 1954: Handleiding voor het Practicum Mineralogie en petrografie. Aan de Landbouwhogeschool te Wageningen, 121 s.

Dryden, L. & Dryden, C., 1946: Comparative Rates of Weathering of some Common Heavy Minerals. Jour. of Sedimentary Petrology 16, 91-96.

Edwards, A. B., 1949: Natural Ex-solution Intergrowths of Magtite and Hematite. Am. Min. 34, 759-761.

Falkum, T., 1966: The Complex of metasediments and migmatites at Tveit, Kristianssand, N. G. T. 46, 85-110.

" , 1966: Structural and petrological investigations of the Precambrian metamorphic and igneous charnockite and migmatite complex in the Flekkefjord area, southern Norway N. G. U. 242, 19-25.

" , 1972: On large scale tectonic structure in the Agder - Rogaland region southern Norway. N. G. T. 52, 371-376.

" , 1973: Oversigt over Prækambrium inden for kortblad Mandal (1:250.000) i Sydnorge. D. G. F. Årsskrift, 62-65.

Foslie, S., 1925: Sydnorges gruber og malmforekomster. N. G. U. 126.

Friis, H. & Johannesen, F. B., 1974: Late Tertiary Weathering of Fluvial Deposits at Låsby, Denmark, Bull. Geol. Soc. Den., 23, 197-202.

Friis, H. & Larsen, G., 1974: Tungmineralanalytisk bidrag til forståelsen af dannelsesforholdene for det sydfynske hvide sand (Kvartær). D. G. F. Årsskrift, 25-31.

Gait, R. I & Mandarino, J. A., 1970: Polytypes of Tungstenite. Can. Min. 10, 729-731.

Ghisler, M. & Thomsen, B., 1971: The possibility of ilmenite placers in the Thule district, North Greenland. A preliminary examination of the heavy fractions of some sands. G. G. U. 43, 15 s.

Goldich, S. S., 1938: A Study in Rock - Weathering, Jour. Geol. 46, 17-58.

Graeser, S., 1964: Über Funde der neuen rhomboedrischen MoS_2 -Modifikation (Mollybdanit-3R) und von Tungstenit in den Alpen. Schweiz. Miner. Petrog. Mitt. 44, 121-128.

Grimm, W-D., 1973: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). Contributions to Sedimentology 1, 103-125.

- Hatch, F. H. & Rastall, revised by Greensmith, J. T., 1965: Petrology of the Sedimentary Rocks. 4.ed. Murby, 408 s.
- Hawkes, H. E., 1957: Principles of Geochemical Prospecting. U. S. Geol. Surv. Bull. 1000-F, 225-355.
- Hawkes, H. E. & Webb, J. S., 1962: Geoschemistry in Mineral Exploration. Harper & Row, 415 s.
- Heier, K. S., 1955: The Ørdsalen tungsten deposit. N. G. T. 35, 69-85.
- Heier, K. S., 1956: The geology of the Ørdsalen district. N. G. T. 36, 167-211.
- Holmens, T. W., 1961: Molybdænglansrapport over molybdænglansforekomster i Vesterlandske distrikt i området Vest Agder fylke samt herredene Lund og Sokndal i Rogaland fylke. Vestlandske Bergmesterembede Oslo, 158 s.
- Hopfengärtner, F., 1972: Geologische Untersuchungen im Bereich zwischen Ørdsal und Gyadal (Rogaland/Vest Agder), Norwegen. Diplomarbeit am Inst. für Allg. und Angew. Geol. und Miner. der Ludwig - Maximilians - Universität, München 55 s.
- Hörl, R., 1970: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. Chemie der Erde, Heft 3/4, 185-203.
- " , 1971: Scheelitvorkommen in Österreich, Erzmetall 24, 273-282.
- " & Weber-Diefenbach, K., 1973: Tungstenit - Molybdänit - Mischphasen in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Hohe Tauern, Österreich). Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 27-34.
- Jensen, A., 1967: Opaque minerals in the heavy beach sand from Rågeleje, Denmark. D. G. F. 17, 21-36.
- Kalsbeek, F., 1969: Note reliability of point counter analyses. Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 1-6.
- " , 1971: The composition of sands from the Fiskenæsset region, South-West Greenland, and its bearing on the bedrock geology of the area. G. G. U. 40, 1-12.
- " & Thomsen, B. & Ghisler, M., 1973: Mineralogical and chemical composition, heavy mineral content and composition of the opaque fraction of sand samples from Fiskenæsset Region. G. G. U. Arkiv, 26 s.

- Kalsbeek, F., Ghisler, M. & Thomsen, B., 1974: Sand Analyses as a Method of Estimating Bedrock Compositions in Greenland. G. G. U. Bull. 111, 32 s.
- Korstgård, J. A., 1973: Zirkonundersøgelser af Prækambriske granulitfacies gnejser fra Inugsuk-området, Agto, Vestgrønland. D. G. F. Årsskrift, 100-107.
- Krauskopf, K. B., 1967: Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York, 721 s.
- Larsen, G. & Dinesen, A., 1959: Vejle Fjord Formationen ved Brejning. D. G. U. II. række 82, 114 s.
- Larsen, G., 1966: Rhaetic - Jurassic - Lower Cretaceous Sediments in the Dansk Embayment (A Heavy-Mineral Study). D. G. U. II. række, 122 s
- " , 1969: Hovedtræk af tungmineralanalysens resultater i Danmark. D. G. F. Årsskrift, 36-47.
- Ludwig, G., 1953: Untersuchungs- und Darstellungsmethoden von Schwermineralanalysen. Geologie, Jahrg. 2, 208-219.
- Macfayden, J. A., 1973: En mulig forekomst af suprakrustalbjergarter i Austad-området, Sydnorge. D. G. F. Årsskrift, 89-95.
- Mason, B., 1952: Principles of Geochemistry. Wiley & Sons, Inc., New York, Chapman & Hall, Lim.; London 276 s.
- Mason, B. & Berry, L. G., 1968: Elements of Mineralogy. Freeman & Co., 550 s
- Maucher, A., Höll, R. & Westenberger, H., 1972: Synsedimentary - Diagenetic Ore Fabrics in the Strata- and Time-Bound Scheelite Deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. Min. Depos. 7, 217-226.
- Mertie, J. B., Jr., 1954: The Gold Pan: A Neglected Geological Tool. Econ. Geol. 49, 639-651.
- Michot, P., 1957: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. Geol. Rund. 46, 147-173.
- " , 1960: La géologie de la catazone: Le problème des anorthosites la palingenese basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland merional. International Geological Congress XXI session Norden, 54 s.
- Michot, J. & Pasteels, P., 1968: The Prospect of the Rb/Sr

and the U/Pb Methods for an advanced Geochronological Investigation of the Precambrian of Southern Norway. N. G. U. 258, 17-26.

" , 1968: Étude Geochronologique du Domaine Métamorphique du Sud-Quest de la Norvège. Ann. Soc. Géol. Belg. 91, 93-110.

Milner, H. B., 1962: Sedimentary Petrography. George Allen & Unwin Ltd. 715 s.

Moh, H. & Grover, B., 1969: Phasengleichgewichtsbeziehungen im System Cu-Mo-S in Relation zu natürlichen Mineralien. Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 529-544.

Moh, G. H., 1972: Vergleichende experimentelle Untersuchungen am Mo Lybdän- und Wolfram-haltigen Sulfidsystem. Fortschr. Miner. 50, Beiheft 1, 65-67.

" , 1973: Das Cu-W-System und seine Mineralien sowie ein neues Tungstenitvorkommen in Kipushi/Katanga. Miner. Depos. 8, 291-300.

Nickel, E., 1973: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. Contributions to Sedimentology, 1, 1-68.

O'Nikons, R. K. & Baadsgaard, H., 1971: A Radiometric Study of Polymetamorphism in the Bamble Region, Norway. Contrib. to Min. Petrol. 34, 1-22.

Pauly, H., 1948: Calcite and Skarn Minerals in the Gneisses of the Holsteinsborg District, W. Greenland. D. G. F 11, 328-350.

Pedersen, J. L., 1972, 1973: En geologisk kortlægning og malmgeologisk undersøgelse af molybdænfelterne Gursli og Sira, Rogaland/Vest Agder, Sv-Norge. (Upubliceret).

Pedersen, S., 1973: Den sveconorvegiske magmatiske periode i det nordlige Iveland-Evje område. D. G. F. Årsskrift, 96-99.

Petersen, J. S., 1973: Geometrisk analyse af et polyfaseholdet grundfjeldskompleks. D. G. F. Årsskrift, 71-81.

Petersen, R. P., 1973: En intrusiv præ-synkinematisk granit. D. G. F. Årsskrift, 82-88.

Philipsborn, H. von, 1967: Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 319 s.

- Ramberg, H., 1948: Titanic iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies. *Econ. Geol.* 43, 553-570.
- Ramdohr, P., 1956: Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen. *Bull. Commis. Géol. Finl.* 28, 173, 1-19.
- Ramdohr, P. 1969: The Ore Minerals and their Intergrowths. *Intern. Ser. Monog. on Earth Sciences.* 1174s.
- Richter, W., 1939: Zur Methodik der Schwermineralanalyse von sandigen Sedimenten. *Zentralb. Miner., Geol. und Pal. - A*, 79-80.
- Schneiderhöhn, H., 1952: Erzmikroskopische Bestimmungstabellen. Anhang. Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Stuttgart, 24 Tabellen.
- Shidô, F. & Miyashiro, A., 1959: Hornblende of Basic Metamorphic Rocks. *Jour. Fac. Scien., University of Tokyo Section II*, XII, 85-102.
- Smithson, F., 1939: Stastical Methods in Sedimentary Petrology. *Geol. Mag.* 76, part I 297-310, part II 348-360, part III 417-427.
- Stumpfl, E., 1958: Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralien in Sanden. *Geol. Jahr.* 73, 685-724.
- Takéuchi, Y. & Nowacki, W., 1964: Detailed Crystal Structure of Rhombohedral MoS_2 and Systematic Deduction of Possible Polytypes of Molybdenite. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.* 44, 105-120.
- Theobald, Paul K. Jr., 1957: The Gold Pan as a Geological Tool. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1071-A, 1-57.
- " & Thompson, C. E., 1959: Geochemical Prospecting with heavy-mineral Concentrates used to locate a Tungsten Deposit. *U. S. Geol. Surv. Cir.* 411, 1-13.
- Thomsen, B., 1957: On Sand Samples from the West Coast of Greenland I. *Medd. om Grønland* 157 nr. 2, 1-24.
- Tobi, A. C., 1965: Fieldwork in the Charnockitic Precambrian of Rogaland (SW Norway). *Geol. en Minjnb.* 44, 208-217.
- Tröger, W. E., 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildende Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Teil I, 147 s.

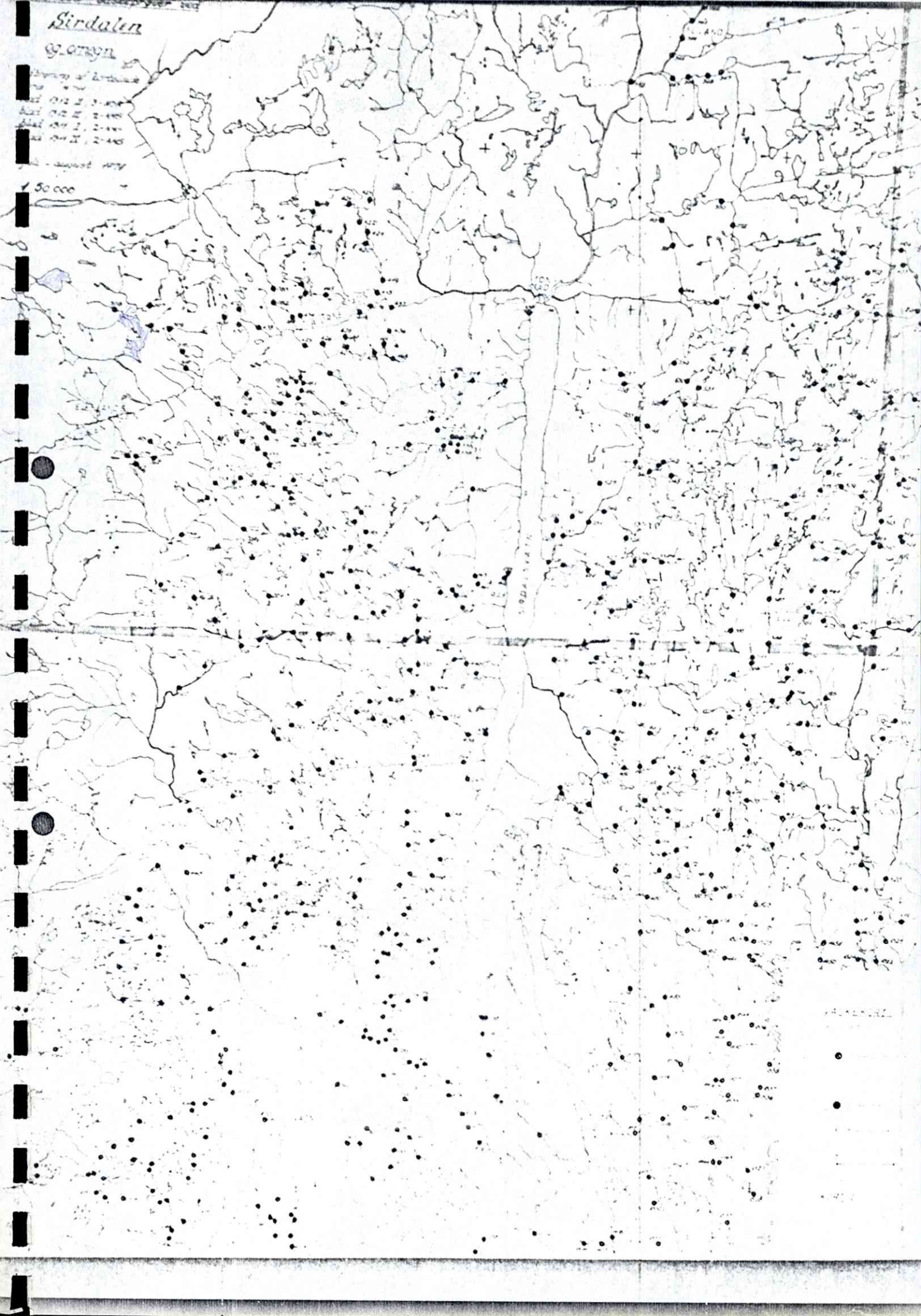
- Turner, F. J., 1968: Metamorphic Petrology. McGraw Hill, 403 s.
- Urban, H., 1971: Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Ørdsalen (Rogaland), Norwegen. Min. Depos. 6, 177-195.
- " & Vaché, R., 1972: Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg-Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse. Geologica Bavarica 65, 74-106.
- " , 1974: Zur Kenntnis der präkambrischen, schichtgebundenen Molybdänitvorkommen in Südnorwegen. Geol. Rund. 63, 180-190.
- Uzkut, Ismet, 1974: Zur Geochemie des Molybdäns. Chlausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe, Heft 12, 226 s.
- Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J., 1971: Tables for Microscopic Identification of ore Minerals. Elsevier Pub. Co. 430 s.
- Van Andel, Tj. H., 1950: Provenance, transport and deposition of Rhine Sediments. H. Veenman & Zonen - Wageningen, 129 s.
- Vermaas, F. H. S., 1952, South African Scheelites and an X-Ray Methods for Determining Members of the Scheelite-Powellite Series. Am. Min. 37, 719-735.
- Versteeve, A. J., 1970: Rb/Sr - undersøgelse i Rogaland - Abstract. Ann. Soc. Géol. Belg. 94, nr. 2, 134-135.
- Weyl, R. & Werner, H., 1951: Schwermineraluntersuchungen im Jungtertiär und Altquartär Schleswig-Holsteins. Proceedings of the third Intern. Congr. of Sedimentology - Groningen - Wageningen, 293-303.
- Williams, Turner & Gilbert, 1954: Petrography - An Introduction to Study of Rocks in Thin Sections. Freeman, 406 s.
- Wilson, J. R. & Annis, M. P., 1973: Granitkomplekset ved Farsund, Sydnorge. D. G. F. Årsskrift, 66-70.
- Winkler, H. G. F., 1967: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, 237 s.
- Zeschke, G., 1959: Neue und vermutete Wolframlagerstätten im west-Himalaya. Neu. Jahr. für Miner. Monatshefte, 121-133.
- " , 1961: Prospecting for Ore Deposits by Panning Heavy Minerals from River Sands. Econ. Geol. 56, 1250-1257.
- Zeschke, G., 1964: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. Springer Verlag, 307 s.

Sirdalen

G. grayi

Map of Sirdalen
by
J. H. S. S. S. S.
J. H. S. S. S. S.
J. H. S. S. S. S.
J. H. S. S. S. S.

1:50,000



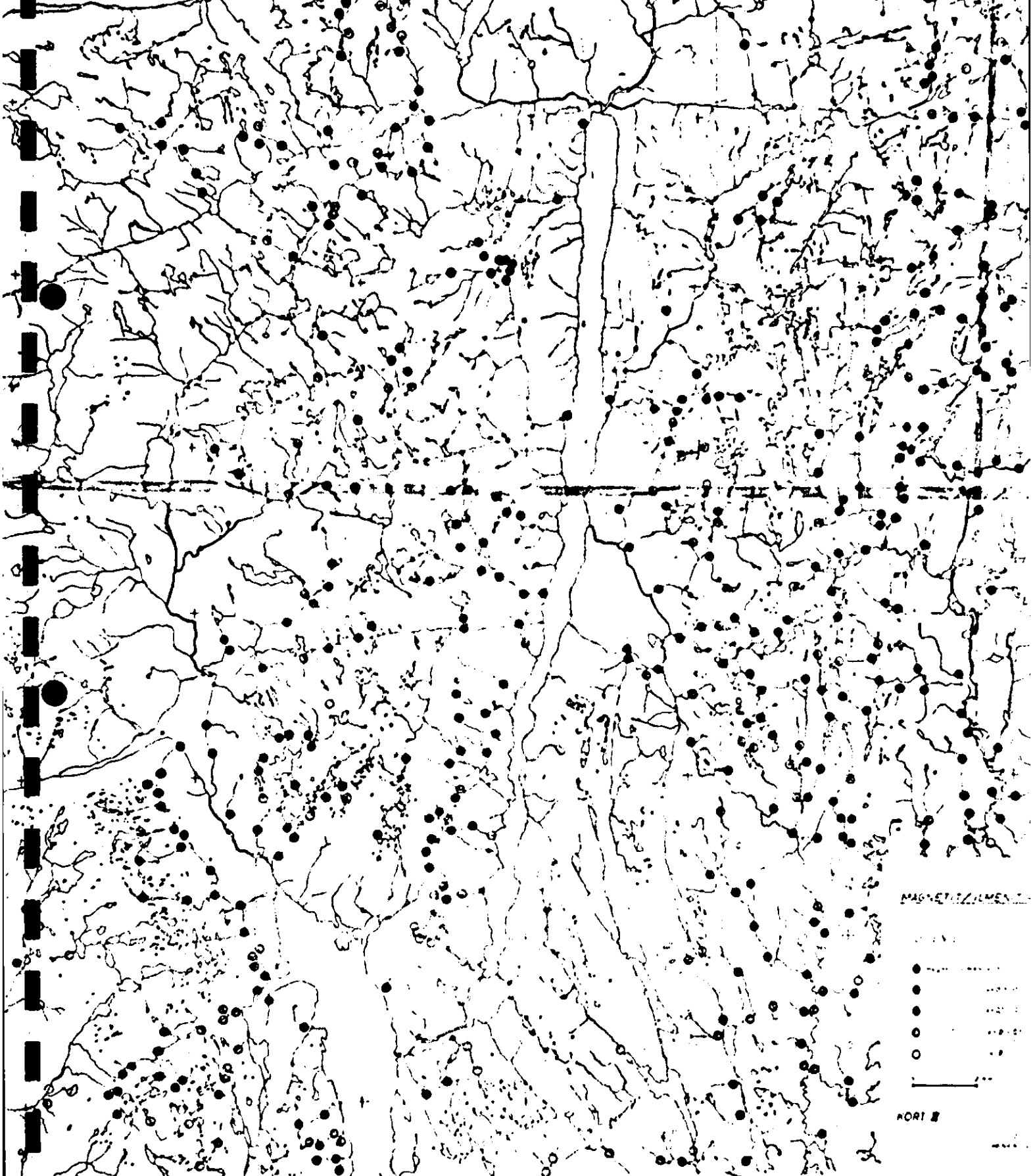
cont. map of the
Sirdaria

eg. Oregon

cont. map of the
Sirdaria
cont. map of the
Sirdaria
cont. map of the
Sirdaria
cont. map of the
Sirdaria

cont. map of the
Sirdaria

cont. map of the
Sirdaria



MAGNETIC FILM

NORTH

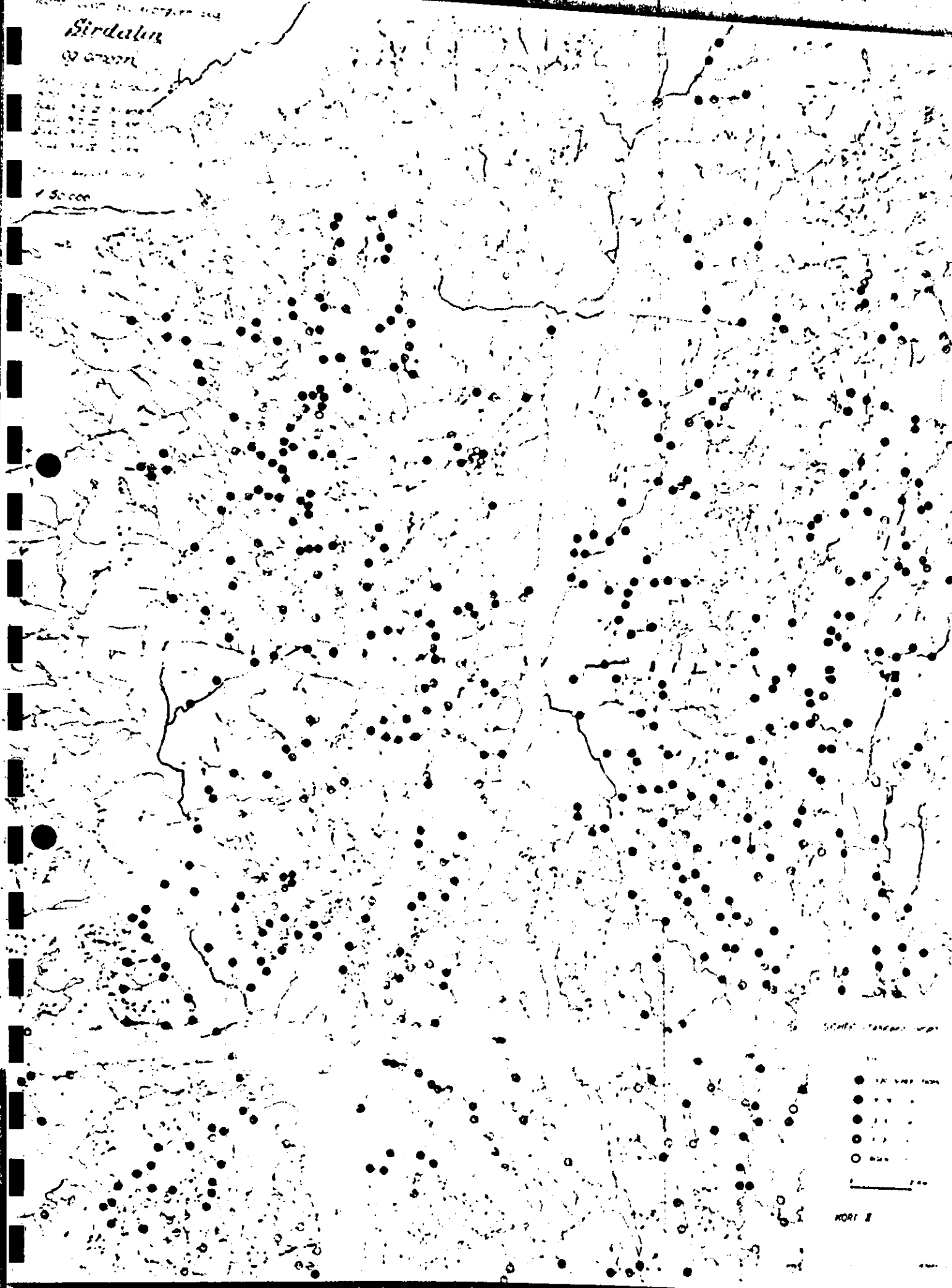
1000 1000 1000 1000 1000

Sirdalen

Q. 1000

1000 1000 1000 1000 1000
1000 1000 1000 1000 1000
1000 1000 1000 1000 1000
1000 1000 1000 1000 1000

1000 1000 1000 1000 1000
1000 1000 1000 1000 1000



1000 1000 1000 1000 1000

- 1000 1000 1000 1000 1000
- 1000 1000 1000 1000 1000
- 1000 1000 1000 1000 1000
- 1000 1000 1000 1000 1000
- 1000 1000 1000 1000 1000

1000 1000 1000 1000 1000

1000 1000 1000 1000 1000

Sirdalen

of Oregon

50,000

QUARTZ FACIES

DIORANOS FACIES

AMFIBOLITE FACIES

MINERALISERARER

LEGEND

BOUNDARY - Regional boundary

▲ Granitic

▲ Igneous gneiss

▲ Igneous diorite

▲ Igneous granitic diorite

▲ Igneous dioritic diorite

□ Metamorphic

□ Metamorphic gneiss

□ Metamorphic diorite

□ Metamorphic granitic diorite

○ Metamorphic dioritic diorite

PROFIL

KORT IV

MINERALISERARER