



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1141	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv USB	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel En geologisk undersøkelse av bergartene og malmforekomstene i Ørdsalen				
Forfatter Knut Heier		Dato oktober 1954	Bedrift	
Kommune Bjerkreim	Fylke Hordaland	Bergdistrikt Vestlandske	1: 50 000 kartblad 13123	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi - Prosp.	Dokument type	Forekomster Ørdsalen wolframgruve		
Råstofftype Malm/metall	Emneord W Mo			
Sammendrag Rapporten er Knut Heiers hovedfagsarbeide ved Univ. Oslo. Den gir en beskrivelse av geologien og malmdannelsen i området.				

EN GEOLOGISK UNDERSÖKELSE AV BERGARTENE
OG MALMFOREKOMSTENE I ÖRSDALEN.

KNUT HEIER

Oslo, oktober 1954.

Innholdsfortegnelse.

Innledning.

Beliggenhet	s. 1
Topografi og klima	1
Tidligere geologisk undersøkelser i området	3
Egne undersøkelser	4
Områdets geologiske plassering	6
Almindelige betraktninger over geologien innen Ørsdalsfeltet	8

Petrografi.

Petrografisk behandling av bergartene	12
Amfiboliter	13
Biotit-glimmerskifre	21
Ørsdalens hvite gneiser	22
Kvarts monzonitiske og granodioritiske gneiser	35
Pegmatiter	42
Kvartsganger	44
Diabasganger	45

Granitisering.

Granitiseringen	47
-----------------	----

Malmgeologi.

Mineraliseringen og malmdannelsen	73
Malmens beliggenhet	73
En kort historikk	75
Mineralogi	76
Kvarts	77
Magnetit	77
Molybdenoker	77
Molybdenglans	78
Magnetkis	78
Svovelkis	79
Kobberkis	79
Wolframit	79
Scheelit	82
Teoretiske betraktninger over scheelitiseringen	84
Eksperimentelle undersøkelser	85
Biotit	88
Granater	88

Malmens forekomstmåte	s. 89
Teori for maldannelsen	92
Mulighetene for mer malm i Ørdsalen	101
Ørdsalens tilknytning til andre forekomster i det sydlige Norge	102

Metamorfosen.

Metamorfosen	104
Grunnlag for fasis inndelingen	104
Granulit fasis- høy amfibolit fasis	110
Lav amfibolit fasis	112
Epidot amfibolit fasis og grønnskifer fasis	112
Fordelingen av bergarter med samme metamorfose- grad innen feltet	114
Tolking av årsakene til den varierende metamorfosegrad i Ørdsalen	117

Tektonikk.

Tektonikk	121
-----------	-----

Sluttbemerkninger.

Sammendrag	126
Forholdet mellom Egersund- og Telemark- formasjonene	128

Bilag 1. Beskrivelse av bergartene i diamantborkjerne S.W.1.	129
---	-----

Litteratur	131
------------	-----

34 diagrammer, figurer og fotografier i teksten.

Tillegg.

Plansje 1. Bergart- og strukturkart over det behandlede området 1:25000.	
" 2. Detaljert bergartskart over grubeområdet, Hovlandshøia 1:1000.	
" 3. Profil- og plankart over den nord-vestligste del av malmsonen i Ørdsalen 1:2000.	
" 4. Geologisk kart av Schåningsgrube 1:200.	
" 5. Metamorfosekart 1:100000.	

Beliggenhet.

Örsdalen ligger ved nord-öst enden av Örsdalsvannet i Bjerkreim kommune, Rogaland fylke. Nærmeste by er Egersund som ligger syd-vest for Örsdalen i en avstand av ca. 34 km. i luftlinje. Den nærmeste jernbanestasjon er Klungland stasjon på Sørlandsbanen. Herifra er det bussforbindelse over Bjerkreim til Odlandstø ved syd-vest enden av Örsdalsvannet. Avstanden mellom Klungland og Odlandstø er ca. 13 km. Fra Odlandstø er det båtforbindelse over til Vassbø i Örsdalen, en distanse på ca. 16 km. Herifra går det bilvei oppover dalen forbi Hovland (ca. 6 km.), hvor gruvens anlegg i dalen er beliggende, og videre opp til Bjordalsvannet. Avstanden fra Vassbø til Bjordal er ca. 10 km. Ved Bjordal er det slutt med bebyggelsen og dalen stiger ganske bratt mot nord-öst.

Topografi og klima.

Örsdalsvannet er langt og smalt. Det strekker seg over 16 km. i retning NÖ-SV. Overflaten ligger på 64 m. over havet, men bunnen rekker langt under havoverflaten. Vannet er grus-demt i sin syd-vestre ende. Denne grussperringen antaes å henge sammen med Vestfold raet. På begge sider av vannet stiger fjellskråningene bratt opp til ca. 800 meters høyde. Fra Vassbø fortsetter dalen svakt stigende mot nord-öst opp til Hovland (123 m.o.h.) med en bredde varierende mellom 700 og 500 meter. Fra Hovland til Bjordalsvannet (212 m.o.h.) smalner dalen sterkt av og bredden ved syd-vest enden av vannet er bare ca. 50 meter. Dalen er en typisk isskuret dal med tydelig U profil. På begge sider av dalen stiger fjellskråningen bratt opp til høyder mellom 600 og 800 meter. Adkomsten fra dalen opp til fjellet er vanskelig og tung. Fra Hovland går det gangsti opp fjellskråningen på begge sider av dalen. Disse kan imidlertid bare benyttes om sommeren. Ellers kommer man lettest opp på platået langs enkelte naturlig betingede veier. Fra Eik gårdene går det

en tverrdal opp mot Austrumdal (309 m.o.h.) over Kalrasheia (590 m.o.h.). Omtrent halvveis opp til Kalrasheia kan man komme inn i Austdalen som strekker seg mot nord-öst over til Brattabö (382 m.o.h.). Midt i Austdalen ligger det nesten 1900 meter lange Lauarvann. Denne dalen er også sikkert isskuret og er tydelig U formet. Fra Brattabö er det naturlig adgang ned til Bjordal langs en sti etter bekken som renner her. Fra dalen opp på fjellet på syd-öst siden går det foruten den nevnte sommersti fra Hovland, en sti opp fra Elektrisitetsverket rett overfor Eik gårdene. Denne følger dalsøkket forbi Krokevann (578 m.o.h.) og ned til Gyadalen (330 m.o.h.) i Vest-Agder fylke. Gyadalen løper parallelt med Örsdalen i retning nord-öst - syd-vest. Avstanden mellom dalene er ca. 7,5 km. Ved Mydland (388 m.o.h.) i Gyadalen går det en sti opp forbi Mydlandsvann (484 m.o.h.) og Fanafjells-vannet (596 m.o.h.). Herifra stiger det temmelig bratt opp til fjellplatået på nord-öst siden av Mjåvassknuten (843 m.o.h.) og man kommer ned til Örsdalen via den før nevnte sommerstien fra Hovland. Fra Bjordal kommer man opp på fjellet i syd-öst etter en sti langs Bjordalsbrekka vis-à-vis bekkeleiet Brattabö - Bjordal.

Selve fjellplatået bærer tydelig preg av å ha vært isskuret, hvormed det meste av jorddekket er fjernet. Trevekst finnes bare i dalene og kløftene. Betegnelsen platå er forøvrig et lite dekkende uttrykk, gjennomskåret som det er av kløfter som kan være opp til 100 meter dype. Opp mot kløftene går stigningen omtrent parallelt med bergartenes fallretning, for så plutselig å bli skåret av omtrent loddrett på denne, hvorefter det igjen skråner opp parallelt fallretningen. I det hele er topografien sterkt preget av bergartenes struktur, og mange steder kan man direkte lese seg til bergartenes strøk og fall av topografien på kartet. Den høyeste toppen innen det kartlagte området er Mjåvassknuten (843 m.o.h.).

Klimaet i Örsdalen er typisk Vestlandsklima med sterkt regnfulle sommere. Dette sammen med sterk vind og tåke vanskeliggjør feltarbeidet. I selve dalen er det i normale vintre ingen kontinuerlige frostperioder. Fjellområdet er imidlertid snødekket fra desember til ut i april, og i kløftene ligger snøen enda lenger.

Tidligere geologiske undersøkelser i området.

Av slike finnes meget lite publisert. Wolframforekomstene i området er kort nevnt av W.C. Brögger: Die Mineralien der Südnorwegischen Granitpegmatitgänge, 1. Skr. Vid.-Akad., 1906 nr. 6, og Hellandit, Skr. Vid.-Akad., 1922 nr. 1; S. Foslie: Syd-Norges gruber og malmforekomster, Norges Geol. Unders. nr. 126, 1925; I. Oftedal: Oversikt over Norges mineraler, Norges Geol. Unders. nr. 170, 1948; O. Adamson og H. Neumann: Tungsten in Southern Norway, Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 30, 1952. A. Bugge har såvidt nevnt forekomsten i forbindelse med en beskrivelse av geologien ved Knaben gruber i O. Høltedahl: Norges Geologi, Bd. 1, s. 114-116, Norges Geol. Unders. nr. 164, 1953. T.F.W. Barth har i Geological Map of the Western Sørland, Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 25, 1945, et oversiktskart i målestokk 1:300000 som også dekker Ørsdalen. I ingen av de nevnte avhandlingene foreligger det imidlertid noen detaljert beskrivelse av forekomstens geologi eller mineralogi, men den er høyden nevnt med et par setninger.

På grunn av forekomstens økonomiske betydning er imidlertid stedet besøkt av en rekke geologer og ingeniører. Disse har levert inn rapporter til de forskjellige eiere av grubene. Ingen av dem har imidlertid oppholdt seg på stedet for noen lengre tid og når man leser deres rapporter har man inntrykk av at de til en stor utstrekning siterer hverandre. Jeg har fått utlånt en del av disse rapportene fra A/S Norsk Bergverks arkiv. Da intet er publisert og de fleste er av mer teknisk interesse finner jeg det ikke nødvendig å ramse dem opp her. O. Adamson har i en rapport fra januar 1951: The Ørsdalen Tungsten Deposit near Egersund in Southern Norway, et resume over tidligere utførte arbeider med litteraturreferanser ajour opp til 1951. T.F.W. Barth og Chr. Oftedal besøkte stedet i juli 1951. De har utarbeidet en rapport med endel geologiske karter, blandt annet et i målestokk 1:2000 over det engere grubefelt og et i målestokk 1:25000 som dekker området mellom Bjordal og elektrisitetsverket i Ørsdalen i nord-vest og Gyadalen i syd-øst. Området nord-vest for Ørsdalen er i det hele tatt ikke undersøkt. Med rapporten

følger også karter over stoll 1 og 2 i Ördsalen og et blokk-diagram over grubeområdet. I rapporten er mineraliseringen og de viktigste bergartene kort beskrevet. Noen kjemiske eller petrografiske data følger imidlertid ikke. Det er trukket sammenligninger med andre molybdenglans forekomster på Sörlandet og det følger et skissert kart over disse.

Mens, som det vil ha fremgått, Ördsalen er svært lite geologisk undersøkt, er tilgrensende områder i syd og vest tildels ganske godt kjent. Kartbladet Egersund er beskrevet av C.F. Kolderup i Egersund. Fjeldbygningen inden rektangel-kartet Egersunds omraade. Norges Geol. Unders. nr. 71, 1914. Egersund - Sogndalfeltet er på grunn av de petrografisk interessante bergarter som opptrer her, og de økonomisk viktige ilmenitt forekomster, relativt godt kjent. Lengst mot nord-vest er de kaledonske bergarter i Stavangerfeltet beskrevet av V.M. Goldschmidt. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Skr. Vid.-Akad. 1920. Området i øst er dårlig geologisk undersøkt. I forbindelse med molybdenglansforekomstene på Knabeheia foreligger det foruten den før nevnte beskrivelse av A. Bugge, en liten publikasjon av J. Schetelig trykt etter hans død, og av Fosslie i hans arbeid over Syd Norges malmforekomster. Området mot nord innover i Setesdalen er svært dårlig geologisk kjent.

Egne undersøkelser.

Det meste av feltarbeidet ble utført sommerene 1952 og 1953, tilsammen vel 4 måneder. Begge sommerene var meget regnfulle og dette vanskeliggjorde arbeidet. Sommeren 1952 gikk med til å oppta et geologisk detaljkart i målestokk 1:1000. Det topografiske kartgrunnlag var utarbeidet av Nerdrums Oppmaaling, Oslo. Stollene 1 og 2 i dalen og Schånings grube på fjellet, sammen med diverse andre stoller og skjerp ble også nøye gjennomgått, særlig med hensikt på studier av mineraliseringen. En rekke prøver ble innsamlet. Foreløbige undersøkelser av materialet i løpet av høsten -52 og våren -53 gjorde det klart at det kartlagte området måtte utvides betraktelig. Rektangelkarter over de aktuelle områder var til den tid ikke ferdig fra Norges Geografiske Oppmåling, men blåkopier i målestokk 1:25000 ble stillet til disposisjon. Sommeren 1953 ble

så området mellom Austrumdal i nord-vest til Gyadalen i syd-öst, og nord-östenden av Ördsdalsvannet i syd-vest til Bjordal i nord-öst, kartlagt, samtidig som den daglige driften i Schåningsgrube ble fulgt. Flere hundrede bergartsprøver ble innsamlet og like mange observasjoner av bergartenes strök og fall ble nedtegnet. Begrensningen av det kartlagte området er naturlig med det malmförende parti i midten. Alle punkter innen det kartlagte området kan nåes med dagsmarsjer fra stasjoner enten ved arbeids-brakken på fjellet ved Schåningsgrube eller fra dalen. Vel en måned av sommeren 1954 ble benyttet til en kontroll av tidligere observasjoner.

Til bruk ved kartleggingen var jeg foruten hammer og kompass, utstyrt med et almindelig höydebarometer. Dette var særlig nödvendig for undersøkelser nedover Gudlen som er skråningen fra Schåningsgrube ned til dalen. Klatringen her ble foretatt sammen med Ingvald Vassbö som arbeidet ved anlegget, og tau ble benyttet. Barometeret var også til stor nytte for nöyaktig nedtegnelse av strök og fall observasjonene andre steder i feltet.

Til undersøkelser over scheelit mineraliseringen ble scheelitens evne til å fluoriseres ved bestråling med ultraviolet lys benyttet. Standard typer portable ultraviolet lamper ble brukt. Da ultraviolet lys til dette formål kun kan benyttes i mørke, og å arbeide ute om natten i Ördsdalen er forbundet med en viss risiko, ble det benyttet et svart klede som muliggjorde leting etter scheelit om dagen. I Amerika er dette kjent under navnet "doodle-skirt". Kledet er åpent i topp og bunn. Man stikker hodet gjennom hullet i toppen. Rundt hullet i bunnen går det en wire med diameter på omkring 70 cm. Töyet går lenger enn wiren og dekker dermed den uregelmessige fjelloverflaten og stenger lyset ute. Ca. 30 - 40 cm. over bunnen er det to huller til hendene. Når man skal prospektere etter scheelit på denne måten må man være oppmerksom på at også andre ting fluoriserer. Andre mineraler som fluoriserer er forskjellige varianter av silika (opal, kalsedon og hyalit), enkelte kalkspatter, noen skapolitter, flusspat, zirkon, willemite og noen uran mineraler. Fluoresensfargen varierer for de forskjellige mineraler. Det er imidlertid ikke disse andre mineralene som er irriterende når man leter etter scheelit. Langt mer forstyrrende er det at også enkelte organiske stoffer

fluoreserer, f.eks. visse typer mose. Når man undersøker etter scheelit på forvitret overflate virker disse meget forstyrrende. Inne i gruber gir fluoresensen fra olje-flekke et irritasjonsmoment.

Områdets geologiske plassering.

Betrakter vi professor Barth's kart "The western part of Sörlandet" i det tidligere siterte arbeid, finner vi at størstedelen av det undersøkte området i Ördsalen skulle utgjøres av birkremit.

Et kompleks bestående av blandede gneiser med bergarter hvis sammensetning varierer fra amfibolitisk til granitisk strekker seg mot nord-vest over Gyadalen, men er ikke tegnet inn lenger enn til ca. 3 km. syd-öst av Ördsalen og herfra strekker birkremiten seg over et stort område videre mot nord-vest. I det tidligere omtalte upubliserte arbeid av Barth og Oftedahl innfatter de også hele området mellom Ördsalen og Gyadalen i det blandede gneiskomplekset. På det nye berggrunnskartet over Norge av O. Høltedahl og J.A. Dons er birkremiten levnet svært liten plass, og gneiskomplekset er trukket over mesteparten av det området som tidligere var til-egnet den. Dette gneiskomplekset, ihvertfall den delen av det som jeg har undersøkt, er av Barth og Oftedahl betegnet som en grensemigmatit. I syd-vest har vi det kalsium-betonte Egersund-Sogndal feltet. De viktigste bergartene her er anorthosit og norit med ultrabasiske ledd som ilmenit malmer og også vanlige gabbroer. I C.F. Kolderups beskrivelse av kartbladet Egersund strekker anorthosit-grensen seg mot nord-öst til ca. 4 km. inn- over Ördsalsvannet. En tilsvarende grense setter Barth på sitt kart. Herfra strekker birkremiten seg videre mot nord-öst. Om denne bergarten skriver C.F. Kolderup (s.40): "-- en bergart som tidligere har været kaldt "Dalernes graa gneis", men som ved nærmere undersøkelse viser sig at være en birkremit, hvorved jeg, som i et tidligere arbeide nærmere utviklet,⁽¹⁾ forstaar en granitisk bergart hvis hovedbestanddele er mikroperthit og kvarts, og som av mørke bestanddele væsentlig indeholder en rombisk pyroxen og litt erts."

(1) C.F. Kolderup, (1897) Egersund-Sogndalfeltets bergarter og deres betingelser for anvendelse i stenindustrien.
Bergens Mus. Aarb.

Han innrømmer imidlertid senere at bergarten på sine steder har tydelig parallellstruktur. Det er trolig at "Dalernes grå gneis" ville være en vel så dekkende betegnelse for denne bergarten. Av interesse er det videre å legge merke til at det både på Kolderup's og Barth's kart er inntegnet en stor norit inne i birkremit feltet ved Hofreistvann nord-vest for Ørsdalsvannet. Feltet gjennomsettes av flere diabasganger med strökretning hovedsaklig N70V. Syd-øst for det heterogene gneiskomplekset føres vi inn i de mer alkaliskbetonte Telemarkske gneiser og gneisgraniter. Hvor langt mot syd-vest de egentlige Telemarksbergarter rekkes er ikke helt på det rene. Molybdenglansforekomstene på Knabeheia øverst i Kvinesdal regnes imidlertid å tilhøre Telemarkformasjonen. (Telemarkformasjonen taes her i sin videste menning og inkluderer Telemarkgraniten). Beskrivelser som J. Schetelig og A. Bugge gir av bergartene viser at de er av samme type som dem vi finner i Ørsdalen, noe også A. Bugge gir uttrykk for. Strøket er etter Schetelig konstant SSV-NNØ og fallet monoklinalt ÖSÖ, gjennomsnittlig 20-30°. Lokalt kan hellingsvinklen veksle endel. Fallet kan gå ned til 15-20 og opp til 40-45°. Molybdenglansforekomstene ved Konstadli ved Sirdalsvannet, som jeg besøkte sammen med ing. Sandberg i 1953, er også bergartsmessig helt av samme type som dem vi finner i Ørsdalen. Strøket er her ca. N55V og fallet ca. 15° mot NØ. Det er mest sannsynlig at både Knaben, Konstadli og Ørsdalen ligger i samme kompleks av blandede gneiser, som er å oppfatte som en grensemigmatitt mellom Telemarkformasjonens og Egersund-Sogndal feltets bergarter. Begge disse områder antas av alle geologer som har studert dem å tilhøre prekambrium. Den relative alder av kompleksene er ikke kjent. Om aldersspørsmålet skriver imidlertid O. Høltedahl i sin Norges Geologi (s.142): "Telemarkgranitten, med dens dels mer massive, dels utpregete gneisgranittiske typer, opptrer i nær forbindelse med både Telemark- og Kongsberg - Bamble- formasjonen, og inneholder mer eller mindre omdannede, til dels rimeligvis helt assimilerte eller granitiserte rester av dem begge. Som enda yngre bergarter må vi oppfatte anorthositmassene m.v. i de sydvestre kyststrøk".

Almindelige betraktninger over geologien innen Ördsalsfeltet.

Som tidligere nevnt danner bergartene her et heterogent gneiskompleks. Bergartene kan grovt deles i to hovedgrupper. 1. Basiske bergarter som amfiboliter. 2. Sure bergarter som granodioriter, pegmatiter og kvartsganger. Til den siste gruppen må også regnes noen eiendommelige hvite gneiser som svært ofte er granat-førende. I tillegg til disse finner vi enkelte rester av bergarter som best kan betegnes glimmerskifre, og diabasganger. De forskjellige gruppernes petrografi skal senere særskilt behandles.

Som det fremgår av kartet i målestokk 1:25000 varierer gneisenes foliasjonsretning betydelig og likedan også fallet. Den mest almindelige strøkretning er ca. N45V med et fall på ca. 35° mot NÖ. Variasjonen av strøk og fall er for betydelig til at den kan betegnes som lokale små fleksurer som ellers er vanlig å finne hos gneisene i disse strøk av det sydlige Norge.

Feltet er gjennomsett av sprekker som stort sett følger to hovedretninger. Den ene retningen er overveiende N60Ö. Den markeres godt av de tre dalene: Gyadalen, Ördsalen og Austdalen. Disse skjærer seg dypt ned i terrenget og gir meget markerte drag i topografien, men andre steder i feltet finner vi igjen omtrent den samme retningen for mindre markerte sprekker. En følger vanndraget Galtanvann - Fanafjellsvann med retningen N60Ö. Denne henger muligens sammen med en sprekk lenger i SV som godt kan følges i terrenget fra Björnetovann ned mot Krokevann med retningen ca. N75Ö. Den samme retningen har også en sprekk som skjærer malmsonen rett nord av Wolfram-synken på Hovlandsheia. - En annen markert sprekkeretning går nesten loddrett på den første. Den representeres best ved kløften etter bekkeleiet fra Brattabö til Bjordal og daldraget Kalrasheia- Eik- Krokevann-Eikjelandsdalen. Retningen er for dem begge ca. N40V. Den samme retningen har også søkket som stien følger fra Gyadalen opp til nordenden av Mydlandsvann. Søkket kan her ikke følges videre i terrenget før langt mot NV hvor elven Åne på strekningen Langebu - Åkraken ligger i søkkets direkte fortsettelse. - Av de to sprekkeretningene er det den første som idag er best markert i terrenget. Dette er imidlertid et fenomen som må antas å ha med landskapets utforming under den siste istiden å gjøre, idet denne retningen nettopp

var isens bevegelsesretning på disse kanter. Noe tegn på forkastninger etter de to retningene er ikke funnet.

Såvel oppsprekningen som variasjonen av bergartenes strøk og fall vil bli diskutert i et senere avsnitt.

Det vil fremgå av kartet i målestokk 1:25000 at vi på grunnlag av gneisenes struktur kan skille mellom forskjellige områder. Vi har et sentralt beliggende område som strekker seg fra Stafftj. i nordvest ned mot Mydlandsvann i syd-øst, og som på det bredeste, i Ørsdalen, strekker seg fra Eik til ca. 1 km. nord-øst av Hovland. Det vil si en lengde etter strøkretningen på ca. 8 km. Mot nord-vest sees området å avgrenses i en bue som tilnærmet kan sies å beskrive en del av en sirkel med radius 600 meter. Det vider seg så fort ut og er på det bredeste litt over 3 km., for så å smalne spisst av ned mot Mydlandsvann. Såvel i nord-vest som syd-øst faller gneisene med ca. 40° inn mot midten av området. Ellers er den vanlige strøkretningen i området ca. N40V og fallet steilt fra $60-90^{\circ}$ mot NØ. Mot syd-øst flater fallet ut og gneisene blir sterkt presset. Områdets begrensning i denne retningen synes vel definert, mens grensen mot nord-øst er mindre klar. De granodioritiske gneisene varierer fra øyegneiser til helt finkornede typer. En mengde med amfibolitiske bånd og "fisker" innesluttet av gneisene. Den delen av området som ligger syd-øst av Ørsdalen synes å være noe rikere på amfibolit enn delen nord-vest for dalen. Kartet i målestokk 1:1000, som dekker et område mellom Mjåvassknuten og Gudlen, viser godt den intense variasjon av bergartene her. For den syd-østlige delens vedkommende opptrer bergartene i en så intens blanding at det selv på denne store målestokken ikke er mulig å skille dem fra hverandre. Det er i den syd-østre del av dette området all malmen er konsentrert. Nord for Ørsdalen er det et lite skjerp med noe molybdenglans ved gården Hovland i bunnen av dalen. Malmforekomsten vil bli behandlet særskilt i et senere avsnitt. Bergartene i området er stort sett lite presset og foliasjonen ofte vanskelig å måle. Den store mengden av amfibolit-bånd hjelper en imidlertid til å få et godt bilde av strukturen. Hele dette området vil under den senere diskusjon bli omtalt som "det malmførende området".

Vest for dette området stryker det et gneiskompleks hovedsakelig bestående av en petrografisk interessant bergartserie. På friskt brudd er de helt hvite og sees vesentlig å

bestå av kvarts og feltspat. Granater forekommer typisk i dem, men ellers er de stort sett fattige på mørke mineraler. Kornstørrelsen varierer i stor grad og svært ofte har de et pegmatitisk utseende. De forekommer sammen med amfiboliter, og ofte forekommer de som smale pegmatitiske årer i disse. Når bergartene inneholder meget amfibolitisk materiale og på forvitret overflate, er det vanskelig å skille dem fra de øvrige granodioritiske gneisene. Granater, som er sjelden i de andre gneisene, kan ofte taes som en indikasjon. Ellers er disse bergartene ofte karakterisert ved en spesiell type feltspat som er ukjent ellers i feltet. I Gyadalen er sonen kjent fra Mydland og ned til Gyavann langt utenfor det kartlagte området i syd-vest. Over mot Ørsdalen synes sonen å smalne av og på toppen er den bare med sikkerhet kjent mellom Gjuvvann og Fiskelöysvann. I Ørsdalen synes den igjen å vide seg ut, og utgjør området mellom Eik og Ørsdalsvannet. Hvor langt ut etter Ørsdalsvannet den strekker seg mot syd-vest er ikke undersøkt. Videre mot nord-vest stryker gneisdraget opp mot Austrumdalen. Såvel i Gyadalen som i Ørsdalen er det utmerkede skjæringer som egner seg til detaljundersøkelser av disse bergartene. Hverken molybden- eller wolfram-mineralisering er funnet innen denne sonen, men enkelte rustdrag som løper parallelt med bergartenes foliasjon viser en svak kis-impregnasjon. Ved Rusnesvann, Hofsherad i Lund i fortsettelsen av dette bergartsdraget mot syd-øst er det en forekomst med magnetkis, arsenkis og löllingit i den samme bergartstypen. Det er her opprinnelig skjerpet på molybdenglans idet dette mineralet var forvekslet med grafit som forekommer som speil etter foliasjonsplanene.- Disse gneisene er meget sterkt presset og den stadige vekslingen mellom de hvite kvarts feltspat bergarter og amfibolit sonene kan ofte gi inntrykk av en sedimentær lagstilling. Særlig vakkert er dette å se syd for Gjuvvann. Barth og Oftedahl har på sitt upubliserte kart fra juli 1951 betegnet denne bergartserien som anorthositførende gneiser. Relasjonen mellom gneisene og anorthositer er ikke helt klar og vil bli diskutert nærmere senere. Som et nøytralt navn har jeg benyttet felt-betegnelsen "Ørsdalens hvite gneiser". Dette er imidlertid et uheldig navn forsåvidt som sonen ikke lokalt er begrenset til Ørsdalen. Strøket som i Gyadalen er ca. N40V, dreier mer vestlig idet vi passerer det malmførende området, for så igjen å bli mer nordlig oppover mot Austrumdalen. Fallet er hele tiden

mellom 30 og 40° mot nord-öst.

Syd for Örsdalen, på fjellplatået helt i syd-vest av feltet har vi et mer homogent gneisområde hvor foliasjonen igjen er mindre utpreget. Bergartene her består vesentlig av grovkornede granodioritiske gneiser. I hvor stor grad de hvite gneisene opptrer innen dette området kan ikke med sikkerhet sies da det i feltet her er umulig å skille dem fra hverandre. Det synes imidlertid som de ihvertfall i den sydlige del når opp på høydeplatået. Amfibolitiske inneslutninger forekommer her kun helt sporadisk. Som det fremgår av kartet varierer strøket en del mens fallet hele tiden holder seg noenlunde konstant på mellom 30 og 40° i nord-østlig retning. Dette området vil senere bli henvist til under betegnelsen det syd-vestre gneisområdet.

Nord-öst for en linje mellom Mydland (Gyadalen) i syd-öst og Åkraken (Austrundal) i nord-vest har vi og et mer homogent gneisområde. De hvite gneisene finner vi igjen mellom Hovland og Bjordal i Örsdalen. Tydeligst ser vi dem i vegskjæringen ved Bjordalsvannet. På fjellplatået nærmest det malmførende området syd for Örsdalen finner vi også bergarter som petrografisk viser likhetpunkter med de hvite gneisene. Det synes derfor som om denne sonen også svinger rundt den syd-østre grense av dette området. Videre over høydedragene nord-vest for Örsdalen, som syd-öst nedover mot Gyadalen, kan de ikke finnes. Amfiboliter opptrer også innen dette området rent sporadisk. Strøket er sterkt varierende. I Gyadalen har vi øst-vestlige og nord-østlige strøkretninger som så svinger nord-vestlig oppover forbi Örsdalen. Fallet varierer fra steilt til sjevende. Nedover mot Gyadalen, hvor strøket dreier sterkt mot øst, kommer det igjen mer amfibolit-inneslutninger i gneisene. Nord for Björnestadvann ved østenden av kartet er det skjerpert på en molybdenglans-førende kvartsgang. Scheelit kunne imidlertid ikke sees her. Dette er det eneste stedet utenfor det malmførende området hvor molybdenglans er funnet. Da også strukturene her avviker fra det normale synes dette å være et gunstig sted for videre undersøkelser.

Hele dette området vil bli henvist til som det nord-østre gneisområdet.

Petrografisk behandling av bergartene.

Til de petrografiske undersøkelserne er det vesentlig benyttet vanlige mikroskop-metoder. Hvor det er funnet nødvendig er plagioklasenes utslukningsvinkel i snitt $\perp$ (010) bestemt på universalbord. Undersøkelsen over hvorvidt kalifeltspat forekommer som orthoklas eller mikroklin er vesentlig utført optisk, men også röntgen-pulverdiagrammer ble benyttet etter de prinsipper som er vist av Goldsmith og Laves (28). Bestemmelser av lysbrytningsindeks er utført i de tilfeller hvor det har vært ansett nyttig å få et bedre inntrykk av mineralenes kjemiske sammensetning. Til dette er de vanlige standard vesker benyttet. I enkelte tilfeller er röntgen-pulver diagrammer opptatt, særlig da for bestemmelse av opake mineraler, og ellers i tilfeller hvor disse har vært antatt å kunne gi noen data av betydning utover de vanlige optiske undersøkelser. For å få rene fraksjoner til bestemmelsene av brytningsindeks og opptagelse av röntgendigrammer, ble i enkelte tilfeller stykker av prøvene knust og siktet. Fraksjonene med kornstørrelse mellom 80-160 mesh., d.v.s. gitteråpninger mellom 0.204 og 0.102 mm, ble så separert med vesker. Som vesker ble benyttet tetrabrometan, sp.v. ca. 3, og Clerici, sp.v. ca. 4. Endel av disse fraksjonene ble så videre magnetseparert med en "Frantz isodynamic separator". Til bestemmelse av den prosentvise fordelingen av mineralene i slipene er det benyttet en "point counter". For de optiske mineralbestemmelsene ble oppslagsbøker av følgende forfattere brukt: Winchell, Wahlstrom, Rogers and Kerr, og Tröger. Noen fullstendig bergartsanalyse har jeg dessverre ikke fått utført, emn jeg har fått gjort noen granatnalyser som er benyttet til diskusjonen av metamorfosen. Slip-analysene etter "point counter" metoden ansees av Chayes (20) å være nøyaktig nok til å gi et fullgodt bilde også av bergartenes kjemi, såfremt mineralenes komponenter er godt nok kjent.

De bergarter vi finner innen det kartlagte området kan som før nevnt inndeles i følgende grupper:

Amfibolit.

Biotit glimmerskifre.

Ørsdalens hvite gneiser: En bergartsserie med meget varierende kjemisk sammensetning, hvis ene ende-ledd peker på et nært slektskap med de anorthositiske bergarter i Egersund-Sogndal feltet.

Granodioritiske gneiser.

Pegmatiter.

Kvartsganger.

Diabas.

Amfiboliter.

Amfibolit-betegnelsen må her oppfattes som et gruppe-navn for en mineralogisk sett meget variert bergartserie. Ofte har de en mer gabbroid sammensetning enn egentlig amfibolitisk. Amfibolit navnet er allikevel benyttet da dette er den vanlige betegnelsen for de mørke båndene i båndgneiser o.l., som i andre prekambriske områder opptrer på samme måte i feltet som i Ørdsalen. De opptrer innenfor hele det kartlagte området. Sin største utbredelse har de imidlertid innenfor det malmførende området. De opptrer i gneisene som bånd, linser, slirer eller "fisker". Størrelsen kan variere fra noen få cm. lengde og bredde til flere meter. Også de mektigste amfibolitene opptrer innenfor det malmførende området. Her kan de ha en slik utstrekning at de kan betegnes som amfibolitbånd og kan følges flere 100 meter i strøkretningen. Bredden er da gjerne ca. 10 - 20 meter. På kartet i målestokk 1:1000 får vi et godt inntrykk av hvorledes amfibolitene som regel opptrer som smale rester. I det syd-vestre hjørnet har vi imidlertid en mektig amfibolit. Den er fulgt sammenhengende ca. 450 meter i strøkretningen. Bredden er på det bredeste ca. 100 meter. Vi ser hvordan amfiboliten har tilnærmet linseform og hvordan granitisk materiale har trengt seg inn i den. Mange av amfibolitene er sterkt granitiserte og noen er helt "assimilert" av gneisgraniten. Prosessen ser ut til å begynne med at kvarts vandrer inn og at de mørke mineralene mer og mer utgjøres av biotit. Ettersom granitiseringen skrider frem får amfibolitene ofte først et finkornet granitisk utseende. Det kan nå være vanskelig å se forskjell på disse og den finkornede gneisgranit. Amfibolitrestene i gneisene representeres ofte bare av en sterkere anrikning på biotitflak enn det ellers er vanlig å finne i gneisgraniten. De har i likhet med de andre bergartene i feltet en godt utviklet planstruktur (foliasjon). Planstrukturen er alltid parallell med den ogivende bergart. Der hvor små amfibolitinneslutninger forekommer i en ellers helt massiv gneisgranit definerer de ofte en foliasjon i denne. Inneslutningene kan virke kantede. Barth og Oftedahl mener å

ha funnet virkelig kantede bruddstykker, agmatit, i stollene 1 og 2. Etter å ha undersøkt disse stollene meget nøye føler jeg meg ikke overbevist om at det virkelig er agmatiter vi her har for oss. I de fleste tilfeller er det kantede utseende fremkommet under granitiseringsprosessen. Inne i grubene kan man og lett få et inntrykk av kantede bruddstykker ved den måten stollene skjærer linsene på.

Til de petrografiske undersøkelsene av amfibolitene har jeg benyttet meg av så lite granitiserte prøver som mulig. D.v.s. at det fortrinsvis er benyttet prøver som er tatt midt inne i amfibolitlinsene. Vel 40 forskjellige tynnslip av amfiboliter, innsamlet fra alle steder i feltet, er undersøkt. For denne diskusjon er det uttatt 7 prøver som utmerket viser de variasjoner i mineralinnhold vi finner i denne bergartstypen.

I amfibolitene er følgende mineraler funnet: Plagioklas, rombisk og monoklin pyroksen, hornblende og biotit. Av aksessoriske mineraler er det: apatit, titanit og zirkon. Jernerts, som regel magnetit, men også hematit og ilmenit, kan opptre i mengder på over 10 %, men kan også mangle omtrent totalt. Som omvandlingsprodukter av de mørke mineralene og av plagioklas får vi i første tilfelle klorit (mulig også noe serpentin), og i det annet "zoisit" dannet ved saussuritiseringen av plagioklas, ofte sammen med noe serisit. Granater opptre i enkelte av amfibolitene. Det dreier seg om vanlige regionalmetamorfe granater av almandin-spessartin sammensetning. Undulerende kvarts finnes i noen av prøvene. Den antas å være sekundær. Plagioklasenes sammensetning varierer fra labrador (An_{60}) til albit (An_4). Hvor sammensetningen er lavere enn ca. An_{36} er plagioklasene alltid tydelig saussuritisert. Plagioklasen kan forekomme som store uregelmessige "øyne" i amfibolitene.

Mineralenes prosentvise fordeling.

(Antatt etter bestemmelser i tynnslip).

Plagioklas (ofte saussuritisert)	:	25-60	middel ca.	40
Pyroksen	:	0-35	" "	15
Hornblende	:	0-50	" "	35
Biotit	:	0-15	" "	5
Jernerts	:	0-15	" "	5

De aksessoriske mineralene forekommer i mengder som regel under 1 %. Mengdeforholdet mellom rombisk og monoklin pyroksen er vanskelig å avgjøre nøyaktig.

Tabell 1.

Den prosentvise fordeling av mineralene fra 7 amfiboliter.

	1	2	3	4	5	6	7
Kvarts	-	-	+	-	-	-	-
Plagioklas	46 An ₆₀	32 An ₄₈	46 An ₃₈	40 An ₃₀	40 An ₄	45 An ₄₀	45 An ₃₆
Hypersthen	17	} 15	-	-	-	} 45	-
Diopsid	+		16	10	-		-
Hornblende	32	40	18	35	-	-	55
Biotit	5	10	6	-	-	+	+
Klorit	-	-	11	5	(32)	-	-
Serpentin	-	-	-	-	(25)	-	-
Jernerts	+	2	1.5	10	2.5	10	+
Apatit	-	11	1.5	+	0.5	+	+

I tillegg kommer "zoisit" i de prøver hvor plagioklasen er saussuritisert (se prøvebeskrivelsen). (+ betyr at mineralet er tilstede i meget små mengder). (De 5 første prøvene er oppstilt etter synkende An gehalt i plagioklas).

Beskrivelse av de enkelte prøver.

1. Prøven er tatt omtrent midt mellom Mydland og Eikjeldsdalen i Gyadalen. Amfiboliten ligger her omtrent midt i den sonen som er betegnet "Ørdsdalens hvite gneiser". Strøket er ca. N50V og fallet ca. 30° mot NØ. Den gjennomsnittlige kornstørrelse er ca. 1 mm. Et stykke av prøven ble knust og separert. Plagioklasen virker i slip meget frisk, men en begynnende omvandling kan sees. Maksimal utslukning i snitt $\perp$ (010) er 34°. Måling av brytningsindeks ble foretatt på spaltestykker. En fullgod bestemmelse kunne her ikke oppnåes da vesker med "n" mellom 1.554 og 1.565 ikke var tilgjengelig. Alle indeksene lå imidlertid godt over 1.554.

$n_{\alpha'}$ på (001) $\angle$ 1.565

$n_{\alpha'}$ på (010) $\angle$ 1.565

$n_{\gamma'}$ " $\approx$ 1.565

$n_{\gamma'}$ " $\approx$ 1.565

De to uavhengige bestemmelsene indikerer nøyaktig samme sammensetning, nemlig Ab₄₀An₆₀, d.v.s. labrador.

Hypersthen, svak pleokroitisk, 2-akset negativ, 2V antatt ca. 60°. Bestemmelse av brytningsindeks ga som resultat:

$$n_{\gamma} = 1.719 - 0.003$$

$$n_{\beta} = 1.709 + 0.003$$

$$n_{\alpha} = 1.705 \pm 0.002$$

Etter Tröger's tabeller gir dette en hypersthen med sammensetning 35-40 mol % $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ og 65-60 mol % $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.

Hypersthenen virker i slip temmelig frisk. Enkelte steder ser det imidlertid ut som den viser overgang til hornblende.

Diopsidisk pyroksen sees i slip å forekomme i svært underordnet mengde. De forskjellige fraksjonene ved magnetsepareringen ble röntgenundersøkt og i en av dem ble det funnet diopsidisk pyroksen sammen med hornblende.

Hornblende, pleokroisme varierer mellom lys brunt og en slags mørk grønnlig brun, 2-akset neg, 2V stor. Bestemmelse av brytningsindeks ga som resultat:

$$n_{\gamma} = 1.670 \pm 0.003$$

$$n_{\beta} \approx 1.665$$

$$n_{\alpha} < 1.665$$

Etter Tröger's tabeller indikerer dette en vanlig hornblende med ca. 30-35 mol % av (Fe, Mn, Ti)-komponenten. D.v.s. at den tilhører de mest almindelige hornblender.

Hornblenden virker i slip helt frisk. Enkelte steder kan det imidlertid se ut til at vi har en omvandling til biotit. Om dette virkelig er tilfelle er vanskelig å avgjøre. Det kan godt være at biotiten kun ligger over hornblenden i slipet.

Biotit. Selv om noe av denne skulle være dannet på bekostning av hornblende, synes mesteparten å være en primær bestanddel av bergarten.

Jernerts forekommer i svært liten mengde i denne bergarten, maximum 1 %. De finnes i meget små korn vesentlig konsentrert i hornblenden, men også noe i pyroksen. Selv i den siktede delen som ble separert forekommer de som halvkorn med hornblende og pyroksen. Ved magnetseparasjonen ble det utskilt en fraksjon ved en strømstyrke på 0.05 amp. Et röntgendiagram på pulver fra denne fraksjonen viste vesentlig hornblende, men også noe magnetit. Den rene hornblenden finner vi først i fraksjonene på omtrent 0.35 amp. Röntgendiagrammer av fraksjonene fra 0.05-0.25 amp. viste hypersthen med noe magnetit og også mulig

ilmenit. Ren hypersthen får vi i fraksjonen på 0.30 amp.

2. Prøven er tatt i skråningen opp mot Mjåvassknuten mellom Fanafj.vann og Holmevann. Denne amfiboliten er ganske mektig og ligger i grov gneis granit. Ikke så langt herifra er strøket ca. N83V og fallet 55° i sydlig retning. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen av plagioklas og hornblende er 1-2 mm., pyroksen er mindre.

Plagioklas. Enkelte av plagioklasene synes i slip å være helt uomvandlet, mens andre igjen viser temmelig sterk grad av omvandling med dannelse av "zoisit" (saussuritisering). Maksimal utslukning i snitt $\perp$ (010) er 26° hvilket viser en sammensetning på ca. $Ab_{52}An_{48}$. Det vil si en andesin på grensen mot labrador.

Hypersthen, pleokroisme fra lys grønnlig til lys rødlig brun. Aksevinklen synes her å være noe større enn i prøve 1, (antatt ca. 70-80). Optisk neg. Den noe større aksevinklen indikerer et noe høyere Mg-innhold her enn tilfellet var i prøve 1, og pyroksen burde bedre kalles en bronzxit. Den virker i slip temmelig frisk, men synes å være noe omvandlet i biotit og mulig også i en grønnlig hornblende.

Diopsidisk pyroksen, 2 akset pos., 2V antatt ca. $50-60^{\circ}$.

Det ser ut til at den rombiske pyroksen er i temmelig stor overvekt i slipet.

Hornblende, pleokroisme: x, lys grønn - y, mørk grønn - z, brun. Hornblendene virker mer grønnlig enn i den forrige prøven.

Aksessoriske mineraler er her jernerts og apatit. Ertsen forekommer som regel langs hornblende-grensene. Såvel grense hbl.-hbl., som hbl.-andre mineraler.

3. Prøven er tatt i skråningen mellom Hovland og Eikeknuten. Amfiboliten er noen meter mektig og ligger i granitisk gneis. Strøket er N80V og fallet 60° i nordlig retning. Den gjennomsnittlige kornstørrelse er her ca. 1 mm. Plagioklasene kan være noe større.

Plagioklasen er alltid delvis omvandlet, saussuritisert. Maksimal utslukning i snitt $\perp$ (010) er 20° n>balsam. Dette indikerer en andesin med sammensetning ca. $Ab_{62}An_{38}$.

Diopsidisk pyroksen. Denne virker i slipet helt frisk og uomvandlet selv på steder der den grenser mot klorit aggregatet.

Hornblenden er av samme type som i prøve 1. Den er i slip helt uomvandlet.

Klorit forekommer som et aggregat med bølgende utslukning. Den er fargeløs til lett grønnlig. De grønne er svakt pleokroitiske. Forekommer sammen med sekundær biotit. Kloriten antas her å være et omvandlingsprodukt av hypersthenen, da man i andre slip kan se hypersthen-rester inne i lignende kloritiske aggregater.

Jernertsen kan her være opp til $\frac{1}{2}$ mm. store og forekommer i forbindelse med de mørke mineralene.

Apatit og kvarts forekommer i meget små mengder som aksessorisk bestanddel.

4. Prøven er tatt nær Hellarsfjell (674 m.o.h.) vest av Stoble-vann. Amfiboliten er en temmelig liten linse som ligger i en meget sterkt presset gneis. Strøket er her ca. N70V og fallet 53° i nordlig retning. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen for hornblenden er ca. 1 mm.

Plagioklasen er her meget sterkt omvandlet i et "zoisit"-serisit aggregat. Den maksimale utslukning i snitt $\perp$ (010) er ca. 12° og n balsam. Dette gir en plagioklas av sammensetning omtrent $(\text{Ab}_{70}\text{An}_{30})$, eller en oligoklas - andesin.

Diopsidisk pyroksen. Stort sett virker disse i slip temmelig uomvandlet, men enkelte steder sees det tegn på overgang til hornblende og andre steder ser man at de begynner å bli klorit-tisert. Prøven ble separert og brytningsindeks bestemt på pulver fra en av fraksjonene. Dette ga som resultat:

$$n_\gamma = 1.725^\circ \quad n_\beta = 1.704 \pm 0.004 \quad n_\alpha = 1.695 \pm 0.002$$

Etter Tröger's tabeller gir det en sammensetning på 40-50 mol % av hedenbergit komponenten. Pyroksen skal da kalles en salit.

Hornblende. Meget av hornblenden virker temmelig uomvandlet i slip, men en hel del av dem begynner å bli kloritiseret. Man kan se hvordan klorit "spiser" seg innover fra kantene.

Bestemmelse av brytningsindeks ga som resultat:

$$n_\gamma = 1.670 \pm 0.002 \quad n_\beta = 1.668 \pm 0.002 \quad n_\alpha = 1.654 \pm 0.001$$

Etter Tröger's tabeller vil dette si en hornblende med ca. 37 mol % av $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti})$ komponenten, eller omtrent det samme som ble funnet for prøve 1. Av röntgen pulverdiagrammer ble de opake mineralene bestemt til vesentlig å bestå av magnetit med underordnet ilmenit.

5. Pröven er tatt på Okterdagsheia (696 m.o.h.), nær Krokevann. Amfiboliten har her et grønnlig utseende og er tydelig kloritisert. Den ligger i den hvite gneisen og denne kan tildels ha et pegmatitisk utseende. Like i nærheten er strøket N45V og fallet 42° mot NO. Den prosentvise fordelingen av mineralene som er gitt i tabellen må her taes med forbehold. Bergarten er så omvandlet og mineralene vever seg slik sammen at det selv med "point Counter" er vanskelig å gi noe eksakt bilde av mineralfordelingen.

Plagioklasen er saussuritisert og delvis også serisitisert. Enkelte steder kan man dog se tvillinglameller, og den maksimale utslukning i snitt (010) ble bestemt til 16° , n er tydelig balsam. Dette skulle indikere en sammensetning $Ab_{96}An_4$, hvilket vil si en albit.

Klorit og serpentin. Om det virkelig er serpentin tilstede i bergarten, eller om alt bare er klorit, er meget vanskelig å avgjøre. Det som her er betegnet klorit har anomale blålig-fiolette interferensfarger og er svakt pleokroitisk i grønt. Den trenger seg ofte inn i plagioklasen og "zoisit" forekommer ofte inne i den. Det som er betegnet serpentin er et aggregat med samme slag pleokroisme som klorit, men med betydelig lavere relieff. Den forekommer alltid sammen med kloriten.

Som det fremgår av de 5 gjennomgåtte prøvene forekommer hornblende i dem alle sammen undtagen i nr. 5 hvor metamorfosegraden må antas å være så lav at hornblende ikke lenger er stabil.

6. Prøve nr. 6, som er tatt på toppen av fjellryggen SØ av Ørsdalsvannet (Bergaslottknatten), inneholder imidlertid plagioklas og pyroksen, men ingen hornblende. Amfiboliten ligger her i sterkt presset gneis. Strøket er ca. N5V og fallet 45° mot Ø. Plagioklasenes kornstørrelse varierer fra 1-2 mm. Pyroksenene er som regel mindre enn 1 mm.

Plagioklasen viser tegn på begynnende saussuritisering. Maksimal utslukning i snitt $\perp$ (010) er ca. 23° , n > balsam. Bestemmelse av brytningsindeks ble foretatt på en utseparert fraksjon. Bare spaltestykker $\perp$ (010) ble undersøkt:

$$n_{\gamma'} = 1.554 \pm 0.002 \quad n_{\alpha'} = 1.549 \pm 0.002$$

Begge disse bestemmelsene indikerer en sammensetning $Ab_{60}An_{40}$, andesin.

Rombisk pyroksen virker i slipp helt uomvandlet. Optisk neg., svak pleokroitisk.

$$n_{\gamma} = 1.715 \pm 0.004 \quad n_{\beta} = 1.705 \pm 0.004 \quad n_{\alpha} = 1.699 \pm 0.002$$

Etter Tröger's tabeller gir dette en bronzit - hypersthen med 25-35 mol % FeSiO_3 .

Diopsidisk pyroksen ser ut til å forekomme i omtrent like stor mengde i bergarten som den rombiske. Bestemmelse av brytningsindeks ga:

$$n_{\alpha} = 1.695 \pm 0.002 \quad n_{\beta} = 1.709 \pm 0.002$$

n_{γ} ble ikke her bestemt da veskene i dette området var upålidelige. Etter Tröger's tabeller gir det en salit med sammensetning 45-55 mol % av hedenberit komponenten. Eller omtrent samme sammensetning som i prøve 4.

Biotit forekommer her som tydelig sekundært mineral i sprekker i plagioklas og pyroksen.

Jernertsen ble med röntgen-pulverdiagrammer bestemt til magnetit og ilmenit.

Denne prøven som vesentlig består av plagioklas og pyroksen er enestående, og jeg har ikke funnet maken noen andre steder i feltet. Derimot forekommer flere steder amfiboliter hvor de mørke mineralene helt utgjøres av hornblende og mulig litt biotit. I disse bergarter er klorit ikke tilstede, så man må anta at hvis pyroksen i det hele tatt har vært primært tilstede i bergarten må den senere være omdannet til hornblende. Prøve nr. 7 er en slik bergart.

7. Prøven er tatt på hgd. 658 m.o.h. øverst i Eikebrekka. Amfiboliten opptrer her som "fisker" i gneisen som er sterkt presset. Strøket er N25V og fallet 25° mot NÖ.

Plagioklasen er her temmelig uomvandlet. Maksimal utslukning i snitt $\perp$ (010) er 18° , $n >$ balsam, hvilket indikerer sammensetningen $\text{Ab}_{64}\text{An}_{36}$. Brytningsindeks ble bestemt på spaltestykker $\perp$ (010):

$$n_{\alpha'} \approx 1.549 \quad n_{\gamma'} \approx 1.554$$

Det gir sammensetningen $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$, eller noe mer basisk enn bestemt ved måling av utslukningen.

Hornblende, pleokroisme som i prøve 2. Brytningsindeks ble bestemt til:

$$n_{\alpha} = 1.652 \pm 0.002 \quad n_{\beta} = 1.662 \pm 0.002 \quad n_{\gamma} > 1.665$$

Det vil si en hornblende med ca. 30 mol % av (Fe,Mn,Ti) komponenten. Til tross for den forskjellige pleokroisme indikerer lysbrytningsbestemmelsene den samme sammensetningen av hornblendene^{som} i prøve 1.

Biotit opptrer som sekundært mineral i sprekker.

Jernerts forekommer i bergarten i meget liten mengde. Den ser ut til å være konsentrert som små korn i hornblenden.

Vi har nå gjennomgått de viktigste typene av amfiboliter som forekommer i feltet. Alle andre undersøkte amfiboliter kan plasseres under en av disse typene. I avsnittet om metamorfosen skal vi komme nærmere inn på hvorledes typene fordeler seg over området.

At amfibolitene tross sin store mineralogiske forskjell genetisk hører sammen, synes vist ved den like måten de opptrer på i feltet. Alltid som bånd eller linser i gneisgraniten eller de hvite gneisene. Det er også interessant å legge merke til at forholdet plagioklas/ mørke mineraler holder seg forbløffende konstant gjennom hele serien. Den mineralogiske forskjell vi finner synes da best å kunne forklares ved en sekundær metamorf omvandling i enkelte steder av feltet.

Biotit-glimmerskifer.

Bergarter som petrografisk må betegnes som glimmerskifer opptrer helt underordnet i feltet. De forekommer på samme måte som amfibolitene, som linser eller slirer, i den omgivende gneisgranit, og skifriheten er alltid parallell med gneisenes. Av utseende er de mørke og ligner meget på amfibolitene. Av den grunn kan de være lette å overse i feltet. Tabell 2 gir den prosentvise mineralfordelingen i en slik skifer.

Tabell 2.

Pyroksen-biotit glimmerskifer. Ca. 250 m. SV av Fanafjellsvann.

Mineral:	%
Kvarts	5.0
Pyroksen	26.5
Biotit	66.5
Apatit	1.0
Opakt (jernerts)	1.0
(noe zirkon forekommer akcesorisk i biotit).	

Skiferen er grovkornet med flere mm. store biotitflak. Også pyroksen kan være over 1 mm. store. I håndstykket er de grønne pyroksen-kornene meget lette å se. All pyroksen er diopsidisk. Pulver av denne ble preparert ut fra forskjellige steder på prøven og godt blandet, hvorefter et röntgendiagram ble tatt. Foruten spor av biotit viste diagrammet kun monoklin pyroksen. Diagrammet var identisk med en pyroksen fra Seiland, Finmark, som av H. Sundelius ble optisk bestemt (lysbrytning) til salit. Kvartsen forekommer i små korn med undulerende utslukning. Apatiten forekommer i underordnet mengde, men i relativt store korn. Kornstørrelsen på jernertsen er meget liten.

Ørsdalens hvite gneiser.

Disse bergartenes opptreden i feltet er beskrevet i avsnittet "Almindelige betraktninger over geologien innen området". De vil bli diskutert i avsnittet om granitiseringen. Magister Henning Sørensen, København, som har sett håndstykker av disse bergartene, uttalte at identisk utseende bergarter som forekommer i nærheten av anorthositer på Grønland ble der kalt granuliter. Også der er "mesoperthiter" (se senere) typisk. På Grønland forekommer disse bergartene i granulit-fasis. Som tidligere nevnt har Barth og Oftedahl benyttet betegnelsen anorthositførende gneiser for disse bergarter.

Anorthositene eller labradoritene er i Egersund-Sogndal-feltet karakterisert ved sin grå-brunlige farge. C.F. Kolderup inndeler anorthositene i to grupper: labradoriter og labradoritnoriter. De første består vesentlig av plagioklas (Kolderup betegner plagioklasen som labrador, det er imidlertid senere fastslått at den er en andesin. Jean Michot har muntlig meddelt meg at det aller meste av plagioklasen ligger i området 42-48 % An, noen få prøver viser imidlertid et An-innhold på noe over 50 % og må derfor betegnes som labrador.), labradoritnoritene inneholder foruten plagioklas også endel magnesi-jern-silikater. Foruten plagioklas oppgir Kolderup følgende mineraler som kan forekomme i anorthositene i meget små mengder: Rombisk pyroksen, særlig broncit. De er dels omvandlet til

klorit, dels til bastit.
Monoklin pyroksen, forekommer sjeldnere enn de rombiske.
Biotit.
Olivin.

Ilmenit.

Anatas.

Magnetkis.

Svovelkis.

Apatit, forekommer kun i labradoritnoritene.

Kornstørrelsene varierer fra grovkornede (flere cm. store feltspater) til helt finkornede typer.

Kjemisk er anorthositene karakterisert ved en middels høy gehalt av SiO_2 og betydelige mengder Al_2O_3 og CaO . Av alkaliene er natrium overveiende, men det finnes også alltid litt kalium. Foruten å inngå i biotit er kalium representert i kalifeltspat som danner antiperthitiske utsondringer i plagioklas. Etter muntlig meddelelse fra Jean Michot er plagioklasene i anorthositene karakterisert ved å være antiperthitiske.

Tabell 3 refererer noen analyser av anorthositen fra Egersund-Sogndal-feltet.

Tabell 3.

	I	II	III	IV
SiO_2	53.42	54.55	52.61	54.8
TiO_2			0.23	1.3
Al_2O_3	28.36	27.35	27.15	25.2
Fe_2O_3	1.8	1.04	4.05	1.1
FeO		0.65		2.1
MnO				
MgO	0.31	0.30	1.55	1.0
CaO	10.49	10.12	9.96	8.7
Na_2O	4.82	4.65	4.53	5.4
K_2O	0.84	1.34	0.78	0.7
H_2O				
P_2O_5				0.1
	100.04	100	100.87	100.4

- I Labradorsten (varietet: Labradorit) Ogne (C.F. Kolderup: Egersund. Fjeldbygningen inden Rektangelkartet Egersunds område. Norges Geol. Unders. nr. 71.)
- II Den sannsynlige sammensetning av labradorstenen fra Ogne, omregnet av Kolderup.
- III Labradorsten (varietet: Labradoritnorit) Egersund (C.F. Kolderup: Egersund. Fjeldbygningen inden Rektangelkartet Egersunds område. Norges Geol. Unders. nr. 71.).
- IV Anorthosit, 2 analyser (T.F.W. Barth: Precambrium intrusive bodies in Norway. XVI International Geological Congress, s. 301.

Virkelige anorthositer finner vi ikke innen vårt område, men vi har blandt de hvite gneisene typer som må betraktes som nær beslektet med anorthositer.

I de hvite gneisene er funnet følgende mineraler:

Kvarts	Granat
Kalifeltspat	Hypersthen
Plagioklas	Biotit
Zoisit	Klorit
Epidot	Rutil
Serisit	Jernerts
	Zirkon
	Apatit

En mengde tynnslip av disse gneisene er undersøkt. Tabell 4 viser variasjonen i mineralinnhold innen gneisserien.

Summen av kvarts, kalifeltspat og plagioklas for prøvene 1-7 er omregnet til 100 og resultatet inntegnet på et trekant-diagram. (Diagram 1 side 26).

Bergartene skiller seg i feltet fra de øvrige gneisene og amfibolitene som de forekommer sammen med, først og fremst ved sin rene hvite farge. De er alltid meget sterkt presset. Kornstørrelsen varierer fra finkornede til grove, nesten pegmatitiske, typer. Under behandlingen av de enkelte prøvene vil bare de ting som er spesielt karakteristiske bli beskrevet. Her skal først gis en generell beskrivelse som dekker dem alle.

Prøvene er samlet usystematisk innen sonen. Tross den store variasjon i mineralinnholdet er de alle karakterisert ved sin rene hvite farge, og det er bare under mikroskopet vi kan skille de forskjellige typene fra hverandre. Skulle man på grunnlag av mineralfordelingen alene prøve å benevne de forskjellige typene ville man få som resultat: (klassifisert etter Wahlström) No.1: Kvarts gabbro til kvarts diorit, No.2-4: granodiorit, No.5: kvarts monzonit, No.6-7: granit.

Tabell 4.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Kvarts	34.26	45.0	43.0	32.0	27.0	7.0	11.0	34.0	36.0
Mikroklin		17.0	26.0	28.0	45.0	71.0	78.0	64.0	5
Orthoklas	+	-	-	-	-	-	-		-
Plagioklas	48.03 An ₄₈	37.0 An ₂₈	30.0 An ₂₈	32.0 An ₆	24.0 Ab	12.0 An ₃₄	7.0		10
Epidot	-	-	-	8.0	-	-	-	-	-
Serisit	2.24	+	1.0	-	+	2.0	+	+	+
Granat	11.20	-	-	-	-	-	-	2	-
Hypersthen	-	-	-	-	-	4.0	-	-	-
Biotit	2.88	-	-	-	-	> 2.0	> 4.0	-	+
Klorit	-	1.0	+	+	4.0			-	+
Jernerts	1.39	-	+	+	+	2.0	+	-	-
Rutil	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Zirkon	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	-	-	-	-	+	+	-	-	-
	100	100	100	100	100	100	100	100	100

(+ betyr at mineralet forekommer i meget små mengder).

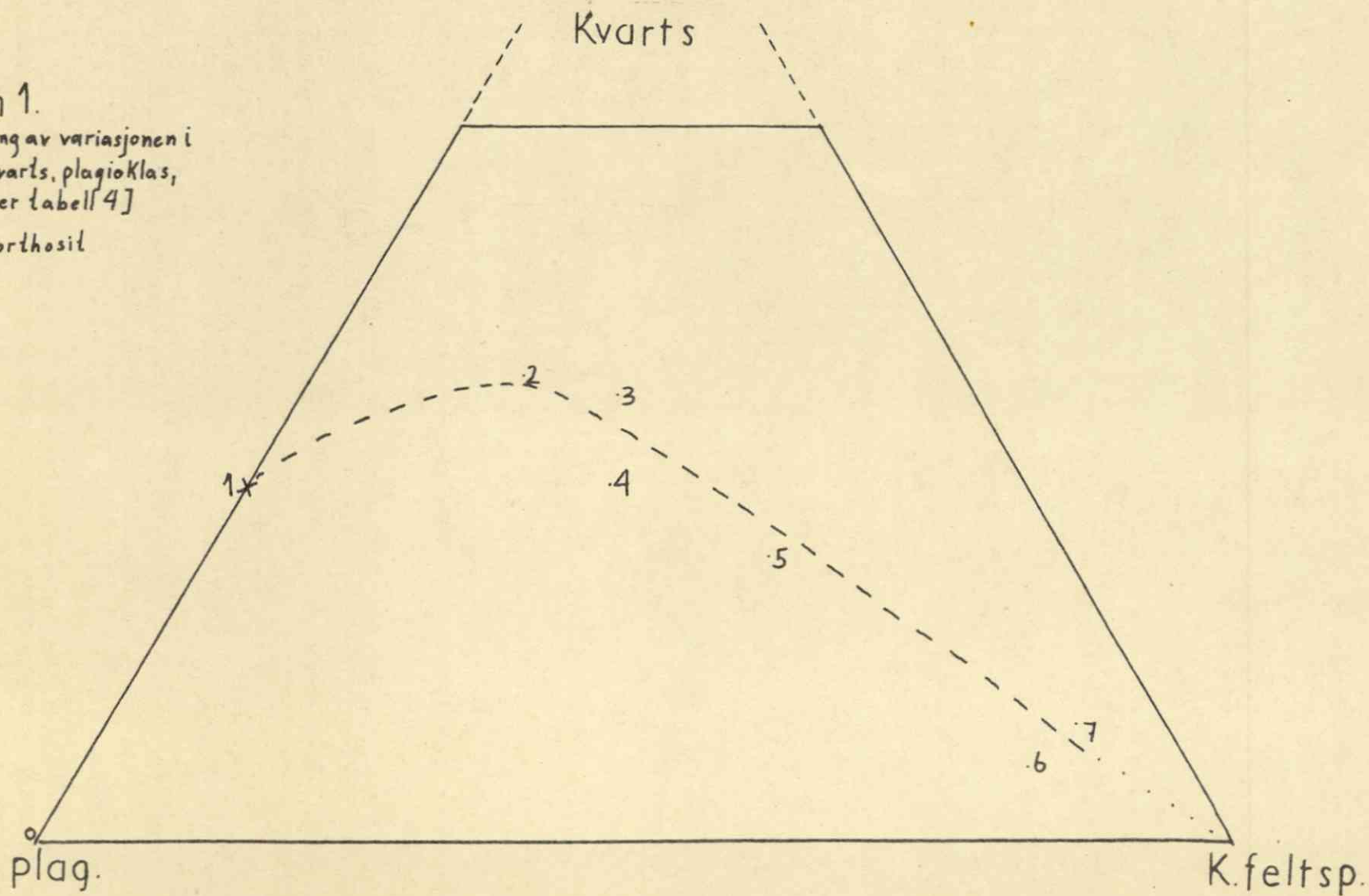
(I prøvene 8 og 9 forekommer mesteparten av feltspaten som "mesoperthit". Mengden av denne står angitt utenfor parentes).

1: Gyadalen, 2: Mydlandsvann, 3: Mydlandsvann, 4: Gyadalen, 5: Gyadalen, 6: Vegskjæring, Ørsdalsvannet, 7: Krokevann, 8: Mydlandsvann, 9: Middagsfjell.

Diagram 1.

Skjematisk fremstilling av variasjonen i
de hvite gneisenes Kvarfs, plagioklas,
K.feltsp innhold [etter tabell 4]

o vanlig anorthosit



I vårt tilfelle dreier det seg imidlertid om virkelige gneiser og vi kan ikke benytte en klassifikasjon opprettet for magmatiske bergarter.

Om enn i vekslende mengder inneholder alle gneisonens bergarter kvarts. Den er ofte blå, men kan og være helt vannklar. Størstedelen av den forekommer som lange undulerende årer parallelt skiffrigheten. Årene er ofte flere cm. lange. I eks. 3 sees kvartsårene å løpe sammenhengende over hele håndstykkets lengde, ca. 8 cm., mens bredden maksimalt er ca. 2 mm. Foruten denne kvartsen av første generasjon har vi også annen generasjons kvarts i flere av prøvene. I slip sees denne å gjennomsette såvel kvartsen av første generasjon som alle andre mineraler i slipet. Den forekommer sammen med epidot (foto 1 og 2).

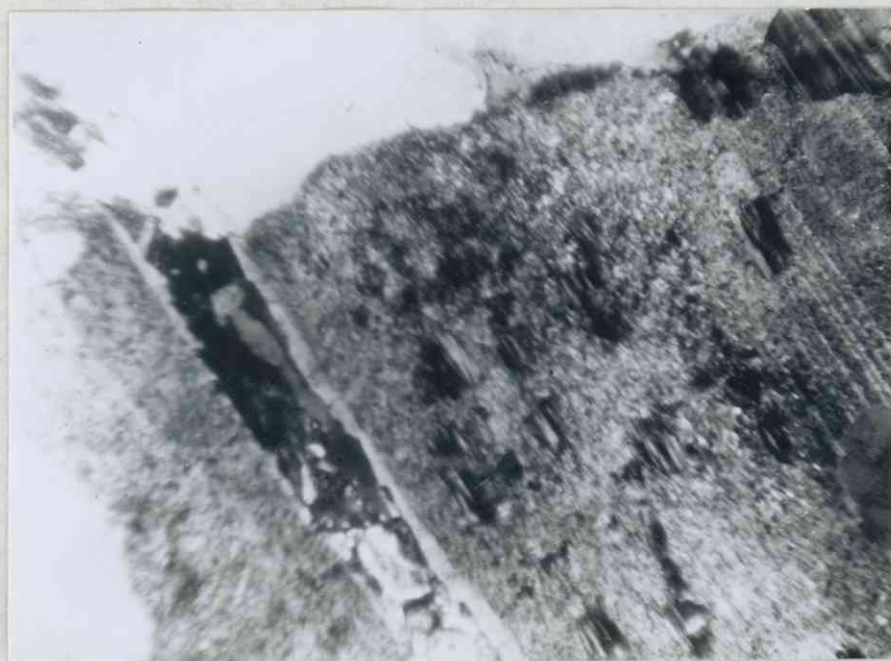


Foto 1. Sekundær epidotførende kvartsgang. Gjennomsetter kvarts (hvit) og saussuritisert plagioklas. Mikroklin inneslutninger kan sees i plagioklasen. Eks. 4. tabell 4, x 70 kryssede nic.
(Foto, B. Mauritz).

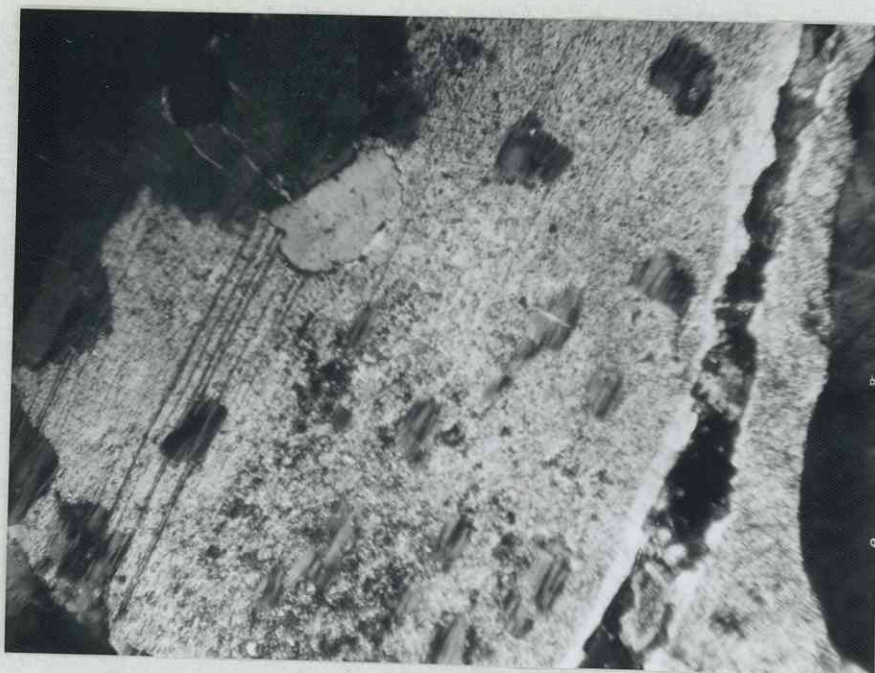


Foto 2. Epidotförende kvartsgang gjennomsettende saussuritisert plagioklas med mikroklin inneslutninger.
Eks. 4. tabell 4, x 70 kryssede nic.

(Foto, B. Mauritz).

Hvor plagioklas grenser opp mot mikroklin er det ofte dannet myrmekit kvarts, tynne spindler som strekker seg fra grensen og inn i plagioklasen (foto 3). Dannelsen av denne vil bli nærmere diskutert under granitiseringen.



Foto 3. Myrmekit.
Eks. 6. tabell 4, x 70 kryssede nic.

(Foto, B. Mauritz).

Kalifeltspaten i eksemplene i tabell 4 er hele tiden mikroklin, undtagen kanskje i eks. 1 hvor den bare forekommer som antiperthit. Orthoklas forekommer imidlertid i petrografisk sterkt beslektede bergarter. De er som regel perthitiske. Kalifeltspat forekommer også som antiperthitter i plagioklas. Mikroklingitter kan ofte sees i disse (på foto 1 og 2 kan man se antydning til dette). Vi har også kalifeltspat som "mesoperthit". Denne betegnelsen benyttes av professor Michot, og han definerer den slik (foredrag i Geologisk Forening, oversatt efter lydbånd-opptak): "Mesoperthit er en feltspat som hverken er kalifeltspat eller plagioklas, heller ikke en perthit eller mikroperthit, men i virkeligheten en blanding av begge, uten at man kan si den er antiperthitisk eller mikroperthitisk. Det er en gjennomvevet struktur av begge". De tilsvarende typiske mikroperthitter eller "Jotun perthitter" vi vanligvis finner i granulitfasis bergarter. Såvel disse perthitene som forholdet mellom orthoklas og mikroklin, vil senere bli nøyere diskutert.

Plagioklas forekommer som det sees av tabell 4, i alle gneistypene. Mengden er imidlertid sterkt varierende. I eks. 8 forekommer den bare sammen med kalifeltspat som "mesoperthit". Plagioklas forekommer også som regel som perthitiske utsondringer i kalifeltspat. Den mengden som forekommer på denne måten er ikke medregnet i tabell 4. Meget ofte er plagioklasen antiperthitisk (foto 4).

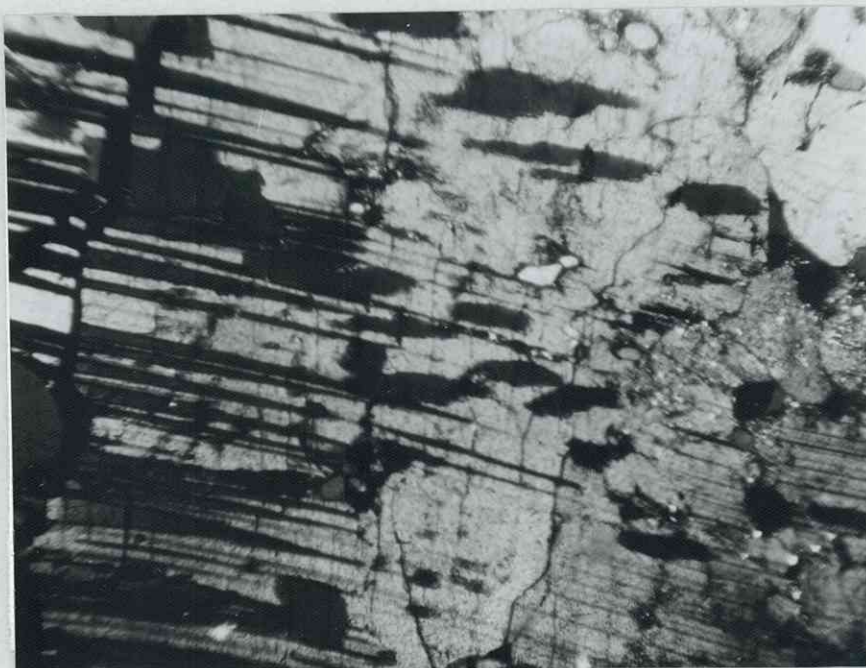


Foto 4. Antiperthitisk plagioklas.

Eks. 1. Tabell 4, x 80 kryssede nic.

(Foto, B. Mauritz).

Tvillinger etter albitloven mangler i mange tilfeller, andre ganger er de tydelig bøyd, og plagioklasen kan mange ganger ha undulerende utslukning som den vi finner hos kvarts. Som det fremgår av tabell 4 varierer sammensetningen fra andesin ($\text{Ab}_{52}\text{An}_{48}$) til omtrent ren albit. I alle tilfeller undtagen eks. 1 er imidlertid plagioklasene sekundært omvandlet. Omvandlingen er en saussuritisering under dannelse av "zoisit", dog er serisit ofte dannet samtidig. Om plagioklasenes sammensetning primært har vært forskjellig i de ~~te~~ forskjellige typene er det derfor ikke mulig å si noe om. På grunn av den sterke omvandlingen er det i mange tilfeller umulig å bestemme sammensetningen.

De mørke mineraler forekommer som det fremgår av tabell 4, i helt underordnet mengde. Den største prosenten har vi i eks. 1, ca. 15 %. Stort sett synes innholdet av disse å avta ettersom mengden av kalifeltspat øker. Granater synes å forekomme hyppigere i disse bergartene enn det fremgår av tabellen. Således kan vi både i eks. 4 og 6 tydelig se granater, men de forekommer spredt og er ikke kommet med i slipene. Granatene er av samme type som de vi finner i amfibolitene. Av jernerts forekommer med sikkerhet magnetit. Ilmenit synes også å være tilstede. I eks. 1 har vi således sammen med jernerts et mineral som i slip ligner meget rutil, uten at dette med sikkerhet er fastslått. Dette kunne da forklares som en sekundær dannelse av ilmenit. I en mikroskopert prøve fra Ørdsalen som ikke er tatt med i tabellen, finner vi rutil som lange nåler i undulerende kvarts (sagenit, foto 5). Denne bergarten er hvit og finkornet. Foruten kvarts og rutil inneholder den feltspat i form av mesoperthit. Denne sees også på foto 5. Ren plagioklas forekommer i mengde mindre enn 1 %. Den virker uomvandlet og er på universalbord bestemt til oligoklas $\text{Ab}_{88}\text{An}_{12}$. Noe serisit forekommer i feltspaten. Biotit forekommer i liten mengde omkring jernerts. Granater forekommer i ganske stor mengde.

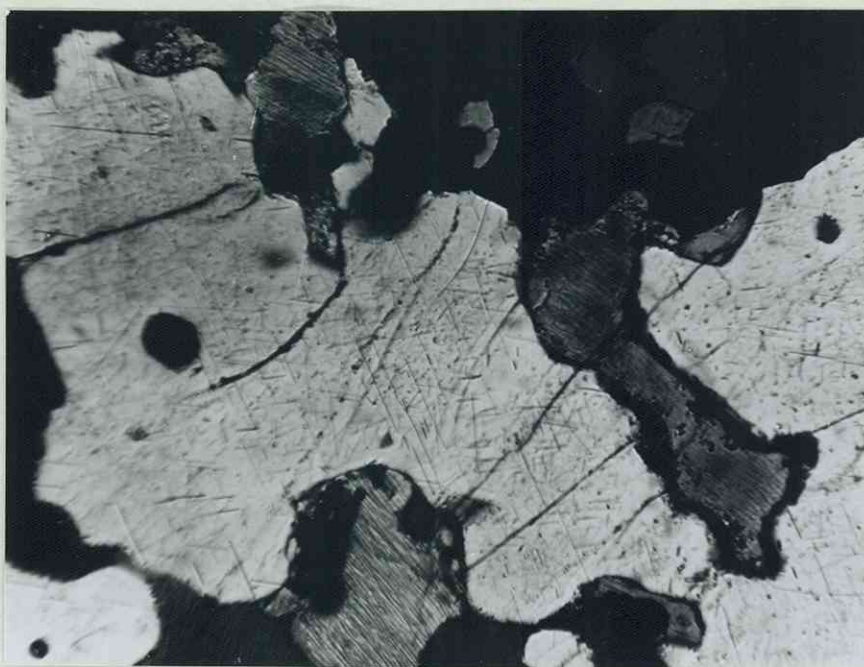


Foto 5. "Sagenit".

Rutil nåler i kvarts. De andre stripete kornene er "mesoperthit". Omtrent ved Eik i Ørsdalen. x 80 kryssede nic.

(Foto, B. Mauritz).

Eks. 1. Prøven er tatt omtrent midt i gneisssonen der denne skjærer Gyadalen. Den ligger her sammen med amfibolit. Strøket er ca. N50V og fallet 25° mot NØ. Prøven representerer de minst omvandlede typer vi finner i feltet. Til tross for det relativt høye innhold av mørke mineraler virker håndstykket helt hvitt. Bergarten er grovkornet. Plagioklasen er ikke sekundært omvandlet og er den mest basiske vi finner i gneisssonen ($Ab_{52}An_{48}$). Foto 4 er fra denne prøven. Biotit forekommer særlig omkring jernerts. Granatene ser ut til å være de siste mineralene som er krystallisert. De inneholder inneslutninger av kvarts (foto 6).

Eks. 2. Prøven er fra nordsiden av Mydlandsvann. Strøket er N40V og fallet 40° mot NØ. Bergarten er meget sterkt presset. Den er helt hvit og inneholder, som det fremgår av tabellen bare 1 % mørke mineraler som her er klorit. Plagioklasen er sterkt sekundært omvandlet. Foruten vanlig perthitisk mikroklin er det meget feltspat som "mesoperthit" i slippet. Mikroklin

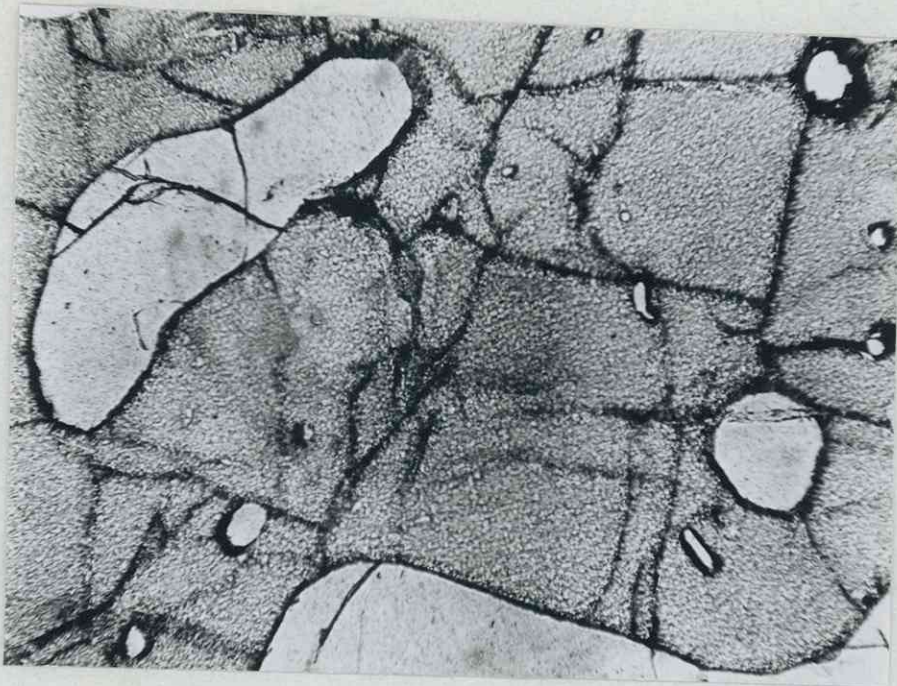


Foto 6. Granat med kvarts inneslutninger.
Eks. 1. tabell 4, x 95 ord. lys.
(Foto, B. Mauritz).

sees flere steder å erstatte plagioklas.

Eks. 3. Denne prøven er også fra Mydlandsvann, men fra sydsiden av vannet. Strøket er N42V og fallet 33° mot NÖ. Petrografisk er den omtrent lik prøve 2. Plagioklasen er antiperthitisk, og antiperthitene har tydelig utviklet mikroklingitter. Da disse iallfall for en stor del må antaes være dannet ved replacement skal vi komme tilbake til denne prøven under avsnittet om granitiseringen (foto 11, s. 66).

Eks. 4. Prøven er fra Eikjelandsdal i Gyadalen. Den er av utseende og forekomst lik de andre. Strøket er N33V og fallet 26° mot NÖ. Bergarten er sterkt sekundært omvandlet. Foto 1 og 2 er fra denne prøven. Håndstykket sees også å inneholde spredte rød granater.

Eks. 5. Denne prøven er også fra Gyadalen. Den er tatt mellom nr. 1 og 4. Strøket er her N48V og fallet 36° mot NÖ. Av utseende er den helt lik nr. 1, men er sterkt sekundært

omvandlet og plagioklasen er blitt en albit. Det store innholdet av perthitisk mikroklin (45 %), gjenspeiler seg ikke i bergartens ytre utseende.

Eks. 6.

Pröven er fra en vegskjæring i Örsdalen nede ved Örsdalsvannet. Den er relativt grovkornet, men mer finkornede typer finnes sammen med den. Ströket er N15V og fallet 30° mot NO. Bergarten er sekundært omvandlet hvilket tydelig sees av plagioklasen som er sterkt saussuritisert. Den nuværende sammensetning er en andesin (An_{34}). I håndstykket sees også bergarten å inneholde spredte granater. Hypersthenen må her ansees som et "relikt". Den har skarp uomvandlet grense mot kvarts, men der den grenser mot mikroklin har vi fått dannet en klorit eller serpentin sone med jernerts (foto 7).

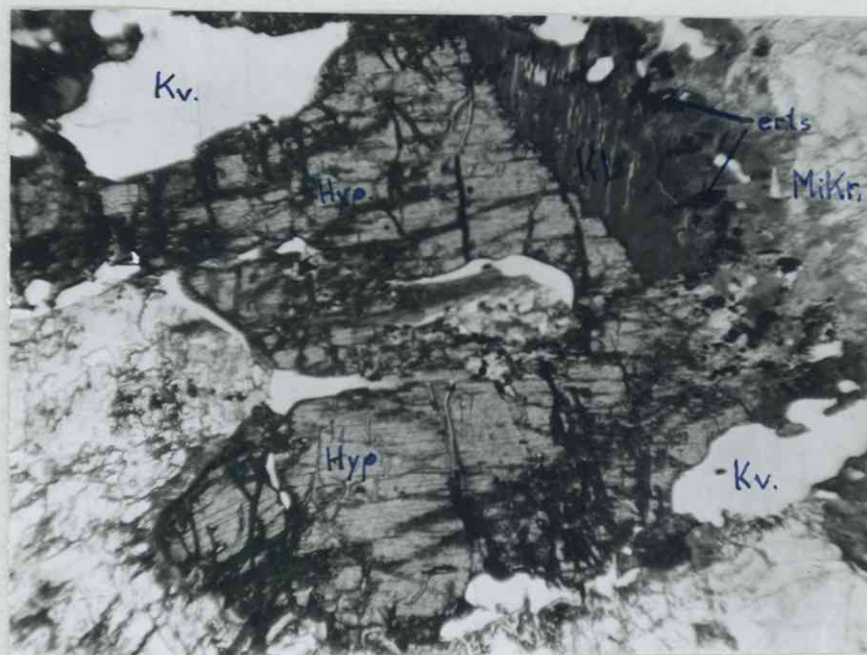


Foto 7. "Relikt" hypersthen i granulit fra Örsdalsvannet.
Eks. 6. tabell 4, x 20 kryssede nic.
(Foto, B. Mauritz).

Like ved siden av denne prøven har vi en helt grønn bergart. Den inneholder vesentlig plagioklas og kvarts, men også noe granater. Den grønne fargen kommer av at plagioklasen er helt epidotisert. At vår prøve har beholdt sin hvite farge må da

antaes å skyldes at den helt vesentlig består av kalifeltspat, tildels som perthitisk mikroklin og tildels som "mesoperthit". Foto 3 som viser myrmekit-kvarts som går fra grensen mikroklin-plagioklas og inn i plagioklas er fra denne prøven.

- Eks. 7. Denne prøven, som er tatt nær stien mellom Örsdalen og Gyadalen SÖ av Krokevann, er petrografisk meget lik den forrige, men inneholder ikke pyroksen.
- Eks. 8. Pröven er fra Mydlandsvann. Mesteparten av feltspaten forekommer som "mesoperthit", men noe mikroklin kan også tydelig sees. Det höye innholdet av kalifeltspat synes å gi bergarten en mer rödlig forvittringsfarge.
- Eks. 9. Pröven, som er fra Middagsfjell på NV siden av Örsdalen, inneholder også omtrent all feltspaten som "mesoperthit". Også her synes en lett rödlig forvittringsfarge å vise det höye innhold av kalifeltspat. Mörke mineraler finnes omtrent ikke i denne bergarten.

Örsdalens hvite gneiser forekommer vesentlig i en sone fra Gyadalen over mot Örsdalen. I Gyadalen strekker den seg helt opp til Mydland i nord-öst, og i Örsdalen er den nord-östre grensen omtrent ved Eik. Mot syd-vest strekker den seg i Gyadalen langt utenfor det kartlagte området, og i Örsdalen finner vi den i hvert fall ned til Örsdalsvannet. Mellom de to dalene er den ved Krokevann ganske smal. Vi finner imidlertid igjen lignende bergarter andre steder i feltet, men mange steder er det først ved slip-undersökelse det er mulig å skille dem fra de övrige gneisene.

Bergarter som petrografisk er meget lik eks. 1 forekommer blandt annet på Oddedalsknatten. Av utseende har den imidlertid den samme brunlige fargen som de andre gneisene. Andre bergarter som kjemisk er meget like eks. 1, men som inneholder hypersthen istedenfor granater, er funnet spredt på flere steder. I feltet er det imidlertid umulig å skille dem ut fra de övrige gneisene -. Gneis-området rett öst av grubeplatået inneholder for en stor del "mesoperthit". Disse perthitene er karakteristiske for de hvite gneisene, mens de aldrig er funnet i sikre granodioriter.

Ved vegskjæringen ved Bjordalsvannet lengst nord-øst i Ørdsalen finner vi igjen typiske hvite gneiser sammen med amfiboliter. Som karakteristisk for disse til forskjell fra de granodioritiske gneisene kan anføres:

- 1: Ren hvit farge på friske brudd.
- 2: I almindelighet meget fattige på femiske mineraler.
- 3: Vanlig forekomst av granater.
- 4: "Mesoperthiter".

Kvarts monzonitiske og granodioritiske gneiser.

Denne gneisgruppen, som jeg tidligere for korthets skyld delvis har henvist til under betegnelsen granitiske gneiser, utgjør den kvantitativt overveiende bergartsgruppen i feltet. Gruppen hører inn under det som tidligere er kalt "Dalernes grå gneis". Betegnelsen Birkremit er også benyttet. Kolderup definerer en Birkremit som en bergart som hovedsakelig består av mikroperthit og kvarts og hvis mørke mineraler for størstedelen er rombisk pyroksen og jernerts. Etter denne definisjonen kan Birkremit-betegnelsen ikke nyttes for gneisene i Ørdsalen. Som regel er det nok mer kalifeltspat enn plagioklas, men det omvendte kan og være tilfelle, og kalifeltspat er aldrig den dominerende feltspat i gneisene. Hyperthen kan forekomme, men det er ingen regel. Bergartene kan virke meget homogene, men er som regel presset. Kornstørrelsen varierer fra helt finkornede til grove, nesten pegmatitiske typer. Rene øyegneiser forekommer og. Øynene består alltid av kalifeltspat (perthitisk). De kan være runde men er ofte avlange med lengdeaksen parallell gneisenes foliasjon. De forskjellige typene forekommer sammen og å skille dem på kartet vil kreve et omhyggelig detaljarbeide og et kart i meget stor målestokk. På detaljkartet i målestokk 1:1000 er de grove og finkornede typene holdt adskilt. For de meget finkornede typene er betegnelsen aplit tidligere benyttet. Hvis betegnelsen aplit blir brukt alene, forståes i almindelighet granit-aplit. Petrografisk er imidlertid de finkornede gneisene i Ørdsalen

identiske med de mer grovkornede typer, og betegnelsen kvarts monzonit- eller granodiorit-aplit ville være mer dekkende. Med aplit forståes imidlertid i almindelighet også en bergart hvis dannelse og forekomstmåte er så nær knyttet til pegmatiter at de betraktes som en fase eller variant av disse. I Örsdalen kan imidlertid de finkornede gneisene ikke sees å stå i noe forhold til pegmatiter, derimot har vi gradvise overganger til mer normale grovkornede gneistyper. Jeg foretrekker derfor å nytte betegnelsen finkornede gneiser istedenfor det mer tendensiøse aplitnavnet. - Som tidligere nevnt er inneslutninger av amfiboliter eller rester av disse vanlig å finne i gneisene. Særlig rik på slike inneslutninger er gneisene innen det malmførende området. - Gneisenes farge er som regel grå, men kan også være mer rødlig.

I gneisene er følgende mineraler funnet:

Kvarts	Granat
Kalifeltspat	Hypersthen
Plagioklas	Diopsid
Zoisit	Hornblende
Epidot	Biotit
Serisit	Klorit
	Jernerts
	Titanit
	Zirkon
	Apatit

De femiske mineraler forekommer i disse bergartene i mengde fra ca. 2 til maksimalt 10 %. Det vanligste femiske mineral er biotit. Bergartene har mange steder undergått en sen retrograd metamorfose. Denne viser seg i en kloritisering av pyroksen, hornblende og tildels biotit, samtidig som plagioklasen blir saussuritisert og i mange tilfelle får vi også en seritisering av kalifeltspaten. En mengde av disse gneisene er undersøkt i tynnslip. Tabell 5 viser mineralfordelingen vi finner i dem. Eksempelene antaes å utgjøre et representativt utvalg fra de forskjellige steder i feltet. Diagram 2, s. 38, viser skjematisk forholdet mellom kvarts, kalifeltspat og plagioklas for bergartene i tabell 5.

Tabell 5.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Kvarts	34.8	42.2	31.0	27.2	31.4	21.0	29.6	26.8	30.1	26.5	32.3	34.6	31.0
Orthoklas	28.6	31.2	-	34.0	26.7	47.0	-	-	-	-	21.7	-	-
Mikroklin	-	-	40.2	-	-	-	39.4	42.1	39.4	45.0	-	49.3	44.3
Plagioklas	22.1An ₃₈	21.5An ₃₈	22.0	30An ₃₈	34.8An ₃₃	28.2An ₃₄	26.6Ab	28.2	27.5Ab	26.5An ₂₈	39.1An ₄₀	14.0An ₃₆	22.0An ₃₈
Zoisit	2.0												
Epidot	-	-	-	-	-	-	1.0	+	0.3	+	-	-	+
Serisit	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	+	0.6
Granat	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	-
Hypersthen	-	-	-	0.7	2.7	-	-	-	-	-	4.2	-	-
Diopsid	-	-	-	-	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Hornblende	5.5	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotit	3.5	2.0	2.4	3.2	0.4	0.8	-	} 2.3	-	+	-	+	-
Klorit	0.5	1.1	1.8	a	2.0	2.5	3.0		2.7	2.0	-	-	1.7
Jernerts	2.5	2.0	2.6	2.5	2.3	0.5	0.4	0.6	0.3	+	2.7	-	0.4
Titanit	-	-	-	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-
Zirkon	+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	0.5	-	-	0.3	+	+	+	-	-	-	-	-	-

(+ betyr at mineralet forekommer i meget små mengder). (a: Hypersthenen er her i stor grad omvandlet til et klorit aggregat).

1. Grov gneis. Diamantborhull mellom Schåningsgrube og Wolframsynken.

2. Fink.gneis. " " " " "

3. " " Stoll 1. 4. Grov gneis. Mjåvassknuten. 5. Grov gneis. Skidbufjell.

6. Middels kornet gneis. Blåfjell. 7. Middels kornet gneis. Åne. 8. Grov gneis. Fanafjells vann -

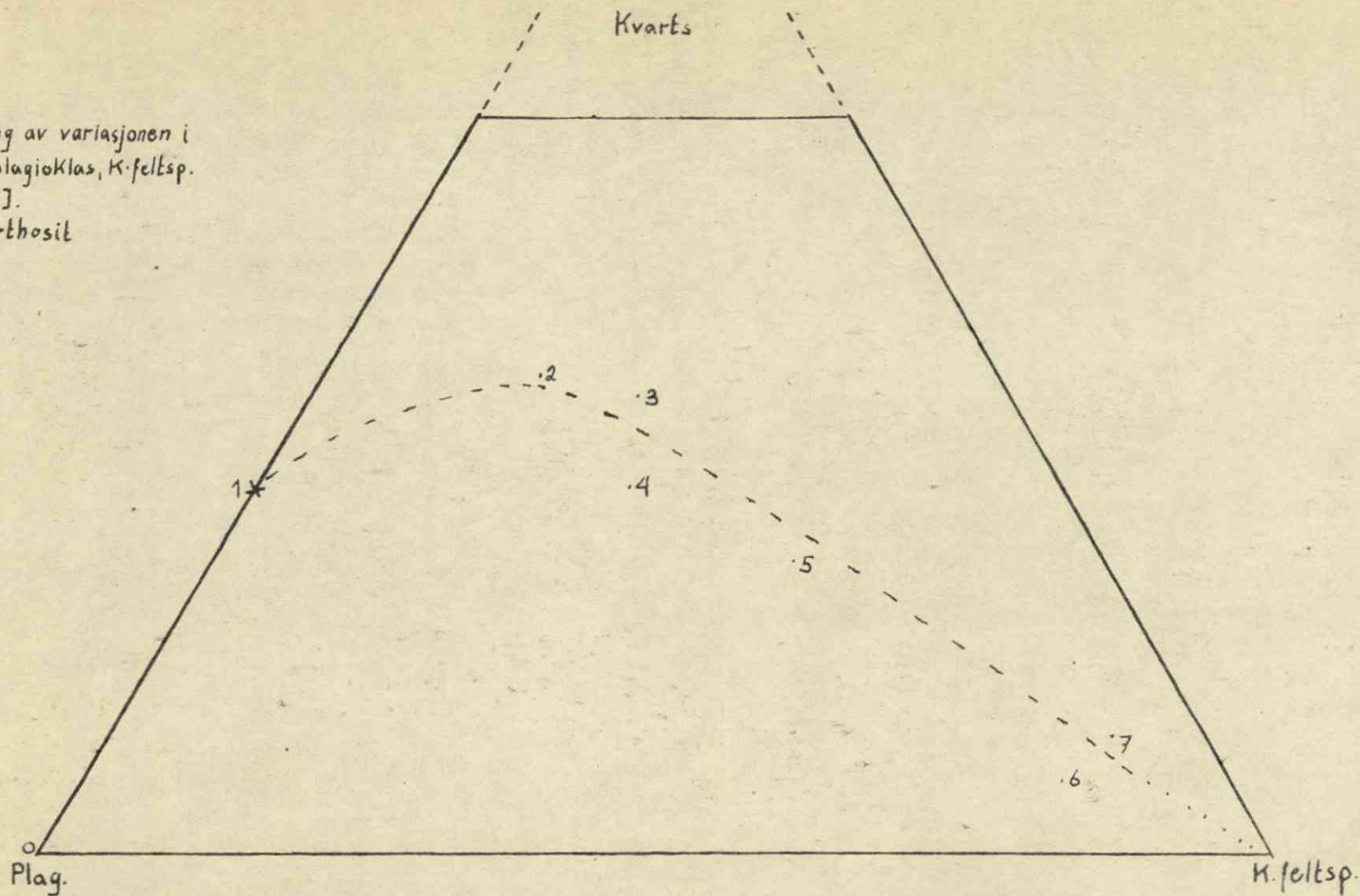
Galtanvanns-draget. 9. Grov gneis. Mydland i Gyadalen. 10. Grov gneis. Björnstad vann. Gyadalen.

11. Middels kornet gneis. Ca. 500 m. NV av Fiskelöysvann. 12. Middels-fink. gneis. Bergaslottknatten.

13. Grov gneis. Bessevatn.

Diagram 1
Skjematisk fremstilling av variasjonen i
granulitenes Kvarts, plagioklas, K-feltsp.
innhold. [etter tabell 4].

o = vanlig anorthosit



Å gi et tilnærmet riktig bilde av mineralfordelingen i öyegneisene ved slipanalyse er umulig. En slik bergart som jeg har samlet like ved arbeidsbrakken på fjellet i Örsdalen inneholder foruten öynene, som består av en perthitisk orthoklas, også av plagioklas, hornblende, biotit, noe jernerts og apatit. Mens plagioklasen i gneisene i nærheten (eks. 1, 2, 4 i tabell 5) er en andesin An_{38} , er den her en oligoklas. Den er ikke sekundært omdannet. Myrmekit kvarts trenger fra kalifeltspat-grensen inn i plagioklas.

En annen type av disse gneisene som heller ikke er tatt med i tabell 5, er de som ble nevnt under beskrivelsen av de hvite gneisene hvor en stor del av feltspaten foreligger som "mesoperthit". Disse bergartene, som på denne måten er knyttet til de gneisene vi behandlet i forrige avsnitt, er bare funnet i det området som ligger umiddelbart NÖ av det malmførende området. Nettopp i et slip fra en bergart her synes vi å ha et eksempel på hvordan disse perthitene må være dannet. Dette skal nærmere diskuteres i avsnittet om grانيتiseringen. Foruten "mesoperthit" inneholder disse gneisene kvarts, perthitisk kalifeltspat (antagelig orthoklas), plagioklas (oligoklas - andesin), serisit, biotit, jernerts og zirkon.

Kvarts forekommer, som det sees av tabellen, i disse gneisene i en mengde som varierer mellom ca. 20 - 40 %. Det vanlige er imidlertid omkring 30 %. Den er alltid undulerende. Kvarts av forskjellige generasjoner finner vi ofte. Spindler av myrmekit-kvarts som trenger seg inn i plagioklasen fra grensen mot kalifeltspat finner vi nesten i hvert eneste slip, såvel når kalifeltspaten er mikroklin som orthoklas, (foto 8), s. 40. Sekundære ganger med kvarts som gjennomsetter alle mineralene i bergarten i likhet med det som er vist på foto 1 og 2 finner vi også i disse gneisene, (eks. 9 og 13 i tabell 5). I disse gangene forekommer da kvarts som regel sammen med epidot og klorit.

Kalifeltspat forekommer som det sees av tabell 5 både som orthoklas og mikroklin. Den er alltid perthitisk. Perthitene er som regel vanlige dråpe perthiter, men også "mesoperthit" forekommer. I de aller fleste tilfellene er kalifeltspaten uomvandlet, men den kan og være noe serisitisert. Mengden av den varierer innen temmelig vide grenser, fra omkring 20 - 50 %, men man kan si at det som regel dreier seg om noen og trediver %.



Foto 8. Myrmekit i plagioklas inneslutninger i perthitisk orthoklas.
Eks. 1. tabell 5. x 75 kryssede nic.
(Foto, B. Maurits).

Plagioklasenes sammensetning varierer fra andesin til albit. Den mest basiske som er funnet er gitt i eks. 11 tabell 5. Sammensetningen er her bestemt ved måling av utslukningsvinkelen på universalbord. Dette ga en andesin med An_{40} . Den mest almindelige plagioklas-sammensetningen vi finner er ca. An_{38} . I tabell 5 er alle plagioklasene som er surere enn andesin sekundært omvandlet. Temmelig friske oligoklaser er funnet i feltet, men når sammensetningen blir albitisk er de alltid saussuritisert. I mange tilfeller er de da helt om-dannet i et "zoisit" aggregat og sammensetningen umulig å bestemme. Også de meget basiske typene kan være preget av en ganske høy grad av omvandling. I enkelte tilfelle, således eks. 1, har plagioklasene en undulerende utslukning som må antaes fremkommet ved pressing. I mange tilfelle er plagioklasen antiperthitisk (eks. 1, 4, 5, 6, 7 og 13 i tabell 5).

Femiske mineraler, granat, hypersthen, diopsid, hornblende, biotit, klorit og jernerts, forekommer som det sees av tabell 5 i relativt underordnet mengde i disse gneisene. Deres kjemiske sammensetning er for denne bergartsgruppens vedkommende heller ikke nøyere undersøkt. Granat forekommer bare i eks. 12. Det er en vanlig rød almandin. Eksempel 12 er videre den eneste

av disse gneisene hvori granat i det hele tatt er funnet, foruten enkelte steder i nær forbindelse med malmsonen i Ürsdalen. Dette skiller denne gruppen klart fra den hvite gneis-sonen hvor granat, selv om dette ikke kommer frem av tabell 4, må sies å være et meget vanlig mineral. Det kan være spørsmål om ikke eksempel 12 heller bør regnes tilhørende den sistnevnte gruppen. Hypersthen, og også tildels diopsid, forekommer i disse bergartene. De knytter gruppen på en måte til Birkremitene. Helt uomvandlet hypersthen er imidlertid sjelden i gneisene. Omvandlingen synes fortrinnsvis skje under dannelsen av klorit i likhet med hva vi fant for amfibolitene, men det er mulig at også noe av hornblenden må betraktes som sekundært dannet på denne måten. Det kan være spørsmål om den klorit vi finner i mange ikke pyroksen-førende bergarter alltid representerer en sekundær dannelsen på bekostning av hypersthen når bergartens mineraler eller indikerer amfibolit fasis. Når metamorfosegraden er lav blir også hornblenden og biotiten kloritisert, men i mange tilfelle kan helt frisk hornblende sees å grense opp til kloritaggregatet (foto 9).

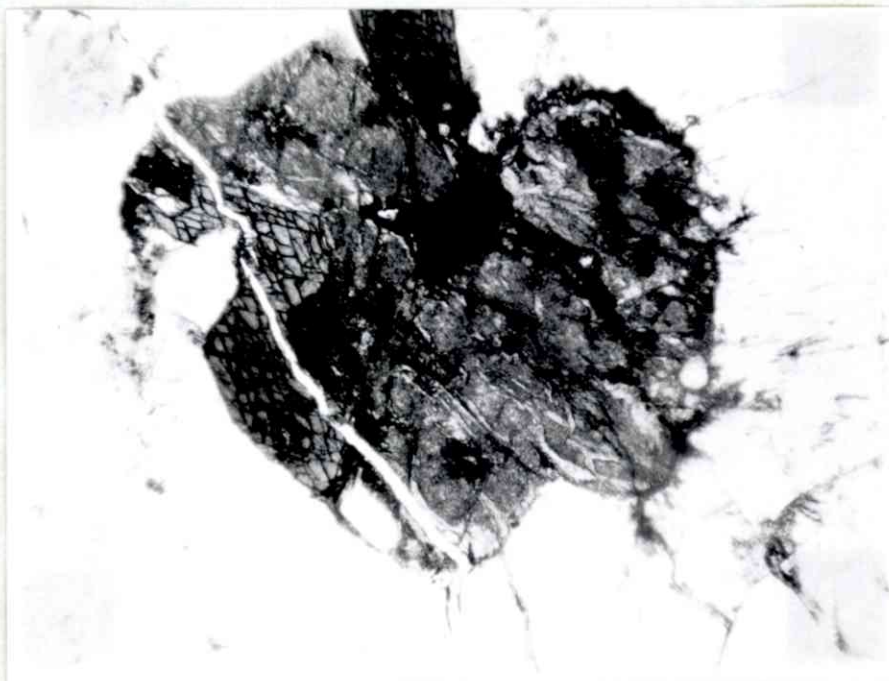


Foto 9. Hornblende grensende opptil delvis "kloritisert" hypersthen. Diamantborhull mellom Schåningsgrube og W. synken.
x 95. ord. lys.
(Foto, B. Mauritz).

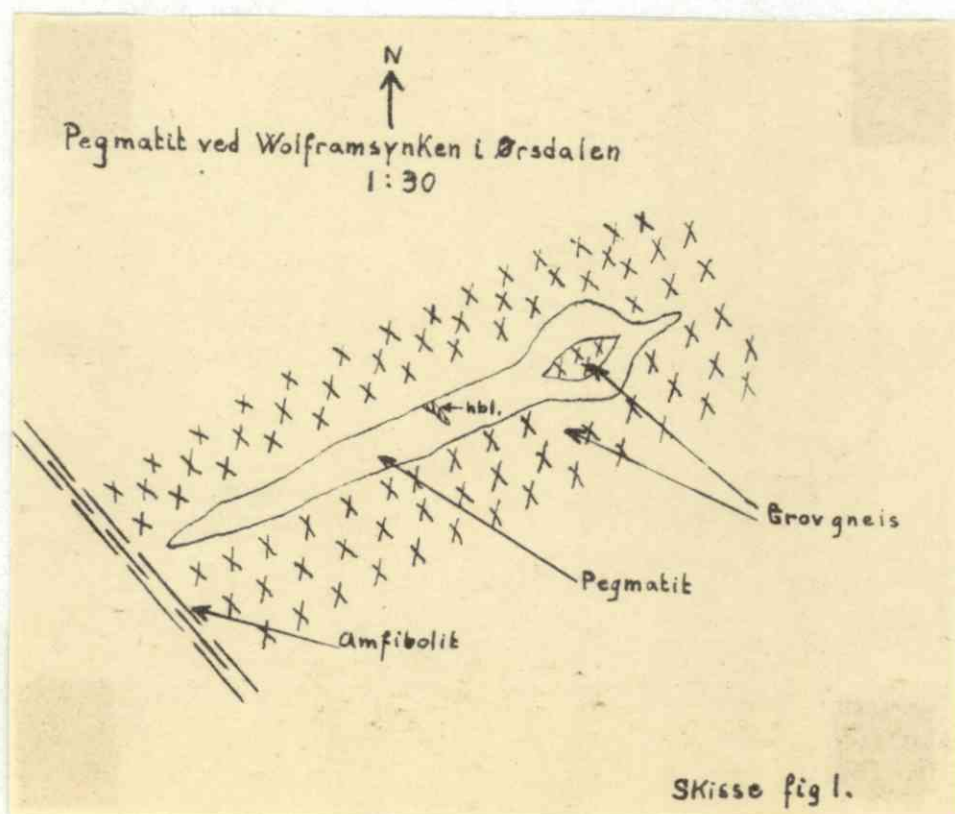
Klorit kan også forekomme i bergartene som primært mineral. Dette er tilfelle når vi finner det sammen med kvarts og epidot i de tidligere omtalte gjennomsettende ganger. - Hornblende synes å forekomme hyppigere i disse gneisene enn det fremgår av tabell 5, og biotit er også et vanlig mineral. Sammensetningen av jernertsen er ikke undersøkt, men det aller meste er temmelig sikkert magnetit, men også hematit og ilmenit vites å forekomme.

Titanit, zirkon og apatit forekommer i helt underordnede mengder. All zirkon forekommer som små pleokroitiske korn i biotit.

Pegmatiter.

Gneisene vi behandlet i forrige avsnitt kan i enkelte tilfelle bli så grovkornede at de får et pegmatitisk utseende. Ser vi bort fra disse tilfellene, hvor spørsmålet grov gneis eller pegmatit nærmest blir en følelsessak, må det sies at forekomsten av pegmatiter er en sjeldenhet i Ørsdalen. De som er, er meget små, og deres mineraler skiller seg ikke fra de vi finner i de omgivende gneisene. Det eneste er forskjellen i kornstørrelse og det forhold at plagioklas ikke synes å forekomme i dem. Som et eksempel skal det her beskrives en liten pegmatit i nærheten av Wolfram synken på grubeplatået i Ørsdalen.

Pegmatiten, se skisse (fig. 1), ligger her i grov,



relativt lite foliert gneis. Et noen meter mektig amfibolit bånd ligger bare ca. 10 cm. fra pegmatitens VSV ende. Pegmatitens lengderetning er ca. N75Ö. Skiffrigheten i den omgivende bergart slik den er definert i amfiboliten og den svake foliasjon vi finner i gneisen er ca. N45V og fallet ca. 73° mot NÖ. Pegmatiten virker i sin helhet upresset. Det synes derfor som den gjennomsetter gneisene. Retningen er imidlertid den samme som den vi finner for et av sprekksystemene. Den markerte sprekken som går fra Stoble vann over mot Wolframsynken (s. 8) har nøyaktig samme retning som pegmatitens lengdeakse, og løper bare ca. 15 m. syd for denne. Denne oppsprekningen må imidlertid ansees som en temmelig ung dannelselse, som i hvert fall er yngre enn malmdannelselse. Dette skal i et senere avsnitt nærmere begrunnes. Pegmatiten det her dreier seg om kan heller ikke sees å være noen sprekke fylling. Det at den er helt upresset behøver heller ikke bety så meget, da som før nevnt, også den grove gneisen den ligger i er relativt ufoliert. Lengden er ca. 2.5 m. og bredden varierer mellom 15 og 20 cm. I den nord-østre enden vider den seg ut til ca. 40 cm. Her har den imidlertid delt seg i to og omslutter en grov gneis av samme type som den omgivende bergart.

Følgende mineraler er funnet i pegmatiten: Kvarts, kalifeltspat, hornblende, biotit og magnetit.

Kvarts og feltspat er hovedbestanddelene av pegmatiten. Vi finner dem alltid i sammenvoksing hvilket gir pegmatiten et skriftgranitisk utseende. Noen sonarbygning av pegmatiten med for eks. kvartsrik kjerne finner vi ikke. Kalifeltspaten kan forekomme i flere cm. store krystaller. Den er en perthitisk orthoklas og identisk med de vi finner i de tilstøtende gneisene. Perthitene er "dråpe" formede.

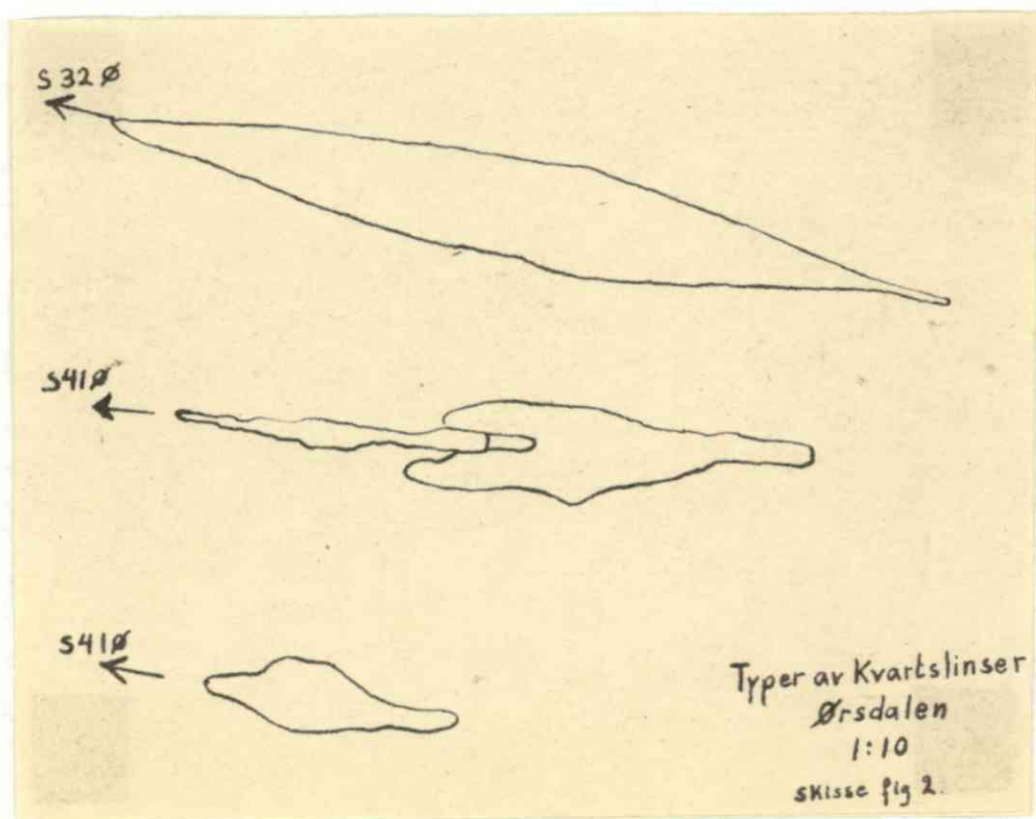
Hornblenden forekommer ofte i flere cm. store krystaller. Det synes som de har en tendens til å ordne seg med C aksens loddrett på grenseflaten mellom pegmatit og gneis, eller altså parallelt foliasjonen i gneisene. Et röntgendiagram av denne hornblenden viste at den måtte antas å være betraktelig mer jern-rik enn de vi fant i amfibolitene. En film som var merket aktinolit hadde omtrent identiske d verdier. Optiske undersøkelser ga til resultat: Pleokroisme: X lys grønn, Y grønn, Z mørk grønn - brun grønn. Brytningsindeks: $n_\alpha = 1.669 \pm 0.002$, $n_\beta = 1.687 \pm 0.002$, $n_\gamma = 1.692 \pm 0.001$ $n_\gamma - n_\alpha = 0.023$

Etter Tröger's tabeller kan dette på grunn av den store dobbeltbrytning ikke være noen aktinolit, men den må betegnes som en hornblende med ca. 60 mol % av (Fe,Mn,Ti) komponenten.

Biotit og magnetit forekommer også i ganske store krystaller. Magnetiten er ofte utviklet som oktaedre.

Kvartsganger.

Massive kvartsganger finner vi overalt i feltet. Det er mulig de opptrer i størst mengde innen det malmførende området, men også utenfor dette er de meget almindelige. De fleste opptrer i den grove granodioritiske gneisen, men da denne er langt den kvantitativt overveiende bergart i feltet, er det forsåvidt ikke noe merkelig i det. Vi finner dem også såvel inne i amfiboliter som langs grensen amfibolit - gneis. Nærmest inn til gangen er da amfiboliten ofte omvandlet i en "råtasone", hvor de mørke mineralene utgjøres av biotit. Betegnelsen ganger er forøvrig lite dekkende da de sjelden er mer enn et parr meter i lengde-retningen, og de er ofte meget mindre. Kvartslinser er et bedre navn. Skisse fig. 2 viser noen karakteristiske utforminger av dem. Selv om lengden av de enkelte linsene ikke er særlig stor, følger flere linser ofte "stjert om stjert" etter hverandre i strøkretningen så



vi får hva vi best kunne kalle "gangtog". Disse gangtogene kan ha en betraktelig utstrekning. "Gangtoget" mellom Schåningsgrube og Wolframsynken er således fulgt flere hundrede meter. Linsene ligger alltid parallelt gneisenes foliasjon. De virker bestandig meget massive, men kvartsen har såvidt jeg har kunnet konstatere alltid undulerende utslukning. Etter deres utseende kan vi dele linsene i to grupper. Den ene, som bare synes å opptre i malmsonen, har en grålig fettaktig glans, mens den andre typen er melkehvit. Også den siste finner vi i malmsonen, men den synes alltid å være helt gold og noen mineralisering kan ikke sees å være knyttet til den. Også molybdenglansen ved Björnestadvann i Gyadalen synes å være knyttet til en mer fettglinsende kvartsgang. Disse kvartsgangene, og særlig mineraliseringen som er knyttet til dem, skal utførlig behandles i et senere kapitel. Det skal her bare slås fast at utenfor malmsonen består linsene av ren kvarts. Det kan således i Ördsalen se ut som vi har to generasjoner med kvartslinser, hvorav den ene synes alltid å være nær forbundet med malm-dannelsen. Begge typene forekommer imidlertid på samme måte i feltet og de er aldrig sett å gjennomskjære hverandre. Noe sikkert om aldersforholdet kan derfor ikke sies. Det er imidlertid nærliggende å anta at hvis vi virkelig har to generasjoner representert her, så er det den malmførende som er eldst. Et sted i feltet, nemlig på Eikeknatten NV av Ördsalen er pene bergkrystaller utviklet i en hvit kvartsgang. Krystallene er melkehvite og ugjennomsiktige. I retning av C-aksen kan de være mer enn 6 cm. lange og med et tverrsnitt på over 1 cm.

Diabas ganger.

Diabasganger opptre hyppig i Egersund området, hvor de er iaktatt å gjennomsette alle andre bergarter. De er således klart en yngre dannelselse, men deres alder er ikke klar. Foruten prekambrium er kambro-silur (Kaledon), Perm og Tertiær mulige tidsrom for fremtøringen av diabasganger i dette området. I en liten gang ved Skåre i nærheten av Egersund er det funnet ikke devitrifisert glass. Dette synes å være et sterkt argument for en ung, muligens tertiær, alder for i hvert fall en del av disse diabasgangene. I Ördsalen har vi en diabasgang blottet mellom stoll 1 og 2 nede i dalen. Antagelig samme gangen finner vi igjen litt nedenfor Elektrisitetsverket og i nord-øst sees

den i skaret opp mot Jodetj. Den er inntegnet sammenhengende på kartet. Strökretningen er ca. N70Ö. Den skjærer således gneisenes foliasjonsretning, og må være yngre enn disse. Det er en hard, grå og meget finkornet bergart som i håndstykke virker lite omvandlet. I tynnslip sees imidlertid at den har undergått en temmelig sterk grad av sekundær omdanning. Vi finner nå følgende mineraler i den: Olivin?, hypersthen, hornblende, klorit, serpentin, plagioklas, zoisit og opake mineraler. Olivinen er ikke med sikkerhet bestemt, men et mineral som forekommer i små mengder inne i klorit-serpentin aggregatene har optiske egenskaper som minner meget om olivin. Det foreligger imidlertid i så liten mængde at det er vanskelig å få gjort noen skikkelig bestemmelse. Hypersthenen virker temmelig frisk selv der den grenser mot klorit, men den er enkelte steder omdannet i hornblende. Plagioklasen er sterkt saussuritisert og vi har fått sekundært dannet "zoisit".

Intet kan sies om diabasens alder. At den er den yngste bergart vi finner i Ördsalen synes imidlertid å være klart. På den annen side synes den relativt høye grad av omdanning vi finner å vise at den må være eldre enn den glassförende diabas ved Skåre.

Granitiseringen.

Når man arbeider i et område som for en stor del består av bergarter med mer eller mindre granitisk sammensetning vil man alltid være på vakt overfor tegn som kan tyde på magmatisk virksomhet. Med magmatisk menes at bergarter vi nå finner engang har vært i veskefase, uansett om denne er et resultat av fraksjonert krystallisasjon fra et modermagma, i petrologien gjerne antatt av gabbroid sammensetning, eller en flytende fase dannet ved anatekse av bergarter på store dyp. Særlig aktuelt er spørsmålet i et område som Ørsdalen hvor det opptrer malmer av en type som alltid tidligere har vært antatt knyttet til den pneumatolytiske eller hydrothermale fase som vil opptre på et relativt sent stadium under krystallisasjonen av et granitisk magma. Wolfram- og molybden-malmers nære tilknytning til graniter og granodioriter synes å være en empirisk kjennsgjerning. Særlig interesse er knyttet til de finkornede granitene (apliter). Disse antas å ha fått sin finkornige struktur ved at flyktige stoffer opprinnelig var oppløst i magmaet og dermed nedsatt dettes krystallisasjonstemperatur, plutselig har fått anledning til å unnvike gjennom den overliggende bergart, med en rask krystallisasjon av magmaet til følge. Molybden og wolfram antas å følge de flyktige stoffene. På Knaben 2 setter A. Bugge malmen i den nordlige og midtre del av gruben i forbindelse med en slik aplit. Apliten kan sees i den øvre del av gruben, men mot dypet går den over i det vanlige "gangfjell", som er en grå, tydelig foliert granitisk bergart. Den ligner av utseende meget bergartene i Ørsdalen. Også i Ørsdalen finner vi slike finkornede bergarter. På detaljkartet over grubeområdet ser vi en ganske stor "aplit" som ligger mellom Schåningsgrube og Wolframsynken. Den er av utseende noe mørkere enn apliten på Knaben. Et diamantborhull som ble satt igjennom den viser også at den ikke er så homogen som kartbilledet gir inntrykk av. Vi har også her en stadig veksling mellom grov og finkornet gneis samt kvarts-rik amfibolit. Til og med store feltspat øyne kan vi finne i den, (se kjernebeskrivelse, bilag 1). Under kartleggingen i feltet er det ofte vanskelig å holde de kvartsrike granitiserte amfibolitene fra "aplitene". Granitiseringen foregår slik at kvarts og feltspat vandrer inn, samtidig med at de mørke

mineralene blir omdannet i biotit og deres mengde avtar. Overgangen grov gneis-"aplit"-kvarts rik amfibolit - amfibolit er typisk. Særlig klart fremgår dette av diamantborkjernene. I kolonne 2, tabell 5, s. 37, er gitt en slipanalyse av "aplitene" mellom Schåningsgrube og Wolframsynken. Det fremgår at denne inneholder noe mer kvarts enn det normale for de granodioritiske bergartene. Mengden av kalifeltspat og plagioklas er derimot normalt, mens innholdet av femiske mineraler er noe lavere enn det vanlige. Av viktighet er det å legge merke til at plagioklasens sammensetning ($Ab_{62}An_{38}$) er den helt normale for de sekundært uomvandlede gneisene. Undersøkelser av lignende bergarter fra andre steder i feltet viser at det hva mineralinnhold angår er umulig å skille dem fra de grovere granodioritiske gneisene. En oppfatning av et område som dette, kunne være at "aplitene" skulle representere yngre intrusioner i et gammelt gneis kompleks. Hvis dette var tilfelle, synes det imidlertid at vi skulle vente en systematisk forskjell i de to bergartstypenes mineraler. Det er nesten utrolig at plagioklasenes sammensetning skal være så konstant. Den gradvise overgangen vi finner fra de grovkornede gneis-typer til de finkornede, og plutselig umotivert opptreden av store feltspat øyne i den siste, tyder ikke på noen intrusiv virksomhet av denne. For meg står det som vi må oppfatte alle de granodioritiske gneis-typene som noenlunde samtidige dannelser, og de prosesser som ledet til dannelsen av den ene må også være avgjørende for de andre.

I Ørdsalen befinner vi oss i et typisk grunnfjells-område, et ved erosjon blottlagt dyptliggende snitt i en gammel fjellkjede. Bergartene vi finner er de typiske for slike områder. Forskjellige typer av granodioritiske gneiser, små pegmatier og en stadig opptreden av amfibolitiske bånd og linser i forskjellig grad av omvandling. Åregneiser opptrer hyppig de gamle spørsmål om veniter og arteriter kommer inn i billedet. En diskusjon av disse tingene vil føre for langt, men det kan vel sies at man idag for det meste oppfatter slike områder som dannet ved storstilte granitiseringsprosesser av opprinnelige geosynklinalsedimenter og lavaer. En forklaring som helt bygger på en størkning av et granodioritisk magma fremkommet ved en fraksjonert krystallisasjon av et gabbroid modermagma, etter de prinsipper som, hovedsakelig av Bowen, er funnet ved laboratorieforsøk i Geophysical Laboratory i Washington, er vanskelig å tilegne slike områder. Den store

mengden av de granodioritiske gneisene i forhold til gabbroide bergarter for eks. synes å umuliggjøre en slik teori.

Meningene er imidlertid meget delte når det gjelder oppfattelsen av hvorledes granitiseringsprosessen har virket. Man kan for eks. tenke seg et magma, gjerne av gabbroid sammensetning, som har trenget opp og formådd å oppløse store mengder av de overliggende sedimenter. Magmaets sammensetning vil derved forandres og det er mulig vi på denne måten kan få et granodioritisk magma som så har krystallisert. - Amfibolitene er tydelig eldre enn gneisene. Rester etter sikre sedimenter finner vi ikke, hvis da ikke glimmerskifer linsene kan forklares som opprinnelige sedimenter. Amfibolitene har en sammensetning som er meget lik den man vanlig finner for gabbroer og basalter, og det er mulig at i hvert fall en del av dem representerer rester av slike. Et gabbroid eller surere magma vil, etter Bowens reaksjonsprinsipp ikke kunne smelte disse, men reagere med dem under samtidig utkrystallisasjon av mineraler med hvilke smelten er i likevekt. Hvis amfibolitene skulle ha befunnet seg som faste legemer i en ellers smeltet masse, måtte vi vente at de ville bli beveget og dreid vekk fra sin opprinnelige stilling. Nå ligger imidlertid idag, amfibolitene alle med sin lengdeakse parallelt gneisenes foliasjon. Enda merkeligere er det når vi betrakter amfibolitrestene representert ved en anrikning på biotitflak i gneisene. Omrisset av disse har linseform og med samme orientering som de mer uomvandlede amfibolitene. Konklusjonen må bli at amfibolitene under hele granitiseringsprosessen har befunnet seg "in situ", hvilket er vanskelig å forstå hvis de bokstavelig har vært flytende i en smelte.

En annen prosess som i de siste årene har vært meget diskutert, og nå er almindelig anerkjent når det gjelder forklaringen av enkelte magmatiske trekk i granitiske gneisområder, er dannelsen av palingene magmaer ved partiell oppsmeltning av geosynklinalsedimenter. Forklaringen av de granitiske og granodioritiske gneisene i fjellkjededypene, ikke som årsaken, men tvertimot endeproduktet av metamorfosen aksepteres mer og mer. Hvorledes et slikt palingent magma dannes henvises til Barth (9, s. 236) og Ramberg (53, s. 243-244).

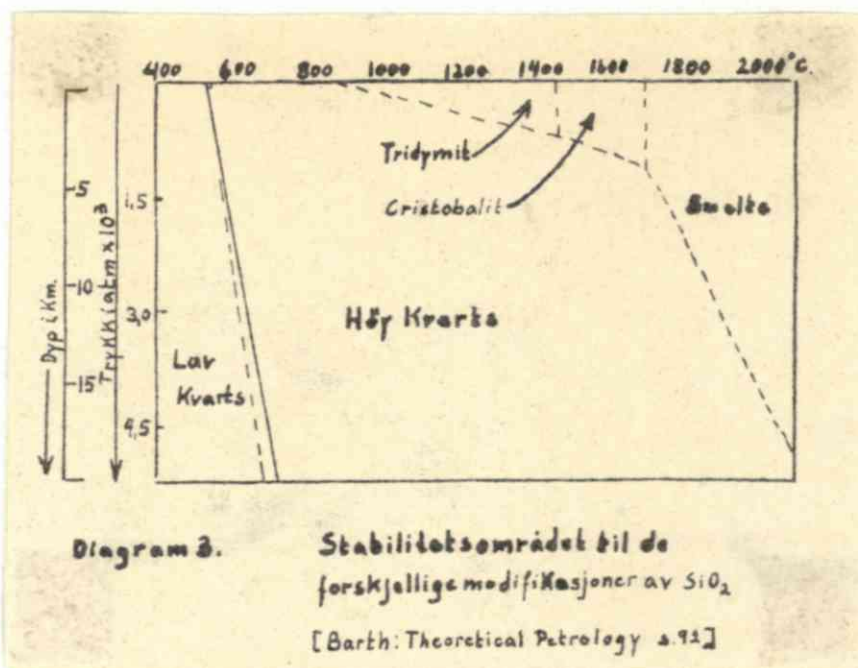
Barth (6) antar grunnfjellet i det sydlige Norge sterkt influert av anatektiske prosesser. De PT-betingelser han finner synes å indikere en lav amfibolit fasis, mulig

epidot-amfibolit fasis. Den høyeste temperatur vi kan ha i amfibolit fasis setter Ramberg (53, s. 244) noe mellom 550 og 600°, men på s. 156 skriver han at den bare sjelden overskrider 400-500°. Den høyeste del av epidot-amfibolit fasis skulle da tilskrives en temperatur på ca. 400°. I lys av nyere laboratorieundersøkelser (Goranson), synes det umulig å få dannet et palingent magma ved oppsmeltning av bergarter ved en så lav temperatur. Ved tilsetting av vann i opptil ca. 10 % nedsettes granitens smeltepunkt til ca. 675°. Tilsettes mer vann vil smeltepunktet igjen stige. Nå er det mulig at andre forbindelser som halogen og CO₂, i tillegg til vann, vil kunne presse smeltepunktet noe mer ned. At dette kunne bli av en slik størrelsesorden at vi kommer ned i 400° er dog lite sannsynlig. Med vår nåværende viten synes det umulig å få en partiell oppsmeltning av bergarter ved temperaturer lavere enn ca. 600°. Teoretisk er det allikevel ikke umulig at enkelte av bergartene innen området som ble undersøkt av Barth engang har vært i smeltet fase. Bergartene vi finner oppgir han til

1. kalk og skarn bergarter med mineralparagnesen: kvarts, epidot, zoisit, calcit, granat, skapolit og sjelden vesuvian.
2. Basiske silikatbergarter med mineralparagnesen plagioklas, hornblende, epidot.

I begge disse tilfellene har vi tydelig en lav metamorfosegrad. Det er imidlertid et åpent spørsmål hvor mange av disse mineralene er dannet ved en senere metamorfose ved en lavere temperatur. De bergartene som selv kunne tenkes å ha blitt bragt i smeltet fase under anatektiske prosesser er de sure silikatbergartene i området, og særlig da de granitiske gneisene og pegmatitene. For flere av disse bergartene ble det undersøkt om kvartsen opprinnelig forelå som høy- eller lav-kvarts. Ingen tegn på høy-kvarts ble funnet og Barth konkluderer da med at ingen av bergartene innen dette komplekset noen gang har vært oppvarmet til temperaturer over 575°.

Overgangen fra lav kvarts til høy kvarts er imidlertid fulgt av en volumutvidelse. Inversjonstemperaturen vil derfor være en funksjon av trykket og øke med dette. Benyttes Clausius-Clapeyrons formel for inversjonen får vi (Barth (9), s. 91) $dT/dP = 0.0215^\circ$ pr. atm. 573° er inversjonstemperaturen ved 1 atm. Diagram 3, s. 51, er tatt fra Barth (9) s. 92. Av diagrammet fremgår det at ved de dyp vi kan ha i geosynklinaler kan lav-kvarts godt være den stabile modifikasjon av SiO₂ som krystalliserer fra en smelte, men vi vil da alltid

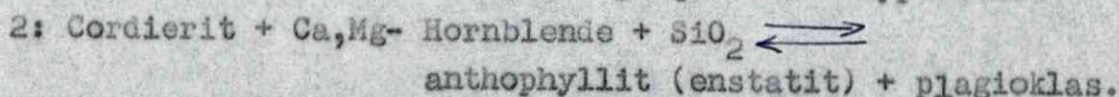
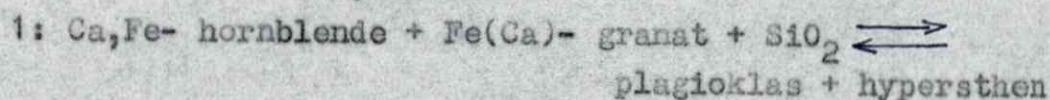


ha PT-betingelser som kovensjonelt er tilegnet granulit fasis.

Hvordan er så forholdene i Ørdsalen? Metamorfosen innen området skal senere særskilt behandles. Det vil fremgå av denne at i store deler av feltet har bergartene gjennomgått en sekundær omvandling slik at vi idag finner dem i en temmelig lavmetomorf dragt. Etter de resultater undersøkelsen av metamorfosen har gitt (se senere) er det naturlig å anta at den høyeste metamorfe fasis vi idag finner i feltet best representerer de PT-forhold som hersket under granitiseringen. Denne høyeste metamorfosegrad vil bli vist å tilsvare granulit- eller høyamf. fasis. Den laveste temperaturgrense for denne er antatt å være ca. 500°C . (Basert på alkalifeltsp. undersøkelser av Goldsmith og Laves (28)). For å få en oppsmeltning ved en noenlunde rimelig temperatur må imidlertid store mengder vann, opptil 10 %, være tilstede i bergartene. Man vil vanlig tro at vann allerede på et tidligere tidspunkt i geosynklinaldannelsen er presset ut av bergartene, slik at disse under de PT-betingelser som definerer granulit fasis skulle være relativt tørre. Rosenqvist (59) påpeker at det karakteristiske for granulitene er at de er vannfrie (ikke hydroksylholdige mineraler), og hevder derfor at vi ikke kan ha noen overgang fra granulit fasis til anatekse ved så lave temperaturer som ca. 700°C . Mangelen på hydroksylholdige mineraler ved disse PT-betingelser hindrer imidlertid ikke at vann kan være tilstede i bergarten som en egen fase, (se også Ramberg (51) s. 34). Yoder (70) har undersøkt systemet $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ og har

funnet at ved en temperatur på 660° er enstatit stabilt med overskudd av vann. Det tilsvarende system med jern er ikke undersøkt, men det er ingen grunn til å tro at temperaturen da vil forandres vesentlig.

Av reaksjonene:



synes det etter Ramberg (5/ s. 39) som lign. 1 foregår ved høyere temperatur enn lign. 2. Dette sier imidlertid ingenting om stabiliteten av hypersthen overfor vann-overskudd sammenlignet med den for enstatit.

En annen ting er at hypersthen neppe vil krystallisere ut av en smelte med granodioritisk sammensetning dannet ved anatekse. Da denne ville være meget vannrik vil biotit være det femiske mineral i likevekt med en slik smelte. Da vi i Ørdsalen finner hypersthen i granodioritene må denne i så tilfelle antas å være et "relikt" fra den opprinnelige bergart.

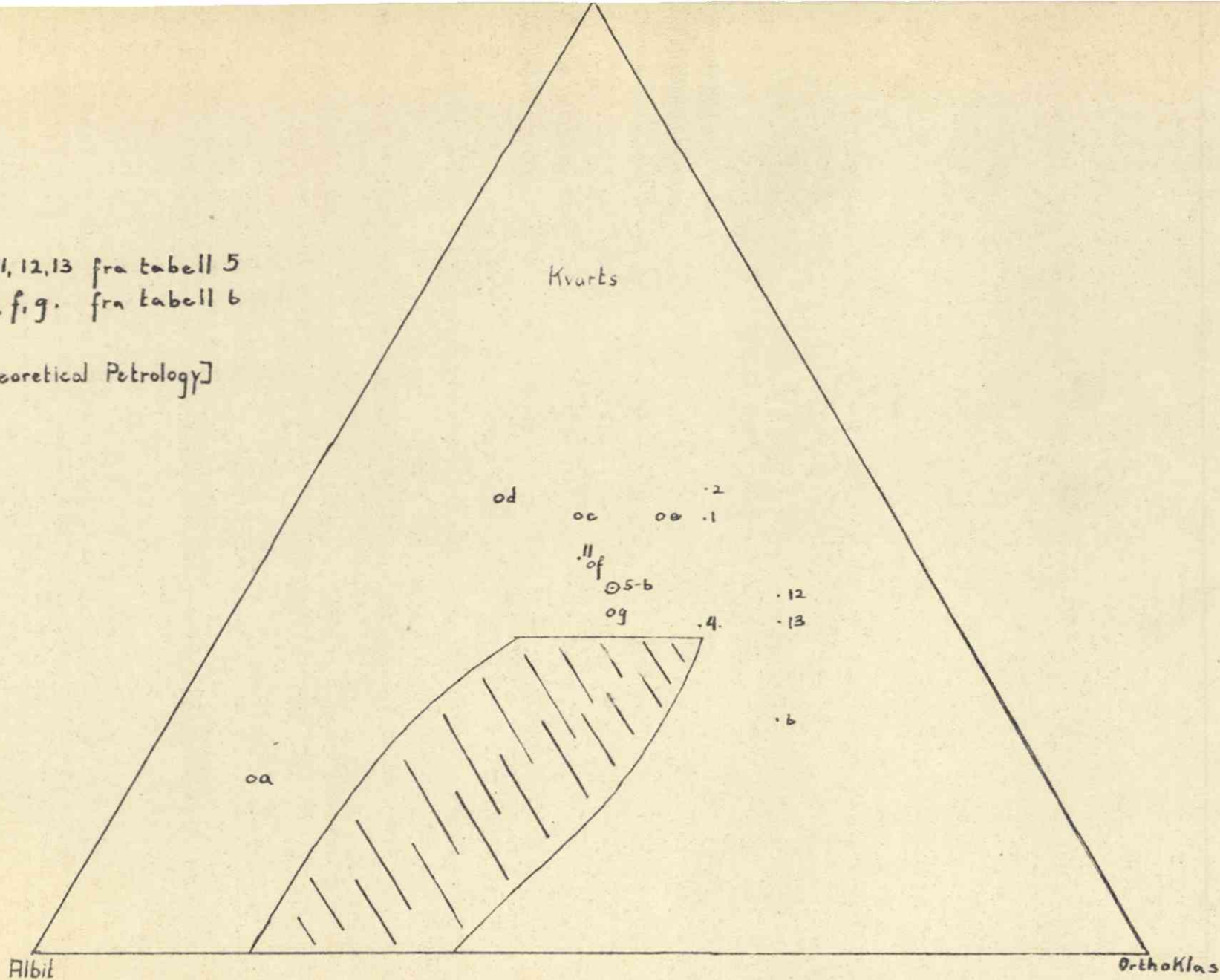
På grunnlag av det foregående kan vi si at mens den absolutte minimums-temperatur for granitiseringen er ca. 500° (alkalifeltspatundersøkelsene) er den mest sannsynlige minimums-temperatur ca. 600° (660°), basert på det forhold at vi finner rombisk pyroksen i gneisene. Det vil si at den har funnet sted i temperatur-området for granulitfasis. Det er således intet i veien for at temperaturen under granitiseringen, i hvert fall lokalt, kan ha vært høy nok til at en partiell oppsmelting av bergartene kan ha funnet sted.

En bergart som har krystallisert fra en smelte må imidlertid, uansett om denne er dannet ved anatekse, følge de fysikalsk-kjemiske lover for krystallisasjon. Jeg har dessverre ingen kjemiske analyser av bergartene. Antar vi at man ved "point counter" vil få et temmelig riktig bilde av mineralfordelingen, skulle eksemplene i tabell 5 kunne tjene som basis. Vi må se bort ifra de som er tydelig sekundært omvandlet. Vi får da igjen eks. 1, 2, 4, 5, 6, 11, 12 og 13. Summen av kvarts, albit og orthoklas er for disse omregnet til 100, og den prosentvise fordelingen funnet. Resultatet er inntegnet på diagram 4 s. 53. Da kalifeltspaten alltid er noe perthitisk skulle punktene forskyves noe over mot albitsiden, parallelt med forbindelseslinjen Ab-Or. Var bergartene

Diagram 4.

oks: 1, 2, 4, 5, 6, 11, 12, 13 fra tabell 5
o eks: a, b, c, d, e, f, g. fra tabell 6

[etter Barth: Theoretical Petrology]



krystallisert fra en granitisk restsmelte, uavhengig om denne er fremkommet ved fraksjonert krystallisasjon fra et modernagma, ved assimilasjon av bergarter ved intrusjon av et magma, eller dannet ved partiell oppsmelting, skulle de, etter Bowen, ha en sammensetning som ville plasere dem inne i det skraverte området. Det fremgår av diagrammet at ingen av de undersøkte bergartene faller i dette lav-temperatur feltet. Videre har vi i de tidligere benyttede eksemplene omregnet summen av Or, Ab og An til 100, og etter den prosentvise fordelingen er de inntegnet på diagram 5 s. 55. Da et restmagma eller et anatektisk magma skal ligge inne i det skraverte feltet på diagram 4 og nær eutektikumet Ab-Or ved Or_{40} på diagram 5, fremgår det at granodioritene vanskelig kan forklares dannet ved anatektiske prosesser.

Av diagram 5 fremgår det også at hvis granodioritene i det hele tatt skal ha krystallisert fra en smelte, må plagioklas ha krystallisert først, og krystallene ha blitt i smelten inntil dennes sammensetning befant seg på ^{den} kotektiske kurve. (Dette gjelder alle undtagen eks. 12 som ligger på den kotektiske kurve). Vi skulle derfor i slip kunne se at kalifeltsp. var krystallisert senere enn noe av plagioklasen. Det kan også i flere tilfelle sees at kalifeltspat ligger med uregelmessige grenser mot - og delvis trenger seg inn i - plagioklas.

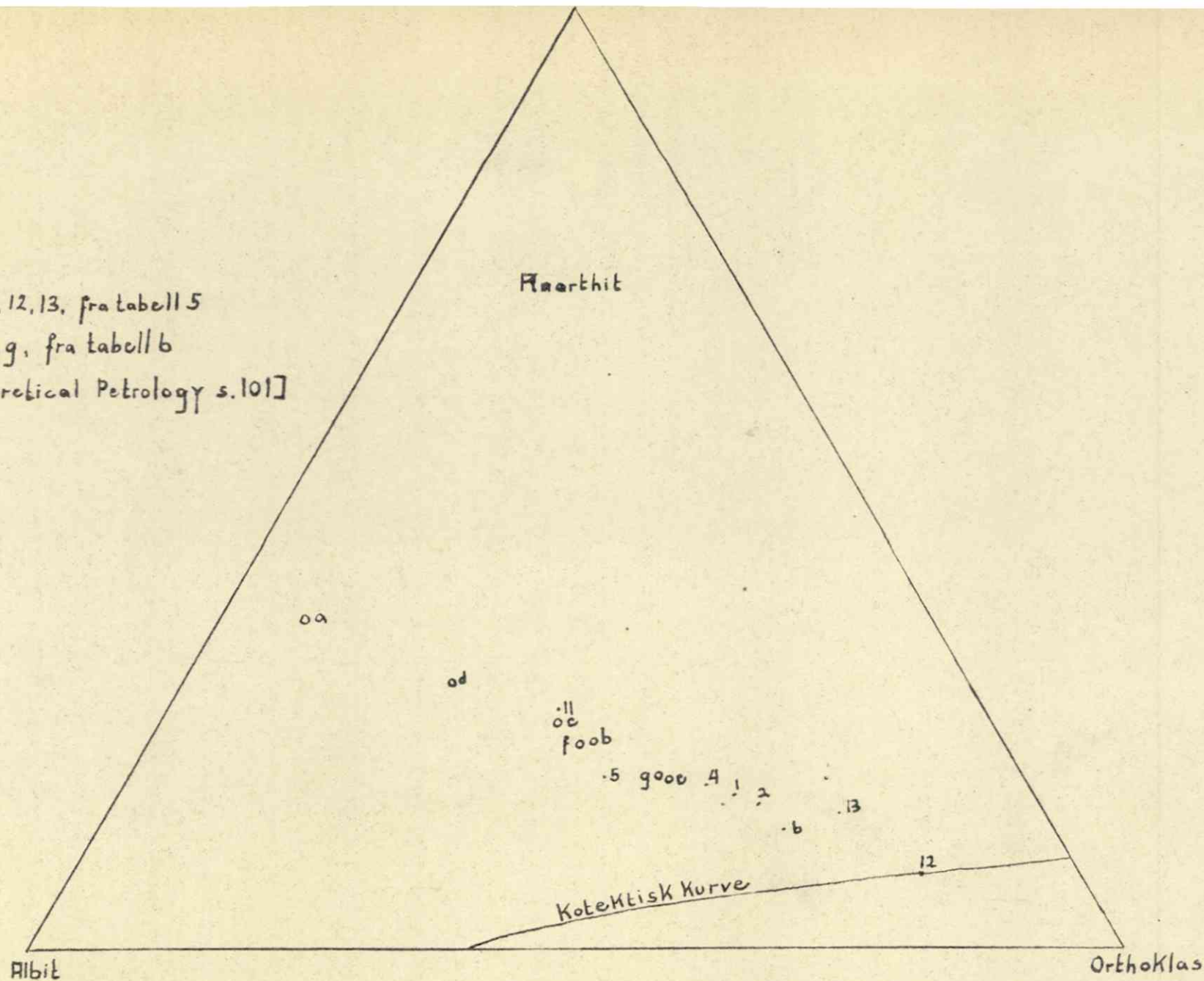
Ramberg (5/) har etter undersøkelser på Grønland funnet at granulit fasis representerer PT-betingelser under stabiliteten av et pegmatitisk magma. Da et slikt magma skulle være den bergartssmelte som var stabil ved de laveste PT-betingelser er det klart at et granodioritisk magma må være enda mer ustabil under disse betingelser. Vi må derfor anta at granodioritene er dannet ved en metasomatisk prosess og at de ikke er blitt bragt i smeltet fase under denne. Da bergartene under granitiseringen, eller granodioritiseringen, hele tiden må ha vært i fast fase, må denne ha virket som en "replacement" prosess volum for volum. Kalifeltspatens begrensning mot plagioklas kan godt forklares ut fra et sånt syn. Hvorvidt de granitiserende elementer beveget seg gjennom bergartene i en oppløsning, en intergranular film, eller om vi har hatt en ionediffusjon i fast fase, er for såvidt denne saken uvedkommende, og også på grunnlag av feltobservasjoner vanskelig å ha noen mening om. Da man i de "assimilerte" amfibolit-restene, som såvel langs grensen amfibolit - granodiorit, av de femiske mineralene, som regel synes å ha en anrikning på biotit,

Diagram 5

• EKs: 1, 2, 4, 5, 6, 11, 12, 13, fra tabell 5

• EKs: a, b, c, d, e, f, g, fra tabell 6

[Etter Barth: Theoretical Petrology s. 101]



er det nærliggende å anta at vann også deltok i metsomatosen.

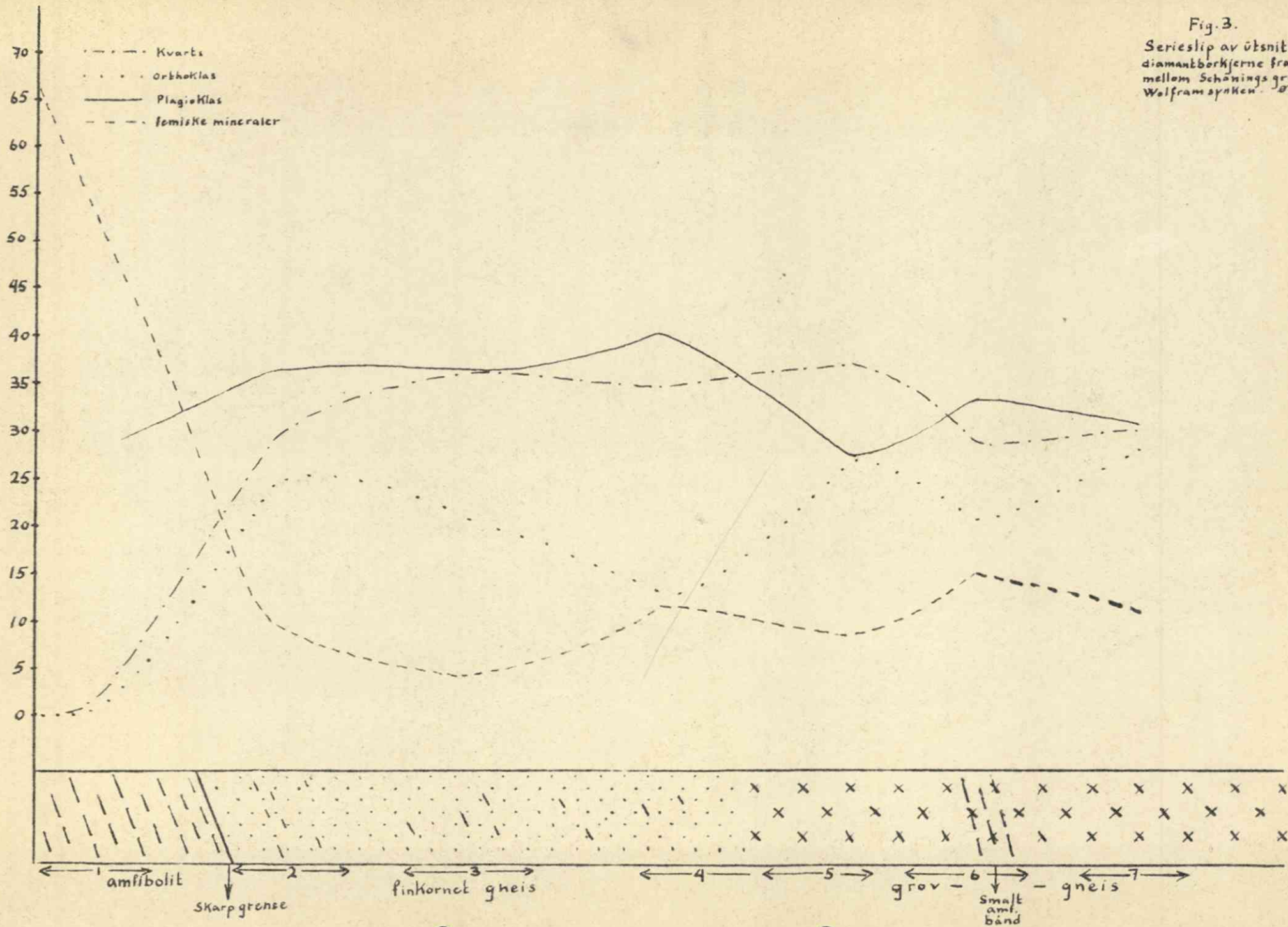
For å få en mer kvantitativ oversikt over elementvekslingen ble en diamantborkjerne undersøkt. Kjernen er fra et borhull mellom Schåningsgrube og Wolframsynken på grubeplatået i Örsdalen. Den undersøkte kjernelengden er tegnet i sann målestokk nederst på fig. 3, s. 57. I den ene enden har vi amfibolit som med "skarp" grense grenser opp mot en fin-kornet gneis som så senere mer gradvis går over i en grov gneis. I begge gneistypene har vi små amfibolitrester. 7 slip fordelt over hele kjernens lengde ble undersøkt. (Plaseringen av slipene er avmerket på figuren). Slipanalysen ble foretatt med "point counter". Mineralfordelingen er gitt i tabell 6, s. 58.

Myrmekit kvarts forekommer i nesten alle slipene som små årer inn i plagioklasen fra orthoklas grensen. I eks. b og c sees det tydelig hvordan endel av hypersthenen er kloritisert. I eks. b er den meget lite omvandlet, mens i eks. c er omvandlingen nesten total. Hvorvidt kloriten i eks. d, f og g helt skal tilskrives omvandlet hypersthen er vanskelig å si med sikkerhet, men det er nærliggende å anta at så er tilfelle. I eks. c synes hypersthenen som her nesten helt er kloritisert, også å vise overgang til hornblende. (Foto 9 s. 41 er fra denne prøven). I de tre siste eksemplene forekommer også epidot i meget underordnet mengde. Forekomsten av klorit og epidot behøver ikke å ha fremkommet samtidig med granitiseringen. For det første synes det forhold at vi finner uomvandlet hypersthen i amfiboliten å vise at den var stabil under de PT forhold som hersket under denne. For det annet er vi her temmelig nær malmsonen hvor også sene hydrotermale omvandlinger har funnet sted. Plagioklasen er i eks. d, e og g antiperthitisk. Det er interessant å legge merke til at plagioklas sammensetningen holder seg temmelig konstant gjennom hele serien. Dog synes den å bli noe surere når vi fjerner oss fra amfiboliten. I eks. a - d har den sammensetningen $Ab_{62}An_{38}$ og i eks. e - g $Ab_{64}An_{36}$. Det er også verd å legge merke til hvordan mengden av jernerts først øker ganske betydelig, for senere å variere omvendt med kalifeltspat.

Variasjonen i mineralinnholdet er vist på fig. 3. Mengden er plottet midt over det tilhørende slip. Noen forklaring av figuren skulle ikke være nødvendig. Det skal bare pekes på at kalifeltspat og også kvarts finnes i slip a et godt

Fig. 3.

Serieslip av  tsnitt av
diamantb rkjerne fra hull
mellom Sch nings gr ve og
Wolframsynken i  rsdalen



Tabell 6.

	a	b	c	d	e	f	g
	%	%	%	%	%	%	%
Kvarts	4.3	29.2	36.0	34.8	37.0	29.0	30.0
Perthitisk Orthoklas	2.5	24.7	20.6	13.0	27.0	21.0	28.3
Plagioklas	29.1An ₃₈	36.5An ₃₈	36.4An ₃₈	40.5An ₃₈	27.3An ₃₆	33.4An ₃₆	30.0An ₃₆
Epidot	-	-	-	-	+	+	+
Muskovit	-	-	-	+	-	-	-
Hypersthen	4.8	1.5	0.7	-	-	-	-
Hornblende	35.4	-	0.4	1.8	-	10.6	-
Biotit	22.7	5.1	3.3	6.0	6.4	1.2	7.3
Klorit	-	+	+	0.4	-	0.4	1.7
Jernerts	1.2	3.0	2.6	3.5	2.3	3.4	2.0
Apatit	+	+	+	+	+	1.0	0.7
Titanit	-	+	-	-	+	+	-
Zirkon	-	+	-	+	-	-	-

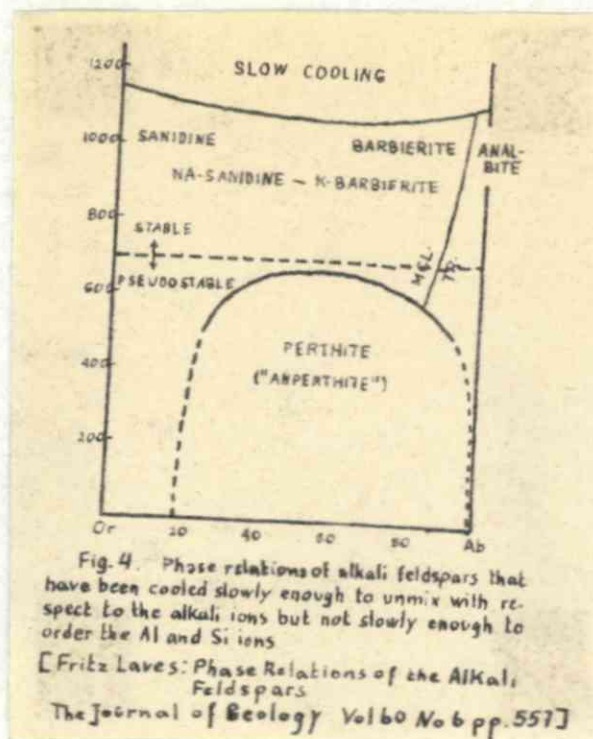
(+ betyr at mineralet forekommer i meget liten mengde).

stykke inne på amfibolitsiden av den "skarpe" grensen. Av diagrammet ser det ut som kalifeltspat først og fremst erstatter de femiske mineralene i bergarten. Disse to kurvene er nesten speilbilleder av hverandre. Kvartskurven viser variasjoner i samme retning som kalifeltspat, men med meget mindre utslag, mens plagioklas kurven på samme måte følger kurven for de femiske mineraler. At kalifeltspat ikke bare fortrenger de femiske mineralene, men også erstatter plagioklas kan tydelig sees i flere slip. Foto 10 er i så måte illustrerende.



Foto 10. Uregelmessige inneslutninger av perthitisk kalifeltspat i plagioklas.
Diamantborhull mellom Schåningsgrube og Wolframsynken.
x 20 kryssede nic. (Foto, B. Mauritz).

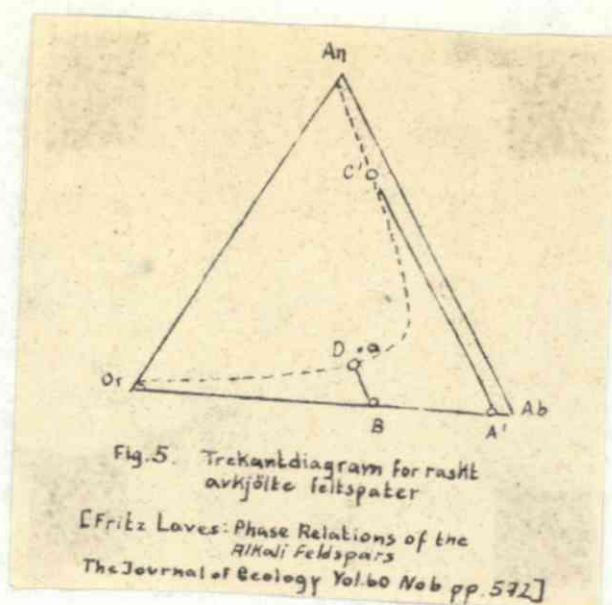
Plagioklasen, som fyller størstedelen av billedet, har en undulerende utslukning. Ved nærmere undersøkelse viser det seg at den består av to forskjellig orienterte individer. De to retningene av tvillinglemellene kan tydelig sees på billedet. Selv med største forstørrelse kan man imidlertid ikke se noen grense mellom de to. Med bare underste Nicol inne virker det hele som et individ. Inne i dette finner vi så kalifeltspat. Noen av disse kan ligne antiperthiter som er utskilt av plagioklasen ved avkjøling. De to største individene sees imidlertid selv å være perthitiske, (små svarte prikker i kalifeltspaten på fotografiet). Fig. 4 viser det nyeste diagrammet over for-



holdene i serien orthoklas - albit. (Laves 42 s. 557).¹⁾

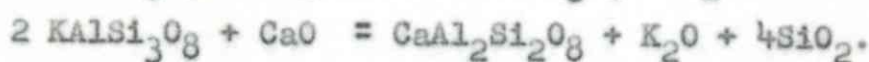
Av diagrammet fremgår det at vi ved en avblanding av en plagioklas vanskelig kan få en kalifeltspat som inneholder albit i en slik mengde at den senere avblander ca. 15 % av denne (antatt perthit mengde i kalifeltspaten). Fenomenet kan imidlertid forklares som en replacement prosess. Er dette riktig må temperaturen ha vært så høy at den kalifeltspaten som ble dannet på bekostning av plagioklasen kunne ta adskillig Na (albit) i oppløsning, som så senere igjen ble utskilt. Kalifeltspat kan ikke ta særlige mengder anorthit i oppløsning. Fig. 5, s. 61, viser trekomponentdiagrammet Or-Ab-An. Av diagrammet fremgår det at jo mer albit kalifeltspaten opptar, d.v.s. jo høyere temperaturen er, dess mer anorthit kan samtidig opptaes. Den nødvendige albitmengde som vi nå finner i perthitene behøver ikke være tilført, men kan være direkte ekstrahert fra plagioklasen som allerede var tilstede. Vi kan imidlertid etter fig. 5 anta at forholdet albit/anorthit i kalifeltspaten er større enn det tilsvarende forhold i plagioklasen. (Det må bemerkes at diagrammet er basert på undersøkelser over sammensetningen av naturlige feltspater, og at det derfor ikke med

1) De slutninger som er basert på forholdene mellom alkali-feltspatene er gjort med alle forbehold da de virkelige reaksjoner innen systemet enda er meget lite kjent, og de fleste diagrammer mer eller mindre er oppstilt på gjetninger. Således vil resonnementets gyldighet avhenge av avblandingskurvens form mot Or.siden.



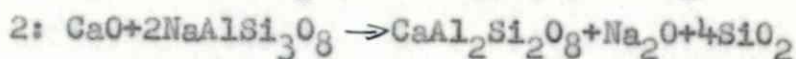
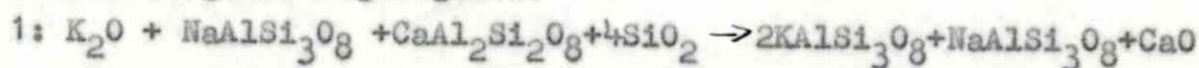
sikkerhet representerer det virkelige stabilitetsområde i trekomponentsystemet.

Nå kan to ting hende: 1. den frigjorte mengde CaO forsvinner fra bergarten. 2. CaO fordeler seg i den resterende plagioklas og gjør denne mer basisk. I siste tilfelle kan vi få en forklaring på myrmekitkvartsen som ofte opptrer på grensen kalifeltspat - plagioklas inn i plagioklasen. Myrmekit ble opprinnelig forklart dannet ved "replacement" av kalifeltspat med plagioklas etter ligningene



Jo mer anorthit som blir dannet jo mer kvarts blir fri.

Drescher-Kaden (23) antar at myrmekitkvarts er dannet ved replacement i nær forbindelse med dannelsen av kalifeltspat. Da det i Ørdsalen utvilsomt må være en kalium metasomatose som har foregått gir Drescher-Kaden's fremstilling den beste forklaring. Og den stemmer også best med myrmekitens forekomst. For reaksjonene kan vi etter vårt siste tilfelle oppstille følgende ligningsett:



Det kan bemerkes mot dette at den samme mengden SiO_2 som blir frigjort ved ligning 2, må tilføres ligning 1. Nå er imidlertid granodioritiseringen ingen ren kalium metasomatose, men også store mengder SiO_2 må være tilført (se senere). Ligning 2 gir også forklaringen på hvorfor myrmekitkvartsen alltid ligger inne i plagioklasen. At kalifeltspaten i antiperthitene selv

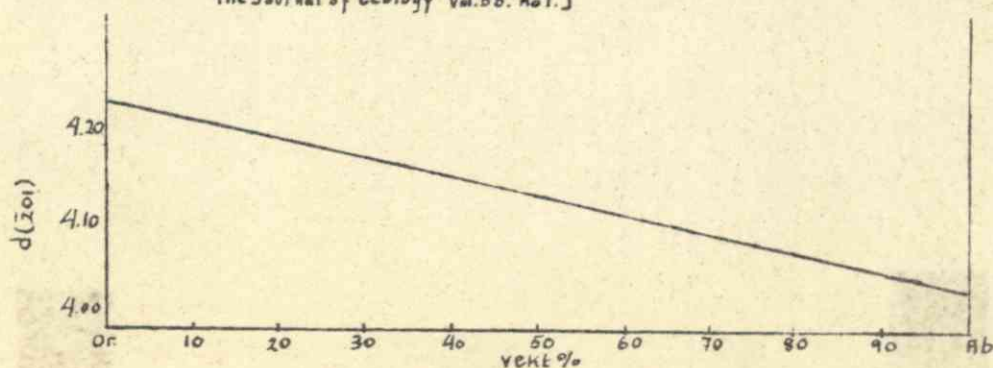
er perthitisk er ikke noe nytt. Lignende tilfeller er beskrevet av O. Andersen (3). Han beskriver disse ikke særlig inngående. Det fremgår imidlertid at heller ikke han antar dem som dannet ved en vanlig utskillingsprosess, men forklarer dem som dannet ved rytmisk krystallisering av kalifeltspat og plagioklas modifisert av resorpsjon og replacement prosesser.

Hadde vi vist hvor meget albit det inngår i kalifeltspaten kunne vi få en minimums-temperatur for granitiseringen ved å benytte fig. 4. Ved slipundersøkelser av kalifeltspaten som er gjengitt i foto 10, er perthitmengden antatt å utgjøre 10 - 15 %. Nå er det imidlertid lite trolig at all albiten er utskilt som perthiter. Noe er sikkert igjen i kalifeltspaten. Mengden skulle heller tilsvare likevekten ved den laveste metamorfose bergarten senere har undergått. Benytter vi likevekten (zoisit)- An_{30} ($\pm$) (Ramberg 53) til å definere overgangen epidot amfibolit - amfibolit fasis, vil vår bergart være i amfibolit fasis. Minimumstemperaturen for denne kan vi sette til 400° . Har vi nå en likevekt mellom albit og kalifeltspat ved denne temperatur og kalifeltspaten under sin dannelselse også var i likevekt med albit, vil den totale mengden albit som har inngått i kalifeltspaten utgjøre ca. 30 - 35 %, hvilket skulle tilsvare en minimums temperatur for dannelsen på ca. 600° . Dette er i god overensstemmelse med hva vi tidligere antok.

Av fig. 5 fremgår det at en kalifeltspat med 10 henholdsvis 30 % albit i oppløsning, kan oppta henholdsvis ca. 2 og 4 % anorthit. Skulle all anorthiten i plagioklasen bli ekstrahert måtte mengden være 5 og 15 %.

Bowen og Tuttle (13) har vært istand til å bestemme sammensetningen av syntetiske feltspater i systemet $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O , ved måling av spacingen for (201) planene. Deres diagram er her gjengitt i fig. 6.

Fig. 6. Spacing av (201) planene i en alkalifeltspat serie.
Krystallisert ved $900^{\circ}C$ og 300 Kg/cm^2 trykk H_2O
[Efter N.L. Bowen og O.F. Tuttle: The system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O
The Journal of Geology Vol. 58. no 1.]



Det fremgår imidlertid ikke klart av avhandlingen om diagrammet kan benyttes direkte på naturlige feltspater innen systemet. Et röntgendiagram av en kalifeltspat fra en öyegneis, innsamlet ikke så langt fra borhullet, ga d verdien 4.205 ± 0.05 Å for (201) planene. Etter diagrammet gir det sammensetningen ca. $\text{Or}_{85}\text{Ab}_{15}$ uttrykt i vektprosent. I slip sees orthoklasen tydelig å være perthitisk. Mengden av perthitene antaes å utgjøre ca. 25 %. Hvorvidt disse perthitene er ren albit vites ikke, men det er vel sannsynlig at noe anorthit inngår i dem. Den opprinnelige sammensetningen av alkalifeltspaten kan etter dette antaes å ha vært ca. $\text{Or}_{65}\text{Ab}_{35}$, eller omtrent det vi fant som minimumsverdien i vårt forrige tilfelle.

Betrakter vi amfibolitene som den opprinnelige bergart i feltet (vi skal senere se at dette ikke nødvendigvis må være tilfelle), som ved metasomatiske prosesser er omdannet i en bergart med granodioritisk sammensetning, kan vi av slip-analysene av diamantborkjernen få et godt inntrykk av elementvekslingen ved metasomatosen. Det er da greit å benytte seg av Barth's prinsipp om "Standard Cell" (Barth 7) som går ut på at volumet under metasomatosen holder seg tilnærmet konstant. For beregningene er eksemplene a og g i tabell 6 benyttet. Følgende forenklete mineralformler er brukt:

kvarts SiO_2
kalifeltspat $\text{KO}_{\frac{1}{2}}\text{AlO}_{\frac{1}{2}}3\text{SiO}_2$
albit $\text{NaO}_{\frac{1}{2}}\text{AlO}_{\frac{1}{2}}3\text{SiO}_2$
anorthit $\text{CaO}2\text{AlO}_{\frac{1}{2}}2\text{SiO}_2$
hypersthen $(\text{MgFe})\text{OSiO}_2$
hornblende $\text{NaO}_{\frac{1}{2}}3,7 \text{CaO}8,5(\text{MgFe})\text{O}4,4\text{AlO}_{\frac{1}{2}}13\text{SiO}_22\text{H}_2\text{O}$
biotit $2\text{KO}_{\frac{1}{2}}6(\text{MgFe})\text{O}2\text{AlO}_{\frac{1}{2}}6\text{SiO}_22\text{H}_2\text{O}$
klorit $5(\text{MgFe})\text{O}2\text{AlO}_{\frac{1}{2}}3\text{SiO}_24\text{H}_2\text{O}$
magnetit FeOFe_2O_3 .

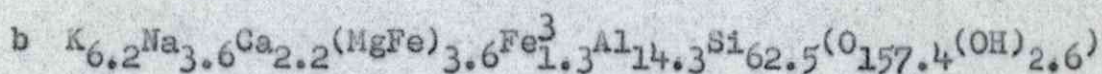
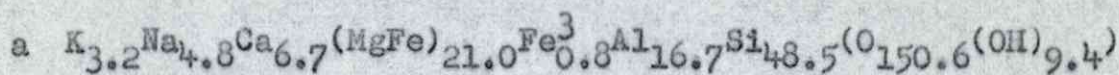
Det er sett bort fra den lille mengden apatit som forekommer i begge slipene.

Dette gir:

Tabell 7.

	Kation %	
	a	g
SiO ₂	45.2	66.0
AlO _{1½}	15.7	15.0
FeO _{1½}	0.8	1.3
(FeMg)O	19.6	3.7
CaO	6.3	2.4
NaO _½	4.7	3.7
KO _½	3.0	6.5
H ₂ O	4.7	1.4
	<u>100.0</u>	<u>100.0</u>

"Standard Cell"



Ved metasomatosen har vi fått

tilført:	3.0 K ioner	bortført:	1.2 Na ioner
	0.5 Fe ³ "		4.5 Ca "
	14.0 Si "		17.4 (MgFe)
			2.4 Al
			6.8 H
	17.5 kationer		32.3 kationer
tilsvarende	60.5 valenser		59.0 valenser

Det er verd å legge merke til at bare kalium og silisium må tilføres, samtidig med at noe av jernet blir oksydert. Det bør også påpekes at vann synes å fjernes under prosessen. (Dette betyr ikke at metasomatosen var "törr". Granodioriten har en kjemi som ikke tillater opptagelse av vann i mineralene ved de PT-forhold som hersket under metasomatosen. Vannet kan enten senere ha undveket, eller delvis blitt opptatt i de femiske mineralene i amfiboliten).

Eksemplene fra diamantborkjernen er tegnet inn på diagrammene 4 og 5 sammen med de andre granodioritiske gneisene. Vi ser at deres sammensetning ikke avviker fra de andre.

Ørsdalens hvite gneiser (granuliter).

Når det gjelder disse bergartene er problemene meget enklere enn for de granodioritiske gneisene. Alle feltobservasjoner synes å støtte en metasomatisk dannelselse for disse. Disse bergartene med sitt like utseende til tross for en varierende fordeling av de bergartdannende mineraler (de mikroklin-rike typene er dog kvantitativt langt de overveiende), med ofte flere cm. lange undulerende kvartsårer, med den hyppige forekomst av tildels over en cm. store korn av granat med almandin sammensetning, må tydes som en metamorf og metasomatisk dannet bergartsserie. Samme sted som eks. 5 i tabell 4 s. 25, er det et ca. 10 cm. "öye" av en perthitisk mikroklin. Öye dannelselse forekommer derfor såvel i disse som i de granodioritiske gneisene. Bergartenes forhold til amfibolitene de forekommer sammen med er ikke helt klar. Deres forhold til disse minner om granodioritenes. Den store sekundære omvandlingen av dem, hvilket har resultert i en saussuritisering av plagioklasen, gjør det imidlertid vanskelig å benytte diagrammer i likhet med de som ble benyttet for granodioritene. Bergartene må oppfattes som opprinnelig dannet i granulit fasis. Dette skal nærmere gjøres rede for under avsnittet om metamorfosen. I tynnslip kan det klart vises at metasomatiske prosesser har funnet sted.

Foruten kvartsen, hvis forekomstmåte tyder på en sekundær dannelselse, kan vi også her se tydelige eksempler på en kalium metasomatose. Kalifeltspat grenser således flere steder med "replacement" kontakt mot plagioklas. Myrmekitkvarts er også her en typisk foreteelse, hvilket etter Drescher-Kaden støtter antagelsen av en kalimetasomatose. Plagioklasene er ofte antiperthitiske, (foto 4 s. 29). Noen ganger kan tydelig mikroklingitter sees i disse (foto 1 og 2, s. 27 og 28). I mange tilfeller kan imidlertid det som ser ut som antiperthitter ikke forklares som en almindelig utskillelles prosess. Foto 11 viser mikroklin-inneslutninger i plagioklas. Kontakten mellom det store mikroklin individet og plagioklasen på midten av billedet er ujevn og en typisk "replacement" grense. Det kan imidlertid ikke sies noe om det er plagio-

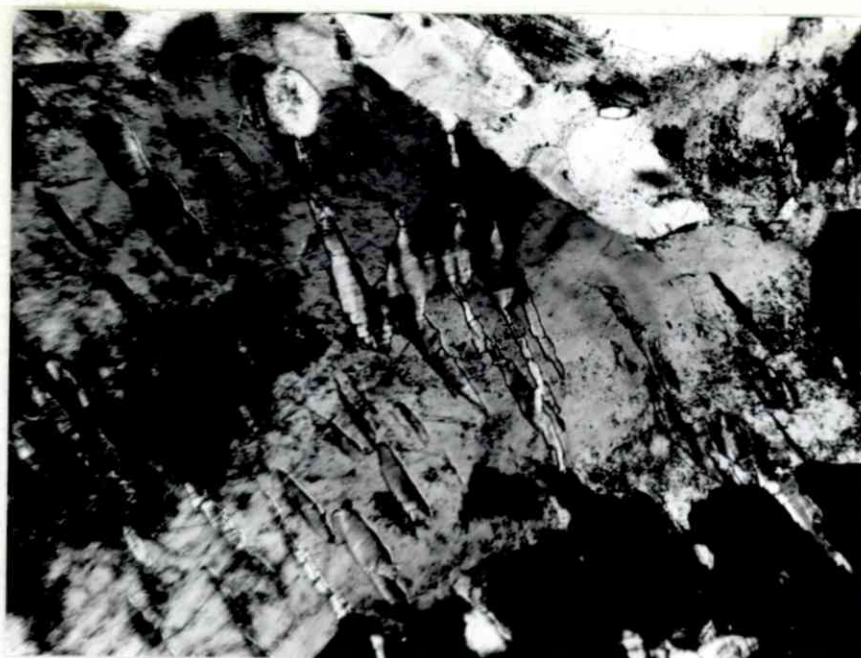


Foto 11. Mikroklininneslutninger i plagioklas (gråhvit og svart). Mikroklin-individet til høyre sees å skjære over grensen mellom to plag. individer. Eks. 3. tabell 4, s. 25. x 80 kryssede nic. (Foto, B. Mauritz).

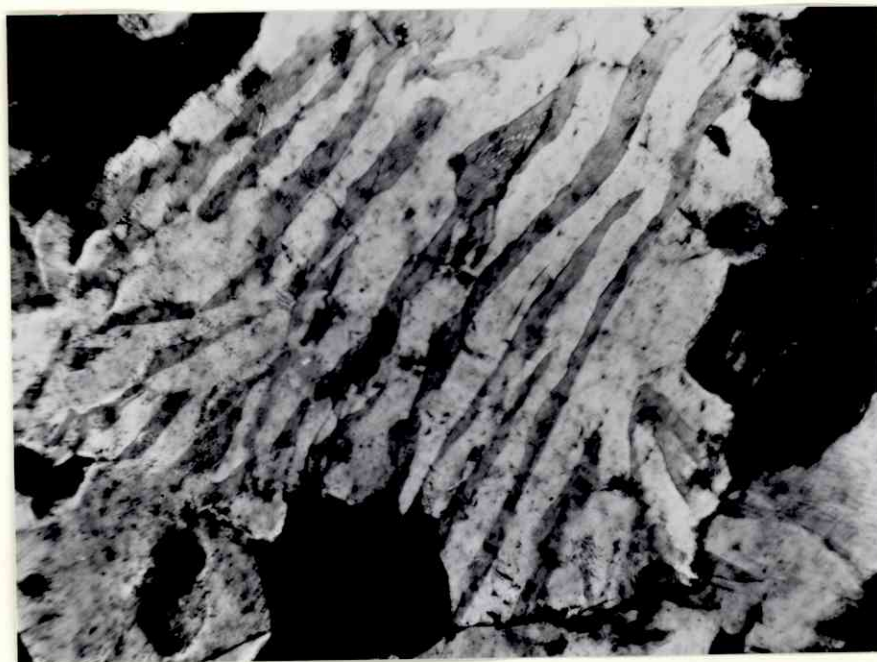
klasen som erstatter mikroklinen eller omvendt. At det siste er tilfelle synes å være bevist med det mikroklin-individet vi finner ved nederste høyre hjørnet på billedet. Det sees å overskjære kontakten mellom to plagioklas-individer med forskjellig orientering.

"Mesoperthit" er en feltspat vi ofte finner i disse bergartene, mens den er fremmed for de typiske granodioritiske gneisene. I gneismassivet rett NØ av den malmførende sonen finner vi den, men som tidligere nevnt er det spørsmål om denne skal regnes tilhørende granodioritene. Professor Michot's definisjon av en mesoperthit er gitt på side 29. Spørsmålet er nå hvorvidt disse perthitene bør oppfattes som "exsolution"- eller "replacement" perthiter. På en ekskursion med Michot i Egersund-feltet sommeren 1954 ga han på spørsmål uttrykk for at han betraktet dem som dannet ved "replacement" prosesser. For spørsmålet er de 5 fotografiene på sidene 67 og 68 av interesse. Alle fotografiene er i samme målestokk og er tatt fra det samme slipet. Prøven er fra gneismassivet NØ av malmsonen i selve Ørdsalen. Lignende eksempler finner vi imidlertid også i den virkelige granulitsonen.

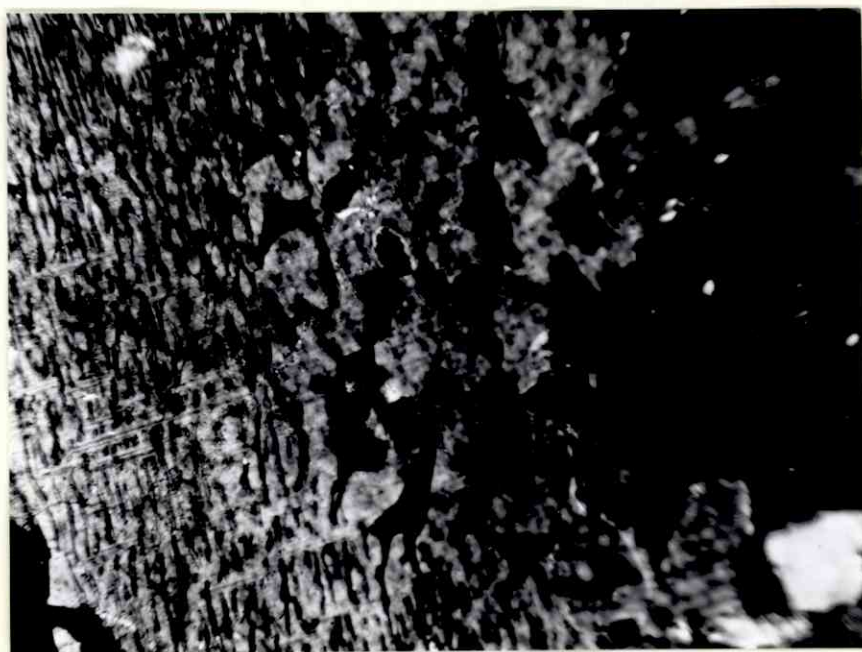
Foto 12 viser årer av kalifeltspat (svart) som trenger seg inn



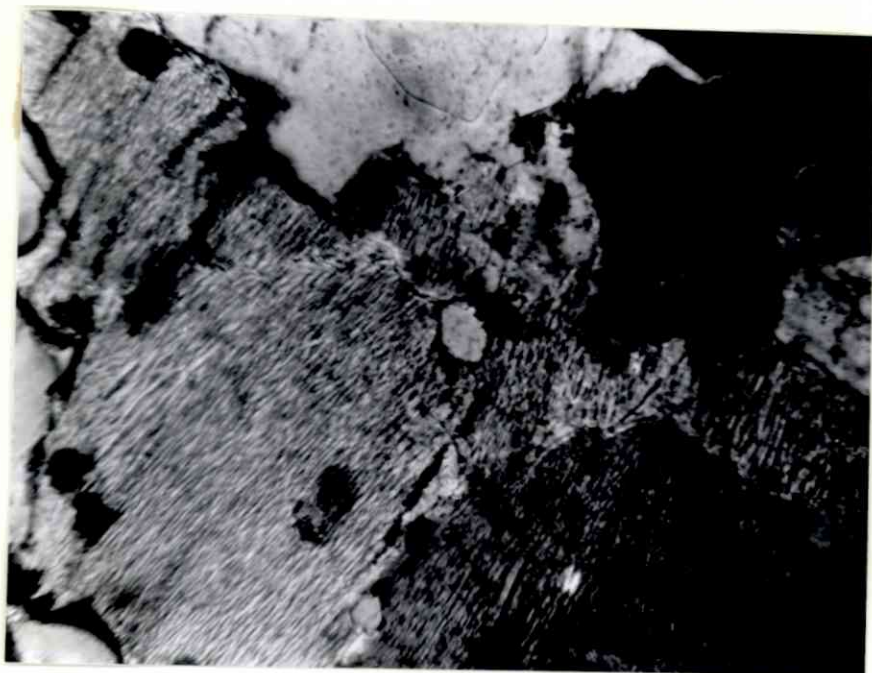
12
x 100
Kryssede nic



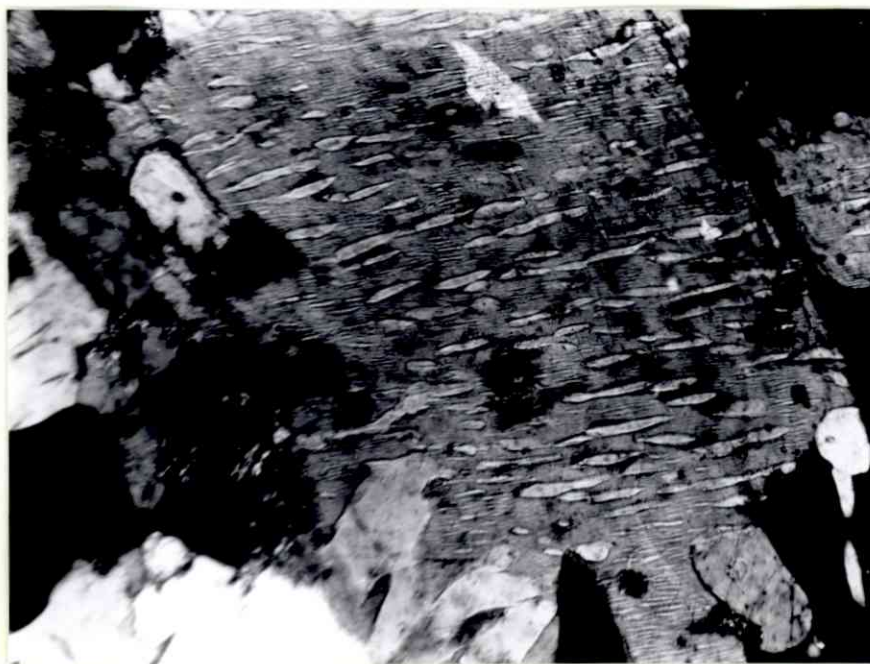
13
x 100
Kryssede nic



14
x 100
Kryssede
nic.



15
X100
Kryssede
nic



16
X100
Kryssede
nic

i plagioklasen. Plagioklasens sammensetning ligger på grensen oligoklas andesin.

Foto 13 viser en tettere fordeling av kalifeltspat-årene. I enkelte av årene kan det sees at kalifeltspaten selv er perthitisk i likhet med det som er vist på foto 10 s. 59 for de granodioritiske gneisene. Dette vil jeg forklare på samme måte som i forrige tilfelle. Plagioklasens tvillinglameller kan ikke sees på billedet, men i slipet finner vi at de har samme orientering i forhold til kalifeltspat-årene som på foto 12. Foto 14 viser en intim blanding av kalifeltspat (svart) og plagioklas (hvit). Vi kan enda se tvillinglamellene i plagioklasen og ser at de har samme orientering i forhold til kalifeltspaten som i foto 12. Feltspaten er her nesten en "mesoperthit".

Foto 15 viser en typisk "mesoperthit". Kalifeltspaten og plagioklasen finnes her i en så intim blanding at det ikke er mulig lenger å si hvem som erstatter hvem, eller om vi har en perthit eller antiperthit.

Foto 16 viser en mer vanlig, om enn temmelig sterk, perthitisk kalifeltspat. (Kalifeltspat: grå, plagioklas: hvit).

At en kali metasomatose i hvert fall er den indirekte årsaken til mesoperthit dannelsen synes å være klart. Det kunne imidlertid være mulig at de PT-forhold som hersket under metasomatosen var av en slik størrelsesorden at den nydannede kalifeltspat var istand til å ta store mengder plagioklas i oppløsning, og at denne så senere var utskilt i form av mesoperthiter. Med andre ord at fotografiene 15 og 16 skulle bytte plass. Jeg har personlig ingen analyse av mesoperthitene. På sitt foredrag i Norsk Geologisk Forening ga professor Michot resultatene av en analyse han hadde fått utført. Den ga følgende sammensetning av feltspaten $An_{14}Ab_{52}Or_{34}$. Tegner vi denne inn i tre-komponentdiagrammet $OrAbAn$ (pkt. a fig. 5, s.61), finner vi at den ligger inne i feltet til venstre for den prikkede kurven. Antar vi at diagrammet er riktig, vil det si at en homogen feltspat med denne sammensetningen ikke er mulig. Betrakter vi perthitene i kalifeltspaten på foto 13 og 16 finner vi at disse er av samme type. Det er da mest nærliggende å betrakte dem som utskilt av en opprinnelig homogen feltspat, og ikke mesoperthiten på foto 15.

Å få en kvantitativ oversikt over stoffvekslingen i likhet med hva vi fant for granodioritene, er vanskelig for disse gneisenes vedkommende, da vi ikke med sikkerhet kjenner

den primære bergart. Antar vi at de alle har noenlunde samme primære sammensetning, vil eks. 1, tabell 4, s. 25, representere den minst omvandlede. Også den inneholder imidlertid store mengder kvarts (34 %) som kan være sekundær. Er det tilfelle, vil den primære bergart ha en sammensetning som ligner anorthositene, eller bedre leuconoritene, i Egersundfeltet. På grunn av det høye innhold av femiske mineraler, ca. 15 %, i eks. 1, ligger leuconoriten som kan inneholde opptil 30 % av disse, nærmest. Både utseende, antiperthitene og sammensetningen av plagioklasen i eks. 1 er identiske med hva vi finner i Egersund bergartene.

Av tabell 4 ser vi, idet vi går fra venstre mot høyre, at metasomatosen må ha resultert i en tilførsel av vesentlig K-ioner, mens store mengder Mg, Fe og Ca-ioner har forsvunnet. Hvorledes det forholder seg med de andre elementene vites ikke sikkert, men er leuconoriten den primære bergart må også store mengder SiO_2 være tilført. Vi får da en metasomatose av samme karakter som hva vi fant for granodioritene.

Under behandlingen av granodioritene beregnet vi elementvekslingen under forutsetning av at amfibolitene representerte sammensetningen av den opprinnelige bergart. Dette er imidlertid langt fra sikkert. Om spørsmålet skriver Ramberg (53 s. 262): "To a certain extent such rocks are formed by a kind of metasomatism either by subtraction of "granitic" or "salic" elements from the original less basic rocks or by introduction and fixation of "basic" or "mafic" elements: Mg, Ca, Fe, Mn, Ti etc." - - og noe senere - - "There is, by no means, any likelihood that the major portion of the amphibolites in gneissic complexes have originated through basification of originally less basic rocks. There are reasons for these rocks commonly being recrystallized basic igneous rocks, like basalt layers and diabase dykes."

I tabell 8 er amfibolitene sammenlignet med en olivinbasalt, Gough Island, South Atlantic, (kolonne 1), (Barth 9 s. 81). Til sammenligningsgrunnlag er benyttet amfibolit a fra tabell 6. Denne er imidlertid ikke pålitelig da den er tydelig påvirket av metasomatosen (kolonne 2). Som eksempel på en sikker uomodannet amfibolit er tatt eks. 1 tabell 1 side 15, (kolonne 3). Denne har imidlertid et høyere anorthit innhold, An_{60} , enn hva som er vanlig. Kolonne 4 gir

da hva jeg antar for den mest sannsynlige opprinnelige gjennomsnitts-sammensetning. Den er stort sett lik kolonne 3. Forskjellen er bare at plagioklasen er satt til An_{40} , hvilket representerer middelsammensetningen vi finner i disse bergartene.

Tabell 8.

	Kation %			
	1	2	3	4
SiO_2	46.0	45.2	45.3	46.7
$AlO_{1\frac{1}{2}}$	17.9	15.7	19.8	18.0
$(Mn,Ti,Fe,Mg)O$	16.9	20.4	18.8	18.8
CaO	9.0	6.3	9.2	7.2
$NaO_{\frac{1}{2}}$	6.4	4.7	4.6	6.4
$KO_{\frac{1}{2}}$	3.3	3.0	0.6	0.6
H_2O		4.7	2.5	2.5
$PO_{2\frac{1}{2}}$	0.5			

Av tabellen fremgår det at amfibolitene har en sammensetning meget lik en basalt. Hvis de virkelig er opprinnelige basalter, fordrer det at store mengder Fe, Mg og Ca må ha forsvunnet under granitiseringen av dem, mens særlig SiO_2 og K må ha blitt tilført.

Avsnittet om granitiseringen burde egentlig slutte her. Det har imidlertid en viss interesse å fortsette tankgangen litt videre. De ideer som vil bli benyttet er blandt de mest omdiskuterte innen petrologien idag, og det er tildels reist berettiget tvil angående deres gyldighet. De forskjellige syn vil her ikke bli diskutert. Grunnen til at dette i det hele tatt blir tatt opp er at vi når et resultat som kan ha en viss interesse.

Av det foregående så vi at de amfibolitiske bergartene vi idag finner i Ørdsalen har en sammensetning som utmerket kan bli forklart ved å anta dem som opprinnelige basalter eller gabbroer. D. Reynolds har imidlertid på empirisk grunnlag søkt å forklare de basiske inneslutninger i graniter som resultatet av en basifiserings prosess. En "basisk front" som antaes å være en foreløper for granitiseringen. (Sederholm har forøvrig meget tidligere forfektet noenlunde samme syn). Foruten lavaer av vesentlig basaltisk sammensetning antaes størstedelen av bergartene i en geosynklinal og utgjøres av opprinnelige sedimenter. Ved granitiseringen av de siste må vesentlig Na, K og Si bli tilført,

mens de femiske elementer må fjernes. Disse siste antar da D. Reynolds vesentlig å være fiksert ved granitenes grenser og ved de amfibolitiske inneslutningene.

Mange antar et basaltisk, eller bedre et basanitisk magma, som ligger under geosynklinalen. Fra dette skulle så de granitiserende elementene avgies og migrere opp gjennom de overliggende sedimentene. Ramberg har søkt å forklare granitiseringen uten å postulere noe underliggende magma. På fysisk-kjemisk og termodynamisk grunnlag slutter han at de granitiske mineraler med lav egenvekt vil under store trykk begynne å brytes istykker, og de elementer som oppbygger dem (Si, Na, K, Al, O og H) vil migrere oppover. Ved temperaturer lavere enn 500° vil Na bevege seg hurtigere enn K, og ved høyere temperaturer er det omvendte tilfelle. (Ramberg s. 206). På samme måte er det sannsynlig at de elementer som oppbygger de femiske mineraler, Fe, Mg, Ca, vil migrere nedover. Endel av disse gjenfinnes muligens i de amfibolitiske bånd, men den største mengden av dem antas å ha migrert nedover. Ramberg antyder en slik forklaring for forholdet mellom bergartene i granulit fasie og de omgivende bergarter av lavere fasie på Vest-Grønland. I Syd-Norge har forholdet mellom de mer alkaliske Telemarks gneisene og de basiske kalkrike anorthositene og noritene i Egersund feltet vært meget diskutert blandt geologer. Både eldre og yngre alder av Egersund feltet har vært hevdet. På grunn av manglende geologisk detaljkjennskap til de kritiske grenseområdene, har diskusjonen vært preget av gjetninger. Som et overgangsområde mellom de to typiske formasjonene har vi de kalk-alkaliske granodioritene i Ørsdalen. Godtar vi at Ørsdalens hvite gneiser er forbundet med Egersund-bergartene, kunne det bli hevdet at granitiseringen av dem står i forbindelse med Telemark granitens fremtreden. Dette skulle da gi en yngre alder for denne. Nå synes det imidlertid å herske stort sett enighet om at Telemark graniten med tilhørende gneiser er metasomatisk dannet. Går vi fra Egersund feltet mot NO får vi en gradvis avtaging i metamorfosegrad, hvilket kan mene et høyere nivå i en geosynklinal for Telemark graniten enn for anorthositen i Egersund feltet.

Benytter vi Rambergs syn vil det være naturlig å oppfatte Telemark og Egersund formasjonene som forskjellig blottlagte dybde-snitt i samme fjellkjede, og at de to formasjonene i realiteten er av samme alder. Dette syn anvender Ramberg for anorthositene på Grønland.

Mineraliseringen og malmdannelsen.

Mineraliseringen som er knyttet til wolfram forekomsten i Ørdsalen er fra et mineralogisk syn lite variert. Flere av de mineraler som ofte følger wolframit- og scheelit-malmer mangler helt i Ørdsalen. Dette gjelder for eks. tinnsten, topas, turmalin og flusspat. Særlig er det absolutte fravær av tinsten et karakteristisk trekk. Tin og wolfram forekommer mange steder i verden som "tvilling elementer". I Skandinavia er imidlertid tin et meget sjeldent metal. Kassiterit er i Norge bare kjent fra en Cleavelandit-pegmatit fra Høydalen seter i Tördal, Telemark.

Omvandlingen av sidestenen, den såkalte "greisendannelsen" som er så typisk for forekomster av denne typen, finner vi ikke i Ørdsalen. Der hvor de granodioritiske gneisene grenser opp til malmsonen er disse riktignok av en avbleket grålig farge og ligner det såkalte "gangfjellet" på Knaben. I tynnslip er det imidlertid ingen forskjell mellom disse og tilsvarende bergarter fra andre steder i feltet. Den grå fargen er heller ikke karakteristisk bare for gneisene i nærheten av malm-sonen, men er ofte den vi finner på friske bruddstykker langt fra denne, og det er alle overganger mellom den og de mer rødlige typene. Det gamle gruppenavnet "Dalanes grå gneis" er i så måte karakteristisk. Den eneste omdannelsen av sidestenen vi finner i forbindelse med mineraliseringen er en hydrothermal omvandling, særlig av amfibolitene, hvor de femiske mineraler nå vesentlig utgjøres av biotit. Den typiske greisendannelsen settes som regel i forbindelse med innvirkningen av halogen-holdige forbindelser på sidestenen. Da virkelige halogen mineraler ikke forekommer i Ørdsalen er det fornuftigst å anta at disse heller ikke ledsaget malmdannelsen.

Malmens beliggenhet.

All inntil nå kjent malm i Ørdsalen er beliggende på dalens syd-østre side, vis a vis gården Hovland. På nord-vest siden er det ved bunnen av dalen et skjerp på en kvartsgang som fører ubetydelig molybdenglans. Noen wolfram mineraler er ikke kjent herfra. På syd-øst siden følger malmen to drag, det østre "Schånings draget" og det vestre "Sandnes draget". I dalbunnen kan de to dragene representeres ved stollene 1 og 2. Avstanden mellom dem er ca. 240 m. Mellom Schånings grube og

Sandnes skjerpet på fjellplatået er det ca. 250 m. De to dragene synes å nærme seg hverandre mot syd-öst og de henger antagelig sammen ved en nesten øst-vest strykende mineralisert kvarts gang ca. 200 m. syd-öst av Mjåvassknuten. Malm dragene er således nøye bundet til feltets tektonik og de er alltid parallelle med gneisenes foliasjon. Det vesentlige arbeid gjennom tidene er konsentrert etter Schånings draget. Her er det flere tildels betydelige drifter. Stoll 1 (172 m.o.h.) er drevet ca. 350 m. i strökretningen og med adskillige tverslag mot vest. Stollen synes å være drevet vel i heng av malmsonen. Enkelte steder er den imidlertid svakt scheelit-impregnert. Bergarten er vesentlig grov gneis med enkelte amfibolit fisker. I enkelte av tverrslagene mot øst kommer vi inn i malmsonen. Ytterst har vi den ved vannsumpen og i direkte forlengelse av ströket herfra finner vi den igjen i de innerste tverrslagene temmelig nær stollen. Her inne er det drevet noen meter stigtort med ganske pen scheelit de første 6 meterene. Bergarten er her mer amfibolitisk med uregelmessige kvartslinser. I de lengste tverrslagene er vi tydelig kommet godt over i liggen. Schånings grube ca. 650 m.o.h. ligger på kanten av stupet ned til Ørsdalen. Det vesentligste undersøkelsesarbeidet de siste årene har foregått her. Stollen er nå drevet ca. 180 m. med meget god malm de første 60 meterene. Av grubekartet fremgår det at stollen over en lengre strekning ble drevet i ligg av malmen. Det ser imidlertid ut til at vi er kommet inn i malmsonen igjen i stollens innerste del. Ca. 300 m. videre SØ for Schånings grube ligger Wolframsynken og Wolframstrossen. Fra begge steder er det rapportert bra malm. Det er her forsvarlig å anta at driften ikke ble stoppet på grunn av at malmen opphørte. Vanskeligheter med vannet har her sikkert spilt en avgjørende rolle. Wolframsynken er ca. 10 m. dyp. Driften i Wolframstrossen må ha vært langt betydeligere enn i synken. Her er gjenstående malm påvist i sålen. Ca. 200 m. SØ av synken er det drevet en ny ca. 38 m. dyp synk. En ca. 140 m. lang transport-stoll leder fra øst inn til bunnen av synken. Det er sagt at størstedelen av molybdenglans produksjonen i Ørsdalen skulle stamme herfra. Videre mot SØ er det ingen større drifter, men spredte små skjerp markerer sonen videre. Et lovende sted i denne sonen hvor det omtrent ikke er drevet, er Gudlen ca. 80 m. under Schånings grubes nivå. Her står det malm i dagen. Grunnen til at det ikke er drevet er den farlige beliggenheten i skråningen.

Sandnes draget er i dalen antagelig gjenfunnet i stoll 2. Forholdene er her meget kompliserte og fallet er flatere enn ellers vanlig. (Også vestligst i enkelte av tverrslagene i stoll 1 flater fallene ut). Stollen er drevet ca. 160 m. og i tillegg kommer noen tverrslag. På fjellet har vi så først Hovland grube. Her er det drevet transport stoll fra Glubbetj. mot øst ca. 100 m. Innerst her er det drevet stig-ort som skulle forenes med en synk fra dagen. Dette arbeidet er imidlertid aldri blitt fullført. Ca. 30 m. syd-øst av denne er det en ganske stor skjæring, Sandnesskjerpet. Videre mot syd-øst er det bare spredte små skjerp.

Foruten disse to malmdragene er det et lite ubetydelig molybdenglans skjerp på vestsiden av Glubbetj., og et ved tjernets østende. Her er det drevet en liten stoll på en fattig molybdenglans-førende kvartsgang.

Regner vi malmen etter Schånings draget og Sandnes draget for sammenhengende i syd-øst er den mineraliserte sonen 2.5 km. lang. Hvorledes malmen opptrer etter sonen skal senere kommes tilbake til.

En kort historikk.

(Vesentlig etter rapport fra O.J. Adamson, 5/1-1951).

Grubedriften i Ørdsalen ble startet av "The British Molybdenite Co. Ltd. i 1904. Driften var basert på molybdenglans og den syd-østligste større forekomsten i Schåningsdraget ble åpnet. Samtidig ble stoll 1 drevet ca. 300 m. med den hensikt å treffe de dypere partier av malmsonen på fjellplatået. Driften ble avsluttet i 1908 og bygninger og utstyr solgt i 1910.

I 1911 begynte Christiania Minekompani drift i liten målestokk på de samme forekomstene som var åpnet av det engelske selskapet. I 1917 dannet dette selskapet sammen med andre interesser Ørdsalen Wolfram og Molybden gruber A/S. Herunder ble det også drevet i Wolframstrossen og synken. Dette selskapet sluttet driften i 1919 og utstyret ble solgt i 1922.

Ca. 1916 begynte A/S Hovland Molybden og Wolframgruber drift i Sandnes draget. Driften her ble oppgitt i 1918 og eiendelene solgt i 1921.

I 1918 åpnet og drev sakfører Schånning, Egersund, den nuværende Schåningsgrube. Driften var basert på wolfram og

varte bare tre måneder. Det skal være fra denne tid at scheelit først ble oppdaget i Ördsalen.

Schåning tok opp igjen driften i 1937 og drev sommerene 1937, 1938 og 1939. I 1940 solgte han til A/S Det Norske Bergselskap som var kontrollert av tyskerne. I løpet av disse tre årene skal det være produsert ca. 50 ton wolfram-konsentrat.

Under krigen ble hele stoll 2 drevet, samtidig som det var drift i stoll 1 og Schåningsgrube. Under hele denne perioden skal bare 28 ton wolfram-konsentrat ha blitt produsert.

Ved freden i 1945 ble alle gruberettighetene og utstyret overdratt den norske stat.

Rettighetene ble i 1951 overdratt A/S Norsk Bergverk som er de nåværende eiere. Dette selskap drev undersøkelsesdrift i 1952 og 1953. Schåningsgrube ble drevet videre mot syd-öst med den hensikt å komme under wolframsynkens nivå. Små undersøkelses-arbeider ble også drevet i stoll 1. Diamantboring ble forsøkt mellom Schåningsgrube og Wolframsynken, og også under Wolframsynkens og strossenes nivå. I 1954 lå igjen driften nede.

Mineralogi.

I forbindelse med malmen finner vi følgende mineraler i Ördsalen:

1 Oksyder

Kvarts
Magnetit
Molybdenoker

2 Sulfider

Molybdenglans
Magnetkis
Svovelkis
Kobberkis

3 Wolframater

Wolframit (Ferberit)
Scheelit

4 Silikater

Biotit
Granat

Kvarts (SiO_2 , trigonal - trapesoedrisk)

Kvartsen er tidligere beskrevet i avsnittet om petrografen. Det skal igjen minnes om de to typene vi finner. En grålig og fettaktig som synes nær knyttet til malmen og en melke-hvit som alltid er helt gold. De forekommer vesentlig som linser med høyden et par meters utstrekning etter strøkretningen. De kan imidlertid også være mer gangpreget. På kartplansje 2 ser vi i nord-øst en kvartsgang som sannsynligvis er sammenhengende over en lengde på ca. 150 m., mens den største mektigheten er 1,20 m. I Schåningsgrube har vi en gang som er sammenhengende ca. 30 m., mens bredden neppe overskrider 1 m. Ved den syd-østlige synken i Schåningsdraget er det flere parallelle kvartsganger med lengder over 20 m. Stort sett er imidlertid gangene av liten utstrekning, men flere små ganger følger etter hverandre i strøkretningen og danner gang tog. De to malmdragene, Schåningsdraget og Sandnesdraget, representerer nettopp slike gangtog som synes å gå sammen i en bue mot syd-øst. Mens de større gangene fortrinnsvis synes å forekomme på eller nær ved grensen mellom grov gneis og amfibolitisk bergart, forekommer små irregulære kvartsårer hyppig inne i den siste. Kartleggingen av kvartsgangene er meget viktig da malmen forekommer enten i eller ved disse grenser. Som tidligere nevnt har kvartsen alltid undulerende utslukning.

Magnetit (Fe_3O_4 , regulær)

Magnetit forekommer alltid sammen med malmen, men det er lite sannsynlig at det har noen direkte forbindelse med malmdannelsen da det overalt er et vanlig aksessorisk mineral i gneisene.

Molybdenoker ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MoO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, rombisk)

Molybdenoker forekommer som et typisk forvittrings mineral av molybdenglans. Det er imidlertid sjelden å se på dag-overflaten. Grunnen til dette kan være at det blir vasket vekk så snart det blir dannet. Det er imidlertid også mulig at overflatevannet ikke inneholder nok jern oppløst til dannelsen av molybdenoker. Vi finner det helst der molybdenglans forekommer ved åpne sprekker i stoller o.l. Særlig hyppig opptrer det i den syd-østligste synken i Schåningsdraget. Her har vi gjerne en kjerne av molybdenglans med oker omkring. Da okeren her sannsynligvis først kunne bli dannet etter synken var drevet synes det som prosessen foregår temmelig raskt når forholdene er gunstige. Dette indikerer at det er forholdene som er ugunstige

for okerdannelsen på dag-overflaten.

Molybdenglans (MoS_2 , heksagonal)

Foruten i Ørsdalen finner vi molybdenglans ved Bjørnestad vann i Gyadalen. I Ørsdalen forekommer det over hele malmsonen, men mengden er sterkt varierende. I stollene 1 og 2 i dalen er det så lite molybdenglans å se at det nesten må karakteriseres som en sjeldenhet. I Gudlen og Schåningsgrube synes mengden å ha tiltatt noe, men også her forekommer det helt underordnet. Kommer vi så opp på platået ved wolfram-synken og tilsvarende Sandnes skjerp^{vest}et i syd-~~est~~, er molybdenglansen det mineralet som først faller en i øynene. Enda mer synes det å være ved den syd-østligste synken i Schåningsdraget. Som tidligere nevnt er det herfra størstedelen av molybdenglans-produksjonen fra Ørsdalen skal være kommet. Følger vi dragene videre mot syd-øst, finner vi stadig molybdenglans på de spredte kvartsgangene. Også ved den øst-vest strykende gangen helt i syd-øst finner vi molybdenglans.

Molybdenglansen forekommer ofte som store flak, men mindre korn er også vanlig. Vel utviklede krystaller er ikke funnet. Den største mengden finner vi umiddelbart på grensen mellom kvartsgang og side bergart. Ofte er gangene selv også impregnert. Noen impregnasjon i gneisene finner vi ikke annet enn i umiddelbar nærhet av kvartsganger.

Den første grubedriften i Ørsdalen var basert på molybdenglans. Forekomstene var imidlertid for fattige til at dette kunne betale seg. Det kan imidlertid komme til å spille en viktig rolle som biprodukt under en fremtidig drift på wolfram.

Magnetkis (FeS , heksagonal)

Magnetkis er ved siden av molybdenglans det hyppigst opptredende sulfid i Ørsdalen. Hvis de er dannet samtidig tyder det på at svovel har vært i overskudd over molybden. Molybdens høye afinitet til svovel gjør at det opptar all tilstedeværende svovel under dannelsen av molybdenglans. Hvis molybden derfor er tilstede i store mengder, kan sulfider av andre metaller bare dannes hvis det er svovel igjen etter molybdenglansdannelsen.

Magnetkis forekommer også i forbindelse med kvartsganger, og kan finnes direkte grensende opp til molybdenglans. Vanlig forekommer den imidlertid som impregnasjon i den amfibolitiske gang-bergarten, gjerne etter mindre slepper og

stikker i denne. Det er mulig den kan brukes som en indikasjon på at vi er i malmsonen.

Det ser ut til at fordelingen av magnetkisen i feltet er den motsatte av molybdenglansens. Den innerste stigorten i stoll 1 synes å være særlig rik på magnetkis, som kan forekomme i klumper, mens vi på fjellplatået har en mer spredt impregnasjon.

Svovelkis (FeS_2 , regulær)

Svovelkis forekommer i Ørdsalen i helt underordnet mengde. Vi finner det gjerne på selve kvartsgangene som millimeter tynne hinner på irregulære sprekker i disse.

Kobberkis (CuFeS_2 , tetragonal)

Kobberkis forekommer i enda mindre mengde enn svovelkis og er med sikkerhet bare påvist et par steder i feltet.

Wolframit (Ferberit) ($(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, monoklin)

I fast fjell er wolframit funnet følgende steder: Gudlen, mellom Gudlen og Schåningsgrube, Schåningsgrube, Wolframsynken og Wolframstrossen. Dessuten er det funnet to større stykker i berghallen utenfor den syd-østligste synken i Schåningsdraget og i berghallene ved Sandnesskjerpet og Hovlandsgruben. I stollene i dalen er wolframit aldri påvist.

Wolframit har i likhet med molybdenglans en nær tilknytning til kvartsganger selv om den ikke alltid ligger inne i disse.

Wolframiten er konsentrert etter en smal sone på grensen mellom det amfibolitiske gangfjell og den grove gneisen som i Schåningsdraget danner liggen. Gudlen, Schåningsgrube, Wolframstrossen og synken i syd-øst ligger, som det fremgår av detaljkartet, på denne grensen, mens wolframsynken er en smal "spaltefylling" noe inne i den amfibolitiske bergart. Grubekartet over Schåningsgrube viser godt wolframitens forekomst-måte. Den følger kvartsgangen som i nord-øst løper langs grensen og mektigheten av den wolframit-impregnerte sone er bare ca. 1 m. Scheelit impregnasjonen fortsetter til begge sider for denne sonen, men avtar i intensitet ettersom vi fjerner oss fra den. Sporadisk kan det finnes mindre wolframit klumper inne i ligg-bergarten. Ved innslaget til det første tverrslaget mot syd-vest i Schåningsgrube er det således to mindre wolframit klumper.

Wolframiten forekommer i klumper. De enkelte klumpene kan veie flere kilo, men er som regel mindre.

Klumpene er linseformede med de største aksene parallelle med bergartens strøk og fall retninger. Utviklede krystaller er ikke funnet.

Karakteristisk for wolframiten i Ördsalen er at den alltid er omgitt av en randzone med scheelit (foto 17). Dette blir nærmere diskutert i avsnittet om scheeliten.



Foto 17. Wolframit (svart) med randzone av scheelit, Schåningsgrube, x 20 kryssede nic.
(Foto, B. Mauritz).

Mangan- og jern-wolframitet danner en komplett isomorfserie som i sammensetning varierer mellom det rene mangan ledd (Huebnerit) og det rene jern ledd (Ferberit). Dana (22) benytter følgende inndeling:

Navn	Atom %		vekt %	
	Fe	Mn	FeO	MnO
Huebnerit	0 - 20	100 - 80	0 - 4.8	23.4 - 18.7
Wolframit	20 - 80	80 - 20	4.8 - 18.9	18.7 - 4.7
Ferberit	80 - 100	20 - 0	18.9 - 23.6	4.7 - 0

Av en meddelelse fra Foslie til Björlykke datert 10/11-1934, som jeg har fått utlevert av Björlykke, fremgår det at Foslie har utført en analyse av en wolframit fra Ördsalen (nærmere lokalitet er ikke angitt). Han finner forholdet $\text{FeWO}_4:\text{MnWO}_4$ 58:42 og mineralet skulle derfor betegnes wolframit.

Analysen jeg har fått utført ved A/S Norsk Bergverks laboratorier på Ulefoss avviker imidlertid totalt fra Foslie's resultat. For sikkerhets skyld ble Fe:Mn forholdet kontrollert ved flere kontroll analyser.

Tabell 2.

					gjennomsnitt	
Wolframit, Gudlen:	FeO	17.57	18.02		17.80	
	MnO	1.34	3.44		2.39	
	WO ₃	76.00	--		--	
" Schåningsgrube:	FeO	18.20	18.44	20.66	17.92	18.81
	MnO	3.00	3.14	3.30	2.90	3.09
	WO ₃	76.20	--	--	--	--
" Wolfram-synken:	FeO	17.80	17.46	17.66		17.64
	MnO	3.00	3.29	3.33		3.20
	WO ₃	75.80	--	--		--
" Wolfram-strossen:	FeO	16.48	18.3	18.15	18.45	17.85
	MnO	3.54	3.6	2.9	3.6	3.41
" Synk i syd-öst:	FeO	19.85	20.15			20.00
	MnO	1.20	1.42			1.31
	WO ₃	77.00	--			--

Grunnen til at en 100 % analyse ikke ble oppnådd der hvor WO₃ også ble bestemt, antar laboratoriet skyldes at Ca og Mg også inngår.

Professor Oftedal har vennligst meddelt meg resultatet av et spektralopptak fra 21/1-1938 på en wolframit fra Ørsdalen:

Hovedbestanddel: W, Fe, Mn.

1 % : Mg.

spor : Si, Ti, Mo.

Andre elementer er ikke iaktatt med sikkerhet.

Si og mulig også Ti må antas å stamme fra forurensninger av sidebergarten. Oftedal antar Mo stammer fra iblandet MoS₂. Dana oppgir imidlertid at både Ti og Mo er funnet i spektrografiske mengder i wolframit.

Hva grunnen er til at Fe og Mn mengdene varierer ved forskjellige bestemmelser av de samme prøvene er ikke sikker. Endel beror sannsynligvis på feilanalyser, men vi skal ikke se bort fra en mulig sonarbygning av wolframitene. En slik sonarbygning ble forsøkt påvist ved röntgen pulver opptak. Pulver ble tatt i forskjellig avstand fra kjernen ut mot periferien. Noen målbar spaceing forskjell kunne imidlertid ikke bli konstatert.

Av gjennomsnittts resultatene er forholdene $\text{FeWO}_4 : \text{MnWO}_4$ bestemt.

Tabell 10.

Lokalitet	$\text{FeWO}_4 : \text{MnWO}_4$	sp.v.
Gudlen	87.9 : 12.1(83.8:16.2)	7.302
Schåningsgrube	85.5 : 14.5	7.313
Wolframsynken	84.5 : 15.5	7.391
Wolframstrossen	83.8 : 16.2	-
Synk i syd-öst	93.9 : 6.1	7.548

(De spesifikke vekter ble bestemt med Berman vekt, men resultatene er ikke pålitelige).

Selv om wolframitenes sammensetning er en del varierende er det klart at de alle er så jern rike at de etter Dana's skjema skal betegnes som Ferberit. Den refererte analysen etter Foslie må antaes å være gal. De mulige finnesteder for hans materiale er Schåningsgrube, Wolframsynken eller Wolframstrossen, og etter alle de analyser jeg har fått utført er det lite sannsynlig at sammensetningen skal variere så vesentlig som Foslie's analyse gir uttrykk for.

Grunnen til at alle disse analysene ble foretatt var et forsøk på å påvise en regelmessig variasjon av sammensetningen ettersom vi gikk fra et lavere til et høyere nivå i feltet. Høyden over havet stiger fra Gudlen til synken i syd-öst. Fra Gudlen til Wolframstrossen öker mangan innholdet gradvis, men avtar så plutselig ved den syd-östlige synken. Forholdet er antagelig heller ikke tidligere så greit som tabellen gir inntrykk av. Gjennomsnittstallet for Gudlen er sikkert *mis*visende. Den første analysen her er ganske sikkert gal. Forholdstallet i parentes er beregnet av den siste analysen alene og gir antagelig et riktigere bilde, hvilket også indikeres av den lave egenvekten som er funnet for wolframiten her. (De teoretiske egenvekter er etter Dana (22) 7.25 og 7.60 for henholdsvis det rene Mn og Fe-wolframat).

Scheelit (CaWO_4 , tetragonal)

Ifölge Rankama og Sahama (54) er wolframit meget mer almindelig enn scheelit. I Örsdalen finner vi scheelit over et langt videre felt enn wolframit. Impregnasjonen er imidlertid som regel finkornet og fattig. Da wolframiten er konsentrert innen mindre partier med meget rik malm er det mulig at den i samlet vekt dominerer over scheeliten. Mens som tidligere nevnt, wolframiten synes å være sterkt bundet til

grensen mellom amfibolitisk gangbergart og den grove gneisen som danner liggen i Schåningsåraget, finner vi scheelit impregnasjon i stor avstand ut fra denne. Den ca. 140 m. lange transport stollen inn til den syd-östligste synken er drevet loddrett på strøket og er scheelit impregnert helt ut. Ca. 90 m. rett nord av wolframsynken er det et skjerp ved den lange kvartsgangen som går her, hvor det er en stripe med scheelit. Avstanden herfra til forbindelseslinjen mellom Schåningsgrube og Wolframstrossen som kan representere ligg grensen er ca. 80 m. Også i stoll 1, som er drevet i heng av den egentlige malmsønen, har vi scheelit impregnasjon enkelte steder. De største scheelit forekomstene har vi imidlertid der hvor også wolframit forekommer, og mengden avtar hurtig ut mot sidene. Det vi finner i noe større avstand fra grensen er spredte små scheelit korn og smale striper som er knyttet til små kvarts årer. Innimellom kan det dukke opp en større og ganske rik scheelit åre.

I motsetning til wolframit finner vi scheelit langs hele malmsønen. I stoll 2 er det de første 20 m. fra innslaget en ganske pen impregnasjon samlet i flere parallelle scheelit striper som er knyttet til kvartsårer. Resten av stollen er meget dårlig mineralisert. Også ved den øst vest gående kvartsgangen lengst i syd-öst finner vi en smal scheelit stripe.

Jeg har fått utført noen scheelit analyser ved A/S Norsk Bergverk's laboratorium på Ulefoss.

Tabell 11.

	Stoll 1	Gudlen	Sch.grube	Synk i SÖ
CaO	17.80	17.50	17.30	16.90
WO ₃	80.50	73.50	77.80	69.90
MoO ₃	0.20	1.48	0.77	1.42
	98.50	92.48	95.87	88.22

Analysene er ikke 100 %. Grunnen er at prøvene var forurenset med mineraler, særlig biotit, fra side bergarten. Laboratoriet sier at mer eller mindre mengder jern forekom i alle prøvene. De har også hatt vanskeligheter med Mo bestemmelsene, da den er vanskelig sammen med så store mengder wolfram.

Resultatet av et spektralopptak av scheelit fra

Ørsdalen tatt 21/1-1938 ble gitt meg av professor Oftedal:

W, Ca	hovedbestanddel
Fe	ca. 1 %
Mn, Mg	0.1 - 1 %
Si, Ti	spor

Mo linjer er også tilstede, men noen mengde er ikke angitt.

Da Mo kan substituere for W, og vi har en delvis isomorf serie fra scheelit mot powelit, CaMoO_4 , er det sannsynlig at den oppgitte Mo mengde inngår i scheelitens gitter og ikke stammer fra iblandet molybdenglans. Mo mengden er ikke større enn det vi vanligvis finner for scheelit, (se Dana 22 s. 1076).

Vi hørte ovenfor at scheelit forekommer som randsoner omkring wolframit klumpene. Dette kan forklares enten som en senere utkrystallisasjon av scheelit omkring de allerede dannede wolframiter, eller som en sekundær omvandling av wolframit i scheelit. Da wolframit aldri er funnet uten denne randsonen av scheelit synes den siste muligheten å være mest sannsynlig. Om spørsmålet skriver Dana (22 s. 1078): "Wolframite sometimes is found as perfect pseudomorphs after scheelite, but scheelite more often is found more or less completely replacing wolframite, in both cases apparently as a result of hypogene processes."

Teoretiske betraktninger over scheelitiseringen.

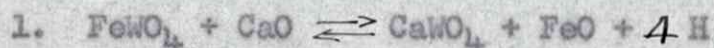
Det kan være av interesse å prøve å benytte moderne krystall-kjemiske betraktninger på scheelitiserings-prosessen. Det er vist (Ramberg 53) at hvis to forskjellige ladede anioner av samme størrelse konkurrerer om kationer av forskjellig ladning eller forskjellig størrelse, vil det lavest ladede anion bindes til det største eller minst ladede kation og omvendt.

WO_4^{2-} er et oksyion. For disse er det den gjennomsnittlige ladning på hvert surstoff som er den viktigste enkeltfaktor for bestemmelsen av fordelingen av kationer mellom de forskjellige oksyioner. Den gjennomsnittlige negative ladning på hvert surstoff atom varierer i rekken BO_3^{3-} , CO_3^{2-} , NO_3^{1-} fra 1e - 1/3e, og i rekken SiO_4^{4-} , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , ClO_4^{1-} fra 1e - 1/4e. For oksyionet WO_4^{2-} er den gjennomsnittlige ladning på hvert surstoff atom 1/2e.

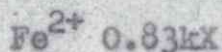
Regelen ovenfor for fordelingen av kationene på anionene gjelder også, med meget få unntak, for forholdet

mellom de komplekse oksysalter og oksyder, (Ramberg 53).

Vi kan tenke oss scheelittiseringsprosessen foregår etter ligningen: (for enkelhets skyld sees det bort fra Mn innholdet i wolframiten da resultatet allikevel vil bli det samme)



Anionene er her WO_4^{2-} og O^{2-} med gjennomsnittlig neg. ladning på hvert surstoff atom henholdsvis 1/2e og 2e. Kationene er Fe^{2+} og Ca^{2+} , med ioneradiene:



Jern har mindre ione-radius enn kalsium. Effekten av dette forsterkes ytterligere ved at Fe^{2+} i motsetning til Ca^{2+} ikke har "edelgasstruktur", hvilket gir Fe^{2+} en større polariserende kraft enn ione-radius og ladning gir uttrykk for.

Av dette kan vi slutte at ΔH i ligning 1 er negativ, og høyre side av ligningen representerer den laveste energi og er den stabile kombinasjon opp til en viss temperatur grense, som kanskje er bestemt ved smeltingen av en eller flere av leddene. ΔH er ikke kjent for reaksjonen og det er størrelsen av denne som bestemmer temperatur grensen. Tall-verdien av ΔH stiger imidlertid med forskjellen mellom kationenes radier. I vårt tilfelle er den numeriske differensen 0.23kX. Den reelle differensen er imidlertid større på grunn av den før nevnte forskjell i ionestruktur. Det er derfor rimelig å anta at temperaturgrensen under hvilken ligningens høyre side er stabil, er ganske høy.

Ekperimentelle undersøkelser.

Da såvel feltobservasjoner som teoretiske beregninger støtter en scheelittisering av wolframiten, ble prosessen forsøkt ettergjort i laboratoriet. For forsøkene ble apparaturen til Silikatforskningslaboratoriet på Geologisk Museum på Tøyen benyttet. For hydrothermal forsøkene ble en apparatur etter Tuttle's modell benyttet og til forsøkene i tørr fase ble det brukt vanlige kantalviklede horisontal ovner.

Som utgangsmaterialer ble benyttet wolframit fra Schåningsgrube og CaO. Disse ble knust, veid og blandet i det stökiometriske riktige forhold. Det ble lagt en større blanding en gang for alle, hvorfra det ble uttatt mindre partier til de forskjellige forsøkene. Etter hvert forsök ble det opptatt

röntgen pulver diagram av produktet.

Forsøk i tørr fase.

Pulveret ble lagt i små glassrør hvoretter luften ble utpumpet og røret smeltet igjen. Rørene ble så lagt i horisontal ovnene som ble innstilt på den ønskede temperatur. Denne ble bestemt med termoelementer. Til avlesningen ble brukt et millivoltmeter.

Tabell 12.

<u>Forsøk</u>	<u>temp. °C</u>	<u>antall timer</u>	<u>Resultat bestemt ved röntgen.</u>	
1	600+v	230	wolframit	og CaO
2	475+v	230	"	"
3	405+v	282	"	"
4	200+v	230	"	"

(v er værelses temperaturen)

Forsøk under hydrothermal betingelser.

Pulveret ble her lagt i små platina konvolutter som deretter ble plassert i en liten stål-bombe åpen i den ene enden. Apparaturen er beskrevet i flere publikasjoner (Tuttle 65). Temperaturen ble avlest som i forrige tilfelle og trykket ved hjelp av et fastmontert manometer.

Tabell 13.

<u>Forsøk</u>	<u>temp. °C</u>	<u>antall timer</u>	<u>trykk (p.s.i.)</u>	<u>Resultat bestemt ved röntgen</u>	
1	200+v	168	stabilisering ikke oppnådd. varierer mellom 1000-8000	scheelit,	spor av wolframit
2	300+v	551	10 000	"	"
3	400+v	282	10 000	"	"
4	460+v	336	11 000	"	"
5	500+v	185	10 000	"	"
6	600+v	192	10 000	"	"

Som vi ser førte forsøkene i tørr fase ikke til noe resultat. Grunnen til det skal være usagt. Det er mulig at den anvendte tiden ikke er tilstrekkelig, eller at kornene ikke er i god nok kontakt med hverandre. Under hydrothermal betingelser fikk vi imidlertid dannet scheelit ved alle de forsøkte temperaturer. I ingen av tilfellene er reaksjonen

gått helt ut. På alle röntgen diagrammene kan vi såvidt se et par av de sterkeste wolframit linjene. På foto 18 er et scheelit diagram sammenlignet med diagrammet av et av reaksjonsproduktene.

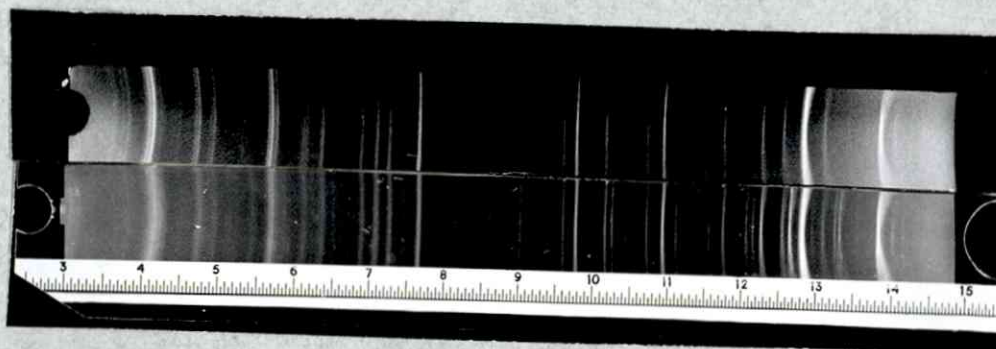
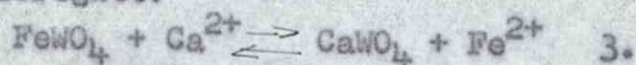


Foto 18. 1. Scheelit, Övstebö, Kleppan, Sauland.
 2. Scheelit dannet ved hydrothermal syntese av Wolframit (Ørsdalen) + CaO. 551 timer, 300°+v 10 000 p.s.i.
 Ekstra linjer er wolframitlinjer.
 (Kamera diam. 9 cm. Eksp. 2 t. 14 ma. 40 KV Fe-str. Mn-filter).

Her må vi anta at CaO først er oppløst i vannet:

$$\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2(\text{OH})^- \quad 2.$$

Deretter har reaksjonen med wolframit under dannelse av scheelit foregått:

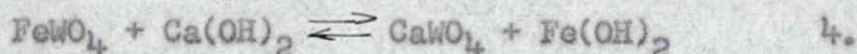


Denne reaksjonen innstiller seg på en likevekt, som er skjøvet sterkt over mot høyre.

For å få all wolframit omdannet i scheelit, måtte vi ha Ca i overskudd over den stökiometrisk beregnede mengden. Det kan synes rart at vi ikke finner spor av det frigjorte jern i röntgendiagrammene. Endel av dette forblir sikkert i oppløsning i vannet. Da reaksjonsproduktet, i motsetning til ren wolframit og scheelit, er sterkt magnetisk er det sannsynlig at en del av det dannede jern-hydroksyd eller -oksyd ligger som en subkrystallinsk film omkring de enkelte kornene. Dette kan da og forklare den merkelige ting at reaksjonsproduktet i motsetning til naturlig scheelit ikke fluoreserer ved bestråling med ultraviolett lys.

Vi kan slå fast at en omdanning av wolframit til scheelit under en Ca-metasomatose ikke bare er mulig, men etter all sannsynlighet, (i hvert fall i temperatur intervallet 200° - 600°) må foregå. Reaksjonen foregår raskest når vann

er tilstede og kan beskrives med ligningen:

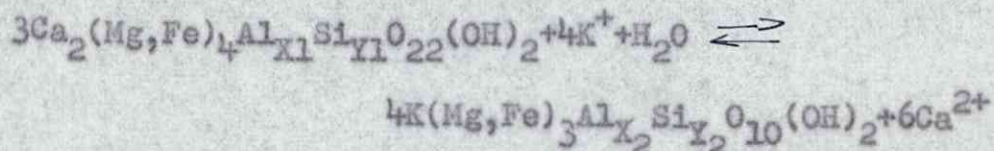


De ytre sonene av scheelit omkring wolframit i Ørdsalen forklares best dannet på denne måten.

Det er imidlertid meget lite sannsynlig at all scheelit i Ørdsalen er dannet ved en sekundær omvandling av wolframit. Det er ingen grunn til å anta at den scheelit-impregnasjonen vi finner fjernt fra kjente wolframitforekomster skal være dannet slik. Vi må derfor anta at to generasjoner scheelit er tilstede, hvorav den metasomatisk dannede antas å være den yngste.

Biotit $(\text{K(Mg,Fe)}_3(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$, monoklin).

Biotit finner vi alltid i forbindelse med malmen i Ørdsalen. Amfibolitene er der hvor de grenser opptil kvartsgangene og de irregulære kvarts årene helt biotitisert. Det er de femiske mineralene, pyroksen og hornblende, som er blitt omdannet. Overgangen fra hornblende til biotit kan beskrives med ligningen (Ramberg 53 s. 94):



Her er K tilført mens Ca er fjernet. Ramberg antyder muligheten av at K kommer fra korn av kalifeltspat i noen avstand. Spor etter noe slikt kan imidlertid ikke sees i slipene, og det er like sannsynlig at den har helt utenforliggende kilder. Biotitiseringen må imidlertid ha vært samtidig med maldannelsen og det er interessant å legge merke til at store mengder Ca dermed må antas å bli frigjort. For scheelitiseringen behøver vi derfor ikke ha fått Ca tilført utenfra, og denne kan ha foregått temmelig samtidig med wolframitdannelsen.

Granater $(\text{R}_3\text{R}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$, regulær

Mens som før sagt granater er vanlige mineraler i granuliten er det en sjeldenhet å finne dem i de granodioritiske gneisene. I det området som tidligere er kalt "Det malmførende området" er granater bare funnet like i nærheten av malmsonen og bare mellom Schåningsgrube og den syd-østligste synken. På denne strekningen kan vi finne dem ofte i ganske store mengder og aldri langt fra liggen, på heng siden av denne.

Som oftest finner vi dem i amfibolitene, men også i de grove gneis årene og på kvartsgangene sammen med molybdenglans og wolframit.

Granatenes sammensetning er gitt i avsnittet om metamorfosen. (Analyse nr. 1, 2, 3, s. ¹⁰⁸). Det er vanlige almandin-spesartin granater.

Ved prøvevasking av malm fra Schåningsgrube på Kongsberg Sølvverk var granatinnholdet en ulempe. De ble ikke skilt fra wolframiten ved selve vaskingen og ved den etterfølgende magnetsepareringen viste det seg at de hadde omtrent samme magnetiske egenskaper.

Malmens forekomstmåte.

Det har under behandlingen av mineralene vært nødvendig også å komme inn på hvordan de opptrer i feltet. Her skal observasjonene summeres for å gi en samlet oversikt over malmens forekomstmåte. Det henvises til kartplansjene nr. 2, 3 og 4.

Malmens nære tilknytning til kvartsganger er allerede fastslått. Bateman (10) inndeler molybden- og wolfram-malmer i forskjellige grupper etter forekomstmåten.

Molybdenglans

1. Pegmatites
2. Contact-metasomatic
3. Disseminated replacement
4. Fissure veins
5. Pipes

Wolfram

1. Pegmatites
2. Contact-metasomatic
3. Replacement
4. Fissure veins
5. Placers

Ørsdalen tilhører typisk nr. 4 og det samme gjør Knabens sydlige del, mens den nordlige del kommer under nr. 3.

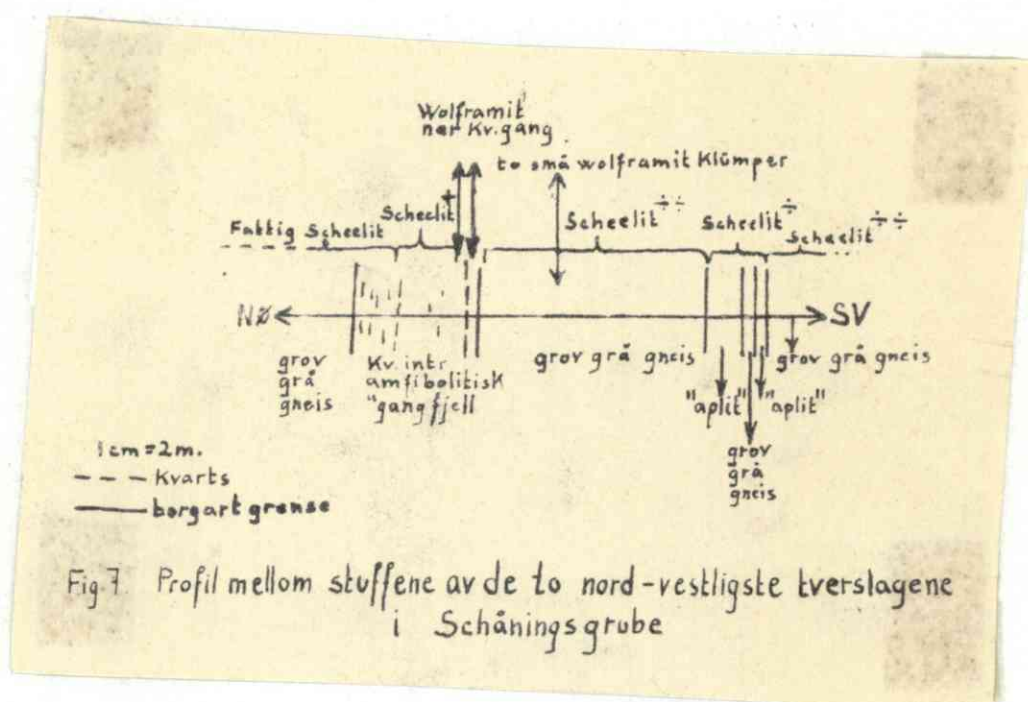
Malmen opptrer på grensen mellom en heterogen migmatisk bergart med meget amfibolitisk materiale, i det foregående benevnt som "amfibolitisk gangfjell", og en mer homogen grov gneis. Den siste ligger mellom Schåningsdraget og Sandnes draget og utgjør derfor henholdsvis ligg og heng etter hvilket av dragene vi befinner oss i. Også i denne opptrer det amfibolitlinser, men vi har ikke den intense vekslingen mellom kvarts og granitiske årer i biotitisert amfibolitisk bergart som karakteriserer det amfibolitiske gangfjellet. Malmsonen følger hele tiden gneisenes foliasjon og dreier der hvor denne dreier. Som før nevnt nærmer de to sonene hverandre og går i

syd-öst sammen i en scheelit og molybdenglansførende øst-vest strykende kvartsgang med fall 50° mot nord. På detaljkartet i målestokk 1:1000 (plansje 2) ser vi godt hvordan draget fra Schåningsgrube dreier mer sydlig og nærmer seg Sandnes draget. Fallet innen dette området er alltid mot NÖ og varierer mellom 60 og 85° . Det vanlige er ca. 75° som også er fallet i Schåningsgrube og ned mot Gudlen, mens sonen i stoll 1 faller ca. 65° . Da Schåningsdraget er best kjent, vil vi i det følgende innskrenke oss til dette. Den amfibolitiske gang bergarten har her en meget varierende mektighet. Lengst i syd-öst på detaljkartet har den en mektighet på ca. 130 m. Ved wolframstrossen er mektigheten ca. 80 m. og i den nord-vestlige del av Schåningsgrube, hvis den grove gneisen i stoffen av tverrslaget mot nord-öst virkelig definerer hengen, bare ca. 3 m. I stoll 1 er forholdene tilsynelatende mer kompliserte. At det er den samme malmsønen vi finner igjen ute ved vannsumpen og i de innerste tverrslagene er temmelig sikkert, (se kartplansje nr. 3). Et plan som forbinder malmsønen her og Schåningsgrube faller ca. 75° mot NÖ, i god overenstemmelse med hva vi kunne vente.

Av detaljkartet, plansje 2, kan man få inntrykk av at Schåningsgrube og wolframsynken ligger ved hver sin ende av en linseformet aplitisk bergart. Denne fortsetter imidlertid videre mot syd-öst, men sees her i dagen å være av en mer heterogen beskaffenhet. Den ble omtalt under granitiseringen og det ble konstatert at den ikke var så homogen som kartbilledet gir uttrykk for. Dette fremgår klart av kjerne-rapporten (D.b.h. S/W no.1 inntegnet på kartplansje 3) over diamantborhullet som ble satt gjennom den. Rapporten er gjengitt i bilag 1. Det viser seg at den i virkeligheten ikke avviker særlig fra det vanlige gangfjell, men er vel i helhet noe surere og mer granitisk. I den innerste delen av Schåningsgrube, hvor vi skulle befinne oss et godt stykke inne i "aplitene", er vi kommet over i en typisk amfibolitisk gangbergart. I heng av gangfjellet kommer vi igjen over i mer homogen grov gneis.

Under behandlingen av wolframiten og scheeliten ble det nevnt at det er langs, eller i umiddelbar nærhet av, grensen mellom gangfjell og gneisen i liggen at de rikeste malmpartiene opptrer. Wolframiten er så og si bare knyttet til denne grensesønen mens vi kan finne scheelit som uregelmessig impregnasjon i temmelig stor avstand på begge sider,

særlig over mot hengen. De største mengdene scheelit finner vi der hvor wolframit og forekommer. Den geologiske heng og ligg i Ørsdalen vil derfor definere meget store men fattige malm mektigheter. Det er imidlertid bare langs et smalt parti av denne at driften hittil har vært konsentrert og hvor malmen har vært så rik at drift i det hele har vært mulig. Det er derfor her mer praktisk å definere en økonomisk heng og ligg som vil definere de malmmektigheter som er økonomisk drivverdige. Fig. 7 vil forklare hva som menes.



Profilen er lagt mellom stoffene av de to nord-vestligste tverrslagene i Schåningsgrube (plansje 4). Det er her scheelit impregnasjon helt til stoffen i begge tverrslagene. Avstanden mellom dem er 12 m. Drivverdig er imidlertid bare en mektighet på ca. 3 m. regnet fra gangfjell-grensen mot NØ. Wolframit har vi bare i en enda smalere sone nærmere grensen. Mens ligger er ganske godt definert og faller bra sammen med den geologisk bestemte, hvilket har vist seg i Schåningsgrube hvor man et langt stykke drev i ligger og overhodet ikke hadde spor av scheelit, er den økonomiske hengen et mer svevende begrep og kan antagelig ikke legges etter noen bestemt linje. Malmen utgjøres av "linseformede" partier som følger etter hverandre i strøkretningen. Mektigheten vil variere noe etter som vi går fra midten ut mot endene. Foreløbig kjennes med sikkerhet bare to betydelige linser. Den ved Schåningsgrube og den annen

ved wolfram-synk og -strosse. De to linsene henger ikke sammen, hva driften i Schåningsgrube har vist. Linsen her synes å kile ut 60 m. innenfor påhugget. Linsenes utstrekning på dypet er enda helt ukjent. Både for Wolframstrossen og Schåningsgrube vet vi at det står bra malm igjen i sålen. Det er mulig malmen i Gudlen henger sammen med Schåningsgrube linsen, men det er og mulig vi her har en tredje linse adskilt fra de øvrige. På fig. 8, s. 93, er malmsonene skissert på et blokk diagram. Vi ser hvordan de tilnærmet kan beskrives med et krumt plan med steilt fall mot nord-øst.

Teori for maldannelsen.

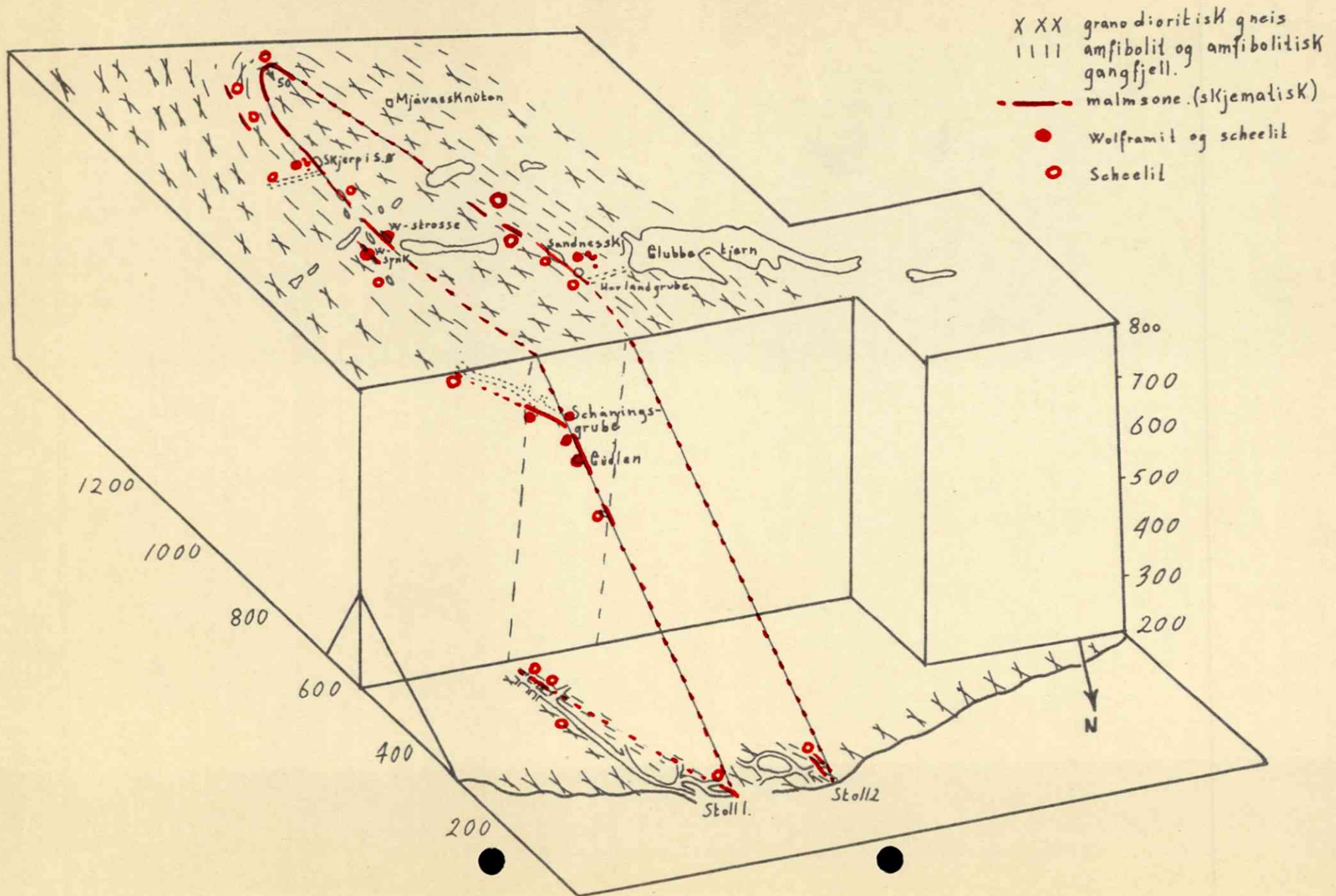
Under omtalen av granitiseringen ble det hevdet at på grunn av den mineralogiske og kjemiske likhet mellom de granodioritiske gneisene var det naturlig å oppfatte dem alle dannet under noenlunde like betingelser. Ved hjelp av forskjellige diagrammer ble det påvist at en krystallisasjon fra en smelte vanskelig kan forklare den mineralfordelingen vi finner i gneisene. Videre ble det vist at i hvert fall en kalimetasomatose må ha funnet sted. Bergartenes ytre likhet med hva vi vanligvis finner i prekambriske områder ble omtalt. Granitiske gneiser innen slike områder blir nå almindelig forklart som endeproduktet av - og ike årsaken til - en metamorfose. Da ingen feltobservasjoner er gjort som kan stride mot en slik teori, ble denne dannelsesmåten også hevdet for gneisene i Ørsdalen.

En forklaring av bergartene basert på teoriene for granitisering ville derfor idag ikke vekke særlig kritikk. Da wolfram og molybden forekommer i gneisene blir spørsmålet for mange straks mer betenkelig. Molybden og wolfram malmene er som før nevnt almindelig oppfattet som sammenhengende med den pneumatolytiske eller hydrothermale fase av et granitisk magma. Av mange formuleres spørsmålet; uten et magma, heller ikke molybden og wolfram.

Bateman (10 s. 45) skriver: "It is now generally considered that most metalliferous deposits and also many nonmetallic deposits result from igneous activity. Magmas are the parents, mineral deposits the offspring."

Fersman har utført et stort arbeid for å få bragt klarhet over disse malmtypene og deres innbyrdes forhold.

Fig. 8. Blokkdiagram som skjematisk
viser malmsonene i Ørsdalen
[Delvis etter Barth og Oftedal]



N. Varlamoff (66) har oversatt enkelte av hans ting til fransk.

Etter Fersman's ide vil toppen av en granit batolit omgis av en mineralserie som er sonemessig oppbygd i successive konsentriske lag, med høy-temperatur mineralene nærmest batolit grensen. Fig. 9 gjengir en av Fersman's egne figurer. Sonen med Mo er her ikke tegnet inn, men det fremgår av teksten at den skal falle nær sammen med tin.

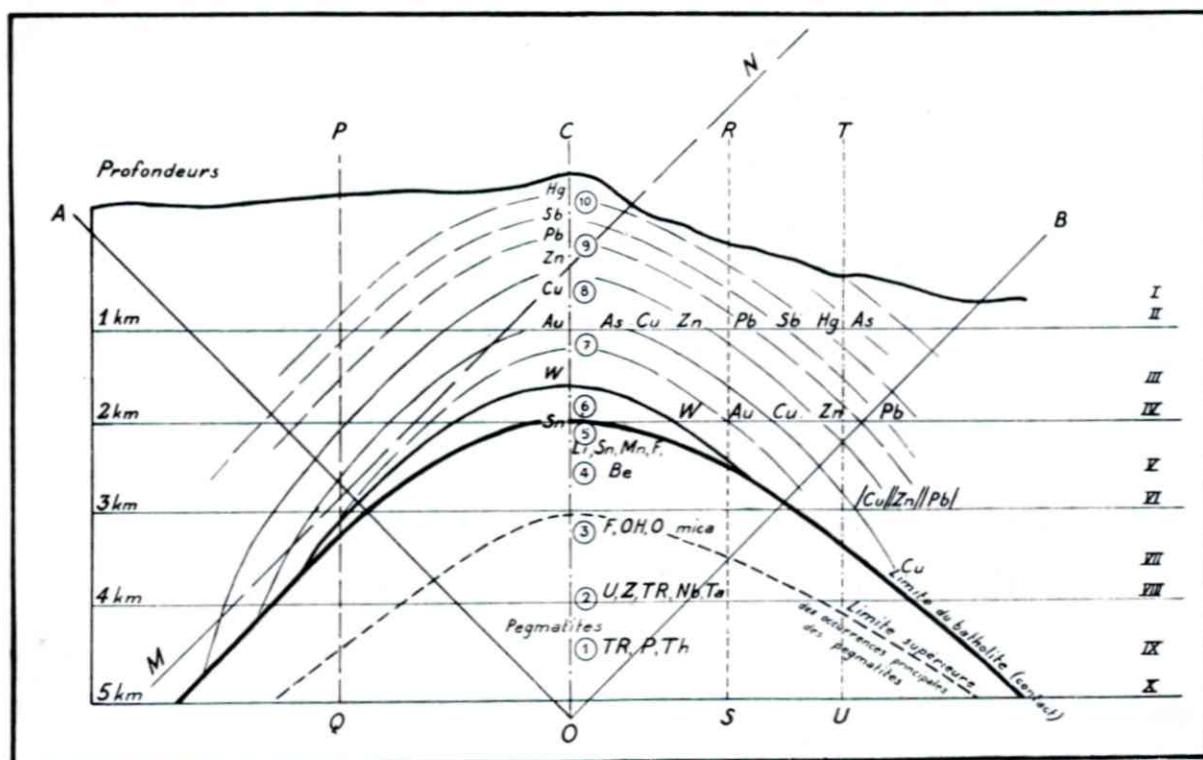


Fig. 9. Den konsentriske geokjemiske sonarbygning omkring en granitbatolit.
(Etter A.E. Fersman, *Géochimie*, Bd. II, s. 169, fig. 75, 1934).

I et diagram ordner han mineralene etter dannelses-temperatur og avstand fra batolit-grensen. Av dette fremgår det at MoS_2 antaes å dannes i temperatur intervallet $500-600^\circ$ og avstanden fra grensen overskrider ikke 100 m. Wolframit dannes mellom 550 og 450° , de jernrike ved høyest temperatur, og i en avstand av maksimalt 500 m. Wolframit blir fulgt av scheelit som antaes å kunne dannes ned til noe under 400° og avstanden kan bli noe mer enn 1000 m. fra grensen. Foruten dette, som av Fersman ansees å være det vanligste, fremgår det av diagrammet at MoS_2 og wolframit kan dannes under hydrothermal

betingelser. Grensen mellom pneumatolytisk og hydrothermal setter han ved vannets kritiske pkt. (374°). Avstanden fra grensen er da selvfølgelig meget større, men Fersman antar disse forekomstene å være helt underordnede både hva gehalt og hyppighet angår.

Fersman gir et greit og lettfattelig bilde av malmdannelsen ut fra et magmatisk synspunkt. Hans fremstilling er selvfølgelig en forenklet skjematisk av de virkelige forhold. Hvor grov skjematiskeringen er, får man imidlertid først inntrykk av når man studerer den litteratur som foreligger over molybden- og wolfram-forekomster. På de følgende sider vil forskjellige publikasjoner som omhandler slike malmer bli sitert. (Alle understrekninger er gjort av meg).

Hess (3/) ga i 1924 en oversikt over verdens kjente molybdenglansforekomster. (Ürsdalen er forøvrig såvidt nevnt i denne publikasjonen). På side 2 skriver han:

"Molybdenite is by far the most widely distributed molybdenum mineral, occurs in the greatest quantity in individual deposits, and is the molybdenum mineral in most of the ore produced. It is found in quartz veins, either as an original constituent or as a later filling of cracks; in pegmatites, though probably always deposited in dikes after their solidification; in those deposits formed by the replacement of granitoid rocks that resemble pegmatite and take the form of pipes or more tabular masses; in greisen, a silicified granitic rock containing more or less muscovite; in granite, but probably not as an original constituent though often so described; in regionally metamorphosed rocks; and in contact-metamorphic deposits."

På side 4: "The siliceous solutions that in some places form simple quartz veins may in others replace the country rock, and the molybdenite they carried also replace it."

The deposits in pegmatite are probably to be classed here, for the molybdenite in these deposits has, so far as I have seen it, been brought in after the solidification of the pegmatite. Commonly, as in some granitic rocks, the cracks along ~~which~~ the ore-bearing solutions have moved are small and so well healed as to be almost quite invisible to the unaided eye. The molybdenite is deposited molecule by molecule as the minerals of the pegmatite are removed and from its appearance it might be supposed to be original in the rock. Such replacement occurs in granite, and a tiny, almost or quite invisible crack may lead to comparatively large masses of molybdenite in apparently solid granite. This is the origin of all

the supposed original molybdenite in granite that has come under my observation." - - Det siste er interessant da apliten som Bugge setter i forbindelse med malmdannelsen i Knabens nordlige del, selv er impregneret.

Nederst på side 5 skriver Hess videre: "Molybdenite is sometimes found in gneiss and has apparently been introduced in solutions while the gneiss was under great heat and pressure at a considerable depth. In the occurrences I have seen the molybdenite was associated with glassy quartz and followed the gliding planes."

Climax i Colorado, verdens største MoS_2 forekomst, er av Bateman klassifisert som "disseminated replacement" type. Forekomsten er beskrevet av Butler og Vanderwilt (17) i 1933. Malmen forekommer i prekambrisk granit hvor skifer inneslutninger og tertiære kvarts-monzonit ganger er vanlige. Temperaturen for malmdannelsen antas å ha ligget på omkring 300° . Butler og Vanderwilt skriver (s. 237): "From the similarity to other deposits that are known to be associated with intrusive bodies it may be inferred that the Climax deposit is associated in its origin not with the exposed dikes but with a larger though still concealed intrusive body whose apex had approached sufficiently near to the surface for the gases liberated from it to escape through the fractured rock. For some reason that is not apparent the escape started at the locality of the present deposit and, once started, continued to drain the gases from the crystallizing stock. These escaping gases effected the alteration of the rock and deposited the molybdenite." - -

Litt nedenfor siterer de en rapport fra G. E. Collins angående dannelsen av en annen forekomst: "Not improbably the whole area may be underlain at great depth by a mass of eruptive (andesite) and its mineralization may have been effected by hot magmatic waters given off by the latter on cooling." Butler og Vanderwilt fortsetter: "As the molybdenite deposit itself is the strongest evidence of the presence of an unexposed stock, the argument presented above will be differently appraised by different readers, according to their views regarding the association of ore deposits with intrusive stocks."

Sangdong forekomstene i Korea er en av verdens betydeligste wolfram produsenter. Malmen finnes i metamorfe

sedimenter. Scheelit er det viktigste wolfram mineral. Wolframit og molybden-glans forekommer på kvartsganger, men er av mindre økonomisk betydning. Disse er antatt dannet under en periode med hydrothermal aktivitet senere enn scheelit dannelsen. Forekomsten er beskrevet av Klepper (33). På s. 473 skriver han: "There is little question that W, Bi, Mo, Cu, F, P, and S were introduced by migratory fluids of magmatic origin, and combined with one another or with elements in the beds to form scheelite, molybdenite, bismuthinite, chalcoppyrite, fluorite, and apatite, but there is a question whether quartz and biotite, the two principal components of the ore beds, are the products of simple recrystallization, or of metasomatism, or of a combination of these processes.

Microscopic study of the ore indicates to the writer that at Sangdong the metamorphism of sedimentary rocks and the deposition of scheelite were essentially contemporaneous and were accomplished by the same fluids.

Structural relations indicate that the fluids must have migrated hundreds and possibly thousands, of meters before depositing their load, for the nearest known igneous rock in this region of high relief is six or seven kilometers from the Sangdong deposit." ----- "The writer believes that the body of granite porphyry and the scheelite are progressive manifestations of the same period of igneous activity."

Om de senere hydrotermale kvartsgangene skriver han på s. 474: "Koreans familiar with the mine state that molybdenite predominates over wolframite in the veins in the upper levels of the mine and that wolframite predominates in the lower levels." Det er det samme forhold vi synes å ha i Ørdsalen.

The Red Rose mine var den største wolfram produsenten i British Columbia under krigen. Wolfram mineraliseringen utgjøres her av scheelit. Forekomsten er beskrevet av Stevenson (61). På ss. 463 skriver han: "The scheelite vein is found in a diorite close to a large body of granodiorite.

The ore-body is found only where the vein-shear cuts the thick diorite sill and, although the shear continues into adjacent hornfelsed tuff, no scheelite, and only a little quartz, is found beyond the sill. The pitch of the two high grade ore-shoots in the vein corresponds to the pitch of potential openings within the vein-shear." -----

"The vein does not occur with the granodiorite and

it is therefore improbable that the vein-solutions came from the granodiorite body itself. However, it is close to the granodiorite and it is probable that the vein-solutions came from the same deep-seated magma from which the granodiorite and probably the other igneous rocks differentiated.

I Boulder County, Colorado, forekommer ferberit på kvartsganger. Forekomstene er beskrevet av Lovering (44). Temperaturen for malm-dannelsen antas å ha vært mellom 200 og 300°. Malmen har liten utstrekning på dypet. Geologien synes å være lik hva vi finner for Climax. Lovering antar at de tertiære biotit-monzonit- og latit-ganger stammer fra magmaet som også ga malmen.

Det vil fremgå av det overstående at selv om den direkte tilknytning til magmatiske bergarter som regel ikke er særlig klar, prøver de fleste å knytte malmene til slike bergarter selv om disse (Sangdong) ligger flere km. fra malmforekomsten. Grunnen finner vi best i det siterte avsnitt fra Butler og Vanderwilt: "As the molybdenite deposit itself is the strongest evidence of the presence of an unexposed stock, - - -."

I Ørdsalen er det heller ikke noen tydelig tilknytning til et magma, da som flere ganger tidligere nevnt, gneisene vanskelig kan forklares som magmatiske krystallisationsprodukter. Dette gjelder også de finkornede "aplitiske" typene. Man kunne imidlertid også her postulere et underliggende magma hvorfra de granitiserende elementer var kommet. Malmene kunne da oppfattes som en hydrothermal fase av dette magmaet. Malmene opptrer, som tidligere nevnt, på grensesonen mellom et amfibolitisk gangfjell og mer homogen gneisgranit. En slik grensesone må ansees samtidig å være en svakhetssone hvoretter sprekker raskest vil åpne seg under tektoniske bevegelser, og vil dermed være det gunstigste området for hydrothermalvirksomhet.

Angående temperaturen for maldannelsen i Ørdsalen er det vanskelig å si noe sikkert på grunn av scheelitiseringsprosessen som må antas å være senere enn hovedmineraliseringen. Granatene som forekommer sammen med wolframit på kvartsganger ved den syd-østligste synken har imidlertid en sammensetning som indikerer en dannelsesetemperatur mellom 300 og 400°, (se under "metamorfosen"). Dette kan gjelde for en minimumstemperatur for wolframit og molybdenglans dannelsen.

Det er imidlertid ikke til å komme bort fra at malmer av denne typen er regionalt knyttet til granitområder. Denne kjensgjerning samt vanskelighetene med en ren magmatisk forklaring er innsett av Sullivan, og han forsøker å forklare malmdannelsen ut fra moderne teorier om granitisering (62). På s. 472 skriver han: "It seems to the author that in accepting, until recently, the basic importance of differentiation processes in the formation of granites, some fruitful lines of investigation into the origin of ore deposits have been overlooked." Sullivan viser hvorledes malmene som regel ikke forekommer inne i de homogene granit partiene, men ved disses grenser eller i heterogene partier av dem, representert ved skifer og amfibolit inneslutninger. Dette kan også sies å gjelde for Ørtdalen hvor det malmførende området utvilsomt er rikest på amfibolit inneslutninger. På Knaben gjelder også det samme selv om forholdene her ikke er fullt så klare. Schetelig (60) skriver: "I Knabedalen østover langs veien til grubene fra Risnes forbi Knaben gård (ca. 400 m.o.h.) og frem til Knabetjønn (ca. 600 m.o.h.) med omgivelser er iaktatt linseformede og båndformede mindre partier av eldre gneis og amfibolit. Øst for Knabetjønn møter man andre forhold. Jeg har gått opp en rekke parallelprofiler her, og det viser seg overalt, at det oppover skråningen stadig opptrer flere bånd og linser av de eldre bergarter (gneis og amfibolit) i graniten. De er innleiret konformt med granitens parallel-tekstur, med lengderetningen og skiffrigheten parallell strøket. Mektigheten varierer fra en dm og opp til mange m. Mengden av innleiringer av eldre bergarter tiltar etter hvert, og når man kommer på plataet i ca. 800 m's høyde er det eldre gneiskompleks helt dominerende, men viser her konstant tallrike injeksjoner av den yngre granit." Det er her oppe på plataet flere av de store molybden grubene ligger.

Da Sullivan oppfatter graniter som dannet ved granitisering fremholder han at vi ikke kan ha malmer knyttet til disse hvis de malmdannende elementer ikke var tilstede i materialet, sedimenter og lavaer, hvorav granitene ble dannet. Særlig viktige anser han lavaene for å være da han betrakter dem som tilførsels-kilder for elementer som etter den første geokjemiske differentiering var fullført, ikke lenger fantes eller bare forekom i meget små mengder i den ytre jordskorpen. På denne måten får vi igjen en forstyrning av likevekten som vil bli forsøkt gjenopprettet når forholdene er gunstige. På

denne måten forsøker han å forklare den regionale utbredelse av enkelte malmtyper, og at ellers like graniter ikke er forbundet med de samme slag malmer. (Kuroda og Sandell (28) har funnet at basaltiske lavaer og diabaser gjennomsnittlig inneholder like meget Mo som granitiske bergarter, nemlig 1.1 p.p.m.)

Det genetiske forhold mellom graniter og visse malmtyper forklares på samme måte som ved en krystallisasjonsprosess. En bergart vil bare konsentrere et element hvis dets ione egenskaper er slike at det ikke substitueres i større utstrekning i gitteret til de bergartsdannende mineraler. Da en sur granit vesentlig inneholder mineralene kalifeltspat, plagioklas og kvarts er det bare Al som W og Mo med noenlunde sannsynlighet kan substituere for. De elementer som ikke i større utstrekning kan bli opptatt i krystalgitterene vil konsentreres mot grensene av det granitiserte området.

Sullivans teori er fascinerende da den binder disse malmene til granitområder samtidig som den frigjør oss fra et magmatisk syn på disse. Da han anser maldannelsen som vesentlig en metasomatisk prosess antar han til og med en mindre sannsynlighet for malm langs grensene til en "magmatisk" granit. Han skriver (62, fotnote nederst på s. 490): "If the granite becomes completely molten, it could absorb a large amount of water, as experiments have shown. On crystallization, it would expel most of this water, along with other materials, and might thus cause some metasomatism. The effects produced in this way, however, do not appear to be comparable in magnitude with those produced during the conversion of sedimentary rocks into granite. Possibly, the reason is that the mobile granite contains, for the most part, only materials of granitic composition, and thus, on crystallization, there is little to be expelled from the magma."

Et lignende syn ble tidligere fremsatt av Locke (43) hvor også han påpekte malmkonsentrasjonene langs granitenes grenser. Også han antar at elementene var opprinnelig tilstede i sedimentene hvorav graniten ble dannet. Det kan være av interesse at en av verdens fremste malngeologer, McKinstry, delvis slutter seg til dette synet (46). Selv om han går inn for en metamorf opprinnelse av granitene holder han fremdeles på mulighetene av en fjerntliggende kilde for malm-oppløsningen. Han skriver således på s. 832: "The search for a local source of metals should receive all encouragement but one should not lose sight (and I am sure Locke has not done so) of the

availability of an "abysmal source" of ore solutions even though the predominant constituents of the granite may be of local origin."

Et slikt billede vil passe utmerket for forholdene i Ördsalen hvor malmen nettopp er konsentrert langs grensen mellom en sterkt metasomatisk omdannet bergart og en mer homogen gneis dannet ved granitisering in situ.

Mulighetene for mer malm i Ördsalen.

Det skal med en gang slåes fast at noen rik forekomst er etter alt å dømme Ördsalen ikke. Den drivverdige malm utgjøres av relativt rike linseformede partier som følger etter hverandre i strøkretningen. Linsene kan (Schåningsgrube) ha en utstrekning etter strøket på i hvert fall 60 m. Mektigheten overskrider neppe noen gang 6 m., og 3 m. må ansees som et middel. Deres utstrekning på dypet er foreløbig ukjent, men henger Schåningsgrube og Gudlen sammen rekker denne linsen i hvert fall 80 m. nedover.

En økonomisk drift vil avhenge av hvor hyppig slike linser opptrer og avstanden mellom dem. Det geologiske billede som det på det nåværende stadium er mulig å danne seg av forekomsten synes å sannsynliggjøre muligheten av flere linser både langs strøket som mot dypet av malmsonen. Hvor hyppig slike linser opptrer er det selvsagt umulig å ha noen mening om, men det er ingen geologisk grunn til å anta at de to vi idag med sikkerhet kjenner skal være de eneste som opptrer. De største chansene er knyttet til området i nærheten av grensen mellom det amfibolitiske gangfjellet og den mer homogene gneisen i liggen av Schåningsdraget. Linser kan også opptre et stykke inne i det amfibolitiske gangfjell (Wolframsynken), og ganske rike scheelitpartier kan opptre et godt stykke inn i dette, men undersøkelsene bør fortrinnsvis konsentreres om grense-sonen. Et forslag som er fremsatt av ing. Bøe og Sandberg er også geologisk sett den beste fremgangsmåte til en oppfaring av gruben. Etter forslaget skal det drives stigort fra liggen i et av de innerste tverrslagene i stoll 1 opp til Schåningsgrube noe innenfor den nåværende stoffen her. Fra stigorten skal man så på forskjellige nivåer slå seg inn på malmsonen og drive undersøkelsesorter langs denne. Ortene bør fortrinnsvis drives slik at vi har liggen i den ene veggen. Fra ortene bør det drives enkelte spredte kortere tverrslag lenger over

mot hengen av malmsonen. Stigorten i liggen vil vesentlig bli drevet i grov gneis-granit. Enkelte amfibolit linser vil nok forekomme også her, men det skulle ikke være vanskelig å konstatere når man har slått seg inn på malmsonen fra stigorten.

Ørsdalens tilknytning til andre forekomster i det sydlige Norge.

Både molybden og wolfram er karakteristiske elementer for Telemarksgraniten. I det minste wolfram har en regional utbredelse (Rankama og Sahama⁵⁴). Björlykke (//) har for det sydlige Norge fastslått en tydelig regional fordeling av dette metall. Mens pegmatitene vest for Oslofjorden er unormalt rike på wolfram, finnes det omtrent ikke i Østfold. En columbit fra Tveit, Iveland (Björlykke¹²) er vist å inneholde så meget som 13 % WO_3 . Adamson og Neumann (/) har påvist scheelit fra Dalen og Askom molybden gruber ved Bandak, Tarjeisberg molybdenforekomst ved Nisservann, og fra Bleka gull gruber i Svartdal. I hvert fall de to første anser de å være knyttet til den hydrothermale fase av Telemark graniten. Senere ble det på en student-ekskursjon til Thulit og Cyprin forekomsten i Sauland, sommeren 1953, funnet scheelit også her.

Hvorvidt molybden også er regionalt i sin utbredelse er ikke med sikkerhet fastslått, men mens det er et meget vanlig metal i Telemark granitens område, forekommer det bare i meget små mengder sammen med Østfoldgraniten (Iddefjord graniten). De største kjente molybdenglans forekomster finner vi i den syd-vestlige del av Telemark graniten hvor de forekommer i et drag fra Evje traktene vestover mot Ørsdalen. Bare på to steder, Knaben 2 og Kvina, drives det idag. Under de gode konjunkturerne under den første verdenskrigen ble en mengde andre forekomster i dette draget drevet. De viktigste av disse har antagelig vært Flåttorp ved Evje og Konstadli ved Sirdalsvannet.

Konstadli og Knaben forekomstene har jeg selv sett og på grunnlag av dette og på rapporter, vesentlig av A. Bugge, herifra og fra Flåttorp må likheten med forekomstene i Ørsdalen slås fast. Særlig gjelder dette kanskje Konstadli og Flåttorp, men også Knaben 2's sydlige del viser utpregede likhetpunkter.

På ingen av disse stedene er imidlertid scheelit eller annen wolfram mineralisering hittil påvist. Dette er for såvidt merkelig, men vi skal ikke se bort fra mulighetene

av wolfram på dypere nivåer ved disse forekomstene. Dette ville i så tilfelle stemme overens med forholdene i Ørsdalen hvor molybden tydelig tiltar i mengde mot de høyere liggende nivåer, og også som det tidligere fremgikk (s. 97) var tilfelle ved Sangdong.

Malmen binder således Ørsdalen geokjemisk til Telemark graniten. Dette antas også av Adamson og Neumann (/) som, skjönt de knytter bergartene i Ørsdalen til Egersund formasjonen, antar malmdannelsen som en hydrothermal fase av yngre magmatiske bergarter i Telemark og Kongsberg-Bamble formasjonen.

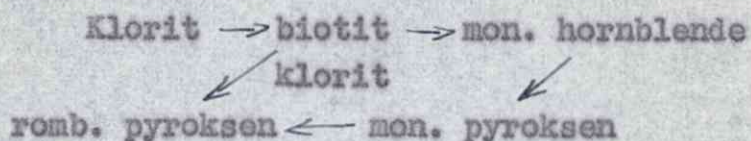
Metamorfosen.

Av den petrografiske behandlingen av bergartene fremgikk det at samme bergartstype (bergarter med tilnærmet samme kjemi) forelå i forskjellige metamorfe fasis. Det vil nå bli nærmere diskutert hvilke fasis som foreligger og tilslutt skal det vises hvorledes de forskjellige fasis-områder grupperer seg i feltet.

Siden Eskola (24) i 1921 utga sin avhandling "The mineral facies of rocks" har metamorfose-læren vært i stadig utvikling, og ettersom vår viten om mineralenes relative stabilitetsforhold, som er grunnlaget for fasis inndelingen, økte, ble Eskola's opprinnelige fasis inndeling etterhvert modifisert. Det mest moderne oversiktsarbeid som idag foreligger er Ramberg's (53) "The origin of metamorphic and meta-somatic rocks." Det er de mineral-likevekter han benytter for fasis inndelingen som her vil bli fulgt.

Til bestemmelse av fasis har vi følgende ting å holde oss til:

1: For de femiske mineraler kan vi oppstille den samme skjematisk reaksjons serien som er benyttet av Bugge (16) i Kongsberg-Bamble formasjonen.



Den eneste forskjellen fra Bugge's skjema er at klorit foruten mellom de to rekker, også er plassert foran biotit. Om grunnen til at klorit er plassert i midten skriver Bugge (16 s. 72): "Chlorite has been placed in the middle since it frequently has the character of a temporary product."

Av de klassiske fasis diagrammene fremgår det at klorit ikke er stabilt over epidot amfibolit fasis. Ramberg antyder at det kan være stabilt i amfibolit fasis og i Örsdalen kan vi finne flere eksempler på det. Svært ofte er det hypersthen som omvandles i et kloritisk aggregat. Klorit er her også stilt foran biotit da vi enkelte steder har så lav fasis at heller ikke biotit lenger er stabilt.

2: En likevekt som med fordel benyttes og som særlig er til god hjelp for klassifiseringen av de sure bergartstypene hvor femiske mineraler kun opptrer i underordnet mengde er:

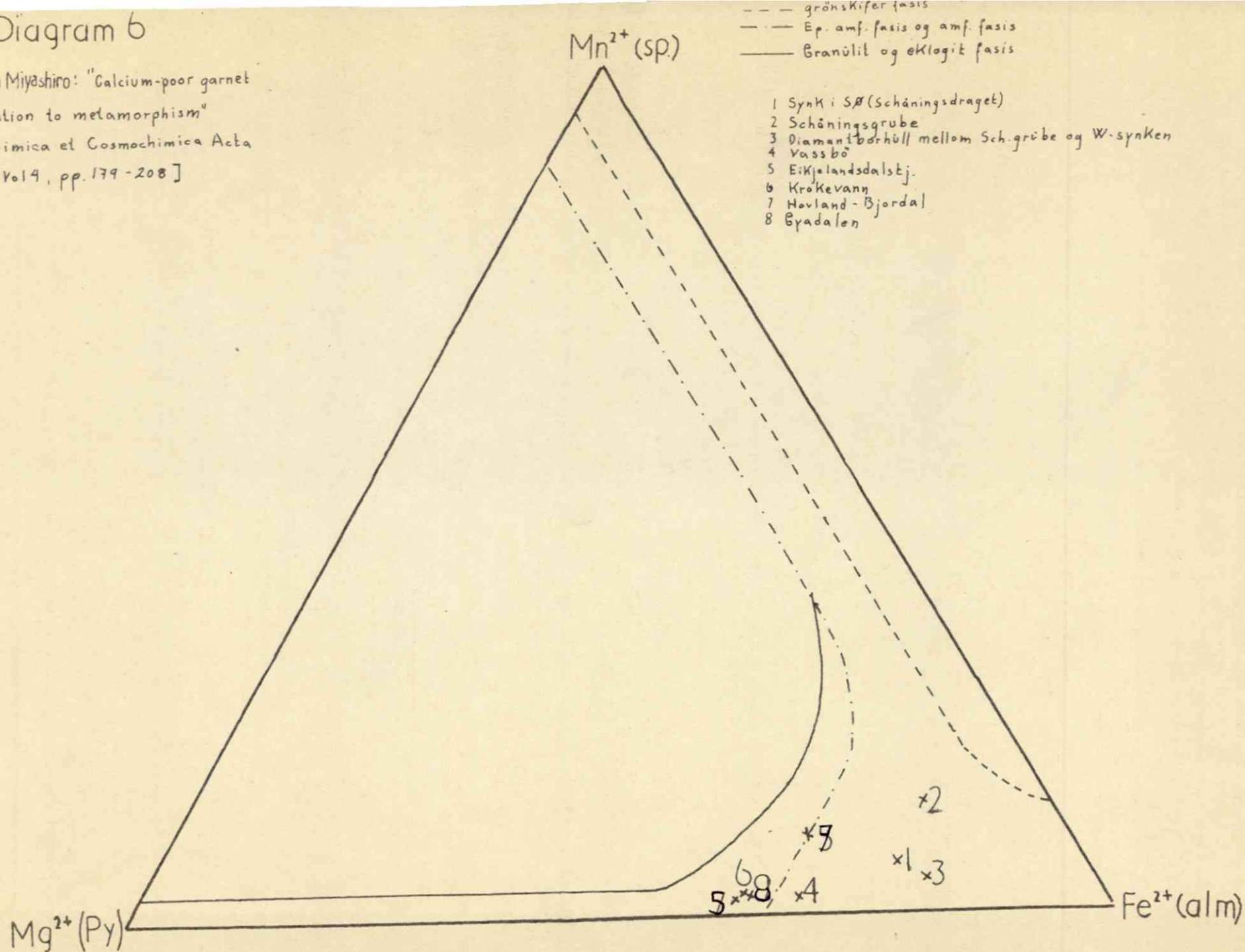
Mn^{2+} 0.91 kX, Fe^{2+} 0.83 kX, Mg^{2+} 0.78 kX

Som vist av Rankama og Sahama (54 s. 18) kan en 8 koordinasjon være naturlig for Mn^{2+} , mens Fe^{2+} og Mg^{2+} absolutt foretrekker 6 koordinasjon. Av det kan vi slutte at mens Mn-granaten kan dannes ved relativt lave temperaturer, kan vi først få en substitusjon med Mg og Fe når temperaturen blir tilstrekkelig høy. På grunnlag av ioneradiene skulle Fe inngå for Mg. Mg^{2+} ionet har imidlertid "edelgass-struktur" i motsetning til Fe^{2+} og Mn^{2+} . Dette kan føre til at Fe^{2+} kan virke som et mindre ion enn Mg^{2+} . Ramberg (53 s. 289) skriver: " Mg^{2+} and Fe^{2+} have much the same radii, but the field strength around Fe^{2+} is larger than that around Mg^{2+} , hence Fe^{2+} , so to speak, behaves chemically as if it was smaller than Mg^{2+} ." Ramberg's syn her stemmer imidlertid ikke med hva Ahrens (2) er kommet til. Som elektrisk felt (F) betegner han størrelsen I/r (ioniseringspotential/radius) og finner den for Fe^{2+} og Mg^{2+} henholdsvis 22.0 og 22.8. Det synes derfor som om Fe^{2+} og Mg^{2+} vil oppføre seg som deres radius forlanger, men forskjellen er antagelig mindre enn radius differensen gir uttrykk for.

Ramberg har benyttet granat sammensetningen for overgangen amfibolit fasis - granulit fasis. Miyashiro (48) går enda lenger og viser hvordan granatsammensetningen alene kan definere temmelig nøyaktig hvilken metamorfose fasis vi har for hånden. Det er hans diagram som er benyttet her. (Diagram 6, s. 107). På A/S Norsk Bergverks laboratorium på Söve har jeg fått utført 8 granat analyser. Analyse resultatene er gitt i tabell 14, s. 108, og granat-sammensetningene er tegnet inn på diagram 6. Dessverre ble det bare analysert på totalt jern. Mengden av Fe^{3+} er imidlertid for granater av denne typen alltid underordnet. Allikevel gir forholdet et usikkerhetsmoment. Som kontroll er derfor granatenes sp.v., lys brytning og størrelsen av enhets cellen oppført sammen med analysene. Den sp.v. ble bestemt med pyknometer. Lysbrytningsbestemmelsen kunne ikke bli ordentlig utført da vesker i intervallet 1.783 - 1.811 ikke var tilgjengelig. Et annet usikkerhetsmoment en må ta i betraktning er hvorvidt de kjemiske betingelser på stedet var slik at granatene kunne oppnå den sammensetningen de etter de rådende PT forhold skulle ha. Slip undersøkelser ble derfor alltid gjort av de samme bergartene, og den metamorfosegrad man på basis av de andre mineralene kunne slutte seg til, stemte alltid godt med hva granatene indikerte. Cellestørrelsen til nr. 8 (11.54) indikerer imidlertid et høyere Mn-innhold

Diagram 6

[Akiho Miyashiro: "Calcium-poor garnet
in relation to metamorphism"
Geochimica et Cosmochimica Acta
1953, Vol 14, pp. 179-208]



Tabell 14.

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8
	vekt %	vekt %	vekt %	vekt %	vekt %	vekt %	vekt %	vekt %
SiO ₂	35.96	35.79	36.70	36.70	37.20	37.30	36.80	35.30
Al ₂ O ₃	20.33	21.55	21.50	21.20	23.30	21.37	21.70	22.52
FeO	34.42	30.80	34.84	31.77	27.40	29.02	29.50	31.12
MnO	2.35	5.05	1.63	0.80	0.64	1.05	3.80	0.95
MgO	4.13	2.80	4.10	7.13	9.33	8.82	6.33	9.00
CaO	<u>2.35</u>	<u>3.48</u>	<u>2.20</u>	<u>1.92</u>	<u>1.26</u>	<u>1.26</u>	<u>1.87</u>	<u>1.03</u>
	99.54	99.47	100.97	99.52	99.13	98.82	100.00	99.92
(TiO ₂ er rapportert fra flere av analysene i størrelsesorden 0.1 %).								
	Cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%	cat.% brukt cat.%
SiO ₂	36.2 37.5	36.2 37.5	36.4 37.5	36.2 37.3	36.0 37.4	36.6 36.3	36.2 36.7	34.2 37.5
AlO _{1½}	24.1 25.0	25.6 25.0	25.1 24.9	24.5 25.1	26.6 25.1	24.7 24.9	25.1 25.1	25.7 25.0
FeO	29.0 26.4	25.9 25.5	28.8 27.9	26.0 24.0	22.1 22.2	23.7 23.7	24.2 23.6	25.1 22.8
MnO	2.0 2.1	4.3 4.2	1.4 1.5	0.7 0.7	0.5 0.5	0.8 0.9	3.2 3.3	0.8 0.7
MgO	6.2 6.3	4.2 4.2	6.1 6.0	10.6 10.8	13.5 13.5	12.9 12.9	9.3 9.3	13.1 12.9
CaO	<u>2.5</u> <u>2.7</u>	<u>3.8</u> <u>3.6</u>	<u>2.2</u> <u>2.2</u>	<u>2.0</u> <u>2.1</u>	<u>1.3</u> <u>1.3</u>	<u>1.3</u> <u>1.3</u>	<u>2.0</u> <u>2.0</u>	<u>1.1</u> <u>1.1</u>
	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0	100.0 100.0
sp.v.	4.065	4.069	(for lite stoff)	3.963	3.967	3.975	3.331? (lite stoff)	3.357? (lite stoff)
brytn. indeks	> 1.783	> 1.783	> 1.783	> 1.783	ca. 1.769±0.005	1.779±0.005	> 1.783	> 1.783
enhets celle	<u>11.55</u>	<u>11.57</u>	<u>11.54</u>	<u>11.54</u>	<u>11.51</u>	<u>11.53</u>	<u>11.53</u>	<u>11.54</u>
	Mol %	Mol %	Mol %	Mol %	Mol %	Mol %	Mol %	Mol %
alm.	70.44	67.8	74.6	64.0	59.1	59.5	61.7	60.8
spes.	5.52	11.3	3.6	1.9	1.3	2.2	8.5	2.1
py.	17.11	11.0	16.0	28.6	36.1	34.7	24.6	34.2
gr.	6.94	9.9	5.8	5.4	3.5	3.6	5.2	2.9
alm.	75.70	75.3	79.5	67.7	61.2	61.7	65.0	62.5
spes.	5.90	12.5	3.9	2.0	1.4	2.3	9.0	2.3
py.	18.40	12.2	16.6	30.3	37.4	36.0	26.0	35.2

enn det fremgår av analysen.

4. Et annet forhold som er forsøkt utnyttet er relasjonene mellom alkalifeltspatene. Vi finner tre typer alkali feltspat i Ørdsalen: "Mesoperthit", perthtisk orthoklas og perthitisk mikroklin. "Mesoperthitene" er tidligere beskrevet og det ble vist hvordan de kan forklares som "replacement" av plagioklas med kalifeltspat. Forholdet mellom mikroklin og orthoklas vil bli forsøkt basert på et arbeid av Goldsmith og Laves (28). De har funnet temperaturen for overgangen mikroklin-sanidin ved oppvarming av mikroklin under hydrothermal betingelser. 500° er den laveste temperatur for sanidiniseringen de på denne måten har oppnådd. Ved tørre synteser var temperaturen ca. 1000° C. I siste tilfelle har vi en virkelig diffusiv overgang, mens forholdene i første tilfelle best må beskrives som en hydrothermal syntese av sanidin hvor mikroklin opptrer som kildemateriale, (28 s. 15). Her foreligger derfor muligheten av at de har dannet sanidin som en metastabil fase inne i mikroklinens stabilitetsområde. En annen innvending er at vi i Ørdsalen behandler vanlig orthoklas og ikke sanidin. For å kunne bruke Goldsmith og Laves' resultater må vi derfor anta at de generelt gjelder for inversjonen triklin $\rightarrow$ monokl.k.feltsp. Vanlig orthoklas oppfatter Laves (4/ s.448) som ustabil og den antas å kunne bli dannet enten stabilt over inversjons temperaturen eller metastabilt under denne.

Som en tredje innvending kan det anføres at da det aldri er lyktes å syntetisere mikroklin fra sanidin, har man ingen eksperimentel garanti for at reaksjonen virkelig er reversibel. Da jeg i Ørdsalen har antatt all kalifeltspaten som opprinnelig orthoklas er dette en ganske vesentlig innvending. Goldsmith og Laves antar imidlertid at reaksjonen er reversibel og all erfaring tyder på at det er riktig.

Imot at orthoklas er den opprinnelige kalifeltspat over hele feltet kan det selvfølgelig reises endel innvendinger. Det kunne for eks. tenkes at de orthoklas og mikroklin førende gneisene representerer to primært forskjellige bergarter. Da imidlertid gneisenes kjemiske sammensetning ikke kan sees å avhenge av om de inneholder mikroklin eller orthoklas antas dette ikke å være tilfelle.

En annen innvending kan reises på basis av at mikroklin var den opprinnelige feltspat overalt og at orthoklas senere var dannet metastabilt innen enkelte områder. Det viser seg imidlertid at orthoklas gneisene er de som idag foreligger

i den høyeste metamorfe fasis. Det å anta orthoklas som den opprinnelige kalifeltspat er derfor det samme som å anta at alle bergartene engang har foreligget i denne fasis. Da de lav-metamorfe typene er karakterisert ved en saussuritisering av plagioklasen og at vi ofte finner relikter av høy-metamorfe mineraler, for eks. hypersthen, i dem, ansees dette å være tilfelle. Fordelingen av de høymetamorfe områdene i feltet, som er vist på metamorfose kartet plansje 5, støtter også et slikt syn. Vi kan uttrykke det slik at disse områdene er "relikter av et opprinnelig høy-metamorft felt".

Konstateringen av hvorvidt orthoklas eller mikroklin foreligger er vesentlig bygd på slip undersøkelser, men også röntgen er benyttet etter de prinsipper som er anvist av Goldsmith og Laves (28). I slipene ble det foretatt stikkprøver ved måling av utslukningsvinklen.

I Ørdsalen finner vi bergartene i følgende metamorfe fasis:

1. granulit fasis
2. amfibolit fasis
 - (orthoklas) → høy amfibolit fasis
 - (mikroklin) → lav amfibolit fasis
3. epidot amfibolit fasis
4. grønn skifer fasis

Vi skal nå se på grunnlaget for inndelingen av feltet i forskjellige fasis områder. (Som tidligere nevnt har jeg her vesentlig basert meg på Ramberg's prinsipper).

1. Granulit fasis - høy amfibolit fasis.

Karakteristisk for bergartene i granulit fasis er at kvartsen ofte er blålig og at feltspaten gjerne har en brunlig farge. I Ørdsalen er særlig de hvite gneisene karakterisert ved en blålig kvarts. Ofte befinner bergartene seg ikke lenger i granulit fasis, men kvartsen har allikevel den blå fargen. Mens feltspaten i disse gneisene er hvit, er den som regel brunlig i de høy-metamorfe granodioritiske gneisene. I slipene gjenfinner vi andre karakteristiske ting, som for eks. anti-perthitisk plagioklas. "Mesoperthitene" er identiske med de typiske mikroperthiter vi kjenner fra andre granulitfasis områder. Jeg har gått gjennom enkelte av Goldschmidt's slip fra Jotundekkenene og funnet de samme perthitene i flere av dem. Vi har tidligere hørt at "mesoperthitene" karakteriserer de hvite

gneisene, mens de granodioritiske gneisene som regel fører vanlig perthitisk orthoklas eller mikroklin. Dette er tilfelle selv der disse forekommer i granulit fasis. Forklaringen er antagelig å finne i dannelses-måten. Det er vist hvordan "mesoperthitene" kan oppfattes som "replacement" perthiter. For de hvite gneisene, hvis primære sammensetning antas å ha vært anorthositisk eller leuco noritisk, bestående vesentlig av plagioklas med meget lite mørke mineraler, vil en kali-metasomatose vesentlig føre til dannelsen av kali-feltspat på bekostning av plagioklas, og på den måten antas "mesoperthitene" å være dannet. De granodioritiske gneisene derimot kan i feltet vises for en stor del å være dannet ved granitisering av amfiboliter. Her er kalifeltspat dannet vesentlig på bekostning av de mørke mineraler. Dette fremgår klart av serieslipene fra diamantborkjernen. Vi ser at såvel sammensetningen, som mengden av plagioklas, holder seg noenlunde konstant gjennom hele serien, (fig. 3, s.57).

Da rombisk pyroksen i kvarts-feltspat bergarter er sikre bevis på granulit fasis, er det ikke tvil om at enkelte av bergartene i Ørtdalen må klassifiseres under denne. En granodiorit fra Fiskelbysvann inneholder mineralene: kvarts, perthitisk orthoklas, andesin, hypersthen og jernerts. Videre har vi noen bergarter hvis eneste feltspat er plagioklas og med mineral sammensetningen: kvarts, antiperthitisk andesin, hypersthen.

I amfibolitene finner vi ofte hypersthen. Disse har imidlertid ikke overskudd på SiO_2 og i slike bergarter kan rombisk pyroksen også forekomme i høy amfibolit fasis. På grunnlag av kvarts-feltspat bergartene alene er det ofte vanskelig å skille mellom amfibolit fasis og granulit fasis. Da de nesten bestandig har en primær plagioklas mer basisk enn An_{30} , er skillet mellom amfibolit- og epidot amfibolit fasis imidlertid ganske greit. Jeg har derfor slått sammen granulit-fasis og øvre del av amfibolit fasis i en gruppe som er kalt høy amfibolit fasis. Kalifeltspaten skal i denne gruppen alltid være orthoklas. Grunnlaget for dette er at i Ørtdalen er orthoklas aldri funnet i lavere fasis enn amfibolit fasis. Mikroklin er kalifeltspaten i de lavere fasis, men den kan og forekomme i amfibolit fasis. I sikker granulit fasis er den derimot aldri funnet.

Den laveste temperaturgrensen for denne fasis gruppen skulle da være ca. 500° , og avviker antagelig ikke meget fra

det vanlige skillet mellom granulit- og amfibolit fasis. Dette synes og å bli vist av granat analysene. Granatene 5, 6 og 8 (diagram 6) befinner seg i granulit fasis feltet, hvilket også stemmer med de øvrige mineralene i bergartene her. Nr. 4 og 7 ligger på grensen mellom amfibolit- og granulit fasis og kalifeltspatene i bergartene er mikroklin.

2. Lav amfibolit fasis.

Bergartene innen denne gruppen fyller alle de vanlige normer for amfibolit fasis, men i gneisene hvor kalifeltspat forekommer skal denne være mikroklin. Klorit forekommer ofte i disse bergartene som et stabilt mineral. Dette tilfelle er som nevnt tidligere kjent fra andre steder, og da mineralene forøvrig er typiske for amfibolit fasis, må det anerkjennes at klorit kan forekomme i denne.

3. Epidot amfibolit fasis og grønnskifer fasis.

Mens det er relativt lett å skille mellom denne gruppen og de høyere metamorfe fasis, er skillet mellom epidot amfibolit fasis og grønnskifer fasis vanskeligere når man vesentlig må basere seg på de granodioritiske gneisene. Disse to fasis områdene er derfor her slått sammen i en gruppe. Forekomsten av diopsid og likevekten $Zoisit \rightleftharpoons An_{30}^{(1)}$ er av Ramberg foreslått som betegnende den øvre grensen av epidot amfibolit fasis. Diopsid kan imidlertid bare brukes ensidig. Hvis den forekommer, kan bergarten sikkert regnes til amfibolit fasis. Hvorvidt den forekommer eller ei er imidlertid betinget av bergartenes kjemiske sammensetning, og ofte er denne slik at diopsid selv ikke under gunstige PT-betingelser vil kunne dannes. Dette er særlig tilfelle med de granodioritiske gneisene, men også amfibolitene kan ha en sammensetning som umuliggjør diopsid dannelsen i amfibolit fasis. Vi kan for eks. se på eks. 7 i tabell 1 s. 15. Mens plagioklasen her har en sammensetning som utvilsomt plasserer bergarten i amfibolit fasis, er hornblende det eneste femiske mineral som forekommer.

Zoisit-anorthit likevekten er derimot entydig og uavhengig av bergartens SiO_2 innhold, (se ligning 1 s. 105). Adskillelsen av epidot amfibolit fasis områdene fra de høyere fasis er derfor vesentlig basert på denne likevekten. I enkelte tilfelle har nok plagioklasens sammensetning i granodioritene primært vært en oligoklas hvilket vanskeliggjør fasis inndelingen. I de aller fleste tilfellene er imidlertid plagi-

klasene saussuritisert når de er surere enn andesin.

Plagioklasens sammensetning kan ikke benyttes når det gjelder å skille mellom epidot amfibolit fasis og grønnskifer fasis. Det ville imidlertid godt la seg gjøre å benytte forekomsten av biotit som øvre grense for grønnskifer fasis. Da imidlertid biotit også kan være stabilt i deler av grønnskifer fasis, (53 s.29) og en adskillelse av de to fasis ikke praktisk spiller noen rolle for forståelsen av metamorfosen i Ørsdalen, er de to gruppene ikke forsøkt adskilt. At bergarter i grønnskifer fasis forekommer fremgår av den petrografiske beskrivelsen.

Av tabellene fra den petrografiske beskrivelsen kan vi finne eksempler på alle de forskjellige metamorfe fasis.

Amfiboliter (tabell 1, s.15) Silikat mineraler

granulit fasis	Eks. 1. Labrador, hypersthen, hornbl. bio.
høy amf. fasis	" 2. Andesin, hyp, diop, hbl, bio.
lav amf. fasis	" 4. Andesin, diop, hbl, klorit.
epidot amf. fasis	" 5. Albit, klorit, serpentin,

grønnsk. fasis

Ørsdalens hvite gneiser (tabell 4, s.25).

granulit fasis	
høy amf. fasis	Eks. 1. Kvarts, andesin, serisit, granat, bio.
lav amf. fasis	" 6. Kvarts, andesin, mikroklin, serisit, hyp.(relikt), bio., klorit.
ep. amf. fasis	" 2. Kvarts, mikroklin, oligoklas, klorit.
grønnsk. fasis	" 5. Kvarts, mikroklin, albit, klorit.

Granodioriter (tabell 5, s.37).

granulit fasis	Eks.11. Kvarts, orthoklas, andesin, hypersthen.
høy amf. fasis	" 2. Kvarts, orthoklas, andesin, biotit, klorit.
lav amf. fasis	" 13. Kvarts, mikroklin, andesin, serisit, klorit.
ep. amf. fasis	" 10. Kvarts, mikroklin, oligoklas, klorit.
grønnsk. fasis	" 9. Kvarts, mikroklin, albit, epidot, klorit.

Det fremgår at alle bergartsgruppene er representert i de forskjellige fasis. Et klart eksempel på granulit fasis for de hvite gneisene foreligger ikke, men i eks. 6 finner vi

hypersthen som "relikt" hvilket viser at også disse tidligere har vært i granulit fasis.

Fordelingen av bergarter med samme metamorfose grad innen feltet.

Den klassiske fasis inndelingen er bare delvis benyttet i Ørsdalen, isteden er forskjellige fasis slått sammen i en gruppe. På kartet pl.5 er bergartene delt i tre grupper etter deres forskjellige metamorfose grad.

1. Høy amfibolit fasis (granulit fasis - Øvre amf. fasis)
2. Lav amfibolit fasis
3. Epidot amfibolit fasis eller lavere.

Grunnen til at en slik inndeling er benyttet er delvis at vi dermed får et bedre inntrykk av feltet, men også at en slik inndeling er praktisk lettere å gjennomføre for slike bergarter som vi finner i Ørsdalen. De vanlige fasis diagrammer er vesentlig basert på femiske mineraler, samtidig som det vanlig forutsettes overskudd av SiO_2 . De hvite gneisene og granodioritene er de eneste bergartene i Ørsdalen som oppfyller dette kravet, men innholdet av femiske mineraler i disse er som regel lite. I mange tilfeller utgjøres de femiske mineraler av biotit alene. Dette kan være stabilt gjennom hele fasis rekkern. I andre tilfeller er granater de eneste femiske mineraler og disse betinger en kjemisk analyse for å kunne brukes. Inndelingen jeg har benyttet kan omtrent helt baseres på kvarts-feltspat bergartene, da den i Ørsdalen har vist seg vesentlig å avhenge av følgende forhold:

høy amf. fasis $\rightarrow$ lav amf. fasis $\rightarrow$ ep. amf. fasis
 orthoklas $\rightarrow$ mikroklin An_{30} $\rightarrow$ zoisit

På metamorfose kartet plansje 5 er det vist hvor de forskjellige prøvene er tatt. Kartet bør sees i sammenheng med bergarts-kartet plansje 1 hvor strukturene er inntegnet.

Innen det syd-vestre gneis området har vi et stort felt som befinner seg i høy amfibolit fasis. Dette områdes begrensning på kartet antas å svare temmelig godt til de virkelige forhold. I virkeligheten befinner dette området seg antagelig i sin helhet i granulit fasis. Hypersthen forekommer såvel i amfibolitene som i gneisene. Bergarter som kjemisk ligner eks. 1 tabell 4 s. 25 forekommer flere steder, men inneholder ofte hypersthen istedenfor granater. To granat analyser, nr. 5 og nr. 6, er tatt fra dette feltet og begge faller i

granulitfasis feltet på Miyashiro's diagram.

Det største sammenhengende feltet i høy-amfibolit fasis er det midtre. Dette faller nær sammen med det malmførende området. Det har imidlertid en noe videre utstrekning mot nord-øst og en mer uregelmessig begrensning til denne siden. Det var vesentlig på grunn av forholdene her at granulit fasis og øvre amfibolit fasis ble slått sammen og adskilt fra en lavere amfibolit fasis.

Hypersthen og hornblende + diopsid forekommer ofte sammen i amfibolitene som derfor kan være i granulit fasis. I andre av dem mangler hypersthen eller vi finner bare rester av den omgitt av et kloritisk aggregat. I disse utgjøres de femiske mineralene av hornblende og biotit + diopsid. Hypersthen kan og forekomme i granodioritene men hornblende, eller oftere biotit, er meget vanligere. Plagioklasen er imidlertid alltid andesin og kalifeltspaten orthoklas. Skulle vi her skille mellom granulit og amfibolit fasis områder ville dette kreve et utall av prøver, og for granodioritenes vedkommende ville det antagelig ikke være mulig å gjennomføre.

I nær forbindelse med selve malm-sonen kan vi finne enkelte spredte lavmetamorfe områder. Rett nord av Hovlandsgrube og enkelte steder i stoll 1 er plagioklasen i granodioritene helt saussuritisert. Kalifeltspaten er mikroklin, og klorit er det vanlige femiske mineral. Årer med epidot kan ofte sees å gjennomsette disse bergartene og den lave metamorfosegraden må settes i forbindelse med disse. Disse områdene er isolerte og malmsonen som helhet befinner seg i en langt høyere metamorfosegrad. Orthoklas og andesin er stabile i kontakt med malmsonen flere steder. Amfibolitene er riktignok som tidligere nevnt, biotitisert, men dette må betraktes som en metasomatisk prosess, foregått under omvandling av hornblende til biotit ved kali-metasomatose etter ligningen vist på s. 88, og kan ikke direkte benyttes til bestemmelse av metamorfosegraden. Vi skal heller ikke bevege oss mange meterene fra malmsonen før hypersthen igjen er stabilt i amfibolitene. Selve malm-sonen er nok allikevel i en noe lavere fasis enn resten av området. Dette kan vises av granatanalysene nr. 1, 2 og 3, henholdsvis fra den syd-østligste synken i Schåningsdraget, Schåningsgrube og diamantborhull mellom de to. På Miyashiro's diagram ligger de inne i feltet som omslutter amfibolit fasis og ep. amfibolit fasis, og de representerer

den laveste metamorfosegrad som er funnet ved granatanalysene.

I syd-öst har vi et annet høy-metamorft område. Ved Grunnvann lengst i vest er det en bergart bestående av kvarts, andesin, hypersthen, diopsid, biotit og jernerts. Da hypersthenen er helt frisk må denne regnes tilhørende granulit fasis. Midt inne i feltet finner vi granodioritiske gneiser i amfibolit fasis og med orthoklas. Feltets utstrekning mot öst er derimot mer tvilsom da mikroklin her forekommer i gneisene i amfibolit fasis. At vi synes å ha et høy-metamorft område her er imidlertid interessant da ströket langs Gyadalen avviker fra det normale og svinger öst-vest. Det skal også igjen minnes om at vi lenger mot öst her har kvartsganger med molybdenglans.

Langs Gyadalen mellom Mydland og Eikjeldsdalen, har vi to høy-metamorfe områder adskilt med en lav-metamorf sone. Undersökelsene her er gjort på amfiboliter som inneholder mineralene labrador eller andesin, hypersthen $\pm$ diopsid, hornblende $\pm$ biotit. Enkelte av dem inneholder og granater. Foruten amfiboliter har vi her granatførende hvite gneiser og eks. 1 fra tabell 4 s. 25 er herfra. En granatanalyse, nr. 8, er tatt på materiale herfra. Etter Miyashiro's diagram plasserer den feltet i granulit fasis, hvilket stemmer godt med amfibolitenes mineralinnhold. (Som nevnt tidligere synes enhetscellens størrelse imidlertid å indikere et høyere sp. innhold i denne granaten).

Lengst i nord-vest er det et siste høy-metamorft område. Dettets utstrekning er ikke kjent da jeg bare har en prøve herfra. Denne viser imidlertid mineralene kvarts, anti-perthitisk plagioklas og hypersthen, og må derfor regnes tilhørende granulit fasis.

De nå gjennomgatte områdene er på alle kanter omgitt av bergarter i lav amfibolit fasis. Unntatt er de to feltene i Gyadalen som delvis er begrenset av meget lav-metamorfe bergarter. Da bergartene i lav amfibolit fasis vesentlig består av kvartsfeltspat bergarter, mens amfibolitene er mer sjeldne, følger det at amfibolitene bare i liten utstrekning er benyttet til metamorfose undersökelsene. Kalifeltspaten er i disse områdene alltid mikroklin og plagioklasen andesin, men ofte på grensen mot oligoklas. Karakteristisk mineralinnhold i gneisene er: Kvarts, mikroklin, plagioklas (ofte

noe saussuritisert), biotit og klorit. Hornblende kan og forekomme, og granulitene inneholder gjerne granater. To granat analyser er gjort på materiale fra disse bergartene. Nr. 7 omtrent ved Bjordalsvannet, ligger på grensen mellom amfibolit- og granulit fasis. Nr. 4 er fra Ördsalsvannet og ligger i amfibolit fasis feltet. Dette fremkommer også av mineralene i bergarten forøvrig, nemlig: Kvarts, mikroklin, andesin, granat og "relikt" hypersthen. Ved siden av de høy-metamorfe områdene utgjør bergartene i lav amfibolit fasis størstedelen av feltet. Det er imidlertid sannsynlig at en del av dette området må regnes til epidot amfibolit fasis.

Et lavmetamorft område går fra Gyadalen opp mellom Mydlandsvann og Elkelandsdalstjern. Her deler det seg i to. En arm smalner av opp forbi Krokevann og ned i Ördsalen. Herfra er det mulig det dreier mer nordlig og henger sammen med det lav-metamorfe feltet nord av Stafftjern. Dette ville i tilfelle passe bra med strukturen i bergartene. En annen arm går forbi Mydlandsvann mot nord-øst og henger muligens sammen med det lav-metamorfe feltet ved Bjordalsvann. Bergartene i denne sonen utgjøres vesentlig av hvite gneiser med smale mellomliggende amfibolitiske bånd. De befinner seg vesentlig i lav epidot amfibolit fasis eller grønnskifer fasis, men også høy epidot amfibolit fasis forekommer og da særlig mot grensene. Karakteristisk mineralsammensetning av bergartene er: Kvarts, mikroklin (ofte seritisert), albit, zoisit, klorit. I tillegg finner vi granater og biotit. Sekundære kvartsårer med epidot og/eller klorit opptrer hyppig.

Tolking av årsakene til den varierende metamorfosegrad i Ördsalen.

Det er tidligere nevnt at bergartene i Ördsalen alle engang må antaes å ha befunnet seg i samme metamorfe fasis. Denne felles metamorfosegrad antaes å ha vært den høyeste vi idag finner i feltet, nemlig granulit fasis, eller som jeg har kalt det, høy amfibolit fasis. Som bevis på dette er anført:

1. Likheten i kjemisk totalsammensetning for bergartene i samme gruppe, selv når de foreligger i forskjellig metamorf dragt.
2. Alle bergartsgruppene er representert i de forskjellige metamorfe fasis områder.
3. Forekomsten av "relikte" høytemperatur mineraler i lav-metamorfe bergarter.

Vi må tolke prosessene som en retrograd metamorfose som bare har virket innen enkelte strøk av feltet. Forskjellen på bergartenes metamorfe karakter kan ikke forklares med regionale PT-variasjoner innen feltet, hvor P vesentlig definerer bergartstrykk og T den temperatur vi finner i et bestemt horisontal snitt av en geosynklinal. De forskjellige områdene er ikke adskilt ved forkastnings grenser og hele feltet må derfor ha vært underkastet de samme regionale PT-betingelser. Dette fremgår også av den raske overgangen fra høy- til lav-metamorfe områder. Særlig er dette karakteristisk i Gyadalen hvor amfiboliter og hvite gneiser i granulit fasis og høy amfibolit fasis grenser mot hvite gneiser i lav epidot amfibolit fasis eller grønnskifer fasis.

Man har lenge vært klar over at vann spiller en vesentlig rolle for de metamorfe prosesser og at H_2O må betraktes på samme måte som de andre oksyder. Man har imidlertid hatt en tendens til å se bort fra det, da man har antatt at vann på grunn av sin store mobilitet alltid vil være tilstede i tilstrekkelig mengde til å danne hydrerte mineraler under de riktige PT-betingelser. Ramberg (53 s.269) skriver: "It is very interesting that water appears to be available wherever needed to form the hydrous minerals stable in the green schist and epidote amphibolite facies." Malmgeologer har lenge tjent til den typiske kloritisering og seritisering av sidestenen i forbindelse med kisdannelser. Denne er forårsaket av en hydrothermal metasomatose i forbindelse med malmdannelsen. Malmstokkens sidebergart viser her mineraler tilhørende en lavere mineralfasis enn bergarter noen meter til siden. Etter Yoder's (70) arbeid er man blitt virkelig klar over vannets betydning, og det ser ut til at man, i hvert fall i detalj, må oppgi å definere metamorfosen som en funksjon av de to variable, P (bergartstrykk) og T (temperatur), alene, men at man må innføre en tredje variabel, nemlig vanntrykket, eller P_{H_2O} .

Betrakter vi det lav-metamorfe området i Ørsdalen ser vi hvordan det stort sett følger topografiske "søkk" i terrenget. Felter som man ved studier av topografien kunne anta representerte gamle svakhetssoner. Etter disse svakhetssonene må vi anta at varme vandige oppløsninger har sirkulert. Oppløsningene har ikke vært bundet til direkte åpne sprekker, men de har hatt evnen til intergranulært å gjennomtrenge bergartene. Dette fremgår av slipene hvor man ofte kan finne

smale gjennomsettende kvartsårer med epidot og klorit i de lav-metamorfe bergartene. Sammenhengen mellom gjennomtrengende oppløsninger og den lave metamorfose graden innen områder som kan forklares som svakhetssoner i terrenget, kan også forklare det forhold at amfibolitene ofte synes å befinne seg i en høyere metamorf fase enn tilgrensende kvarts- feltspat bergarter. På grunn av de to bergartenes forskjellige tekstur vil gjennomtrengligheten for vann være forskjellig. Forholdene vil kunne sammenlignes med sandsten og lerskifer.

Oppløsningene må antas å ha vært mettet på SiO_2 . Ifølge Barth (9 s.280) kan vann gass ved temperaturer mellom 400° og 500° og 1000 atm. trykk inneholde ca. 0.25 % SiO_2 og oppløsligheten varierer ved disse temperaturene sterkt med trykket. Når damp er i kontakt med kvarts for mindre enn 10 minutter oppnår dampfasen en metningsgrad på $3/4$ av det maksimale. Damp kan derfor antas å ha fått sitt SiO_2 innhold fra bergartene selv. SiO_2 vil så igjen avsettes som kvarts når oppløsligheten minskes. Dette kan skje enten ved en nedsettelse av temperaturen, eller lettere ved en negativ trykkforandring for eks. i en svakhetssone.

De smale gjennomsettende kvartsårene i de lav-metamorfe områdene antas å være dannet ved en slik trykkforandring.

Oppløsningene må også ha inneholdt Ca(OH)_2 . Dette fremgår av at de sekundære kvartsgangene gjerne fører epidot og at plagioklasen er zoisitisert. Den siste prosessen antas foregå etter ligning 1 s. 105 som Barth (9) antar best representerer hva som virkelig foregår under saussuritiseringsprosessen.

I avsnittet om malmen i Ørdsdalen ble det vist at scheelitiseringen av wolframitene måtte oppfattes som en Ca-metasomatose. Det ble dengang antydnet muligheten av at den nødvendige mengde Ca stammet fra hornblende som under K-metasomatose ble omdannet i biotit. Dette kan selvfølgelig forklare noe av scheelit dannelsen. Da imidlertid malmsonen synes å foreligge i en noe lavere metamorf fase enn resten av det granitiserte området, er det mer naturlig å sette scheelitiseringsprosessen i forbindelse med de Ca-førende hydrotermale oppløsningene som også har virket andre steder i feltet.

Vi kan nå slutte at to forskjellige metamorfe prosesser har funnet sted i området. Den første var av regional art

og foregikk på dypet av en geosynklinal under PT-betingelser som vanlig definerer granulit- eller høy amfibolit fasis. Alle bergartene fikk dermed en høy-metamorf karakter.

På et senere stadium under hevingen av fjellkjeden ble bergartene gjennomtrengt av varme vandige oppløsninger. Deres bevegelsesretning var avhengig av trykk gradienten og de ville fortrinnsvis søke å bevege seg mot steder der trykket på vannfasen var minst mulig. Den største effekten ville de derfor gi innen forskjellige svakhetssoner som av en eller annen grunn var dannet. Her ville bergartenes mineraler i stor utstrekning reagere med vannet og hydrerte mineraler ville dannes. Disse svakhetssonene finner vi idag igjen i feltet ved enkelte daler og vanndrag.

Tektonikk.

I innledningen ble bergartstrukturer og bruddlinjer såvidt berørt. Av de senere avsnittene har det fremgått at tektonikken må spille en vesentlig rolle for flere av de prosesser som har foregått i feltet. Det er vist at malmsonene alltid er parallelle med gneisenes foliasjon, og at de løper sammen i en spiss bue mot syd-øst (fig. 8, s. 93). Videre kan den lave metamorfosegrad vi finner enkelte steder i feltet forklares som en sen retrograd metamorfose, forårsaket av hydrothermal virksomhet innen enkelte steder av feltet. Topografien er også i stor grad avhengig av bergartstrukturen.

Å gi en eksakt tolking av strukturene er allikevel meget komplisert. Som grunnlag for en diskusjon kan vi benytte bergartskartet på plansje 1, hvor bergartenes strøk og fall retninger er inntegnet. Med dette som grunnlag er det lagt serieprofiler loddrett på en linje som stryker N48V. Denne retningen er noenlunde parallell med gneisenes gjennomsnittlige strøkretning. Profilene er gitt på fig. 10, s. 122, og stedene de er lagt er markert på plansje 1.

Går man fra syd-vest i feltet mot nord-øst gjelder stort sett følgende hovedregel:

I det syd-vestre gneisområdet er gneisene tydelig, men ikke sterkt foliert og fallet er gjennomsnittlig ca. 35° i nord-østlig retning. Kommer vi så inn i granulit sonen, for eks. ved Krokevann, blir bergartene meget sterkt presset og man kan ofte ha inntrykk av en virkelig "lagstilling" av gneisene. Fallet er omtrent det samme som før. Ettersom vi kommer inn i det midtre, malmførende området, blir lagstillingen etter hvert steilere og foliasjonen mindre utpreget. Omkring selve malmsonen er strukturen ofte vanskelig å måle og i mange tilfelle må målingene baseres på amfibolitbåndene som her opptrer relativt rikelig. Fallet er som regel 75° mot nord-øst, men kan enkelte steder være helt steilt.

Kommer vi nå over i det nord-østre gneisområdet fortsetter den steile lagstillingen og foliasjonen er fremdeles dårlig utviklet. Etterhvert flater den ut og enkelte steder kan vi ha helt svevende lag. Helt i nord-øst får vi så et fall omtrent som hva vi begynte med og retningen er den samme.

Det er tidligere bemerket at det midtre, malmførende området, er tektonisk skilt fra resten av feltet. Ser vi på struktur kartet og profilene fremgår det at dette nærmest blir

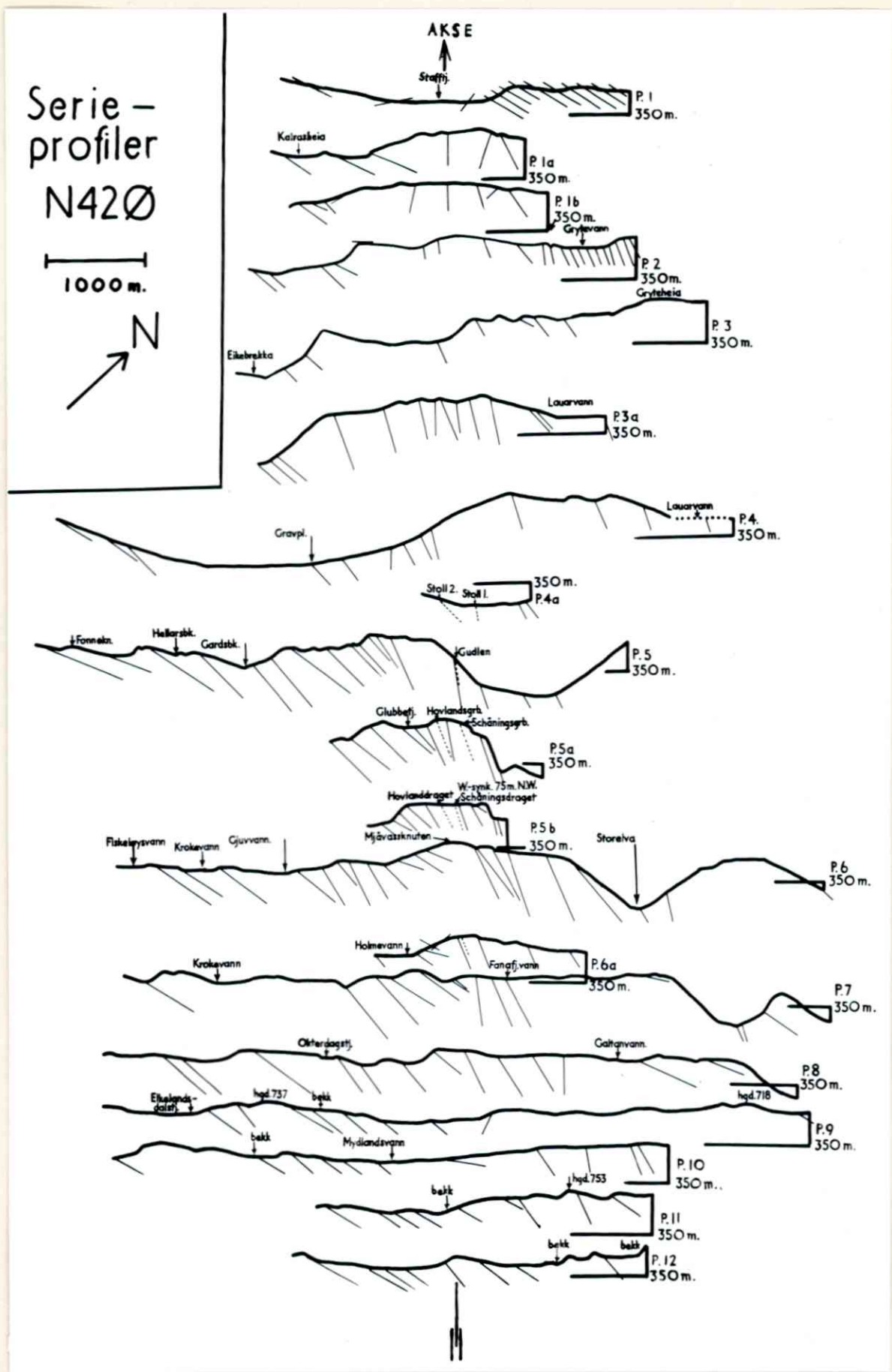


Fig. 10.

å beskrive som en slags "trauformet" synklinal som langs begge sider faller mot nord-øst. Denne er imidlertid sterkt sammenpresset og deformert, hvilket tydelig kommer frem i dens syd-østre del, hvor den ender meget spisst. Foldningsaksens retning må omtrent være N48V, eller parallell med gneisenes gjennomsnittlige strøkretning.

Bergartsmessig skiller området seg ikke så tydelig ut fra feltet for øvrig. I syd-øst er grensen mot den hvite gneissonen selvfølgelig ganske godt definert, og denne faller godt sammen med hva vi må anta er synklinalens syd-vestre begrensning. I nord-øst er det derimot umulig ved bergartsobservasjoner å trekke noen vel definert grense. Statistisk gjelder det imidlertid at amfibolitbåndene opptrer meget hyppigere innenfor "synklinalen", særlig gjelder dette for den delen som ligger syd-øst for Ørsdalen.

Synklinalens form mot dypet vil ha avgjørende betydning for hvor langt mot syd-øst malmsonen strekker seg i stoll nivået i dalen. Vertikalavstanden fra dette nivået og opp til fjellplatået hvor observasjonene foreligger er imidlertid så stor at selv en gjetning om dette er utillatelig. Hvilken betydning vi skal tillegge de horisontale fall vi, som før omtalt, finner enkelte steder innerst i stoll 1 har interesse i denne forbindelse. De behøver ikke være annet enn lokale anomalier og bare en fortsatt drift vil kunne bringe klarhet over spørsmålet.

Samme alder som den "trauformige" synklinal utformingen av det midtre området er det naturlig å anta for "svakhetssonene" etter dalsökkene i retning N45V. Denne retningen er parallell med synklinalens foldningsakse og gneisenes gjennomsnittlige strøkretning. Best markert er draget etter Kalrasheia - Eik - Krokevann - Eikjeldsdal og etter Brattabö - Bjordalsbrekka.

De øst-vestlige strukturer vi finner i Gyadalen, som sterkt avviker fra det normale, må også være av samme alder. Hvordan forholdene er her i den syd-østligste del av feltet er ikke kjent, men det er mulig vi her har en lignende synklinal utforming som i det malmførende området med foldningsakse loddrett på denne. Av interesse i den forbindelse er hva vi allerede flere ganger tidligere har nevnt, nemlig at amfibolitene her synes å tilta i mengde i gneisene og at vi helt i syd-øst har en kvartsgang med molybdenglans.

Strukturene måtte allerede være utviklet da deler av feltet gjennomgikk den siste retrograde metamorfose, fordi denne synes å være nært knyttet til svakhetssoner. Denne prosessen kan imidlertid ha vært av relativ ung alder, selv om det mest sannsynlige er å knytte den til en sen fase av samme fjellkjede cyklus hvorunder hele området fikk sin utforming.

Malmen er imidlertid knyttet til strukturene og må enten være yngre eller noenlunde samtidig med utformingen av disse. Vi må regne den som dannet etter en svakhetssone som fremkom ved foldningen. Malmen binder som tidligere nevnt, området til Telemark-graniten, hvor lignende malmer opptrer og regnes som en sen fase av denne. Da Telemark-graniten er pre-kambrisk, må denne alderen også gjelde for foldningen.

Alle bergartene i feltet er påtrykt de samme strukturretningene. Foldningen kan derfor ikke være eldre enn noen av bergartene (diabasen i Ørsdalen unntatt). Hvorvidt den er samtidig med, eller yngre enn disse, er mer uvisst. Da struktur variasjonene foregår jevnt og bergartene aldri kan sees å være oppbrudt ved foldningen, skulle man tro at de har reagert tilnærmet plastisk på trykket. Som en støtte for dette kan det anføres at boudinage strukturer som er meget vanlige å finne for amfibolitbåndene i båndgneiser andre steder, ikke er utviklet i Ørsdalen. Nå er amfibolitbånd med noen særlig strökutstrekning sjeldne her, men enkelte steder innen det malmførende området kan de være flere hundre meter, og i den sydøstligste delen kan vi se hvordan de bøyer seg rundt og følger foliasjonen i gneisene forøvrig, uten at de noen steder kan sees å være brudt i stykker.

De granodioritiske gneisene virker mange steder merkelig lite presset. Særlig gjelder det innen det malmførende området. Kvartsen er riktignok alltid undulerende, og plagioklasenes tvilling-lameller er ofte bøyd i de sterkt pressede hvite gneisene. De er imidlertid aldri brudt i stykker og kalifeltspaten er selv i disse sjelden deformert. Dette kan taes som indisier for at foldningen foregikk noenlunde samtidig med gneisenes rekrySTALLISASJON. I samme retning peker også malmens forhold til foldningen, da den må være temmelig nær knyttet til gneisdannelsen.

Meget yngre må oppsprekningen etter retningen N70° være. Denne oppsprekningen, som er best markert i feltet ved Ørsdalen og Gyadalen må være yngre enn selv den siste retrograde metamorfosen.

Diabasgangen i Ørsdalen sees å ha noenlunde samme retning, men dennes alder er ukjent. Det er mulig de står i forbindelse med en tertiær oppsprekning. Noen forkastning etter dem er aldri observert.

Sammendrag.

Ördsdalen utgjör en del av et typisk grunnfjells-område. Et ved erosjon blottlagt dyptliggende snitt i en gammel fjellkjede. Det er hva vi vanlig forstår med et migmatit område, hvor det meste av fjellgrunnen består av granodioritiske gneiser, som forekommer i alle overganger fra grove pegmatitiske typer til helt finkornede gneiser. Til tross for den store forskjell i kornstørrelsen er de kjemisk identiske.

Mørke bånd og linser opptrer i dem i vekslende mengder. Mineralsammensetningen til disse varierer med metamorfose graden fra gabbro sammensetning til helt kloritiserte typer. Gruppebetegnelsen amfiboliter er benyttet for dem alle da det er den vanlige betegnelsen for de mørke båndene i båndgneiser og da deres varierende mineralinnhold ikke har noe med en primær forskjell å gjøre.

I tillegg til disse opptrer det en gruppe som her er betegnet som Ördsdalens hvite gneiser. Identisk utseende bergarter opptrer i forbindelse med anorthositer på Grönland. Det er hvite kvartsfeltspat bergarter som ofte har et pegmatitisk utseende og feltspaten varierer fra antiperthitisk plagioklas til perthitisk mikroklin. De siste er langt de overveiende. Granater er vanlige i dem, og de opptrer i forbindelse med amfiboliter på en måte som minner om granodioritene.

Både for granodioritenes og de hvite gneisenes dannelse antas metasomatiske prosesser å ha spilt en vesentlig rolle, hvorunder særlig K og Si ble tilført, mens Ca, Fe og Mg ble fjernet.

Samtidig med granitiseringen hadde vi en plastisk foldning og bergartene rekrystalliserte under granulit fasis betingelser. Herunder fikk vi særlig i de hvite gneisene dannet "mesoperthiter" som er det samme som de typiske mikroperthiter eller "jotunperthiter" som vanlig opptrer i granulit fasis bergarter. Disse er vist å kunne forklares som dannet av plagioklas ved kali-metasomatose. At vi ikke finner dem i de typiske granodioritene, selv der disse foreligger i granulit fasis, antas å bero på en primær forskjell i utgangsbergartene for de to typene. Granodioritene forklares for en stor del å være dannet av amfiboliter, og alle overganger mellom dem kan da også sees i feltet. Kalifeltspat vil her dannes vesentlig på bekostning av de mørke mineralene og det er vist at såvel mengden som sammensetningen av plagioklasen holder seg

stort sett uforandret (fig. 3 s.57). -- De hvite gneisenes ene endeledd viser derimot et nært slektskap med anorthositer og leuconoriter som vesentlig består av plagioklas. En kalimetasomatose her vil derfor skje vesentlig under dannelsen av kalifeltspat på bekostning av denne.

Myrmekit-kvartsen som alltid opptrer inne i plagioklassen der denne grenser mot kalifeltspat antas, som vist av Drescher-Kaden, å være bevis på en kalimetasomatose. Det er antydning muligheten av at disse kan forklares ved at albit/anorthit forholdet i fast oppløsning i den nydannede kalifeltspat er tatt fra den opprinnelige plagioklas, og at forholdet er større enn det opprinnelig var i denne.

Malmdannelsen antas å ha vært en sen fase av rekrySTALLISeringen. Malmen befinner seg innen et område som best kan betegnes en "trauformig" synklinal, dannet ved den plastiske foldningen. Denne måtte derfor i hvert fall på det nærmeste være avsluttet da malmdannelsen fant sted. Den behøver imidlertid av den grunn ikke å være noe særlig senere enn rekrySTALLISeringen av granodioritene. Disses upressede karakter innen foldeområdet tyder på at denne fortsatte etter at hovedfoldningen var avsluttet. Malmsonens opptreden langs en grensesone mellom en mer homogen gneis og et sterkt heterogent amfibolitisk gangfjell synes å være typisk for forekomster av denne typen. Sullivan har vist hvordan dette kan forklares ved at malmen er dannet samtidig med en granitisering. På den annen side må en slik grense kunne oppfattes som en svakhetssone, hvor gasser og oppløsninger lettest kan trenge frem.

På et senere stadium fikk vi en retrograd metamorfose av bergarter i nær forbindelse med svakhetssoner dannet ved den plastiske foldningen. Denne omdanningen antas å ha vært av hydrothermal art, hvor vandige oppløsninger har spilt en vesentlig rolle. Til støtte for dette er flere ting anført, blandt annet den raske overgang fra bergarter i granulit fasie til grønnskifer fasie, og også at kvarts-feltspat bergarter er omdannet i en sterkere grad enn amfibolitene.

Oppløsningene må ha inneholdt Si og Ca og scheelitiseringen av wolframiten i Ørdsalen antas å ha foregått samtidig.

En meget ung alder antas for diabasgangen i Ørdsalen og oppsprekningen etter retningene N70°.

På dette grunnlag kan vi sette opp et skjematisk diagram over hendelsesforløpet for de prosesser som har funnet sted i Ørsdalen:

- | | | |
|---|---|---------------|
| 1. Bergartene rekrySTALLISerer under granulit fasis betingelser. | Tilførsel av vesentlig K og Si, mens vesentlig Fe, Mg, Ca, fjernes.

Plastisk foldning.

Malmdannelse etter tektonisk bestemte soner. | Pre-Kambrium. |
| 2. a. Retrograd metamorfose av bergarter innen svakhetssoner fremkommet ved den plastiske foldning. | | Pre- |
| b. Omdanning av wolframit i scheelit ved Ca-metasomatose. | | Kambrium? |
| 3. a. Oppsprekking etter retninger ca. N70° | | Kambrium - |
| b. Erupsjon av diabas ganger. | | Tertiær. |

Forholdet mellom Egersund- og Telemark-formasjonene.

Bergarter som av utseende er lik de hvite gneisene opptrer i forbindelse med anorthositer på Grønland. Dette sammen med at enkelte av dem har visse felles trekk med anorthositer, knytter i hvert fall deler av området til Egersund feltet. På den annen side opptrer lignende malmer som dem vi finner i Ørsdalen som en sen fase av Telemarkgraniten, som betraktes som den yngste bergart i Telemark-formasjonen.

På grunnlag av dette har vi to muligheter for den relative alder av de to formasjonene.

1. Telemark graniten og anorthosit massene i Egersund feltet er dannet under samme fjellkjede cyklus. Anorthositene vil da representere de dypest liggende snitt av denne.
2. Representerer de to områder forskjellige tidsrom, er Telemark graniten yngst.

Bilag 1.Beskrivelse av bergartene i diamantborkjerne S.W.1.

Fra - til	Ant. m.	Betegnelse
0 - 0.20	0.20	pegmatit
1.30	1.10	grov granit
1.45	0.15	pegmatit
13.37	12.29	grov granit
13.57	0.20	aplit ell. sterkt granitisert amf.
14.20	0.63	gneis granit
14.25	0.05	amf.
14.45	0.20	gneis granit
14.80	0.35	grov granit
15.22	0.42	fink. gneis
15.40	0.18	amf.
15.54	0.14	grov granit
15.87	0.33	amf.
15.92	0.05	grov gn. granit
15.98	0.06	fink. gn. granit
16.00	0.02	grov gn. granit
16.19	0.19	amf.
16.29	0.10	aplit
18.62	2.33	grov gn. granit
23.20	4.58	aplit
24.23	1.03	grov granit
24.32	0.09	aplit
24.37	0.05	grov granit
24.80	0.43	aplit
25.33	0.53	grov granit
26.50	1.17	aplit
28.31	1.81	kv.rik amf.
29.96	1.65	aplit
30.24	0.28	kv.rik amf.
30.53	0.29	aplit
30.96	0.43	kv.rik amf. m. aplit soner
31.05	0.11	aplit
31.62	0.57	kv.rik amf.
32.32	0.70	aplit
32.33	0.01	stor feltspat
32.57	0.24	aplit
32.73	0.16	amf.
34.26	1.53	aplit
35.03	0.77	kv.rik amf.
41.35	6.32	aplit. enkelte meget smale soner grov granit
41.44	0.09	grov granit
41.49	0.05	aplit
41.64	0.20	aplit m. granat
41.92	0.28	kv.rik amf. m. granat
41.93	0.01	stor feltsp.
44.35	2.42	kv.rik amf. virker aplitisk og inneh. granat
44.99	0.64	middels kornet granit
45.04	0.05	grov granit
45.13	0.09	bio. kv.rik amf.
45.14	0.01	grov granit
45.16	0.02	bio. kv.rik amf.
45.20	0.04	grov granit
45.25	0.05	amf.
48.98	3.73	grov granit

Fra- til	Ant. m.	Betegnelse
-	50.50	1.52 grov granit
	50.68	0.18 kv.rik amf.
	50.70	0.02 grov granit
	50.99	0.29 kv.rik amf.
	51.09	0.10 grov granit
	51.12	0.03 kv.rik amf.
	51.21	0.09 grov granit
	51.33	0.12 kv.rik amf.
	58.80	7.47 grov granit, De første 50 cm. innh. rester av amfibolit, meget smale.
	60.33	1.53 grov granit
	60.37	0.04 kv.rik amf.
	60.52	0.15 grov granit
	60.58	0.06 stor feltspat
	61.23	0.65 grov granit
	61.30	0.07 kv.rik amf.
	61.90	0.60 grov granit
	62.30	0.40 aplit, mulig sterkt granitisert amf.
	64.65	2.35 grov granit
	64.97	0.32 aplit
	68.62	3.65 grov granit
	71.15	2.53 grov granit
	71.37	0.22 pegmatit
	72.71	1.34 grov granit
	72.73	0.02 granitisert amf.
	78.36	5.63 grov granit
	79.32	0.96 grov granit
	80.35	1.03 granitisert amf.
	80.38	0.03 grov granit
	80.53	0.15 granitisert amf.
	81.05	0.52 grov granit
	81.15	0.10 grov granit
	81.32	0.17 aplit oppsprukket (sterkt granitisert amf.)
	81.60	0.34 aplit
	82.20	0.54 grov granit
	82.45	0.25 granitisert amf.
	82.65	0.20 grov granit
	84.30	1.65 aplit
	84.50	0.20 aplit
	86.30	1.80 aplit
	86.45	0.15 grov granit
	87.14	0.69 grov granit
	87.20	0.06 amf.
	88.52	1.32 grov granit
	88.65	0.13 aplit
	94.82	5.17 grov granit
	94.88	0.06 aplit
	106.83	11.95 grov granit
	107.03	0.20 amf.
	107.55	0.52 grov granit
	107.68	0.13 amf.
	107.97	0.29 grov granit
	108.08	0.11 grov granit m. smale amf. bånd
	108.16	0.08 amf.
	109.12	0.96 aplit
	109.82	0.70 amf. m. smale granit bånd.

Litteratur.

1. Adamson, O.J. and Neumann, H. (1952) Tungsten in Southern Norway.
Norsk Geol. Tids. Bd.30, s.135.
2. Ahrens, L.H. (1953) The use of ionization potentials.
Part 2. Anion affinity and geochemistry.
Geochim. et Cosmochim. Acta, Bd. 3.
3. Andersen, O. (1928) The genesis of some types of feldspar
from granite pegmatites.
Norsk Geol. Tids. Bd.10.
4. " (1931) Discussion of certain phases of the
genesis of pegmatites.
Norsk Geol. Tids. Bd.12.
5. Barth, T.F.W. (1928) Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge.
I. Die Geologie und Petrographie der
granitischen Pegmatite im südlichsten
Norwegen.
Neues Jahrb. Mineral. Geol. Bd.58, A.
s.385-432.
6. " (1929) Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges
im südlichsten Norwegen.
Zentr. Mineral. Geol. A. nr.3, s.120-127.
7. " (1933) The large pre-cambrian intrusive bodies
in the southern part of Norway.
Intern. Geol. Congr. Report XVI session,
U.S.A. Bd.1, s.297-309.
8. " (1945) Geological map of the Western Sørland.
Norsk Geol. Tids. Bd.25, s.1.
9. " (1952) Theoretical Petrology.
John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
10. Bateman, A.M. (1950) Economic mineral deposits.
John Wiley & Sons, Inc., N.Y., 2.ed.
11. Björlykke, H. (1936) Litt om granitiske pegmatitganger.
Norsk Geol. Tids. Bd.16, s.299.
12. " (1937) The granite pegmatites of Southern Norway.
Am. Mineral. Bd.22, s.241.
13. Bowen, N.L. and Tuttle, D.F. (1950)
The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O .
J. Geol. Bd.58, nr.1.
14. Brögger, W.C. (1906) Die Mineralien der südnorwegischen Granit-
pegmatitgänge. I.
Videnskapsselsk. Skrifter. I. Mat.-naturv.
Klasse Kristiania, nr.6.
15. " (1922) Hellandit.
Videnskapsselsk. Skrifter. I. Mat.-naturv.
Klasse Kristiania, nr.1.
16. Bugge, J.A.W. (1943) Geological and petrological investigations
in the Kongsberg-Bamble Formation.
Norg. Geol. Undersökelse, nr.160.

17. Butler, B.S. and Vanderwilt, J.W. (1933)
The Climax Molybdenum deposit Colorado.
U.S. Geol. Surv. Bull. 846-C.
18. Carstens, C.W. (1947-48)
Forelesninger i malmgeologi ved Oslo
Universitet.
19. Chayes, F. (1949) A simple point counter for thin-section
analysis.
Am. Mineral. Bd.34, s.1-11.
20. Chayes, F. and Fairbairn, H.W. (1951)
A test of the precision of thin-section
analysis by point counter.
Am. Mineral. Bd.36, s.704-712.
21. D Dana's System of Mineralogy, 1944, 7.utg
Bd.1, John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
22. Dana's System of Mineralogy, 1951, 7.utg.
Bd.2, John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
23. Drescher-Kaden, F.K. (1940)
Beiträge zur Kenntniss der Migmatit- und
Assimilationsbildungen sowie der synan-
tectischen Reaktionsformen.
Chemie der Erde, Bd.12, nr.3.
24. Eskola, P. (1921) The mineral facies of rocks.
Norsk Geol. Tids. Bd.6, s.143.
25. Foslie, S. (1925) Syd-Norges gruber og malmforekomster.
Norg. Geol. Undersøkelse, nr.126.
26. Goldschmidt, V.M. (1920)
Geologisch-Petrographische Studien im
Hochgebirge des südlichen Norwegens.
Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-
Gebiete.
Videnskapsselsk. Skrifter. I. Mat.-naturv.
Klasse Kristiania, nr.10.
27. " (1954) Geochemistry.
Oxford at the Clarendon Press.
28. Goldsmith, J.R. and Laves, F. (1954)
The microcline-sanidine stability
relations.
Geochim. et Cosmochim. Acta, Bd.5, nr.1.
s.1-19.
29. Goranson, R.W. (1938) Silicate-water systems: phase equilibria
in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$
systems at high temperatures and pressures.
Am. J. Sci. Bd.35, s.71.
30. Grout, F.F. (1937) Criteria of origin of inclusions in
plutonic rocks.
Bull. Geol. Soc. Am. Bd.48, s.521.
31. Hess, F.L. (1924) Molybdenum deposits.
U.S. Geol. Surv. Bull. 761.
32. Holtedahl, O. (1953) Norges Geologi. Bd. I og II.
Norg. Geol. Undersøkelse, nr.164.

33. Klepper, M.R. (1947) The Sangdong Tungsten deposit, Southern Korea.
Econ. Geol. Bd.42, nr.5.
34. Kolderup, C.F.(1896) Die Labradorfelse des westlichen Norwegens.
1. Bergens Mus. Aarb.
35. " (1897) Ekersund-Soggendalsfeltets bergarter og deres betingelser for anvendelse i steinindustrien.
Bergens Mus. Aarb.
36. " (1914) Egersund. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade.
Norg. Geol. Undersökelse, nr.71.
37. " (1933) The anorthosites of western Norway.
Intern. Geol. Congr. Report XVI session, U.S.A. Bd.1, s.289-296.
38. Kuroda, P.K. and Sandell, E.B. (1954) Geochemistry of molybdenum.
Geochim. et Cosmochim. Acta, Bd.6, s.35-63.
39. Lahee, H.F. (1941) Field Geology.
McGraw-Hill Book Company, Inc.
40. Larsen, E.S. og Berman, H. (1934) The microscopic determination of the nonopaque minerals.
U.S. Geol. Surv. Bull. 848.
41. Laves, F. (1952) Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks.
J. Geol. Bd.60, nr.5.
42. " (1952) Phase relations of the alkali feldspars. II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali feldspar system.
J. Geol. Bd.60, nr.6.
43. Locke, A. (1941) Granite and ore.
Econ. Geol. Bd.36, nr.4.
44. Lovering, T.S.(1941) The origin of the tungsten ores of Boulder County, Colorado.
Econ. Geol. Bd.36, nr.3.
45. McKinstry, H.E.(1941) Granite and ore.
Econ. Geol. Bd.36, nr.8.
46. " (1949) Mining Geology.
Prentice-Hall, Inc., N.Y.
47. Menzer, G. (1929) Die Kristallstruktur der Granate.
Z. Krist. Bd.69, s.300-396.
48. Miyashiro, A. (1953) Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.
Geochim. et Cosmochim. Acta, Bd.4, s.179-208.
49. Oftedal, I. (1942) Lepidolit- og tinnsteinförende pegmatitt i Tördal, Telemark.
Norsk Geol. Tids. Bd.22, s.1.
50. " (1948) Oversikt over Norges mineraler.
Norg. Geol. Undersökelse, nr.170.

51. Ramberg, H. (1949) The facies classification of rocks:
A clue to the origin of quartzo-
feldspathic massifs and veins.
J. Geol. Bd.57, nr.1.
52. " (1952) Chemical bonds and distribution of cations
in silicates.
J. Geol. Bd.60, s.331.
53. " (1952) The origin of metamorphic and metasomatic
rocks.
The University of Chicago Press.
54. Rankama, K. and Sahama, Th.G. (1950)
Geochemistry.
The University of Chicago Press.
55. Reynolds, D.L. (1946) The sequence of geochemical changes
leading to granitization.
Quart. J. Geol. Soc. London, Bd.102, s.389.
56. " (1947) The association of basic "fronts" with
with granitization.
Science Progress, Bd.35, nr.138.
57. Rogers, A.F. and Kerr, P.F. (1933)
Thin-section mineralogy.
McGraw-Hill Book Co.
58. Rosenqvist, I.Th. (1942)
Om öiegneisdannelse i fjellkjeder.
Norsk Geol. Tids. Bd.21, s.165.
59. " (1953) Anmeldelse av T.Barth: Theoretical
Petrology.
Norsk Geol. Tids. Bd.31, s.292.
60. Schetelig, J. (1938) Molybdenglansforekomstene i Knabeheia,
(Fjotland).
Norsk Geol. Tids. Bd.17, s.165-172.
61. Stevenson, J.S. (1947) Geology of the Red Rose tungsten mine,
Hazelton, B.C.
Econ. Geol. Bd.42, nr.5.
62. Sullivan, C.J. (1948) Ore and granitization.
Econ. Geol. Bd.43, nr.5.
63. " (1954) Metallic meltingpoint and ore deposition.
Econ. Geol. Bd.49, nr.6.
64. Tröger, W.E. (1952) Tabellen zur optischen Bestimmung der
gesteinsbildenden Minerale.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
65. Tuttle, O.F. (1948) A new hydrothermal quenching apparatus.
Am. J. Sci. Bd.246, s.628-635.
66. Varlamoff, N. (1946) La repartition de la minéralisation
d'après la clef geochemique de Fersman.
Bull. soc. geol. Belg. nr.1-3.
67. Vogt, J.H.L. (1926) The physical chemistry of the magmatic
differentiation of igneous rocks. II. On
the feldspar diagram Or:Ab:An.
Skrifter Norske Videnskaps-Akad. i Oslo.
I. Mat.naturv. Klasse, nr.4.

68. Wahlstrom, E.E. (1947) Igneous minerals and rocks.
John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
69. Winchell, A.N. (1933) Elements of optical mineralogy.
John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
70. Yoder, H.S. (1952) The $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system and the
related metamorphic facies.
Am. J. Sci. Bd.250.