



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 335	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Oslo	Gradering
Kommer fra ..arkiv Østlandske	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel En malmgeologisk undersøkelse av området Bandakvann - Åmdals verk - Slystøl, Vest Telemark				
Forfatter Fred. S Nordrum		Dato 1972	Bedrift	
Kommune	Fylke Telemark	Bergdistrikt Østlandske	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi	Dokument type	Forekomster Åmdals verk		
Råstofftype Malm/metall	Emneord			
Sammendrag Hovedfagsoppgave UiO Orginalutgave				

EN MALMGEOLOGISK UNDERSØKELSE AV
OMRÅDET BANDAKVANN - ÅMDALS VERK -
SLYSTØL, VEST TELEMARK

AV

FRED STEINAR NORDRUM

Hovedfagsoppgave i geol. m. mineralogi
Universitetet i Oslo, 1972 H

EN MALMGEOLOGISK UNDERSÖKELSE
AV OMRÅDET BANDAKVANN - ÅMDALS
VERK - SLYSTØL, WEST TELEMAR

AV
FRED STEINAR NORDRUM

FORORD.

Materialet til denne oppgaven ble innsamlet somrene 1969 og 1970. Bearbeidelsen har foregått på Institutt for Geologi, Oslo.

Professor J.A.W. Bugge har vært en inspirerende veileder for hovedfagsoppgaven, både i felt og på instituttet, og jeg vil rette en spesiell takk til ham for dette.

Videre vil jeg takke studenter og ansatte ved Institutt for Geologi og Geologisk Museum, Töien, for nyttige råd og fruktbare diskusjoner i forbindelse med arbeidet. Jeg vil framheve vit.ass. E. Györy for diskusjoner og opplysninger om granitter og suprakrustaler i det undersøkte området, og dr. A.D. Mukherjee for nyttige litteraturhenvisninger i ertsmineralogi.

Preparantene L. Kirksæther og L. Holth har gjort et godt arbeid ved prepareringen av polerslip og tynnslip.

Dyno Industrier A/S har bekostet utgiftene ved feltarbeidet, og jeg vil spesielt takke overing. P. Buset for hjelpsomhet og velvilje overfor det foreliggende arbeid.

Til slutt vil jeg takke min kone, Åse Marie, for hjelp og oppmuntring i studietiden.

Blindern, 15 sept. 1972

Fred Steinar Nordrum
Fred Steinar Nordrum

INNHALDSFORTEGNELSE

KAP.	I:	INNLEDNING -----	side	1
KAP.	II:	KORT BESKRIVELSE AV OMRÅDETS SUPRAKRUSTALE BERGARTER, METAMORFOSE OG REGIONALE STRUKTURER -----	side	7
KAP.	III:	BERGARTER OG MINERALISERING MED TILKNYTNING TIL ERTSAVSETNINGENE -----	side	10
		Granitt og gneisgranitt -----	side	10
		Pegmatitt- og aplittganger -----	side	13
		Hydrothermale kvartsganger -----	side	15
		Sidestensomvandling -----	side	22
		Zeolitt mineralisering -----	side	31
		Supergene dannelser -----	side	31
		Sammendrag -----	side	31
KAP.	IV:	ERTSMINERALER TILKNYTTET DE HYDROTHERMALE KVARTSÅRENE -----	side	33
		Hypogene ertsmineraler -----	side	35
KAP.	V:	ERTSFOREKOMSTER -----	side	86
		Forekomstene i Tokke -----	side	86
		Forekomstene i Fyresdal -----	side	105
		Tektonisk, bergartsmessig og kjemisk kontroll ved ertsavsetningen -----	side	110
		Elementer av prospekteringsmessig interesse -----	side	112
KAP.	VI:	SAMMENSTILLING AV OBSERVASJONER OM ERTSENE -----	side	113
		Regional sammenfatning -----	side	132
		Beslektede ertsområder i Norge -----	side	133
		SAMMENDRAG -----	side	135
		LITTERATUR -----	side	137

WITTICHENITE, Cu_3BiS_3 , FROM TOKKE AND FYRESDAL,
WEST TELEMARK ----- side 146

APPENDIKS: KAP. IV FORTS.

Hypogene ertsmineraler (aksessoriske) ---- side 173

Supergene dannelser ----- side 197

VEDLEGG: BILAG I: Geologisk oversiktskart for området
Bandakvann - Åmdals Verk - Slystøl

BILAG II: Kartnøkkel for ertsforekomstene

BILAG III: Gruveprofiler, Åmdal gruve

KAPITEL I:

INNLEDNING

Feltets geografiske beliggenhet

Det undersøkte området ligger i vestlige del av Telemark fylke og hører inn under Tokke og Fyresdal kommuner (Kartkoordinater $59^{\circ}18' - 59^{\circ}25'N$, $2^{\circ}51' - 2^{\circ}32'V$) (Fig. 1).

Det lille stedet  mdals Verk ligger sentralt i feltet. Herfra er det vegforbindelse (Riksvei 38) mot Dalen i NV og mot Vr dal i å (Bilag I).

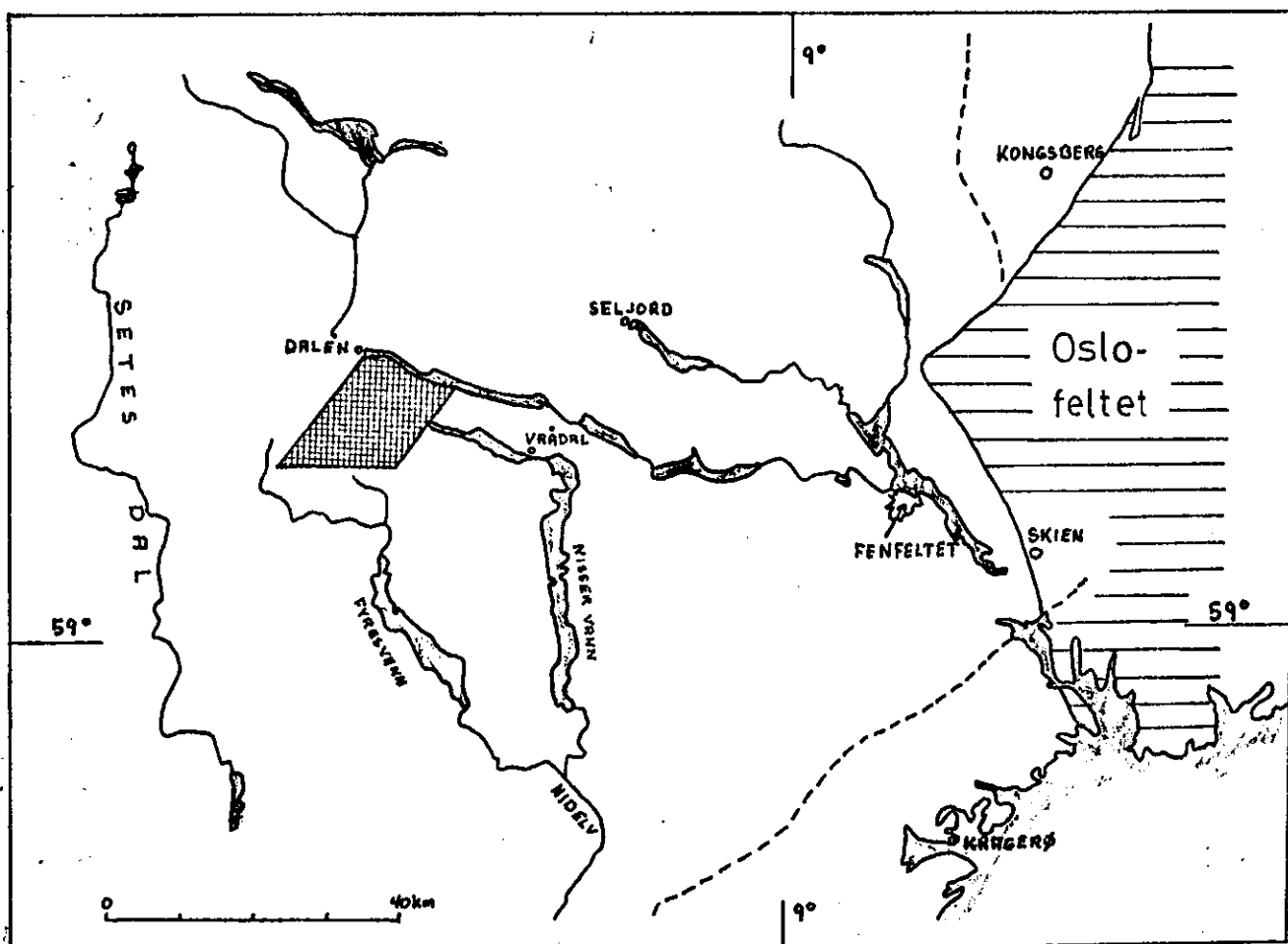


Fig. 1. Det undersøkte områdets beliggenhet.

Feltets naturlige beskaffenhet

Området sør for Åmdals Verk er feltets høyeste del. I den østlige del av dette området opptrer det runde, flate topper på opp til 1060 m.o.h. Området er skogbart og er stort sett dekket av lyng og myr.

Den vestlige delen er karakterisert ved lange, smale, skogkledde åsrygger med myrdrag imellom som løper i N-S retning. Denne del av området ligger 700-800 m.o.h. I sør-enden av feltet blir denne vidda kuttet av et Ø-V gående dalføre.

Området rundt Åmdals Verk ligger på 400-500 m.o.h. Mot NØ herfra reiser berggrunnen seg og danner en forreven og skogkledd vidde 600-700 m.o.h. Vidda strekker seg helt fram til den skogkledde brattkanten ned mot Bandakvann (71 m.o.h.)

Øst for vidda og rett syd for Bandaksli løper det ut en bred, flat dal (ca. 350 m.o.h.) vinkelrett på vannets lengderetning. Dalbunnen er stort sett dekket av løsavleiringer.

Videre mot øst hever terrenget seg og former lave, flate åser.

Arbeidets hensikt

Arbeidet ble satt igang med det for øye å få et så fullstendig bilde av ertsavsetningene som mulig. Siden feltet var geologisk kartlagt i regional målestokk på forhånd, var det mulig å gå direkte igang med studier av ertsene.

På forhånd håpet vi at det kunne være mulig å komme på sporet etter generelle trekk, som kunne være til hjelp ved oppsporing av nye forekomster. Dette betydde at genese, miljø og kontroll ved ertsavsetningen ville være av særlig interesse. Ved undersøkelsene kom det fram at ertsene hadde en rik og varierende mineralogi, slik at det etterhvert ble lagt vekt på også denne delen av undersøkelsen.

Hjelpemidler og arbeidsmetoder

Til kartgrunnlag er brukt gradteigkartene D 36 Ø Tokke og D 37 Ø Fyresdal med målestokk 1:100.000 og ekvidistanse 30 m.

Ved kartleggingen er benyttet flyfotografier i målestokk 1:35.000 for området rundt Åmdals Verk og sørover, og flyfotografier i målestokk 1:45.000 i den nordlige del av feltet. I det førstnevnte området er fotografier som viser ertsforekomster forstørret til 1:5.000, ved Åmdals Verk også til 1:15.000.

Målingene i feltet er utført med et Silvakompass med 400° inndeling. Zeiss, "Standard Universal Pol", er brukt ved mikroskopering av tynnslip og Leitz, "Dialux Pol", og Zeiss, "Photomikroskop Pol", ved undersøkelse av polerslip. Det siste mikroskop er også benyttet til mikrofotografering og, med påmontert mikrofotometer, til refleksivitetmålinger av ertsmineraler.

Agfa 17 din, Pat.135, og Kodachrome Professional II A er brukt ved henholdsvis svart/hvitt og fargefotografering.

Målinger av Vickers hardhet for ertsmineraler er utført med en Leitz, "Durimet", mikrohardhetsmåler.

Ved modalanalyser av bergarter i tynnslip er det talt 500 punkter.

Som referanselitteratur har jeg benyttet Tröger (1959), Kerr (1959), Cameron (1961) og Deer, Howie & Zussmann (1967).

Bergartsanalyser er utført med en Siemens, Sekvens Röntgen Spektrograf (SRS). Resultatene er gitt datamaskinell behandling på Universitets regnemaskin "Control Data 3000" etter et program utarbeidet av Finn Erik Skaar.

Siemens röntgendiffraktometer med CuK_α-stråling og Ni-filter er brukt til identifisering av en del mineraler og ved undersøkelse av magnetkismodifikasjoner.

Philips, 9 cm Debye-Scherrer röntgenkamerautstyr med FeK_α -stråling og Mn-filter, er benyttet til identifisering av en rekke mineraler.

Guinier quadruple Nonius camera, 22,92 cm, med FeK_α -stråling og Mn-filter, er benyttet ved undersøkelse av mineraler i Cu-S systemet.

Ved betegnelser på bergarter i det undersøkte området har jeg stort sett fulgt Györy (pers.com.).

Tidligere geologiske arbeider

I det følgende oppsummeres den litteratur som har direkte tilknytning til det undersøkte området.

Esmark (1815) oppdaget et nytt mineral, "tellurerts" (tellurvismut), i prøver fra Telemark (Oftedal 1948).

Scherrer (1845, 1848, 1863), Keilhau (1850) og Herter (1871) gav opplysninger om bl.a. ertsenes mineralogi.

J.H.L. Vogt (1886 og 1888) sammenfattet forekomstene i midtre og vestlige del av Telemark og østlige del av Rogaland i en ertsformasjon, "Den Thelemark-Sæterdalske ertsformation". Han diskuterte ertsforekomstenes genese og pekte på deres nære tilknytning til granitt og ganger med granittisk sammensetning. Han oppsummerte de ertsmineraler som til da var funnet, og de sølv- og gullanalyser av kobbererts som var utført. Han påpekte visse paragenetiske lovmessigheter, f.eks. at kobberglans alltid opptrer med noe hematitt, men aldri med svovelkis eller kobberkis, og inndelte formasjonen i grupper etter mineralparageneser.

Videre omtalte Vogt (1886 og 1888) kort en del av de viktigste ertsforekomstene, og han beskrev omvandling av sidestein til greisen.

Senere oppsummerte J.H.L. Vogt (1925) det som til da var kjent om Åndal gruve.

A. Bugge (1963) beskrev kort molybdenglansforekomstene ved Bandaksli.

Dons (1963) laget korte beskrivelser av gruver og skjerp i området som ligger øst og nordøst for det undersøkte og sammenfattet data om miljø og mineralparageneser.

E. Györy (pers.com.) har kartlagt det undersøkte området i målestokk 1:50.000 og beskrevet bergarter og strukturer. Han har også foretatt gravemetriske målinger i området.

I Bergarkivet finnes det et stort antall befaringsrapporter om ertsforekomstene. De fleste er fra tiden 1850-1910, og gir bare opplysninger som er av historisk interesse. Navn som ofte opptrer er T. Dahll, Lammers, P. Mortenson, C. Paaske, P. Holmsen og G. Henriksen.

Generell geologisk oversikt

Det undersøkte området ligger i sin helhet i Telemark-områdetets prekambriske bergarter.

Bergartene som opptrer i feltet kan inndeles i to hovedgrupper, eldre suprakrustale og yngre infrakrustale bergarter.

Suprakrustalene tilhører den såkalte Telemarksuitens bergarter. Telemarksuiten ble inndelt stratigrafisk av Dons (1960 a,b). Den ble delt i tre grupper, Bandak-(yngst), Seljord- og Rjukan-gruppen, som er skilt med vinkeldiskordanser. Dons (1960 a,b) oppstilte en detaljert inndeling av Bandak-gruppen. Györy (pers.com.) korrelerte lagene i det undersøkte området med de øvre lagene i denne gruppen:

Dons (1960 b)		Györy (pers.com.)
BANDAK GRUPPEN	11. Eidsborg kvartsskifer m/kgl. lag	kvartsskifer m/kgl. lag
	10. Ormebrekk marmor	marmor
	8-9. Gjuve lava (basisk) (8) med Haugli skifer (9)	basiske lag
	7. Dalen porfyr (sur lava)	sur lava
	6. Bergstöl kgl.	
	4-5. Morgedal lava (basisk) (4) med lag av Morgedal s.st.	
	3. Röynstaulegg kvartsitt m/kgl.	
	2. Ofte porfyr (sur lava) lokalt skilt med et kvartsittlag	
	1. Basal kvartsitt m/kgl.	
	Vinkeldiskordans.	

Györy (pers.com.) inndelte de yngre instrusive bergartene i området i følgende aldersrekkefølge:

Diabasganger (yngst)
Kvartsporfyrgang
Kvartsganger
Pegmatitter
Granitter

Granittene i området er typiske eksempler på de såkalte "Telemarkgranitter" som en rekke steder bryter gjennom Telemarksuitens bergarter (Dons 1960 a,b).

De fleste kvartsgangene er ertsførende. Et stort antall gruver og skjerp finnes i området. Skjerping og drift pågikk sporadisk fra ca. 1550 til 1945.

KAPITEL II:

KORT BESKRIVELSE AV OMRÅDETS SUPRAKRUSTALE BERGARTER, METAMORFOSE OG REGIONALE STRUKTURER

Kvartsskifer

Kvartsskifere dekker storparten av det undersøkte området (Bilag I). Bergartene som faller inn under betegnelsen kvartsskifer, viser en meget stor variasjon i kornstørrelse og mineralsammensetning. I ekstreme tilfeller kan sammensetningen tilsvare fyllitt og orthokvartsitt. I skifrene opptrer det en rekke konglomeratlag.

Kvartsskiferne har varierende, grålig farge. Bergarten er ofte ganske kompakt. Vanligvis har den en distinkt laminering som trolig skyldes vekslende, tynne bånd anriket på henholdsvis glimmer- og kvarts/feltspat mineraler. Skiffrighetsflatene følger glimmerbåndene. Glimmerflakene er meget godt parallelt orienterte.

Bergartens mineralsammensetning varierer mye. I det følgende blir gjennomsnittsverdier oppgitt: Kvarts (40-60%), mikroklin ($\sim 15\%$), muskovitt ($\sim 10\%$), biotitt ($\sim 5-10\%$), plagioklas ($An_{\sim 27}$) ($\sim 8-10\%$), epidot ($\sim 3\%$), kloritt ($\sim 3\%$). Titanitt, zirkon, apatitt og magnetitt er alltid tilstede i små mengder. Enkelte steder er det funnet litt hornblende og tremolitt. Plagioklasens sammensetning varierer trolig etter hvor i feltet en befinner seg, fra basisk oligoklas til albitt. I hulrom i bergarten opptrer det ofte kalkspat.

Konglomeratlagene er opp til mange titalls meter mektige, og kan enkelte ganger strekke seg i flere kilometers lengde. Lagene er polymikte med omlag jevnstore boller med gjennomsnitt diameter på 5-10 cm. De fleste bollene består av kvarts eller kvartsitt, enkelte av granitt, grønnstein eller sur lava. Granittbollene er ikke lik de granittene som opptrer i området.

Marmor

Marmor opptrer lokalt langs grensen mellom kvartsskifer og basiske lag. Lagene er oftest ca. 1 m mektige. Bergarten

består av 75-100% kalkspat med kornstørrelse 0,5-2 mm. Dessuten opptrer i vekslende mengde kvarts, epidot, mikroklin, tremolitt, muskovitt, titanitt og hematitt(?).

Basiske lag

Basiske, suprakrustale bergarter opptrer som en kile nord i feltet, som en sone langs vestgrensen av feltet og som flere tynne lag i kvartsskifer langs grensen mot Skafsågranitten.

De basiske lagene er relativt heterogene i sammensetning. De har markert skiffrighet og lineasjon (parallelorientering av hornblendenåler).

Lagene er fra grønne til mørk grønne til svarte. De er fin- til middelskornige.

De viktigste mineralene er hornblende, plagioklas (oftes med $\sim \text{An}_{27}$) og biotitt. Epidot og kloritt opptrer hyppig. Det siste mineralet er omdannet fra hornblende. Forøvrig er vanligvis kvarts, apatitt, titanitt, magnetitt, hematitt og ilmenitt tilstede i mindre mengde. Hematitt og ilmenitt er sammenvokst i mutual boundary forhold og må ha utkrystallisert simultant. Kalkspat opptrer i hulrom i bergarten.

Györy (pers.com.) anså de basiske lagene for å være metamorfoserte, basiske lavabergarter.

Metamorfose

Györy (pers.com.) konkluderte med at den regionale metamorfose ^{i området} er av Abukumatype, og at metamorfosegraden i storparten av området ligger i grønnskiferfacies eller nærmere bestemt kvarts-andalusitt-plagioklas-kloritt subfacies (A 1.2). Metamorfosegraden öker gradvis mot S-SØ og i den sørlige del av feltet er det mulig den når opp i cordieritt-amfibolitt-facies.

Rundt Klövereid- og Skafsågranittene mente Györy å ha påvist kontaktmetamorfose opp til hornblende-hornfels facies.

Regionale strukturer

Györy (pers.com.) utskilte to foldefaser. Den første fasen har formet mesoskopiske folder med akseretning NØ-SV og enkelte steder makroskopiske isoklinalfolder.

Den andre fasen er forårsaket av granittenes intrusjon. Den er mest markant i området mellom Klövereid- og Skafså-granitten. Foldene har der akseretning omlag Ø-V.

KAP. III:

BERGARTER OG MINERALISERING MED TILKNYTNING TIL ERTSAVSETNINGENE

Granitt og gneisgranitt

I det undersøkte området ligger to større og noen mindre granittkropper. Disse er regionalt kartlagt av Györy (1972).

Klövereidgranitten er tilnærmet ellipseformet i horisontalsnitt. Den omliggende kvartsskifers strök følger bergartsgrensen rundt hele granitten, og fallet vender overalt fra granitten (Fig. 2).

Ved grensen i nord er det dannet en "eruptivbrekksje" (A. Bugge 1963). Kvartsskiferen er brukket opp i små og store blokker, og mellomrommene er fylt med granittisk materiale.

Vogt (1886) beskrev en apofyse som følger en tverrsprekk i kvartsskifer i sørenden av granitten.

Systematiske kjemiske analyser av granitten (Györy 1972) viste at granitten er meget homogen i kjemisk sammensetning.

Granitten har en svak og uregelmessig foliasjon. Ifølge Györy er dens fall vanligvis slak, men blir steilere mot bergartsgrensen, hvor den ligger parallellorientert med skiffrigheten i sidebergarten.

Enkelte steder er det funnet inneslutninger av kvartsskifer i granitten.

Granitten blir gjennomløpet av pegmatitt- og aplittganger og kvartsårer.

Det er tydelig at storparten av Klövereidgranitten må være dannet ved krystallisering av en smelte.

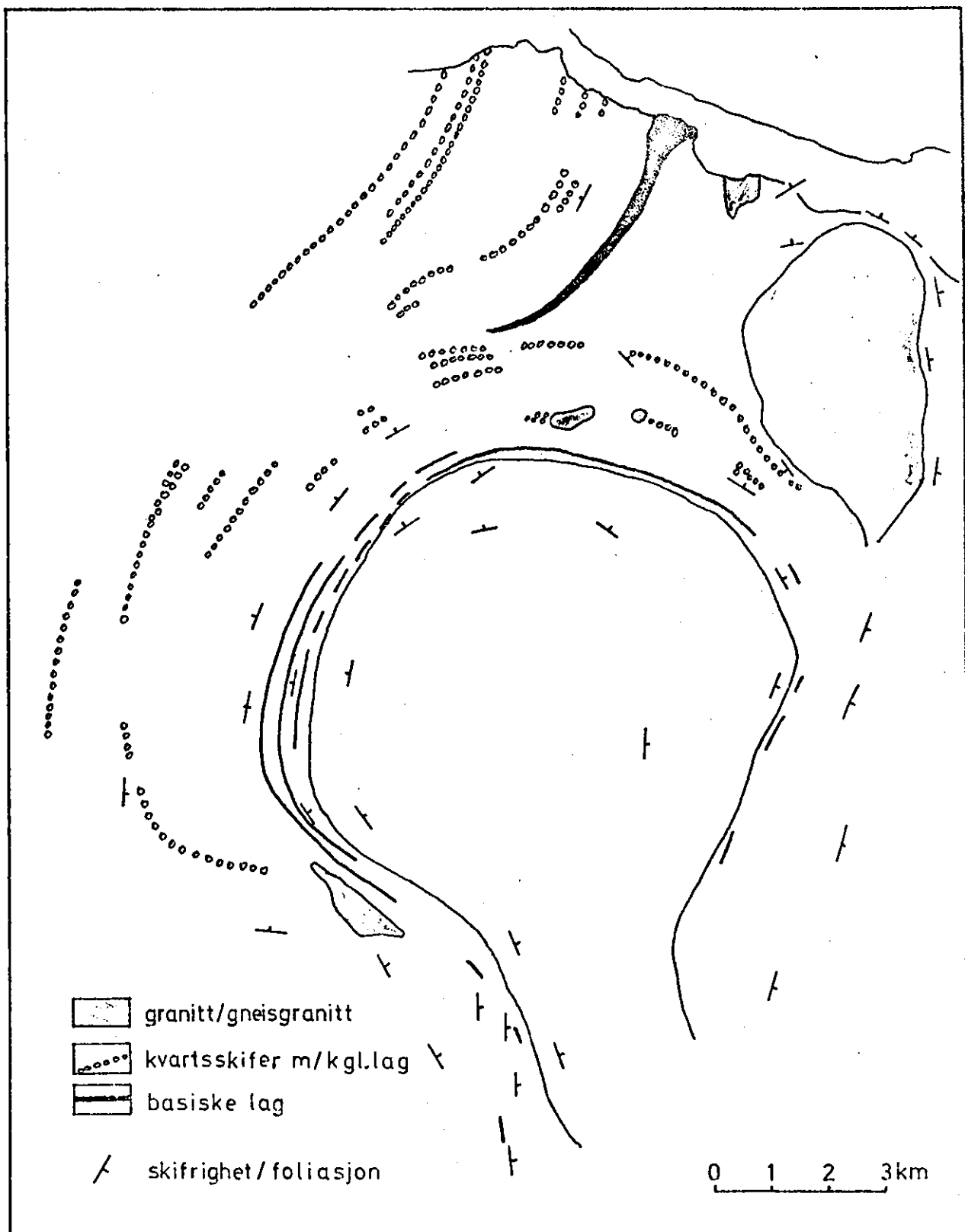


Fig. 2. Kartskisse over granitter og sidebergarter.
Geologiske data etter Gyrøy (1972).

Skafsågranitten er tilnærmet sirkelformet i horisontalsnitt, men den har en hale i sørøst som knytter den sammen med en annen stor granitt/gneiskropp utenfor det undersøkte området (Stout 1970).

I motsetning til Klövereidgranitten, som danner en rett domstruktur, er Skafsågranitten overbiket mot sørvest. Bergartsgrensen følger de omliggende skifres strøk, men i nord og øst faller skifrene fra granitten, i vest står de steilt og i sørvest faller de inn under granitten (Fig. 2).

Skafsågranitten har en meget inhomogen sammensetning både mineralogisk og kjemisk. Ofte opptrer det linser med basisk skifer og biotitt/hornblenderik kvartsskifer i den.

Granitten har vanligvis en tydelig, regelmessig foliasjon.

Storparten av Skafsågranitten består av såkalt gneisgranitt, som tydelig ikke har vært en smelte, men er dannet ved omkrystallisering, eventuelt med stoffutveksling, av eldre bergarter, muligens kvartsskifer.

Vanlig granitt opptrer særlig ved Gåstjønn og langs østflanken av granitten.

Granittenes mineralsammensetning

Hovedmineraler er kvarts (~29%), mikroklin ofte med pertitt-strukturer (~58%), oligoklas (~An₂₇) (~6%) og biotitt (~4%). Aksessoriske mineraler er titanitt, zirkon, apatitt, epidot, orthitt og magnetitt. Hornblende opptrer enkelte steder i Skafsågranitten. Skafsågranitten, eller rettere gneisgranitten, kan ha mineralsammensetninger som varierer markert fra de ovenfor angitte prosentverdier.

Pegmatitt- og aplittganger

I det undersøkte området opptrer det flere hundre pegmatitt- og aplittganger. De er vanligvis fra 0 - 4 m mektige, men Stigamyrrpegmatitten (Fig.67, side 101) synes å være ca. 15 m på det mektigste. Enkelte av gangene kan følges flere hundre meter.

Pegmatitt og aplitt har samme mineralinnhold. Enkelte aplittganger har overganger mot pegmatittisk utvikling. De er trolig dannet av samme type materiale, men ved ulike dannelsesforhold.

Ved Åmdal er det klare indisier på at aplitt ble dannet senere enn pegmatitt, mens Györy (pers.med.) har funnet indisier som peker i motsatt retning. Disse aldersforhold viser trolig bare at avsetningen av slike ganger har foregått over et visst tidsrom.

Gangene har følgende hovedmineraler:

Kvarts, mikroklin, oligoklas og muskovitt (i enkelte tilfelle biotitt).

Aksessoriske mineraler:

Varmbrun spessartin opptrer i ganske rikelig mengde i mange av gangene. Videre er det funnet lyserød zoisitt (thulitt?), rød klinozoisitt (piedmontitt?), columbitt, zirkon, beryll, fergusonitt(?), flusspat, magnetitt, hematitt, ilmenitt, kobberkis og molybdenglans.

Enkelte pegmatittganger har en viss sonet utvikling. Ofte opptrer det tynne (ca. 5 - 10 cm brede) avkjølingssoner langs flankene. Ved Klövereid har flere pegmatitter også kjernesoner av meget grovkornet kvarts. Kjernene er ofte over 1 m mektige.

De er nesten helt fri for andre mineraler. De aksessoriske pegmatittmineralene opptrer i mellomsonene.

Langs gangenes grenser mot sidebergartene, er skifrene enkelte steder noe oppfliset. Det opptrer mange steder xenolitter av skifer. Gangene har nesten alltid apofyser.

Kontaktforhold, xenolitter og apofyser tyder på at gangene er dannet ved krystallisering av en intruderende smelte. Innholdet av aksessoriske mineraler bl.a. sulfider peker mot at materialet stammer fra en restsmelte.

Pegmatitt- og aplittganger opptrer vanligst i eller i nærheten av granitter. Györy (1972) har i skifrene på østsiden av Klövereidgranitten vært i stand til å trekke en yttergranse for opptreden av slike ganger.

Gangene blir i likhet med granitt ofte gjennomløpet av hydrothermale kvartsårer, som trolig følger kontraksjonssprekker oppstått ved krystalliseringen.

Ut fra den feltmessige opptreden synes det tydelig at granitt, pegmatitt/aplitt og hydrothermale kvartsårer har en nær genetisk tilknytning. Det kan også settes opp følgende aldersrekkefølge:

granitt (eldst) —→ pegmatitt/aplitt —→ hydr.kvartsårer

Hydrothermale kvartsårer

De fleste hydrothermale kvartsårer i området består hovedsakelig av melkekvarts med små nyrer eller linser med andre gangmineraler eller erts. Årene er vanlig 0-10 cm brede, men de når enkelte steder opp i over 1 m.

Det opptrer noen typer årer som er mer komplekst sammensatt. I Åmdal gruve har årene enkelte steder en tydelig sonet oppbygning. Ytterst i åren er det vanligvis en bred sone med kvarts, dernest følger albitt. Langs innergrensen for albittsonene er det ofte utviklet bergkrystall og albittkrystaller. Kjernene i årene består av kalkspat, fiolett flusspat, kloritt og kobberkiserts som ikke er distinkt sonet (Fig. 3). Disse komplekse årene er vanligvis 0-15 cm brede.

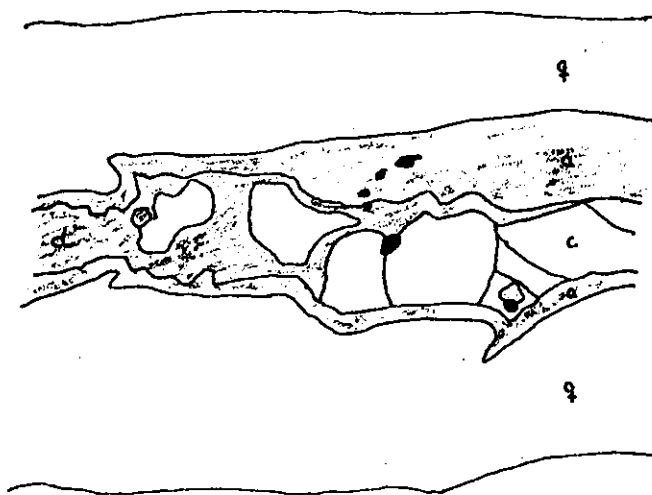


Fig. 3. Sonet kvartsåre. Kvarts (q), albitt (a), kalkspat (c), kloritt (cl) og erts (svart). To ganger forstørret. Åmdal gruve.

De molybdenglansførende kvartsgangene i nordenden av Klövereidgranitten og kvarts-flusspatgangene ved Lauvvik har alle en kjerne av kvarts og flankesoner bestående hovedsakelig av albitt foruten flusspat og erts. Disse gangene blir nærmere omtalt under henholdsvis Bandaksli gruve og Flusspatgangen (side 103 og 99).

Hydrothermale gangmineraler

Kvarts

Mineralet er som gangmineral overalt utviklet som grovkornet melkekquarts. Det er tydelig eldst av de hydrothermale mineraler.

I de fleste kvartsårer er det observert bergkrystall eller rökkvarts. Krystallene opptrer i hulrom eller på steder hvor tidligere hulrom er fylt med gangmineraler eller erts. Dette siste indikerer at krystallene er utkrystallisert før avsetningen av f.eks. kalkspat, fiolett flusspat, kloritt og erts. I polerslip og i håndstykker er det observert bergkrystaller som delvis er fortrenget av erts (Fig.4). Krystallene må derfor med sikkerhet være utviklet før ertsavsetningen.

Albitt

Rödfarget albitt er funnet i de fleste av forekomstene. Unntakene er Grusen, Moberg, Nesmark og Tjöstölflaten gruver (Bilag II), d.v.s. de mest lavthermale forekomstene (side 128). Mineralet er avsatt i sprekker i kvartsaggregater og er derfor yngre enn kvarts.

Velutviklede krystaller opptrer, som nevnt, i Åmdal, dessuten er det observert enslige, idiomorfe krystaller i kvarts i Bandaksli gruve.

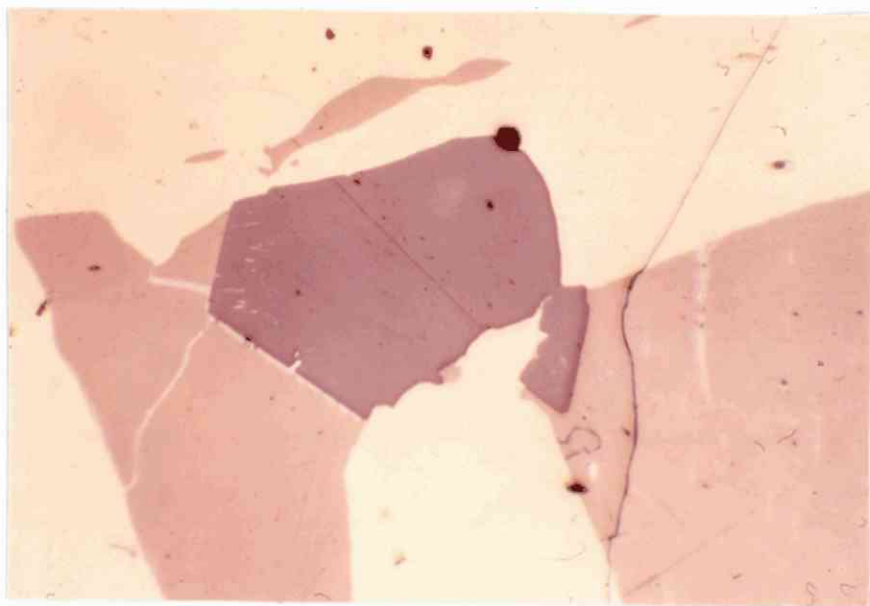


Fig.4. Bergkrystall (mörk grå) blir fortrenget av bornitt (brun) og kobberkis (hvit). Mosnap gruve. Reflektert lys. x240

Kalkspat

Mineralet er funnet i alle forekomster, men opptrer særlig hyppig i Åmdal og Nesmark gruver. I Mosnap og Stemmetjønn gruver er det også utviklet skiferspat.

Siden det i Åmdal gruve er funnet tydelige, men motstridende, indikasjoner for aldersforholdet mellom albitt og kalkspat, er det mulig at kalkspat der opptrer i minst to generasjoner.

Flusspat

Mineralet opptrer i forekomster eller deler av forekomster hvor kobberkis er hovedertsmineral. Det er ikke observert i tilknytning til bornitt eller Cu-S mineraler. D.v.s. mineralet er bare tilstede i høy- og høy- til middelsthermale forekomster (side 128).

I forekomstene ved Klövereidgranitten og langs Bandakvann opptrer det tydelig to generasjoner med flusspat. I den eldste generasjonen er mineralet grønt, i den yngste varierende fra svartfiolett til fiolett til fargeløs.

Den fiolette flusspat, som er den mest vidtspredte, synes i Åmdal gruve å være avsatt samtidig eller litt senere enn siste(?) generasjon av kalkspat. Den opptrer oftest på tynne sprekker i andre gangmineraler eller impregnert i soner med sidestensomvandling og da ofte sammen med molybdenglans.

Den grønne flusspat opptrer i grovkornede aggregater i nyrer eller brede linser i kvarts. Den synes å være eldre enn albitt.

Kloritt

Mindre mengder blekgrønn kloritt opptrer i finkornede aggregater i de samme forekomster som albitt. Kornene er utviklet i ormelignende, nær idiomorfe former (Fig. 5). Kloritten tilhører prochlorittrekken. Pleokroisme og dobbeltbrytning indikerer at den er relativt jernrik.

Det er tydelig både i håndstykke og i mikroskop at kloritt fortrenger de andre gangmineralene bortsett fra muskovitt.

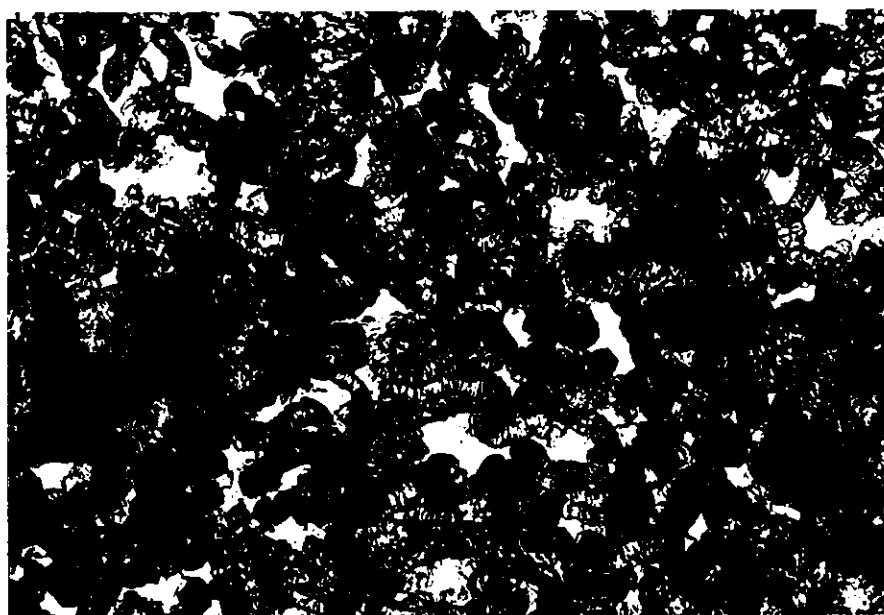


Fig. 5. Ormlignende korn av kloritt. Åmdal gruve. Reflektert lys. $\times 120$.

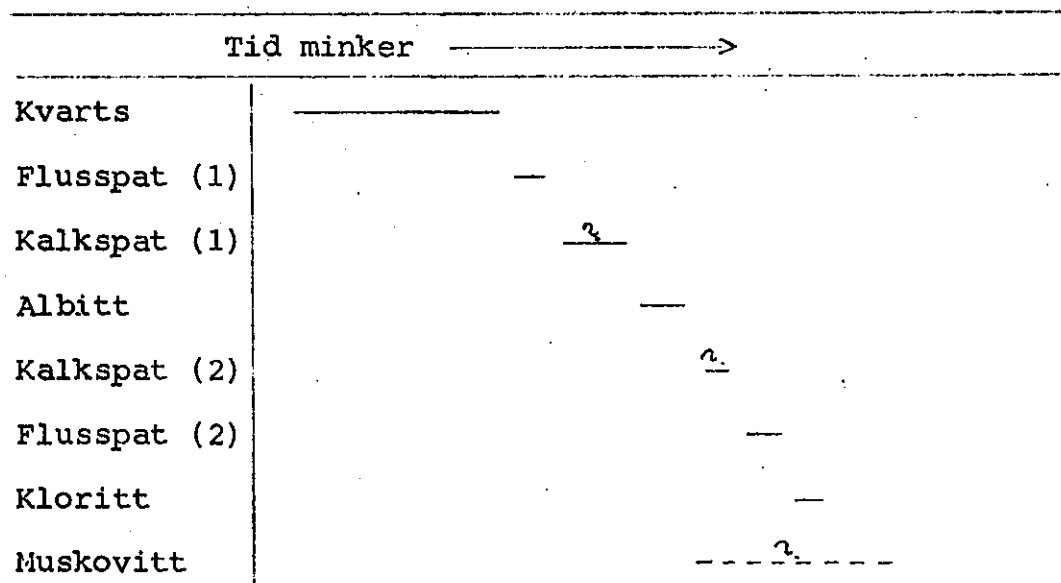
Muskovitt

Mineralet opptrer i mindre mengde i de fleste av forekomstene. Det fortrenger kalkspat (2) i Åmdal gruve.

Sammendrag

Av gangmineralene er det trolig bare kvarts, flusspat og kalkspat som hovedsakelig er dannet av materiale som stammer fra en eventuell magmatisk kilde. De andre mineralene synes i alle fall delvis å være dannet som følge av utlutning av elementer ved sidestensomvandlingen.

Et tentativt paragenesediagram for gangmineralene er vist nedenfor:



De hydrotermale ertsmineralene synes tydelig å være yngre enn gangmineralene. Ertsminealene blir beskrevet i et eget kapittel (side 33).

Væskeinneslutninger

A. Lahiry, som er stipendiat ved Bergakademiet i Freiberg, har gjort en foreløpig undersøkelse av væskeinneslutninger i fire kvartsprøver fra det undersøkte feltet. De tallmessige resultater er ført inn i tabell I. Homogeniseringstemperaturene er ikke korrigert for trykk og er derfor ikke absolutte, men de kan brukes til temperatursammenligninger mellom forekomstene. Det viser seg at den funnede temperatur fra Bandaksli gruve og til dels også den fra Åmdal gruve faller utenfor den temperaturtrend, som er funnet ved hjelp av ertsmineraler (side 128).

Fra Gruve 111, Klövereid, (side 101) er både gangkvarts og bergkrystall undersøkt. Det sees fra tabellen at bergkrystall er utkrystallisert ved markert lavere temperatur enn melkekvarts. Det viser seg ellers at mens CO₂ er det vanligste innhold i inklusjoner i melkekvarts, er denne komponenten svært sjelden tilstede i inklusjoner i bergkrystall. Inklusjonene i bergkrystall er meget større enn i melkekvarts. Det siste er grunnen

Pröve	Frysepunkt	Saltinnhold i vektpros.	Homogeniser. temperatur	Homogeniser. temp. for CO ₂
Gruve 111. (bergkryst.)	-16,4 til -21,1 °C	19 til 23,3	175°C (20) 227°C (7)	25°C
Gruve 111. (gangkvarts)			310°C (20) 360°C (20)	27,5°C
Åmdal gruve			141°C (1) 166°C (7) 277°C (3)	25,6°C
Bandaksli gr.			189°C (7)	24,7°C
Nesmark gr.			225°C (7)	30 °C

Tabell I. Resultater fra målinger av væskeinneslutninger. Tallene i parentes er antall målinger.

til at frysepunkt og saltinnhold bare er bestemt for inneslutninger i bergkrystall.

Inklusjonene i melkekvarts fra de fire forekomstene har stor variasjon i størrelse, utseende og innhold, men det er ingen variasjon mellom prøvene fra de forskjellige forekomstene. Dette tyder på at innholdet av komponenter i løsningene ved de forskjellige forekomster har vært nær det samme.

Sidestensomvandling

Soner med sidestensomvandling rundt hydrothermale kvartsårer er funnet i basisk skifer, kvartsskifer, pegmatitt og granitt. Sonene er vanligvis 0-30 cm brede. Deres mektighet og grad av omdanning synes å ha sammenheng med kvartsårenes mektighet og bergarten de opptrer i. Således er omdanningssonene smalest i kvartsskifer og bredest i pegmatitt og basisk skifer.

Greisendannelse

Omdanning av pegmatitt og granitt har foregått på samme måte i alle forekomster som er undersøkt. Det er derfor tilstrekkelig å omtale en av forekomstene i detalj. Materialet i det følgende stammer fra Stemmetönn gruve. Gruven ligger i Klövereidgranitt.

Fig. 6 viser en kvartsåre med omdanningssoner i granitt. Overgangen fra granitt til omdanningssone er meget tydelig p.g.a. fargeforandringen. Granitten er rødlig med enkelte svarte korn. Omdanningssonen er grønnlig med grå spetter.

Kvartsårene og omdanningssonene er avgrenset av skarpe, regelmessige flater. Dette er trolig de opprinnelige sprekkeflater i de sprekker hvor de hydrothermale løsninger intruderte. På disse flatene vokser det alltid idiomorfe krystaller av gulgrønn muskovitt. Krystallene vokser innover i kvartsårene. De er opp til 2 cm i diameter på tvers av basisflaten. Enkelte steder har de dannet soner på opp til et par centimeter i tykkelse.

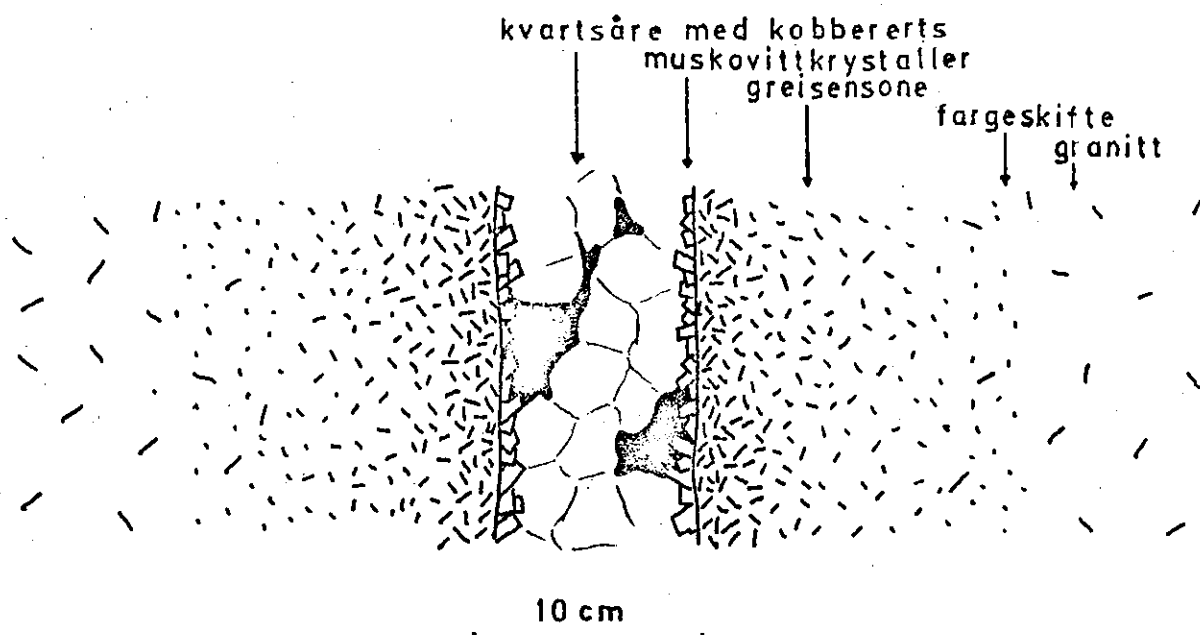


Fig. 6. Sidestensomvandling rundt en kvartsåre i granitt.

Mineralsammensetninger

Ved Stemmetjönn gruve består granitten av mikroklin (58%), oligoklas (6%), kvarts (30%), biotitt (3%) og aksessoriske mineraler (3%) (titanitt, zirkon, apatitt og magnetitt).

Kvartsårene består av kvarts, kobberkis, litt skiferspat, flusspat, magnetitt og muskovitt.

I omvandlingssonene er kvarts og den karakteristiske gulgrønne muskovitt hovedmineraler. Mengden av mineraler som stammer fra granitten minker mot kvartsåren. Det er alltid tilstede mindre mengder av mineraler som stammer fra de hydrothermale løsninger. Kalkspat er vanligvis tilstede, ofte også litt kobbererts og flusspat.

Variasjon i mineralsammensetning i omvandlingssonen

En omvandlingssone ble fullstendig dekket med tynnslip fra kvartsåren til et stykke inn i frisk granitt. Det ble tatt

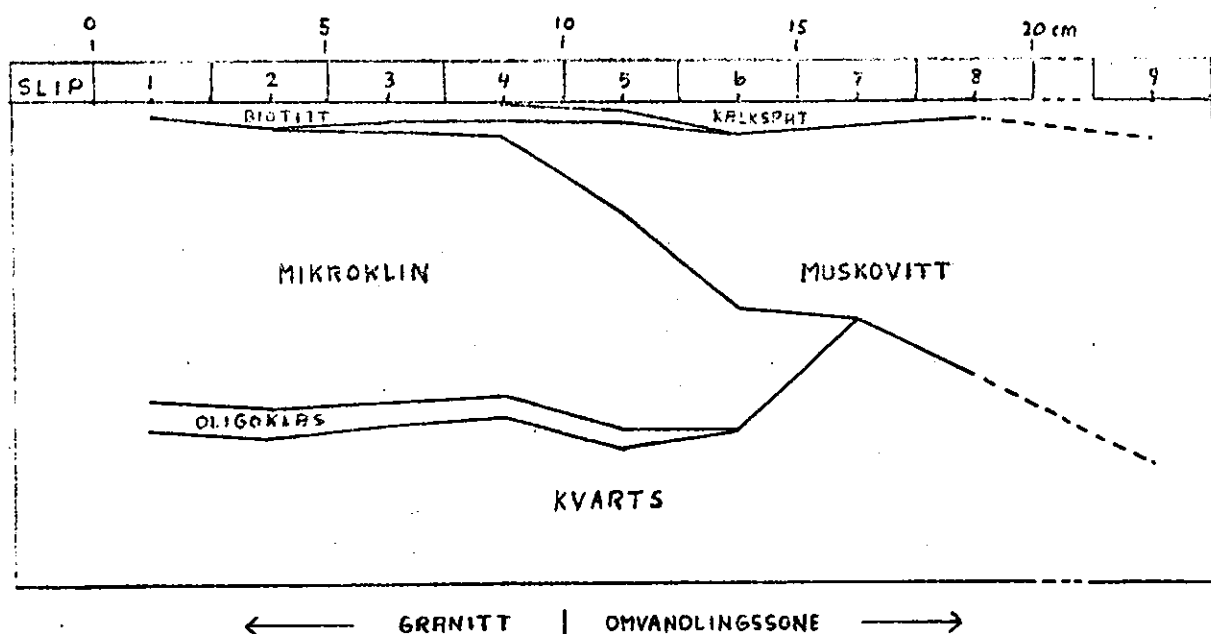


Fig. 7. Den gradvise mineralvariasjon gjennom en omvandlings-
sone i granitt.

åtte slip med en bredde på 2,5 cm. Et niende slip ble tatt fra en sone med ekstra gjennomgripende omvandling. Disse sonene opptrer bare lokalt.

Ved punkttelling av slipene var det mulig å få oversikt over den gradvise forandring i mineralsammensetning. Resultatene er ført inn i et diagram (Fig. 7).

Diagrammet viser at biotitt og feltspat blir nedbrutt, biotitt raskere enn feltspat. Muskovitt blir dannet i økende mengde. Kvartsinnholdet øker inntil en viss avstand fra kvartsåren. Derfra minker mengden mot åren.

Mikroskopiske observasjoner

Muskovitt nydannes teksturelt på to måter.

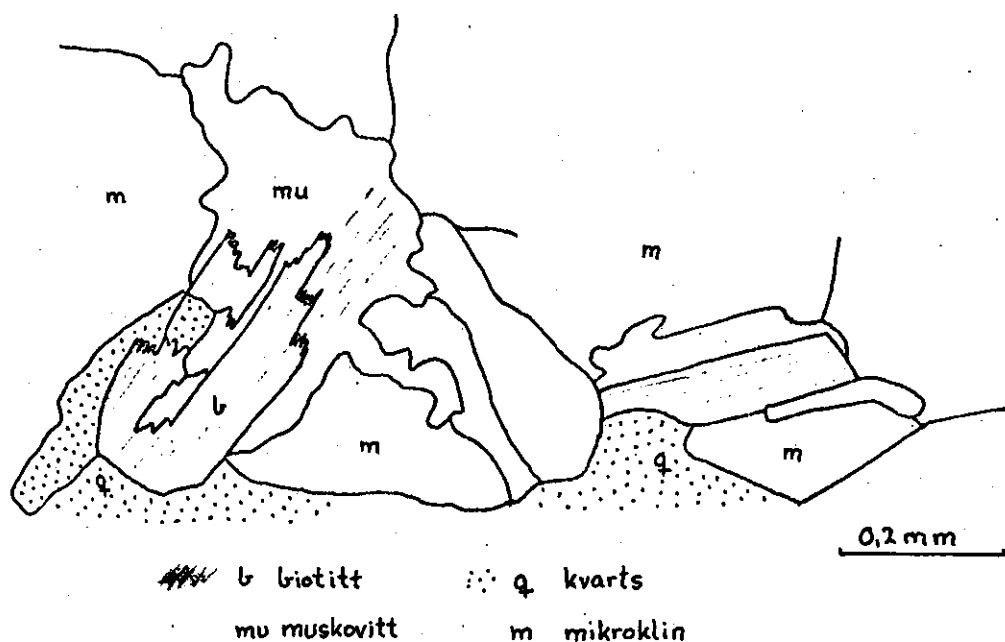


Fig. 8. Dannelse av muskovitt langs korngrenser.

1) Ved korngrenser, særlig i kontakt med biotitt. Fig. 8 illustrerer hvordan muskovitt dannes langs granser mellom biotitt og mikroklin og også langs grenser mellom feltspatkorn. Bare sjelden opptrer mineralet langs grenser mot kvarts.

Muskovitt synes i liten grad å dannes ved utbytting av elementer i glimmergitteret, slik Vogt (1888) rapporterte. Det foregår vanligvis en fullstendig nedbrytning av biotitt, og de nydannede muskovittkorn har bare sjelden omlag samme orientering som de tidligere biotittkorn.

2) Ved sericittisering i feltspat.

I mange større feltspatkorn er de nydannede sericittkorn tydelig orientert i to retninger (Fig. 9). På figuren er det tydelig å se at den ene retningen samsvarer med tvillingplanene parallelt (010) i oligoklas.

Muskovittkornene öker gradvis i størrelse mot kvartsåren.

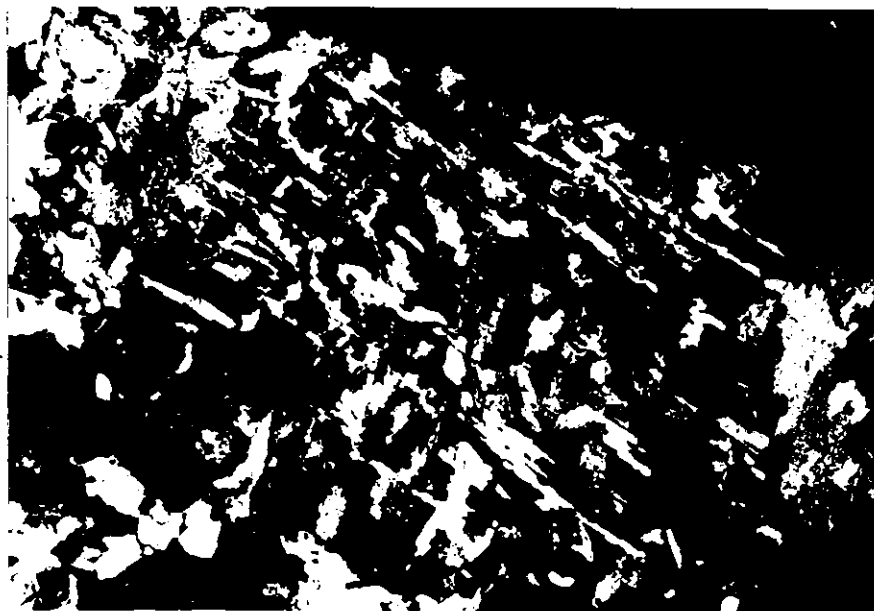


Fig. 9. Sericitt orientert i to retninger i oligoklas. Tvillinglameller etter albittloven kan skjernes oppe til høyre. $\times 60$

Kvarts må ifølge diagrammet (Fig. 7) nydannes i den del av omvandlingssonen som ligger nærmest granitten. Det ser ikke ut til at nye kvartskorn oppstår, tvertimot synes antallet korn å bli mindre, mens en del av de allerede tilstedeværende korn vokser. Den del av omvandlingssonen hvor kvartsmengden er størst, er karakterisert ved mange, store kvartskorn i en grunnmasse av middels- til finkornet muskovitt og tildels kvarts. De store kvartskornene har alltid en sterk undulerende utslukning (Fig.10).

Det er ikke observert forandringer i innholdet av aksessoriske mineraler.

Sonene får en økende mengde mikroskopiske hulrom inn mot kvartsårene.

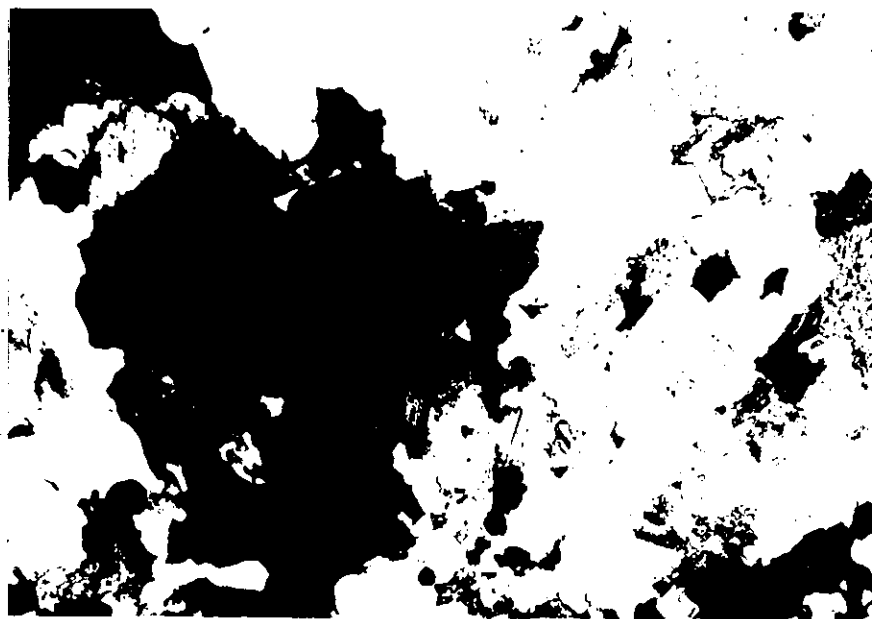


Fig. 10. Kwarts med undulerende utslukning omgitt av muskovitt.
x60

Stofftransport

Samtidig som tynnslipene ble laget, ble materiale tatt ut fra de samme deler av omvandlingssonen og granitten. Dette materialet er kjørt på röntgenspektrograf for å få oversikt over den elementutveksling som har funnet sted ved omvandlingen. P.g.a. vanskeligheter med prepareringen av smeltepill er materialet som tilsvare slip 8 og 9 (Fig. 7) utelatt. Analyseresultatene er ført inn i et diagram (Fig. 11).

Analyseresultatene for SiO_2 , Al_2O_3 og K_2O synes å være relativt usikre når det gjelder omvandlingssonen. Dette har trolig sin vesentligste årsak i prøvetagningen. Omvandlingssonene er svært inhomogene når det gjelder distribusjonen av nydannede muskovitt- og kvartskorn. Ut fra diagrammet (Fig. 11) er det likevel mulig å trekke noen slutninger.

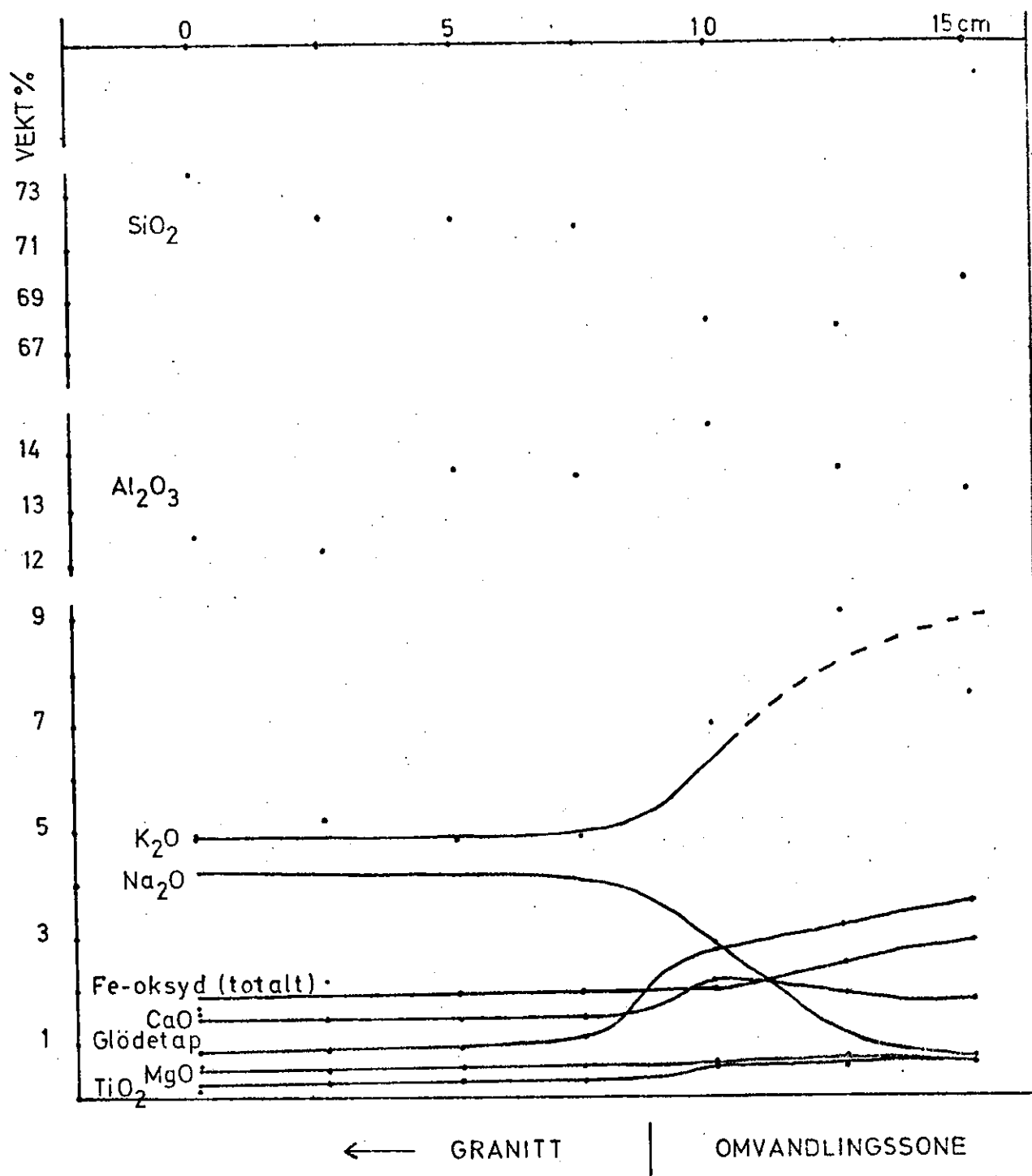


Fig. 11. Elementvariasjoner ved omvandling av granitt.

Glödetapet öker sterkt, jerninnholdet markert og titaninnholdet svakt i omvandlingssonen. Ökningen i glödetap gjenspeiler hovedsakelig den ökande mengde OH^- , som er bundet i muskovitt. Ökningen i jerninnholdet skyldes sannsynligvis impregnert kobberkis.

Innholdet av natrium synker kraftig i omvandlingssonen, mens magnesium- og kalsiuminnholdet trolig holder seg relativt konstant. Den midlertidige økningen av kalsiuminnholdet som sees på Fig. 11, kan skyldes en tilfeldig økning i mengden av hydrotermalt avsatt kalkspat eller flusspat.

Kaliuminnholdet er høyere i omvandlingssonen enn i granitten, mens aluminiuminnholdet, i den del av omvandlingssonen som Fig. 11 gir et bilde av, holder seg relativt konstant.

SiO_2 -innholdet er lavere i omvandlingssonen enn i granitten. Det må derfor finne sted en bortføring av SiO_2 i omvandlingssonen. Ut fra modalanalysene kom det imidlertid klart fram at kvartsinnholdet øker i den del av omvandlingssonen som ligger nærmest granitt (Fig. 7). Det som skjer er trolig følgende:

Ved omvandling av feltspat til muskovitt blir noe SiO_2 frigjort. I sonen nærmest granitt synes samtidig små kvartskorn å bli oppløst, mens større kvartskorn, som har lavere indre energi enn de små, fortsatt er stabile og dessuten vokser. Av det frigjorte SiO_2 blir så mye bundet til de store kvartskornene at kvartsmengden totalt øker. Resten transporteres bort. Fra granitt og innover i omvandlingssonen øker derfor kvartsinnholdet i takt med omvandlingen av feltspat til muskovitt inntil en viss avstand fra kvartsåren, hvor også de store kvartskornene blir ustabile. Derfra synker kvartsinnholdet, og SiO_2 -innholdet nærmer seg trolig SiO_2 -innholdet i muskovitt.

Klassifikasjon

Typiske greisensoner inneholder en eller flere av mineralene topas, Li-glimmer og turmalin, som mangler i de undersøkte

omvandlingssonene. Videre oppgir bl.a. Korshinskij (1965) at K_2O -innholdet karakteristisk synker i greisensonen, mens det omvendte er tilfelle i sonene i Telemark.

Den identiske dannelsesmåte, de samme vertsbergarter (granitt, pegmatitt), de samme hovedmineraler (kvarts, muskovitt) og tilstedeværelsen av fluor (i flusspat) gjør at jeg likevel mener de beskrevne omvandlingssoner faller inn under begrepet greisen.

Sidestensomvandling i kvartsskifer

Omvandlingssonene i kvartsskifer er sjelden over 10 cm brede. De består hovedsakelig av grovkornet muskovitt. Muskovittflakene er orientert omlag parallelt kvartsårene. Overgangen kvartsskifer-omvandlingssone synes å være relativt brå.

I Åndal gruve er omvandlingssonene enkelte steder småfoldet. Glimmerflakene er ofte brukket langs foldenes akseplan. Kobberkis er avsatt langs akseplanene og i foldeknær. Foldningen må ha funnet sted etter dannelsen av omvandlingssonene, men før avsetningen av kobberkis.

Sidestensomvandling i basiske lag

Omvandlingssoner i basiske lag er best utviklet ved Grusen gruve. Det er der soner med grovkornet, orientert kloritt, som er over 0,5 m brede. Enkelte partier har også innersoner hvor det er nydannet muskovitt, kvarts og muligens epidot. Disse soner er impregnert med hematitt som i enkelte korn inneholder ekssolusjonlameller av ilmenitt. Titanitt synes å bli nedbrutt i sonene, mens rutil nydannes.

Zeolitt mineralisering

Langs sprekker og hulrom i Gåstjønnggranitten opptrer det relativt rikelig med heulanditt, stilbitt og chabasitt. I de basiske lag ved Lauvvik er det observert zeolitter en rekke steder, bl.a. laumontitt. I en kvarts-flusspat gang like øst for Lauvvik opptrer det chabasitt. Vogt (1925) rapporterte laumontitt fra Åmdal gruve.

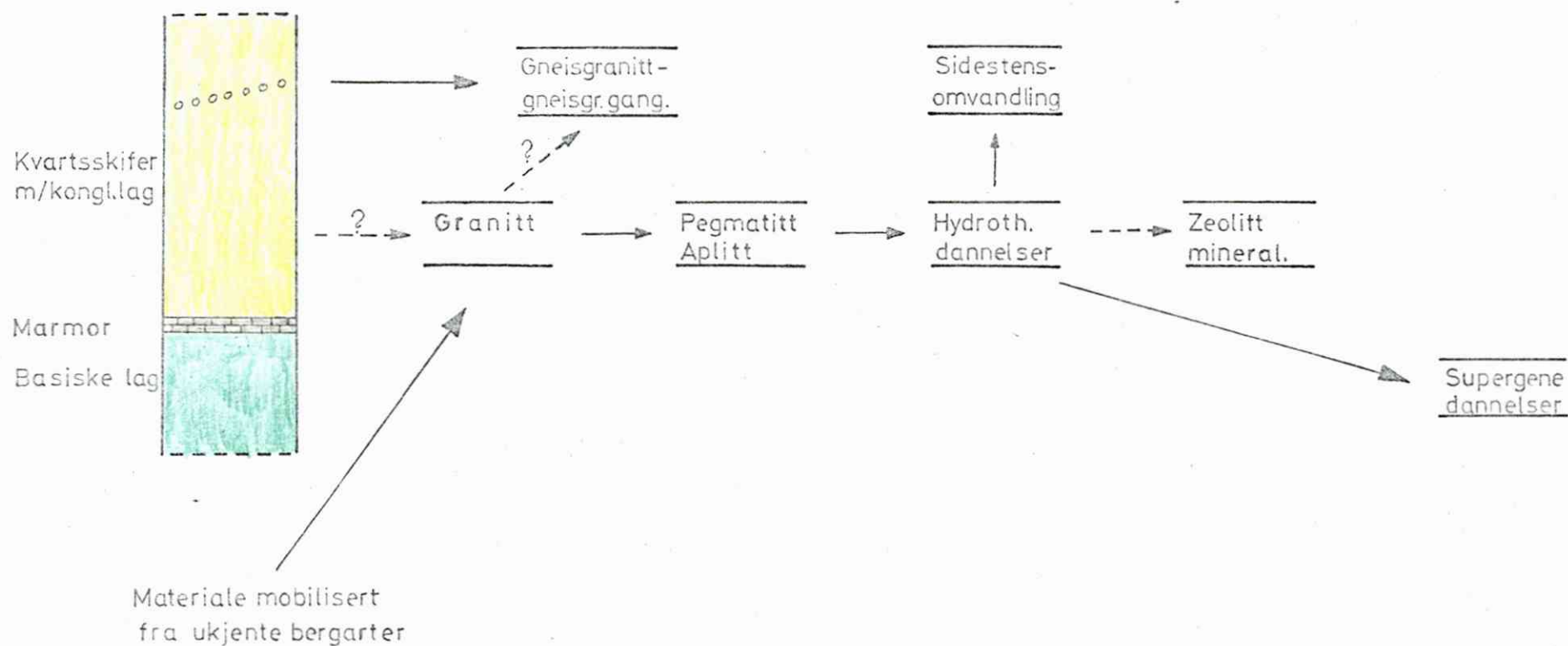
Supergene dannelser

Dannelser av supergen opprinnelse opptrer vanligst i tilknytning til den hydrothermale ertsmineralisering. Supergene mineraler og fortrengningsstrukturer i ertsene blir omtalt i Kap. IV.

Sammendrag

Den sannsynlige utvikling av bergarter og senere mineralisering i Bandaksli - Åmdal - Slystöl området er skissert på neste side:

Utvikling av bergarter og senere mineralisering:



KAPITEL V:

ERTSMINERALER TILKNYTTET DE HYDROTHERMALE KVARTSÅRENE

I undersøkelsen er det lagt stor vekt på den refleksjonsmikroskopiske gjennomgåelse av ertsene. Dette er gjort for å få kartlagt mineralenes aldersforhold og for å finne indikasjonjer til hjelp ved genesebetraktninger. Området har dessuten ikke vært systematisk ertsmineralogisk undersøkt tidligere. Det er også forsøkt å finne strukturer og sammenvoksninger som kan brukes som geothermometere.

Ved undersøkelsen er det påvist med sikkerhet to mineraler som tidligere ikke er funnet i Norge, nemlig wittichenitt, Cu_3BiS_3 , og djurleitt, $\text{Cu}_{1.97}\text{S}$. Et tredje nytt mineral, anilitt, $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$, er dessuten indikert indirekte. Videre er en stor del av de identifiserte mineralene tidligere ikke funnet i det undersøkte området.

Det er observert ganske mange mineraler i mikroskop som det ikke har vært mulig å identifisere. Disse mineralene opptrer i for små korn eller aggregater til at ^{pulver} röntgenmetoder kan benyttes. Ved en eventuell senere undersøkelse med mikroskopsonde vil deres identitet bli brakt på det rene. Den samme analysemetode vil også kunne kaste lys over andre ertsmineralogiske observasjoner, f.eks. en del mineralers innhold av elementene Bi, Te, Se, Ag og Au, som opptrer relativt rikelig i området. Dessuten variasjonene i den kjemiske sammensetning av bl.a. bornitt, kobberkis og svovelkis som alle er funnet i flere distinkte faser.

Det er funnet ganske mange supergene mineraler i ertsene. Oksydasjonsproduktene av bornitt, kobberkis og Cu-S mineraler er beskrevet for seg i slutten av dette kapitlet. De andre sekundærmineralene blir omtalt under beskrivelsen av de mineraler de snylter på.

De ertsmineraler som er observert ved denne eller tidligere undersøkelser, er listet nedenfor:

Hypogene mineraler

scheelitt, CaWO_4	gedigent gull, Au
magnetitt, Fe_3O_4	gedigent sølv, Ag
hematitt, Fe_2O_3	1) mineral "B"
magnetkis (heks.), Fe_{1-x}S	mineral "C"
magnetkis (mon.), Fe_{1-y}S	mineral "D"
mackinawitt, $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu})\text{S}$	mineral "E"
svovelkis, FeS_2	2) argentitt, Ag_2S
kobberkis, CuFeS_2	mineral "F"
bornitt, Cu_5FeS_4	mineral "G"
anilitt(?), $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$	blyglans, PbS
digenitt, $\text{Cu}_{1.80}\text{S}$	vismutglans, Bi_2S_3
djurleitt, $\text{Cu}_{1.97}\text{S}$	mineral "H"
kobbergilans, Cu_2S	galenobismuthitt(?), PbBi_2S_4
sinkblende, ZnS	mineral "I"
molybdenglans (heks.), $\sim\text{MoS}_2$	mineral "J"
molybdenglans (romboed.), $\sim\text{MoS}_2$	wittichenitt, Cu_3BiS_3
arsenkis, FeAsS	mineral "K"
1) mineral "A"	tellurvismut, Bi_2Te_3
tennantitt, $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$	tetradymitt(?), $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$
	gedigent vismut, Bi

1) Kan være dannet supergent.

2) Ikke påvist ved denne undersøkelsen.

Supergene mineraler

molybdenoker, MoO_3	kobberkis, CuFeS_2
bismitt, $\alpha\text{-Bi}_2\text{O}_3$	idaitt, Cu_5FeS_4
limonitt, $\text{FeO}\cdot\text{OH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$	anomal bornitt, Cu_5FeS_4
cupritt, Cu_2O	normal covellin, CuS
azuritt, $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$	blaubleibender covellin, $\text{Cu}_{1.1-1.4}\text{S}$
malakitt, $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$	gedigent kobber, Cu
cerrusitt(?), PbCO_3	mineral "X" (på wittichenitt)
kobbervitriol, $\text{CuSO}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	mineral "Y" (på vismutglans)
markasitt, FeS_2	mineral "Z" (på tellurvismut)
svovelkis, FeS_2	

Hypogene ertsmineraler

Scheelitt

Scheelitt er funnet i mindre mengde i Mosnap gruve. Minerallet er identifisert v.h.a kortbølgetultrafiolett lys og 9 cm Debye-Sherrer röntgen camera.

Mineralet opptrer i aggregater på opp til $0,5 \text{ cm}^3$ i sprekker i kvarts sammen med kalkspat. Minerallet har en lysende, hvit fluorescensfarge i kortbølet ultrafiolett lys. I hvitt lys er fargen gulhvit. Fargen i hvitt lys tyder på at mineralet inneholder små mengder av et annet metall enn wolfram, antagelig molybden.

Scheelitt ble trolig dannet som et fortrenningsprodukt ved at wolfram fra den hydrotermale løsningen reagerte med tidligere avsatt kalkspat. Ut fra erfaringer fra andre forekomster (Park & MacDiarmid 1964) ble trolig wolfram- og molybdenmineralene avsatt omlag samtidig.

Magnetitt

Hydrotermalt dannet magnetitt er funnet i Mosnap og Åmdal gruver og i Bleikum og Bråti skjerp. Minerallet opptrer overalt i idiomorfe korn. Kornstørrelsen går opp til 0,5 cm. Kornene opptrer enkelte steder som sammenhengende aggregater, men vanligst finnes de som isolerte korn som er konsentrert på spesielle steder, f.eks. langs sprekker i kvartsaggregatene.

Vanligvis er ingen indre tekstur i minerallet synlig i mikroskop, men ved etsing med HI-syre kommer det tilsyne former som muligens er vekstfenomener (Fig. 12).

Magnetitt opptrer bare i forekomster eller deler av forekomster hvor kobberkis er det dominerende ertsmineral. Minerallet er sjelden funnet tilknyttet bornitt eller kobberglass.

Sulfider har trengt inn langs sprekker og hulrom i magnetitt. Noen steder blir minerallet også i mindre grad fortrengt, oftest av kobberkis. Magnetitt er eldste ertsmineral der det opptrer.



Fig. 12. Mulige vekstfenomener i magnetitt (grå) fremkommet ved etsing med HI-syre. Svovelkis (py). Kobberkis (cp). Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 240$

Hematitt

Hydrotermalt dannet hematitt er funnet i Mosnap, Hestkveven, Åmdal, Tveiten og Tjöstölflaten gruver og i Gåstjänn-feltet. I Hestkveven gruve er hematitt et av hovedertsmineralene.

Mineralet opptrer som aggregater av tynne, hypidiomorfe, tavleformede korn, d.v.s. som såkalt specular hematitt eller specularitt. Kornene er opp til 1,5 cm brede og 0,5 mm tykke. Kornene er svært ofte polysyntetisk fortvillinget. Tynne, regelmessige lameller løper i en eller to retninger parallelt (0001) og (10 $\bar{1}$ 1) (Fig. 13).

I de fleste av forekomstene opptrer hematitt som en tynn sone mellom silikater og sulfider. De tavleformede kornene er orientert tilnærmet vinkelrett på grensene mot sulfider og silikater (Fig. 14 og 15). Sulfidene har trengt inn i sprekker og hulrom i hematittaggregatene og er derfor tydelig yngre enn hematitt. Måten hematittsonene er dannet på, kom klart fram ved funn av prøver hvor sulfidfasen manglet. Et tynt lag med

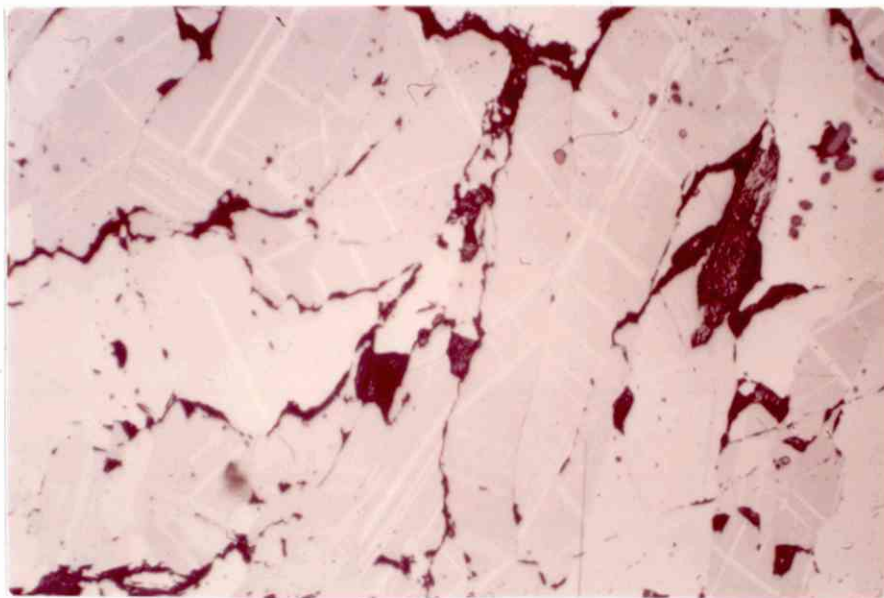


Fig. 13. Tvillinger i hematitt. Mosnap gruve. Reflektert lys.
x370

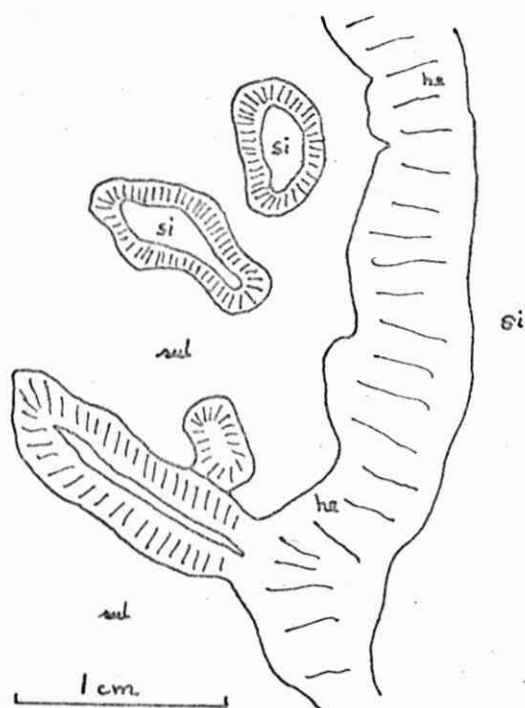


Fig. 14. Hematittsoner (he) mellom sulfider (sul) og silikater (si). Mosnap gruve.



Fig. 15. Hematittsone (lys gul) mellom silikater (brune) og sulfider (hvit kobberglans og rød bornitt). Mosnap gruve. Reflektert lys. x120

tavleformet hematitt ble tidlig i den hydrotermale utvikling utkrystallisert på veggene i hulrom i kvartsårene. Laget dekket kvartsen fullstendig. De senere sulfidstadier har så fylt resten av hulrommene, men de har ikke vært i stand til å fortrenge hematittsonen.

Hematitt opptrer oftest i deler av forekomstene hvor bornitt eller Cu-S mineraler dominerer. Unntakene er Hestkveven og Tveiten gruver hvor mineralet også finnes sammen med kobberkis. Hematitt er overalt hvor det opptrer, eldste ertsmineral. Mineralet er ikke i noe tilfelle funnet å bli fortrenget av andre mineraler.

Magnetkis

Magnetkis er et vanlig mineral i mange kobbersulfidforekomster av hydrothermal opprinnelse. I Telemark-Setesdal området opptrer imidlertid mineralet sjeldent. Tidligere er mineralet bare funnet i små mengder i Berge gruve ved Vråvann (Dons 1963).

Ved denne undersøkelsen er magnetkis funnet i Bleikum skjerp. Makroskopisk er mineralet bare observert i en stoff fra skjerpet, men da i et knyttnevestort aggregat. I mikroskop er det synlig små rester av magnetkis enkelte steder. Restene ligger trengt inn mellom svovelkisaggregater. Den øvrige magnetkis er tydelig blitt fortrenget av kobberkis.

Magnetkiskornene er allotriomorfe og jevnkornede. De er middels til grovkornede. De viser ofte kløv parallelt (0001). Klövretningen kommer ofte meget godt tilsyne ved at sekundärminerale replasserer magnetkis langs kløvplan fra korngrenser og sprekker.

Et par steder er det funnet meget tydelige polysyntetiske tvillinger (Fig. 16). Tvillingene er lett synlige p.g.a. magnetkisans sterke birefleksjon og anisotropisme, og ved at markert kløv i kornene følger et sikksakk mønster. Tvillingplanene er skarpe, regelmessige og nær parallelle. Ramdøhr (1969) skriver følgende: "Undoubted lamellar twinning is rare, but is observed in some deformed samples, where it is

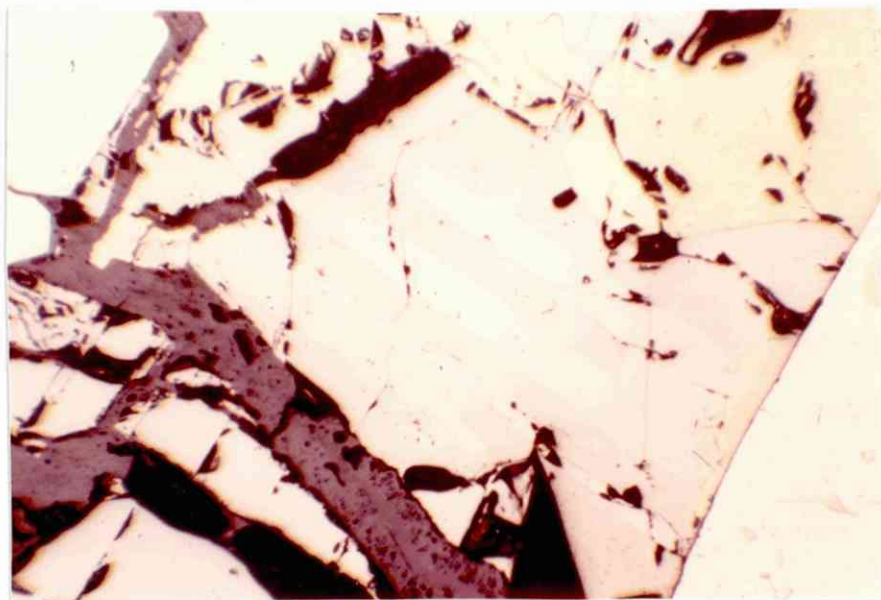


Fig. 16. Tvillingdannelse i magnetkis (lyseröd). Kobberkis (cp). Svovelkis (py). Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 240$

surely a strain phenomenon." Dette kan samsvare med at enkelte magnetkiskorn er oppsprukket, og fragmentene forskjøvet i forhold til hverandre (Fig. 17).

Om tvillingdannelsen skyldes stress, er dette sannsynligvis oppstått i forbindelse med forekomstens dannelse. Det synes ikke å ha vært tektoniske bevegelser av betydning i området etter at forekomstene ble avsatt (Györy pers. med.). Det er mulig at stresset kan være forårsaket av sinkblende-kobberkis stadiet, som er det mest rikholdige avsetningsstadium i Bleikum skjerp, og som tydelig synes å ha forårsaket deformering og oppbrekning av molybdenglanskorn.

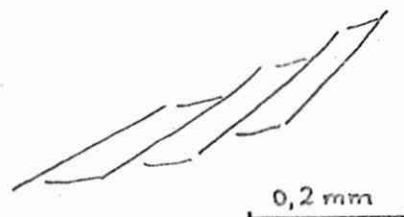


Fig. 17. Oppsprukket korn av magnetkis hvor fragmentene er forskjøvet i forhold til hverandre. Bleikum skjerp.

Tilknyttede mineraler

I det knyttnevestore aggregatet med magnetkis opptrer

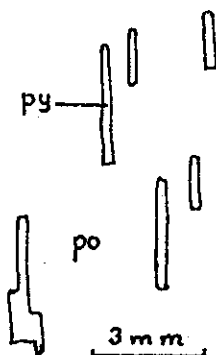


Fig. 18. Tavleformede, orienterte korn av svovelkis (py) i et aggregat av magnetkis (po). Bleikum skjerp.

svovelkis i grovkornede, idiomorfe krystaller. Kornene er tavleformede og orienterte (Fig. 18). De er meget lengre enn magnetkiskornene og følger ikke sprekker eller korn grenser i magnetkisaggregatet, men skjærer seg gjennom det. Tavleformene er i enkelte tilfelle noe oppsprukket. Det er ikke funnet tegn til fortrenkning hverken den ene eller den andre vegen.

Svovelkis som ligger i aggregater av andre sulfider eller silikater i Bleikum skjerp er utviklet i vanlige kuber og pentagondodekaedere som ikke viser tegn til orientering. Den tavleformede og orienterte utformingen av svovelkiskornene har derfor trolig sammenheng med dannelsen av magnetkis.

Svovelkisen kunne tenkes å være dannet på flere måter, f.eks. ved ekssolusjon fra magnetkis s.s., eller ved fortrenkning av magnetkis enten ved utlutning av Fe fra heksagonal magnetkis og tilførsel av sulfid, eller ved fullsendig nytt tilført materiale. Disse dannelsesmåtene kan utelukkes p.g.a. svovelkiskornenes størrelse og krystallutvikling. Svovelkis synes å være utkrystallisert før eller samtidig med magnetkis, og de to mineralene synes å ha vært i likevekt med hverandre ved dannelsen.

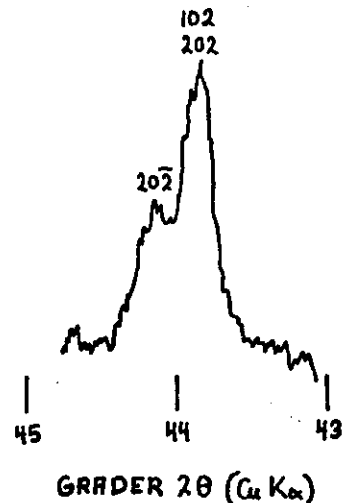
Kobberkis og sinkblende er tilstede i små mengder. De finnes langs sprekker i magnetkis, men opptrer hyppigst inntil svovelkiskrystaller. De fortrenger både magnetkis og svovelkis og er uten tvil dannet senere enn disse.

Markasitt fortrenger magnetkis langs kløvretningen parallelt (0001) fra sprekker og korgngrenser. Den sekundære omvandlingen av magnetkis har imidlertid bare nådd et begynnerstadium. Bare ved noen få sprekker er det en begynnende dannelse av de karakteristiske, sfæriodale, "birds-eye" strukturer som også inneholder finkornet, sekundær svovelkis (Foslie 1950, Sæbø, Sverdrup & Bjørlykke 1960, Ramdohr 1969, Einaudi 1971).

Röntgen data

Den funnede magnetkis består av en sammenvoksning av to modifikasjoner, en lavthermal heksagonal og en monoklin. Disse er identifisert v.h.a. röntgendiffraktogram (Desborough & Carpenter 1965) (Fig. 19).

Den høyeste peak på figuren skyldes diffraksjon fra (102) av heksagonal magnetkis og (202) av monoklin magnetkis, den laveste skyldes (20 $\bar{2}$) av monoklin magnetkis. Metoden gir resultat når prøven inneholder mer enn 20 vektprosent av begge faser.



Det er mulig å skjelne mellom de to modifikasjoner av magnetkis i mikroskop ved etsing (Pehrman 1954). KOH (20%) og HI-syre er benyttet ved denne undersøkelsen. KOH gir en svak og HI-syre en sterk irrende film på polerslipet, spesielt på den monokline modifikasjon (Fig. 20 og 21). Den monokline modifikasjon er tydelig meget lettere oppløselig enn den heksagonale.

Fig. 19. Utsnitt av et röntgendiffraktogram for magnetkis fra Bleikum skjerp.

Ved etsingen syner det seg at de to modifikasjoner er sammenvokst i tynne, regelmessige lameller som er skarpt



Fig. 20. Magnetkis fra Bleikum skjerp etset med KOH (20%).
Reflektert lys. $\times 370$

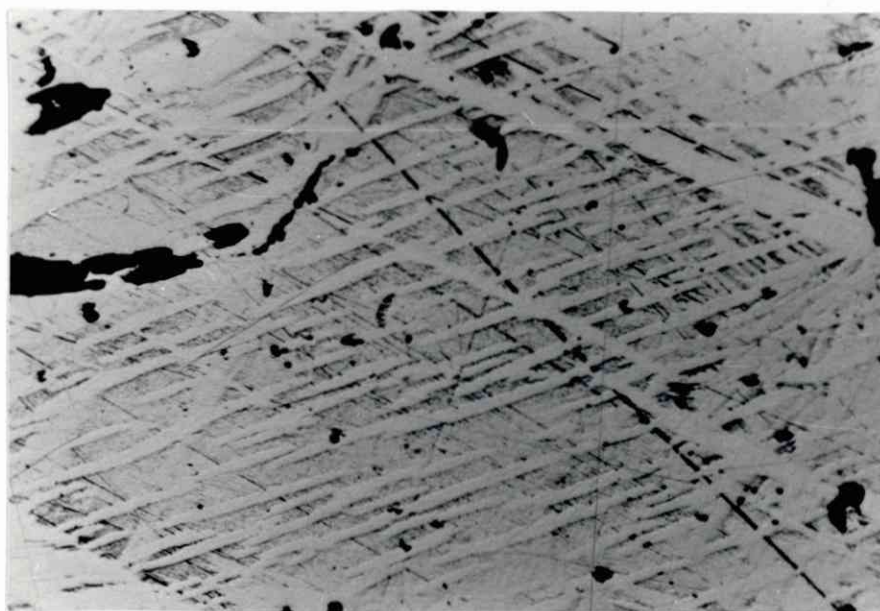


Fig. 21. Magnetkis fra Bleikum skjerp etset med HI-syre.
Reflektert lys. $\times 240$

avgrensede. Ofte får en rekke lameller samtidig en tydelig knekk (Fig. 20). Lamellene opptrer gjennom hele korn av magnetkis.

Mengdeforholdet mellom den heksagonale og den monokline modifikasjon er beregnet ut fra et diagram laget av Arnold (1966). Forholdet (Intensitet høyre peak/Intensitet høyre + venstre peak) på diffraktogrammet blir benyttet. Siden mengdeforholdet varierer en del gjennom prøven, blir usikkerheten relativt stor. For å minske denne, er tre forskjellige preparater kjørt tilsammen seks ganger (Tabell II).

Tabell II

Kjøring nr.	SLIP	$\frac{I_H}{I_H + I_V}$	Goniom. hast.	Stat. feil i %	Vekt% Hex. modif.	Vekt% Mon. modif.
1	A	0,75	1/4° 2θ/min.	1,5	ca.48	ca.52
2	B	0,63	"	"	ca.30	ca.70
3	B	0,66	"	"		
4	C	0,71	"	"		
5	C	0,69	"	"		
6	C	0,71	1/2° 2θ/min.			
Sum		4,15				
Middelverdi		0,69			39	61

Middelverdiene gir 39 vektprosent heksagonal og 61 vektprosent monoklin magnetkis. Dette er i samsvar med det som er anmerket av Genkin et al. (1965), nemlig at magnetkis i hydrotermale forekomster vanligvis har en overvekt av den monokline modifikasjon, i motsetning til magnetkis i magmatiske forekomster.

Til måling av metallinnholdet i den heksagonale modifikasjon er det brukt en "x-ray spacing method" utviklet av Arnold & Reichen (1962). Metoden benytter seg av at celledimensjonene for heksagonal magnetkis minker regelmessig ved minkende Fe/S-forhold (Ramsdell 1927, Grönvold & Haraldsen 1952). I diagrammet til Arnold & Reichen brukes $d_{(102)}$.

Kvartsstandard er benyttet for å øke nøyaktigheten ved avlesning av 2θ -verdien for (102)-diffraksjonen. Pulver av magnetkis og kvarts ble blandet i volumforhold omlag 3 : 1. (200)-refleksjonen av kvarts som svarer til $42,48^\circ 2\theta_{CuK\alpha}$, er brukt. Preparatet er kjørt tilsammen seks ganger med goniometerhastighet $1^\circ 2\theta/\text{min}$. Statistisk feil 2%. Måleverdiene er ført inn i tabell III.

Tabell III

Måling nr.	1	2	3	4	5	6	Middel-verdi
2θ for (102)	$43,71^\circ$	$43,69^\circ$	$43,88^\circ$	$43,95^\circ$	$43,80^\circ$	$43,70^\circ$	$43,78^\circ$
d (102) (Å)							2,066
Metallinnhold i atomprosent							47,5

Middelverdien gir 47,5 atomprosent metall. Usikkerheten ved selve målingen synes å bli omlag $\pm 0,1$ atomprosent.

Resultatet samsvarer meget godt med fasediagrammet vist av Taylor (1969) (Fig. 22). Den målte verdi svarer til et temperaturintervall på 0 - 150 °C. Resultatet svarer til en sammensetning av den monokline modifikasjon på 46,9 - 46,7 atomprosent Fe ved 0 - 150 °C ifølge Taylors diagram.

Metoden som er brukt ovenfor, angir bare mengde av metall og ikke Fe alene, men den gode overensstemmelse med likevektskurven i Taylors diagram tyder på at lite av andre metaller som f.eks. Ni, Co og Cu er tilstede.

Ut fra innholdet av Fe i de to modifikasjonene og mengdeforholdet mellom dem, er det mulig å komme fram til det gjennomsnittlige innhold av Fe i den totale mengde magnetkis.

For monoklin magnetkis er verdien 46,9 atomprosent Fe, d.v.s. $T = 20^\circ\text{C}$, benyttet. Ved utregningen er det sett bort fra forskjellen i egenvekt mellom de to modifikasjoner.

Beregningen gir som resultat 47,1 atomprosent Fe. Usikkerheten synes å være relativt liten, trolig vel innenfor et avvik på $\pm 0,1$ atomprosent Fe.

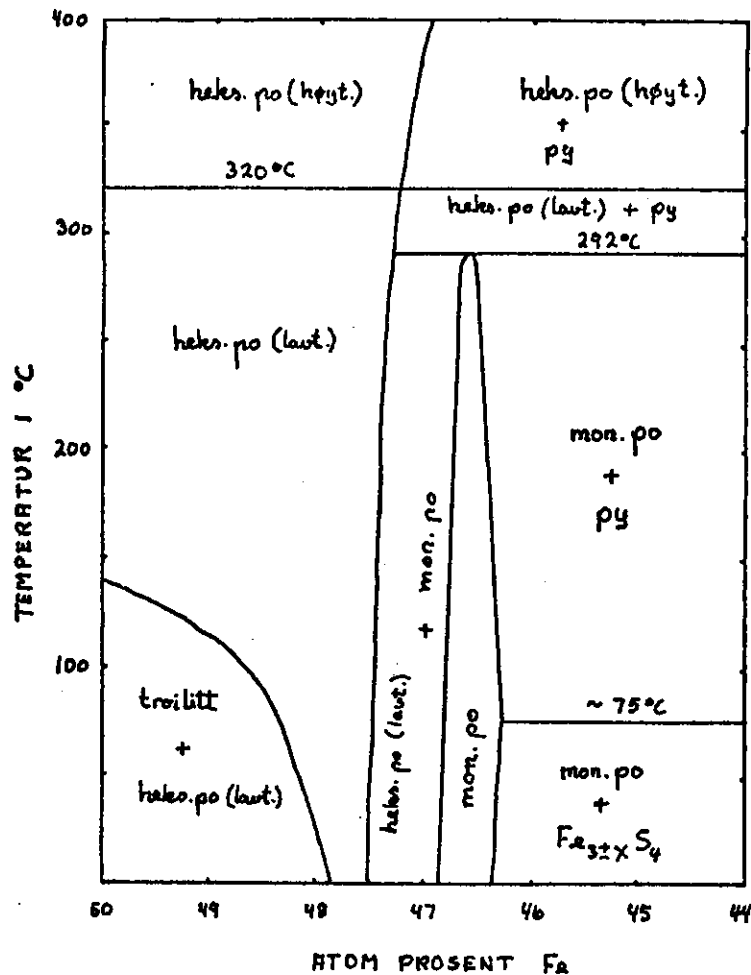


Fig. 22. Faseforhold ved lav temperatur i en del av Fe-S systemet. (Etter Taylor 1969).

Dannelsen av sammenvoksningen mellom heksagonal og monoklin magnetkis

Sammenvoksningen mellom heksagonal og monoklin magnetkis har trolig foregått på en av følgende tre måter.

1. Deres dannelse ved inversjon fra en heksagonal høytemperatur modifikasjon av magnetkis ved avkjøling er vel kjent fra laboratorie-eksperimenter (Yund & Hall 1969).

2. Ved eksperimenter er det også vist at monoklin magnetkis kan dannes fra heksagonal magnetkis ved reaksjon med sulfidrike, vandige løsninger (Sugaki & Shima 1965).

3. Kelly & Turneaure (1970) mener å ha tydelig påvist at monoklin magnetkis kan dannes som det første omvandlingsprodukt av heksagonal magnetkis.

I Bleikum skjerp har de hydrothermale lösningene avsatt sulfider etter at magnetkis er dannet, og magnetkis som er undersøkt, er under en begynnende sekundær omvandling. Det synes likevel som om sammenvoksningen i dette tilfelle er dannet som nevnt under pkt. 1. Den sterkeste indikasjon på dette er lamellenes regelmessighet og jevne spredning i magnetkiskornene. Ved dannelse som under pkt. 2 og 3, får lamellene oftest en uregelmessig, flammelignende utvikling som hyppigst løper ut fra sprekker og enkelte korngrenser. Monoklin magnetkis er dessuten bare stabil under ca. 292°C ved 1 atm. (Taylor 1969), og denne temperaturen synker med økende trykk (Kullerud et al. 1963). Temperaturindikasjoner for kobberkis, sinkblende og mackinawitt tyder på at magnetkisen må ha utkrystallisert som en høytemperatur, heksagonal modifikasjon.

Temperatur beregning

Det synes som om svovelkis er dannet før eller samtidig og i likevekt med magnetkis, og sammenvoksningen mellom de to modifikasjoner er trolig dannet ved inversjon fra høytemperatur heksagonal magnetkis ved avkjøling. På denne bakgrunn er det mulig å bruke en metode til bestemmelse av dannelses-temperatur, utviklet av Arnold (1962). Temperaturen som blir bestemt, gjelder for den opprinnelige, høytemperatur, heksagonale modifikasjon.

Ved å føre den beregnede verdi av det gjennomsnittlige innhold av Fe for den totale mengde magnetkis ($47,1 \pm 1$ atomprosent) inn til likevektskurven mellom heksagonal magnetkis og svovelkis i diagrammet laget av Arnold (1962), blir resultatet en dannelses-temperatur på $375 \pm 25^{\circ}\text{C}$.

Mackinawitt

Mackinawitt er funnet i Bleikum skjerp. Mineralet er i Telemark tidligere bare observert i en prøve fra Geologisk Museum, Töien, merket "Bandakslie" (Hukherjee pers.med. 1970). Denne prøven stammer trolig fra Bleikum skjerp, siden ingen av de andre forekomstene ved Bandakslie inneholder dette mineralet.

Mackinawitt opptrer i et stort antall små, uregelmessige, nål- og flammeformede korn som er orientert i krystallografiske retninger i kobberkiskorn (Fig. 23). Kornstørrelsen går opp i ca. 0,05 mm.

Hukherjee (pers.med.) har analysert mackinawitt fra "Bandakslie" v.h.a. mikrosonde. Omregnet fra vektprosent og ved å sette S = 1 blir resultatet ($\text{Fe}_{1.018}$, $\text{Ni}_{0.008}$, $\text{Co}_{0.004}$, $\text{Cu}_{0.021}$) $_{1.05}\text{S}$.

Mackinawitt blir betraktet som et ublandbarhetsprodukt utskilt ved avkjøling av ikke-stökiometrisk, høytemperatur kobberkis (Randohr 1969). Utskillelsen skjer ved 200 – 250°C (Borchert 1934). Denne temperaturen kan brukes som geothermometer.

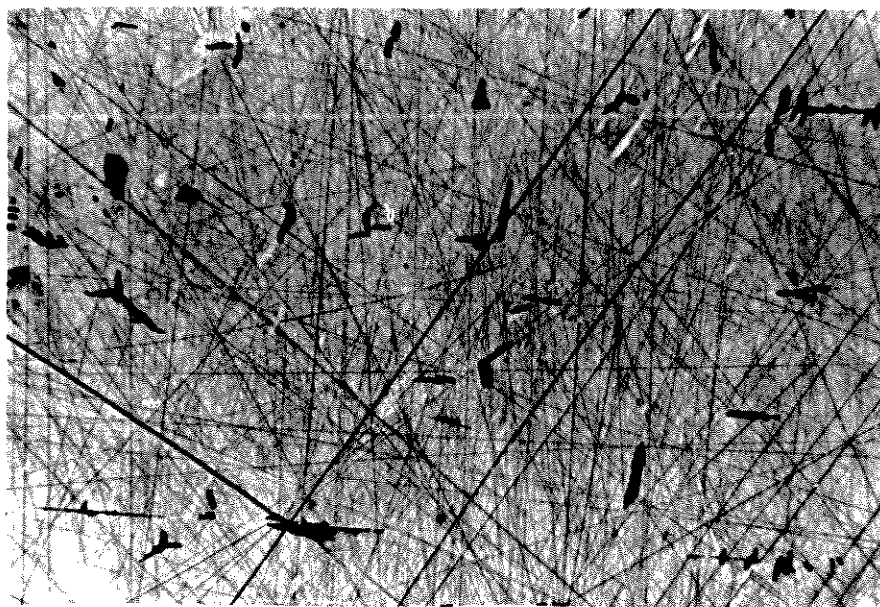


Fig. 23. Små kroppar av mackinawitt (svart) viser orientering i fire krystallografiske retningar i kobberkis. Mackinawitt-kroppene kjemmer tydelig tilsyne p.g.a. etsing med HCl-syre. Bleikum skjerp. Reflektert lys. x240

Kobberkisen må ha utkrystallisert langt over denne temperatur.

Årsaken til at mineralet opptrer sjeldent i Telemark, er trolig dels skort på elementene Co og Ni, dels at få forekomster har hatt høy nok dannelsesstemperatur til at den nødvendige høytemperatur kobberkis solid solution utkrystalliserte.

Svovelkis

Svovelkis er funnet i de fleste av forekomstene inne i Klövereidgranitten, i Bleikum og Bråti skjerp, i vegskjæringer i den basiske skiferen ved Lauvvik og i Johannesgangen i Åndal gruve. Mineralet opptrer i små mengder i alle forekomstene bortsett fra enkelte ertsanrikninger inne i Klövereidgranitten, hvor mengden av svovelkis i volum kan nå opp i omlag en tiendel av ertsmengden.

Mineralet opptrer vanligvis i små atskilte klynger av korn inne i kobberkis eller silikater. Kornstørrelsen går opp i ca. 1 cm. Kornene er alltid idiomorfe. I Johannesgangen er det utkrystallisert store, skarpkantede kuber $\{100\}$ som ikke viser tegn til å være tektonisk påvirket. I de andre forekomstene er det pentagondodekaederformen $\{hk0\}$ som dominerer, men også kuber er tilstede. I Bleikum skjerp er det i enkelte kuber mulig å se vekstfenomener (Fig. 24).

Inne i store pentagondodekaederkrystaller fra Bleikum skjerp er det i mikroskop observert skarpkantede, geometriske figurer av en annen fase enn vanlig svovelkis (Fig. 25). Figurene er vanligvis formet som forskjellige tynne, trekantede eller fir-kantede rammer. De har oftest skarpe, regelmessige grenser mot svovelkis. I et svovelkiskorn er det imidlertid funnet mer uregelmessige sammenvoksninger (Fig. 26). Den ukjente fasen har en brunlig, magnetkislignende farge og synes å ha svak birefleksjon og anisotropisme. Fasen er trolig dannet i forbindelse med svovelkiskrystallenes vekst, men kan også tenkes å være forårsaken av ublandbarhetsutskillelse i fast løsning ved avkjøling.



Fig. 24. Svovelkiskrystaller som viser vekstfenomener. Krystallene er delvis omvandlet til limonitt. Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 120$

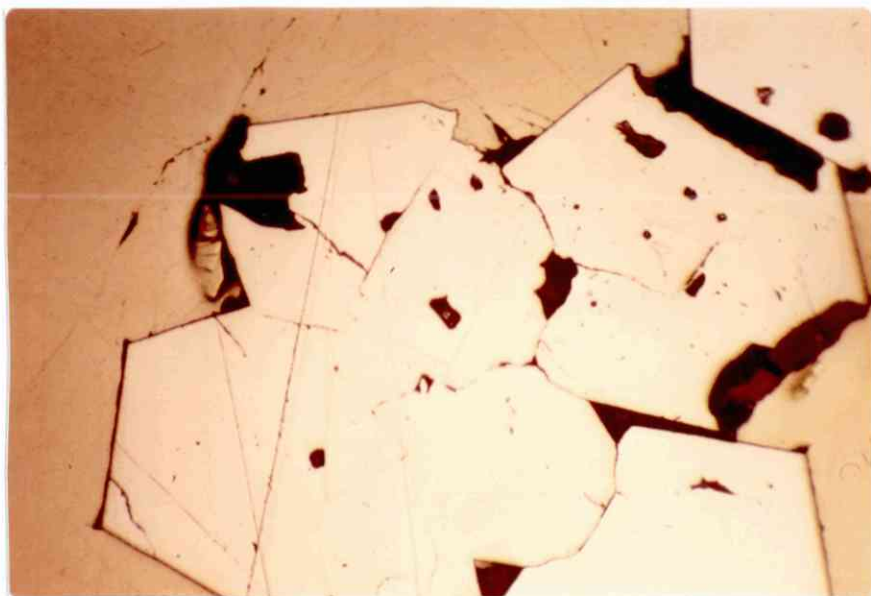


Fig. 25. Soner med ukjent fase i svovelkiskrystaller. Kobberkis (cp). Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 370$



Fig. 2b. Soner med ukjent fase i svovelkiskrystaller. Kobberkis (cp). Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 370$

Det er i de siste årene beskrevet soning i svovelkis som skyldes anrikning av henholdsvis kobber (Frenzel & Ottemann 1967, Einaudi 1968) og kobolt (Bartholomé et al. 1971). Denne soning er ^{vanligvis} ikke observerbar i mikroskop, men er fremkommet v.h.a. mikrosonde analyser. Et samlet analysebilde av et tverrsnitt i en svovelkiskrystall (Einaudi 1968) som er inndelt i soner etter kobberinnhold, fremviser imidlertid soner som er formet nettopp slik som sonene i Bleikum skjerp.

I skjerpene 111. og 154. i Klövereid granitten opptrer en del svovelkis i opp til knyttnevestore ansamlinger. Makroskopisk sees prøvene som en sammenhengende, sprø masse, som lett spalter opp etter mange uregelmessige, krummede plan. Svovelkisen synes å ha en slags krummet striasjon. I mikroskopet virker hele massen ensartet, men den er gjennomskåret av utallige, uregelmessige sprekker. Dette fenomenet er trolig en form for gitterfeil krystallisasjon som er forårsaket av trykkpåvirkning under veksten.

I Bleikum skjerp danner svovelkiskrystaller enkelte steder enslags kjedestrukturer. Mineralet sees i mikroskop som lange, sammenhengende kjeder, som danner et nettverkmønster (Fig. 27). Kjedene er idiomorft utviklet på begge sider. De opptrer både i kobberkis- og silikataggregatene. I silikatene følger de sprekker og korngrenser i kvarts.

Siden kobberkis er dannet i et langt senere stadium enn svovelkis i den hydrothermale utvikling, synes kjedestrukturene opprinnelig å ha utkrystallisert i kvarts. Der hvor kjedene er funnet i kobberkis, må det siste mineralet ha fortrenget silikatene.

I skjerp 113. i Klövereidgranitten har de idiomorfe svovelkiskornene en tavleformet utvikling, og kornene er orientert i en eller to retninger i kobberkisaggregatene (Fig. 28). Svovelkiskornene har bare ens retning innen et avgrenset område. I tilgrensede felter kan orienteringen være en helt annen.

Svovelkiskornene kan ikke være utviklet langs krystallografiske retninger i store kobberkiskorn, siden kobberkiskornene har omlag samme størrelse som de små svovelkiskornene. Enkelte steder har svovelkisfragmentene ikke beveget seg så langt ifra hverandre, og det syner seg da at de passer inn i hverandre nesten som blokker i et bygg bestående av ulikeformede blokker. Den spesielle strukturen synes derfor å være dannet ved at større svovelkiskorn har sprukket opp i flere retninger, og at de enkelte deler har beveget seg noe fra hverandre.

Både oppsprekningen og bevegelsen er trolig forårsaket av de hydrothermale løsninger som utkrystalliserte kobberkis.

Svovelkis finnes bare i forekomster hvor kobberkis er det eneste kobbermineral. Mineralet er funnet sammen med magnetitt, men ikke med hematitt.

Svovelkis blir i mindre grad fortrenget av kobberkis og sinkblende i svakhetssoner i krystallene (Fig. 61, side 82).

I oksydasjonssonen blir svovelkis fortrenget av limonitt. På Fig. 24 er bare et skjelett av svovelkis tilbake.

Sekundær svovelkis er funnet i tilknytning til magnetkis.

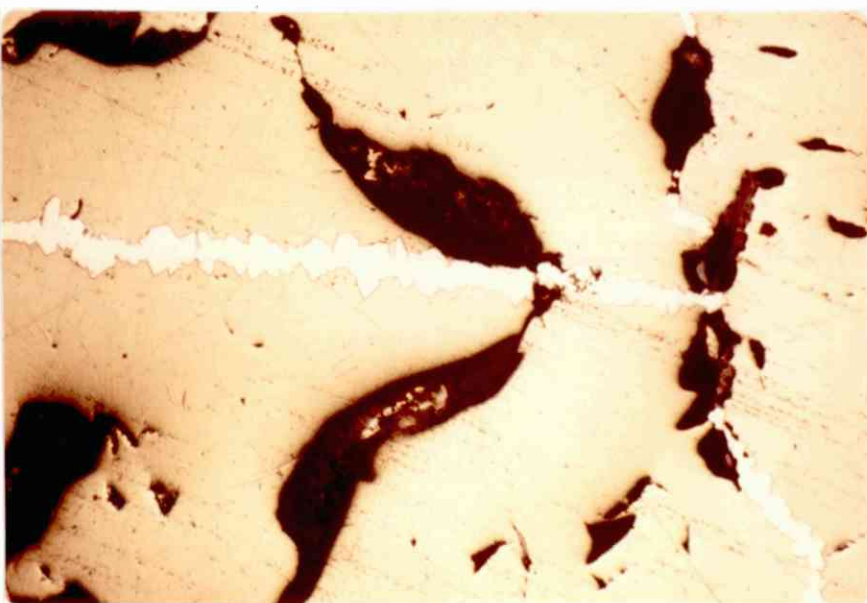


Fig. 27. Kjedestrukturer dannet av ssvovelkis (hvit), Kobberkis (gul). Bleikum skjerp. Reflektert lys. x120

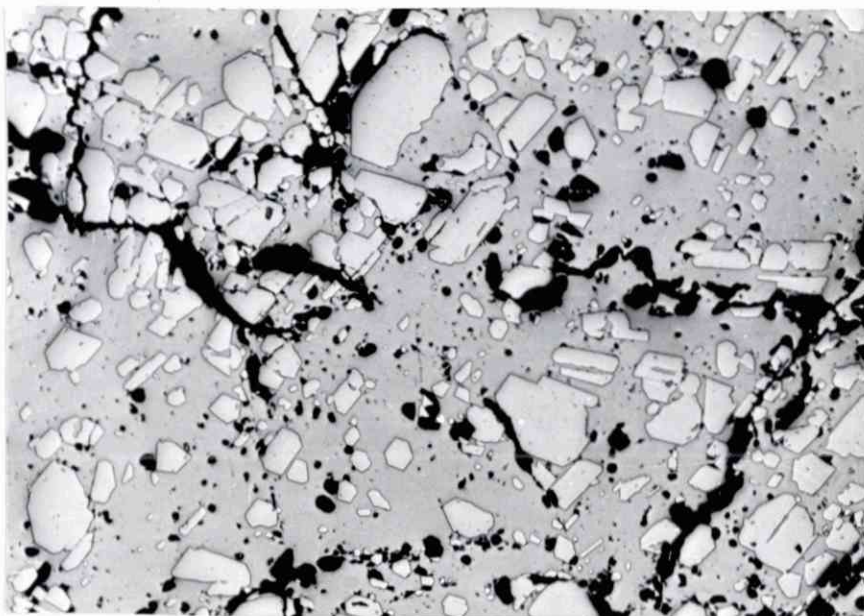


Fig. 28. Korn av ssvovelkis orientert i to retninger i en grunnmasse av kobberkis. Skjerp 113. Reflektert lys. x120

Kobberkis

Kobberkis er tilstede i sentlige av de undersøkte ortoforekomster. Sett under ett er kobberkis det ortamineral som opptrer i størst mengde i området.

Mineralet former aggregater som kan nå opp i 0,5 m i diameter. Kornene er allotriomorfe og ofte mange mm i tvernmål.

Det er funnet to typer tvillinger i kobberkis. Den første tvillingtypen opptrer i enkelte korn i de fleste av forekomstene. Tvillinglamellene har rette, skarpe grenser og er orientert i en retning (Fig. 29). De er relativt brede.

Den andre tvillingtypen opptrer bare i Bleikum skjerp. Den finnes overalt i kobberkisaggregatene. Tvillinglamellene er orientert i to retninger. De er konkavformet med innsnøringer i skjæringspunktene (Fig. 30).

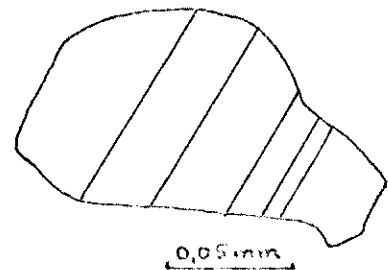


Fig. 29. Fortvillinget korn av kobberkis. Åndal gruve.



Fig. 30. Inversjonstvillinger i kobberkis. Bleikum skjerp. Reflektert lys. + N. Oljeimmersjon. $\times 30$

Disse lamellene er i litteraturen^x ofte omtalt som oleander leaves. Denne tvillingtypen er bare svakt synlig ved kryssede nicols ved vanlig bruk av mikroskopet, men de kommer tydelig frem ved bruk av oljeimmersjon og med øvre nicol ute av posisjon. Beskrivelsen ovenfor stemmer overens med det som er rapportert om inversjonstvillinger i kobberkis (Ramdohr 1969).

Det er flere steder observert mackinawittkorn som gjennomskjærer flere tvillinglameller av kobberkis uten å forandre retning. Dette tyder på at tvillingene må ha blitt dannet før mackinawitt ble utskilt, d.v.s. ved en temperatur på over 200 - 250°C. Yund og Kullerud (1966) angav inversjonstemperaturen mellom kubisk og tetragonal kobberkis til $547 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ved trykk på 1 atm. Kullerud et al. (1965) rapporterte at denne temperaturen synker med omlag 4° for hver kbar trykk.

Ifølge Ramdohr (1969) er det vanlig å finne tvillinger i kobberkis etter flere forskjellige lover utenom inversjonstvillingene. De varierer ofte i utseende og kan være karakteristiske for spesielle områder eller lokaliteter. Ramdohr rapporterte at tvillingdannelsen kan ha foregått ved krystallveksten eller kan skyldes stresspåvirkning. De relativt brede og rette lamellene som opptrer i den første tvillingtypen, tyder på at de er dannet ved veksten.

Ved undersøkelsen er det funnet en rekke generasjoner og dannelsesmåter for kobberkis. Disse er listet nedenfor. I de tilfellene kobberkis opptrer sammen med andre mineraler, blir dannelse og sammenvoksning omtalt under beskrivelsen av disse mineralene eller i egne avsnitt.

Generasjon	Dannelsesmåte
I	Ublandbarhetsprodukt utskilt fra bornitt s.s.(?)
II	Fortrengningsprodukt ved dannelse av wittichenit på bekostning av bornitt.
III	Ublandbarhetsprodukt utskilt fra sinkblende s.s.
IV	Direkte utkrystallisering fra de hydrotermale løsninger og fortrengning av silikater og ertsmineraler, især bornitt. Omfatter

^x (U.a. av Ramdohr 1969)

Generasjon	Dannelsesmåte
	ca. 98% av all kobberkis i området.
V	Fortrengningsprodukt ved dannelse av digenitt på bekostning av bornitt.
VI	Oksydasjonsprodukt ved supergen omdanning av bornitt.

Bornitt

Bornitt er funnet i alle forekomstene i området, bortsett fra de som er tilknyttet Klövereidgranitten. I Moberg, Grusen og Tjöstölflaten gruver er bornitt hovedertsmineral.

Mineralet opptrer i aggregater som kan være opp til 5 - 10 cm i diameter. Kornstørrelsen går opp i 0,3 cm.

I Åmdal gruve er det observert tvillinger. Tvillinglamellene er bare svakt synlige ved kryssede nicols. Tvillingene er meget lik inversjonstvillinger i kobberkis, men "oleander leaf"-mønsteret er ikke like regelmessig som i Bleikum skjerp.

Det er også observert tvillingdannelser i bornitt indirekte. I Tjöstölflaten gruve er tvillingene oppdaget som følge av idaits sterke anisotropisme (Fig. 31). Lamellene er ganske skarpe og regelmessige, og de er orientert i to retninger. I Grusen gruve er det synlig tynne, regelmessige lameller i en retning mellom en dendrittliggende utvikling av covellin (Fig. 32).

Det er trolig at tvillingdannelsene i Åmdal og kanskje også i Tjöstölflaten skyldes inversjon. Morimoto og Kullerud (1961) oppgav inversjonstemperaturen mellom kubisk og tetragonal bornitt til $228 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ($P = 1 \text{ atm.}$).

Det er funnet tre distinkte faser av bornitt i området. Den ene fasen, som trolig er identisk med såkalt "anomal bornitt", blir omtalt som oksydasjonsprodukt på side .

Storparten av bornitten i området består av en fase (I)

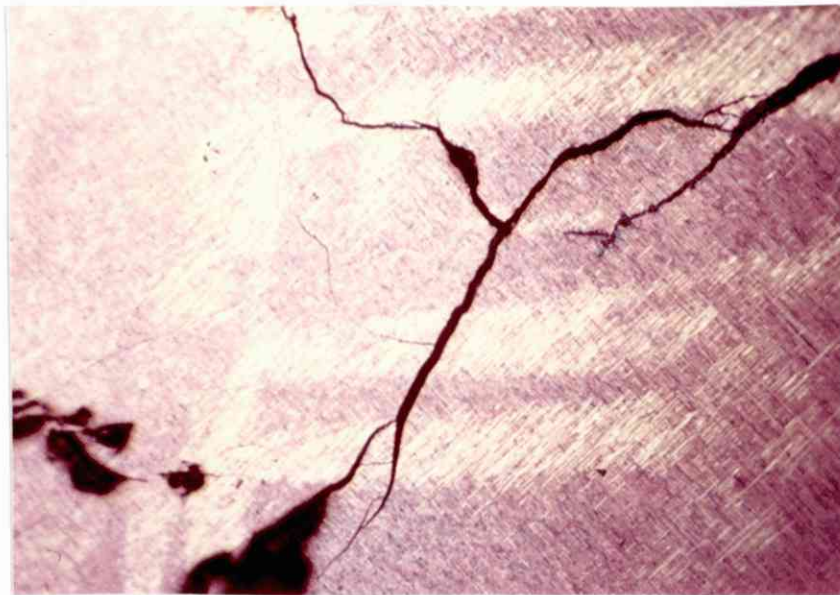


Fig. 31. Tvillinger i bornitt som er synlige p.g.a idaitts sterke anisotropisme. Tjöstölflaten gruve. Reflektert lys. + N. Olje immersjon. $\times 370$

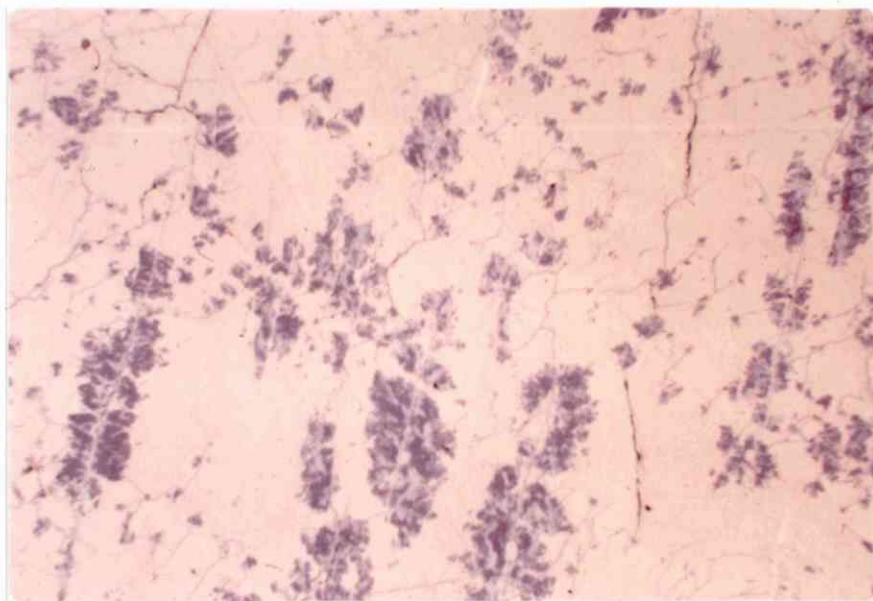


Fig. 32. Lameller i bornitt (brun) som er kommet tilsyne p.g.a. en dendrittliggende utvikling av covellin (blå). Grusen gruve. Reflektert lys. $\times 370$

som samsvarer i mikroskopiske observasjoner med vanlig bornitt. I de fleste forekomstene er det imidlertid funnet små mengder av en annen fase (II) inne i bornitt(I)aggregatene. Fase II opptrer som små, runde individer som ofte opptrer i stort antall jevnt spredd utover (Fig.33). Enkelte ganger danner dråpeformene lange, sammenhengende kjeder (Fig.34). Fase II har en gråbrun farge i motsetning til fase I, som er orange-brun ofte med en lyserød tint.

Bornitt har ofte, og særlig ved høy temperatur, en sammensetning som ikke svarer til den stökiometriske (Yund & Kullerud 1966). Det er mulig at de to fasene kan være dannet ved ublandbarhet ved avkjöling av en bornitt s.s. på lignende måte som kobberkis eller kobberglans i bornitt.

Det er imidlertid et karakteristisk trekk at der fase II opptrer, er bornitt i relativ stor grad blitt fortrenget av wittichenitt og kobberkis (II) (Fig.33). De hydrotermale lösningene, som forårsaket dannelsen av de to sistnevnte



Fig. 33. Vanlig bornitt (brun) med små dråper av en annen fase som på bildet er litt lysere. Små nåler av wittichenitt som inneholder dråper av kobberkis, er orientert langs krystallografiske retninger i bornitt. Mosnap gruve. Reflektert lys. Olje immersjon. x370

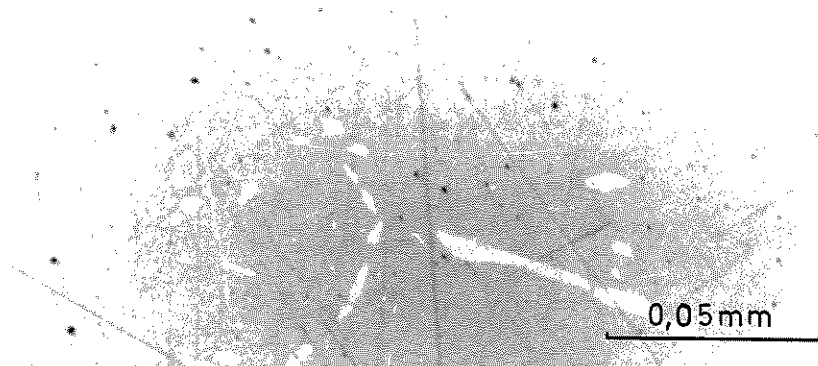


Fig. 34. To faser av bornitt. Tjöstölflaten gruve.
Reflektert lys. $\times 400$

mineraler, må ha vært meget gjennomgripende i bornitt. Det synes derfor som om inklusjonene med fase II også er dannet ved dette hydrotermale stadium. Løsningene har trolig ført til en forandring i den kjemiske sammensetning av bornitt (fase I) på de steder fase II er dannet. Det er f.eks. kjent ved eksperimenter med magnetkis at sulfidrike løsninger kan føre til en utlutning av Fe^{II} (Sagaki & Shima 1965).

I Tveiten og Høberg gruver er det funnet lange, tynne regelmessige lameller av kobberkis orientert langs tre krystallografiske retninger i bornitt (Fig. 35). Sammen-
voksningen opptrer sjeldent, og ofte med relativt få lameller. Denne tekturen er meget lik teksturer som er forklart dannet ved ublandbarhet ved avkjøling av en fast løsning av bornitt. (Ramdohr 1969).

Schwartz (1931) bestemte eksperimentelt at 475°C representerte ublandbarhetstemperaturen for hans bornitt-kobberkis solid solution. Denne temperaturen ligger langt over det som

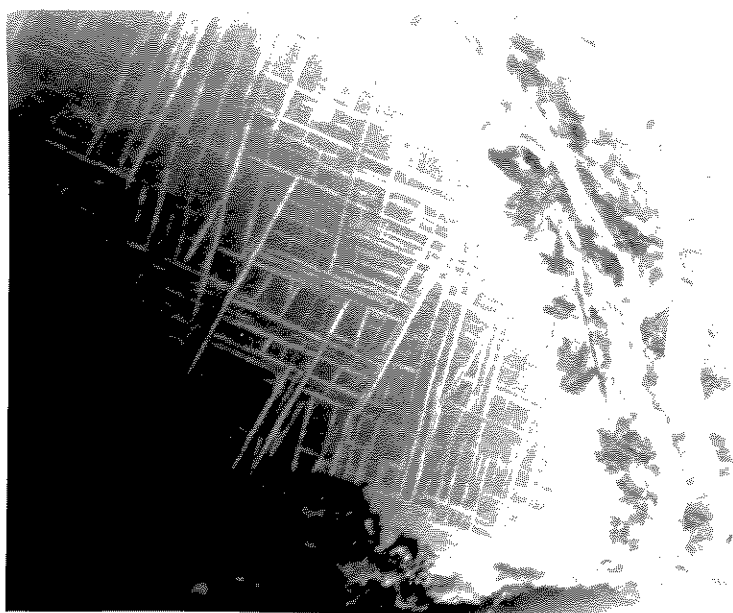


Fig. 35. Bornitt (mørk grå) med tynne lameller av kobberkis (lys grå). Wittichenit (grå). Mørke grå årer i bornitt består av covellin. Svart er sprekker og gangmineraler. Tveiten gruve. Reflektert lys. $\times 100$

er rimelig å anta for dannelsen av bornitt i området. Det er imidlertid trolig at dannelsesstemperatur for ekssolusjonen kan variere sterkt, og at den er avhengig av spesielle faktorer, især den kjemiske sammensetning. Det er ennå gjort for få eksperimenter på dette området.

Ut fra diagrammene til Yund og Kullerud (1966) synes bornitt s.s. å kunne inneholde ganske mye av kobberkis-komponenten ned til en temperatur på mellom 200 til 300°C. Selv ved vanlig temperatur (20°C) har bornitt i naturlige forekomster ofte en variasjon i den kjemiske sammensetning (Randohr 1969). Frueh (1950) viste at det er en høy grad av disorder i bornittgitteret over 175°C, og Latsky (1942) beskrev merkbare diffusjonshastigheter for kobberkis i bornitt helt nede i 220°C. Det skulle ikke være noe i veien for at ekssolusjonsteksturen kan dannes helt ned til 250 - 300°C.

Den eneste mulige andre forklaring på dannelsen av den ovenfor beskrevne tekstur er ved oksydasjon. De lange, regel-

messige lamellene i tre retninger har liksom likhet med spindlene og de brede rifte som er dannet i området, som et ledd i en rekke sekundære mineraler utviklet ved progressiv oksydasjon. På den annen side er det mulig at kobberkis ved oksydasjon kan utvikle forskjellige teksturer.

Sammenvokning mellom bornitt og kobberkis (IV)

På de steder hvor bornitt dominerer i ertsene, opptrer kobberkis (IV) ofte i rundede, isolerte korn og aggregater (Fig. 3b). Ved økende kobberkismengde blir de rundede formene mer forgrenet. Det er dannet såkalte "caries textures", men forgreningen er ikke så utpreget som beskrevet av Vokes (1957, side 98) fra Raipas formasjonen. Enkelte steder er det bare tilbake karakteristiske skjeletter av bornitt-aggregatene, hvor grensene løper i buer som er vendt innover

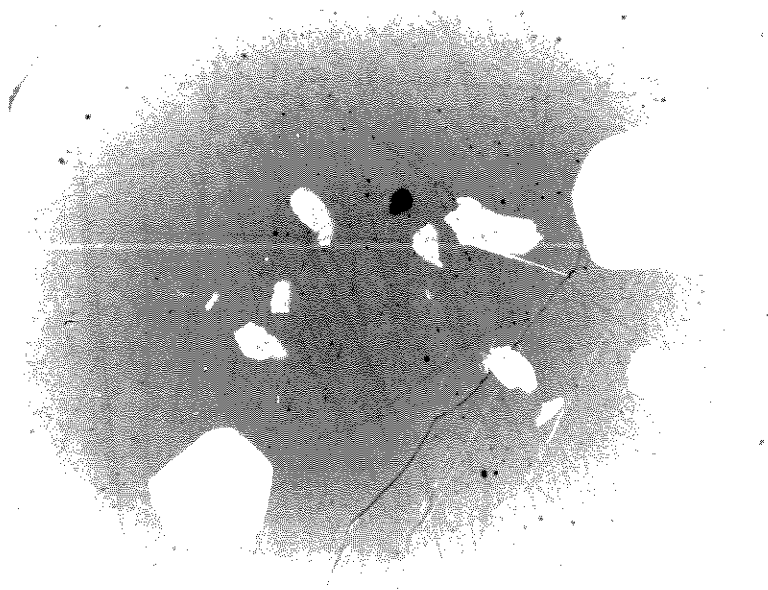


Fig. 3b. Store, rundede legemer av kobberkis (IV) (hvit) og mindre sammenvoksningslegemer av wittichenitt (grå) og kobberkis (II) i aggregater av bornitt (mørk grå). Ilsonap gruve. Reflektert lys. $\times 240$

Fig. 36. Et skjælett av bornitt (bn) i kobberkis (cp).
Grensen buer innover i bornitt, mens spissene
peker utover i kobberkis. Tveiten gruve.

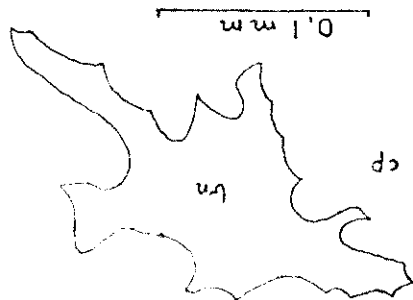
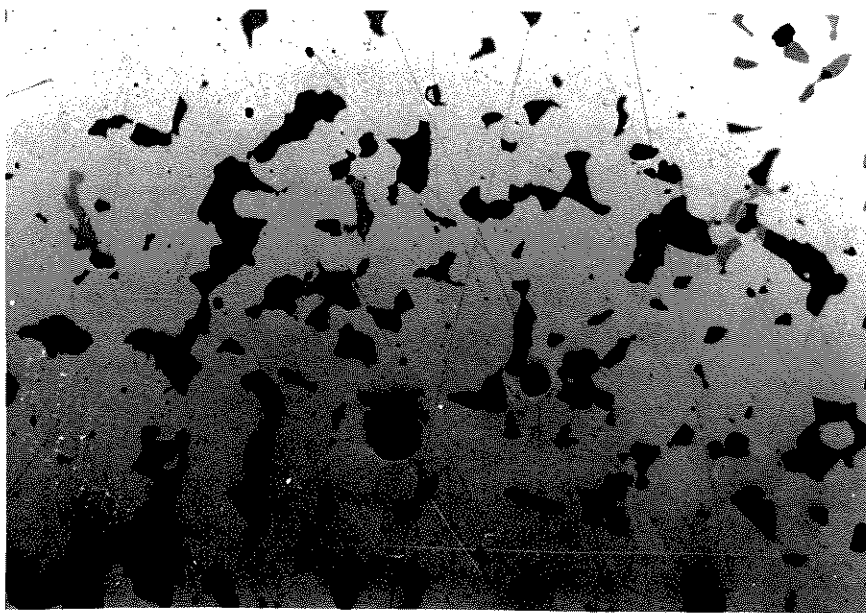


Fig. 37. Skjelletten av bornitt (mørk grå) og vittchenitt
(lys grå) i kobberkis (lys grå). Tveiten gruve.
Reflektert lys. $\times 120$



i bornitt og har spisser som peker ut i kobberkis
(Fig. 37 og 38). Disse strukturene viser at kobberkis
har forlengt bornitt.

Sammen med de rundede formene eller alene opptrer det ofte store, spydlignende former av kobberkis (IV) orientert i en eller flere krystallografiske retninger i bornitt (Fig. 39). Spydformene kan være flere millimeter lange. De har vanligvis svakt kurvede grenser mot bornitt (Fig. 40). Spydene løper oftest ut fra sprekker i bornitt eller ut fra grenser mellom silikater og bornitt, men de opptrer også inne i bornittaggregatene. Størrelsen på spydformene viser at de ikke kan ha blitt dannet ved ekssolusjon eller oksydasjon. Den svakt kurvede grensen er dessuten karakteristisk for fortrenning. De spydlignende formene må derfor være dannet ved "guided replacement".

Enkelte steder er det dannet et stort antall bittesmå nåler som også er orientert langs krystallografiske retninger i bornitt (Fig. 41). Der de opptrer, er bornitt finforgrenet oppsprukket. De er bare funnet på steder hvor de store, spydlignende riftene opptrer hyppig. De små nålene kunne være dannet ved ekssolusjon, oksydasjon eller fortrenning. Oppsprekningen utelukker ekssolusjonsteorien. Nålene opptrer

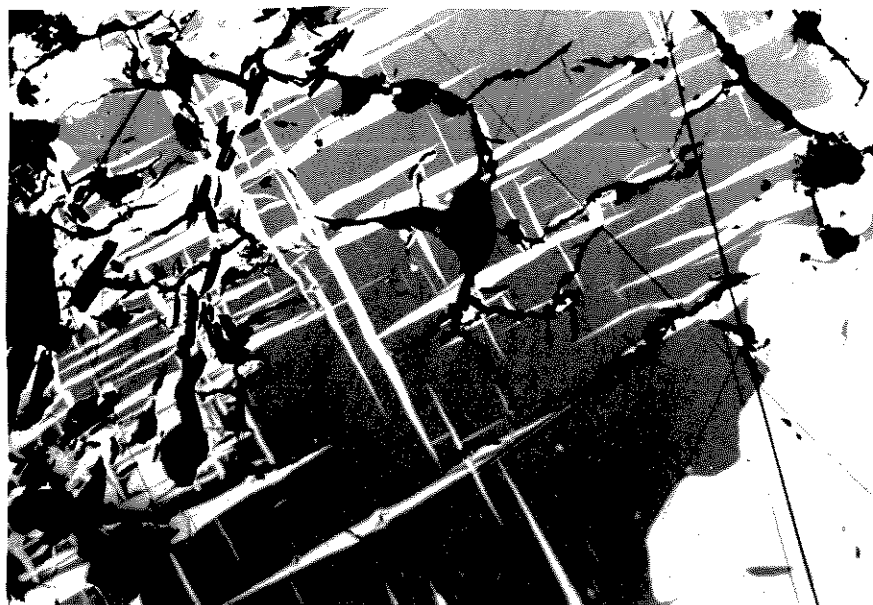


Fig. 39. Store, spydformede nåler av kobberkis (hvit) langs krystallografiske retninger i bornitt (grå). Silikater (svart). Tveiten gruve. Reflektert lys. $\times 20$



Fig. 40. Nærbilde av de store, spydformede kobberkislegemene i bornitt. Mineralgrensen er svakt buet. Mørk grått mineral langs sprekker (svart) er covellin. Tveiten gruve. Reflektert lys.

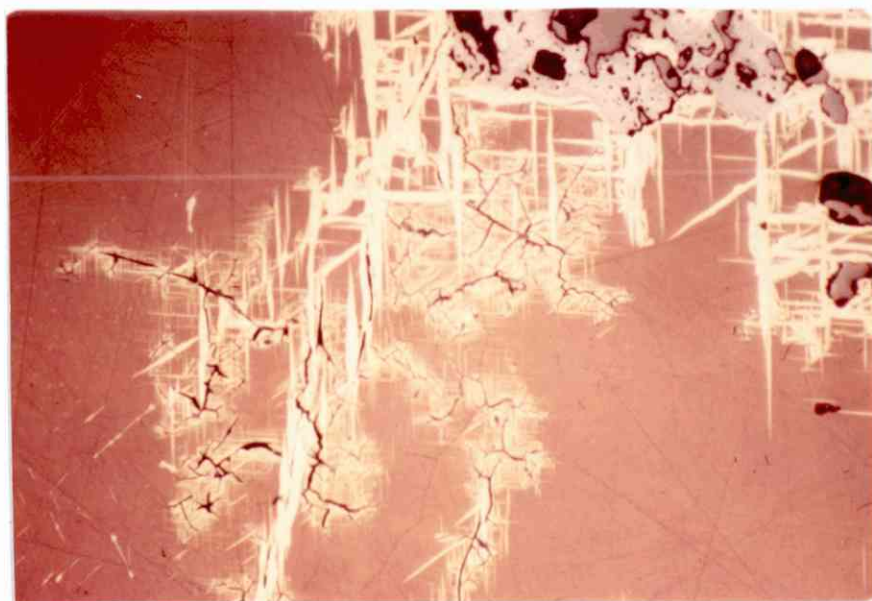


Fig. 41. Spydformer og nåleformer av kobberkis (lys gul) i bornitt (mørk gulbrun). Tellurvismuth (lyseröd). Magnetitt (gråbrun). Silikater (svart). Mosnap gruve. Reflektert lys. $\times 240$

ofte på steder hvor bornitt ikke viser tegn til oksydasjon. De ligner dessuten ikke de spindellignende formene som er funnet å være oksydasjonsprodukter. Dertil kommer at de små nålene utelukkende finnes når de store spydformene opptrer hyppig. Dette peker mot at de små riftene også er dannet ved "guided replacement". Det må ha foregått en volumforminskning ved dannelsen av kobberkis på bekostning av bornitt i dette tilfelle.

De nåle- og spydlignende formene av kobberkis synes å være eldre enn de rundede formene av dette mineralet. Trolig er de orienterte formene dannet ved en begynnende fortrenkning av bornitt langs kløvplan.

I Gåstjänn-feltet har kobberkis formet revstrukturer rundt enkelte korn av et mineral som ikke er identifisert (Fig. 42).

Kobberglans

Kobberglans er funnet i Mosnap, Tveiten og Tjöstölflaten gruver, i Gåstjänn-feltet og i vegskjæringene i de basiske lagene ved Lauvvik. I Mosnap, Tveiten og Gåstjänn er mineralets identitet kontrollert med röntgenopptak etter pulvermetoden.

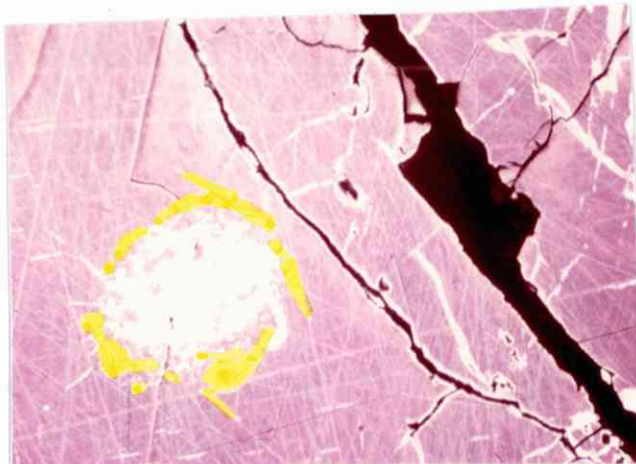


Fig. 42. Revstruktur med kobberkis (gul) i bornitt (fiolett) rundt korn av wittichenitt(?). (hvitt med svakt brunlig skjær). Kobberglans (hvit) fortrenger bornitt langs sprekker. Gåstjänn feltet. Reflektert lys. X370

I Tveiten og Mosnap er det funnet tvillinger med lameller som løper i to retninger ca. 120° i forhold til hverandre (Fig. 43). Disse er trolig inverteringsvillinger og viser at kobberglans opprinnelig utkrystalliserte som den heksagonale modifikasjon. Inversjonen fra den heksagonale til den orthorombiske modifikasjon foregår ved ca. $103,5^{\circ}\text{C}$ ved 1 atm. trykk (Roseboom 1966).

Kobberglans opptrer sparsomt i forekomstene. Vanligvis finnes mineralet i atskilte aggregater på noen få cm^3 . Disse aggregatene inneholder også skjeletter av bornitt og den typiske utvikling av specular hematitt som er omtalt tidligere.

I Mosnap gruve er det funnet tre kobberglanslignende faser sammen. Foruten vanlig kobberglans er det en fase som har svak og en som har distinkt brunlig tint. Den ene fasen replasserer den andre suksessivt: kobberglans (endeprodukt) $\rightarrow$ svak brunlig fase $\rightarrow$ distinkt brunlig fase $\rightarrow$ bornitt. Fig. 44 viser fortrenningsstrukturer.



Fig. 44. Inversjonstvillinger i kobberglans. Tveiten gruve. Reflektert lys. $\times 100$

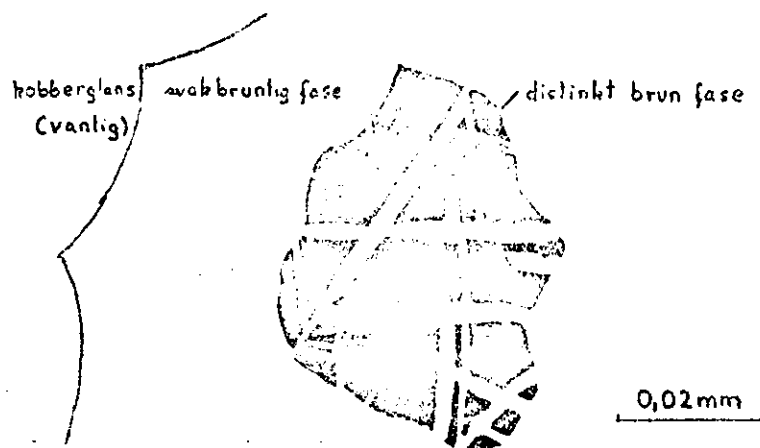


Fig. 44. Fortreningsstrukturer mellom ulike faser av kobberglans. Mosnap gruve.

Fargeforskjeller og fortreningsstrukturer tyder på at fasene må ha forskjellig kjemisk sammensetning. Mellomfasene kan imidlertid ikke være noen av de andre kjente mineralene i Cu-S systemet etter de optiske egenskapene å dømme.

Digenitt

Digenitt er som primært mineral, bare funnet med sikkerhet i Moberg og Grusen gruver, men digenitt observert i slip fra vegskjæringer i den basiske skifer ved Lauvvik er trolig også av primær opprinnelse. Den digenitt som nesten alltid sees sammen med djurleitt i mikroskop, er antagelig dannet ved prepareringen av slipene (side 71).

Digenitt har trolig omlag samme aldersforhold som kobberglans.

Spesielle sammenvoksninger blir omtalt i senere avsnitt.

Djurleitt

Ved en eksperimentell undersøkelse i Cu-S systemet observerte Djurle (1958) en tidligere ukjent fase med sammensetning $\text{Cu}_{1.96}\text{S}$. Uavhengig av hverandre identifiserte Roseboom (1962) og Morimoto (1962) denne fasen, kalt djurleitt, i naturlige forekomster. Ved en eksperimentell undersøkelse av Cu-S systemet bestemte Roseboom (1966) stabilitetsområdet for djurleitt. Takeda et al. (1967a) utførte en utførlig krystallografisk beskrivelse av mineralet og reviderte

samtidig den kjemiske sammensetning til $\text{Cu}_{1.97}\text{S}$. En röntgenkrystallografisk undersøkelse av tvillingdannelser i djurleitt ble publisert samtidig i en separat avhandling (Takeda et al. 1967b).

Ved denne undersøkelsen er djurleitt funnet i Grusen, Moberg, Åmdal og Nesmark gruver. Mineralet er tidligere ikke rapportert fra Norge.

Röntgenopptak av djurleitt er utført med guinier kamera. I tabell IV er d-verdiene for djurleitt fra Nesmark og Åmdal gruver sammenlignet med verdiene oppgitt av Takeda et al. (1967a) og d-verdiene for kobberglass etter Berry & Thompson (1962) og fra Tveiten gruve. De funnede verdier for djurleitt viser meget god overensstemmelse med dem som er rapportert tidligere.

Tabell IV. Röntgen pulver data for djurleitt

D j u r l e i t t				K o b b e r g l a n s			
Takeda et al. (1967a)		Denne under- søkelsen (Nesmark/Åmdal)		Denne under- søkelsen (Tveiten)		Berry & Thompson (1962)	
d_{obs}	I	d_{obs}	I	d_{obs}	I	d_{obs}	I
6,125	14						
4,290	5	4,28	w				
3,899	8	3,90	w			3,93	1/2
3,755	17	3,76	w	3,73	w	3,77	1
3,591	9	3,59	w	3,59	w	3,60	1
3,391	34	3,40	st	-		3,39	3
3,360	14	-					
3,309	7	3,32	vw	3,32	vw	3,31	1
3,283	13	3,28	w				
3,194	17	3,19	vw	3,19	vw	3,21	2
3,106	11	3,11	w				
3,037	16	3,06	w	3,06	w	3,05	2
3,012	17	3,02	w				
2,893	16	2,90	w	2,95	w	2,97	1/2
2,868	11	2,88	w	-		2,88	2
2,833	14	2,84	w	-		2,84	1/2
2,816	10	2,82	w				
2,709	7	2,71	vw	2,73	w	2,73	1
2,691	8	2,70	vw				
2,651	18	2,66	m	2,66	vw	2,67	1
2,594	6	2,60	vw				
2,570	13	2,57	w	-		2,58	1/2
2,557	7	-					
2,527	7	2,53	w	2,53	w	2,54	1

D j u r l e i t t				K o b b e r g l a n s			
Takeda et al. (1967a)		Denne under- sökelsen (Nesmark/Åmdal)		Denne under- sökelsen (Tveiten)		Berry & Thompson (1962)	
d _{obs}	I	d _{obs}	I	d _{obs}	I	d _{obs}	I
2,517	8	-					
2,480	9	2,48	w	2,48	w	2,47	2
2,469	10	2,45	vw				
2,417	17	2,42	vw				
2,389	85	2,39	vst	2,40	st	2,40	7
2,321	5	2,32	vw	2,34	vw	2,34	1/2
2,290	4	2,29	vw				
2,263	3	2,25	vw				
2,202	6	2,21	vw	2,21	vw	2,22	2
2,183	4	2,16	vw				
2,146	6	2,15	vw	2,16	vw	2,14	1
2,107	3	2,11	vw				
2,071	7	2,07	w	-		2,06	1
2,049	9	2,05	w				
1,966	47						
1,958	100	1,973	st	1,973	st	1,969	8
1,925	7	1,928	vw			1,931	1/2
1,870	96	1,875	st	1,879	st	1,870	10
						1,787	1/2
1,693	22	1,696	m	1,706	vw	1,695	4
1,682	17	1,682	w				
1,645	11	1,647	w	-		1,645	2
		1,635	vw				

I refleksjonsmikroskop synes de optiske egenskapene til djurleitt å være nær de samme som for kobberglans. Det er likevel ofte mulig å skille de to mineralene siden djurleitt nesten alltid er fortvillinget.

Tvillingdannelsene i djurleitt har et varierende utseende og har ofte sammenheng med "digenitt". Følgende fire typer tvillingstruktur er vanligst å observere:

1. Ved grenser mellom områder med "digenitt" og djurleitt, sees ofte lameller av "digenitt" som griper innover i djurleitt (Fig. 48).
2. I store djurleittkorn løper det ofte lange, tynne lameller av "digenitt" i en retning (Fig. 49).
3. I områder med "digenitt" kommer det enkelte steder

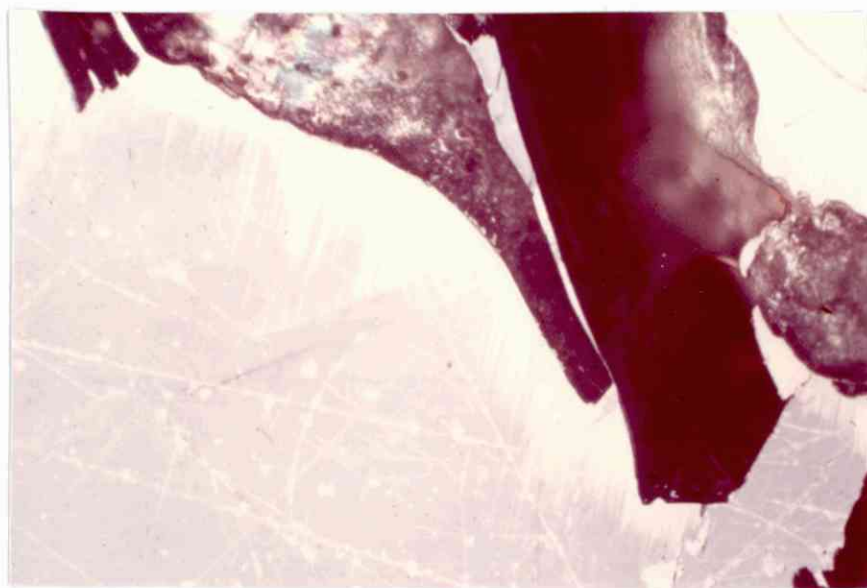


Fig. 48. Den uregelmessige grensen mellom "digenitt" (blå) og djurleitt (hvit) viser at disse mineralene må være fortvillinget. Fra midten av bildet og på skrå mot venstre løper en tvillinglamell av en annen type. Silikater (svart). Nesmark gruve. Reflektert lys. $\times 370$

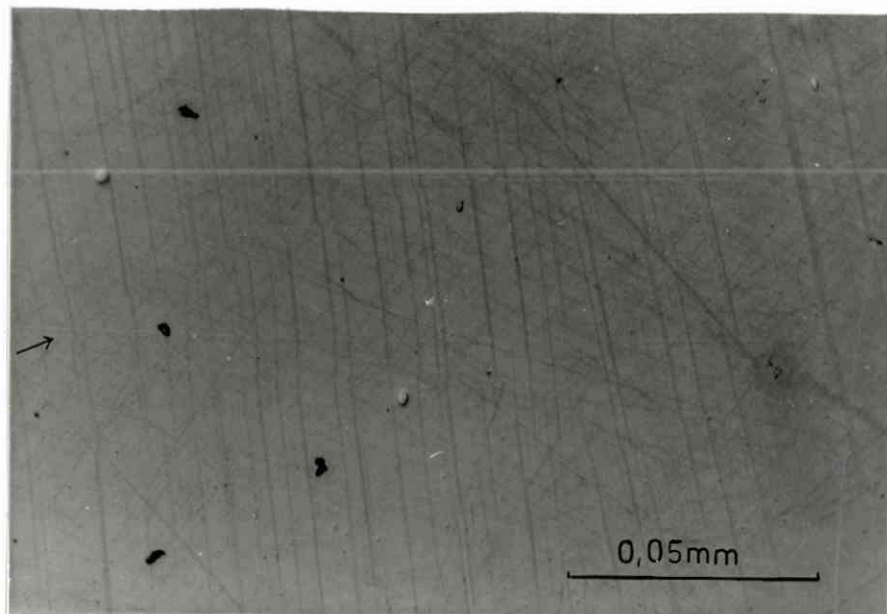


Fig. 49. Tynne lameller av "digenitt" (mørk grå) i djurleitt (grå). En annen type tvillinglameller er synlig flere steder (se pil). Nesmark gruve. Reflektert lys. $\times 600$

tilsynne lameller av djurleitt som løper i to retninger ca. 120° i forhold til hverandre (Fig. 11).

4. I rene djurleittaggregater er det også vanlig å få øye på lameller som ligner dem som er beskrevet i pkt. 3. Lamellene er da synlige p.g.a. en liten variasjon i gråtone ved dreining av mikroskopbordskruen.

Takeda et al. (1967b) fant ved sine undersøkelser at djurleitt er fortvillinget etter to lover. Mineraliet har pseudoheksagonale tvillinger som ideelt består av tre krystaller rundt $[100]$, og pseudotetragonale tvillinger som ideelt består av to krystaller dreid 90° rundt $[010]$.

Av tvillingstrukturene som er beskrevet ovenfor faller 3. og 4. trolig under den første og 1. og 2. under den andre tvillingloven.

Det er også tilstede en annen type tvillinger enn de foran nevnte (Fig. 43 og 44). Ramdohr (1969) observerte lignende tvillinger i kobberglans, som han mente var forårsaket av tryktpåvirkning.

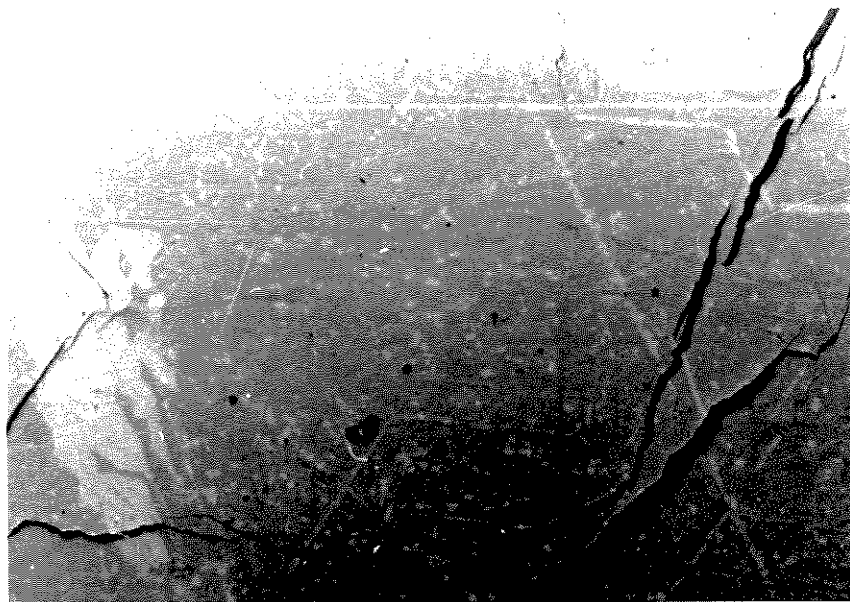


Fig. 55. "Digenitt" (mørk grå) og djurleitt (lys grå). Øverst til høyre tvillinglameller orientert ca. 120° i forhold til hverandre. Nesmark gruve. Reflektert lys.
x240

Roseboom (1966) rapporterte at djurleitt er en lav-temperaturfase som er stabil under ca. 93°C . Han antok at mineralet oftest dannes ved omkrystallisering ved avkjøling av opprinnelig utkrystallisert digenitt og kobberglans. Siden de sistnevnte mineraler ofte finnes ved lav temperatur, må trolig spesielle betingelser være oppfylt for at omkrystalliseringen kan skje.

I 1969 ble anilitt, $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$, oppdaget av Morimoto et al. Mineralet ble funnet som tynne lameller i djurleitt. Det ble identifisert ved hjelp av enkrystalloptak. Mineralet var lite stabilt. Ved polering og delvis også ved nedknusing foregikk følgende omkrystallisering: anilitt + djurleitt $\rightarrow$ digenitt. Hvis anilitt er tilstede, vil derfor ikke dette mineralet, men "digenitt" være synlig i refleksjonmikroskop. Morimoto & Koto (1970) kom fram til at anilitt er stabil under ca. 73°C .

Ut fra beskrivelsene ovenfor er det trolig at det som er observert i polerslipene som "digenitt" sammen med djurleitt, er anilitt og djurleitt som er omkrystallisert ved slippoleringen. Følgende momenter taler sterkt for dette.

1. Djurleitt og anilitt opptrer sammen og dannes på samme måte (Morimoto & Koto 1970). Siden betingelsene for dannelsen av djurleitt har vært tilstede, har de trolig også vært det for anilitt.

2. I enkelte polerslip er ganske mye digenitt synlig, men likevel er ikke noen av de karakteristiske linjer for mineralet observert, enda en rekke prøver er kjørt på Debye-Scherrer röntgenkamera og på röntgendiffraktometer.

3. Sammenvoksningsstrukturene mellom djurleitt og "digenitt" i polerslipene synes ofte å være usannsynlige for en primær sammenvoksning mellom de to mineralene (Fig. 48, 49 og 50). I "digenitt"-områder er det dessuten synlig djurleitt langs alle riper og fordypninger og i en sone inntil de hardere silikatene (Fig. 48), d.v.s. på steder hvor sulfidene er dårlig polert. Strukturene passer godt til beskrivelsene til

Morimoto et al. (1969) av sammenvoksninger mellom anilitt og djurleitt.

Inversjonstsvillinger i kobberglans i området tyder på at Cu-S mineralene er utkrystallisert ved en temperatur på over $103,5^{\circ}\text{C}$. Dette peker mot at djurleitt og anilitt? er omkrystallisert fra kobberglans/digenitt. Imidlertid er det usikkert om omkrystalliseringen foregikk ved avkjølingen eller om oksydasjon har spilt en rolle.

Forholdet mellom kobberkis og Cu-S mineraler

Kobberkis (IV) synes i hele området å bli oppspist der Cu-S mineraler dannes, men kobberkis er ikke funnet i kontakt med kobberglans eller djurleitt. Årsaken til dette belyses ved ligningen $2\text{Cu}_2\text{S} + \text{CuFeS}_2 \rightarrow \text{Cu}_5\text{FeS}_4$. Digenitt er imidlertid funnet sammen med kobberkis enkelte steder. Dette er i samsvar med eksperimentelle resultater. Yund og Kullerud (1966) rapporterte at digenitt og kobberkis er stabile sammen under 228°C . Over denne temperatur opptrer i stedet bornitt og svovelkis.

De to mineralene opptrer sammen på en meget spesiell måte. Digenitt har formet relativt store, rundede fortrengningskropper i bornittaggregatene. Ofte er det dannet grafiske strukturer eller bredårede myrmekitter. Kobberkis har utkrystallisert i bittesmå, skarpe tagger som løper ut fra digenittkroppene som pigger på et pinnsvin (Fig. 51a). Taggene er også tilstede inne i årer i de forgrenede formene (Fig. 51b). Taggene følger krystallografiske retninger i bornitt.

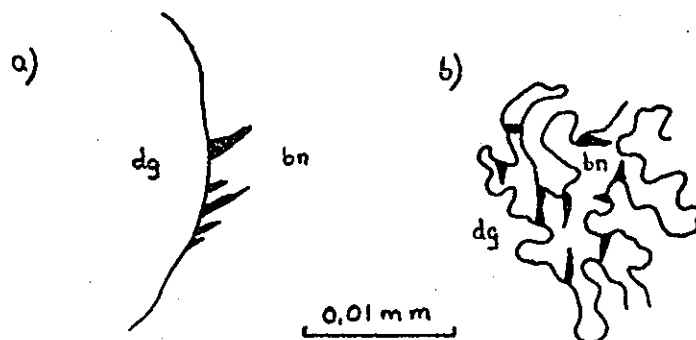
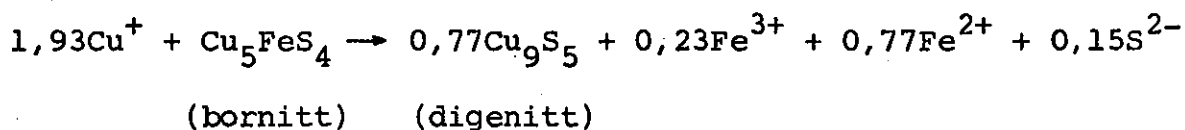


Fig. 51. Taggformede kropper av kobberkis (svart) løper inn i bornitt (bn) fra grensen mot digenitt (dg). Grusen gruve.

Taggene befinner seg uten unntak inntil digenittkroppene, og de er også tilstede når det ikke er spor av kobberkis ellers i bornittaggregatene. Dannelsen av kobberkistaggene må derfor ha sammenheng med dannelsen av digenitt.

Fortrengningen av bornitt med digenitt kan anskueliggjøres ved følgende ligning:



Ligningen er regnet ut på basis av at reaksjonen finner sted ved konstant volum. Volum pr. formelenhet er for bornitt $164,12 \text{ \AA}^3$ (Berry & Thompson 1962), for digenitt $212,77 \text{ \AA}^3$ (Donnay et al. 1958).

Det som skjer ifølge ligningen, er at Cu^+ fra den hydrothermale løsningen reagerer med bornitt, og digenitt blir dannet. Samtidig blir overskuddet av Cu^{2+} redusert til Cu^+ og tilsvarende mengde av frigjort Fe^{2+} oksydert til Fe^{3+} .

Frigjort jern og svovel blir ført i løsningen ut av digenittområdet. Utenfor digenittområdet reagerer jern og svovel med bornitt, og kobberkis blir dannet. Siden løsningen hovedsakelig trenger gjennom bornitt langs kløvplan, blir fortrengningslegemene taggformede og orienterte langs kløvplanene.

Ved videre tilførsel av Cu^+ i løsningen utenfra blir både bornitt og kobberkis fortrengt av digenitt.

En lignende reaksjon, som er omtalt i en separat artikkel (side 146), synes å foregå når Bi^{3+} reagerer med bornitt. I det tilfelle blir imidlertid kobberkis dannet sammen med wittichenitt i "mutual boundary" forhold.

Sammenvokstning mellom bornitt og Cu-S mineraler

Kobberglans, digenitt og djurleitt synes å opptre på samme måte overfor bornitt. De blir derfor omtalt under ett.

I sulfidaggregatene løper grensene mellom bornitt og Cu-S mineraler ofte i buer vendt inn mot bornitt og med spisser som peker ut mot Cu-S mineralene. Strukturen ligner den som er beskrevet for kobberkis og bornitt, men buene er i dette tilfelle oftest mindre og mer uregelmessige.

Den buede utvikling er enkelte steder forgrenet og danner det som vanligvis kalles grafiske strukturer (Fig. 52). Videre er det overganger til enda mer finforgrenede former, såkalte myrmekittstrukturer (Fig. 53).

Cu-S mineraler har ofte fortrenget bornitt langs sprekker (Fig. 64, side 42). Dette er en struktur som med sikkerhet bestemmer aldersforholdet.

Det er noen steder funnet skjeletter av bornitt som er fortrenget av Cu-S mineraler langs krystallografiske retninger ("guided replacement"). De orienterte formene av Cu-S mineraler er sterkt oppfliset (Fig. 54). Tilsynelatende har Cu-S mineralene også fulgt sprekker i disse bornittskjelettene, men sprekkenes er begrenset til skjelettene og følger krystallografiske retninger i bornitt. De er trolig dannet som følge av volumforminskning ved fortrenghingen.

Det er enkelte steder observert nåler av bornitt i ulike størrelser og former inne i Cu-S mineral aggregatene. Disse nålene synes å være den siste rest av skjeletter hvor det har foregått "guided replacement".

I forbindelse med Cu-S mineralers fortrenghing av bornitt er det dannet revstrukturer en rekke steder. Cu-S mineraler har fortrenget bornitt langs sprekker som løper rundt rundede korn av Cu-S mineraler eller tetradymitt(?) (Fig. 55). De karakteristiske sprekkenes opptre ofte uten fortrenghings-mineral.

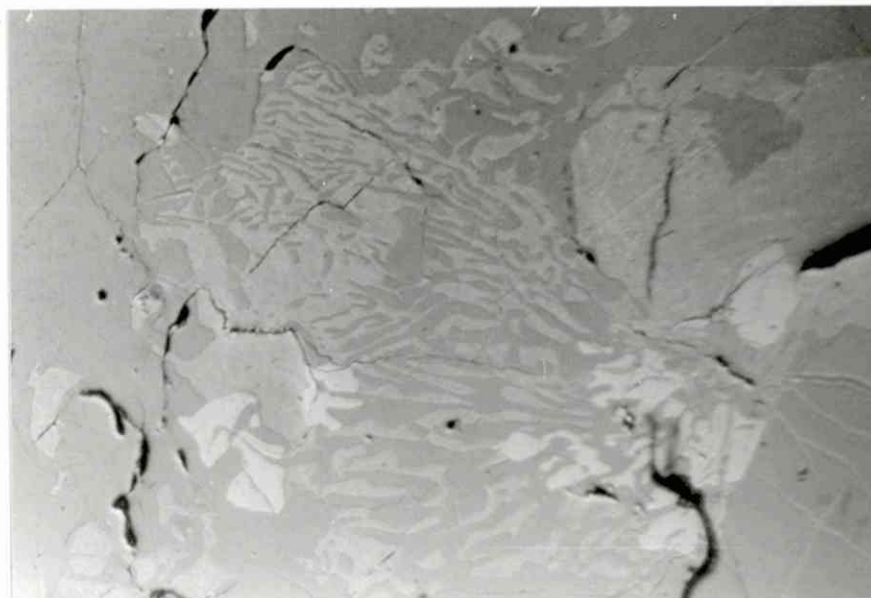


Fig. 52. Grafisk struktur og myrmekittutvikling av digenitt (grå) og wittichenitt (lys grå) i bornitt (mørk grå). Grusen gruve. Reflektert lys. $\times 120$



Fig. 53. Myrmekittutvikling. Bornitt (rödlilla), kobberglans (lyseröd). Lite lysegult korn överst til venstre er hematitt. Lite brunt, idiomorft korn övert i midten er magnetitt. Silikater er brunsvart. Mosnap gruve. Reflektert lys. $\times 370$



Fig. 54. Kobberglans fortrenger bornitt langs dennes krystallografiske retninger. Mosnap gruve. Reflektert lys. $\times 600$

Fig. 55. Kontraksjonssprekker rundt en fortrenningskropp av Cu-S mineraler i bornitt. Cu-S mineraler har også fortrengt bornitt langs en del av sprekkene. Grusen gruve. Reflektert lys.

Måten disse sprekke og revstrukturene blir dannet på synes å være følgende: Bornitt blir delvis fortrenget av mineraler som former små, rundede replasementkropper. Ved krystalliseringen av fortrengningsmineralet blir det en minning i volum. Det dannes kontraksjonssprekker, ikke i fortrengningsmaterialet, men i bornitt rundt disse mineral-korn. Ved senere mineraldannelse foregår avsetningen langs de buede sprekke, og det dannes revstruktur.

Det er trolig at den beskrevde utvikling er en vanlig årsak til dannelse av de nevnte strukturer, bl.a. er den sannsynligvis årsak til de tidligere omtalte revstrukturer av kobberkis i bornitt fra Gåstjønnefeltet (Fig. 64, side 42).

Sinkblende

Sinkblende er funnet i Bleikum skjerp, i Hestekveven, Tveiten og Åmdal gruver og i de fleste av forekomstene inne i Klövereidgranitten.

Mineralet finnes vanligvis som allotriomorfe korn på opp til 1 mm. I noen få tilfeller er det funnet hypidiomorfe eller idiomorfe korn. Mineralet opptrer ofte som små, isolerte korn som viser tegn på å bli fortrenget.

I enkelte korn har mineralet sterk indre refleksjon med farge som varierer fra dyp rød til rödgul til gulhvit.

Ved etsing med konsentrert HI-syre er det avslørt markerte, regelmessige tvillinglameller i alle korn over en viss størrelse (Fig. 56). Ramdohr (1969) mente at slike tvillinger dannes i sinkblende enten ved veksten eller ved trykkpåvirkning. De funnede tvillinger ligner de antatte veksttvillinger i kobberkis og er trolig dannet på samme måte.

Sinkblende er alltid ledsaget av kobberkis (IV). De to mineralene tilhører tydeligvis samme stadium av den hydro-thermale virksomhet. Det er likevel mulig å tidsatskille avsetningen av de to mineralene. Enkelte sinkblendekorn blir fortrenget av kobberkis (IV) langs klövplan (Fig. 57), men

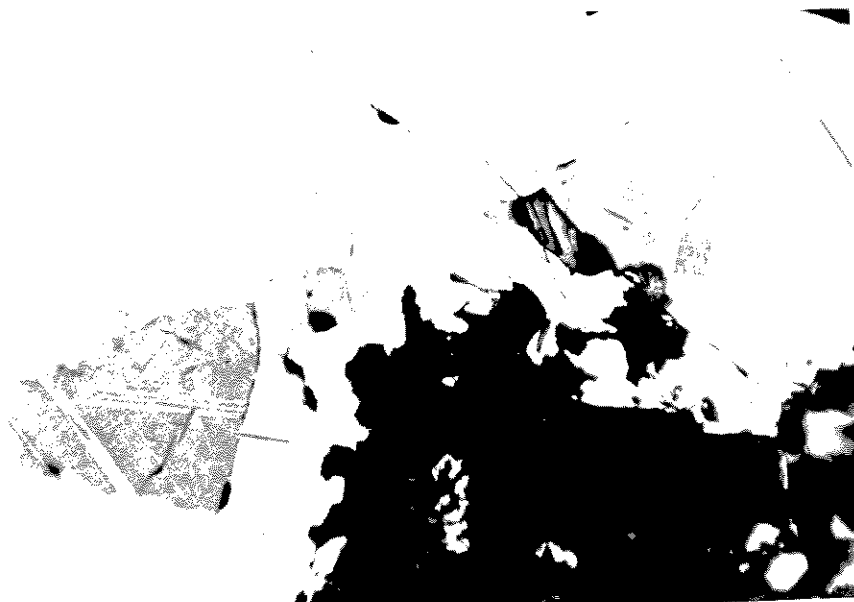


Fig.56. Tvillinger i sinkblende (grå) fremkommet ved etsing med HI-syre. Kobberkis (hvite). Silikater (gråsvarte). Bleikum skjerp. Reflektert lys. $\times 120$

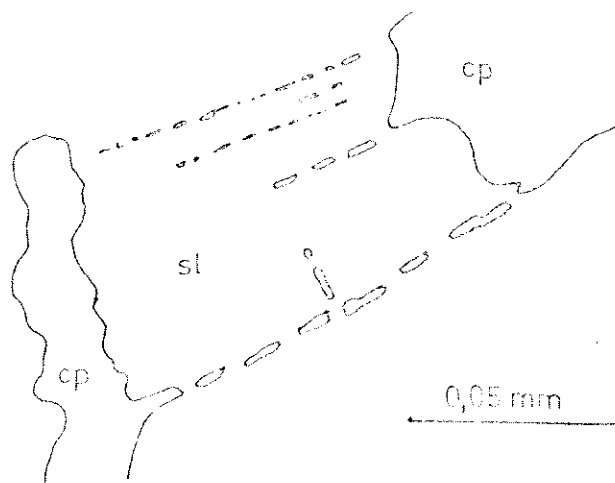


Fig.57. Sinkblende (sl) blir fortrenget langs kløvplan av kobberkis (cp). Bleikum skjerp.

vanligst blir kornene fortrenget fra korngrensene. "Fortrenningsfrontene" løper i karakteristiske buer som er vendt inn mot sinkblende, og med gjenstående spisser av sinkblende vendt utover i kobberkis. Ofte er det bare skjeletter igjen av sinkblendens. Strukturen er den samme som når Cu-S mineraler og kobberkis replasserer bornitt (Fig. 37 og 38, side 61). Enkelte steder er det funnet gode eksempler på det som i denne oppgaven er kalt fortrenningsskygge. Denne strukturen er utelatt nærmere omtalt på side (Fig.). Det er altså sterke indisier for at kobberkis (IV) er yngre enn sinkblende.

I forekomstene i Klövereidgranitten og i Bleikum skjerp inneholder enkelte sinkblendekorn et stort antall små nåler av kobberkis (IV). Nålene er orientert i to krystallografiske retninger i blenden (Fig. 58). Mange korn inneholder et stort antall små kobberkisdråper som ikke har noen synlig orientering (Fig. 59). Nålene og dråpene er bare synlige ved stor mikroskopforstørrelse. Der hvor sinkblendekornene grenser mot silikatene, har kobberkis(III)inklusjonene samme størrelse helt ut til korngrensene, men mot tilstøtende kobberkis (IV) minker de i størrelse mot grensen (Fig. 59). Dette er eks-solusjonsteksturer dannet ved avkjøling av en sinkblende solid solution (Ramdohr 1969).

I mange tilfeller er det vanskelig å avgjøre om teksturene skyldes ekssolusjon eller fortrenning. Stort sett synes kobberkisdråpene å være meget mindre og mange flere ved ekssolusjon.

Ekssolusjonsteksturen kan ikke brukes til en sikker temperaturbestemmelse. Eksperimentelle undersøkelser har gitt høyst varierende resultater: Schwartz (1931) 650°C, Borchert (1934) 550°C, Buerger (1934) 350-400°C, Lyon (1959) 525°C. Det er mulig at denne ekssolusjonen kan oppstå over et meget bredt temperaturintervall.

Selv om en minimumstemperatur for dannelsen av sinkblende ikke kan angis, kan ekssolusjonsteksturen brukes til å gi et relativt temperaturskille mellom de forekomster hvor

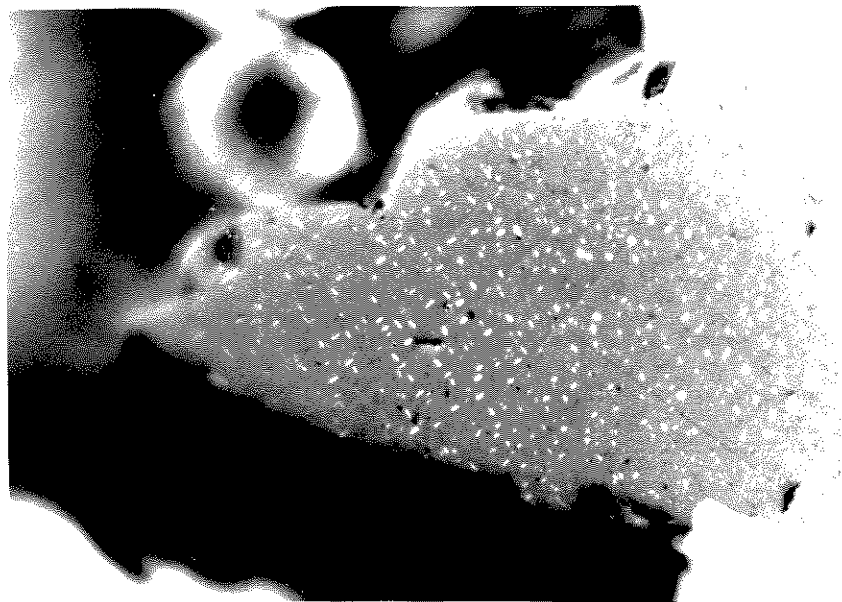


Fig. 58. Små orienterte nåler av kobberkis (hvit) i sinkblende (grå). Silikater (diffust gråsvart). Storgruva(152.). Reflektert lys. $\times 600$

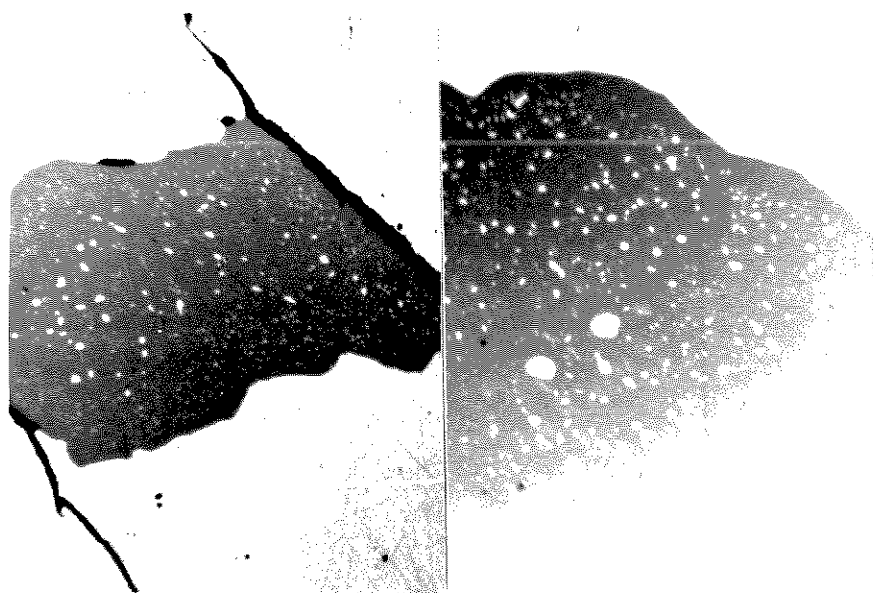


Fig. 59. Små dråper av kobberkis (hvit) i sinkblende (grå). Storgruva(152.). Reflektert lys. $\times 240$ og $\times 600$

den opptrer (forekomstene inne i Klövereidgranitten, Bleikum skjerp og Hestekveven gruve) og de forekomster hvor den mangler (Åmdal og Tveiten gruver).

I forekomstene i Klövereidgranitten er det funnet en del meget små sinkblendegemer spredd rundt i kobberkis (IV). Legemene har varierende former av forgrenede stjerner og mopper (Fig. 60). Teksturene er tidligere beskrevet av en rekke forskere (bl.a. Jössang 1964, Ramdohr 1969) som dannet ved ekssolusjon fra en høytemperatur kobberkis solid solution. Dette betyr at to generasjoner av sinkblende er tilstede. Temperaturen ved dannelsen av den siste ekssolusjonsteksturen er angitt til 550°C av Edwards (1954) og 550°C av Lyon (1959). Overensstemmelsen mellom resultatene tyder på at tekturen kan brukes som temperaturindikator, men det er gjort for få forsøk ennå til at temperaturen er fastslått med sikkerhet. Imidlertid kan tekturen trolig brukes som en relativ temperaturindikator. Den er utelukkende funnet i forekomstene i Klövereidgranitten.



Fig. 60. Stjerne- og moppeformede legemer av sinkblende (gråsvart) i kobberkis (lys grå). Skjerp 101. Reflektert lys. $\times 240$

Sinkblende har i mindre grad fortrenget svovelkis. Det er funnet steder hvor det er tydelig at mineralet fortrenger svovelkis, men blir selv fortrenget av kobberkis (Fig. 61). Som det sees av figuren, kan den tidligere svovelkisgrensen anes p.g.a. et tynt lag med gangfyllingsmateriale (svart) som ligger inntil svovelkiskornet.

Sinkblende fortrenger magnetkis langs sprekker og korngrenser. Mineralet er også funnet som rundede fortreningskropper i bornitt.

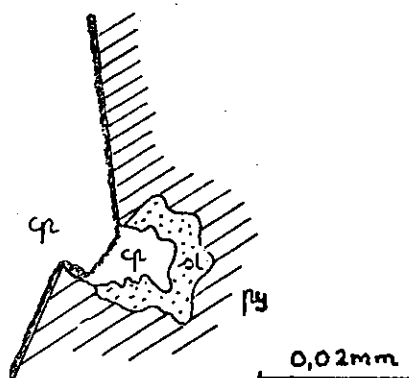


Fig. 61. Sinkblende (sl) fortrenger svovelkis (py), men blir selv fortrenget av kobberkis (cp). Bleikum skjerp.

Molybdenglans

Molybdenglans er funnet i alle forekomstene i området bortsett fra de som ligger i eller ved de basiske lagene ved Lauvvik. Bandaksli og Hestekveven gruver er drevet på molybdenglans.

Mineralet opptrer vanligvis i store, allotriomorfe korn med kornstørrelse på opp til 1 cm. I Bandaksli gruve har mineralet utkrystallisert i store, idiomorfe korn, mens det i Åmdal og Tveiten gruver ligger som finkornede aggregater langs tynne sprekker.

Röntgenopptak med 9 cm Debye-Scherrer kamera har vist at den heksagonale modifikasjon av molybdenglans (2H) er tilstede i alle forekomstene. Den romboedriske modifikasjon (3R) er

funnet sammen med den heksagonale i Moberg, Grusen og Nesmark gruver. 3R-modifikasjonen er tidligere rapportert fra Moberg gruve av Györy (pers.med.).

Den romboedriske modifikasjonen ble først oppdaget i naturlige forekomster av Traill (1963), men den var allerede undersøkt syntetisk av Morimoto og Kullerud (1962), som antydte at modifikasjonen er metastabil ved alle temperaturer.

Khurshudyan (1966) fant at 3R-modifikasjonen var konsentrert i forekomster dannet ved lav til medium temperatur, og antok derfor at den er avhengig av dannelsesstemperaturen for forekomstene. Chukhrov et al. (1968) viste derimot at 3R-modifikasjonen var tilstede både i høy- og lavthermale forekomster. Det ble derfor antatt at det er en langsom avkjøling eller tilstedeværelsen av spesielle metallbærere, og ikke dannelsesstemperaturen, som er avgjørende faktorer for dannelsen av denne modifikasjonen.

Clark (1970) hevdet at 3R-modifikasjonen ofte er funnet i særegne forekomster og at det derfor muligens er spesielle betingelser som må være oppfylt for å få dannet den. Han mente, med støtte i eksperimentelle forsøk, at modifikasjonen er en lavtemperaturform og anslo øvre grense for dannelsen til $500 \pm 100^{\circ}\text{C}$. Clark fant også at 3R-modifikasjonen har et litt lavere S/Mo-forhold enn 2H, .

I det undersøkte området i Telemark er 3R-modifikasjonen tilstede nettopp i de tre forekomstene som er dannet ved lavest temperatur (side 128). De tre forekomstene synes dessuten å ha hatt de høyeste P_{O_2} (og Eh), P_{S_2} og pH forhold ved dannelsen (side 123), og Svovel/Metall forholdet er lavest i dem (side 121).

De samme metallbærerne har trolig vært tilstede i alle forekomstene, og avkjølingshastighetene for de forskjellige forekomstene har neppe variert noe særlig.

Antagelsene til Chukhrov et al. (1968) om dannelsesbetingelser for 3R-modifikasjonen synes derfor ikke å stemme for det undersøkte området. De tre 3R-førende forekomstene er heller ikke på noen måte særegne, som Clark (1970) antydte for slike forekomster.

Variasjonen i P_{O_2} og pH i forekomstene i området er trolig nesten utelukkende en følge av gradvis temperatursynkning i de ertsavsettende løsninger (side 129). Mens S/Me forholdet videre er en følge av P_{O_2} forholdet i løsningene (side 124).

Variasjonen i P_{S_2} synes ikke å ha noen innvirkning ved dannelsen molybdenglansmodifikasjonene, siden P_{S_2} er høyest i de tre forekomstene og S/Mo forholdet i 3R er lavere enn i 2H.

I det undersøkte området synes derfor dannelsetemperaturene for forekomstene i siste instans å være den kontrollerende faktor ved dannelsen av 3R-modifikasjonen.

Det kan imidlertid være P_{O_2} , pH eller S/Me forholdet som er den direkte årsak til dannelsen. Siden 3R har lavere S/Mo forhold enn 2H, er det f.eks. mulig at de svovelfattige mineralsammensetningene er av avgjørende betydning.

Det er trolig at andre faktorer kan spille en avgjørende rolle i andre ertsområder. Således synes radioaktive mineraler enkelte steder å være årsak til bevaring av 3R-modifikasjonen (G. Kullerud pers.med.).

Molybdenglans er funnet i mellomrom i magnetittaggregater. Mineralet er eldre enn de andre sulfidmineralene, siden både svovelkis, kobberkis, bornitt og tellurvismut har trengt inn langs kløvplan i molybdenglanskorn.

Særlig i forbindelse med kobberkis er mineralkornene sterkt böyd og oppsprukket.

Molybdenglans fra Bandaksli gruve er tidligere brukt til absolutt aldersbestemmelse av den hydrothermale virksomhet. Alderen ble bestemt til $657 \pm 10\%$ mill. år ved Re/Os-metoden av Herr og Merz (Neumann 1960). Neumann fremhevet at metoden lider av den svakhet at halveringstiden for Re^{187} ikke er bestemt med tilstrekkelig nøyaktighet. Han pekte på at resultatet synes å være for lavt bl.a. sammenlignet med aldersbestemmelsene for granitter i Telemarkområdet, som de hydrothermale løsningene i området synes å stamme fra.

Molybdenoker er funnet på berghallene i Bandaksli, Mosnap, Grusen og Hestekveven gruver og Bleikum skjerp. Mineralet opptrer som gule, finkornede stövlag utenpå molybdenglansaggregater. Lagene er opp til 1,5 mm tykke.

Siste del av dette kapitel, som behandler aksessoriske ertsmineraler og supergene dannelser, er flyttet ut i appendiks. (side 197).

delvis
utelatt

Selv om en del observasjoner om de aksessoriske ertsmineraler blir benyttet i sammenstillinger og konklusjoner i Kap. VI, er det ikke nødvendig å lese denne del av kapitelet for å få med hovedtrekkene ved undersøkelsen.

KAPITEL V:

ERTSFOREKOMSTER

Det undersøkte områdets bergverkshistorie startet rundt 1550 med oppdagelsene av noen av forekomstene i Fyresdal og sluttet i 1945 ved nedleggelsen av Åmdal gruver.

I området er det i årenes løp anlagt flere hundre gruver og skjerp. De aller fleste er helt ubetydelige.

I det følgende blir de største forekomstene kort beskrevet:

Forekomstene i Tokke

Åmdal gruve

Historie

Åmdalsfeltet ble oppdaget i 1690. Året etter ble drift igangsatt. Gruven ble drevet i perioder fram til 1945 (Fig. 62). Fram til midten av det forrige århundrede var det under ledelse av tyske bergmenn gjort ubetydelige arbeider. Perioden fra 1857 til 1900 ble gruvens "gullalder". Storparten av denne perioden ble gruve drevet av engelskmenn. I årene 1893-99 og etter 1915 var det norske selskaper som stod for driften.

Den første drift foregikk på toppen av Grubeåsen i de små gruvene Segen Gottes og Johannes (Fig. 63). Deler av Hoffnungsgangens etasje 1 og 2, Malenegangen og Krosskutt, som er et

Oppdaget	ca. 1690
1. Drift	1691 - 1712
2. Drift	1745 - 1770
3. Ubetydelig drift omkring	1800 ell 1810
4. Drift med forskjellige eiere	1857 - 1900
5. Noe drift	1905 - 1909
6. Noe drift	1911 - 1913
7. Drift	1915 - 1919
8. Noe drift	ca. 1930
9. Oppfaring og prøvedrift	1937 - 1940
10. Drift	1940 - 1945

Fig. 62. Driftsperioder ved Åmdal gruve.

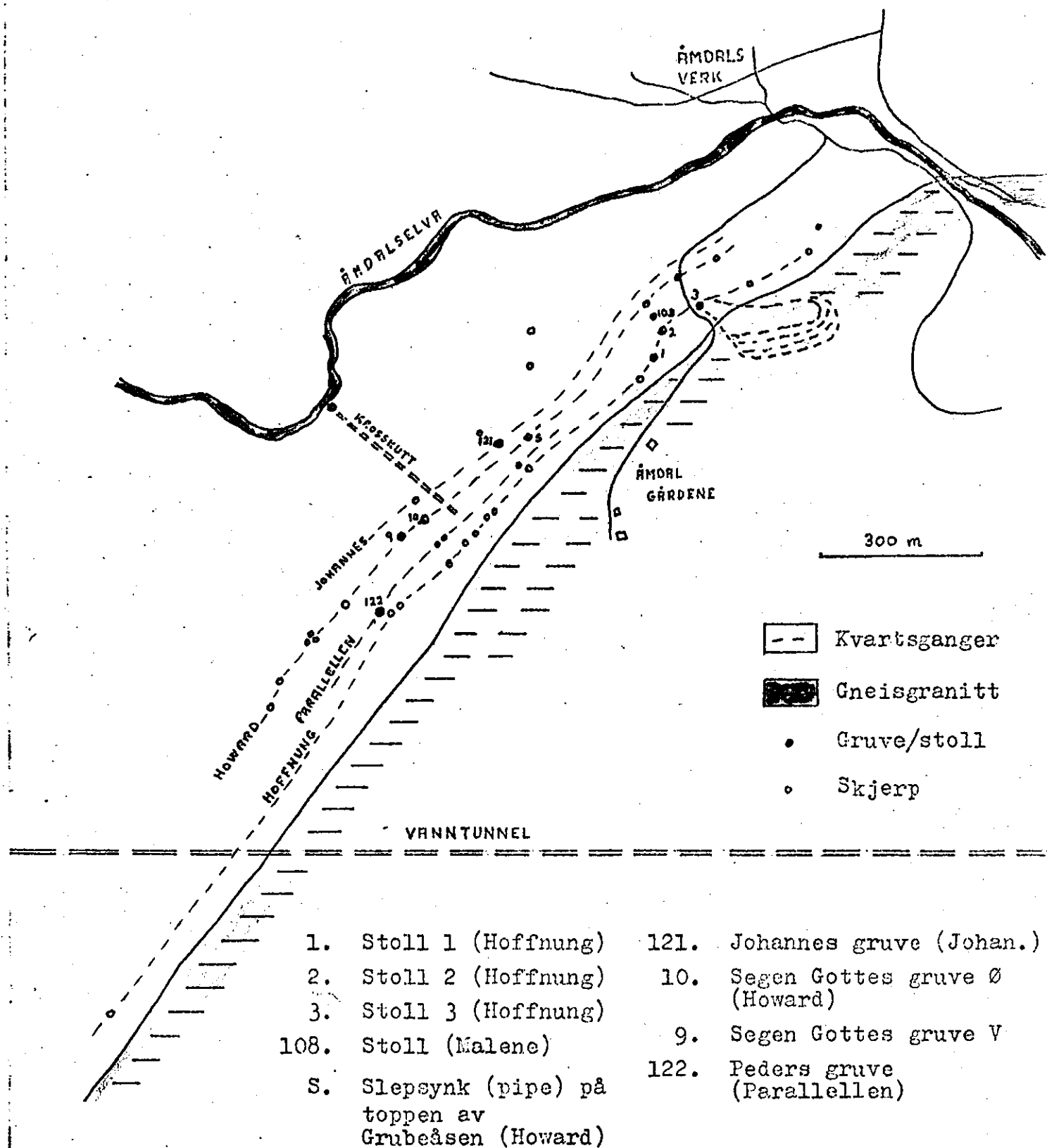


Fig. 63. Kartskisse over gruveområdet, Åmål.

ca. 300 m langt tverrslag fra Åmdalselva til etasje 2 i Hoffnung, er også drevet med fyrsetting.

I 1874 ble grunnstollen (etasje 3 i Hoffnung) inndrevet, og samtidig ble bruk av håndgigger avløst av maskinell vasking. Samme år ble det vegforbindelse fram til Bandakvann. Dette satte for alvor fart i arbeidet ved gruvene. I 1884 nådde driften en topp med en produksjon på 400 tonn kobber og med 300 ansatte.

Produksjon

Basert på bergverksstatistikken for årene 1866-1945 og en beregning av uttatt malm før 1866 etter et kart fra 1871 laget av cand.min. J.E. Mortensen, er det utvunnet ca. 60 000 tonn skeidet malm og konsentrat med et innhold på nær 8 400 tonn kobber (Delvis etter Vogt 1925).

Tapet ved oppberedningen har imidlertid vært stort. Før 1930 var det enkelte ganger oppe i over 40%. I siste driftsperiode, 1940-45, gikk ca. 15% av kobberet tapt.

Drift

Åmdal gruve har vært drevet på fire parallelle kvartsganger, Hoffnung, Parallellen, Howard og Johannes, som ligger konkordant med kvartsskiferens strøk og fall (ca. 70N, 55NV), henholdsvis ca. 50, 53, 120 og 128 m fra grensen mot gneisgranitt, og dessuten i mindre grad på en gjennomskjærende kvartsgang, Malene (Fig. 63).

Driften har vært konsentrert om Hoffnung og Howard. Gruven er drevet ned til ca. 270 m under Grubeåsens topp eller litt over 300 m langs gangenes fall og er oppdelt i syv etasjer. Den er oppfart i en lengde av ca. 1650 m. De to gangene er forbundet med tre tverrslag i etasje 3. Et tverrslag fra Howard i etasje 7 har ikke forbindelse med gruvegangene i Hoffnung. Malmen ble tatt ut gjennom stoll 3 i Hoffnung (Gruvekart, Bilag III).

Omliggende bergarter

Rundt Skafsågranitten ligger det en smal (100 - 200 m bred) sone med skifer som inneholder både tynne (<2m brede) lag med basisk metavulkanitt og kvartsskiifer. Kvartsskiferlagene har en vekslende, men mer basisk sammensetning enn kvartsskiferne ellers i Bandakvann - Åmdals Verk - Slystøl området.

I skifrene rundt granitten opptrer det et stort antall lagerganger med granittisk sammensetning. De er opp til 2m brede.

I den basiske skifersonen er det en rekke sprekke- og glideplan, som må være dannet i forbindelse med granittenes intrusjon. Planene følger oftest skifrenes strøk og fall, men enkelte glideplan har slakere fall. Glideplanene opptrer i basisk metavulkanitt og i de mest basiske kvartsskiferlagene, d.v.s. i de bløtteste bergartslagene.

En profil gjennom lagene er vist på Fig. 63B. Den basiske sonens lagsammensetning varierer mye, slik at det er vanskelig å følge ledehorisonter.

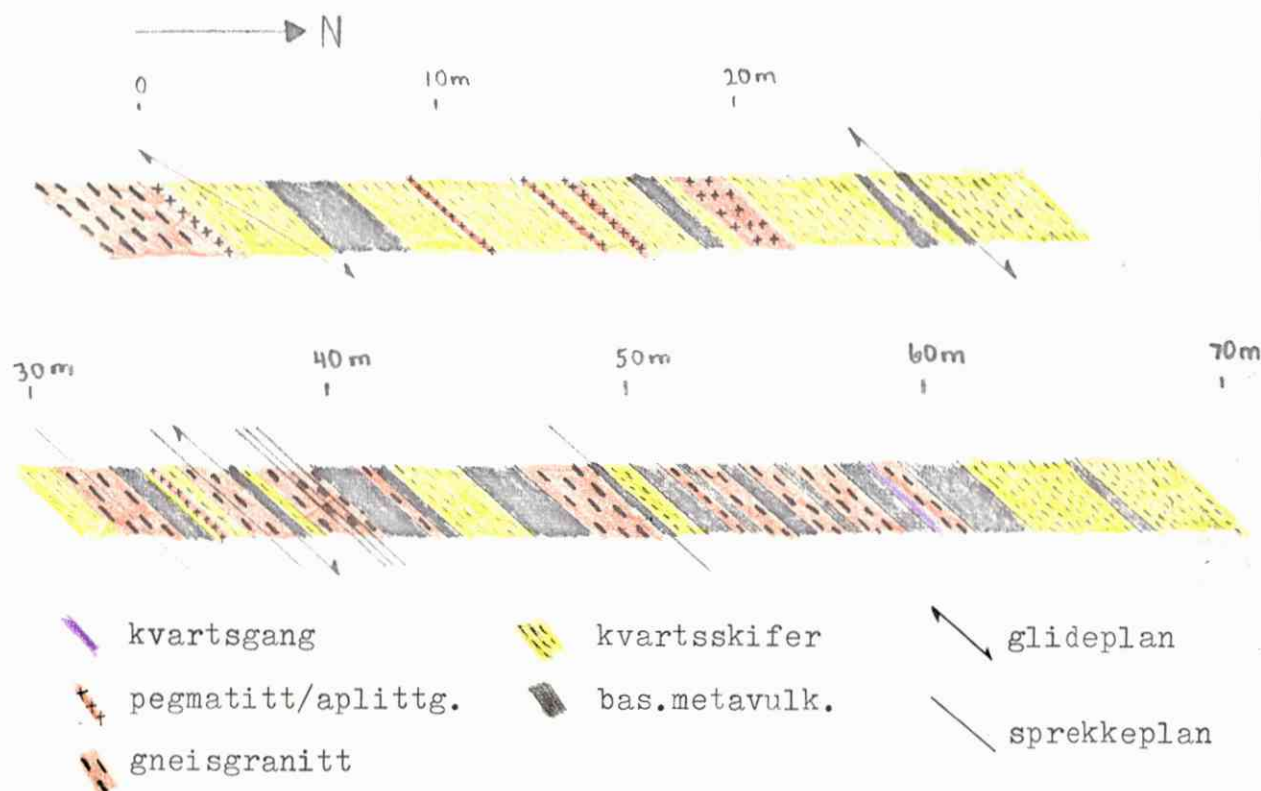


Fig. 63B. Profil gjennom den basiske skifersonen utenfor gneisgranitten ved Åmdals Verk.

Kvartsgangene

Hoffnung er en kompakt kvartsgang. Den er ca. 0,3 m bred øverst i Grubeåsen, men öker mot dypet til over 1 m. Gangen har ingen sammenhengende ertsføring. Ertsen opptrer som uregelmessige linser og nyrer.

Kvartsgangen følger et ca. 1 m tykt lag med basisk metavulkanitt som ligger klemt mellom to aplittganger. Kvartsen opptrer snart på den ene siden av metavulkanittlaget, snart på den andre, og enkelte steder, især i gruvens övre del, som flere årer spredt i det.

Metavulkanittlagene er blötere og mer permeable enn de andre bergartene i området, og det er ofte skyveplan i tilknytning til dem. De hydrothermale lösningene har derfor hatt lettest adgang gjennom disse lagene. Det er mulig at lagenes kjemiske sammensetning har påvirket utkrystalliseringen. De kompakte aplittgangene har begrenset kvartsgangens bredde og fört til at den er blitt relativt kompakt.

Parallellen har en litt mindre mektighet enn Hoffnung. Gangen er relativt kompakt, og den er enkelte steder ganske rik på erts.

Ved mutepunkt 122. (Fig. b3) er det tydelig at kvartsen er avsatt langs et skyveplan i basisk metavulkanitt.

Howard består av en sone med noen få centimeter tykke årer og linser av kvarts og erts i kvartsskifer. Ertsen opptrer ofte uten kvarts. Gangsonen er gjennomsnittlig 1,5 m bred, men den når enkelte ganger opp i 2,5 m. Gangen blir mer kompakt mot dypet.

Gangsonen synes å følge en skifrihetssone i den ellers ganske kompakte kvartsskifer.

Johannes er noe mer kompakt enn Howard, men gangsonen er smal og mange steder temmelig ubetydelig. Gangsonen ligger i kvartsskifer mellom to tynne aplittganger.

Malene er en 10-15 cm bred kvartsgang som gjennomskjærer skiferlagene. Den har strök 68N og fall ca. 55SÖ.

Springganger

I 1886 beskrev Vogt såkalte springganger i forbindelse med Hoffnung. Det er tynne, opp til 0,3 m brede, parallelle kvartsganger som skjærer hovedgangen. Vogt mente å se at hovedgangen ved skjæringspunktene var ekstra rik på erts, d.v.s. at det var dannet ertsfall. Han beskrev springganger som skjærer hovedgangen i en vertikal lengde på over 80 m. Skjæringslinjene mellom hovedgang og springganger har fall steilt mot vest, og ville derfor føre til anrikede malmdrag med dragning i felt.

Det ble prøvd å ta hensyn til denne teorien ved senere drift. Ifølge Vogt (1925) lærtes da ved erfaring at Parallellen nær skjæringslinjene som regel er ganske rik, og Hoffnung er jevnlig forholdsvis rik. Om Howard skrev Lövd (1946) følgende: "Noen lovmessighet i den måte malmen optrer på, bortsett fra en central anrikning, har vi ikke kunnet finne. De tidligere meget omdiskuterte "anrikede malmdrag" med fall mot vest, har ihvertfall vi under den nuværende drift ikke kunnet påvise."

Langs ryggen av Grubeåsen er hovedgangene blottet en rekke steder. De blir der gjennomskåret av et stort antall parallelle sprekker som har rette, skarpe flater. Sprekkene er fra noen desimeter til flere titalls meter lange. Den innbyrdes avstand er 0,5-1,5 m. De har retning 104N og loddrett fall. Skjæringslinjene mellom sprekker og hovedgang har fall ca. 35V. En del av sprekkenes kvartsfylte, noen inneholder også litt kobberkis. De kvartsfylte sprekkenes må være identiske med Vogts springganger.

Det er nærliggende å anta at dannelsen av sprekkenes har sammenheng med granittens intrusjon.

Kvartsgangenes mineralogi

Gangmineraler. Melkekvarts utgjør ca. 90% av gangene.

Derneft opptrer kalkspat relativt rikelig. Det er funnet linser av dette mineral som er opp til 0,5 m på det bredeste. Videre opptrer jevnlig feltspat, kloritt og muskovitt, mens fiolett flusspat er sjeldnere. Vogt (1925) rapporterte laumontitt fra gruven.

Ertstmineraler. Kobberkis utgjör ca. 95% av ertsen. Derneft finnes jevnlig litt bornitt, magnetitt og molybdenglans. Gedigent sølv opptrer relativt hyppig. Det er ved driften funnet klumper av trådsølv på opp til 1/2 kg. Videre opptrer sinkblende, arsenkis, wittichenitt, blyglans, tennantitt, svovelkis, djurleitt, anilitt(?), hematitt, stromeyeritt(?) og mineral "A", "B", "C", "D", "E" og "K". Vogt (1886) rapporterte små mengder argentitt.

Ag, Bi, Pb-mineralene opptrer vanligst sammen med bornitt, og magnetitt er tilknyttet kobberkis. Svovelkis er bare funnet i Johannesgangen, og da sammen med kobberkis.

Den sonede utvikling av gangmineraler som opptrer enkelte steder, og aldersrekkefølgen for mineralgruppen, er beskrevet tidligere.

Elementanalyser

Seks analyser av ren kobberkismalm inneholdt gjennomsnittlig 250 g Ag pr. tonn (Vogt 1886, 1888, 1925).

To analyser utført på Sentralinstituttet for industriell forskning viser at bornitterts fra gruven inneholder 0,5-1,0% Bi, mens kobberkiserts inneholder under 0,01% Bi.

Drivverdighet

Howard- og Hoffnungsgangene synes etter forsøksdriften i 1937-40 å ha hatt en sentral ertsanrikning. Kobbergehalten minket både oppover, nedover, sydover og nordover. Malmen fra Howard inneholdt i perioden 1940-45 gjennomsnittlig 0,6-0,7% Cu. Muligens har ingen deler av Howard holdt over 1% Cu. Derimot synes Hoffnung etter opptegnelsene å ha inneholdt meget rik malm i enkelte partier, især mellom etasje 2 og 4.

Partiene i de sentrale deler av gangene er maksimalt utstrosset. De gjenværende deler er lite oppfart, men har trolig et kobberinnhold som ligger langt under 1%.

Parallellen og Johannes har ubetydelig ertsmengde i forhold til de to foran omtalte ganger. Parallellen er drevet helt ned til etasje 5. Den var i drift så sent som i siste driftsperiode. Johannes ble vesentlig drevet mellom nivå 2 og 3. Den har ikke vært i drift siden 1890.

På Malene er det inndrevet en ca. 50 m lang stoll på nivå 2. Gangen er meget fattig på erts.

Trolig bortsett fra perioden 1874-87 er gruen alltid blitt drevet med tap.

Tverrslagene og Krosskutt har gjennomskåret skiferlagene mellom gangene og de nærmeste 300 m mot NV, og vanntunnelen til Skafså kraftverk krysser lagene helt fra Hylebuhölen og inn i gneisgranitten uten at nye ertsanrikninger av betydning er funnet.

Det synes som om Åmdal gruve er nær uttømt, og det er lite håp om å finne rik erts i gruvens umiddelbare nærhet, om ikke gangene uventet skulle ta seg opp igjen i strökretningene eller i dybden. Imidlertid synes forekomsten å ha vært for liten og for fattig etter dagens målestokk til at drift kunne komme på tale selv om forekomsten var funnet idag.

Nesmarkfeltet

Til feltet hører Nesmark og Vest  gruver, Skoleskjerpet og Fiskemyr skjerp (Fig. 64). Alle forekomstene ligger i pegmatittganger og er karakterisert ved at storparten av ertsen består av Cu-S mineraler.

Pegmatittgangene består hovedsakelig av kvarts, mikroklin, oligoklas ($\sim \text{An}_{27}$) og muskovitt. Rødbrun spessartin, spektular hematitt, r d zoisitt (thulitt ?) og r d klinozoisitt (piedmontitt ?) er aksessoriske mineraler. Kornstørrelsen for hovedmineralene er fra 0,5 - 5 cm. Gangene har smale (< 5 cm) avkj lingssoner enkelte steder langs grensene mot kvartsskifer. Grensene mellom de to bergarter er skarpe og regelmessige. Gangene sender apofyser inn langs skifrihetsplan i kvartsskiferen.

Pegmatittgangene er gjennomskåret av tynne kvartsårer.  rene inneholder foruten melkekvarts ganske mye kalkspat, noe muskovitt, r kkvartskrystaller og erts. Ertsen består av djurleitt (ca. 80%), bornitt (ca. 10%), wittichenitt (ca. 5%), anilitt (?), mineral "6", gedigent gull, kobberkis og molybden-glans (både 2H,- og 3R-modifikasjonen).

Rundt kvartsårene er pegmatitt omdannet til gneisen.

Gruvedrift foregikk sporadisk i siste halvdel av forrige århundre.

I Nesmark gruve er to synker ført ned til ca. 20 m, og en ca. 90 m lang stoll er drevet i pegmatittgangen inn til synkenes bunn.

Pegmatittgangen er 0,8 - 3 m bred og har retning ca. 198N 68V. Den kan følges i dagen ca. 160 m.

Gangen blir gjennomskåret av et system av nesten parallelle kvartsårer.  rene har str k omlag 82N og har loddrett fall. Ved de to synkene er avstanden mellom årene ca. 35 cm. De er 0 - 5 cm brede.

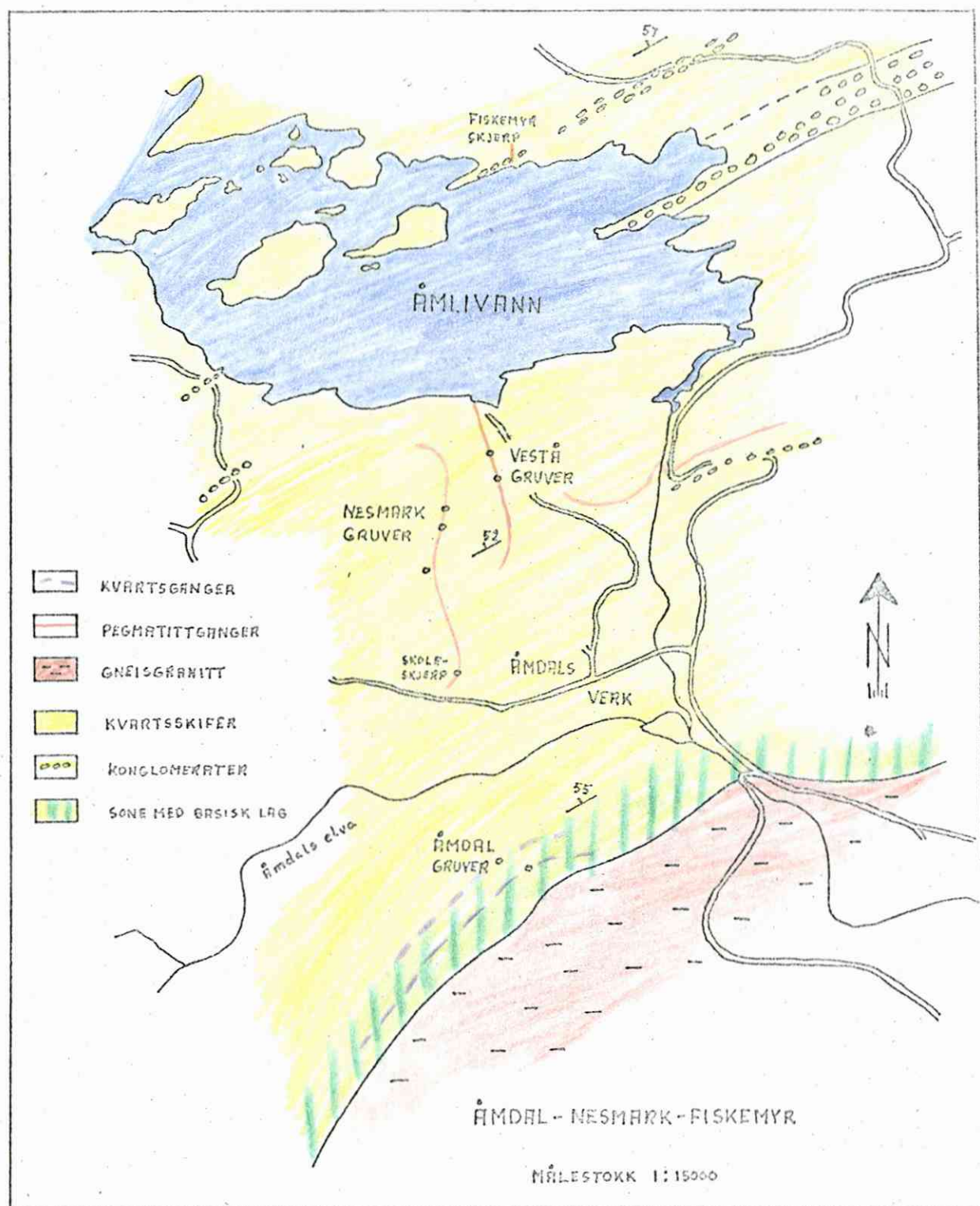


Fig. 64. Kartskisse over Nesmarkfeltet.

Enkelte av kvartsårene fortsetter inn i kvartsskiferen, men sjelden lenger enn 0,5 m. I skiferen forandrer årene retning. Dekrummer seg og krysser skifrifgheten.

Ifølge en rapport i Befaringsprotokollen (1858) om gruvens drift, er ertsen konsentrert i de deler av kvartsårene som er nærmest gangens heng.

Vogt (1886) opplyste at resultatet ved driften lå på ca. 0,2% Cu, men han mente det var mulig å komme opp i det dobbelte ved moderne oppberedning.

En analyse av ren erts gav som resultat 0,3% Ag (Befaringsprotokollen 1858).

En prøve av ren erts analysert på Sentralinstituttet for industriell forskning inneholdt 0,5% Bi.

Skoleskjerpet, som består av en vannfylt synk, ligger trolig på samme pegmatittgang som Nesmark gruve.

Ved Vestå gruve er det drevet ned to synker på ca. 20 m. Pegmatittgangen er 0,1 - 1,0 m bred og kan følges i dagen ca. 200 m. Gangens retning er ca. 18N 47V. 0 - 3 cm brede kvartsårer dels skjærer gangen vinkelrett, dels følger den langs flankene.

Ved Fiskerør skjerp er det neddrevet en synk, som står full av vann. Pegmatittgangen er 0,3 - 1,0 m mektig og er synlig i dagen ca. 35 m. Den har retning ca. 194N 53V. Gangen er ved synken nesten fullstendig omvandlet til greisen, og det meste av ertsen opptrer impregneret i denne. En ertsprøve fra skjerp inneholdt 0,5 % Ag (Vogt 1886).

Tveiten gruve

Det har vært sporadisk drift i gruen fra slutten av forrige århundre og fram til ca. 1920.

Ifølge Torgersen (1918) er gruvens stoll ca. 50 m lang. Omlag halvveis inne er det neddrevet en 20 - 30 m(?) dyp sjakt som i bunnen har utløp i dagen ved et tverrslag.

Gruven er anlagt på en kvartsgang som i stollen er ca. 25 cm bred. Gangen synes å følge den omliggende skifers strøk og fall (ca. 50N 70_S).

Gangen inneholder melkekvarts, litt kalkspat og tynne

linser med erts, som består av kobberkis (85-90%), bornitt, hematitt, molybdenglans, sinkblende, wittichenitt, kobberglans og arsenkis. Gedigent kobber og cupritt er funnet som oksydasjonsprodukter av kobberglans.

En analyse av ren erts (Torgersen 1918) inneholdt 0,003% Ag.

Nær Tveiten gruve ligger det en del mindre gruver og skjerp, som synes å inneholde lite erts. Ifølge Torgersen (1918) opptrer det en sone, ca. 50 m bred og ca. 4 km i feltutstrekning, som inneholder parallelle, ertsførende kvartsganger.

Tjöstölflaten gruver

Drift foregikk hovedsakelig i årene 1886-89, men noe arbeid foregikk sporadisk fram til 1916.

Det er inndrevet minst fire stoller. Den lengste er ca. 76 m lang og har et ca. 37 m langt tverrslag. Det er dessuten skjernet på en rekke steder.

Stollene er inndrevet omlag på tvers av kvartsårenes retning (Fig. 65). Årene følger i strøkretning omlag Bandakvanns lengderetning og har steilt fall mot sør. Ifølge befaringsrapporter opptrer det minst fire ganger, som er nær parallelle og 0 - 0,4 m mektige.

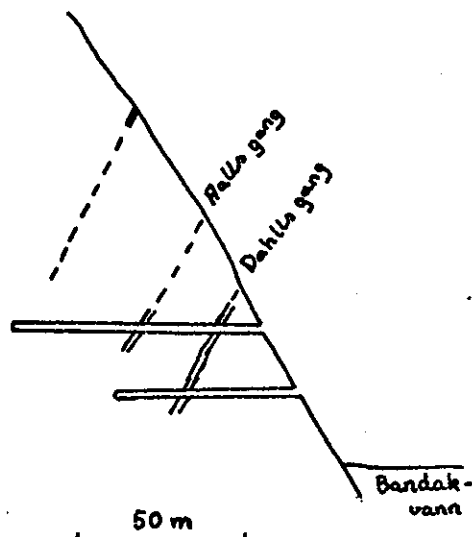


Fig. 65. Lengdeprofil av to av stollene ved Tjöstölflaten. Etter P. Mortenson (Bef.prot. 1887).

De fleste driftsstedene ligger i de basiske lagene nær grensen mot marmor og kvartsskifer.

Årene inneholder kvarts og litt kalkspat. Ertsen består av bornitt (ca. 80%), hematitt, djurleitt(?), kobberkis, wittichenitt og tetradymitt(?).

I gamle befaringsrapporter er det oppgitt en rekke analyser:

1. En analyse utført på Bamble Nikkelverks Laboratorium (ca. 1886) gav som resultat 0,072% Ag og 2,5 g Au pr. tonn i ren erts.

2. En analyse utført av Daw jr., Åmdal gruve, (19.10.1886) gav 0,078% Ag.

3. T. Dahll (Befaringsprotokollen 1887) oppgir bl.a. følgende analyser:

Aalls gang (i øst)	0,3%	Ag i ren kis
Stigud gang nr. 3	26 g	Au pr. tonn ren kis
Stölsgangen	25 g	Au pr. tonn ren kis
Gang ikke oppgitt	5,4 g	Au pr. tonn gangsten.

Dahll oppgir at Au og Ag opptrer sammen og gedigent.

Dahlls analyser divergerer sterkt fra de to første. De to første er utført av nøytrale instanser og må ansees å være mest pålitelige.

Kvartsårene er tynne, trolig begrensede i utstrekning og fattige på erts. Ved driften ble det hovedsakelig forsøkt å finne rikere ertsanrikninger. Med mindre Dahlls analyser er riktige, har forekomstene ingen økonomisk interesse.

Vegskjæringer i de basiske lagene ved Lauvvik

I vegskjæringer langs en flere hundre meter lang nyanlagt veg langs Bandakvann er det kommet tilsyne en rekke 0 - 0,3 m brede kvartsårer. Årene synes å ha uregelmessig orientering.

Lengst i øst i de basiske lagene inneholder ertsen mest kobberkis. Litt svovelkis er også funnet. Mot øst opptrer

det etterhvert mer bornitt og til sist bornitt og Cu-S mineraler (kobberglans og digenitt ?). Sammen med de siste mineralene er det funnet wittichenitt og tetradymitt(?).

Den gradvise forandring av kobbermineralinnholdet tyder på at de ertsførende løsninger er kommet fra øst.

Sammen med kobberkis opptrer det svært ofte mye grønn flusspat og bergkrystaller. Kalkspat og fiolett flusspat finnes enkelte steder.

Det er en del steder funnet noen spesielle kvartsårer som i enkelte partier har en sonet utvikling (Fig. bb). Årene består vanligvis utelukkende av melkekvarter, men i midlertidige fortykninger opptrer det mellomsoner med dyprød klinozoisitt (piedmontitt ?), lyserød zoisitt (thulitt ?) og spredte korn av gulgrønn titanitt og en kjerne av grovkrystallin, lys gulbrun kalkspat.

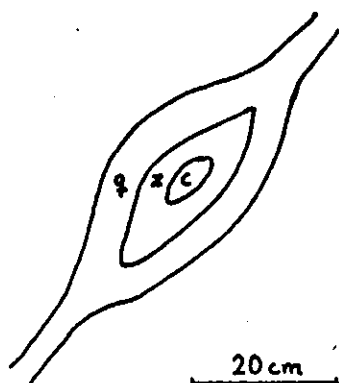


Fig. bb. Sonet kvartsåre i vegskjæring med basiske lag, Lauvvik. Kvarts (q), zoisitt-klinozoisitt-titanitt (z) og kalkspat (c).

Bråti skjerp I

Skjerpel inneholder kvarts, kobberkis og magnetitt avsatt i et 1 - 1,5 m mektig marmorlag. Hematitt, som opptrer spredt i forekomsten, stammer trolig fra marmorlaget.

Bråti skjerp II

Skjerpel ligger i basisk skifer ca. 100 m nord for Bråti I. Det inneholder litt kvarts, svovelkis og kobberkis.

Begge Bråti-skjerpene er utbetydelige.

Flusspatgangen

Gangen er blottet i en vegskjæring ved Lauvvik.

Den består av en ca. 80 cm bred kvartskjerne som inneholder opp til 10 cm brede linser med grønn flusspat. De enkelte linser er orientert etter gangens strøk- og fallretning (98N 38V). De er 1 - 2 m i utstrekning. Flusspatlinsene er sukkerkornet. De er meget porøse. Kornene har en diameter på ca. 0,5 cm.

På hver side av kvartskjernen er det en smal sone (< 15 cm) med rødbrun albitt. Tynne albittårer (< 3 cm) opptrer også i den omliggende kvartsskifer nær gangen. Årene har enkelte steder en ptygmatiske utvikling.

I albittsonene opptrer det litt fiolett flusspat og noe erts. Bornitt er hovedertsmineral. Molybdenglans, wittichenitt, hematitt og kobberkis finnes i mindre mengde.

En del mindre ganger av samme type opptrer nær denne gangen. I en av disse finnes både hematitt og magnetitt. Magnetitt opptrer sammen med albitt og synes å være eldre enn dette mineralet, mens hematitt følger sulfidene. Stilbitt i brune, radiale aggregater på 1 - 2 cm er funnet i samme gang.

Alle gangene synes å ligge konkordant med kvartsskiferen. Det er ikke mulig å følge dem i terrenget p.g.a. overdekning. De har retning mot Lauvvikgranitten.

Forekomstene ved Klövereidgranitten

Det er yderst beklageligt at den store Mængde ertsførende Gange som optræde i denne Egn skal være saa spredte og ha saa ustø Ertsføring at det Hele, trods Ertsens Righoldighed, dog bliver omtrent værdiløst.

Carl Paaske (Bef.prot. 1900, s.144)

Historie

De første funn av kobbererts ble trolig gjort langt tilbake i tiden, men først rundt 1875 ble de første forekomstene mutet. Fra ca. 1884 var det drift igang av et kompani fra Tvedestrand

og av bønder i egnen. Fram til 1900 ble det stadig funnet flere forekomster. Den siste drift på kobbererts foregikk 1906-12.

Det ble skjerpet og drevet på molybdenglans under de to verdenskriger. Lys glimmer var det drift på under siste krig og fram til ca. 1950.

Generell oversikt

I området ligger det 27 gruver og skjerp som for tiden er mutet, og et mindre antall skjerp som ikke er det (Fig. 67). Alle gruvene er små. De fleste er drevet som dagbrudd eller i synker. Noen få steder er det drevet inn stoller som er opp til 44 m lange. Det har vært drevet to glimmerbrudd på pegmatittganger.

Det ville gå for langt å omtale hver enkelt forekomst for seg. De fleste av forekomstene er svært like og kan omtales under ett. Bare særegne forekomster blir omtalt nærmere.

Kobberforekomstene inne i granitten

Ertsen ligger i 0 - 30 cm brede kvartsårer som har plane, skarpe grenseflater mot granitt. Kvartsårene er parallell-orienterte gjennom hele granitten. Den dominerende planretning har strøk Ø-V og loddrett fall. Noen få ubetydelige årer løper omlag vinkelrett på denne retningen (Fig. 68).

Gruvedriften har synt at årene har liten utstrekning både i lengde og dybde, sjelden mer enn 20-30 m.

Kvartsårene er trolig avsatt langs kontraksjonssprekker dannet ved granittens krystallisasjon.

Rundt årene er det opp til 20-30 cm brede soner med greisen.

Gangmineraler: melkekvarts, fiolett og grønn flusspat, kalkspat (i Stemmetjønn gruve skiferspat) og muskovitt.

Ertsmineraler: kobberkis (90-95%), svovelkis (5-10%), sinkblende, molybdenglans, arsenkis, galenobismuthitt (?),

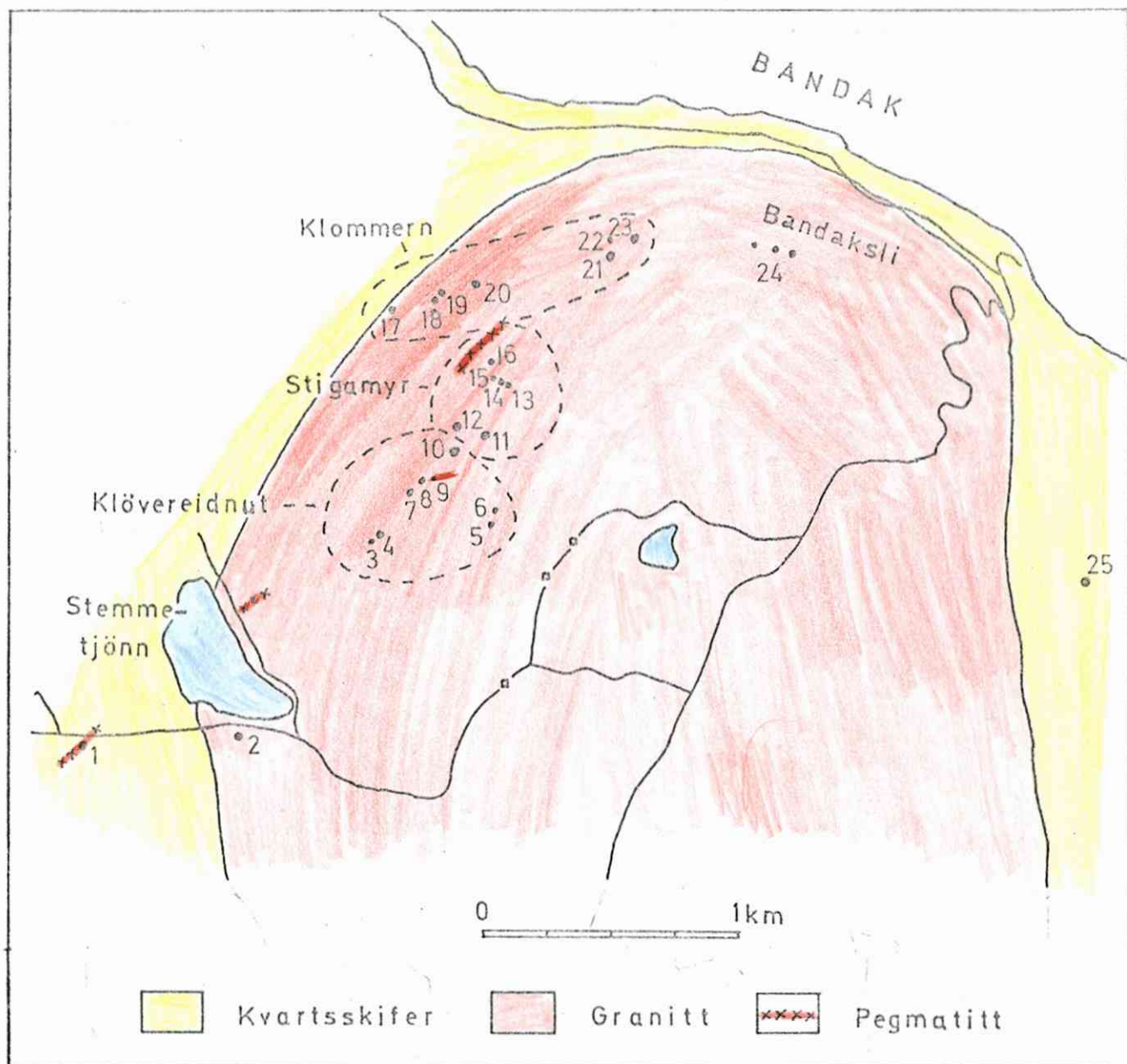


Fig. 67. Ertsforekomstene ved Kløvereidgranitten.

(1) Hematitt-ilmenitt-førende pegmatitt, (2) Stemmetjønn gruve (145), (3) Vismutsynken (107) og Smiesynken (146), (4) Storgruva (152), (5) Gruve 151, (6) Stulen (149), (7) Skjerp (ikke mutet), (8) Synk (154), (9) Hydrothermalavsetninger i pegmatitt (med vismutglans og gedigent vismut), (10) Gruve 111, (11) Stigamyra gruve (113), (12) Gruve 155, (13) Gruve (ikke mutet), (14) Gruve 101, (15) Gruve 102, (16) Gruve 113, (17) Gruve 160, (18) Gruve 153, (19) Gruve 148A, (20) Gruve 143, (21) Johannes gruve (142), (22) Skjerp 141, (23) Kleivmyr gruve (ikke mutet), (24) Bandaksli molybdengruve (10 mutepunkter) og (25) Bleikum skjerp (133).

Tallene oppgitt er mutningsnumrene.

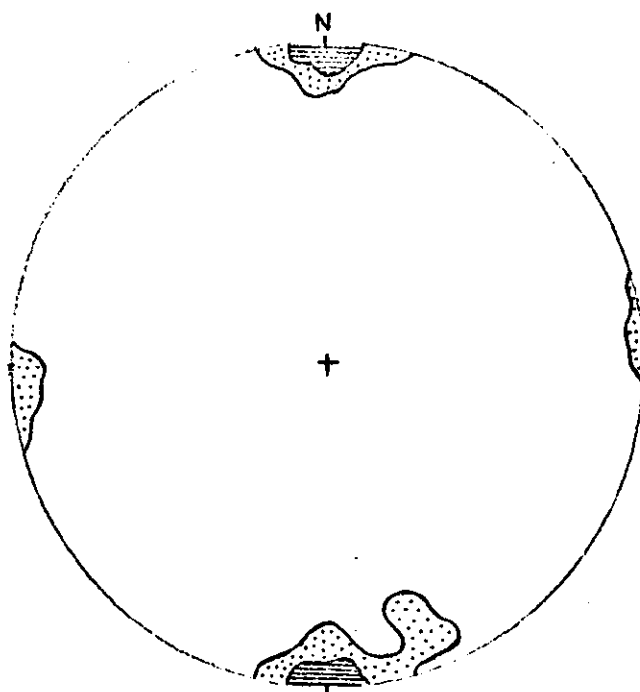


Fig. 68. Orienteringen av ca. 60 kvartsårer plottet på Schmidtnett. 1-6 plottninger (stiplat), 7-20 plottninger (skravert).

vismutglans, gedigent gull, gedigent vismut (Herter 1971), mineral "I" og "J".

Vogt (1888) oppgav resultatene fra fem sølvanalyser av ren kobberkiserts: 0,055, 0,05, 0,045, 0,03 og 0,025 % Ag, og en gullanalyse av en gjennomsnittsprøve av kobberkis-kvarts malm fra Klövereidnut: 2 g Au pr. tonn.

Kobberkis fra Stemmetjønn gruve og svovelkis fra gruve lll. er analysert med atom absorpsjon (Fig. 69). Analysene er utført av dr. A.D. Mukherjee.

Stemmetjønn gruve				Gruve lll.			
Kobberkis				Svovelkis			
p.p.m.		p.p.m.		p.p.m.		p.p.m.	
Co	60	Ag	106	Co	655	Hg	0,8
Ni	57	Ga	16	Ni	352	Au	0,06
Mn	10	Pb	80	Mn	14	As	281
Bi	58	Cd	16	Se	70	Sb	3
Mo	4	Cr	97				

Fig. 69. Atom absorpsjon analyser av kobberkis og svovelkis. Klövereid.

Spektrografiske analyser av erts fra Storgruva (152), gruve 102. og Johannesgruva, utført på Sentralinstituttet for industriell forskning, viste at mindre enn 0,01% Bi er tilstede.

Bleikum skjerp

Skjerpeliggeren ligger i en 0,75-1,5 m bred kvartsgang. Gangen er minst 0,5 km og trolig over 2 km lang. Ved skjerpeliggeren synes den å ha nær samme strøk og fall som den omliggende kvartsskifer (198N 46°), men mot nord synes gangen å bøye av mot øst i forhold til skiferen.

Gangen består av kvarts (ca. 95%), litt albitt, kloritt, muskovitt, grønn og fiolett flusspat, kalkspat og bergkrystall, foruten ertsmineralene kobberkis, svovelkis, magnetitt, molybden-glans, vismutglans, blyglans, sinkblende, mackinawitt og mineral "H".

Det opptrer tre hovedtyper erts: 1) molybden-glansrik type, 2) magnetitt-svovelkis-sinkblende-kobberkis type og 3) vismutglans-blyglans type.

I kvartsskiferen langs gangen er det vanligvis 0-10 cm brede omdanningssoner, som består av muskovitt, ofte impregnert med molybden-glans og fiolett flusspat.

Bandakslis molybdengruve

Forekomsten ligger i en del av Kløvereidgranitten som består av vekselvis granittganger og tynne kvartsskiferlag. Lagene ligger konkordante og har strøk og fallretning omlag 130N 40°NØ.

Molybden-glans er knyttet til et gangtog av gjennom-skjærende kvartsganger (Fig. 70). Dette kvartsgangdraget kan følges minst 4-500 meter.

Gangene er 0-1 m mektige og er sjelden mer enn 20-30 m i utstrekning. De er orienterte i omlag Ø-V retning og har steilt fall mot sør. De krummer noe både i strøk- og fallretning. Krummingen er ofte særlig sterk der gangene dør ut.

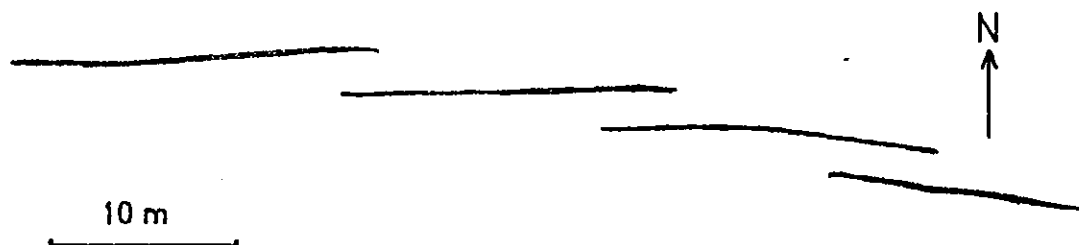


Fig. 70. Et gangtog av kvartsganger.

Fra hovedgangene løper det ofte ut 0-15 cm brede kvarts-årer. Årene har nesten alltid retning mot SØ og steilt fall (Fig. 71). De kan være opp til 10 m lange. Årene er også ofte rike på molybdenglans.

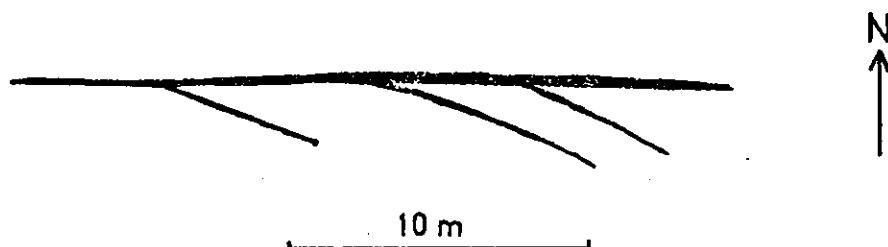


Fig. 71. Kvartsgang med tynne årer som bøyer av mot sørøst.

Kvartsgangene inneholder en grovkrystallinsk kjerne av kvarts. Albitt er avsatt på hver side av kjernen. Kornene er enkelte ganger idiomorft utviklet. Siden albitt bl.a. opptrer langs sprekker i kvartsaggregatene, må flankesonene være avsatt etter kjernen. I flankesonene er også fiolett flusspat og til sist molybdenglans avsatt (Fig. 72).

Kvartsgangenes grenseflater mot granitt er plane og regelmessige. På flatene er det ofte utviklet en sone med muskovitt. Granitt er vanlig omdannet til greisen i en tynn sone inntil kvartsgangen.

Molybdenglans opptrer vanligvis i uregelmessig formede

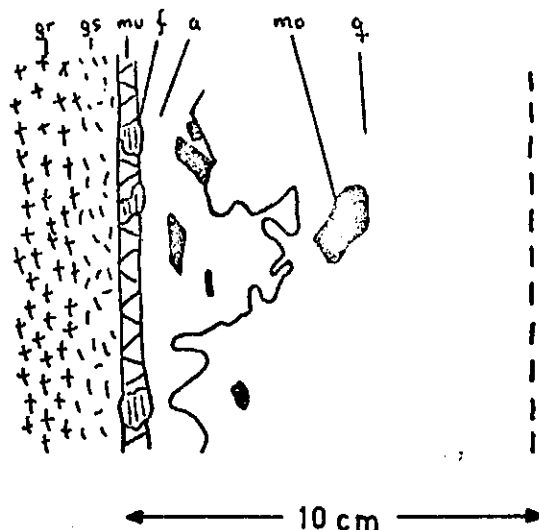


Fig. 72. Tverrsnitt av en halvdel av en kvartsgang. Kvarts (q), albitt(a), flusspat(f), molybdenglans(mo), muskovitt(mu), greisen(gs) og granitt(gr).

linser og nyrer på opp til ca. 4-5 dm³. Kornstørrelsen er opp til 2-3 cm. Kornene er ofte idiomorft utviklet.

Litt magnetitt og kobberkis opptrer enkelte steder i kvartsgangene.

Gåstjønnefeltet

Gåstjønnegranitten blir gjennomløpet av en del nær parallelle, 0-10 cm brede kvartsårer. Årene er orientert omlag 76N 62SØ.

Kvartsårene inneholder små mengder kobberkis, bornitt, kobberglans, molybdenglans, hematitt, wittichenitt(?), fiolett flusspat og kalkspat.

Årene er omgitt av tynne greisensoner.

Langs sprekker og hulrom i granitten er det observert stilbitt, heulanditt og chabasitt.

Forekomstene i Fyresdal

Grusen gruve

Gruvens historie er lite kjent, men muligens ble forekomsten funnet rundt 1550. I fjellsiden ved gruva er det

innhugget et bergmannsmerke og årstallet 1782. Siste forsøksdrift foregikk trolig ca. 1890.

Det er ført ned en synk og drevet en del i dagen i 20-30 meters lengde.

Forekomsten ligger i en pegmatittgang. Gangen varierer i mektighet, men er minst 3,5 m bred der driften har foregått. Ved gruven følger gangen den omliggende basiske skifers retning (123N 24SV). P.g.a. overdekning er lite av gangen synlig. Pegmatittgangen har samme mineralsammensetning som gangene i Nesmarkfeltet. Den er oftest mellomkornet med enkelte mer grovkornede partier.

Ertsen ligger i tynne kvartsårer som dels krysser, dels følger pegmatittgangen. De kryssende årene er oftest bare 1-2 cm brede, mens de langsgående er 1-10 cm. Hovedparten av kvarts- og ertsavsetningen har foregått nær pegmatittens hengside. Gangen er der nesten fullstendig greisenomvandlet.

Den basiske skifer som grenser mot disse hydrothermalavsetningene i gangens heng, er enkelte steder delvis omdannet. P.g.a. overdekning er det vanskelig å få oversikt over denne omdanningssonen, men fra utskutt materiale sees at sonen hovedsakelig består av et grovkornet klorittlag som kan være opp til 1 m mektig. Lokalt er det også funnet lag som er blitt anriket på kvarts, muskovitt og hematitt sammenvokst med litt ilmenitt.

De hydrothermale årene inneholder melkekvarts, litt kalkspat og bergkrystaller av gangmineraler. Ertsen består hovedsakelig av bornitt og molybdenglans (både 2H- og 3R-modifikasjonen). I sulfidaggregatene er det funnet litt kobberkis, digenitt, djurleitt, kobberglans(?), tellurvismut, tetradymitt(?), gedigent gull, blyglans(?), wittichenitt og hematitt.

Moberg gruve

Forekomsten ble funnet ca. 1550. Den ble drevet sporadisk

fram til 1890.

Det er neddrevet en synk på minst 50 m, og en stoll er ført inn mot denne lenger nede i åssiden.

Ertsen opptrer i en ren kvartsgang som ligger inntil en bred, gjennomskjærende granittgang. Granittgangen er minst 250 m lang, og dens maksimale mektighet er 40-50 m. Den har retning ca. 23N og er steiltstående. Gangen er middels til grovkornet og har hist og her pegmatittiske utsondringer. Den gjennomløpes av tynne kvartsårer.

Kvartsgangen er opp til 5-6 m mektig. Den har skarpe grenser mot granitt og kvartsskifer. Enkelte steder trenger små årer inn i granitten.

Ertsen opptrer utelukkende i den del av kvartsgangen som ligger mot granitt. Den ligger i spredte, små, nyreformede lommer.

Gangmineraler: Melkekvarter, bergkrystall og litt kalkspat.
Ertsermineraler: Bornitt (85 - 90%), kobberkis, digenitt, kobberglans(?), djurleitt, molybdenglans (både 2H,- og 3R-modifikasjonene, tellurvismut, tetradymitt(?), wittichenitt, blyglans(?), gedigent gull og hematitt.

Forekomsten er svært fattig, og drift har sikkert aldri lønnet seg. Betegnende er det at arbeidet 1889-90 bare ble drevet som et forsøk på å finne rikere ertsavsetninger.

Mosnap gruve

Historie

Forekomsten ble funnet rundt 1550. Hoveddriften ved gruen foregikk i årene 1857-88 i tilknytning til driften ved Åndal gruve.

Drift

Det er ført inn en over 100 m lang stoll langs en 0,75-3 m bred pegmatittgang, og drevet to synker ned til denne.

Den ene synken skal være 80 m dyp. I en annen, ca. 1 m bred pegmatittgang er det ført ned to synker, som nå er vannfylte. Dessuten er det utført en del mindre overflatearbeider.

Bergarter

Det meste av området rundt gruen består av konglomeratlag med tynne soner med kvartsskifer og basisk skifer. Området blir gjennomløpet av et stort antall pegmatittganger. Gangene er 0-3 m mektige. De kan p.g.a. overdekning vanligvis bare følges noen få titalls meter. De opptrer både som lagerganger og som gjennomskjærende ganger. Pegmatittgangene er av samme type som gangene beskrevet fra Nesmarkfeltet.

I mange av gangene er det observert et regelmessig mønster av tverrsprekker, antagelig en følge av kontraksjon ved krystalliseringen.

Ertsen er avsatt i 0-15 cm brede kvartsårer, som dels følger tverrsprekkene og dels flankene til pegmatittgangene.

Rundt kvartsårene er det greisensoner som ofte inneholder en del molybdenglans.

Kvartsårenes sammensetning

Gangmineraler: Melkekvarter (ca. 90%), rökkvarter, kalkspat, skiferspat, albitt og kloritt.

Ertsmineraler: Kobberkis (ca. 55%), bornitt (ca. 35%), molybdenglans (ca. 5%), wittichenitt, magnetitt, tetradymitt(?), kobberglans, scheelitt, tellurvismut, hematitt, blyglans(?) og mineral "K".

Ifølge to analyser utført på Sentralinstitutt for industriell forskning inneholder kobberkiserts ca. 0,02% Bi og bornitterts ca. 0,8% Bi.

Drivverdighet

Ifølge tidligere opptegnelser og etter utdrevet bergmasse skulle Mosnap gruve nest etter Åmdal gruve være den mest

betydelige i det området som er undersøkt.

Det foreligger imidlertid ikke materiale som kan fortelle hvor rik denne gruve har vært.

Den ertsanrikning som idag kan observeres i synkene og på berghallene, og det faktum at ertsen opptrer på relativt smale pegmatittganger, tyder på at forekomsten etter dagens forhold både er for fattig og for liten til å ha særlig økonomisk interesse, tross ertsens rikholdighet på Cu, Mo og Bi.

Hestekveven gruve

Drift foregikk i perioden 1915-17. I 1916 ble det uttatt 30 tonn Cu-malm og i 1917 76 kg Mo-konsentrat.

Det er sprengt inn en stoll (lengde ukjent). Ved stollmunningen er det drevet ned en synk, som nå er vannfylt.

Ertsen opptrer i en ca. 1 m bred, steiltstående kvartsgang med retning 54N. Gangen ligger inne i Skafsågranitten, men langs den ene flanken løper det noen desimeterbrede linser med diabas.

Av gangmineraler opptrer melkekvarts, litt bergkrystall, albitt, kloritt og fiolett flusspat.

Kobberkis, molybdenglans og hematitt er hovedersmineraler. Bornitt og sinkblende opptrer i små mengder.

Tektonisk, bergartsmessig og kjemisk kontroll ved erts-
avsetningen.

Utfellingen av erts i området synes i relativ liten grad å være direkte forårsaket av tektoniske "feller". Grunnen til dette er trolig at de tektoniske påvirkninger sjelden skapte egnede steder for utfelling.

Det er mulig at granittenes intruderende effekt, som bl.a. førte til dannelsen av sprekker og overskyvningsplan, kan være en av faktorene ved avsetningen av Åmdal og Bleikum forekomstene og kvarts-flusspat gangene ved Lauvvik. Sannsynligvis er Bandakslid og Tjöstölflaten forekomstene og dessuten Tveitesto flusspat forekomst (nord for Tveiten gruve) og noen små kobberforekomster like syd for Dalen (NV for det undersøkte felt) avsatt langs sprekke- eller forkastningsplan dannet i forbindelse med den store forkastningen, som har funnet sted langs Bandakvann (Györy pers.med.). I området langs Bandakvann synes det derfor å være relativt gode muligheter til å finne nye forekomster.

Sett etter antall forekomster er kontraksjonssprekker i granitt og pegmatitt det vanligste utfellingssted for erts i området. Denne type forekomster omfatter forekomstene i Klövereid- og Gåstjønnganitt og Grusen, Mosnap og Nesmark forekomstene. Forekomstene av denne type synes karakteristisk å være meget begrensede i utstrekning, og de synes, som kobberkilde, å ha relativt liten økonomisk interesse.

Gneisgranitt inneholder i motsetning til granitt og pegmatitt svært få sprekker eller hulrom hvor erts kunne bli utfelt. I denne bergart opptrer det derfor meget sjelden hydrothermalavsetninger. Det er imidlertid mulig at denne

kompakte bergart kan føre til at de hydrothermale løsninger og ertsavsetningen blir mer konsentrert, slik det kan synes ved Åmdal gruve, hvor de mektigste ertsgangene i området ligger i skiferen langs gneisgranittgrensen.

Hydrothermale kvartsårer forekommer sjelden direkte knyttet til kvartsskifer, men ved Tveiten gruve synes en rekke årer å følge skiffrighetsplan i denne bergarten. Det samme synes å være tilfelle i Howardgangen, Åmdal.

Ertsavsetning i mer eller mindre kontakt med basiske bergarter har funnet sted i det basiske laget ved Lauvvik, i Hoffnung og Parallellen i Åmdal og i Grusen og Mosnap forekomstene

Dons (1963) rapporterte at det store flertall av forekomstene innen kartbladet Kviteseid ligger i basisk skifer, skjönt forekomstene trolig stammer fra granitter. Det samme er beskrevet i en rekke andre området (Geijer 1923). Det er liten tvil om at basiske bergarter har en kjemisk innvirkning på løsninger som stammer fra eller har gjennomspylt sure bergarter, og dermed forårsaker utfelling av tilførte komponenter. Det er mulig at den kjemiske innvirkning ved de nevnte forekomster har vært en av de kontrollerende faktorer ved ertsavsetningen.

Det basiske laget ved Lauvvik er den eneste basiske bergart av større mektighet som er undersøkt i området. I motsetning til kvartsskifer, inneholder dette laget et meget stort antall tynne, tilsynelatende uorienterte kvartsårer med erts. Det synes, som nevnt, tydelig at dette laget i motsetning til kvartsskifer har hatt en utfellende virkning. En annen sak er at det ikke har vært tilstede tektoniske faktorer som kunne ført til en mer konsentrert ertsavsetning. Slik det er nå, er

ertsen spredd rundt i små ansamlinger, og disse ertsavsetningene synes derfor, som kobberkilde, å ha liten økonomisk interesse.

Elementer av prospekteringsmessig interesse.

Kobberertsene i området er av såkalt "copper paragenesis" type. De er altså meget rike på kobber, men relativt fattige på svovel. Kobberkiserts inneholder over 30, bornitterts over 50 og djurleitterts over 65% kobber. Dette elementet må sannsynligvis danne basis i de fleste forekomster når drivverdigheten vurderes.

Molybdenglans er tilstede i de fleste av forekomstene. Foruten i Bandaksli, som utelukkende inneholder molybdenglans, opptrer mineralet rikelig i Bleikum skjerp og i Grusen, Mosnap og Hestekveven gruver. Molybden må tas med som en viktig faktor ved en økonomisk vurdering av disse forekomstene.

Ertsene inneholder relativt mye sølv og gull. Særlig gjelder dette bornitt- og djurleitterts.

I bornitt- og djurleitterts opptrer også vismut så rikelig at metallet har økonomisk betydning.

I bornittertsforekomstene Grusen, Moberg, Mosnap og Tjöstölflaten synes tellurmineraler å opptre så hyppig at elementet kan vise seg å ha betydning ved en økonomisk vurdering. Sammen med tellur opptrer det antagelig noe selen.

KAPITEL VI:

SAMMENSTILLING AV OBSERVASJONER OM ERTSENE

Trekk ved ertsens fortrenkning

Ertse ble tydelig først avsatt i hulrom i kvartsårene, dernest ved fortrenkning langs sprekker og korngrenser i kvartssaggregatene.

Ved dannelse av ertsmineraler i senere stadier, viser det seg at sulfider lettere fortrenker sulfider enn silikater. De fortrenker de tilstedeværende sulfider før de eventuelt fortsetter med å fortrenge silikater. Dette gjelder for allotriomorfe aggregater. Mineraler som former idiomorfe og hypidiomorfe krystaller, f.eks. svovelkis, arsenkis, hematitt og magnetitt, er de mest motstandsdyktige mot fortrenkning.

Av ertsmineralene står bornitt i en særstilling. Det synes som om mineralet har en meget markert submikroskopisk kløv, slik at de hydrothermale løsningene lett har vært i stand til å gjennomskylle bornittkornene. Dette har ført til hyppig dannelse av "guided replacement" strukturer.

Graden av stofftransport ved fortrenkningen varierer, og likeledes er dannelsesmåter og sluttprodukter forskjellige:

Fullstendig oppløsning og bortføring av tilstedeværende materiale finner sted bl.a. ved sulfiders fortrenkning av silikater.

"Frontsonene" med gedigent vismut er et eksempel hvor et mineral blir fullstendig oppløst ved fortrenkning, men siden utkrystalliserer på ny umiddelbart utenfor "fortrenkningsfronten".

Fortrenning hvor deler av det gamle mineral blir brukt i det nye, kan eksemplifiseres ved kobberkisens replasering av bornitt. Både Cu^{2+} , Fe^{2+} og S^{2-} kan her inngå i det nye mineral. Ved kobberkisens fortrenning av sinkblende kan S^{2-} og Fe^{2+} benyttes.

Ved fortrening av bornitt med digenitt blir en del av det gamle mineral brukt i det nye. Det oppløste materialet blir ført ut av fortreningsområdet. Utenfor "fortreningsfronten" reagerer det med bornitt og danner et nytt mineral, kobberkis.

Ved reaksjon av Bi^{3+} med bornitt blir en del av det gamle mineralet brukt i det nye vismutmineral, wittichenitt. Resten danner et nytt mineral, kobberkis, som utkrystalliserer simultant og i likevekt med vismutmineralet.

I tilfellet med kobberkisens fortrenning av mineral "C", blir det langs "fortreningsfronten" dannet et reaksjonsmineral, "D", av materiale fra begge disse mineraler.

Opptreden av flere faser av svovelkis, bornitt og kobberglans er interessante trekk ved mineraldannelsen, som det ikke er mulig å finne løsning på før mikrosonde analyser har avslørt elementvariasjonene.

Ved fortrenningen finner det ofte sted en volumforminskning som fører til sprekkedannelse. Disse sprekke oppstår langs krystallografiske retninger, sirkulært rundt det nye mineral eller som en uregelmessig forgrening. Felles for den hypogene fortrenning er at sprekke gjerne oppstår inne i det gamle mineral, mens sprekke ved supergen fortrenning oftest opptrer inne i det nye, skjönt oppsprekningen også da gjenspeiler krystallografiske trekk i det mineral som er fortrengt.

Ute- Som beskrevet for wittichenitt (side), er det mulig at det enkelte ganger kan finne sted en viss volumøkning.

Trykkpåvirkning i de hydrothermale avsetninger

De store tektonske foldefaser i det undersøkte området fant sted før de ertsførende kvartsårer ble avsatt. Senere bevegelser i bergartene er ikke påvist med sikkerhet, men det har trolig vært mindre forskyvninger langs en del av de sprekker som ble dannet før tiden med hydrothermal aktivitet. (Györy pers.med.).

Ved undersøkelsen av kvartsårer og sidestensomvandling er det funnet strukturer som trolig er resultater av trykkpåvirkning. Følgende strukturer er observert:

- 1) Opptreden av skiferspat og mulige glidestriper langs sprekkeflate.
- 2) Molybdenglanskorn er bøyd og brukket.
- 3) Magnetkis har trykktvillinger og andre tegn på trykkpåvirkning.
- 4) Svovelkiskorn er brutt opp.
- 5) Svovelkis er utkrystallisert med gitterfeil.
- 6) Sidestensomvandlingene ved Åmdal er småfoldet.

I Stemmetjønn gruve er det observert skiferspat langs en sprekkeflate, d.v.s. langs en grenseflate mellom en kvartsåre og granitt. Det er mulige glidestriper på flaten. Ved undersøkelsen av ertsene fra denne forekomsten er det ikke funnet teksturer som kan tyde på en ytre trykkpåvirkning.

Det synes trolig at bevegelsen langs kvartsårene foregikk omlag samtidig med avsettelsen av skiferspat. Hvis skiferspaten har samme relative alder som vanlig kalkspat i området, er den eldre enn ertsen og yngre enn kvarts. Den kan imidlertid være dannet senere.

Det er forøvrig ikke funnet tegn til en gjennomgripende trykkpåvirkning eller noen slags "Durchbewegung" i noen av forekomstene. Trykkindikasjonene er bare funnet lokalt. I Bleikum skjerp opptrer det f.eks. utbrutte kjeder av svovelkis-krystaller, som ville gjenspeilet en eventuell

bevegelse i bergarten etter kjedene ble dannet. I samme forekomst opptrer magnetkis og molybdenglans som listet ovenfor.

Molybdenglanskornene som er brukket og böyd, synes å ha sammenheng med kobberkis, som alltid er tilstede. Påvirkningen må ha foregått før eller samtidig med avsetningen av kobberkis.

Trykkpåvirkningen av magnetkis kan trolig sees i sammenheng med molybdenglansens deformasjon og oppbrekning.

Oppsprekningen av svovelkiskorn synes på samme måte å ha tilknytning til avsetningen av kobberkis.

Svovelkis med gitterfeil har trolig vært utsatt for trykkpåvirkning under veksten.

Foldningen av omvandlingssonene av muskovitt ved Åmdal må ha foregått etter at omvandlingen fant sted. På den annen side er kobberkis avsatt i foldeknær og langs bruddplan i foldene. Dette tyder på at foldningen gikk for seg før den hydrothermale aktivitet avtok.

Det synes som om det fortsatt har foregått visse bevegelser langs enkelte sprekker i Klövereidgranitten i tiden med hydrothermal aktivitet eller senere.

Det er mulig at også strukturene fra ertser og side-stensomvandling gjenspeiler regionale trykkforhold. Den lokale opptreden, en del av ertsstrukturenes beskaffenhet og at påvirkningen kan tidfestes til perioden med hydrothermal aktivitet, tyder imidlertid på at de er dannet i forbindelse med hydrothermale løsnings framtrengen og mineralavsetning.

Ertsparagenese

Ut fra beskrivelsene av de forskjellige ertsmineraler og ertsforekomster er det mulig å få et nyansert bilde av aldersforholdene ved ertsavsetningen.

Det er mulig å inndelegge den hydrotermale ertsavsetning i syv tydelige stadier (stages) og i enkelte tilfelle også i substadier (steps). Hvert stadium er karakterisert ved avsetning av spesielle mineraler og elementer. På Fig. 73 er alle aldersobservasjoner for de identifiserte mineraler sammenfattet i et paragenesediagram. De karakteristiske elementer i de forskjellige stadier er vist i Fig. 74.

Stadium 1. Jernoksydene er alltid eldst der de opptrer.

Stadium 2. Molybdenglans er eldst av sulfidene. Det er ikke funnet aldersindikasjoner for scheelitt, men siden Mo- og W-mineraler er rapportert å være avsatt omlag samtidig i andre forekomster, har jeg plassert mineralet sammen med molybdenglans.

Stadium 3. Svovelkis er dannet trolig før, men muligens samtidig med magnetkis. Det er ikke funnet indisier som viser om arsenkis er utkrystallisert før eller etter bornitt. Jeg har valgt å plassere mineralet sammen med svovelkis og magnetkis, siden mineralet inneholder AsS_2^{2-} (og svovelkis S_2^{2-}).

Stadium 4. Bornitt opptrer alene eller med ekssolusjonslameller(?) av kobberkis.

Stadium 5. Det er utkrystallisert et stort antall mineraler med Bi, Pb, Te, Se, Au, Ag og As som karakteristiske elementer. Siden Bi, Pb-mineralene er tydelig yngre enn Bi, Te- og Au, Ag-mineralene, kan stadiet inndeles i substadier.

Stadium 6. Det er avsatt sinkblende og kobberkis. Det førstnevnte mineral er tydelig eldst. Begge mineraler inneholder ekssolusjonskropper av det andre.

MINERAL

TID MINKER →

Magnetitt

Hematitt

Scheelitt

Molybdenglans

Arsenkis

Svovelkis

Magnetkis

Bornitt

Kobberkis(I)?

Tennantitt

Tellurvismut

Tetradymitt?

Gedigent sølv

Gedigent gull

Wittichenitt

Kobberkis(II)

Blyglans

Vismutglans

Galenobismuthitt?

Sinkblende(I)

Kobberkis(III)

Kobberkis(IV)

Sinkblende(II)

Mackinawitt

Digenitt

Kobberkis(V)

Kobberglans

STADIUM

1

2

3

4

5a

5b

6a

6b

7

Stadium	1	2	3	4	5a	5b	6a	6b	7
Elementer	Fe ³⁺ Fe ²⁺ O ²⁻	Mo ⁴⁺ W ⁶⁺ S ²⁻	Fe ²⁺ As ⁻ S ₂ ²⁻ S ²⁻	Fe ²⁺ Cu ⁺ Cu ²⁺ S ²⁻	Hu, Hg Bi ³⁺ Te ²⁻ As ³⁺	Pb ²⁺ Bi ³⁺ S ²⁻	Zn ²⁺ Fe ²⁺ Cu ²⁺ S ²⁻	Cu ²⁺ Fe ²⁺ Zn ²⁺ S ²⁻	Cu ⁺ S ²⁻

Fig.74. Stadienes karakteristiske elementer.

Stadium 7. Digenitt, kobberkis (V) og kobberglans synes å være dannet omlag samtidig.

I de forskjellige forekomstene er det oftest funnet fra 4 - 6 stadier, men i Åmdal og Tveiten gruver er alle stadier tilstede.

Siden alle forekomstene i området er karakterisert ved de spesielle stadier som er skissert ovenfor, må samtlige ertsforekomster stamme fra samme avsetningsfase (phase). Alle ertsavsetningene må altså være resultat av samme geologiske aktivitet og være avsatt innen en bestemt tidsperiode. Skjønt forekomstene er funnet i både basiske lag, marmor, kvartsskifer, gneisgranitt, granitt og pegmatitt må derfor alle være genetisk tilknyttet en bestemt metamorf- eller magmatisk prosess.

Mulige metallbærere

De fleste metaller er sannsynligvis bundet i kompleksjoner når de blir transportert i hydrotermale løsninger (Barnes & Czarmanske 1967). I det undersøkte området er det observert fire elementer foruten O og H, som kan tenkes å danne kompleksjoner med metaller.

- 1) Svovel (som S²⁻ eller S₂²⁻) er tilstede i store mengder i alle ertsforekomstene.
- 2) Carbon (som C⁴⁺ i CO₃²⁻) er tilstede i relativt store

mengder i Åmdal og Nesmark gruver og i mindre mengde i de fleste andre av forekomstene.

- 3) Fluor (som F^-) er tilstede i forekomster hvor kobberkis er det helt dominerende ertsmineral. I forekomstene langs Bandakvann opptrer elementet i ganske rikelig mengde.
- 4) Arsen (som As^- eller As^{3+}) er tilstede i små mengder i Åmdal gruve og i forekomstene i Klövereidgranitten.

Det er trolig at de hydrotermale løsningene inneholdt betydelige konsentrasjoner av de fire elementene, selv om betingelsene for utfelling ofte ikke var gunstige for de tre siste.

Mineral- og elementvariasjoner i forekomstene

Som et utgangspunkt for en analyse av de systematiske variasjoner i forekomstene, er de forskjellige forekomstene ført opp i rekkefølge etter mengdeforholdene mellom de ulike kobbermineraler (Fig.75). Mengdeforholdet varierer fra utelukkende kobberkis til nesten bare bornitt til overveiende Cu-S mineraler.

Av hovedertsmineraler som ikke faller inn under diagrammet, opptrer svovelkis ganske rikelig i Klövereid og Bleikum og i meget små mengder i Åmdal. Magnetitt opptrer de fleste steder hvor sulfidene hovedsakelig består av kobberkis, mens hematitt er det jernoksyd som er tilstede der bornitt og Cu-S mineraler dominerer. Tveiten og Hestekveven er unntak fra denne regel, idet hematitt der finnes sammen med kobberkis.

Variasjonen i elementer og oksydasjonstrinn synes å være følgende:

S_2^{2-} opptrer bare i små mengder i noen av de øverste forekomstene i rekken. Forøvrig opptrer S^{2-} . Det er en meget sterk minkning i S/Metall-forholdet nedover i forekomstrekken.

Kløvereid/Bleikum

Hestekveven

Åmdal

Tveiten

Gåstjønn

Mosnap

Tjöstølflaten

Grusen/Moberg

Nesmark

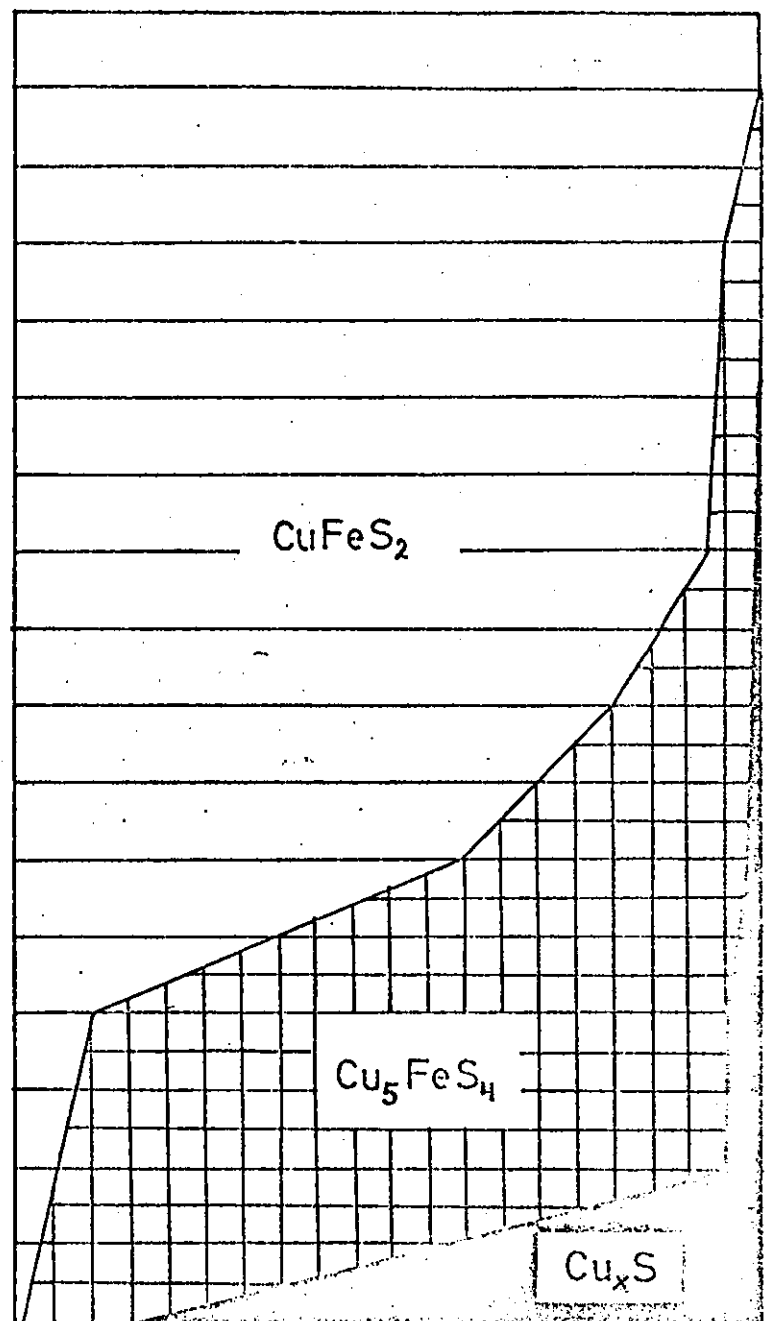


Fig. 75. Omtrentlige mengdeforhold mellom kobbermineraler i forekomstene.

Det relative kobberinnhold öker sterkt nedover i rekken.

En tydelig trend viser at mengden av Fe^{2+} minker, mens Fe^{3+} -mengden öker nedover i forekomstrekken. Det ser ikke ut til at den relative totalmengde av jern forandrer seg vesentlig i noen retning, men mengden av jern bundet i sulfider er sterkt synkende.

For aksessoriske elementer og mineraler er det også mulig å peke på generelle trekk.

Arsenkis og sinkblende (og dermed As og Zn) er bare funnet i de øverste forekomstene i rekken.

Bly og vismut er tilstede i de fleste av forekomstene. Analyser viser imidlertid at kobberkiserts inneholder under 0,1% Bi, bornitterts 0,8-1,0% Bi og kobbersulfiderts ca. 0,4% Bi. Vismutinnholdet i forekomstene synes derfor å öke raskt nedover i rekken inntil det når en topp ved de bornittrike forekomstene. Videre synker innholdet langsomt. Innholdet av bly er størst i Bleikum og Åmdal.

Bly og vismut, som opptrer sammen, er bundet i forskjellige mineraler. Sammen med bornitt er det dannet wittichenitt og blyglans, i Bleikum er det utkrystallisert vismutglans og blyglans og i Klövereid galenobismuthitt(?) og mineral "I".

Tellur (og selen?) er bare funnet i vismutmineraler i de fire bornittrike forekomstene. Skjønt både tetradymitt(?) og tellurvismut er funnet i de fleste av de fire forekomstene, inneholder de to øverste av disse fire i forekomstrekken nesten utelukkende tetradymitt(?) og de to nederste overveiende tellurvismut.

Sölv- og gullmineraler er funnet i de fleste av forekomstene. Gedigent gull synes særlig å opptre sammen med

vismutmineraler. Analyser (Vogt 1886, 1888) viser at sølv-innholdet i kobberkis er relativt lavt, mens innholdet i bornitterts er høyt og i kobbersulfiderts nokså høyt. (Au,Ag)-innholdet synes altså å følge omlag samme trend som Bi-innholdet.

Variasjon i P_{O_2} og P_{S_2} ved ertsavsetningene

For å få belyst variasjonen i P_{O_2} og P_{S_2} ved dannelsen av ertsene er det nedenfor satt opp en liste over de viktigste sulfider og oksyder i forekomstene:

1. Klövereidforekomstene	$CuFeS_2 + FeS_2 (+ Fe_3O_4)$
2. Bleikum	$CuFeS_2 + FeS_2 + Fe_3O_4 (+Fe_{1-x}S)$
3. Hestekveven/Tveiten	$CuFeS_2 + Fe_2O_3 + Cu_5FeS_4$
4. Åmdal	$CuFeS_2 + Fe_3O_4$
5. Mosnap	$CuFeS_2 + Cu_5FeS_4 + Fe_3O_4 + Fe_2O_3$
6. Moberg/Grusen/Tjöstölflaten	$Cu_5FeS_4 + Fe_2O_3$
7. Nesmark	$Cu_xS + Fe_2O_3$

Variasjonen kan trolig anskueliggjøres ved hjelp av et diagram utarbeidet av Natarajan & Garrels (1958) (Fig.76). Diagrammet gjelder for $25^{\circ}C$ og 1 atm, men økende T,P-forhold vil trolig bare føre til visse forskyvninger av linjene. Det generelle bilde vil bli det samme. Forekomstenes omtrentlige plassering er ført inn med nummer på figuren.

Hestekveven og Tveiten avviker noe fra den generelle trend, men jevnt over viser diagrammet at P_{O_2} ved ertsavsetninger har øket markert nedover i forekomstrekkene på side 121.

Diagrammet antyder også at P_{S_2} har vært relativt konstant, men øket noe nedover i rekken. Ertsparagenesene har altså blitt svovelfattigere selv om P_{S_2} har øket.

Ut fra lignende diagrammer for Eh-pH variasjoner sammenstilt av Natarajan og Garrels (1958), går det fram at Eh har øket nedover i forekomstrekkene. Det er ikke mulig å komme fram til holdbare konklusjoner for variasjonen i pH ut fra

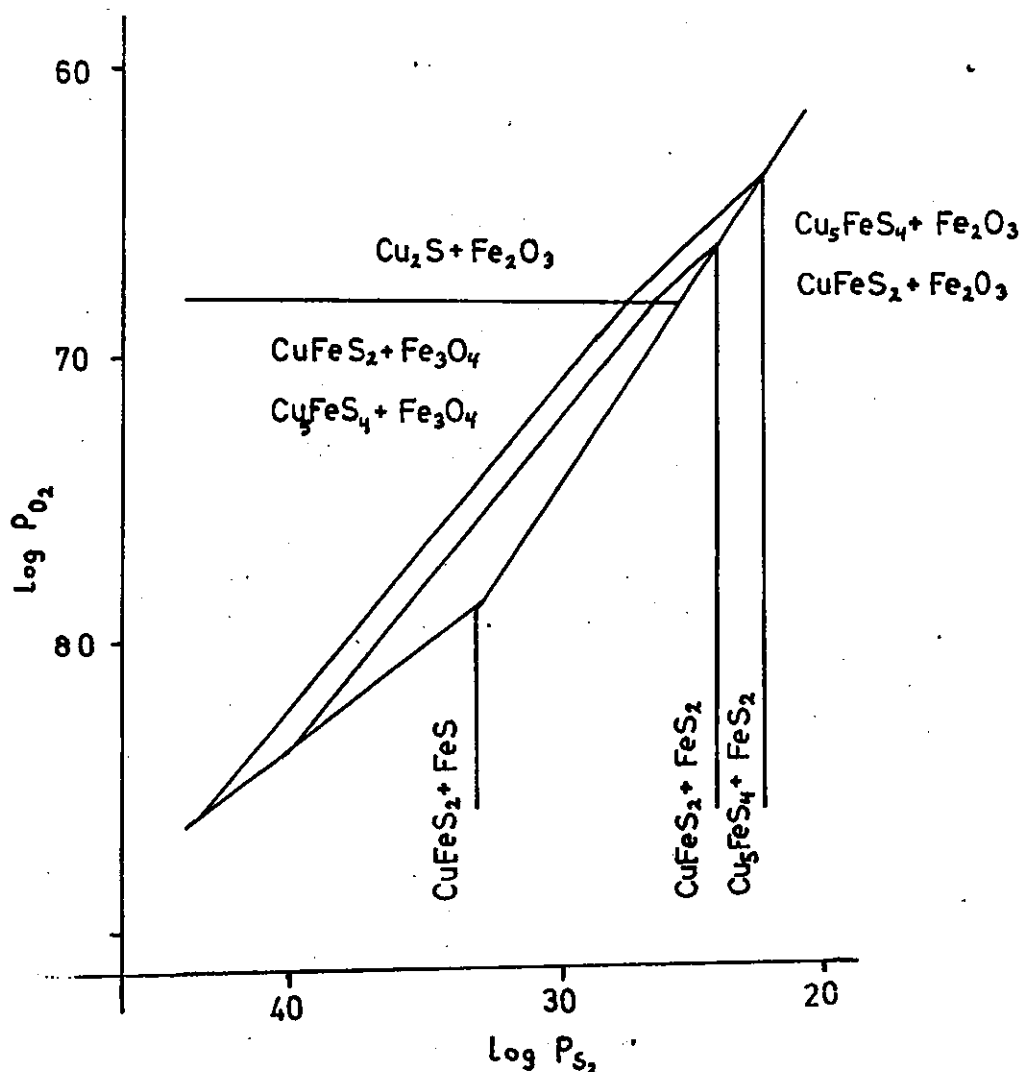


Fig. 76. P_{O_2} - P_{S_2} diagram for Fe-Cu-O₂-S₂ systemet ved 25°C og 1 atm totalt trykk. (Etter Natarajan & Garrels 1958).

disse diagrammene.

Det er imidlertid rapportert at pH øker når oksygenaktiviteten stiger (Korshinskij 1965), slik at pH ved ertsavsetningen trolig har vært svakt stigende nedover i forekomstrekken på side 121.

Ut fra disse diagrambetraktninger synes det tydelig at P_{O_2} og dermed Eh og pH har vært viktige og muligens avgjørende fasebestemmende faktorer ved avsetningen av jern og kobberminerale.

Temperaturindikasjoner

De temperaturindikasjoner som er funnet ved undersökelsen kan inndeles i to grupper:

- 1) Relative temperaturbestemmelser, d.v.s. indikasjoner
 hvor dannelsesstemperaturen ikke er kjent med sikkerhet, men som kan avgjøre de relative temperaturforhold mellom forekomstene.
- 2) Absolutte temperaturbestemmelser. Dannelsesstemperaturene som blir oppgitt, gjelder ved trykk på 1 atm. De forsök som er gjort med ökende trykk, har vist at temperaturene da synker noe (mon. heks. magnetkis (Kullerud et al. 1963), tetr. kub. kobberkis (Kullerud et al. 1965) og smeltepunkt gedigent vismut (Klement et al. 1963)).

Relative temperaturbestemmelser

De viktigeste geothermometere i denne grupper er ublandbarhetsforholdene mellom kobberkis og sinkblende. Ekssolusjonsstrukturer med sinkblende utskilt i kobberkis (550°C (?)) er bare funnet i forekomstene inne i Klövereid-granitten, men ekssolusjonsstrukturer med kobberkis utskilt i sinkblende ($350\text{--}650^{\circ}\text{C}$ (?)) også er observert i Bleikum skjerp og Hestekveven gruve. I Åmdal og Tveiten gruver er ingen ublandbarhetsstrukturer funnet. Rekkefølgen av forekomster etter dannelsesstemperatur er listet nedenfor sammen med de kobbermineraler som opptrer.

		sl i cp	cp i sl	kobbermineraler
TEMP. SYNKER ↓	Klövereid	x	x	cp
	Bleikum		x	cp
	Hestekveven		x	cp + bn
	Åmdal			cp + bn + dj
	Tveiten			cp + bn + cc

sl = sinkblende, cp = kobberkis, bn = bornitt,
 dj = djurleitt og cc = kobberglans.

Molybdenglans er funnet i alle gruvene uten Tjöstölflaten, men 3R-modifikasjonen er bare tilstede i Moberg, Grusen og Nesmark gruver. Dette kan tyde på at disse tre forekomstene har hatt lavest dannelsesstemperatur, siden tidligere undersøkelser (Khurshudyan 1966) har vist at denne modifikasjonen vanligvis opptrer i forekomster dannet ved lav til medium temperatur.

Absolutte temperaturbestemmelser

De observerte geothermometre er listet nedenfor sammen med funnsteder og temperaturer:

Forekomst	Geothermometer	Temperatur
Bleikum	inversjon i kobberkis	$547 \pm 5^{\circ}\text{C}$
Bleikum	magnetkis + svovelkis	$350\text{--}400^{\circ}\text{C}$
Bleikum	ekssol.mackinawitt i kobberkis	$>200\text{--}250^{\circ}\text{C}$
Klövereid	smeltepunkt gedig. vismut	$<271,5^{\circ}\text{C}$
Tveiten/Grusen	ekssol. kobberkis i bornitt	$>250^{\circ}\text{C}$ (?)
Åmdal/Tjöstölflaten	inversjon i bornitt	$228 \pm 5^{\circ}\text{C}$
Grusen	digenitt + kobberkis	$<228^{\circ}\text{C}$
Mosnap/Tveiten	inversjon i kobberglans	$103,5^{\circ}\text{C}$

Sammendrag

Ekssolusjonen med sinkblende i kobberkis (rel.aldersbest., $\sim 550^{\circ}\text{C}$) og inversjonen i kobberkis tyder på at kobberkis og sinkblende i forekomstene inne i Klövereidgranitten og i Bleikum skjerp er dannet ved en temperatur på over 500°C .

Magnetkis fra Bleikum skjerp synes derimot å være dannet ved $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$ og gedigent vismut fra Klövereid ved under 270°C , skjönt begge disse mineralene er eldre enn sinkblende og kobberkis (Fig. 77).

Dannelsesstemperaturene for mineralene og dermed temperaturene til de metallførende hydrotermale løsningene, synes altså ikke å ha vært jevnt økende eller jevnt synkende ved synkende alder.

Geothermometrene synes ellers å indikere at bornitt i

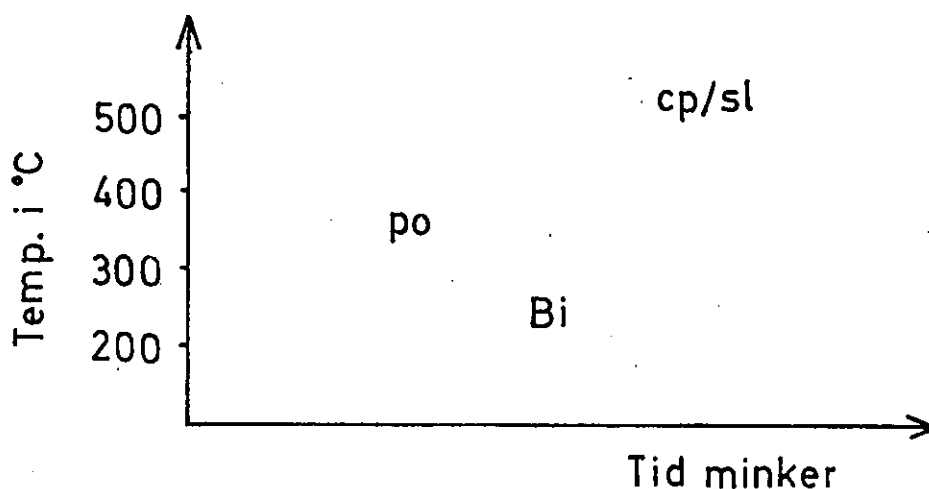


Fig. 77. Alders- og temperaturforhold ved dannelsen av mineraler ved Klövereid og Bleikum.

området er utkrystallisert ved en temperatur på over 250°C , mens Cu-S mineralene er dannet i temperaturområdet $100\text{--}200^{\circ}\text{C}$.

Det har ikke vært mulig å bestemme den øvre temperaturgrense for bornitt, men siden meget lite eller intet kobberkis er utskilt ved eksklusjon, har mineralet etter diagrammene til Yund & Kullerud (1966) sannsynligvis utkrystallisert ved temperaturer under $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$.

Temperaturindikasjonene tyder på at kobberkis/sinkblende stadiet (6) generelt i området har hatt en relativt høy temperatur sammenlignet med stadiene 3, 4, 5 og 7.

De uregelmessig varierende temperaturer for avsetningsstadiene tyder på at det har vært en polyascendant hydrothermal aktivitet i området. Fluid inclusions undersøkelsene, som viste at bergkrystall er dannet ved meget lavere temperatur enn melkekvarts, og at komponentinnholdet i inklusjoner i dem var forskjellig, selv om begge kvartstyper er eldre enn ertsmineralene (side 16), peker i samme lei.

Ut fra temperaturindikasjonene har det vært mulig å sette opp et omtrentlig temperaturdiagram for forekomstene i området (Fig. 78). Dannelsesemperaturene er valgt etter de mest dominerende ertsmineraler i forekomstene.

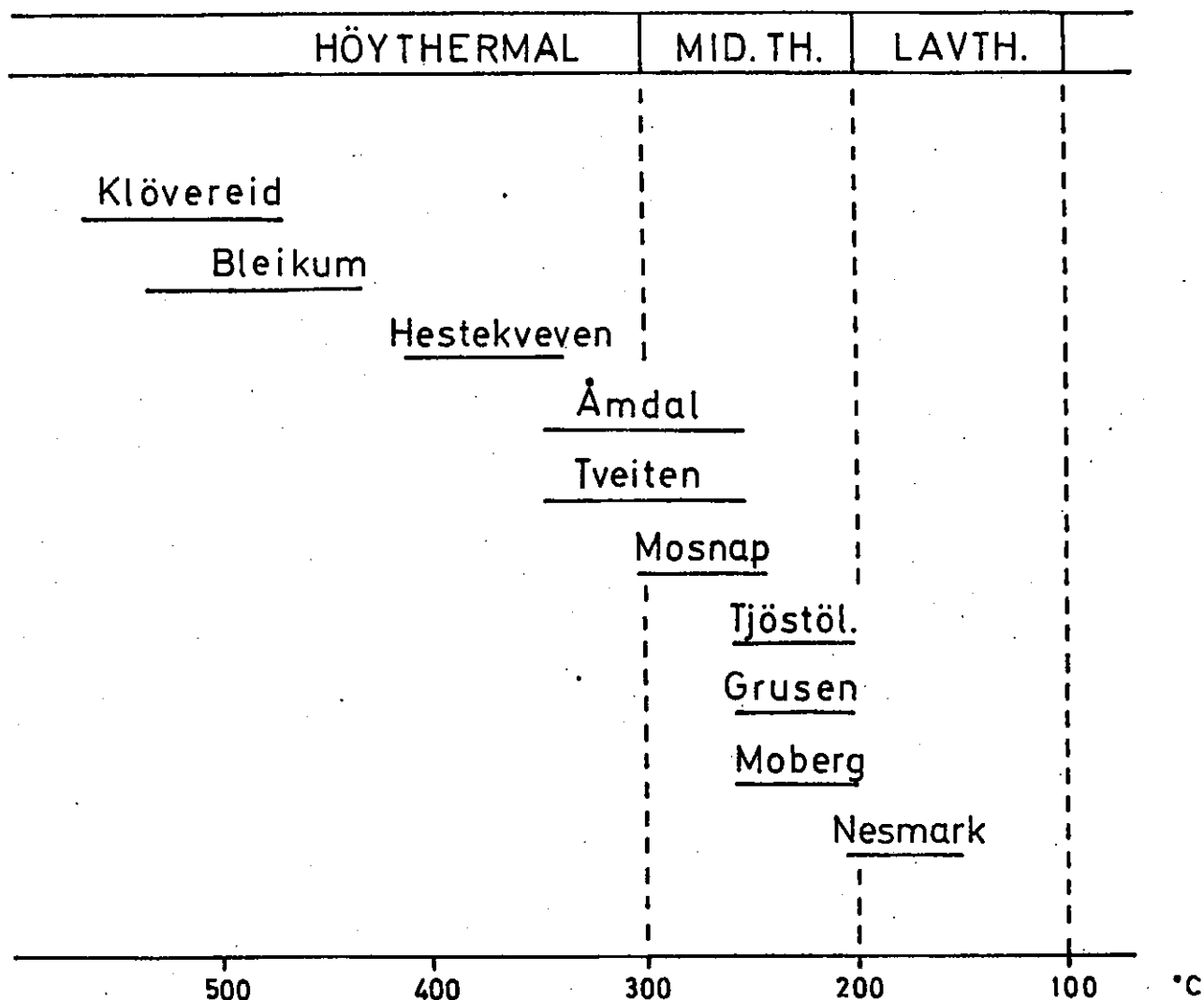


Fig. 78. Omtrentlige dannelsesstemperaturer for ertsforekomstene.

Det syner seg at forekomstene inne i eller inntil Klövereidgranitten må regnes som høythermale og Nesmarkforekomstene som lavthermale, mens de andre forekomstene trolig er middels- eller middels til høythermale.

På Fig. 78 innbefatter Klövereid et stort antall kisforekomster, slik at området sett under ett får en overvekt i antall av høythermale forekomster.

Det har vært vanlig å klassifisere kobberforekomstene i Telemark i gruppen "Mesothermale kobberkis-kvartsganger" (Schneiderhöhn 1941). Denne undersøkelsen viser imidlertid at forekomstene i Bandakvann-Åmdals Verk-Slystöl området er dannet over et bredt temperaturintervall, men at flertallet av forekomstene og nær alle kobberkisertsene er høythermale.

Når forekomstenes plassering i forhold til hverandre og deres dannelsesstemperaturer sees i sammenheng (Fig. 78 og 79), kommer det fram en relativt steil temperaturgradient.

Videre er, som nevnt, forekomstene dannet i et bredt temperaturintervall, hvorav de mest lavthermale er dannet ved temperaturer helt ned mot 150°C .

De hydrothermale dannelsene ble dessuten stort sett avsatt i åpne sprekker. Det er fortsatt tilstede en hel del hulrom i kvartsårene.

De oppsummerte momenter viser at den hydrothermale aktivitet gikk for seg i en del av jordskorpen med relativt lave trykk- og temperaturforhold, d.v.s. at løsninger med meget høy temperatur ($>500^{\circ}\text{C}$, Fig. 78) trolig har intrudert bergarter i grunne deler av jordskorpen.

Dette peker for det første henimot xenothermale avsetningsforhold (Buddington 1935), d.v.s. at de vanlige betegnelsene hypo-, meso- og epithermal etter definisjonene (Lindgren 1933) ikke bør brukes i dette området.

For det annet må de hydrothermale løsningene høyst sannsynlig stamme fra en intrudert magmatisk bergart.

Korrelasjon mellom dannelsesstemperaturer og element- og mineralvariasjoner i forekomstene.

Det syner seg at temperaturrekkefølgen av forekomstene (Fig. 78, side 121) stemmer godt overens med rekkefølgen som ble satt opp tidligere med variasjonen av kobbermineraler som grunnlag (Fig. 75, side 121). Dette viser bl.a. at den relative mengde av Cu öker, mengden av S minker, $\text{S}_2^{2-} \rightarrow \text{S}^{2-}$, $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{Cu}^{2+} \rightarrow \text{Cu}^{+}$ og P_2O_5 (og Eh og pH) öker med synkende dannelsesstemperatur for forekomstene.

Hovedtrekkene ved denne konklusjonen samsvarer med det som forskere tidligere har rapportert som generelle trekk i andre ertsområdet (Park & MacDiarmid 1964).

Ertsavsetningenes genetiske forhold

Dannelsestemperaturene for ertsforekomstene og forekomstenes beliggenhet i forhold til granitt og gneisgranitt sees ut fra Fig. 79.

Forekomstene med høyest dannelsestemperatur befinner seg inne i eller inntil Klövereidgranitten. Hestekveven gruve som dernest følger i temperatur, ligger i gneisgranitt. De andre forekomstene ligger i suprakrustalbergarter.

Gåstjønnsforekomstene som for en stor del ligger i kontaminert granitt, og Tveiten som ligger svært langt fra nærmeste synlige granitt, synes å falle noe utenfor mønsteret, men generelt synker dannelsestemperaturen for ertsforekomstene med økende avstand fra nærmeste granitt.

Den nære miljømessige tilknytning mellom granitt, pegmatitt og hydrothermale kvartsårer i området og aldersforholdene mellom dem er pekt på tidligere (side 14).

Det er videre påvist at samtlige ertsforekomster må være avsatt som følge av samme geologiske prosess (side 119), og at de hydrothermale løsningene høyst sannsynlig stammer fra en intrudert magmatisk bergart (side 129).

Ut fra de momenter som er skissert ovenfor, er det tydelig at den ertsavsettende hydrothermale aktivitet i det undersøkte området har sammenheng med granittenes dannelse.

Sluttbetraktninger

Ut fra de relative aldersforhold mellom ertsmineralene (Fig.73, side 118) og fra deres omtrentlige dannelsestemperaturer (side 127), kommer det fram at de midlere temperaturforekomstene (bornittertsene) er avsatt først, dernest høytemperaturforekomstene (kobberkisertsene) og til sist lavtemperaturforekomstene (Cu-S mineral ertsene). Dette til tross for at forekomstene har avstand fra granittene etter synkende dannelsestemperaturer (side 130).

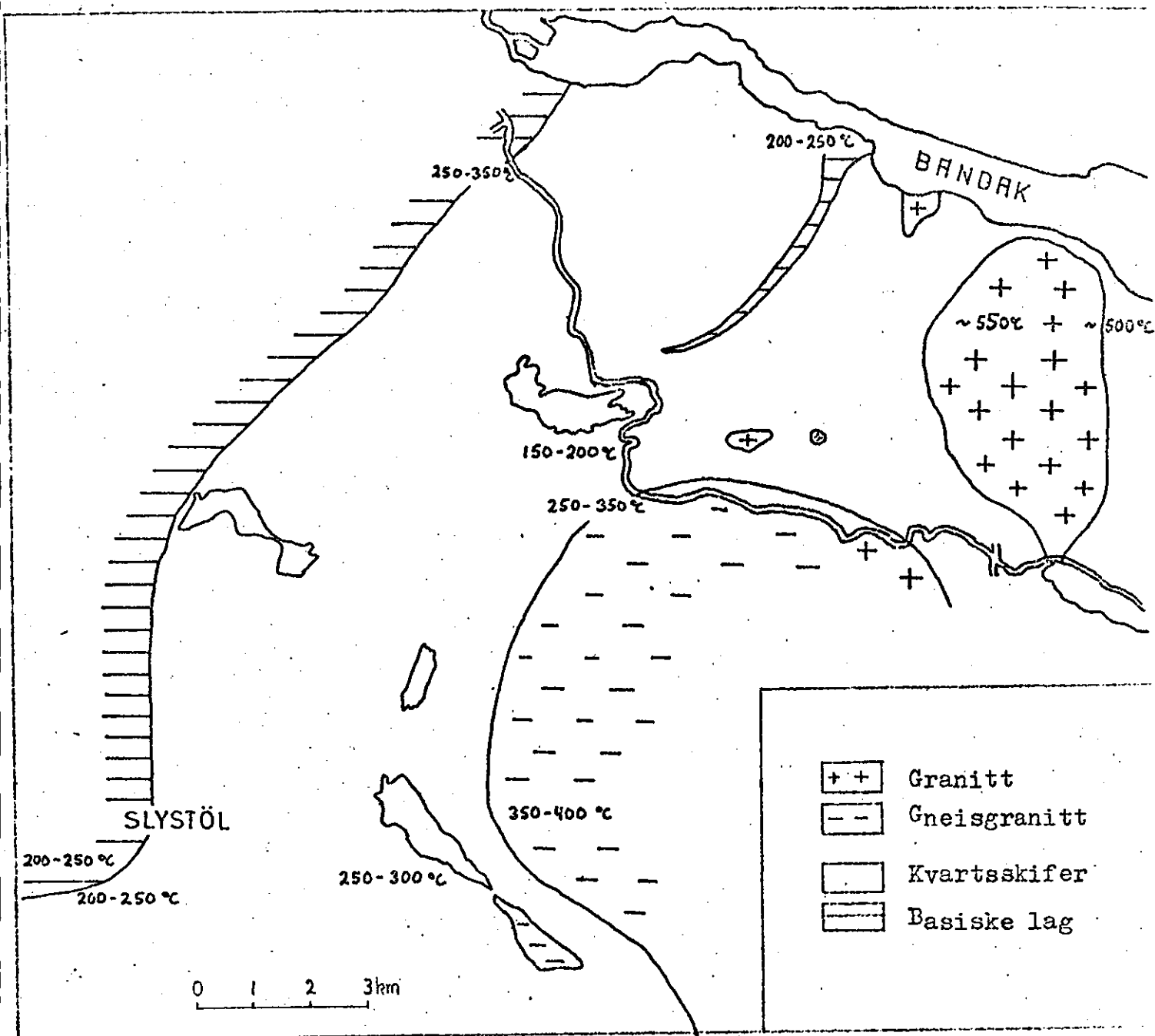


Fig. 79. Ertsforekomstenes beliggenhet og dannelses-temperaturer.

Dette særtrekk ved ertsavsetningene synes å understøtte hypotesen om en polyascendent hydrothermal utvikling i området.

Det viser seg altså at kobber i enkelte løsninger utskilles ved høy temperatur og lav P_{O_2} (og Eh og pH) (i kobberkis), og i andre ved lav temperatur og høy P_{O_2} (og Eh og pH) (i Cu-S mineraler).

Grunnen til dette må trolig være at de forskjellige løsninger har hatt varierende konsentrasjoner av de tilstedeværende elementer. Både konsentrasjonene av det aktuelle metall (f.eks. kobber) og løsningsinnholdet av andre elementer vil være av betydning for når, d.v.s. ved hvilke temperaturer, utskilling av kobber vil finne sted (Helgeson 1964). Metningspunktet for kobber er nådd ved høyest temperatur i de kobberkisutskillende løsninger.

Årsaken til den gradvise variasjon av kobbermineraler i ertsforekomstene i det undersøkte området synes ut fra dette å være variasjonen i elementkonsentrasjoner mellom de forskjellige løsninger. Variasjonen førte til at kobber ble utskilt ved forskjellige temperaturer og dermed ved ulike P_{O_2} (og Eh og pH)forhold, som synes å være de fasebestemmende faktorer (side 124).

— — —

Siden hydrothermalavsetningene er genetisk tilknyttet granitt og pegmatitt, men samtidig er yngre enn disse bergarter, kan de hydrothermale løsninger trolig settes i forbindelse med restsmelter. Dette sammen med den polyascendente aktivitet kan muligens peke mot enslags endomagmatisk hydrothermal differensiasjon (Neumann 1948) som den mekanisme som har kontrollert den hydrothermale utvikling i området.

Regional sammenfatning

Siden Vogt (1886, 1888) formulerte "Den Thelemark - Sæterdalske ertsformation", er det bortsett fra Neumann (1944) som hevdet at ertsavsetningene med gedigent kobber i Dalane stammer fra basiske bergarter, ingen som har opponert mot Vogts antagelse om at alle kobberforekomstene er genetisk tilknyttet granitter. Konklusjonene ved denne undersøkelsen støtter Vogts syn.

Vogts sammenfatning av Telemark-Setesdal området synes derfor å burde opprettholdes, men navnet kunne kanskje moderniseres til Den Telemark-Setesdalske ertsprovins.

Ertssprovinsen er karakterisert ved forekomster av såkalt "copper paragenesis" type som er genetisk tilknyttet granitter, og ved et relativt høyt innhold av Mo, Bi, Ag, Au og Te i ertsene.

Beslektede ertsområdet i Norge

Andre ertsområder med forekomster av "copper paragenesis" type er omtalt av Geijer (1923) (Sjangeli forekomstene i Rombakvinduet), Foslie (1933) (Porsanger), Foslie (1941) (Tysfjord), Gjelsvik (1957) (Sydvestlige del av Finnmarksvidda) og Vokes (1957) (Raipasformasjonen) (Fig. 80).

De fleste av forekomstene ligger i prekambriske bergarter. Ertssene opptrer oftest i kvartssårer. Sjangeli- og Tysfjordforekomstene er antatt å stamme fra sure intrusiver. For de andre forekomstområdene er det ingen klare genetiske tolkninger.

Tysfjordområdet forekomster er, i likhet med Telemarkforekomstene, karakterisert ved sitt innhold av vismutmineraler. Raipasformasjonen og forekomstene inne på Finnmarksvidda har derimot opptreden av mineraler i linnaeittserien, d.v.s. Co, Ni-mineraler, som et særtrekk.

Av forekomstene av "copper paragenesis" type i Norge er for tiden bare Raipasforekomsten ved Repparfjord i drift.

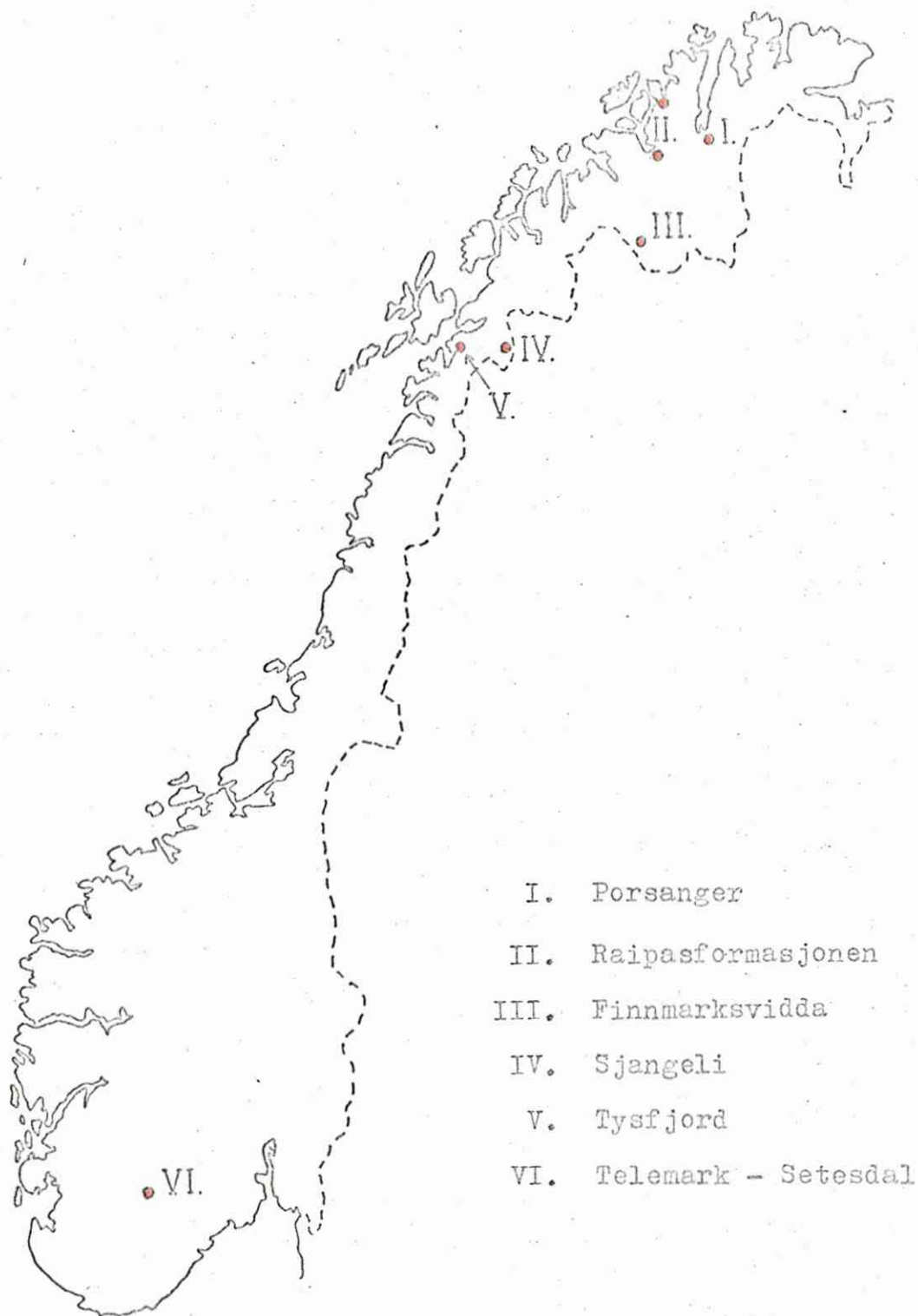


Fig. . Områder med ertsforekomster av "copper paragenesis" type i Norge.

SAMMENDRAG:

Området Bandakvann - Åmdals Verk - Slystøl inneholder et stort antall ertsførende kvartsårer, hvor melkekvarts, flusspat, albitt, kalkspat, kloritt og muskovitt er de viktigste gang-mineraler.

Rundt kvartsårene er det i granitt og pegmatitt dannet greisensoner, hvor SiO_2 og Na_2O er utlutet og K_2O og vann er tilført.

Ertsene, som er av "copper paragenesis" type, inneholder et stort antall mineraler hvor Cu, Fe, Mo, Bi, Pb, Zn, Ag, Au, S, As og Te er hovedelementer. Wittichenitt, Cu_3BiS_3 , og djurleitt, $\text{Cu}_{1.97}\text{S}$, er tidligere ikke rapportert fra Norge.

Ertsavsetningen kan inndeles i syv stadier, hvor følgende mineraler er de mest karakteristiske: magnetitt/hematitt (1) (eldst) - molybdenglans(2) - svovelkis(3) - bornitt(4) - Bi, Pb, Au, Ag, Te-mineraler(5) - kobberkis/sinkblende(6) - Cu-S mineraler (7).

Ertsavsetningene har, især for kobbermineraler, en innbyrdes varierende mineralsammensetning. Det relative innhold av Cu i ertsene øker, mens innholdet av S minsker, $\text{Cu}^{2+} \rightarrow \text{Cu}^+$ og $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ med synkende dannelses-temperaturer. P_{O_2} (og Eh og pH) har vært økende med synkende temperatur ved ertsavsettelsen.

Geothermometere indikerer at ertsforekomstene er avsatt i temperaturintervallet 550 - 150°C.

De ertsførende kvartsårer synes å være avsatt ved en polyascendent, hydrothermal aktivitet, og de er genetisk tilknyttet pegmatitt/aplitt og granitt.

Den hydrothermale utvikling er muligens styrt av en endomagmatisk hydrothermal differensiasjon.

Elementkonsentrasjonene i de metallførende løsningene synes å ha vært av avgjørende betydning for dannelsen av den

gradvise variasjon av kobbermineraler i forekomstene.

Granittene og de hydrothermale løsninger intruderte trolig en del av jordskorpen med relativt lave trykk og temperaturforhold. Ertsforekomstene synes å være dannet ved xenothermale avsetningsforhold.

Forekomstene hører inn under "Den Thelemark - Sæterdalske ertsformation" (Vogt 1886, 1888). Navnet bør trolig moderniseres til Den Telemark - Setesdalske ertsprovins.

LITTERATUR :

American Society for Testing and Materials (ASTM) 1967.

First inorganic index to the Powder diffraction file.

Arnold, R.G. 1962. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743°C. Econ.Geol. 57, 72-90.

Arnold, R.G. 1966. Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and measurement of the metal content of pyrrhotite by x-ray diffraction. Amer.Min. 51, 1221-1228.

Arnold, R.G. & Reichen, Laura E. 1962. Measurement of the metal content of naturally occurring, metal deficient, hexagonal pyrrhotite by an x-ray spacing method. Amer.Min. 47, 105-112.

Berry, L.G. & Thompson, R.M. 1962. X-ray powder data for ore minerals. The Geological Society of America. Memoir 85. 281s.

Bartholomé, P. , Hutechesha, F. & Ruiz, J.L. 1971. Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Republic of the Congo (Kinshasa). Mineralium Deposita 6, 167-177.

Borchert, H. 1934. Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. Chemie der Erde 9, 145-172.

Brown, A. & Lewis, B. 1962. The systems bismuth-tellurium and antimony-tellurium and the synthesis of the minerals x) hedleyite and wehrlite. Journ.Phys.Chem.Sol. 23, 1597-1604.

Buerger, H.W. 1934. The unmixing of chalcopyrite from sphalerite. Amer.Min. 19, 525-530.

Buerger, H.W. 1941. The chalcocite problem. Econ.Geol. 36, 19-44.

Bugge, A. 1963. Norges molybdenforekomster. Norges Geol. Undersök. 217, 134s.

Cameron, E.W. 1961. Ore microscopy. Wiley, New York, 264s.

- Chukhrov, P.V. , Zvyagin, B.B. , Yernilova, L.P. , Soboleva, S.V. & Khitrov, V.G. 1970. Polytypes of molybdenite and their occurrence in ores. Intern.Geol.Review 12, 74-86. (Oversatt fra Geol.rudn.mest. 2, 12-26, 1968).
- Clark, A.H. 1970. Compositional differences between hexagonal and rhombohedral molybdenite. Neues Jahrb.f. Min.Mon.h., 33-38.
- Clark, A.H. & Sillitoe, R.H. 1969. Copper and copper-iron sulfides as the initial products of supergene oxidation. Copiapó mining district, Northern Chile. Amer.Min. 54, 1684-1710.
- Deer, W.A. , Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longmans, London. 518s.
- Desborough, G.A. & Carpenter, R.H. 1965. Phase relations of pyrrhotite. Econ.Geol. 60, 1431-1450.
- Djurle, S. 1958. An x-ray study of the system Cu-S. Acta Chem.Scand. 12, 1415-1426.
- Donnay, G. , Donnay, J.D.H. & Kullerud, G. 1958. Crystal and twin structure of digenite, Cu_9S_5 . Amer.Min. 43, 228-242.
- Dons, J.A. 1960a. Telemark supracrustals and associated rocks. In Holtedal, O. (Ed.), Geology of Norway. Norges Geol. undersök. 208, 49-58.
- Dons, J.A. 1960b. The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. Guide to excursion no. A10 of the XXI Intern.Geol.Congress 1960. Norges Geol.Undersök. 212.
- Dons, J.A. 1963. Gruber og skjerp innen gradteigskart 336V Kviteseid. Norges Geol.Undersök. 216, 80s.

- Edwards, A.B. 1954. The textures of the ore minerals and their significance. Aust.Inst.Min.Met.
- Einaudi, M.T. 1968. Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru. Amer.Min. 53, 1748-1752.
- Einaudi, M.T. 1971. The intermediate product of pyrrhotite alteration. Amer.Min. 56, 1297-1302.
- Foslie, S. 1933. Copper deposits of Norway. In Copper deposits of the world. XVI Intern.Geol.Congress. Washington. 605-615.
- Foslie, S. 1941. Tysfjords geologi. Norges Geol.Undersök. 149, 298s.
- Foslie, S. 1950. Supergene marcasite replacing pyrrhotite. Norges Geol.Tidsskr. 28, 144-150.
- Frenzel, G. 1958. Ein neues Mineral: Idait. Neues Jahrb.f. Min.Mon.h. 6, 142.
- Frenzel, G. 1959. Idait und blaubleibender Covellin. Neues Jahrb.f.Min.Abh. 93, 87-132.
- Frenzel, G. & Ottemann, J. 1967. Eine Sulfidparagenese mit kupferhaltigem Zonarpyrite von Nukundamu, Fiji. Mineralium Deposita 1, 307-316.
- Frueh, A.J. 1949. Disorder in sulfides. Geol.Soc.Amer.Bull. 60, 1889.
- Garrels, R.M. & Christ, C.L. 1965. Solutions, minerals, and equilibria. Harper & Row, New York. 434s.
- Geijer, P. 1923. Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. Sveriges Geol.Undersök. Ser.C 321, No 2, 3-52.

- Genkin, A.D. , Loginov, W.P. & Organova, I.H. 1965. On hexagonal and monoclinic pyrrhotite. Akad.Nauk, Geol.Rud., Met.Ton VII 3, 3-24. .
- Gjelsvik, T. 1957. Pre-glasiale forvittringsfenomener i kobberforekomster i den sydvestlige del av Finnmarksvidda. Geol.Fören.Förhand. 78, 659-665.
- Grönvold, F. & Haraldsen, H. 1952. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S). Acta Chem.Scand. 6, 1452-1469.
- Györy, E. 1972. Geologisk og gravimetrisk undersøkelse i Bandakvann-Fyresdal området, Telemark. Hovedfagsoppgave i mineralogi og petrografi, Universitetet i Oslo, vår 1972. x)
- Herter, P. 1871. Über die Erzführung des thelemarkischen Schiefer. Zeitschr.d.Deutschen Geol.Gesellsch. 23.
- Ingerson, E. 1955. Methods and problems of geologic thermometry. Econ.Geol., Anniv.Vol. Part I, 341-410.
- Jössang, O. 1964. En mikroskopisk undersøkelse av en del av Rörosmalmene. Norges Geol.Undersök. 228, 180-216.
- Keilhau, B.M. 1950. Gsa norvegica. 425-446.
- Kelly, Wm.C. & Turneure, F.S. 1970. Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of Eastern Andes, Bolivia. Econ.Geol. 65, 609-681. .
- Kern, R. & Weisbrod, A. 1967. Thermodynamics for geologists. Freeman, Cooper & Company, San Francisco. 304s.
- Kerr, P.F. 1959. Optical mineralogy. McGraw-Hill, New York 425s.
- Khurshudyan, E.Kh. 1966. Formation considerations of the rhombohedral modification of molybdenite. Dokl.AN SSSR 171, no. 1.

- Klement, W. , Jayaraman, A. & Kennedy, G.C. 1963. Phase diagrams of arsenic, antimony and bismuth at pressures up to 70 kilobars. *Phys.Rev.* 131, 632-637.
- Korshinskij, D.S. 1965. *Abriss der metasomatischen Prozesse.* Akademie-Verlag, Berlin. 195s.
- Krause, H. 1965. Idaite, Cu_5FeS_6 , from Konnerud near Drammen, Norges Geol.Undersök. 45, 417-421.
- Kullerud, G. , Bell, P. & England, J.L. 1965. High-pressure differential thermal analysis. *Carn.Inst.Wash. Year Book* 64, 197-199.
- Kullerud, G. , Doe, B.R. , Buseck, P.R. & Tröften, P.F. 1963. Heating experiments on monoclinic pyrrhotites. *Carn.Inst. Wash. Year Book* 62, 210-213.
- Latsky, R. 1942. The magmatic copper ores of Namagualand.. *Geol.Soc. of South Africa, Trans.* 45, 137.
- x) Lyon, R.P.J. 1959. Times aspects of geothermometry. *Mining Engineering* 11, 1145-1151.
- Lövold, L. 1946. Årsrapport 1945. Åmdal gruver. Upublisert.
- Morimoto, N. 1962. Djurleite, a new copper sulfide mineral. *Mineral J.* 3, 338-344.
- Morimoto, N. & Koto, K. 1970. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: Stability of anilite. *Amer.Min.* 55, 106-117.
- Morimoto, N. , Koto, K. & Shimazaki, Y. 1969. Anilite, $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$, a new mineral. *Amer.Min.* 54, 1256-1263.
- Morimoto, N. & Kullerud, G. 1962. Polymorphism in bornite. *Amer.Min.* 46, 1270-1282.
- Morimoto, N. & Kullerud, G. 1962. The Cu-S system. *Carn.Inst. Wash. Year Book* 61, 143-144.

- Neumann, H. 1944. Native copper and silver ore deposits in
x) Dalane, Norway. Norges Geol.Tidsskr. 23, 214-219.
- Neumann, H. 1960. Apparent ages of Norwegian minerals and
rocks. Norges Geol.Tidsskr. 40, 173-191.
- Oftedal, I. 1942. Om betingelsene for oktaedrisk delbarhet
hos vismutrik blyglans. Norges Geol.Tidsskr. 22, 61-68.
- Oftedal, I. 1948. Oversikt over Norges mineraler. Norges
Geol.Undersök. 170.
- Park, Jr., C.F. & MacDiarmid, R.A. 1964. Ore deposits.
Freeman and Company, San Francisco and London. 456s.
- Pehrman, G. 1954. Über den Magnetismus einiger Magnetkiese.
Acta Acad.Math.Phys. 19, 3-8.
- Ramdohr, P. 1966. Reflected light microscopy in the
investigation of ore deposits. An introduction and review.
In Freund, H. (Ed.), Applied ore microscopy. MacMillan
Co., New York. 195-316.
- Ramdohr, P. 1969. The ore minerals and their intergrowths.
Pergamon Press, London. 1174s.
- Ramsdell, L.S. 1927. X-ray data on some sulfide minerals (abs.)
Amer.Min. 12, 79.
- Roseboom, E.H. 1962. Djurleite, $\text{Cu}_{1.96}\text{S}$, a new mineral.
Amer.Min. 47, 1181-1185.
- Roseboom, E.H. 1966. An investigation of the system Cu-S and
some natural copper minerals between 25 and 700 C.
Econ.Geol. 61, 641-672.
- Scherrer, T. 1845. Resultater af en mineralogisk Reise i
Tollensmarken 1844. Nyt.Mag.f.Naturv. 4.
- Scherrer, T. 1848. Annet Bidrag til Kundskab om norske
Mineraler. Nyt.Mag.f.Naturv. 5.

- Schorr, E. 1965. Über die Kupfererz-Gangformation
Tellemarkens in Norwegen. Berg- und Hüttenmann.
Zeitung 22.
- Schneiderhöhn, H. 1941. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde.
Gustav Fischer, Jena.
- Schwartz, G.M. 1931. Textures due to unmixing of solid
solutions. Econ.Geol. 26, 739-763.
- Shannon, E.V. 1925. Amer.Min. 10, 198-199.
- Stout, J.H. 1970. Geology of the Fyresvatn-Nisser area,
Telemark, Norway. Ph.D. thesis, Harvard University.
- Sugaki, A. & Shima, H. 1965. Synthetic sulfide minerals (III).
Memoirs Faculty Eng. Yamaguchi Univ. 161, 109-118.
- Sæbø, P.Chr. , Sverdrup, T.L. & Bjørlykke, H. 1960. Note on
"birds-eye" textures in some Norwegian pyrrhotite bearing
ores. Norges Geol.Undersøk. 211, 205-211.
- Takeda, H. , Donnay, J.D.H. , Roseboom, E.H. & Appleman, D.E.
1967a. The crystallography of djurleite, $\text{Cu}_{1.97}\text{S}$.
Zeitschr.f.Krist. 125, 404-413.
- Takeda, H. , Donnay, J.D.H. & Appleman, D.E. 1967b. Djurleite
twinning. Zeitschr.f.Krist. 125, 414-422.
- Taylor, L.A. 1969. Low-temperature phase relations in the
Fe-S system. Carn.Inst.Wash. Year Book 68, 259-270.
- Torgersen, J.C. 1918. Tveiten kobberkisfelt. Bergarkivet,
unpublished rapport.
- Truill, R.J. 1963. A rhombohedral polytype of molybdenite.
Canada Min. 7, 3.

Tröger, H.E. 1959. Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 144s.

Uytenbogaardt, W. 1967. Results of Vickers hardness measurements on ore minerals, achieved in different laboratories since 1956. Sec.summary. Publ. no.46 of Dep.Min.Petr.Inst. of Earth Sciences, Free Univ., Amsterdam.

Vogt, J.H.L. 1886. Norske ertsforekomster III. Om den Thelemark-Sæterdalske ertsformation. Arch.f.Mat. og Naturv. 10, 16-59.

Vogt, J.H.L. 1888. Den Thelemark-Sæterdalske ertsformation. Tillegg til III. Arch.f.Mat. og Naturv. 12, 53-101.

Vogt, J.H.L. 1925. Åmdal gruver. Rapport til Norges Geol. Undersök. Upublisert.

Vokes, F.M. 1957a. The copper deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. Norges Geol.Undersök. 199, 239s.

Vokes, F.M. 1957b. Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. Norges Geol. Undersök. 200, 74-112.

Vokes, F.M. 1961. Supergene alteration of Norwegian sulphide deposits - a query. Norges Geol.Undersök. 213, 197-201.

Winkler, H.G.F. 1967. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York. 229s.

Yund, R.A. & Hall, H.E. 1969. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. Econ.Geol. 64, 420-425.

Yund, R.A. & Kullerød, C. 1966. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Journ.Petr. 7, 454-488.

x)

Buddington, A.F. 1935. High - temperature mineral associations at shallow to moderate depths. Econ.Geol. 30, 205-222.

Helgeson, H. 1964. Complexing and hydrothermal ore deposition. Pergamon Press, New York. 117s.

Lindgren, W. 1933. Mineral deposits. McGraw-Hill, New York.

Neumann, H. 1948. On hydrothermal differentiation. Econ.Geol. 43, 77-83.

Supergene dannelser

Ertsforekomstene i det undersøkte området viser, i likhet med de fleste andre forekomster i Norge, lite tegn til supergen omdanning. Dette skyldes trolig dels de klimatiske forhold og dels at breene under istidene eroderte bort de omdanningssoner som eventuelt var dannet (Vokes 1961). Den hyppige drift og skjerpning som foregikk i tidsrommet 1550 - 1945, har imidlertid etterlatt et hundretalls større og mindre berghaller i området. Ertsmineralene i disse haugene har i årenes løp blitt delvis fortrenget av sekundære mineraler. Det er derfor mulig å undersøke den supergene omdanning av de fleste hypogene ertsmineraler i området. I det følgende blir oksydasjonsproduktene av bornitt, kobberkis og Cu-S mineraler beskrevet.

Oksydasjon av bornitt

Bornitt blir lett oksydert. Mineralet blir fortrenget av en hel rekke sekundærmineraler. Siden denne mineralrekken tidligere ikke er systematisk behandlet i Norge, blir den beskrevet ganske utførlig.

Anomal bornitt er funnet i alle forekomster som inneholder bornitt. Hele korn av bornitt er omdannet.

Anomal bornitt er sterkere orangefarget enn bornitt. Mineralet er enkelte ganger tydelig anisotropt. Dette sees best langs korngrensene. Mineralet kan også lett skilles fra vanlig bornitt ved reflektivitetsmålinger (Clark og Sillitoe 1969).

En undersøkelse av sammensetningen foretatt av Clark og Sillitoe (1969) viser at anomal bornitt inneholder mindre Cu og mer S enn bornitt.

Anomal bornitt er funnet i forskjellige overgangsledd fra vanlig bornitt. Det finner tydelig sted en gradvis økende omdanning.

I relativt friske prøver opptrer anomal bornitt som eneste sekundærmineral, og når andre sekundærmineraler fortrenger

bornitt, er den alltid tilstede. Funnmåten tyder på at anomal bornitt er det sekundærmineral av bornitt som dannes ved den laveste grad av oksydasjon.

Idaitt (Frenzel 1958) er beskrevet fra flere forekomster i Norge. Frenzel (1959) fant mineralet i en prøve fra Langevannsdistriktet, Suldal, Dons (1963) rapporterte mineralet fra Åbø skjerp i Telemark, F.M. Vokes (Krause 1965) observerte det i Raipas-distriktet og Krause (1965) beskrev et funn ved Konnerud nær Drammen.

Mineralet har sterk birefleksjon fra rødorange til grågul. Det er meget sterkt anisotropt med polarisasjonsfarger fra blek grønn til gulgrønn.

Mineralets kjemiske sammensetning er antatt å variere mellom Cu_5FeS_6 og Cu_3FeS_4 (Clark og Sillitoe 1969).

Idaitt er dannet langs krystallografiske retninger i bornitt. Mineralet blir først synlig i mikroskop som tynne spindler. Spindlene er jevnt fordelt over hele bornittkorn (Fig. 81). Idaittspindlene er vanskelig å skille fra bornitt når øvre nicol er ute.

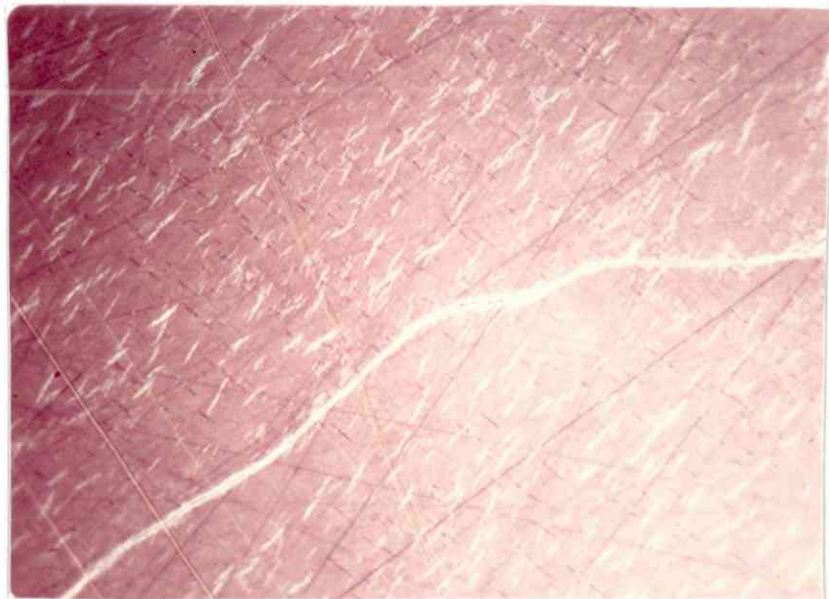


Fig. 81. Små, orienterte spindler av idaitt i bornitt (brun). Grusen gruve. Olje immersjon. Kryssede nicols. Reflektert lys. $\times 370$

Ved økende oksydasjon opptrer idaitt som regelmessige lameller langs krystallografiske retninger i bornitt (Fig. 82). Med øvre nicol ute kan denne sammenvokstningen lett forveksles med ekssolusjonslameller av kobberglans i bornitt, siden idaitt ofte har en grålig tone. Forskjellen i anisotropisme gjør det lett å skille dem ved kryssede nicols.



Fig. 82. Tynne lameller av idaitt (svakt lys grå) langs to retninger omlag vinkelrett på hverandre, og kobberkis (hvitgrå) i relativt korte, ruglete lameller i retning omlag opp-ned på fotoet, og i større nålformer omlag horisontalrettet på fotoet, i anomal bornitt (grå). På begge sider av fotoet opptrer forgrenede fortrengningsformer bestående hovedsakelig av covellin (mørk grå). Mikrosprekk (svart). Moberg gruve. Reflektert lys. $\times 600$

Ved videre oksydasjon kan idaitt bre seg utover, men mineralet får da ofte et mer uregelmessig utseende (Fig. 83).

Idaitt opptrer alene sammen med anomal bornitt eller sammen med andre sekundærmineraller. Det er tydelig at idaitt er det sekundærmineral på bornitt som nest etter anomal bornitt dannes ved den laveste grad av oksydasjon.

Samtidig som idaitt når stadiet med regelmessige lameller,



Fig. 83. Idaitt (hvitgul) i anomal bornitt (lys brun). Bornitt (fiolett). Silikater og mikrosprekker (svart). Grusen gruve. Olje immersjon. Kryssede nicols. Reflektert lys. $\times 370$

dukker det ofte opp korte, ruglete lameller eller spindler av sekundær kobberkis (Fig. 82). Spindlene er orientert langs krystallografiske retninger i bornitt. De er noenlunde jevnt spredd utover i bornittkornene. Vanligvis er det en bestemt retning som er foretrukket, og denne retningen synes å krysse retningene som er foretrukket av idaitt.

Når denne type kobberkis opptrer, er alltid idaitt tilstede. Kobberkis synes å være neste trinn ved en ökende oksydasjon av bornitt.

Covellin opptrer i begge varianter, normal covellin og blaubleibender covellin. De to variantene kan skilles fra hverandre ved at den blaubleibender typen forblir blå ved bruk av olje immersjon. Normal covelling er tilstede i meget større mengde enn den blaubleibender typen.

Covellin opptrer i området i et stort antall teksturer, men i motsetning til de tidligere omtalte sekundærmineraller, fortrenger covellin oftest bornitt fra korngrenser og sprekker.

En vanlig sammenvoksningsform er vist på Fig. 84. Fortrengningsfronten mot bornitt er her ujevn og frynsete. Kornene er lange og smale og orienterte. I bornittaggregater som er sterkt oppsprukket, kan covellin nærmest ha en dendritt-lignende utvikling (Fig. 32, side 56). Enkelte steder er hele korn av bornitt fortrengt. Covellin har tydelig vekst langs krystallografiske retninger i bornitt. Ofte bare i en retning, men enkelte ganger i flere. Fig. 85 viser vekst langs tre retninger i bornitt.

På steder hvor covellin fortrenger større deler av bornitt-korn, oppstår det alltid sprekker som skyldes volumforminsknning. Sprekkene er orientert etter krystallografiske retninger i den fortrengte bornitt. Oftest er oppsprekningen bare orientert i en retning, men f.eks. i Fig. 85 langs alle tre retninger.

Det er tydelig at covellin er det mineral som dukker opp etter sekundær kobberkis i rekkefølgen av oksydasjonsmineraler på bornitt. Det synes som den blaubleibender typen blir dannet før den normale, idet den ofte opptrer i en tynn sone mellom bornitt og normal covellin.

Malakitt opptrer mest som overflatebelegg på sulfidaggregater eller bergarter som inneholder sulfider. Noen steder er mineralet også funnet mikroskopisk i midten av sprekker i sulfidaggregatene, langs grensene mellom sulfider og silikater og i sprekker i silikatene. Noen få steder har malakitt delvis fylt volumforminskningsprekker der covellin har fortrengt bornitt. Malakitt er tydelig det mineral som følger etter covellin i oksydasjonsrekkefølgen av bornitt.

Limonitt er endeproduktet for oksydasjonen av bornitt i det undersøkte området. Mineralet opptrer i midten av sprekkefyllinger i bornittaggregatene.

Ved den høyeste grad av oksydasjon som er funnet i området, opptrer limonitt som en tykk sone nær midten av sprekken. På hver side følger så soner med limonitt impregnert med små korn av covellin. Dernest følger forgrenede soner med covellin nærmest bornitt. Bornitten er av den anomale typen, og den er

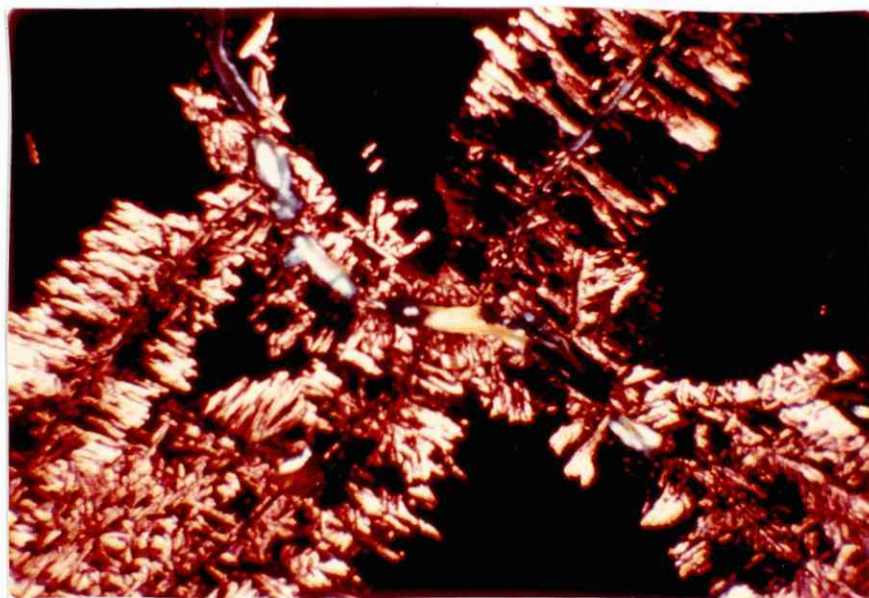


Fig. 84. Covellin (orange) langs sprekker i bornitt (svart). Flusspatgangen. Kryssede nicols. Reflektert lys. $\times 240$

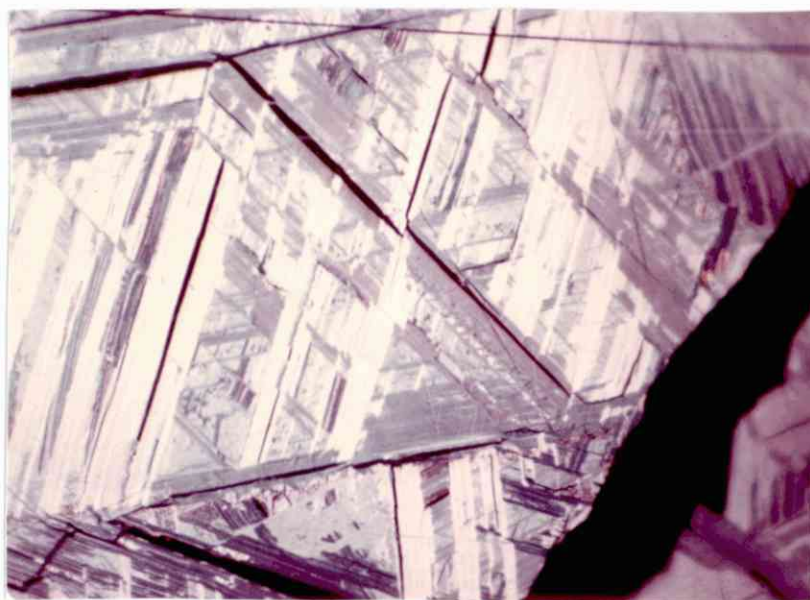
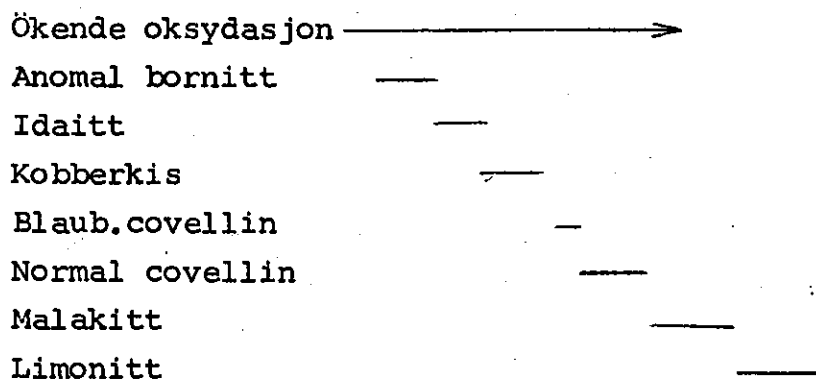


Fig. 85. Orienterte korn av covellin og volumforminsknings-sprekker som gjenspeiler den fortrenkte bornitts krystallografiske retninger. Grusen gruve. Olje immersjon. Reflektert lys. $\times 240$

gjennomløpet av lameller av idaitt og spindler av sekundær kobberkis.

Det er tydelig at når oksydasjonsgraden er tilstrekkelig høy til at limonitt dannes, fortrenger dette mineralet malakitt fullstendig. Det er imidlertid tydelig at limonitt bare dannes ved direkte fortrenkning av bornittaggregatene, mens malakitt også er tilstede i sprekker i silikatene i en ofte bred sone rundt sulfidene. Når limonitt opptrer, løper det derfor ofte en skarp, uregelmessig grense mellom en brun (sulfidholdig) og en grønn (sulfidfri) sone sett makroskopisk. Dette må forklares med at Cu-ioner blir utlutet fra sulfidene ved oksydasjonen, mens de fleste Fe-ioner blir bundet på stedet. Dette samsvarer med et generelt trekk som er beskrevet fra supergene soner med Cu,Fe-sulfid protore, nemlig at Cu-ioner blir ført bort fra oksydasjonssonen (og ofte senere utfelles på ny i cementasjonssonen), mens det i oksydasjonssonen blir tilbake en såkalt jernhatt som hovedsakelig består av limonitt (Park & MacDiarmid 1965).

Ut fra det ovenfor beskrevende forløp ved oksydasjonen av bornitt kan følgende diagram settes opp:



Rekkefølgen av mineralene samsvarer i hovedtrekkene med den Clark & Sillitoe (1969) fant i forekomster i Chile. Takeuchi & Nambu (1961) observerte imidlertid en helt ulik oksydasjonsutvikling i en del japanske forekomster.

Sekundærmineralene listet ovenfor kan deles i to grupper. De tre første dannes ved fortrenkning inne i selve bornittkornene, mens de fire siste dannes langs korngrenser og sprekker i bornittaggregatene.

Diagrammet viser bare ved hvilken grad av oksydasjon mineralene opptrer. Det er ikke alltid dette tilsvarer aldersforholdet mellom mineralene. F.eks. kan covellin begynne å fortrenge bornitt som ikke har spor av anomal bornitt, idaitt eller sekundær kobberkis. Grunnen til dette kan være at det på overflaten og langs sprekker og korngrenser vil være høyere oksydasjonsforhold enn inne i mineralkornene. De to mineralgruppene kan derfor utvikles aldersmessig samtidig.

Ved undersøkelsen av bornitt er det funnet noen spesielle teksturer:

Bornitt er enkelte steder sterkt oppsprukket på en karakteristisk måte, ofte kalt "oppsprekningssyke" (Fig. 86). I sprekkeene er det oftest limonitt, sjelden covellin. Oppsprekningen har trolig sammenheng med oksydasjonen.

Et sted er det funnet pseudomorfe avtrykk etter et mineral med idiomorfe, heksagonale eller trigonale krystaller. Kornene er fullstendig fortrengt av covellin og limonitt (Fig. 87). Bergkrystall er det eneste mineral i forekomstene som passer til de funnede data. Bergkrystall er ofte funnet å være delvis fortrengt av sulfider. I dette tilfelle er trolig mineralet først helt fortrengt av hypogen bornitt, som siden er fortrengt av oksydasjonsmineraler. Krystallutviklingen er altså bevart gjennom to perioder med fortrenkning.

I en del slip er det funnet sekundær kobberkis som opptrer forskjellig og som synes å falle utenfor det mønster som er skissert for den gradvis økende oksydasjon av bornitt.

Enkelte korn eller små aggregater av bornitt som ligger inntil eller inne i silikatene, har ofte et varierende, gyldengult skjær. Sjeldent er det mulig i mikroskop med stor forstørrelse å se at fargen skyldes uregelmessig, finlaminert

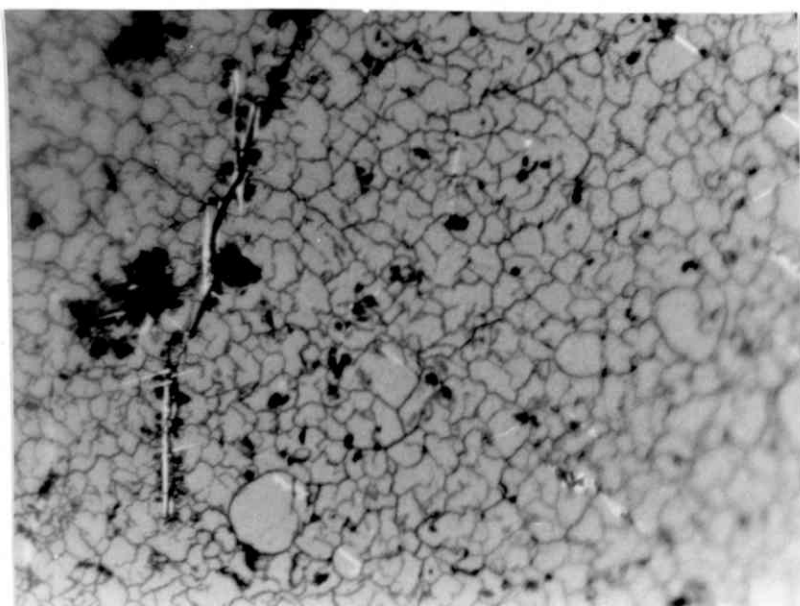


Fig. 86. "Oppsprekningssyke" i bornitt (grå) Covellin(svart).
Mosnap gruve. Reflektert lys. $\times 240$



Fig. 87. Pseudomorfe avtrykk etter mineralkorn, trolig av
bergkrystall, som nå inneholder covellin (hvit og
lys grå) og limonitt (grå). Bornitt(svart). Sprekker
og gangfyllingsmateriale (diffust hvitt og grått).
Grusen gruve. Reflektert lys. $\times 240$

kobberkis, men oftest er lamellene submikroskopiske. Denne kobberkisdannelsen blir ofte ledsaget av den såkalte oppsprekningssyke.

En annen utvikling av kobberkis som muligens er dannet ved ekssolusjon, men som kan være en følge av oksydasjon, er omtalt tidligere (side 57).

Oksydasjon av kobberkis

I polerslip er mindre mengde covellin observert på kobberkis som det første oksydasjonsstadium. Det vanligste sekundærmineral på kobberkis er malakitt, som opptrer på samme måte som er beskrevet for bornitt. Ofte er malakitt ledsaget av azuritt. Sistnevnte mineral finnes mest som et tynt lag utenpå malakitt (Fig. 88 a). Dette viser at malakitt er stabil ved en høyere konsentrasjon av Cu-ioner enn azuritt. At det er tilfelle, kan også beregnes termodynamisk (Fig. 88 b). Det viser seg at CO_2 -konsentrasjonen i lufta har liten betydning for hvilket av de to mineralene som dannes (Kern & Weisbrod 1967).

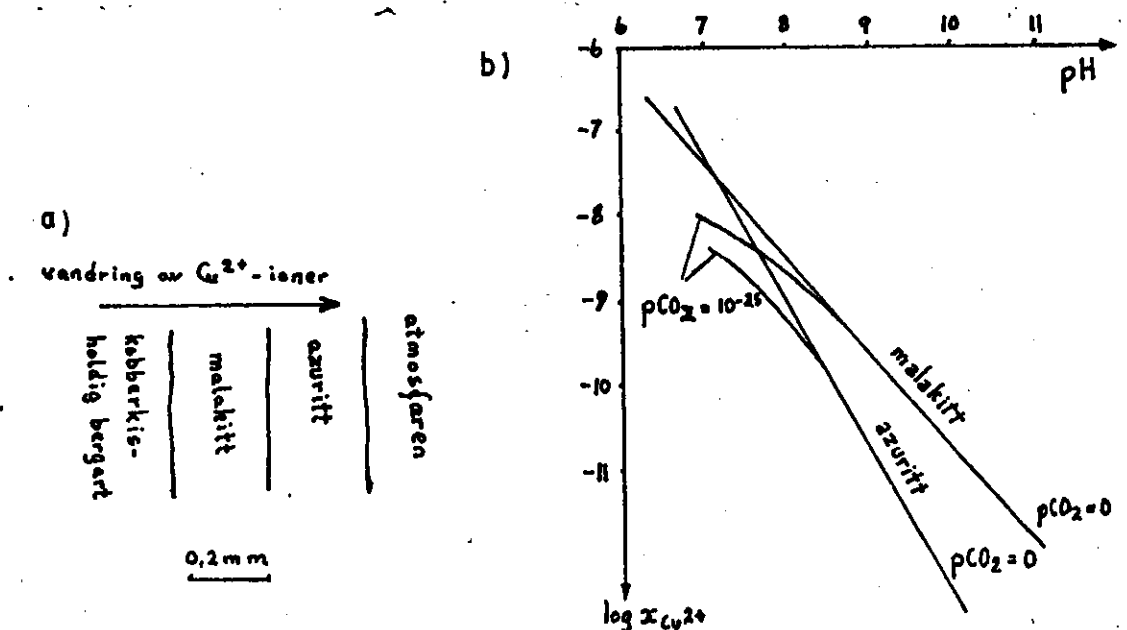


Fig. .a. Tynne lag med malakitt (m) og azuritt (az) utenpå en kobberkis(cp)holdig bergart. Storgruva (152).
b. Likevektsdiagram for malakitt og azuritt. (Etter Kern & Weisbrod 1967).

Sluttproduktet ved oksydasjonen av kobberkis er limonitt, som opptrer som beskrevet for bornitt.

Tilknyttet kobberkis opptrer også følgende mineral:

Kobbervitriol er funnet i små mengder i Mosnap gruve. Mineralet opptrer i aggregater med små, idiomorfe, lys blå krystaller. Disse kornene er utkrystallisert i dagen på overflaten av pegmatittmineraler rundt en kvartsåre. Åren inneholder mye kobberkis, molybdenglans og magnetitt. Ingen korn av kobbervitriol er avsatt på ertsmineralene.

Mineralet er identifisert ved 9 cm Debye-Scherrer röntgenkamera ut fra de åtte sterkeste linjene, som stemte meget godt overens med verdiene oppgitt i A.S.T.M.(1967).

Oksydasjon av Cu-S mineraler

Covellin er det mineral som blir dannet ved den laveste grad av oksydasjon av Cu-S mineraler i området.

De fleste steder i feltet opptrer covellin mest i isolerte korn inne i eller langs kanten av silikatene, og oftest er hele korn av Cu-S mineraler omdannet. I vegskjæringen ved Lauvig har imidlertid covellin en dendrittliggende utvikling langs sprekker og korngrenser inne i Cu-S mineral aggregatene. Det er der tydelig å se at covellin lettere fortrenger Cu-S mineraler enn bornitt.

Malakitt er det vanligste oksydasjonsprodukt av Cu-S mineraler i området. Mineralet opptrer på samme måte som på bornitt og kobberkis.

Gedigent kobber er tidligere beskrevet fra Telemark av Neumann (1944) fra Dalane gruver. Mineralet er der antatt å være hypogent. Forekomstene i Dalane er imidlertid særegne for Telemark, idet de er de eneste i Telemark-Setesdalområdet hvor ertsen er antatt å stamme fra basiske bergarter.

Ved denne undersøkelsen er gedigent kobber funnet i Tveiten gruve. Mineralet ligger spredd i meget små korn i oksydasjons-soner, som opptrer langs sprekker og korngrenser i grovkornede

aggregater av kobberglans (Fig. 89). Fortrengningssonene er opp til 0,2 mm brede. De består hovedsakelig av limonitt.

Korn av gedigent kobber har vanligvis en kappe av cupritt (Fig. 89). Dette mineralet har en sterk rød indrefleksjon ved kryssede nicols.

Gedigent kobber er ikke funnet i kontakt med kobberglans.

Det gedigne kobber må være et oksydasjonsprodukt av kobberglans.

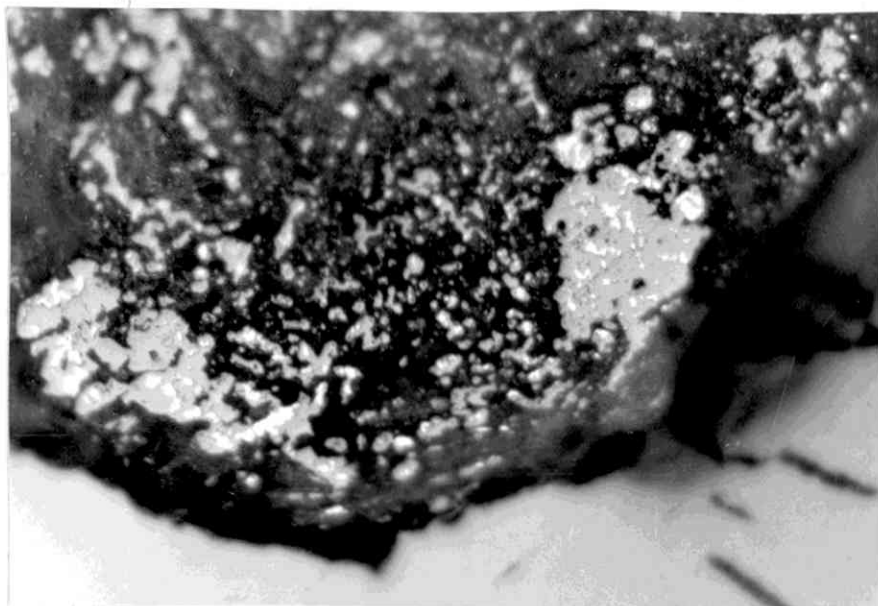


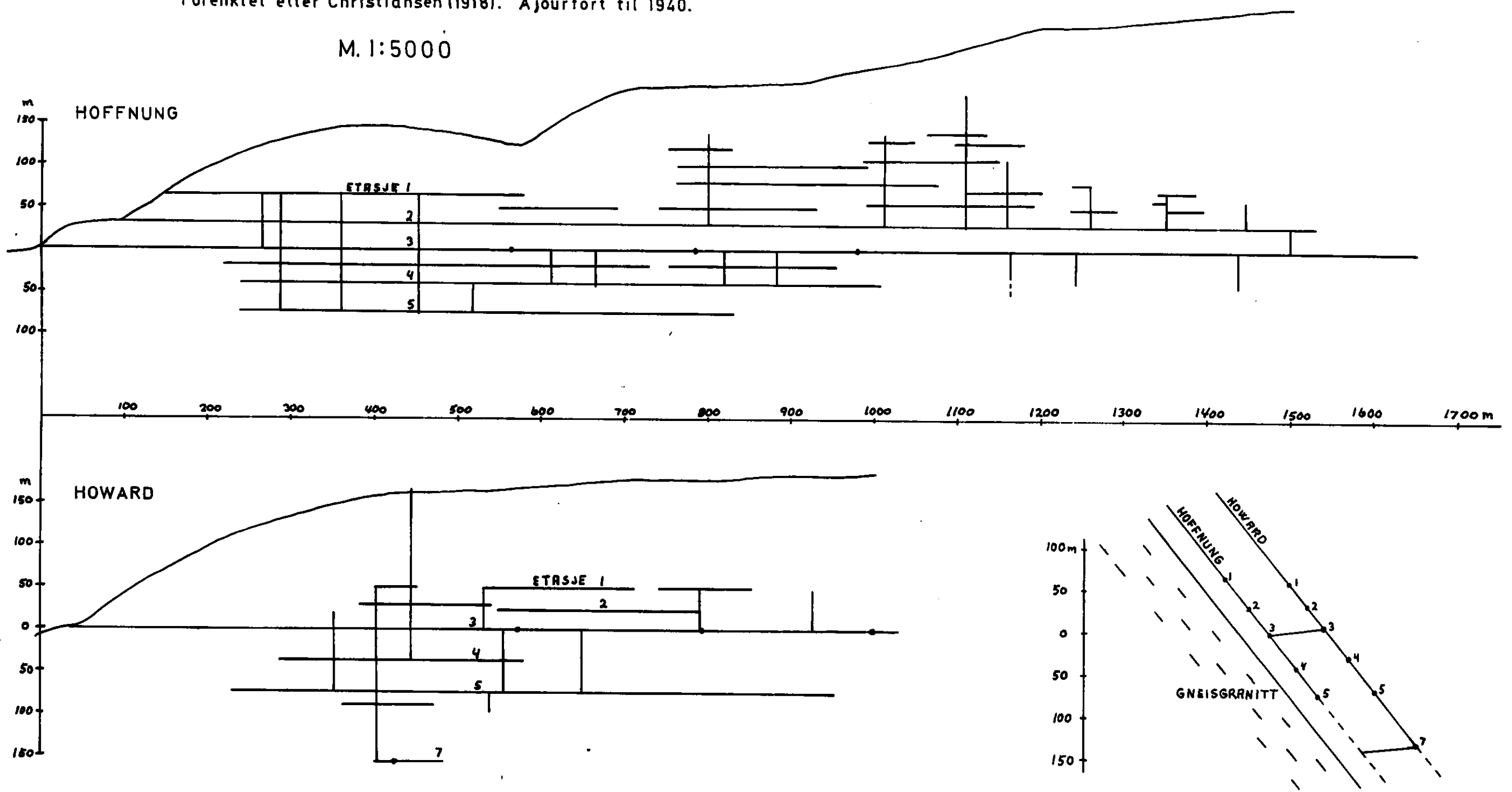
Fig. 89. Små korn av gedigent kobber (hvit) og cupritt (lys grå) i limonitt (gråsvart). Kobberglans (cc). Tveiten gruve. Reflektert lys. $\times 600$

ÅMDAL GRUVE

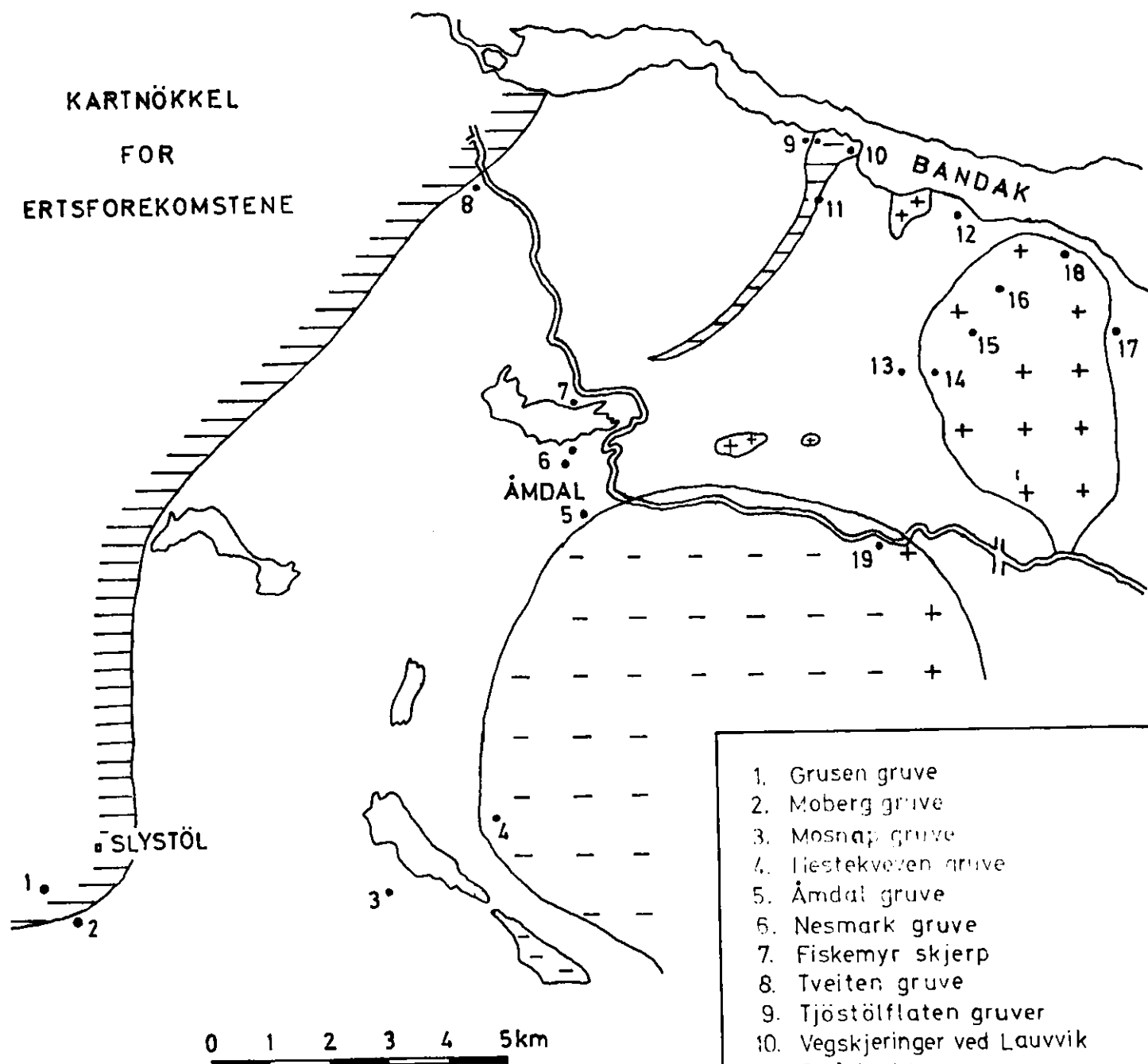
LENGDE- OG TVERRPROFIL

Forenklet etter Christiansen (1918). Ajourført til 1940.

M. 1:5000



KARTNÖKKEL
FOR
ERTSFOREKOMSTENE



- ++ granitt
- gneisgranitt
- kvartsskifer
- || basiske lag

1. Grusen gruve
2. Moberg gruve
3. Mosnab gruve
4. Iiestekveven gruve
5. Åmdal gruve
6. Nesmark gruve
7. Fiskemyr skjerp
8. Tveiten gruve
9. Tjöstölflaten gruver
10. Vegskjeringer ved Lauvvik
11. Bråti skjerp
12. Flusspatgangen
13. Ilmenitt-pegmatitt
14. Stenmetjönn gruve
15. Klövereidnut feltet
16. Klommern feltet
17. Bleikum skjerp
18. Bandaksli gruve
19. Gåstjönn feltet

GEOLOGISK OVERSIKTSKART
for
OMRÅDET BANDAK-ÅMDAL-SLYSTÖL

(Bergartsgrenser etter GYÖRY 1972)

M. 1:50 000

