

ULVERYGGEN KOBBERFOREKOMST
FINNMARK, NORGE.

En petrografisk, malmgeologisk og
mikrotermometrisk undersøgelse.

af

Johannes Fabricius
Institut for almen geologi
Københavns Universitet.

Speciale i malmgeol
Juli 1978.

ULVERYGGEN KOBBERFOREKOMST.
FINNMARK, NORGE.

Resumé.

Malmmineraliseringen i Ulveryggens arkosiske sandsten er betinget af sandstenens opsprækning i meso- og mikroskopiske sprækker, i hvilke høj-saline malmførende og malmdannende varme opløsninger har udfældet kvarts og Cu-sulfider. Denne udfældning af Cu-sulfider har ligeledes fundet sted hovedsagligt som chalcopirit dissemineret i sandstenen. Ved mikrotermometriske målinger på væske/gas-indeslutninger i åre- og matrixkvarts er disses salinitet bestemt til gennemsnitligt ca 35 ækvivalent vægt% NaCl i intervallet 22 - 42 vægt% salt. Det vises, at opløsningerne er af Na-Ca-Cl typen bestående af halit og CaCl_2 og/eller MgCl_2 og kun lidt sylvn. Væske/gas-indeslutningernes homogeniserings-temperaturer er korrigeret for et skønnet litostatisk tryk på 500-800 bar for at bestemme dannelses-temperaturerne, der findes i intervallet ca 200° - ca 400°. Der er vægtige indicier for, at opløsningerne hurtigt er afkølet til ca 400° fra væsentligt højere temperaturer. Malmlegemernes form og lødighedszonering viser, at opløsningerne er ascenderende, medens salinitet og temperaturer indicerer, at opløsningerne er af magmatisk oprindelse. Primærsulfiderne chalcopirit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin viser gennem adskillige afblandingsstrukturer, at sulfiderne er udkrystalliseret paragenetisk. Hexagonal chalcosin viser med sikkerhed krystallisation i temperaturintervallet 103° - 435°, medens afblanding mellem bornit og digenit indicerer en temperatur i intervallet 300°-400°. Primærsulfiderne er mere eller mindre ascenderende omdannet men næsten ikke påvirket af descenderende meteorisk vand.

INDHOLDSFORTEGNELSE

FORORD	side	1
1. ALMEN GEOLOGI OG PETROGRAFI	-	1- 9
1.1. INDLEDNING	-	1- 2
1.2. REGIONAL GEOLOGI	-	2- 4
1.3. ULVERYGGEN OG MALMFELTETS GEOLOGI	-	4- 8
1.4. PETROGRAFI	-	8- 9
2. MALMGEOLOGI	-	9-25
2.1. UNDERSØGELSESMETODER	-	10
2.2. MALMMINERALISERINGEN	-	10-13
2.3. MINERALOGI	-	13-25
3. VÆSKE-GAS INDESLUTNINGER I KVARTS FRA ULVERYGGEN MALMFELT	-	25-39
3.1. INDLEDNING	-	26
3.2. PRINCIPPER FOR MIKROTERMOMETRI	-	26-29
3.3. ANALYSEMETODE	-	29-31
3.4. PRØVEMATERIALET OG INDESLUTNINGERNE	-	31-36
3.5. MIKROTERMOMETRI-RESULTATER	-	36-39
4. DISKUSSION OG KONKLUSION	-	39-67
4.1. PETROGRAFI OG ALMEN GEOLOGI	-	39-41
4.2. MALMMINERALOGI	-	41-50
4.3. MIKROTERMOMETRISKE DATA	-	51-64
4.4. KOBBERMINERALISERINGEN, FOREKOMSTENS DANNEELSE OG METALKILDEN	-	65-67
4.5. KONKLUSION	-	67
Erkendtligheder	-	68
REFERENCER	-	68-77

BILAG:

Geologisk kort over Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark, Norge.

Prøvetagningskort I.

Prøvetagningskort II.

FORORD.

Det foreliggende arbejde omfatter en petrografisk, en malmmikroskopisk og en mikrotermometrisk undersøgelse af kobberforekomsten på Ulveryggen i Komagfjord vinduet, Finnmark, Norge. Undersøgelsen er kommet i stand på foranledning af dr. H. Urban, Københavns Universitet.

Prøvematerialet til undersøgelsen blev indsamlet i sommeren 1974 sideløbende med andet arbejde i området og systematisk i en 10-dages periode i juli måned 1976 med økonomisk støtte fra Follidal Verk A/S. Det har været nødvendigt - særlig af hensyn til den mikrotermometriske undersøgelse - at behandle foreliggende rapporter og afhandlinger om Ulveryggens, Komagfjord vinduets og Finnmarkens generelle prækaledoniske geologi for at opnå et grundlag til tolkning af maldannelsen og de i malmfeltet optrædende kvartsårer.

De petrografiske og malmmikroskopiske undersøgelser er foretaget på Institut for almen geologi og den mikrotermometriske undersøgelse på Institut for petrologi, Københavns Universitet.

1. ALMEN GEOLOGI OG PETROGRAFI.

1.1. INDLEDNING.

Ulveryggen kobberforekomst ligger i Komagfjord tektoniske vindue på $70^{\circ}26'$ nordlig bredde, $24^{\circ}13'$ østlig længde i Kvalsund kommune, Finnmark fylke, Norge (Fig. 1). Ulveryggen er en 525 m høj fjeldryg i nordøstlig forlængelse af Steinfjell, der som en højderyg strækker sig i retningen SV-NØ i vinduets nordøstlige del. Malmfeltet findes i arkosisk sandsten på Ulveryggens sydøstlige flanke i 425 m højde o.h. ca 3 km syd for Repparfjord. Feltet har en længde af ca 2 km og en bredde varierende fra ca 10 m til ca 100 m samt en dybde på ca 200 m (1976).

Komagfjord tektoniske vindue, der ligger imellem $70^{\circ}10'$ og $70^{\circ}31'$ nordlig bredde samt $23^{\circ}23'$ og $24^{\circ}33'$ østlig længde, har kun været genstand for geologisk undersøgelse i begrænset omfang:

- T. Dahl (HOLTEDAHL, 1918) har 1866-1879 udfærdiget et geologisk kort over det nordlige Norge indeholdende "Raipas Systemet" om Kvalsund.
- H. Reusch (HOLTEDAHL, 1918) har 1891 kort beskrevet bjergarterne mellem Kvalsund og Beritsfjord ca 3 km vest for Kvalsund ved Kvalsundelvens udløb.
- HOLTEDAHL (1918) har indtegnet vinduets grænser langs kysten på geologisk kort over Finnmark.
- STRAND (1952) har foretaget kartering af det meste af "Raipas suite" på Repparfjord-kortet i den nordlige del af vinduet.
- REITAN (1963) har på basis af feltarbejder i somrene 1956-59 udarbejdet en generel geologisk beskrivelse af hele Komagfjord vinduet med geologisk kort i målestoksforhold 1:100.000.

Ulveryggens geologi er beskrevet af STRAND (1952), REITAN (1957, 1963) og i upublicerede rapporter af ARCHIBALD (1956, 1957), BRUNSNÆ (1964) og INGVALDSEN (1970) og malmgeologien af VORRE (1956) på grundlag af et mindre prøvemateriale fra universitetet i Oslo.

Forekomsten blev fundet ved århundredskiftet. I 1903 satte et svensk sel-

skab - Nordiska Grufaktiebolag - undersøgelser i gang og i 1905 fik selskabet koncession på drift i et 30 km² stort område. Der blev foretaget prøvedrift frem til 1913, hvor driften blev standset, da malmen efter datidens forhold var for fattig. I 1955 igangsatte det canadiske selskab Invox Corporation Ltd geologiske undersøgelser, herunder næsten 2500 m diamantboringer. Dette selskab fandt heller ikke, at drift ville være lønsom. I 1963 fortsatte A/S National Industri undersøgelserne geologisk og geofysisk. Der blev boret ca 10.000 m diamantboringer og der blev påvist ca 10 millioner ton malm med 0.72% Cu. Folldal Verk A/S overtog rettighederne i 1970 og påbegyndte produktionen i juni 1972.

Vedlagte geologiske kort er udarbejdet på grundlag af geologiske kort, der er udført af STRAND (1952), ARCHIBALD (1956), REITAN (1963) og BRUINSMA (1964).

1.2. REGIONAL GEOLOGI.

Komagfjord tektoniske vindue udgør den nordvestlige del af Finnmarks peneplaniserede prækambriske, krystalline basement, der indgår i det fennoskandiske skjold. Vinduet danner en domestruktur omgivet af kaledoniske bjergarter (Fig. 1) Vinduet inddeles i to grupper: Repparfjord gruppen, der er ældst, og Saltvann gruppen (REITAN, 1963).

Repparfjord gruppen inddeles i tre formationer, hvoraf den ældste formation - Holmvann formationen - hovedsaglig består af mørke suprakrustaler af såvel vulkansk (pudelava) som sedimentær oprindelse. Holmvann formationen regnes for at være af karelisk alder: 1650-1750 millioner år som Finnmarks øvrige krystallinske basement (REITAN, 1963). Gruppens yngste formationer - Doggeelv og Lomvann - er sandstensformationer, der antages sedimenteret i bassiner i det krystallinske basement som molasse på shelfen i lighed med Finnmarks Ældste Sandstens Serie (OSS på figur 1), for hvilken alderen radiometrisk er bestemt til ca 1000-ca 600 millioner år (SIEDLECKA, 1973).

Saltvann gruppen danner et 2-4 km bredt, godt 25 km langt bælte i vinduets nordlige del. Gruppen strækker sig fra den sydøstlige ende af Repparfjord i sydvestlig retning til Gufsvikklumpen, der består af overskudte kaledoniske bjergarter (Fig. 1.). Saltvann gruppen er langs den nordvestlige grænse overskudt af Repparfjord gruppens Holmvann formation. Saltvann gruppens sydøstlige grænse udgøres af en lodret forkastning til Holmvann formationen (Fig. 2.).

Saltvann gruppen omfatter nederst Steinfjell formationen bestående af arkosisk sandsten med intraformationale konglomerater. Dernæst følger Djupelv formationen, der består af et stærkt udvalset konglomerat i arkosisk sandsten. Øverst findes Fiskevann formationen, en arkosisk sandsten med konglomerat af purpurfarvede mikroporfyrboller. Gruppens top og basis er ikke blottet. Dens mægtighed er bedømt til mere end 2000 m, hvoraf Steinfjell formationen udgør minimum 1000 m og Djupelv formationen omkring 800 m (REITAN, 1963).

Saltvann gruppens bjergarter er som Repparfjord gruppens foldet i temmelig åbne folder, der ofte er lidt asymmetriske med aksialplaner hældende mod SØ. Aksernes retning er NØ til ØNØ. Aksialplanernes hældning mod SØ viser, at

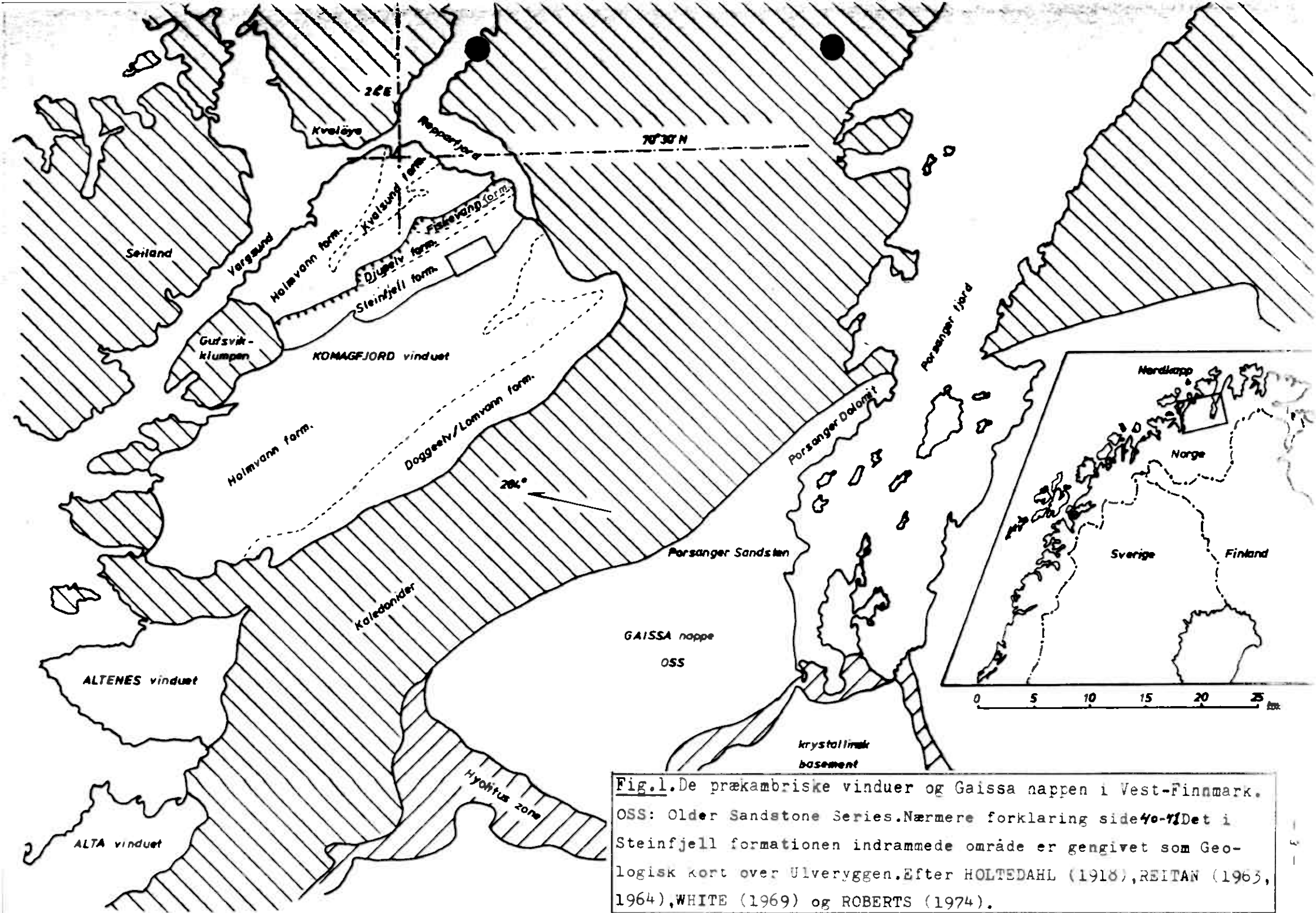


Fig.1. De prækambriske vinduer og Gaissa nappen i Vest-Finnmark. OSS: Older Sandstone Series. Nærmere forklaring side 40-41. Det i Steinfjell formationen indrammede område er gengivet som Geologisk kort over Ulveryggen. Efter HOLTEDAHL (1918), REITAN (1963, 1964), WHITE (1969) og ROBERTS (1974).

foldningen er prækaledonisk, fordi det kaledoniske tryk var rettet fra NV, hvilket også var årsag til foran omtalte overskydning af Repparfjord gruppen langs NV-grænsen (REITAN, 1963).

I Saltvann gruppen findes særlig i den sydøstlige del flere gabbroide og nogle få ultrabasiske intrusioner, der skærer formationernes lagdeling diskordant. I kontakten findes i adskillige tilfælde små folder, hvis akser er parallelle med gruppens foldeakser. Intrusionerne er således ældre end foldningen. De er metamorfoseret i samme facies som værtsbjergarterne.

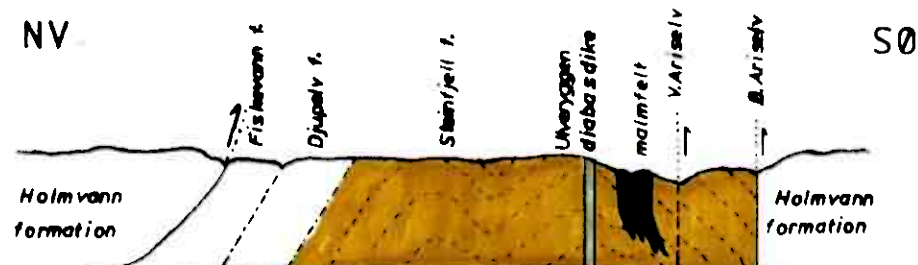


Fig. 2. Tværprofil NV-SØ over Ulveryggen med indtegnet malmfelt grube Olle. Bemærk den formodede forkastning ved V. Ariselv og hovedforkastningen ved Ø. Ariselv, jf Geologisk kort. Efter REITAN (1963) og INGVALDSEN (1970).

1.3. ULVERYGGEN OG MALMFELTETS GEOLOGI.

Steinfjell formationen, hvori malmineraliseringen ligger, danner en ca 14 km lang antisklinal med retning omtrent VSV-ØNØ. Aksedykket er moderat mod henholdsvis VSV og ØNØ fra en kulmination over Steinfjell. Antisklinalens udløber mod ØNØ fra Steinfjell - Ulveryggen - er i aksialplanet intruderet af en diabas dike (Geologisk kort; fig. 2).

Malmfeltet findes på en lille antisklinal svagt diskordant på Ulveryggen antisklinalen på dennes sydøstlige flanke. Malmfeltets antisklinal har et noget bugtet forløb med retningen ca N50Ø. Omtrent ud for feltets vestende findes en depression, imod hvilken foldeaksen dykker fra begge sider. Aksens nordøstlige del dykker ca 35° mod SV og den sydvestlige del ca 20° mod NØ. Antisklinalen fortsætter i sydvestlig retning ca 1200 m uden for det geologiske korts område, hvor den afskæres af den lodrette forkastning ved Ø. Ariselv (Fig. 2) - i det følgende benævnt hovedforkastningen - på SØ-grænsen mellem Holmvann og Steinfjell formationerne. Flere andre folder i Steinfjell formationen afskæres ligeledes af hovedforkastningen, der således er yngre end foldningen.

Størstedelen af hovedforkastningen er ikke blottet men dækket af recente sedimenter i elvdalene. Hvor forkastningen er blottet - f.eks. i nærheden af afskæringen ved malmfeltets antisklinal - ses en mylonitiseret zone men ikke harniskflader. Forkastningen har bevirket, at der i Steinfjell formationen er indpresset linser af grønsten og chloritsandsten hørende til Holmvann formationen og tilsvarende i denne linser af Steinfjell formationens arkosiske sandsten. I Ulveryggen området følger hovedforkastningen Østre Ariselv og viser i de få blotninger en hældning mod SØ på 80°. REITAN (1963, fig. 13, p. 48) har

anført en formodet lodret forkastning også langs Vestre Ariselv, således at Ulveryggen med malmfeltet er nedforkastet i forhold til den mellem de to elve værende blok, der ligeledes hører til Steinfjell formationen (Fig.2).

I malmfeltet og i dets umiddelbare nærhed findes mange mindre forkastninger (Fig.3) og et stort antal større sprækker (Fig.4). Udenfor det geologiske korts område bliver disse vertikale forkastninger og sprækker ligesom folderne afskåret af hovedforkastningen. Sprækkesystemet har en hovedsprækeretning ca N45° og en anden dominerende retning ca 140°. Retning 45° synes også at være den vigtigste strukturelle retning i området, da lagenes strygning er overvejende i denne retning, ligesom malmlinsernes længste akse i det store og hele har denne retning. Mange steder er der udviklet en fin vertikal cleavage i samme retning.



Fig.3. Stejltstående ca 15 m høj forkastningsvæg med retning N45° i den nordøstlige del af grube Olle (Geologisk kort). Den grønne farve skyldes ikke malachit men fotografisk blåstik.

Sandstenen er gennemsat af utallige små kvartsfyldte sprækker uden foretrukken orientering. I enkelttilfælde er sprækkerne 1-1½ cm brede og omkring 10 cm lange. Normalt er de væsentligt mindre. Formen er uregelmæssig sigmoidal eller retliniet. De store sprækker/forkastninger har ikke kvartsfyldning og er kun stedvis mylonitiseret i større grad. Dersom der er udviklet harniskflader, er disse så fint udformede, at en bedømmelse af nettoforkastningsbevægelsen ikke er mulig.

Steinfjell formationens Ulveryggen afsnit er et tykbænket, massivt, dårligt sorteret, umodent sediment med flere konglomeratiske indslag (Fig.4 og 5). Krydslejring er almindeligt forekommende (Fig.6). Krydslejringen viser med sikkerhed, at formationen ikke er inverteret. Tynde lerede slirer forekommer sporadisk. De mange konglomeratiske indslag med relativt små konglomeratboller viser et middelhøjt energiniveau. Den bænkede, lagdelte sandsten uden nævneværdige konglomerater er sedimenteret på dybere vand med et lavere energiniveau

end de mere grovklastiske, krydslejlrede og konglomeratiske afsnit. Der synes stedvis at have fundet kanaldannelse sted i lille skala (Fig.7). Nær udmundingen af Østre Ariselv i Repparfjord findes et groft konglomeratlag med angulære kvartsitboller af størrelse op til 10x10 cm (STRAND, 1952, fig.2, REITAN, 1963, fig.8). Laget kan enten tolkes som kanaldannelse eller dannet på lavt vand med højt energiniveau af materiale, der kun har haft en meget kort transportvej. Laget er ikke nærmere undersøgt.



Fig.4. Tykbænket, dårligt sorteret sandsten umiddelbart NØ for grube Erik med strygning-hældning 80-45S. De markante stejltstående sprækker har den dominerende retning N45Ø. Bænkene har en mægtighed på op til 1½ m.



Fig.5. Grube John. Dårligt sorteret lagdelt konglomeratisk sandsten. Konglomeratet består af subangulære kvartsitboller, hvis længste dimension ofte følger lagdelingen.



Fig.6.Grube John.Krydslejrning i mellemkornet sandsten.Krydslejrningen i blokken viser som i den faststående sandsten,at formationen ikke er inverteret.Hammerens længde: 35 cm.



Fig.7.Grube John.Kanaldannelse (?) med kvartsitkonglomerat.De cm-store konglomeratboller er orienteret med den længste dimension vinkelret på strømningsretningen,der er vinkelret på billedplanet.

I malmfeltet findes flere diabas dikes,der for de flestes vedkommende er parallelle med antiklinalernes aksialplaner og forkastningerne (Geologisk kort).En enkelt lille dike med nordlig retning skærer hen over malmfeltet. I den store dike i Ulveryg antiklinalens aksialplan findes på dens nordside NV for grube Erik et skærp - Karls skjerp - med pyrit,chalcopyrit og en smule bornit (Prøvetagningskort II).Sulfiderne findes hovedsaglig på sprækker med kvarts og calcit.I de dikes,der findes i forbindelse med malmfeltet,findes en del dissemineret pyrit og chalcopyrit i meget små korn samt enkelte cm-store specularitkrystaller.

Ved mikroskopiske undersøgelser af polerprøver og tyndslib er der fundet enkelte rester af organismer i prøver fra malmfeltets grube Olle og Hans. Fossilerne er bestemt til Leiosphaera (Fig.8) (Jens Morten Hansen, Danmarks Geologiske Undersøgelse, personlig meddelelse). Fossilet er meget primitivt, idet det har regelmæssig form og kun har meget svagt udviklede spikler eller protuberanser på ydervæggen. Leiosphaera, der er en sphaeromorph acritarch, dateres til sen prækambrium-kambrium. Acritarcher er marine algeorganismer.

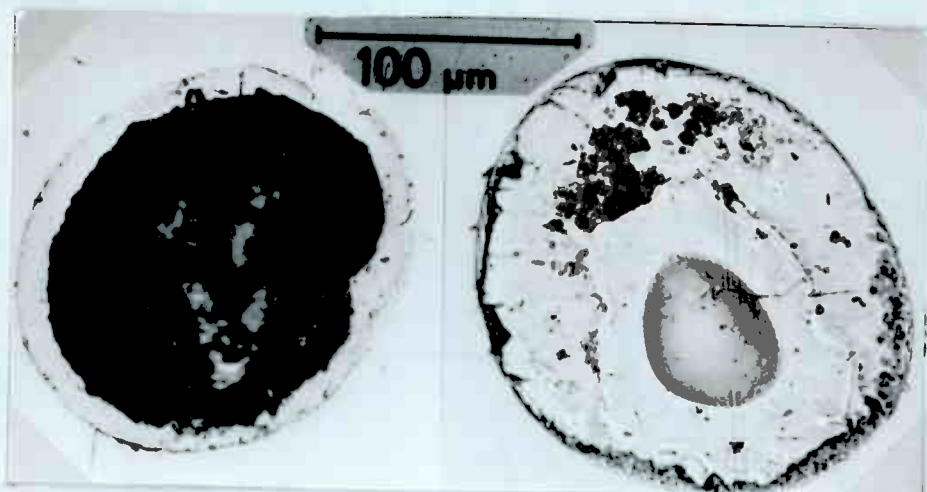


Fig.8. Silificerede fossile algeorganismer af typen sphaeromorph acritarch, Leiosphaera. Bemærk de diminutive protuberanser udvendig på ydervæggen.

Malmfeltet inddeles i Østfeltet med grube Erik længst mod NØ og grube John, Hovedfeltet med grube Olle samt Vestfeltet. Hovedfeltet og Østfeltet er i drift og Vestfeltet er under begyndende drift. Udover de nævnte felter findes grube Hans syd for Vestre Ariselv ca 1200 m NØ for grube Erik. Grube Hans findes således i den i forhold til Ulveryggen formodet opforkastede blok mellem Vestre og Østre Ariselv. Gruben, der ikke er i drift, befinder sig i ca 250 m højde over havet. Hovedmineraliseringen synes at fortsætte i sydvestlig retning ca 1500 m SV for Steinvann i det geologiske korts nederste venstre hjørne. Dette sydvestlige mineraliserede område kaldes Hroarfeltet (Prøvetagningskort I). Feltet er ikke i drift og der er kun foretaget ganske få diamantboringer.

1.4. PETROGRAFI.

Til denne undersøgelse blev 118 bjergartsprøver indsamlet på de på vedlagte prøvetagningskort I og II angivne positioner. Prøvetagningskort I viser indsamlingen i 1974. Prøverne blev taget uden nærmere stedbestemmelse i grube Olle i overfladen og på 1. strosse - skraveret område -, i grube Hans på affaldsbunke og i stollevæg samt i Hroarfeltet fra borekærner og en stejlvæg. Prøvetagningskort II viser indsamlingen i 1976 med positionsangivelse således: i grube Olle på 3. strosse og i grube Erik og John på 1. strosse. Af de indsamlede prøver er der fremstillet 30 tyndslib til petrografisk undersøgelse.

Steinfjell formationen består af en mellemgrå til lysegrå sandsten, der i malmfeltet er lys gulliggrå til lys brunliggrå. Den gullige farvetone skyldes en stærkere feldspatforvitring som følge af en væsentligt kraftigere opsprækning. Sandstenen er meget heterogen med kornstørrelser fra grov- til finkornet.

Mange steder findes konglomeratiske lag med vel afrundede kvartsboller fra ca 1 cm til mindre end 1 mm i diameter. De klastiske korn i sandstenen er kvarts (70-80%), plagioklas (10-12%), mikroklin (3-5%) samt under 1% apatit, stærkt pinitiseret cordierit, rutil, titanit og zirkon. Der er fundet ganske få bjergartsfragmenter af kvarts og feldspat samt skriftgranit. Matrixen udgør 3-5%. Foruden feldspatkornene er zirkonkornene ofte itubrudte, sprængte eller knuste. Det ses ofte, at opake mineraler er udfældet i disse itubrudte korn.

De subangulære til vel afrundede klastiske kvartskorn indeholder ikke sjældent parallelt orienterede tynde rutilnåle, der som regel er itubrudte. Kvartskornene er ofte overvokset med authigen kvarts dannet under diagenesen/metamorfosen. Ofte ses en mosaikstruktur med kantede korngrænser, der i enkelte tilfælde kan være udformet med stylolit som tegn på trykopløsning. Men som regel er kornene adskilt af et meget tyndt lag lys glimmer. De primære kantede til subangulære feldspatkorn (plagioklas) er som regel stærkt saussuritiseret, iturevne og bøjede. De har som kvartsen ondulerende udslukning.

Matrixen består af lys glimmer i meget små korn samt epidot og større chloritkorn. Der er kun fundet meget få biotitkorn. Chloriten er gulgrøn til bleggrøn, hvilket tyder på, at den er fattig på Fe. Den sedimentære struktur fremhæves af tynde strimer med sub- til euhedrale chloritkorn orienteret på langs ad strimerne.

Det ses ofte, at de opake mineraler, som alt overvejende er anhedrale, ligger i matrix og ofte omsluttende matrixkornene. De opake mineraler findes endvidere dissemineret som meget små korn med kornstørrelse ned til ca 1 μ m. Enkelte rødt gennemskinnelige anhedrale korn er bestemt til goethit. I et enkelt slib har lazulit replaceret et rødt gennemskinneligt korn i kanten (haematit/goethit). Lazulitkornene har kubisk habitus og tolkes som pseudomorfose efter magnetit.

De metamorfe mineraler - epidot, chlorit, biotit - viser, at metamorfosegraden svarer til overgangsfacies mellem lavtemperatur og højtemperatur grøn-skiferfacies. Tilstedeværelsen af en begrænset mængde biotit viser, at biotitisograden netop er nået.

2. MALMGEOLOGI.

2.1. UNDERSØGELSESMETODER.

Af de i punkt 1.4. nævnte bjergartsprøver blev der til de malmmikroskopiske undersøgelser fremstillet 60 polerede prøver, jf tabel 1 side 14. Den mikroskopiske undersøgelse er foretaget med Zeiss Photomikroskop i forbindelse med Zeiss Mikroskop-Photometer. Der er anvendt en Wolframcarbidgeflektionsstandard med usikkerheden $\pm$ 1.5%.

2.2. MALMMINERALISERINGEN.

I det horisontale plan danner det malmineraliserede område, der er angivet med rødt på det geologiske kort, en række langstrakte uregelmæssigt linseformede legemer, hvis længdeakse groft taget svarer til den i området generelt herskende retning N45° (ARCHIBALD, 1957). I det lodrette plan er malmlegemerne

mere eller mindre tragtformede (Fig.9). Imod dybet løber malmlegemerne ud i fingre, der har hældning mod SØ. De enkelte fingre har det største malmindhold centralt, aftagende jævnt ud mod periferien, der er tegnet på et Cu-indhold på 0.3%. I forhold til de på figuren indtegnede laghældninger ses, at malmlegemet er diskordant.

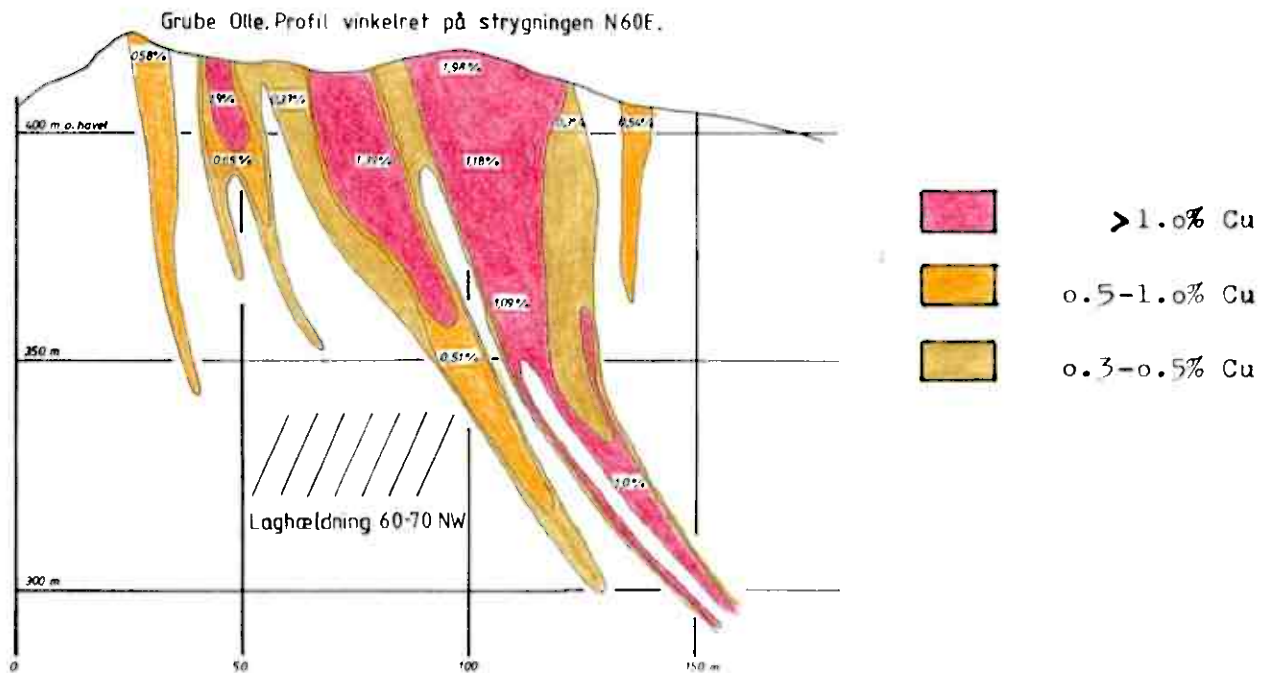


Fig.9. Lodret profil i grube Olle angivet med A-A på geologisk kort. Efter Norges Geologiske Undersøgelse Tegning nr 808-03/1968 på grundlag af de af A/S National Industri i 1963 foretagne borer.

De øvrige af de af Norges Geologiske Undersøgelse udarbejdede profiler viser det samme helhedsbillede som figur 9: tragtformet, fingret med hældning mod SØ og lødighedszoneret.

Sulfidkornene er som hovedregel meget små - 0.01-1 mm -, hvorfor det kan være yderst vanskeligt i felten at erkende sulfidmineraliseringen, der dog som regel røbes af udbredt malachit- og azuritudfældning på sprækkefladerne. Fe-oxiderne har samme kornstørrelse som sulfiderne og kan i felten forveksles med chalcosin/digenit, når sidstnævnte mineraler ikke er i forbindelse med bornit. Forholdet sulfider/Fe-oxider skønnes at være ca 1:1. Sulfidmineraliseringen forekommer mesoskopisk på følgende måder:

- I. dissemineret og mere koncentreret på de sedimentære lagflader (Fig.10)
- II. i kvartsårer og i sidestenen til disse (Fig.11,12 og 13).
- III. som tynde strimer i mylonitzoner.

Mineralisering af type I udgør skønsmæssigt 60-70% af sulfidmineraliseringen. Malmmineralerne er overvejende chalcopirit som meget små korn og få væsentligt større bornitkorn hovedsagligt på de sedimentære lagflader (Fig.10).

Type II omfatter bornit med chalcosin/digenit, hvorimod chalcopirit ikke forekommer. Kornstørrelsen er afhængig af årens mægtighed og kan undtagelsesvis være af cm-størrelse. Den overvejende del af de mange mesoskopiske småsprækker fører malmmineraler i stærkt vekslende mængde (Fig.11 og 12). I forbindelse

med sprækkedannelsen er sidestenen ofte blevet mere eller mindre breccieret med udkrystallisation af kvarts og sulfider til følge (Fig.13).

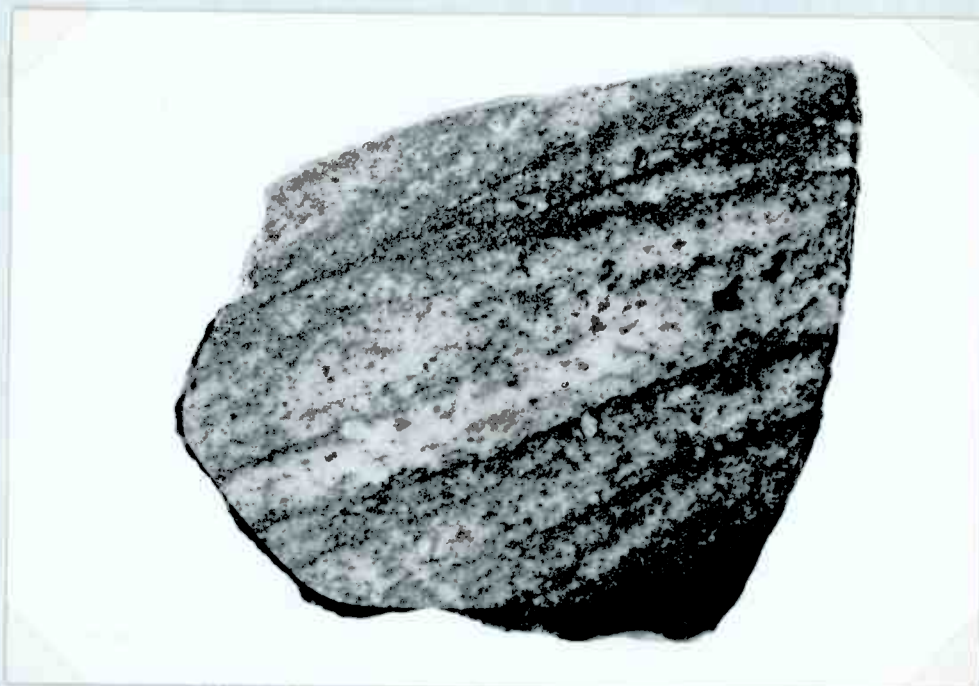


Fig.10.Grube Olle.Poleret håndstykke.1X.De lyseste pletter er malmineraler. Mineraliseringen på de sedimentære lagflader øverst i billedet er chalcoppyrit og få større uregelmæssige bornitkorn med chalcosin/digenit.



Fig.11.Grube John.Poleret håndstykke.4/5X.Prøven er begrænset af sprækkeflader vinkelret på papiret.Malmineralerne fremtræder som hvide pletter.Der iagttages ud for pilene to tydelige og en diffus lagflade med mineralisering overvejende hæmatit og magnetit.Lodret gennem prøven løber en tynd kvartsåre, hvori findes større uregelmæssige bornitkorn.Bemærk indsnævningen med bornit

udfældning - "bonanza" - ved den lodrette åres skæring med øverste lagflade.



Fig.12.Grube John.Kvartsåre og sidesten.Målestok: 20 mm.I den grovkornede kvartsåre findes mineralaggregater af bornit med chalcosin/digenit.I sidestenen ses utydeligt irregulære lyse amoeboide chalcosin/digenit-korn.Den i billedets højre side lige afskårne flade vinkelret på billedfladen er gengivet i figur 13.

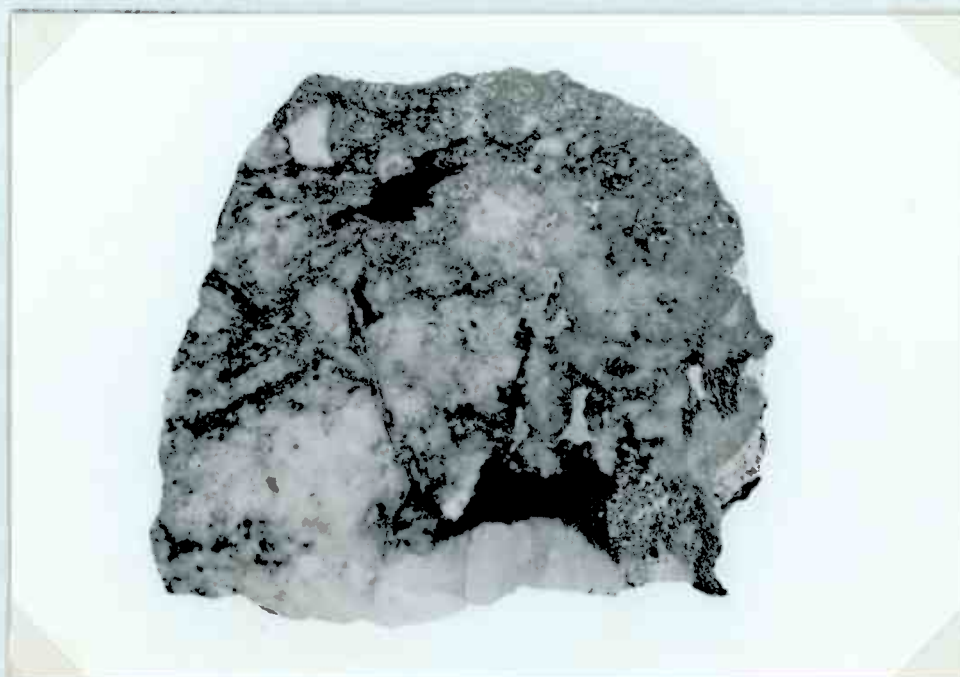


Fig.13.Grube John.Sidestenen til kvartsåren figur 12.Malmineralerne,der fremtræder som lys- til mellemgrå uregelmæssige amoeboide korn,er udfældet i sprækker og hulrum i sidestenen umiddelbart i forbindelse med kvartsåren.Konturerne på de største korn er trukket op med tusch.De store sorte korn er chlorit.Malmineralerne er bornit og chalcosin/digenit.

2.3. MINERALOGI.

Foruden de bjergartsdannende silikater og accessoriske mineraler, der er omtalt i punkt 1.4., er nedenstående mineraler identificeret i polerprøverne:

mineral	formel	forkortelse
Bornit	Cu_5FeS_4	bn
Chalcopyrit	CuFeS_2	cp
Digenit	$(\text{Cu}, \text{Fe})_9\text{S}_5$	dg
Chalcosin	Cu_2S	cc
Covellin	CuS	cv
Idait	Cu_3FeS_4	id
Pyrit	FeS_2	py
Haematit	Fe_2O_3	hm
Magnetit	Fe_3O_4	mt
Goethit, Lepidokrokit	FeOOH	
Ilmenit	FeTiO_3	it
Cobaltit	CoAsS	
Renierit (?)	$\text{Cu}_{3-x}\text{Ge}_x\text{FeS}_4, x < 0.5$	
Wittichenit	Cu_3BiS_3	
Sølv	Ag	
Malachit	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	
Azurit	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	

I tabel 1 side 14 er polerprøvernes indhold af malmineralerne anført med anvendelse af ovennævnte forkortelser. Desuden er anvendt følgende forkortelser:

- sp - haematit i formen euhedral specularit
- cpl - anhedrale chalcopyritkorn
- cp2 - afblandingslameller i bn1, dg, id og cv
- cp3 - langstrakte, uregelmæssige "fisk" og flammer i bn, dg, cv
- bn1 - anhedrale bornitkorn med cp2 og/eller cp3
- bn2 - anhedrale korn uden forbindelse med cp
- bn3 - anhedrale korn i forbindelse med cpl
- cc1 - sub- til anhedrale chalcosinkorn uden forbindelse med Cu-Fe-sulfider eller dg
- cc2 - "lamellar cc" med dg-lameller
- cc3 - omdannelsesprodukt i forbindelse med bn
- cc4 - "rosagra cc", fast opløsning af cc og dg (?)
- dgl - omdannelsesprodukt i forbindelse med cp, bn, id eller cc
- dg2 - sub- til anhedrale korn uden forbindelse med Cu-Fe-sulfider eller cc

prøve	hm	sp	mt	it	py	cpl	cp2	cp3	id	bn1	bn2	bn3	cc1	cc2	cc3	cc4	dg1	dg2	cv
<u>Olle</u>																			
18642	x	x	x											x			x		x
45	x	x					x	x		x	x	x		x	x		x		x
47	x		x			x	x	x		x	x						x		x
48		x	x	x		x	x		x	x		x					x		x
49	x			x		x	x		x	x	x	x					x		x
50	x	x	x			x		x	x	x	x	x	x	x			x		x
52	x	x	x			x		x	x	x	x	x	x	x			x		x
54	x																x		x
56			x				x		x	x	x			x	x		x		x
62	x	x	x				x		x		x			x			x		x
66	x		x			x	x	x		x		x			x		x		x
71	x		x				x			x				x			x		x
79	x	x	x			x	x			x				x			x		x
81	x	x	x	x			x	x		x	x					x	x	x	
28173	x		x	x		x	x	x		x							x		x
83		x			x														
85			x		x														
86							x			x	x			x			x		
87	x		x			x						x		x					
28203	x	x	x								x			x					
04	x	x									x			x					x
05	x	x	x				x	x		x				x					x
06	x	x					x			x				x					
07	x	x	x								x								x
08				x	x	x								x					
09	x	x	x			x	x			x							x		x
10	x		x			x											x		
19	x		x				x			x					x		x		
32668	x	x	x			x													x
69	x			x		x			x							x			x
70	x		x	x		x													x
71	x	x	x		x	x			x			x			x		x		
73	x	x				x													x
78	x	x				x						x					x		x
79	x	x			x	x	x		x	x						x	x	x	
<u>John</u>																			
28193	x	x	x				x	x		x	x		x	x	x		x		x
96	x	x	x			x	x			x	x			x	x		x		x
98			x					x		x	x		x	x	x		x		
99	x	x					x	x	x	x	x						x		x
28202	x	x	x						x	x	x		x		x				x
<u>Erik</u>																			
28189	x	x	x				x			x	x		x	x				x	x
<u>Hans</u>																			
18688		x	x		x	x	x												x
90	x	x	x			x	x		x	x						x	x		x
93	x		x	x			x	x		x	x			x	x		x		x
94	x	x	x				x			x	x		x	x		x			x
96	x	x	x			x		x											
28006	x		x				x		x									x	
28215	x		x			x	x	x	x	x									x
<u>Sigridvann</u>																			
28216	x		x			x		x	x	x	x				x	x	x		x
<u>Hroar</u>																			
28021	x				x	x													
22						x	x			x	x						x		x
23						x	x	x		x							x		x

a: cuprit(?) b: wittichenit. c: renierit(?) d: sølv. e: cobaltit.

Tabel over polerprøvernes mineralindhold inddelt efter prøvetagningsstederne.

Forkortelser og betegnelser for mineralerne er anført på side 13.

Bornit er det mest udbredte sulfidmineral. Det findes næsten altid med omdannelsesrand af digenit, sjældnere chalcosin. Bornit forekommer således:

- store sub- til anhedrale korn uden forbindelse med chalcopyrit eller idait, eventuelt i forbindelse med store subhedrale chalcosin- og digenitkorn (Fig. 19).
- sub- til anhedrale korn med chalcopyrit-lameller, -flammer og -"fisk" (Fig. 14).
- sub- til anhedrale korn i forbindelse med sub- til anhedrale chalcopyritkorn
- myrmekitisk sammenvoksning med chalcosin eller digenit (Fig. 20).
- "krakeleret" bornit i som regel isolerede anhedrale korn (Fig. 15).



Fig. 14. Prøve 18679. Sammensat bornitkorn med tynde chalcopyrit afblandingslameller efter to krystallografiske retninger samt afblandings-"fisk" efter en tredje retning. Bemærk digenitrand også om chalcopyritlamellerne.

Reflektivitetskurven for "krakeleret" bornit (Fig. 15) svarer til bornit (Vjalsov i RAMDOHR, 1975, tillæg). Kurven ligger dog på enkelte bølgelængder ca 1% højere. Under reflektivitetsmålingerne falder en del af krakeleringssprækkerne inden for målefeltet. Da sprækkerne har betydeligt lavere reflektivitet, er den reelle R%-kurve noget højere end bornits. Farven er gul med rødt stik. Der findes ikke reflektionspleokroisme. Der er tydelig men svag anisotropiefekt. Der findes ikke indre reflekser eller tvillingdannelse. "Krakeleringen" tolkes som kontraktionssprækker uden krystallografisk orientering. Før dannelse af idait kan bornit vise en karakteristisk sprækkedannelse ("fracture disease") (KRAUSE, 1965, fig. 3; UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971, p. 89). Det er sandsynligt, at denne sprækkedannelse er identisk med krakeleringssprækkerne, da enkelte stærkt omdannede idaitkorn har diminutive rester af "krakeleret" bornit. Farven svarer ikke til normal bornit men derimod til "anomal" bornit, hvis reflektivitetskurve synes at være en smule højere end normal bornits (SILLITOE & CLARK, 1969). Det i samme reference på side 1692 tegnede diagram over reflektivitetskurver for anomal og normal bornit kan ikke umiddelbart bruges til sammenlig-

ning på grund af den benyttede carborundum standard. Men kurvernes minimumspunkter ($R\%$: 15.5-16.0) er for anomal bornit en bølgelængde på ca 480 nm og for normal bornit ca 550 nm. Minimumspunktet for den undersøgte "krakelerede" bornit ligger på ca 490 nm ($R\%$: ca 16.0), altså meget tæt på anomal bornit. Flere forskere har bemærket en snæver sammenhæng mellem idait og anomal bornit (SILLITOE & CLARK, 1969, p. 1693). Ved undersøgelse af anomal bornit bemærker v. GEHLEN (1964), at anomal bornit er lysere end normal bornit og at anomal bornit kan være et submikroskopisk mellemlid i omdannelsen af bornit til en blanding af idait og en chalcopiritlignende fase. Denne fase er efter alt at dømme ikke CuFeS_2 men måske oxygenholdig med formlen $\text{Cu}_5\text{Fe}_4\text{S}_{10}\text{O}_4$. Den undersøgte "krakelerede" bornit skønnes at være anomal bornit.

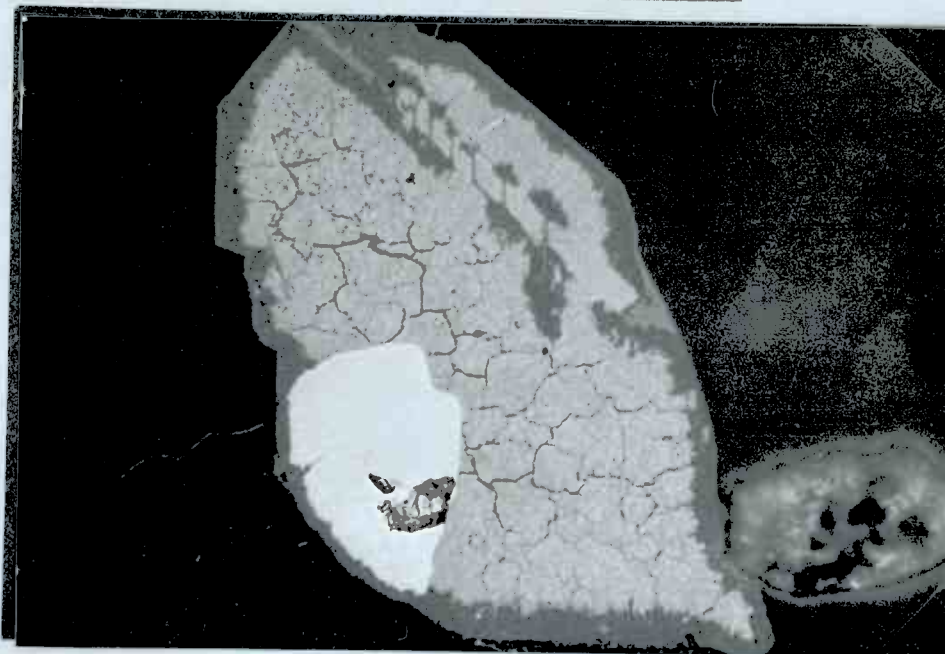


Fig. 15. Prøve 28216. Anomal bornit med rand af goethit og en smule lepidokrokit. Det lyse korn er chalcopirit og det lamellare korn er covellin.

Chalcopirit forekommer således:

- sub- til anhedrale isolerede korn som regel omgivet af en rytmisk udfældet rand af goethit (Fig. 16) eller goethit og lepidokrokit som Liesegang'ske bånd (Fig. 17).
- anhedrale korn omgivet af goethitrånd i forbindelse med pyrit uden omdannelsesrand.
- anhedrale korn i forbindelse med anhedrale bornitkorn.
- sub- til euhedrale korn med omdannelse til digenit (Fig. 18).
- afbrudte retliniede eller mere eller mindre sammenhængende tenformede lameller i bornit (Fig. 14) eller i omdannelsesprodukter efter bornit og idait (Fig. 21).
- mere eller mindre parallelt orienterede, uregelmæssige, langstrakte flammer og "fisk" i bornit eller omdannelsesprodukter efter bornit (Fig. 14 og 21).

Digenit forekommer udbredt som omdannelsesprodukt efter bornit enten som store uregelmæssige korn, ofte med indesluttede bornitrester, eller som smal rand om Cu-Fe-sulfiderne, særlig bornit. Omkring chalcopirit-afblandingslamellerne i bornit findes altid en smal meget regelmæssig digenitrånd. Digenit fo-

rekommer også som lameller i chalcosin og som isolerede sub- til anhedrale korn. De større digenitkorn - isolerede eller i forbindelse med bornit - er som regel lamellare med lameller parallel med spalteligheden og med uregelmæssige sprækker uden foretrukken orientering. Når polerprøven netop er oppoleret, viser digenit en karakteristisk homogen blå farve uden farvechanging i pletter, skjolder eller flammer. I nogle prøver findes et blåligt mineral (Fig. 19) i forbindelse med chalcosin og bornit. Reflektivitetskurven følger nøje kurven for digenit men er 1-1½% højere. Hovedindtrykket af farven er en smule mere mørk blå end digenit, men farven changerer mod violet og mod bornit-farve i meget diffuse skjolder. Da der ikke er foretaget en kvantitativ analyse, kan det ikke fastslås, om dette minerals sammensætning svarer til djurleit, til "rosa-grå" chalcosin, en "solid solution" mellem digenit og chalcosin eller en blanding af en digenittype fase og covellin (MORIMOTO & KOTO, 1970).

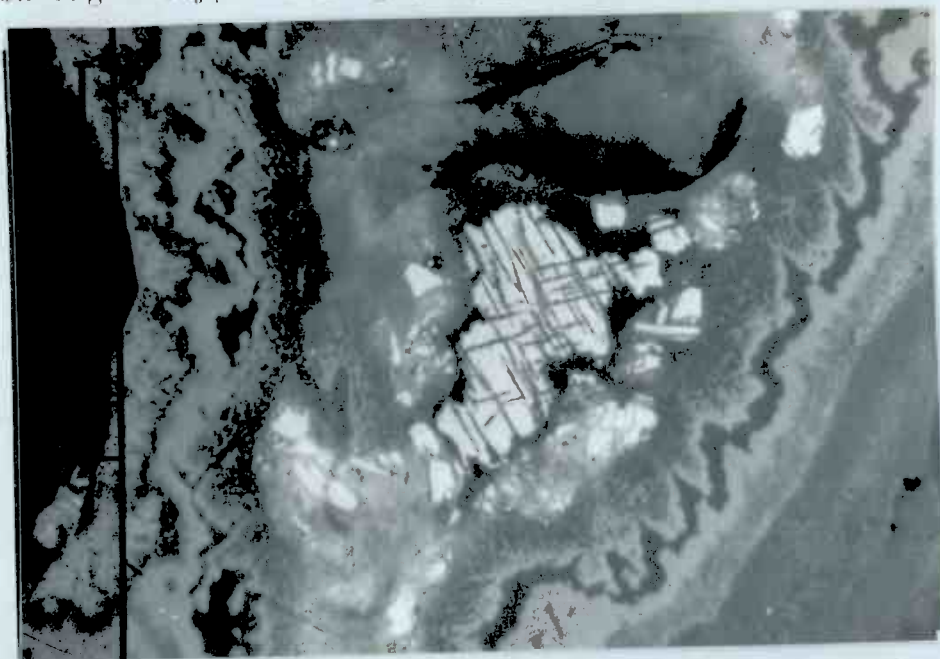


Fig. 17. Prøve 28006. Angulære små chalcopyritkorn om større irregulært idaitkorn med spor efter chalcopyritlameller. Aggregatet er omgivet af rytmisk udfældet goethit (mellemgrå) og lepidokrokit (lys grå). Sort og mørk grå: kvarts.

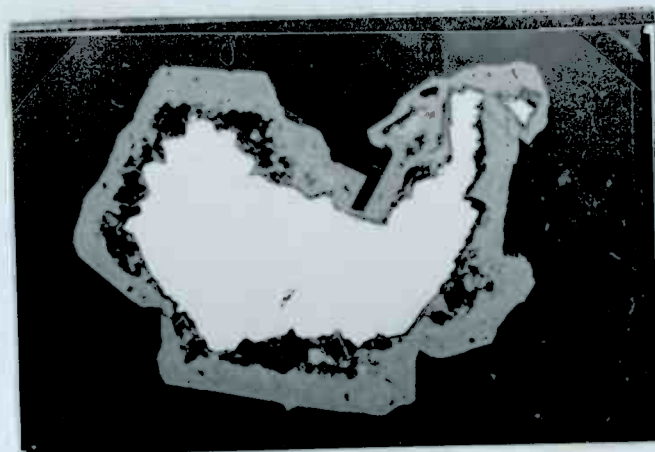


Fig. 16. Prøve 18688. Chalcopyritkorn med omdannelsesrand af goethit. 600X. De sorte pletter mellem korn og rand er røde indre reflekser antagelig fra Fe-hydroxider.



Fig.18. Prøve 18647. Rekrystalliseret euhedral chalcopyrit med reliket af bornit med chalcopyrit- og digenit-afblanding. Begyndende omdannelse til digenit, der stedvis er omdannet til covellin. Bemærk røde indre reflekser i største kornene hjørne. Chalcopyrit-kornene er under omdannelse til digenit i kanten langs krystallografiske retninger.

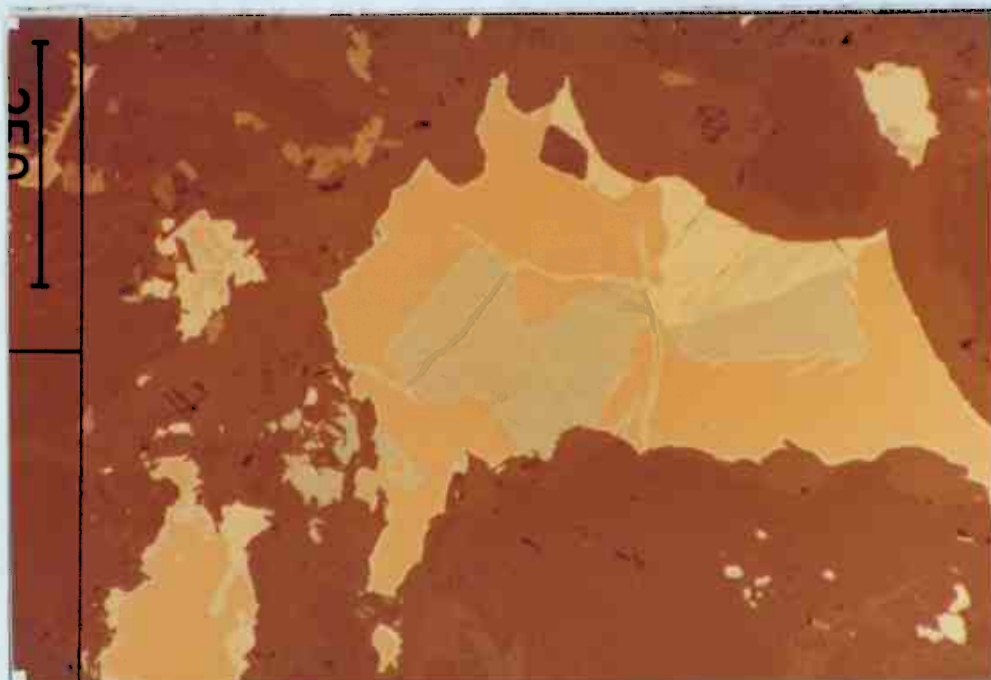


Fig.19. Prøve 28193. Bornit og digenit replaceres af chalcocin. Der synes at være ligevægt mellem bornit og digenit.

Chalcocin forekommer i mindre mængde end digenit, skønsmæssigt i forholdet 2:3. Chalcocin optræder således:

- sub- til anhedrale korn af størrelse op til 2x2 mm uden forbindelse med digenit eller Cu-Fe-sulfider.
- sub- til anhedrale korn som ovenstående men med op til 50 μ m brede digenitlameller.
- myrmekitisk sammenvoksning med bornit (Fig.20).
- euhedrale hexagonale korn med digenitlameller.

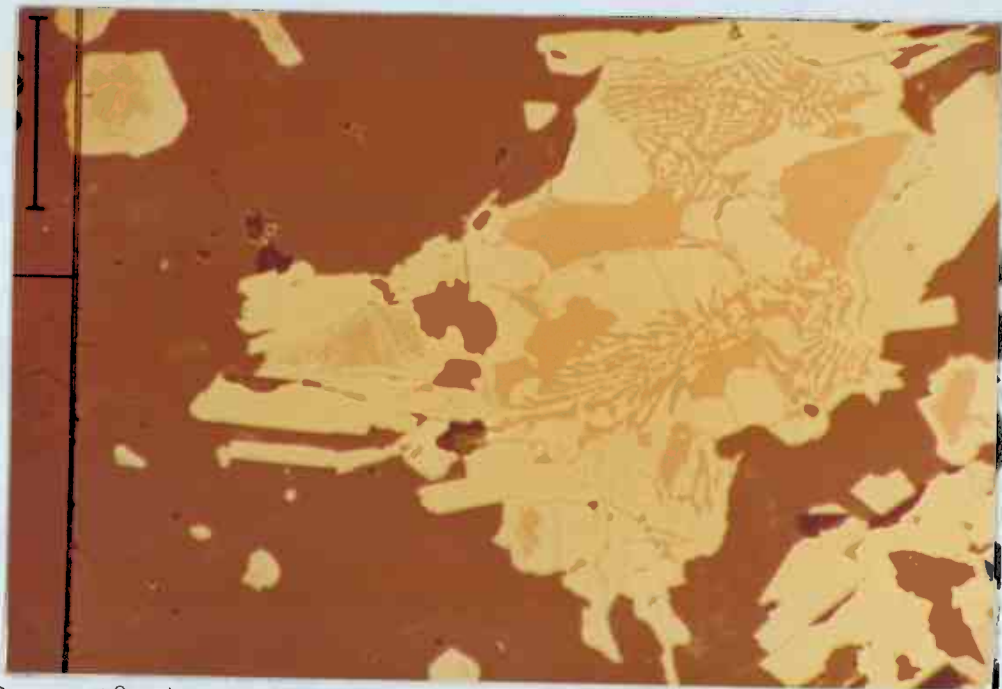


Fig.20. Prøve 28204. Myrmekitisk sammenvoksning mellem bornit og chalcocin. De sub- til euhedrale korn er specularit.

Covellin er vidt udbredt som omdannelsesprodukt, særlig af digenit, som små meget uregelmæssige pletter eller afrundede korn i digenitrande og i digenitfyldte sprækker i bornit og chalcopyrit. I nogle tilfælde er der kun goethit, malachit og covellin tilbage af de tidligere sulfider. Covellin forekommer også som større sub- til anhedrale lamellare korn med eller uden forbindelse med andre sulfider. I mange tilfælde ses disse lamellare korn at være en videreudvikling af lamellart udviklet digenit. I et par tilfælde forekommer 50x50 μ m store hexagonale covellinpseudomorfoser efter chalcocin med digenitlameller.

Blivende blå covellin (blaubleibender/blue remaining) forekommer kun sporadisk som små uregelmæssige korn sammen med "normal" covellin.

Idait forekommer hovedsagligt i prøver med typiske mineraler fra oxidationszonen:

- anhedrale korn uden forbindelse med andre Cu-Fe-sulfider, eventuelt med omdannelsesrand af digenit+covellin eller goethit+covellin.
- store isolerede anhedrale korn med chalcopyrit-afblandingslameller og/eller chalcopyrit-"fisk" omgivet af omdannelsesrand af digenit (Fig.21) eventuelt med covellin eller goethit+covellin.
- anhedrale korn i forbindelse med caries-struktur i anhebral chalcopyrit.

Idait er identificeret ud fra mineralparagenesen og RAMDOHR (1975, fig.460) samt delvis de almindelige optiske egenskaber. Der findes mange angivelser for idaits refleksivitet. Disse angivelser afviger stærkt fra hinanden. RAMDOHR (1975, tillæg) har anført, at de af Besmertnaja fundne værdier måske er mest troværdige. De i denne undersøgelse målte værdier for R_g og R_p er indlagt med fuldt optrukne linier i diagrammet figur 22 efter SILLITOE & CLARK (1969). Den af Sillitoe og Clark anvendte standard er ikke opgivet men er antagelig carborundum, der er anvendt til måling af bornit i samme afhandling. Der synes at være rimelig god overensstemmelse mellem kurverne i figur 22. De af Besmertnaja fundne værdier for idait er op til 8% lavere end denne undersøgelse.

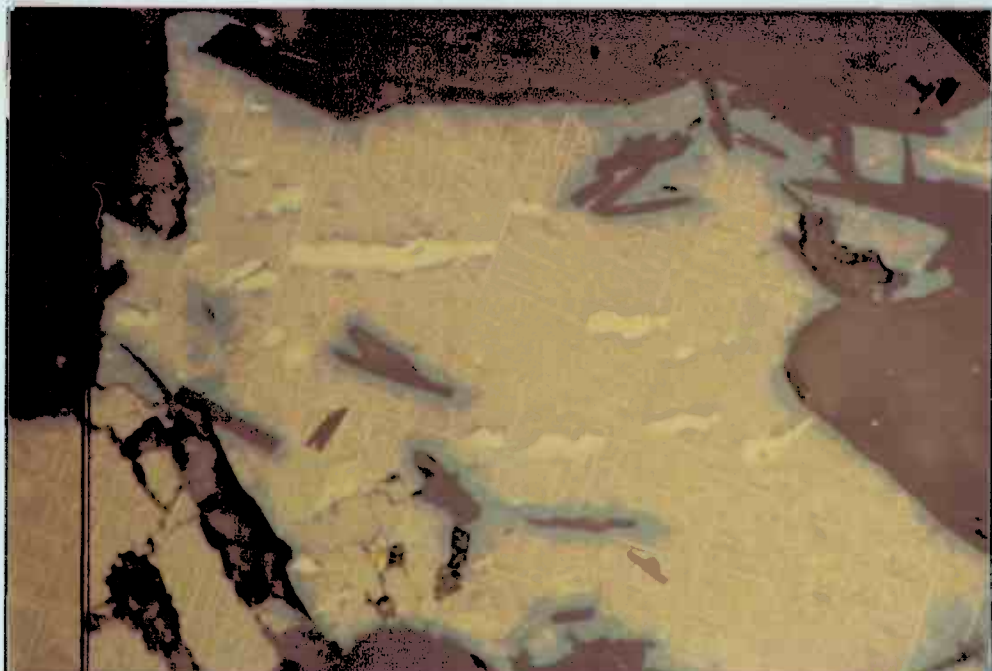


Fig.21. Prøve 18648. Idait efter bornit med chalcopirit-afblanding. Omdannelsesrand af digenit.

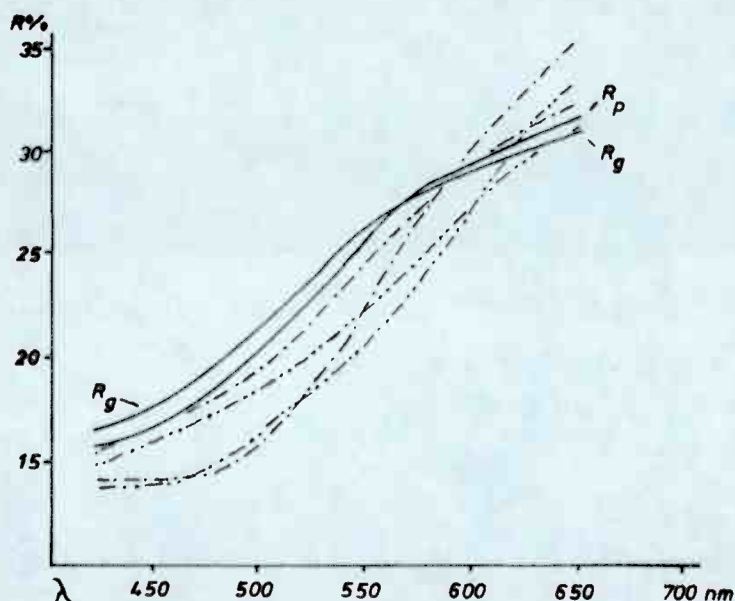


Fig.22. Reflektivitetsskurver for idait. Stiplet linie med een prik: Copiapó, Chile; med to prikker: Bancairoum, Frankrig og fuldt optrukne linier: Ulveryggen. Bemærk, at skæringspunktet mellem R_g - og R_p -kurverne næsten har samme $R\%$ -værdi. Efter SILLITOE & CLARK (1969).

De i denne undersøgelse målte $R\%$ -værdier svarer ret nøje til de af Vjalsov (RAMDOHR, 1975, tillæg) anførte værdier for mineralet renierit, hvis støkiometriske sammensætning kun adskiller sig fra idait ved at maksimalt ca 16% Cu kan være erstattet af Ge. Ifølge UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) er de almindelige optiske egenskaber for reflekteret lys for idait og renierit meget lig hinanden bortset fra egenfarven, idet renierit er orangebrun som bornit og idait har stærk reflektionspleokroisme fra rødlig orange til lysende gullig grå. Det undersøgte mineral har ikke stærk reflektionspleokroisme men er heller ikke orangebrunt som bornit men har lys brungullig farve næsten som chalcopirit (Fig. 21). Da der ikke er foretaget en kemisk analyse af mineralet, tolkes

dette ud fra diagrammet figur 22 og mineralparagenesen som idait, der kan have et vist mindre Ge-indhold.

Pyrit er identificeret i 6 prøver som anhedrale korn af størrelse op til 2x2 mm. Der findes i disse prøver altid chalcopirit som anhedrale indeslutninger eller som anhedrale korn grænsende op til pyritkornene. I prøve nr 28183 findes pyrit udelukkende som isolerede euhedrale korn, der mere eller mindre er omdannet til goethit og lepidokrokit (Fig. 23) uden forbindelse med chalcopirit (RAMDOHR, 1975, fig. 617). Flere af pyritkornene er omgivet af sådan rytmisk udfældet rand. I denne prøve findes ikke andre sulfider men diffuse skyer af haematit/goethit med røde indre reflekser samt specularitlister.



Fig. 23. Prøve 28183. Pyrit med rand af goethit (mellemgrå) og lepidokrokit (lys grå). 140x120 μ m.

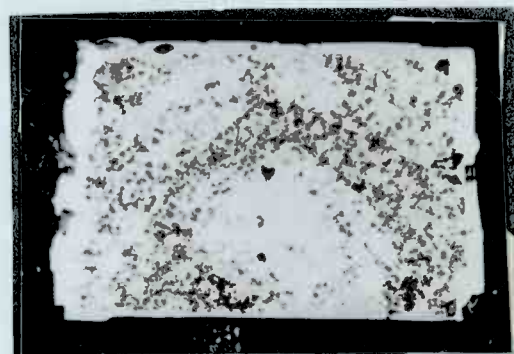


Fig. 24. Prøve 32671. Haematitpseudomorfose efter magnetit skåret ca (001). 80x50 μ m.

Haematit er vidt udbredt og udgør skønsmæssigt 90% af forekomstens oxidmineraller. Haematit forekommer som subhedrale langstrakte korn, ofte med tvillinglameller, og som meget små euhedrale specularitkrystaller. Som nævnt under magnetit forekommer haematit som martit, der i forhold til den øvrige haematitmængde kun udgør få %. Polerprøve nr 18642, lab. nr 3220 består af en bred sprækkefyldning af haematitkorn i mosaikstruktur. Vinkelret på sprækken findes meget tynde sprækker (bredde ca 5 μ m) fra sidestenen ind i haematitudfyldningen. Disse tynde sprækker er mineraliseret med bornit, chalcosin og myrmekitisk bornit i digenit. Specularitkrystallerne er ofte skåret sådan, at de fremtræder som smalle lister. I forbindelse med sulfidminerallerne viser specularitkrystallerne og de fleste andre haematitkrystaller en skarp grænse til sulfiderne uden tegn på omdannelse (Fig. 28). Sulfiderne synes at være trængt ind imellem haematitkrystallerne. I prøve nr 18688 forekommer haematit som lange tynde lameller, der er bøjede og knækkede i skarpe hjørner og som centralt består af Fe-hydroxider med stærke rødlige indre reflekser (Fig. 25).

I et par polerprøver, hvis mineralindhold er typisk for oxidationszonen: gedigen sølv, stor mængde Fe-hydroxider, malachit og blivende blå covellin, findes en del mineraler med kubisk habitus (Fig. 24). Prøverne er taget i grube Olle i en uregelmæssig horisont med ca 1 m mægtighed. Horisonten udskiller sig fra den øvrige sandsten ved sin violetrøde farve stammende fra disperse Fe-hydroxider eller måske fra "Ziegelerz". Mineralen har følgende egenskaber: i forbindelse med enkelte større korn, ca 50x50 μ m, findes et stort antal diminutive

oktaedre, der har dybrøde indre reflekser. Mineralkornene er karakteristisk stærkt porede. Farven er lys grå med tydelig reflektionspleokroisme fra lys grå til mørk grå i små rektangulære felter. Anisotropieffekten er stærk: gråblå-mørk grønlig. De indre reflekser er dybrøde. På grund af kornenes ringe størrelse, deres porøsitet og de svagt reflekterende omgivelser er reflektivitetmålingerne behæftet med stor usikkerhed:

λ nm	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
R%	28.8	29.8	29.9	28.8	28.2	26.5	27.4	27.1	26.6	24.3	25.0	22.6	22.9

Reflektiviteten svarer godt til R_m for haematit, usikkerheden taget i betragtning. Cuprit, der er kubisk, har svagere reflektionspleokroisme og lidt lavere reflektivitet. Da der ved mikrosondemåling i Oslo på en af prøverne ikke er konstateret Cu i denne (J. Heim, Follidal Verk, personlig meddelelse), kan det udelukkes, at mineralet er cuprit. Mineralet tolkes som en martitpseudomorfose efter euhedral magnetit.

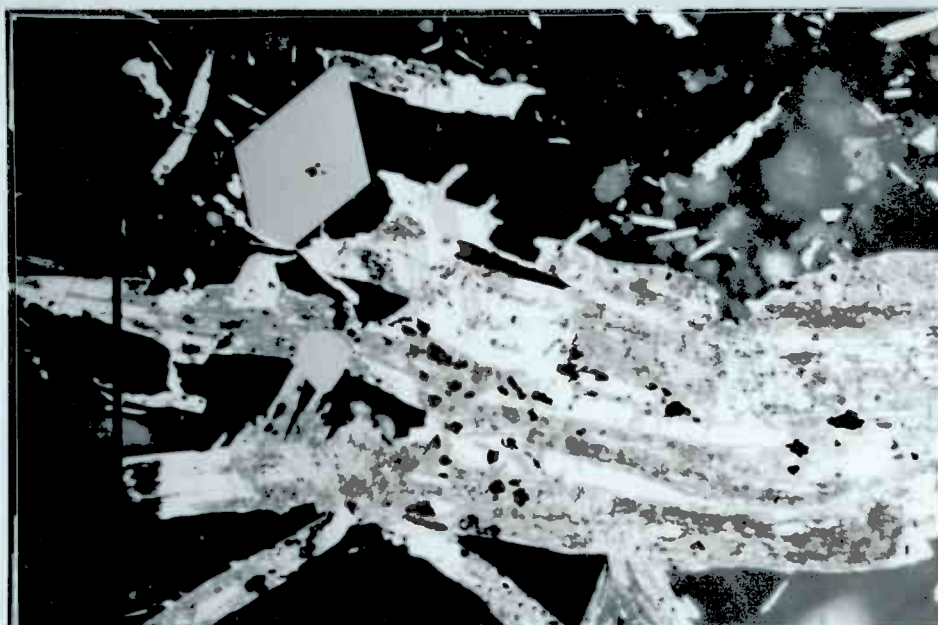


Fig. 25. Prøve 18688. Bøjede og knækkede haematitlister, der centralt består af Fe-hydroxider/-oxider med stærke røde indre reflekser. På tværs af listerne ses enkelte tvillinglameller. Sub- til euhedrale mellemgrå magnetit-idioblaster. De små lyse euhedrale krystaller er specularit.

Magnetit forekommer som sub- til anhedrale detrituskorn, som rekrystalliserede euhedrale krystaller af størrelse op til $100 \times 100 \mu m$ i stort antal (Fig. 25) samt som krystalaggregater af små euhedrale krystaller. Bortset fra enkelte euhedrale krystaller er magnetiten martitiseret i større eller mindre grad (Fig. 26). Martitiseringen følger som regel afsondringsretningerne (111) men pletformet martitisering forekommer også. Magnetitkornene er homogene uden afblandingslameller eller andre indeslutninger bortset fra nedennævnte sjældent forekommende korn. Nogle større euhedrale magnetitkorn uden eller med ubetydelig martitisering har været udsat for kraftig kataklase in situ. Der er ofte udfældet Cu-sulfider og kvarts imellem de små kantede korn. I få større detritusmagnetitkorn, der er martitiseret i randen, forekommer centralt i kornet en

stor zoneret mørk, afrundet plet med følgende R%-værdier (prøve 18671):

λ nm	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
R%	16.5	15.0	15.0	15.5	14.3	14.5	14.0	14.2	13.5	12.7	12.7	12.8	13.2

Fænomenet tolkes som en polereffekt (RAMDOHR, 1975, p. 988).



Fig. 26. Prøve 28219. Magnetitaggregat af euhedrale krystaller, der er stærkt martitiseret efter afsondringsretningen (111). Haematiten er særlig i billedets nederste halvdel korroderet og omdannet til limonit, stedvis som pseudomorfose efter magnetiten.

Goethit er påvist i tyndslib (Side 9) som anhedrale korn og i flere polerprøver som kryptokrystallinsk omdannelsesprodukt efter pyrit og chalcopyrit, ofte i zoneret rand, i enkelttilfælde med malachit. I prøve nr 18650 findes i klar kvarts en lille "stjerne" bestående af meget tynde blade skærende hinanden. Bladene har kraftig rød gennemskinnelighed. Aggregatet tolkes som lepidokrokite (RAMDOHR, 1975, fig. 619).

Ilmenit findes som meget små euhedrale listeformede krystaller/korn med maksimale størrelse $5 \times 10 \mu\text{m}$ poikiloblastisk i aggregater af rutil og titanit/leucoxen. Disse aggregater er ret udbredt og har ofte form som rhomber med afrundede hjørner og med en længste diagonal på ca $150 \mu\text{m}$. Aggregaterne kan være pseudomorfoser efter titanit.

Cobaltit er identificeret i prøve 18696, i hvilken de euhedrale krystaller med størrelse op til $50 \times 50 \mu\text{m}$ udfylder en ca $250 \mu\text{m}$ bred og ca 20 mm lang sprække i kvarts (Fig. 27). Mineralen er identificeret ud fra følgende iagttagelser: stor hårdhed, meget svag reflektionspleokroisme, distinkt anisotropieffekt fra mørk creme til mørk grå med blåstik. Tvillinglameller forekommer i enkelte korn. R%-kurven afviger maksimalt 1% fra den af Vjalsø (RAMDOHR, 1975, tillæg) fundne (gennemsnit af 5 målinger):

λ nm	460	500	540	580	620	660
R%	47.7	47.9	51.5	52.3	54.3	56.3

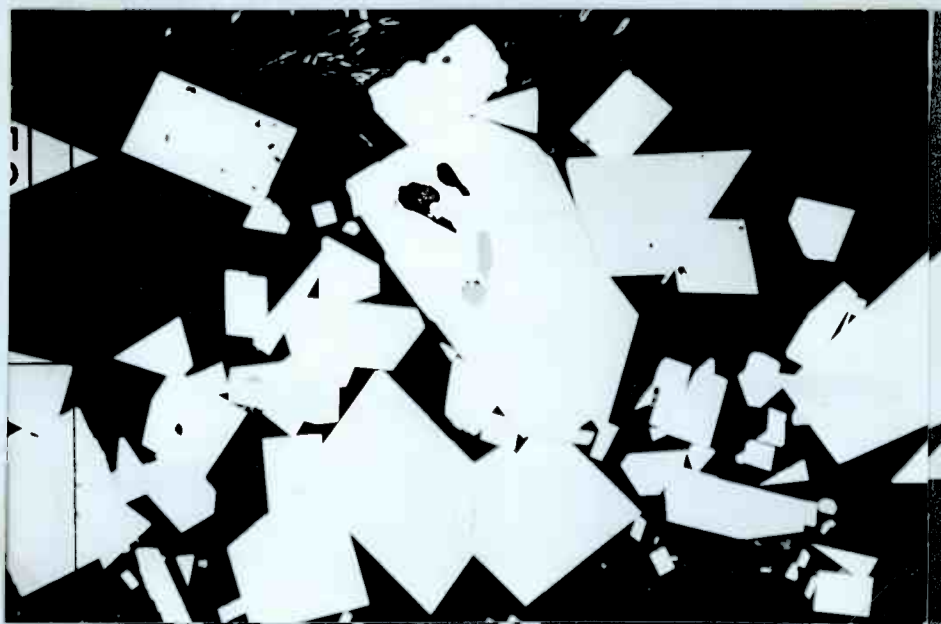


Fig.27. Prøve 18696. Sprækkefyldning af cobaltitkrystaller. 600X.

Wittichenit er identificeret i prøve 18650 (Fig.28) på følgende iagttagelser: hårdhed som chalcosin, farven er lys creme, ingen reflektionspleokroisme, svag men tydelig anisotropieffekt, ingen tvillingdannelse og ingen indre reflekser. $R\%$ -kurven følger nøje parallelt med R_m målt af Vjalsov (RAMDOHR, 1975, tillæg). Paragenesen wittichenit-bornit-chalcosin er karakteristisk for wittichenit (UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971).

Uidentificeret sulfosalt. I en afstand af et par hundrede μm fra wittichenitkornet i det samme aggregat af bornit, chalcosin og haematit findes et uidentificeret mineralkorn med følgende egenskaber: subhedralt mere eller mindre rektangulært ca $50 \times 75 \mu m$, hårdhed svarende til chalcosin, reflektionspleokroisme fra lys grå til lys blå, kraftig anisotropieffekt fra blågrå til lys brunlig, ingen indre reflekser. $R\%$ -værdier er jævnt faldende fra ca 37% på 460 nm til ca 29% på 660 nm. Minerallet er ikke nærmere bestemt.

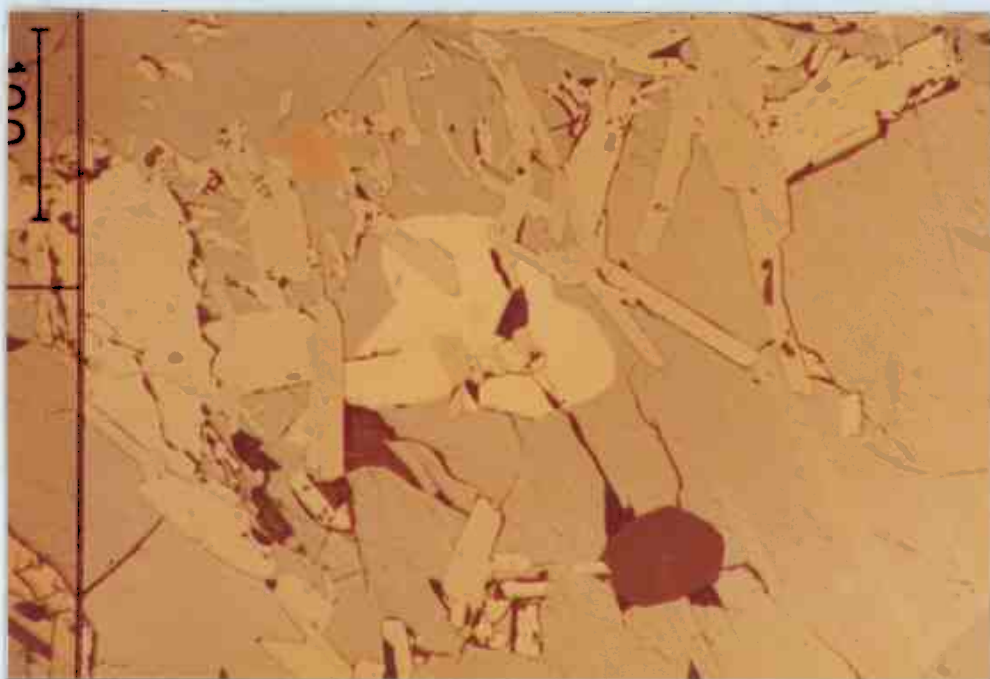


Fig.28. Prøve 18650. Centralt lys creme wittichenitkorn omgivet af let anløbet chalcosin med lancet-lameller og lille bornit-indeslutning. Mange specularitlister. Det mørkebrune hexagonale korn er antagelig apatit.

Sølv er identificeret i prøve nr 32679 interstitielt mellem kantede feldspatkorn og dårligt afrundede kvartskorn i mindre end $2\mu\text{m}$ brede mellemrumsudfyldninger samt et par korn med diameter ca $10\mu\text{m}$. Endvidere er sølv fundet som et lille korn i haematit i prøve nr 32671. Umiddelbart efter polering viser en reflektionsmåling på 550 nm R% over 75% på det største korn. Henset til kornets lille diameter er målingen behæftet med stor usikkerhed, idet der i målefeltet også har været svagt reflekterende silikater.

Malachit og azurit forekommer først og fremmest på sprækkeflader i overfladen i stor mængde. Malachit overvejer stærkt azurit. I polerprøverne er azurit kun sjældent forekommende. Malachit findes hovedsaglig som omdannelsesrand rytmisk udfældet med goethit, særlig om isolerede chalcopyritkorn.

3. VÆSKE-GAS INDESLUTNINGER I KVARTS FRA ULVERYGGEN MALMFELT.

3.1. INDLEDNING.

Væske-gas indeslutninger i mineraler og bjergarter er ideelt set små prøver af de væsker og gasser, der var til stede under - og som delvis forårsagede - en lang række geologiske processer. Indenfor malmgeologien har undersøgelsen af væske-gas indeslutninger længe været et vigtigt hjælpemiddel ved udredningen af de petrogenetiske relationer. På grund af væske-gas indeslutningernes begrænsede størrelse - de fleste under $15\mu\text{m}$ - kendes ingen analysemetode, der kan give alle ønskelige kemofysiske oplysninger om den væske/gas, der findes i den enkelte indeslutning.

Undersøgelsesmetoderne deles i to hovedgrupper: destruktive og non-destruktive metoder. Ved de destruktive metoder frigøres og opsamles væske og gas fra indeslutningerne til påfølgende analyse, f.eks. gaschromatografi, spektralanalyse eller atomabsorptionsanalyse. Metoderne har visse mangler, idet det er vanskeligt at undgå forurening af gas og væske med materiale fra moderbjergarten og knuseindretningen. Det er endvidere vanskeligt at opsamle de meget små mængder gas og væske, som indeslutningen repræsenterer.

De non-destruktive metoder - mikrotermometri - anvendes ved undersøgelse af indeslutninger i transparente mineraler i sidesten og gangart eller i transparente malmmineraler, f.eks. sphalerit. I denne undersøgelse er væske-gas indeslutningerne undersøgt ved mikrotermometri på kvarts fra årer og matrix i den malmmineraliserede sandsten.

3.2. PRINCIPPER FOR MIKROTERMOMETRI.

Under krystalvæksten i en fluid fase vil små mængder af den fluide fase blive fanget i krystallen, hvor der under væksten opstår uregelmæssigheder f.eks. som følge af ændret væksthastighed (ROEDDER, 1967b). Den fluide fase er oftest en homogen vandig salin opløsning, der under afkølingen danner en gasboble, fordi opløsningen vil trække sig langt mere sammen end det omgivende mineral. Hvis opløsningen under afkølingen bliver overmættet med et eller flere salte, vil disse kunne udfældes som dattermineraler. Ikke sjældent indehol-

der indeslutningerne diminutive faste fase, f.eks. magnetit, der ikke er datter-mineraler. Disse faste faser er som regel ført med af den hydrotermale fluide fase.

Heterogene fluide faser kan ses, hvis to immiscible væsker som vand og olie fanges i den samme indeslutning. Det samme er tilfældet med to fluide faser, hvoraf den ene er vandig og den anden er rig på CO_2 . Immiscibilitet ved stuetemperatur kræver dog ikke nødvendigvis immiscibilitet under indfangningsbetingelserne, fordi gensidig opløselighed af CO_2 og H_2O veksler stærkt med temperaturen: en oprindelig homogen fluid fase fanget i en indeslutning kan under afkølingen danne to immiscible fluide faser: superkritisk CO_2 og subkritisk H_2O .

Ved mikrotermometriske undersøgelser af væske-gas indeslutninger kan opnås nedenstående type informationer, som er vigtige parametre til forståelsen af den fluide fases kemiske og fysiske egenskaber og de mineraldannende processer:

a. Homogeniseringstemperatur.

Homogeniseringstemperaturen T_h er den temperatur, ved hvilken en fler-fase (heterogen) indeslutning overgår til en homogen fluid fase under opvarmning. Denne temperatur repræsenterer - efter eventuel trykkorrektion - den temperatur, den fluide fase havde, da indeslutningen blev fanget under mineralets krystalvækst. I sjældne tilfælde kan en gruppe af indeslutninger bestå af både gas-rige og gas-fattige indeslutninger. Dette tyder på, at disse indeslutninger blev dannet under samme tryk og temperatur men fra en heterogen fluid fase (bestående eksempelvis af gasbobler i en væske). En sådan gruppe af indeslutninger vil dels homogenisere i væske-fase, dels i gas-fase, og i dette tilfælde skal homogeniseringstemperaturen ikke korrigeres for et skønnet tryk. Derimod kan trykket bestemmes ud fra homogeniseringstemperaturen fra tabeller over sammenhørende tryk og temperaturer for coeksistens af væske og gas for et relevant fluid-fase system (eksempelvis H_2O -NaCl eller CO_2 - H_2O).

b. Kemisk sammensætning.

Ved måling af frysepunktsdepressionen under afkøling bestemmes for væske-gas (v-g) indeslutninger væskens indhold af salte ud fra systemet H_2O -NaCl efter diagrammet figur 29. Da NaCl er langt det vigtigste salt i væskeindeslutninger, angives saliniteten ofte i ækvivalent vægt% (ækv.vt%) NaCl, hvilket vil sige den mængde NaCl, der alene ville give den iagttagne frysepunktsdepression. Ud over NaCl indeholder v-g indeslutninger dog ofte også andre salte (KCl, CaCl_2 , MgCl_2 m.fl.), der kan medvirke kraftigt til frysepunktsdepressionen.

Af figur 29 fremgår, at der på temperaturer under den eutektiske temperatur -21.1° dannes hydratet $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. I v-g indeslutninger er denne hydratdannelse imidlertid yderst sjælden, antagelig på grund af nukleations-kinetiske vanskeligheder som følge af den i laboratoriet normalt anvendte relativt hurtige afkøling (ROEDDER, 1971b). Normalt fås hydratdannelse kun i indeslutninger, der udover væske og gas, også indeholder en NaCl-krystal.

NaCl-hydratet smelter inkongruent til NaCl + en mættet opløsning på temperaturen $+0.15^{\circ}$. Smeltningen foregår meget langsomt: der er ved denne undersøgelse målt "smelte"-temperaturer på $8-10^{\circ}$ selv efter flere minutters opvarmning. NaCl har i disse tilfælde gendannet en terning ud fra hydrat-krystalgrøden i intervallet $15-20^{\circ}$.

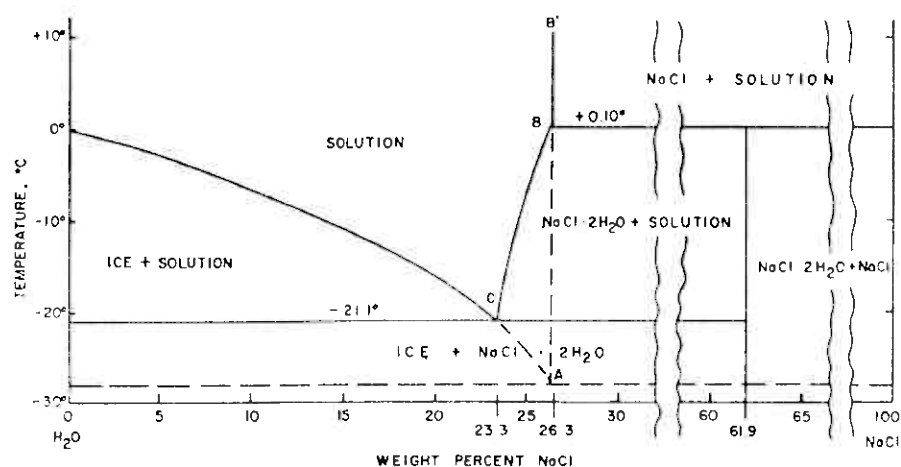


Fig. 29. Fasediagram for systemet NaCl-H₂O. Efter ROEDDER (1963).

Hydratdannelsen er diagnostisk for NaCl, da det næst vigtigste salt KCl ikke danner hydrat og da saliniteten meget sjældent er så stor, at frysepunktsdepressionen kommer under den eutektiske temperatur for systemet NaCl-CaCl₂-H₂O og NaCl-CaCl₂-MgCl₂-H₂O, henholdsvis -52.0° og -58.0° , med dannelse af hydraterne for CaCl₂ og MgCl₂ til følge (Fig. 30).

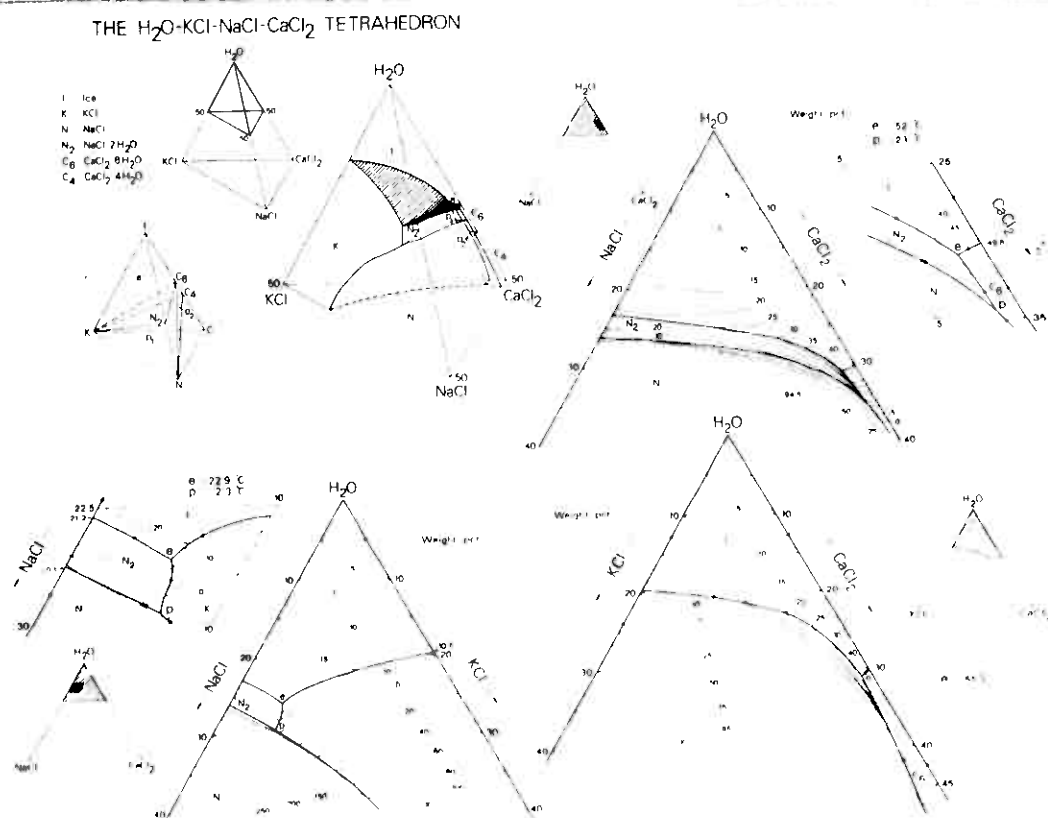


Fig. 30. Fasetetraeder og diagrammer for systemet H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂. Tetraædret viser en delvis skematisk polytermal projektion af den H₂O-rige del af systemet. Endvidere er vist liquidus fase-relationerne for de ternære delsystemer. En gas-fase er altid tilstede udover de viste faser. De eutektiske temperaturer er angivet med e. (Fra Konnerup-Madsen, 1978).

I systemet $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ kan et tilnærmet minimumsforhold $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ i $\text{wt}\%$ bestemmes af diagrammet figur 31 ud fra en frysepunktsdepression lavere end -22.9° , idet KCl kun har en meget begrænset virkning på frysepunktsdepressionen.

CaCl_2 og/eller MgCl_2 i NaCl -opløsningen influerer stærkt på opløseligheden af NaCl , idet selv små mængder af disse salte vil foranledige en tidligere udfældning af NaCl ved stuetemperatur, således at der dannes en væske-gas-krystal (v-g-x) indeslutning.

Saliniteten af v-g-x indeslutningerne er i denne undersøgelse bestemt ud fra frysepunktsdepressionen (smeltetemperaturen T_m) og NaCl -krystallens opløsningstemperatur T_{sol} i diagrammerne figur 30.

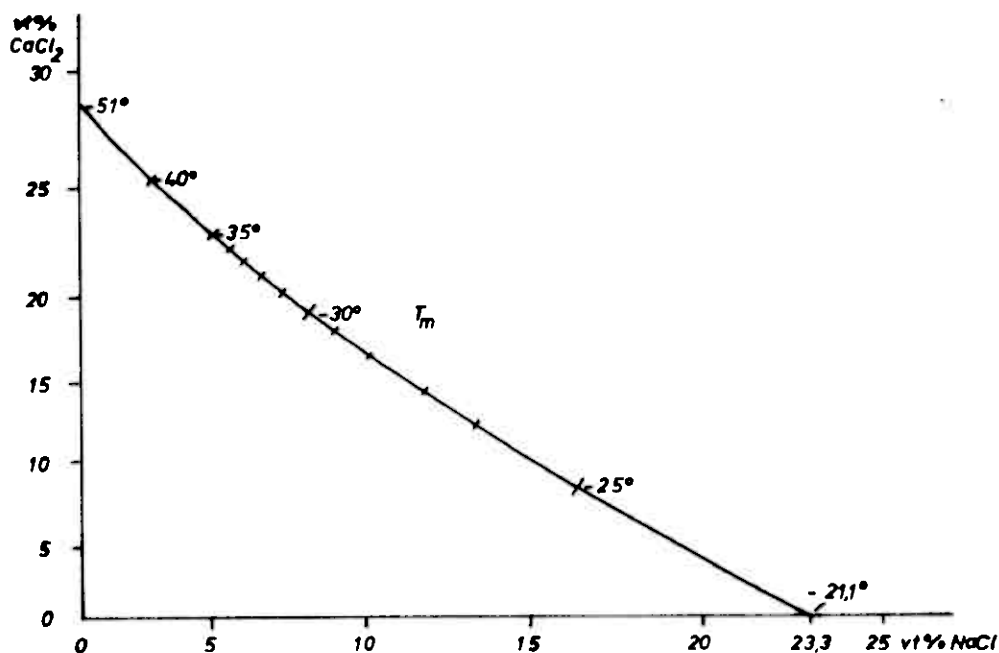


Fig. 31. Udsnit af liquidus forholdene for $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Kurven angiver minimumsmeltetemperaturer for en væske-gas indeslutning indeholdende varierende koncentrationer af både NaCl og CaCl_2 . Kurven svarer til fasegrænsen mellem I og N_2 i systemet $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ vist i figur 30. Modifieret efter KONNERUP-MADSEN (1976).

c. Densiteten i g/cc bestemmes ud fra indeslutningernes salinitet i forbindelse med deres homogeniseringstemperatur (Fig. 51).

3.3. ANALYSEMETODE.

Der er anvendt en non-destruktiv analysemetode til bestemmelse af indeslutningernes homogeniseringstemperatur og opløsningernes salinitet ved hjælp af et Chaix Meca varme/kulde-bord på mikroskop med long-focus objektiv.

Varme/kulde-bordets konstruktion og virkemåde fremgår af POTY et al (1976), til hvilken der henvises. Dets arbejdsområde går fra -180° til $+600^\circ$.

Temperaturen i prøvekommeret måles elektrisk over en modstandstråd umiddelbart under prøvekommeret. Den målte temperatur skal korrigeres for termometerets fejlvisning efter kalibreringsdiagrammet figur 32, der er udført af J. Konnerup-Madsen på grundlag af stoffer med kendt smeltepunkt.

a. Måling af homogeniseringstemperatur T_h og opløsningstemperatur T_{sol}

Temperaturen i prøvekammeret hæves ved hjælp af et manuelt betjent vario-meter, der er dimensioneret på en sådan måde, at en ønsket temperatur i intervallet mellem stuetemperatur og ca 550° (bestemt af termometeret) kan fastholdes i lang tid uden nævneværdig regulering. Dette har stor betydning for opnåelse af en homogen opvarmning af prøven, hvilket er af særlig vigtighed umiddelbart før opløsning (T_{sol}) af et eventuelt dattermineral og før homogenisering (T_h). Under målingerne er temperaturen hævet med ca 2° /minut de sidste 50° og med ca $\frac{1}{2}^{\circ}$ /minut de sidste 10° før T_{sol} henholdsvis T_h .

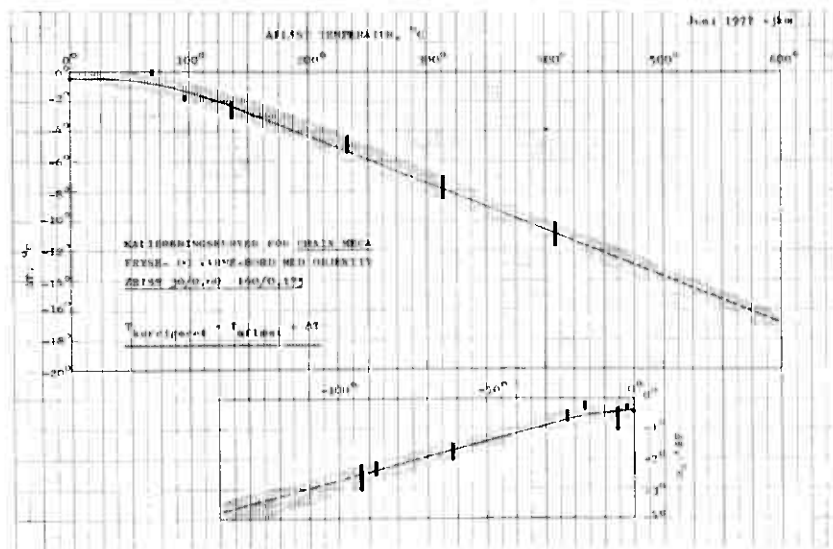


Fig. 32. Temperaturkorrektionsdiagram til Chaix Meca varme/kulde-bord ved Institut for petrologi.

Opløsningen af dattermineralet foregår over et vist temperaturinterval, der indledes med, at krystallens hjørner og kanter afrundes. Opløsningen af de fleste salte er forbundet med en varmetoning: afgivelse eller forbrug af varme. Under normalbetingelserne gælder f.eks., at KCl forbruger ca 18×10^3 joule/mol for at gå fra fast til fluid fase i en vandig opløsning. Det er derfor vigtigt, at temperaturen kun ændres meget langsomt i opløsningsintervallet, så den ved opløsningen opståede temperaturgradient kan udlignes. NaCl har næsten ingen varmetoning og opløses kun langsomt i varmt vand. KCl, der som NaCl er kubisk, kan diagnosticeres i forhold til NaCl på, at KCl opløses meget hurtigere i varmt vand.

Under opvarmning til homogenisering i fluid fase formindskes gasboblens volumen og boblen skifter ofte plads i indeslutningen. Herunder sker det ikke sjældent, at boblen forsvinder i mørke områder, hvilket kan gøre det umuligt at bestemme T_h . Når boblens diameter er blevet under $1 \mu m$, bliver boblen udsat for Brown'ske bevægelser, der bevirker, at boblen bliver meget livlig og ofte sporadisk kommer til syne igen fra ovennævnte mørke områder. Det er ikke muligt ud fra boblens størrelse eller bevægelser at bestemme T_h , da de Brown'ske bevægelser kan foregå over intervaller på 20° eller mere, før boblen forsvinder (ROEDDER, 1968b).

Forny et bobledannelse ved afkøling efter homogenisering viste sig ofte at være forbundet med væsentlig underafkøling - 50° eller mere - og skete i enkelte tilfælde spontant fra indeslutningens vægge af et stort antal meget små bobler, der pludselig på samme tid kom til syne og dannede en fælles boble. Dette fænomen kan antagelig forklares ved, at afkølingen fra den høje homogeniseringstemperatur har været relativt hurtig.

Ved måling af T_h på væske-gas indeslutninger i syntetisk kvarts har ROEDER & KOPP (1975) bestemt en usikkerhed på T_h på $\pm 5^{\circ}$ som følge af fastsættelsen af tidspunktet for gasboblens forsvinden og særlig som følge af den horisontale og den vertikale temperaturgradient over prøven. Som det fremgår af termometerets kalibreringskurve figur 32 er korrektionen negativ med en usikkerhed på ca $\pm 1^{\circ}$. Den væsentligste usikkerhed kommer dog ind ved korrektion af homogeniseringstemperaturen på grundlag af det på dannelses-tidspunktet herskende estimerede tryk.

b. Måling af frysepunktsdepressionen, bestemmelse af smeltetemperaturen T_m .

Ved afkøling af prøve-kammeret ledes luftformig nitrogen gennem en termobeholder med flydende nitrogen. Luftstrømmen gennem varme/kulde-bordet reguleres med en hane på tilførselsslangen i en sådan afstand fra bordet, at det er vanskeligt at fastholde en bestemt temperatur i længere tid. Den herved opståede usikkerhed skønnes af størrelsesordenen $\pm 1^{\circ}$. Korrektionen i det aktuelle måleområde (-15° til -35°) er negativ (Fig. 32) med en usikkerhed på ca $\pm \frac{1}{2}^{\circ}$.

Den alt overvejende del af de undersøgte indeslutninger nukleerer ikke is selv efter lang tids afkøling på meget lave temperaturer (-80° - -100°). De indeslutninger, der danner is, er også stærkt underafkølede. I stedet for at måle frysepunktstemperaturen måles derfor dels isens første smeltetemperatur T_{m1} , ved hvilken isen begynder at smelte, dels den endelige smeltetemperatur T_m , ved hvilken den sidste iskrystal smelter. Det er vanskeligt at bestemme T_m , hvis der i indeslutningen også er dannet $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, selv om isen har lav dobbeltbrydning og højt negativt relief og hydratet høj dobbeltbrydning og højt positivt relief.

3.4. PRØVEMATERIALET OG INDESLUTNINGERNE.

Sandstenen i malmfeltet er meget heterogen og gennemsat af et stort antal små sprækker, der er kvartsfyldte. Den i matrixen værende sekundære kvarts er alt overvejende meget finkornet med mosaikstruktur og ofte med tyndt chloritlag på korngrænserne, hvilket bevirker, at eventuelle væske-gas indeslutninger bliver slørede og utydelige i mikroskopet. I de større sprækker, der har en bredde op til ca 1 cm og en længde op til ca 10 cm, findes ofte en farveløs gennemsigtig kvarts i store korn med et overordentligt stort antal væske-gas indeslutninger. I disse kvartsfyldte sprækker findes ofte $\frac{1}{2}$ -1 cm store malmkorn bestående af bornit med chalcosin/digenit samt mange små euhedrale til subhedrale malmkorn (Fig. 34).

I de primære detrituskvartskorn findes ikke sjældent små væsk-gas indeslutninger samt faste indeslutninger, især tynde rutilnåle. Indeslutningerne i denne primære kvarts stammer fra kvartsens dannelse i sandstenens moderbjerg-art og skal følgelig undgås ved de mikrotermometriske undersøgelser.

De anvendte prøver er taget i grube Olle og grube John i overfladen og ned til ca 50 m dybde (Prøvetagningskort I og II). Af de valgte prøver er der fremstillet ca 20 ikke-monterede slib med en tykkelse fra 0.5 til 0.8 mm under hensyntagen til kvartsens gennemsigtighed. Slibene er poleret på begge sider. Selv om indeslutningerne i disse slib under det almindelige polarisationsmikroskop syntes brugelige til mikrotermometri-undersøgelse, viste det sig, at kun 5 prøver var anvendelige på varme/kulde-bordet, hvis optiske system kvalitetsmæssigt bliver stærkt forringet af prøvekommerets dækglass. Der er udført målinger på følgende prøver:

- prøve nr 18638, grube Olle: klar mellemkornet årekvarts med meget stort antal v-g og væsentligt færre v-g-x indeslutninger af størrelse 2-15 μ m. Der findes en del chlorit på korngrensene og små subhedrale opake korn såvel i kvartskornene som på korngrensene.
- prøve nr 18642, grube Olle: mellem-til grovkornet klar årekvarts med meget stort antal af såvel v-g som v-g-x indeslutninger af størrelse op til 35 μ m. De fleste brugelige indeslutninger er af størrelse 10-15 μ m. I en del indeslutninger findes diminutive uidentificerede opake korn. I prøven findes bornit-chalcosinkorn med $\emptyset$ op til 10 μ m. Der findes kun meget lidt chlorit.
- prøve nr 28193, grube John: hovedsaglig mellemkornet klar årekvarts men også mellem- til finkornet matrixkvarts. Der findes karakteristisk mange små sub-til anhedrale opake korn. Indeslutningerne er overvejende små v-g indeslutninger i såvel åre- som matrixkvarts.
- prøve nr 18665, grube Olle: finkornet matrixkvarts med få v-g indeslutninger af størrelse 3-7 μ m. Der findes en del finkornet chlorit og opake korn.
- prøve nr 28194, grube John: mellem- til grovkornet matrixkvarts med stort antal v-g-x samt v-g indeslutninger af størrelse 20 μ m.

Væskeindeslutninger defineres som primære (ROEDDER, 1967, 1976), hvis indeslutningerne er dannet samtidig med den omgivende krystal og af den samme opløsning. En sekundær indeslutning kan være dannet millioner af år senere af en senere opløsning, som ikke nødvendigvis har forbindelse med den primære opløsning. Sekundære indeslutninger er som regel langt mere almindelige end primære og findes ofte i stort tal på helede sprækker. Dog er indeslutninger på helede sprækker ikke altid sekundære, idet der under krystalvæksten kan opstå sprækker, der ophæler i forbindelse med den fortsatte krystalvækst. De indeslutninger, der dannes i en sådan ophelet sprække, kaldes pseudosekundære.

En indeslutning kan have været udsat for afsnøring - necking down - hvorved indeslutningens væske-gas indhold bliver fordelt på to eller flere nye indeslutninger. Da indeslutningens densitet udtrykt ved væske/gas forholdet som oftest er drastisk ændret i de afsnørede indeslutninger, er disse ikke længere repræsentative for den oprindelige indeslutning og der er derfor ikke foretaget målinger på disse.

Efter ROEDDER's (1976) klassifikation kan de undersøgte indeslutninger inddeles således:

I. Primære:

- A.3. Isolerede indeslutninger fjernet 25 gange indeslutningens diameter fra andre indeslutninger.
- A.4. Tilfældig tredimensional fordeling af indeslutninger i krystallen.
- A.7. Indeslutninger associeret med gruppe af faste indeslutninger.
- C.2. Forekomst som subparallelle grupper relateret til vækstretninger i krystallen.
- F.1. Store indeslutninger og/eller med regelmæssig form.
- F.2. Negativ krystalform - med forbehold.

II. Sekundære.

- A. Planare grupper i helede sprækker ud til krystallens overflade.
- B. Meget tynde og flade indeslutninger i forbindelse med afsnøring.

III. Pseudosekundære.

- A. Forekomst som sekundære indeslutninger (II.A.) men med sprække synligt sluttende inde i krystallen.
- B. Generelt mere tilbøjelig til regelmæssig form og negativ krystalform end sekundære indeslutninger i samme prøve.

Undersøgelsen baserer sig på måling af 374 indeslutninger, hvoraf 240 (svarende til 65%) stammer fra årekvarts og ca 35% fra grovkrystallinsk matrixkvarts. Alle indeslutningerne består af vandige opløsninger. Indeslutninger med CO₂ er ikke påvist. De vandige indeslutninger er en-fase væske, to-fase væske-gas, tre-fase væske-gas-krystal eller multifase indeslutninger med flere faste faser. I enkelte tilfælde er påvist væske-krystal indeslutninger.

Der er ikke målt på væske og væske-krystal indeslutninger, da disse antagelig har været udsat for lækage eller afsnøring, hvorved de indbyrdes forhold mellem faserne er ændret. Disse indeslutninger er derfor ikke repræsentative.

Efter Roedders klassifikation er type I.A.3,4 og 7 kun observeret i ganske få tilfælde (Fig. 33 og 34), hvorimod type I.C.2 (Fig. 35), F.1 og 2 (Fig. 36, 37 og 38) ofte er forekommet. Type II.A er let genkendelig, fordi bruddet i kvarts er konkoidalt - ikke retliniet - og fordi sprækken fortsætter over korngrænserne ind i nabokornene. Denne type er meget almindelig og adskiller sig fra type I.C.2 ved ikke at være retliniet. Type II.B er ikke sjælden (Fig. 39). Type III.A er ikke almindeligt forekommende, hvorimod type III.B er meget almindelig (Fig. 35(?), 38 og 40).

Som det fremgår af figurerne 33, 34, 35, 38 og 40 har indeslutningerne generelt en meget regelmæssig form - mange med negativ krystalform. De mindste indeslutninger er som regel vel afrundede. Dog findes mange små indeslutninger med regelmæssig geometrisk form med svagt afrundede hjørner (Fig. 35 og 40). I figur 40 er vist krydsning af 3 sprækker, hvoraf de 2 sprækker, der antagelig indeholder pseudosekundære v-g indeslutninger, sandsynligvis er yngre end den 3. sprække, der indeholder store primære (?) v-g-x indeslutninger (CHIVAS & WILKINS, 1977).

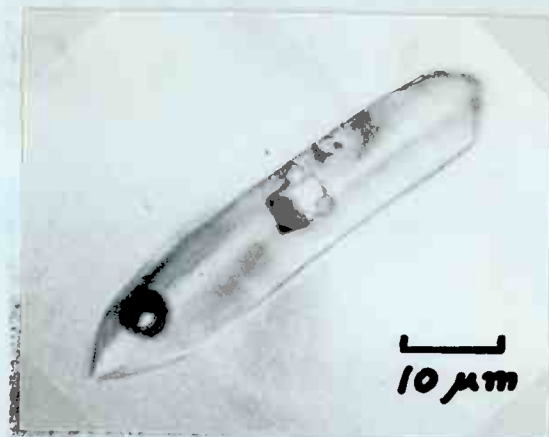


Fig.33. Primær, isoleret multifase-indeslutning med halitterning og 3-4 ubestemte faste faser. Type I.A.3 og F.1. Retoucheret.

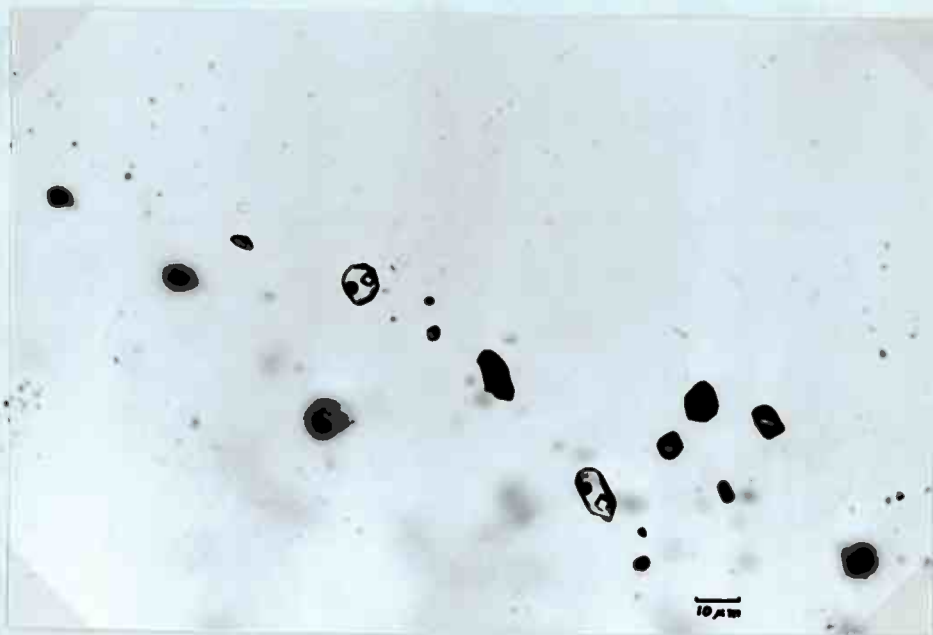


Fig.34. Langstrakt sprækkelignende samling af sub- og euhedrale ubestemte malmmineraler med enkelte primære v-g-x indeslutninger af typen I.A.7.



Fig.35. To af flere parallelle retliniede grupper primære regelmæssige v-g indeslutninger af typen I.C.2. Grupperne fortsætter plant skråt ned gennem slibet. I billedets øverste højre hjørne ses korngrænsen, der ikke overskrides af de afbillede grupper. Kvartskrystallens vækstretning går diagonalt over billedet vinkelret på de parallelle grupper.

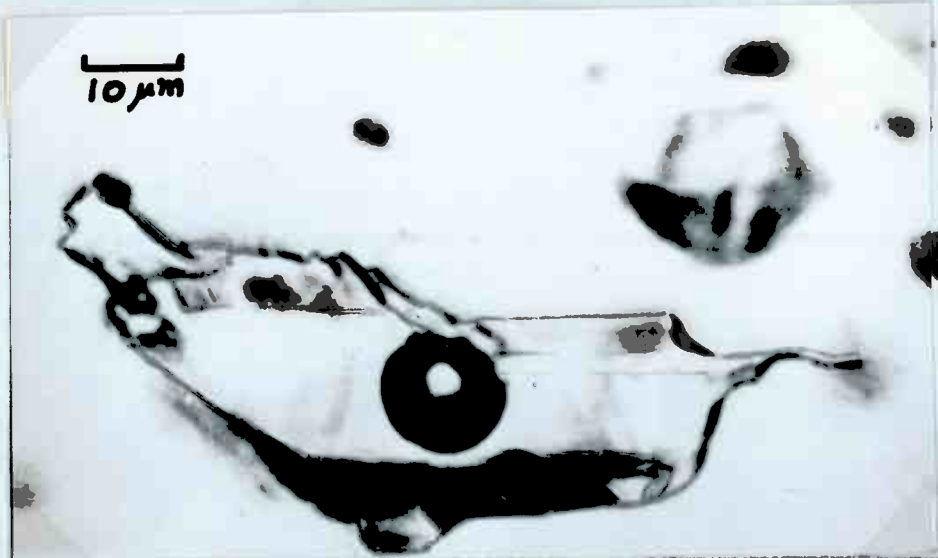


Fig.36. Stor primær v-g-x-x-? indeslutning af typen I.F.1 og 2. Indeslutningen har negativ krystalform som hexagonalt prisme. Til højre neden for gasboblen ses et opakt globulært ubestemt mineral, der kan være et oliederivat. Endvidere ses et par ubestemte faste faser. Bemærk afsnøringen i højre kant. Retoucheret.

Den faste fase i tre-fase indeslutningerne er generelt en terning af halit. I et enkelt tilfælde er dattermineralet udformet som et oktaeder modificeret med en terning (Fig.37). Et par multifase indeslutninger viser 3-5 ubestemte dattermineraller (Fig.33 og 38). I 5-6 indeslutninger forekommer et rektangulært mineral (Fig.38), der antagelig er anhydrit (ROEDDER, 1971b, 1972a).

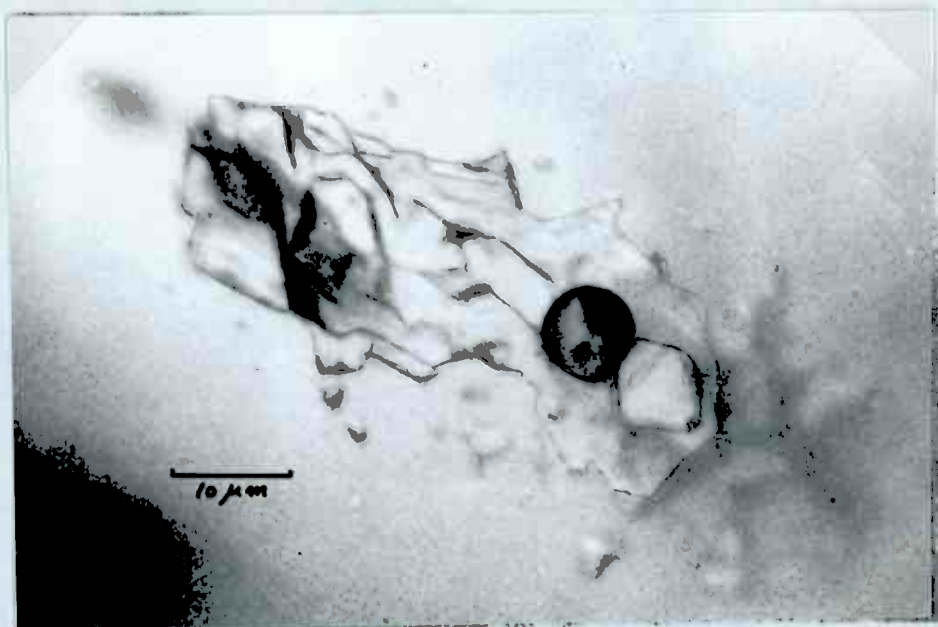


Fig.37. Stor isoleret v-g-x indeslutning med sammensat negativ krystalform af typen I.F.1 og 2. Indeslutningen er omgivet af meget små ubestemte indeslutninger. Dattermineralet har oktaederform, svagt modificeret med en terning. Mineraler er mest sandsynligt halit. Retoucheret.

I ikke få tilfælde er der konstateret et ubestemt diminutivt opakt mineralkorn, når gasboblen er forsvundet ved homogenisering. Kun i et par tilfælde er fundet større opake korn som vist i figur 39. I nogle multifase indeslutninger har der foruden saltterningen været et andet ubestemt dattermineral udkrystalliseret euhedralet som terning væsentligt mindre end halit-terningen. Dette mineral er ikke opløst ved homogeniseringstemperaturen eller selv væ-

sentligt højere temperaturer, hvorfor mineralet antagelig er et silikat. Det røber sig ved at være stærkt lysende i forhold til den omgivende kvarts. Enkelte indeslutninger - med saltkrystal - har foruden gasboblen også en anden globular opak fase, altid væsentligt mindre end gasboblen (Fig. 36 og 40). Denne fase synes at klæbe til indeslutningens væg, idet den ikke er bevægelig som gasboblen. Mineralet er ikke bestemt men kunne være et oliederivat, da der er påvist relikter af acritarcher i bjergarten (jf side 8 og figur 8).

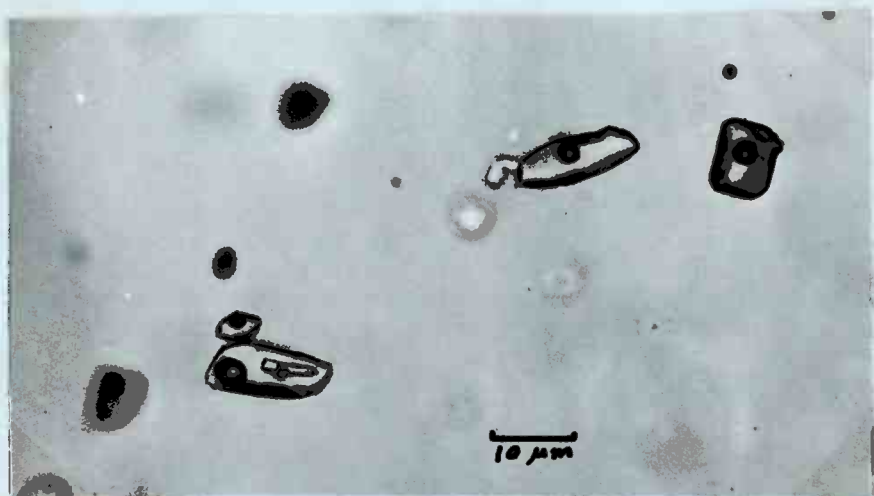


Fig. 38. 3 pseudosekundære (?) v-g indeslutninger af typen III.B samt 1 primær multifase-indeslutning, der antagelig er af en anden generation end ovennævnte. Dattermineraller: halit-terning, anhydrit (? tabulær form) og en ubestemt fast fase.

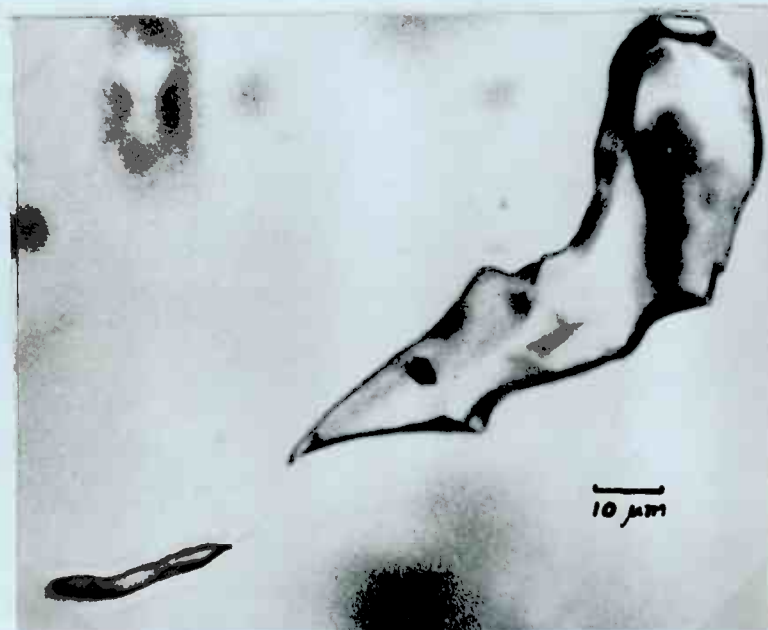


Fig. 39. Stor v-x og lille v indeslutning efter afsnøring. Type II.B. I den store indeslutning ses et opakt subhedralt 6-kantet korn, der antagelig er specularit. Gasboblen og eventuelle dattermineraller kan være afsnøret i andre indeslutninger udenfor billedfeltet.



Fig. 40. Sammenløb af 2 sprækker med små v-g og enkelte små v-g-x indeslutninger af typen III.A og B samt en 3. sprække med 2 stor primære (?) v-g-x-x indeslutninger i fokus og i venstre øverste hjørne en tilsvarende ude af fokus. Bemærk de opake globulare korn i de 2 store indeslutninger.

3.5. MIKROTERMOMETRI -RESULTATER.

a. Homogeniseringstemperaturerne T_h er angivet for de enkelte prøver på histogrammerne, figur 41. Indeslutningerne er dels v-g: ikke udfyldte kvadrater og dels v-g-x indeslutninger: udfyldte kvadrater. Som følge af usikkerheden på målingerne af T_h - jf side 30 - og af overskuelighedsgrunde er histogrammerne tegnet med 5° intervaller begyndende på 140° .

Prøve nr 18638 omfatter 118 T_h -målinger, hvoraf 41 er v-g-x indeslutninger (histogram 18638a). Temperaturintervallet går fra 145° til 535° med meget stor overvægt (ca 70%) i intervallet 145° - 225° . Fordelingen er tilnærmet lognormal fordelt over dette interval. I samme interval fordeler v-g-x indeslutningerne sig i to populationer, der har den største population i det laveste temperaturområde. T_h for v-g indeslutningerne i dette interval (histogram 18638b) danner en skæv fordeling med vægten i laveste halvdel som v-g-x indeslutningerne.

Prøve nr 18642 omfatter 141 T_h -målinger fordelt på 78 v-g indeslutninger og 63 v-g-x indeslutninger. Temperaturintervallet går fra 145° til 510° (histogram 18642a). T_h er ret jævnt fordelt i intervallet 145° - 435° . T_h for v-g-x indeslutningerne har en største population omkring 290° - 300° men er ellers jævnt fordelt. T_h for v-g indeslutningerne ses i histogram 18642b, der viser en ret jævn fordeling med en ringe overvægt i intervallet 145° - 245° . I prøven blev yderligere målt på 5 v-g-x indeslutninger, der ikke homogeniserede på 550° korregeret, der er termometerets maksimumstemperatur. I disse indeslutninger, der ikke i udseende eller dimensioner adskiller sig fra de øvrige undersøgte indeslutninger, fandt der kun en ganske ringe kontraktion sted af gasboblen

selv efter mere end 1 times forløb på maksimumtemperaturen. Målingerne er ikke medtaget i histogrammerne. I forbindelse med denne lange varmeperiode skete der et stort antal decrepitationer, der antagelig står i forbindelse med kvarts' inversionspunkt på $573^{\circ} + 3^{\circ}/100$ bar (ROEDDER, 1971a).

Prøve nr 28193 omfatter 30 målinger, hvoraf 7 er v-g-x indeslutninger. Målingerne er spredt jævnt over intervallet 150° - 535° . Der er en meget svag tendens til gruppering i intervallet 390° - 415° .

Prøve nr 28194 omfatter 40 målinger i intervallet 145° - 525° . 95% af målingerne findes i intervallet 145° - 350° jævnt fordelt med lille overvægt i intervallet 200° - 235° . v-g-x indeslutningerne udgør 40% og er spredt over hele intervallet.

Prøve nr 18665 omfatter kun 6 målinger, alle på v-g indeslutninger, der alle er samlet i intervallet 170° - 190° .

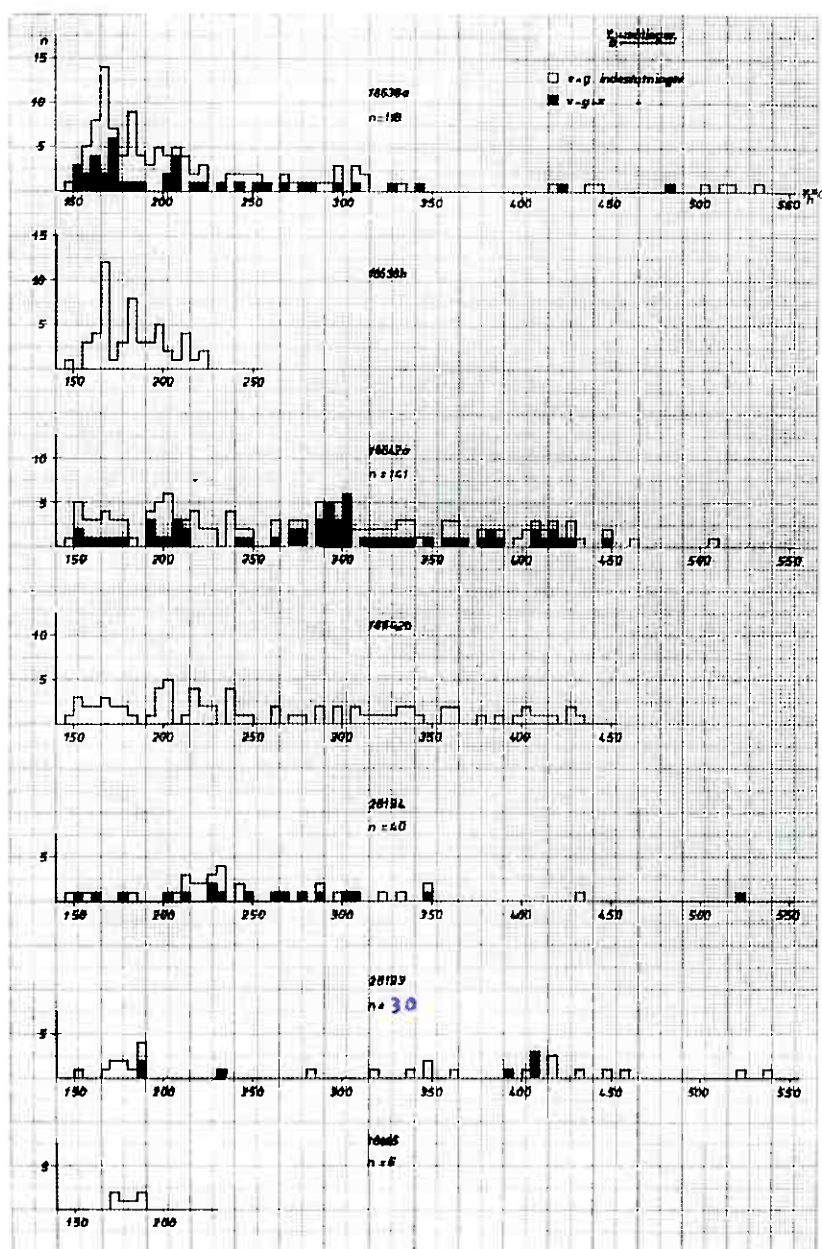


Fig. 41. Homogeniseringstemperaturer for de enkelte prøver.

Primo juli 1978 blev i håndstykke nr 18640, grube Olle, fundet en ca 6 mm lang, ca 5 mm bred og ca 3 mm tyk farveløs kvartskrystal med en veludviklet prismeflade med kombinationsstrikning. Krystallen voksede fra sidestenen ind i et kvartsfyldt hulrum med en diameter på ca 2 cm. Foruden denne krystal findes i hulrummet et par bornitkorn med en diameter på 5-6 mm samt flere mindre bornitkorn. Hulrummet er udfyldt af kantede uklare kvartskorn. Den nævnte kvartskrystal indeholder et meget stort antal små v-g indeslutninger og enkelte lidt større v-g-x indeslutninger. I krystallens rodende findes på en krystallografisk pyramideflade en del små negative v-g krystaller med perfekt hexagonal bipyramide habitus, hvis c-akse er parallel med krystallens c-akse (Side 60). Der har ikke været lejlighed til at undersøge prøven nærmere.

Ganske få indeslutninger har decrepiteret inden homogenisering ved temperaturer i intervallet 375° - 525° . Ud fra boblens størrelse i forhold til indeslutningen umiddelbart før decrepitationen er det muligt at skønne en homogeniseringstemperatur, der i dette interval vil være 25° - 50° højere end decrepitationstemperaturen (MOORE & NASH, 1974, side 640). I denne undersøgelse er homogeniseringstemperaturerne sat lig med de pågældende indeslutningers decrepitationstemperaturer.

b. Smeltetemperaturen T_m er målt på 82 indeslutninger. Disse var relativt store primære/pseudosekundære v-g og v-g-x indeslutninger, hvoraf 62 var v-g-x indeslutninger. Hovedparten af indeslutningerne har negativ krystalform eller meget regelmæssig form. Ingen indeslutninger har været under afsnøring.

Det viste sig under nedkølingen, at det var meget vanskeligt at få dannet is, særlig i v-g indeslutningerne. Først efter længere tids nedkøling på temperaturer under -80° - -100° og påfølgende langsom hævnning af temperaturen til -55° - -50° skete der en spontan isdannelse i ganske få indeslutninger. Det skønnes, at det på denne måde var muligt at få isdannelse i omkring 5% af indeslutningerne, fortrinsvis de største v-g-x indeslutninger. I v-g indeslutningerne forekom ingen hydratdannelse.

Smeltetemperaturerne er målt på 3 prøver: på prøve 18638 og 18642 er målt på såvel v-g som v-g-x indeslutninger og såvel T_h som T_m . På prøve 28194 er kun målt på v-g-x indeslutninger.

I prøve nr 18642 er T_m målt på 55 indeslutninger, der fordeler sig med 36 v-g-x og 19 v-g indeslutninger. Temperaturintervallet strækker sig fra -19° til -35° . Gennemsnitstemperaturen for v-g-x indeslutningerne er -30.1° (Fig. 42). Udfyldte kvadrater i figuren repræsenterer v-g-x og åbne kvadrater v-g indeslutninger. Gennemsnitstemperaturen for v-g indeslutningerne: -27.9° .

Prøve nr 28194 omfatter 23 v-g-x indeslutninger. Målingerne er næsten normalfordelt om -27.7° .

I prøve nr 18638 er T_m målt på 1 v-g og 2 v-g-x indeslutninger.

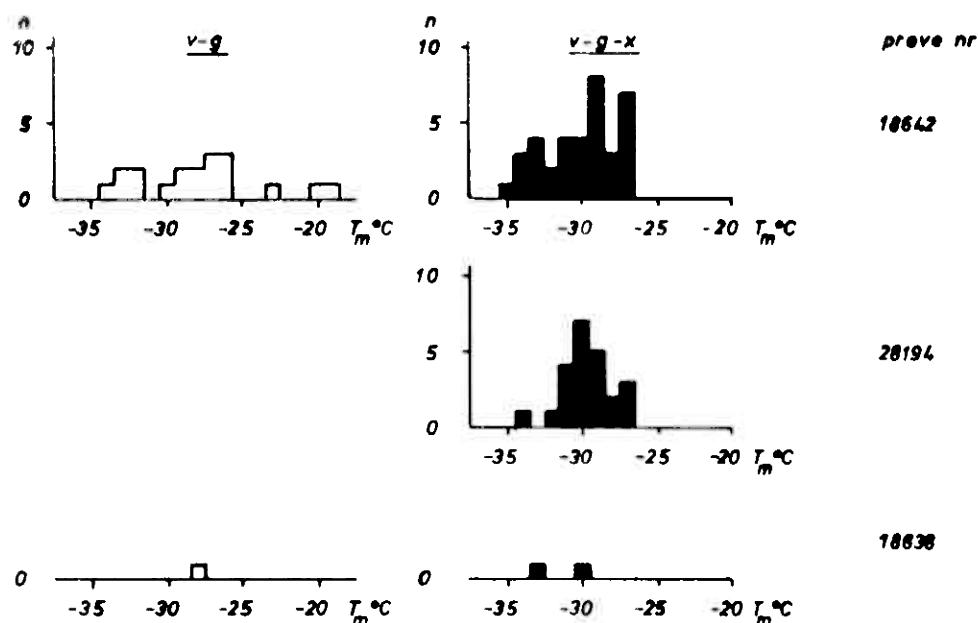


Fig.42. Smeltetemperaturer for henholdsvis v-g og v-g-x indeslutninger for de enkelte prøver.

4. DISKUSSION OG KONKLUSION.

4.1. PETROGRAFI OG ALMEN GEOLOGI.

På grundlag af det ved de petrografiske undersøgelser skønnede procentvise indhold af kvarts, feldspat og matrix kan Ulveryggen sandsten efter HATCH & RASTALL (1969, side 108-9) klassificeres enten som arkosisk sandsten (PETTIJOHN 1954) eller som subarkose (McBRIDE, 1963). Saltvann gruppens bjergarter er særlig i den ældre litteratur betegnet som sparagmit og Ulveryg-malmen som sparagmit-malm (VOKES, 1956). Skandinavien's sparagmiter er antagelig dannet i et subarktisk klima (HADDING, 1929).

Marine arkoser, som Saltvann gruppen formodentlig tilhører, findes som regel som basale aflejringer, der er dannet ved oparbejdning af angulære granitiske nedbrydningsprodukter i begyndelsen af en sedimentationscyklus. Denne type er i almindelighed vel udviklet nær kambriums begyndelse (HATCH & RASTALL, 1969). Ulveryg-sandstenens primære mineralselskab - kvarts, feldspat, rutil, zirkon, (cordierit) - indikerer, at kildebjergarten har været en sur magmabjergart eller en gnejs.

De på figur 8 afbillede formodede marine algeorganismer kan kun angive Steinfjell formationens alder i tidsrummet fra Finnmarkens Ældre Sandstens Serie (OSS) - f.eks. Porsanger Sandsten (Fig. 1) - til Yngre Sandstens Serie i Øst-Finnmark, begge serier inklusive. Steinfjell formationen er dermed flere hundrede millioner år yngre end Holmvann formationen men også ældre end den orogene fase i Finnmark med alderen 490 millioner år (STURT et al., 1967), ligesom en silurisk alder, som FØYN (1969) angiver som en mulighed, kan udelukkes. Steinfjell formationen har mange lithologiske og sedimentologiske lighedspunkter med flere formationer i Ældre Sandstens Serie i såvel Porsanger området som på Varanger halvøen. Det kan derfor ikke udelukkes, at Steinfjell formationen kan være af ripheisk alder som Doggeelv/Lomvann formationen, der

af ROBERTS (1974) er korreleret med det allochtone Gaissa nappekompleks (Fig. 1).

Fossilerne (Fig. 8) i forbindelse med de sedimentære strukturer i sandstenen - krydslejring, kanaldannelse (?), bænkeede lag, konglomerater - indicerer, at sedimentationen er foregået i et fluvio-marint lavvandsmiljø med vekslende vanddybde.

Forkastningen mellem Steinfjell og Holmvann formationerne (hovedforkastningen) svinger til begge sider om det lodrette plan og har i Ulveryg-området en sydøstlig hældning på 80° . Af litologiske grunde og efter regionale korrelationer må det antages, at Steinfjell formationen er nedforkastet i forhold til Holmvann formationen (REITAN, 1963). Forkastningen vil derfor i Ulveryg-området være revers. Det synes usandsynligt, at forkastningen skulle kunne henføres til kaledonisk deformation, da en sådan deformation snarere ville have forårsaget en overskydning/opskydning i lighed med forholdene i vinduets nordvestlige del - f.eks. Saltvann gruppens NV-grænse (Fig. 1 og 2). Det må derfor antages, at hovedforkastningen er prækaledonisk i forbindelse med de spændingsudløsninger, der forårsagede de prækambriske bjergarters prækaledoniske foldning. Hovedforkastningen afskærer Steinfjell formationens foldninger og forkastninger fra Repparfjord i NØ til kontakten mellem de prækambriske bjergarter og kaledoniderne i SV: Gufsvikklumpen (Fig. 1). Ulveryg-områdets interne forkastninger er derfor antagelig ældre end hovedforkastningen, dersom disse forkastninger ikke er mindre grene på denne.

Den på figur 1 anførte Kvalsund formation er af REITAN (1963) korreleret med Lomvann formationen, der igen korreleres med Dogreelv formationen som en sandsynlig mulighed (REITAN, 1964). Herved vil Repparfjord gruppen bestå af Holmvann formationen af karelsk alder som det peneplaniserede krystalline basement og en sandstensformation af ripheisk alder, der er sedimenteret i bassiner i basementet.

Komagfjord tektoniske vindue danner en domestruktur i basementet. Domestrukturen kan tænkes opstået i forbindelse med den kaledoniske orogenese. Men det kan også tænkes, at domestrukturen har været en tidligere antiform, der under den kaledoniske orogenese har tvunget de kaledoniske overskydningsplader til at bøje op langs konkave planer (REITAN, 1963). Saltvann gruppens NV-grænse er det sydøstligste overskydningsplan af et stort antal mere eller mindre parallelle overskydningsplaner i vinduets nordvestlige del (Fig. 1 og 2).

Den på figur 1 viste Gaissa nappe, der nederst består af Porsanger Sandsten, overskyder den autochtone Hyolituzone af nedre kambrisk alder. Porsanger Sandsten, der for en stor del består af arkosisk sandsten og ortokvartsit med krydslejring m.m., er sedimenteret på lavt vand i et fluvio-marint miljø (WHYTE, 1967, 1969). Hvis nappekomplekset tænkes bevæget mod VNV (retning 284°) ca 25 km, vil komplekset passe i nichen mellem de recente blotninger i Altenes-, Alta- og Komagfjord-vinduerne, hvorved Porsanger Dolomit vil komme til at ligge tværs over en potentiel højdestruktur i Komagfjord vinduet (ROBERTS, 1974).

Denne regionale højdestruktur - "Finnmark Ridge" - antages af GAYER & ROBERTS (1973) at have løbet gennem Komagfjord-vinduet (den prækaledoniske domestruktur?), da Ældre Sandstens Serie (OSS) med Porsanger Sandsten blev sedimenteret, hvorved Porsanger Dolomit, der er sedimenteret på Porsanger Sandsten, kommer til at ligge på et strukturelt højdedrag, der er favorabelt for en mulig sabkha sedimentation. Porsanger Dolomit repræsenterer sedimentation på udstrakte ti-devandsflader i et subtropisk til tropisk miljø, hvorunder der er udviklet stromatoliter. Bortset fra disse stromatoliter og nogle få mulige sporfossiler er Porsanger Dolomit fossiløs. Dette forhold i forbindelse med korrelation med formationer længere mod øst indikerer en prækambrisk alder (WHITE, 1969). Der er ikke i den foreliggende litteratur om Finnmarks prækaledoniske formationer omtalt "red beds" eller evaporiter eller spor efter disse som tegn på varmt og tørt klima.

I Komagfjord vinduets nordlige del findes større dolomitforekomster i Holmvann og Kvalsund formationernes opskudte flager V og NV for Saltvann gruppen. Det kan ikke udelukkes, at dolomiten i Kvalsund formationen kan korreleres med Porsanger Dolomit. Da aldersrelationerne mellem Steinfjell og Kvalsund formationerne er ukendte, kan Steinfjell formationens alder i relation til Kvalsund dolomiten heller ikke fastsættes. Men hvis den nævnte korrelation er korrekt, taler sandsynligheden for, at Steinfjell formationen er ældre end Kvalsund dolomiten, da Steinfjell formationen antagelig er sedimenteret i et koldt miljø som Porsanger Sandsten og dolomiten i et varmt miljø som Porsanger Dolomit.

Steinfjell formationen går gradvis over i den yngre Djupelv formation NV for Ulveryggen (Fig. 2). Djupelv formationen, der ligeledes er en arkosisk sandsten, er karakteriseret af to typer konglomerat-rullesten (STRAND, 1952; REITAN, 1963):

- 1: grønskifer og grønsten, der muligvis stammer fra Holmvann formationen.
- 2: keratofyr i op til 30 cm store finkornede, hårde og seige boller.

Djupelv-keratofyrerne er ikke kendt faststående. Bollernes størrelse indikerer, at transportvejen ikke har været lang. Keratofyrer, basiske og ultrabasiske vulkaniter tyder på en del vulkansk aktivitet i et større område om Ulveryggen.

4.2. MALMMINERALOGI.

Ved afblanding forstås i det følgende foruden en regulær eutektisk afblanding fra en smelte også eutektiske dannelser ud fra hydrotermale opløsninger (RAMDOHR, 1975, side 154).

a, Relationerne bornit-chalcopirit-digenit/chalcosin.

I de tilfælde, hvor bornitkorn er i forbindelse med chalcopiritkorn, ses at grænsen er skarp og som regel kun svagt bugtet: "gensidigt ikke foretrukne grænser" (RAMDOHR, 1975, fig. 79a). I nogle tilfælde ses dog fortrængningsstrukturer af bornit i chalcopirit, i andre tilfælde ses denne "caries"-struktur dannet af chalcopirit i bornit (jvf VOKES, 1956, fig. 4). Det må derfor antages, at de to mineraler er samtidige og i ligevægt med hinanden i disse sammensatte korn. Men i de tilfælde, hvor bornit er omdannet til idait, ses idait at fortrænge

chalcopryrit i en caries-struktur. Chalcopryriten er derfor ældre end den omdannede bornit. Aldersrelationerne sløres af det forhold, at bornit omdannes til digenit væsentligt lettere end chalcopryrit, der som regel kun er omdannet til digenit i meget ringe grad: ingen eller kun få ~~um~~ bred digenitrånd mod sidestenen. Digenit virker i disse tilfælde som panser om chalcopryriten.

Isolerede chalcopryritkorn og chalcopryrit i forbindelse med pyrit har i denne undersøgelse vist sig aldrig at være omdannet til digenit men til goethit og malachit/azurit. I flere sammensatte bornit-chalcopryritkorn findes der ikke digenit på den fælles grænse, selv om afblandingslamellerne (chalcopryrit) i borniten og hele det sammensatte korn er omgivet af en digenitrånd, tyndest om chalcopryritkornene. Da borniten kan være fuldstændig omdannet til digenit med bibeholdelse af eventuelle chalcopryrit-afblandingslameller, synes digenitdannelsen næsten udelukkende at være knyttet til bornit.

I enkelte tilfælde ses chalcopryrit at være rekrystalliseret efter omdannelse af den ældre bornit med chalcopryrit-afblandingslameller (Fig. 18). Foruden rekurrens $cpI \rightarrow cpII$ viser figur 18 tillige, at chalcopryritkornene er under fortrængning af digenit efter krystallografiske retninger i chalcopryriten.

Som overgang til bornit med chalcopryrit-afblandingslameller skal anføres de ikke sjældne tilfælde, hvor bornit som værtsmineral har chalcopryrit-indeslutninger af langstrakt uregelmæssig form - "fisk" - orienteret i en krystallografisk retning i borniten (Fig. 14 og 21 (idait)). Denne emulsionsstruktur kan genetisk tolkes på mange måder (RAMDOHR, 1975, p. 118), f.eks. som fortrængningsrelikter, der i denne undersøgelse er pansret af digenit som omtalt ovenfor. Emulsionsstrukturen videreudvikles ofte til egentlige afblandingslameller, jf figur 14.

Det i figur 43 viste meget finmaskede net af chalcopryrit-afblandingslameller er kun sjældent forekommende. Lamellerne er tenformede, afsmalnende mod skæringpunkterne uden nødvendigvis helt at blive afbrudt. I henhold til RAMDOHR (1975, p. 183) viser det forhold, at lamellerne (gæsteminalet) i krydsningspunkterne smalner ind eller afbrydes, at der er tale om en afblanding og ikke en fortrængning af værtsmineralet. Der skal dog vises stor forsigtighed i denne tolkning, da der gives mange undtagelser. Men da lamellerne altid er omgivet af en tynd meget ensartet digenitrånd, også midt inde i kornet, selv om bornitkornet selv måske kun er omgivet af en tynd omdannelsesrand af digenit, er paragenesen bornit-chalcopryrit-digenit utvivlsomt en følge af afblandingsprocessen. Digenit og bornit danner over 335° een fase, der strækker sig fra fasediagrammets Cu-S side til en sammensætning med op til 15 atom% Fe (CRAIG & SCOTT, 1974, fig. CS-30 og CS-31). Ved at sammenholde disse to fasediagrammer gældende for henholdsvis 400° og 300° ses, at digenit-bornit fasen afblander i dette temperaturinterval.

Dersom chalcopryrit-afblandingen sker ved høj temperatur, vil afblandingslamellerne ved langsom afkøling danne afrundede små chalcopryritkorn i borniten. Sker afkølingen hurtigt, bibeholdes afblandingslamellerne i deres oprindelige skikkelse (RAMDOHR, 1975, p. 186 og 529).



Fig.43a.

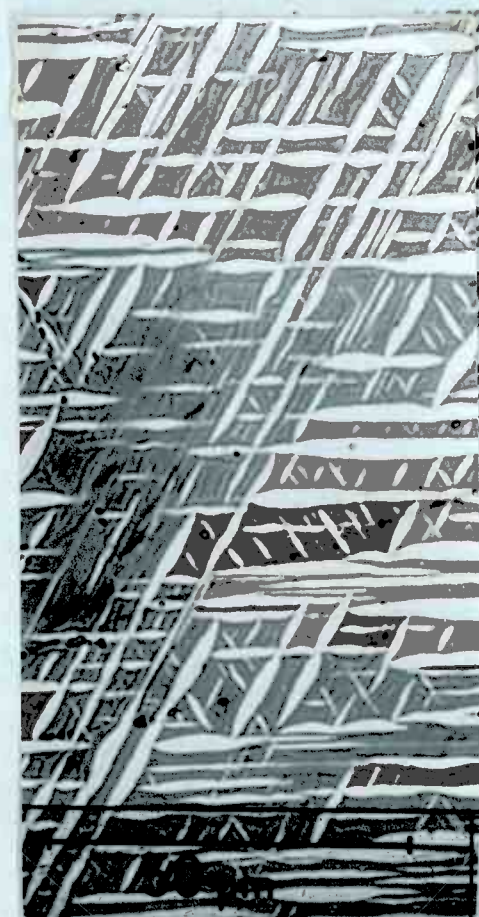


Fig.43b.Udsnit af Fig.43a.

Fig.43. Prøve 18647. Bornit med fint net efter 3 retninger af lyse chalcopyrit-afblandingslameller omgivet af tynd mørk digenitrands. I digenitrandsen om bornitkornet ses mørkeblå covellinpletter. Bemærk afblandingslamellernes indsnævring i skæringspunkterne.

Flere forskere rapporterer fra Cu-forekomster af red-bed typen, at borniten er S-rig og afblander chalcopyritlameller ved opvarmning over 75° (ROSE, 1976). BRETT & YUND (1964) konkluderer, at sådan S-rig bornit må være dannet på temperaturer lavere end 75° . Ved opvarmning af lavtemperatur ($<75^{\circ}$) anomal bornit af Kobberskifer typen afblandes en chalcopyritlignende fase, hvis kemiske sammensætning nærmer sig $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{S}_7$ (v. GEHLEN, 1964).

Ved undersøgelse af bornit, blandt andet med elektronmikroskop, har GRACE & PUTNIS (1976) fundet, at kationmobilitet er en vigtig mekanisme til forklaring af de forskellige stabile og metastabile strukturer, der observeres i Cu- og Cu-Fe-sulfider. På temperaturer over 230° har bornit et fladecentreret kubisk gitter baseret på tætteste kuglepakning af svovlatomer med 6 metalatomer og 2 vakanser tilfældigt fordelt på de 8 mulige tetraederpladser. Denne basisstruktur med kantlængde $5.5\text{\AA}$ vil bestå med varierende metalindhold i den faste opløsning fra bornit til digenit. På temperaturer under 230° indtager metalatomerne faste pladser og superstrukturer, der dannes ved simple multipler af den oprindelige kubiske celle, vil være stabile: bornit er ved stuetemperatur rombisk - pseudotetragonal - med en superstruktur 2,4 og 2 gange den kubiske

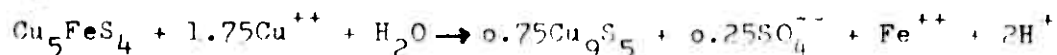
kantlængde. Når bornit ved opvarmning dekomponerer (på en ukendt tærskeltemperatur), sker der en hurtig Fe-migration igennem svovlgitteret med dannelse af en Fe-fattig "digenit"-fase og en Fe-rig "chalcoppyrit"-fase til følge. Ved en fuldstændig Fe-separation mellem faserne kan det derfor forventes, at digenit og chalcoppyrit er de ideelle endelige faser af dekompositionen. Ved den opvarmning af bornitprøven, der finder sted i elektronmikroskopet, dannes der chalcoppyritlameller og digenit. Dannelsen er ikke en følge af elektronbombardementet men udelukkende af opvarmningen.

Da metalatomerne i bornitgitteret indtager tilfældige tetraederpladser på temperaturer over 230° og faste pladser i superstrukturen under 230° , synes det rimeligt at antage, at nævnte jernmigration igennem svovlgitteret med anførte "afblanding" til følge er mest sandsynlig på temperaturer fra omkring 230° op til 435° .

Ved de omfattende afblandingsforsøg, BRETT (1964) har foretaget på syntetiske Cu-Fe-sulfider, er det vist, at ingen af de mange afblandingsstrukturer var diagnostisk for en bestemt afblandingstemperatur eller afkølingshastighed. Brett konkluderer, at studiet af afblandingsstrukturer i naturlige Cu-Fe-sulfider ikke kan føre til bestemmelse af afkølingshastighed eller afkølingskonditioner. Alle de i Brett's afhandling nævnte afblandingsstrukturer med undtagelse af den coherente "basket-weave" struktur genfindes i Ulveryggen-malmen. Figur 43 viser næsten denne kurvefletningsstruktur. Forholdet chalcoppyrit/bornit er dog væsentligt under 4:1. En minimum-afblandingstemperatur kan bestemmes på samme måde som bestemmelsen af en væske/gas-indeslutnings minimum-dannelsestemperatur ved opvarmning til homogenisering. En sådan bestemmelse er ikke foretaget ved denne undersøgelse.

b. Relationerne bornit-chalcosin/digenit.

Bornit omdannes til enten chalcosin (Fig. 20) eller digenit (Fig. 14) begyndende med en rand om bornitkornet og i sprækker i kornet. Omdannelsen kan være ført til ende med homogene chalcosin- eller digenit-korn til følge, eventuelt med rester af chalcoppyrit afblandingslameller. Omdannelsen til digenit er langt mere almindelig end omdannelsen til chalcosin. Det ved omdannelsen frigivne jern danner goethit/limonit, der ofte optræder mere eller mindre disperst uden om kornet eller i huller i dette (Fig. 18). I ganske få tilfælde synes bornit, chalcosin og digenit at være dannet samtidig (Fig. 19). Kun yderst få bornitkorn er uden omdannelsesrand. I oxidationszonen kan bornit omdannes til digenit efter følgende reaktion (ANDREW, 1977):



Cu-ionerne kan stamme fra chalcoppyrits omdannelse til goethit, hvor der dannes letopløseligt kobbersulfat.

Ifølge HUTTENLOCHER & RAMDOHR (1965) er dannelsen af chalcosin og covellin ved reaktion mellem bornit og kobbersulfat i lighed med ovenanførte reaktion hyppig i cementationszonen. Det er ikke muligt i Ulveryggen-malmen at skelne mellem oxidations- og cementationszonen.

På temperaturer over ca 500° er bornit og chalcosin ubegrænset blandbare. Blandbarheden aftager stærkt med faldende temperatur, særlig på chalcosinsiden hvorfor der sker en afblanding (RAMDOHR, 1975). I denne undersøgelse forekommer denne afblanding kun som myrmekitisk struktur af bornit i såvel chalcosin som digenit (Fig. 20). Der er således ikke fundet bornitlameller eller andre afblandingsstrukturer. Den i figur 19 viste blå fase har meget diffuse pletter med svag bornitfarve, der kan indicere en submikroskopisk bornitaftblanding i digeniten (BRETT, 1964). Bornitens myrmekitiske struktur er ens i de to nævnte værtmineraller, dog synes afblandingen at være en smule mindre intens i digenit end i chalcosin. Dette forhold skyldes måske, at digenit kan optage - har optaget - mere jern end chalcosin.

I et par tilfælde i chalcosin ses rester af chalcopyrit-afblandingslameller i borniten men ikke i værtsmineralet. Dette forhold er ejendommeligt, fordi chalcopyritlamellerne normalt står uomdannet tilbage, selv når bornit og chalcosin eller digenit er totalt omdannet til goethit og covellin. Forholdet kan måske forklares med, at der er sket en afblanding mellem bornit+chalcopyrit og værtsmineralet chalcosin. Afblandingen har da forløbet på den måde, at chalcosin og "bornit" først er myrmekitisk afblandet, hvorefter "borniten" er afblandet til bornit med chalcopyritlameller. Den myrmekitiske struktur er ikke nødvendigvis en afblandingsstruktur men kan være opstået efter andre processer som f.eks. fortrængning (RAMDOHR, 1975).

Grænsen mellem vært og gæst er som hovedregel skarp. Kun i få tilfælde ses enkelte små flammer af vært ind i bornit-"ormene", hvilket kan tolkes som en senere begyndende omdannelse af borniten. I et enkelt tilfælde (prøve nr 28219) ses bornitkorn (ca $25 \times 25 \mu\text{m}$) i forbindelse med bornit med myrmekitisk struktur i digenit. Bornit-"ormene" har skarp grænse til vært, medens de større bornitkorn er mere eller mindre omdannet til digenitlameller langs to krystallografiske retninger i borniten mere eller mindre vinkelret på hinanden. Digenitlamellerne har alle mere eller mindre direkte forbindelse til bornitkornets overflade, hvorfor der kan være tale om begyndende almindelig omdannelse/fortrængning og ikke en afblanding af disse korn.

JACOBSEN & McCARTY (1976) anfører under henvisning til BRETT (1964), at den myrmekitiske afblanding af bornit i chalcosin er foregået på temperaturer, der overstiger 270° . Brett imødegår i sin afhandling teorien om en bestemt temperatur svarende til de forskellige afblandingsstrukturer. Temperaturen 270° er ikke anført i afhandlingen. Det vil derfor være betænkeligt at bruge denne myrmekitiske struktur som geotermometer.

Ifølge RAMDOHR (1975) er chalcosin med myrmekitisk bornit hyppigst en eutektisk dannelse: samtidig udfældning fra en vandig opløsning ved temperaturer på godt 100° . Dette er ikke umiddelbart i uoverensstemmelse med BRETT (1964), idet Brett's forsøg omhandler afkøling af en smelte med udgangstemperatur 700° .

Kun yderst få bornitkorn (med eller uden chalcopyritaftblanding) har ikke en rand af enten digenit eller - langt sjældnere - chalcosin. Om adskillige bornitkorn er denne rand meget regelmæssig som en konturlinie med skarp grænse til

borniten. Da nogle bornit- og chalcopyratkorn i de samme prøver ikke har denne rand men står skarpt til de omgivende silikater, kan paragenesen digenit-bornit tolkes som en afblanding ud fra en vandig opløsning i lighed med ovennævnte eutektiske dannelse.

c. De binære Cu-sulfider.

Under fremstilling af polerprøverne er temperaturen forsøgt holdt så lavt som muligt. Men indstøbningsmassens egen reaktionsvarme i forbindelse med temperaturen - ca 60° - på den varmeplade, der benyttes under indstøbningen, bevirker, at prøven antagelig er blevet opvarmet til omkring 70° . Den påfølgende slibning og polering har ligeledes bevirket en - ukendt - temperaturstigning i prøven.

Anilit - $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$ -, der dannes ved supergen oxidation af Cu-sulfider over grundvandspejlet (SILLITOE & CLARK, 1969), omdannes i polerprøven i overfladen under poleringen til en digenitlignende fase (MORIMOTO et al, 1969). Anilit, der i mikroskopet ikke er til at skelne fra digenit, dekomponerer til digenit og covellin ved ca 70° (MORIMOTO & KOTO, 1970). Processen er ikke reversibel. Eventuel anilit i polerprøverne er sandsynligvis omdannet under polerprøvernes montering, slibning og polering. Dersom der i Ulverygren-malmen forekommer digenit dannet ved supergen oxidation, kan meget af denne digenit være anilit i lighed med forholdene i Copiapó minen i den sydlige Atacama ørken, Chile (SILLITOE & CLARK, 1969). Der er ved denne undersøgelse ikke fundet digenit+covellin, der kan tolkes som dekomponeret anilit, ligesom det ikke med sikkerhed kan afgøres, om den sekundært dannede digenit er dannet ved supergen oxidation, ved ascenderende omdannelse eller på anden måde.

Djurleit - $\text{Cu}_{1.96}\text{S}$ - dekomponerer ved $93^{\circ} \pm 2^{\circ}$ til chalcosin og høj-T digenit. Da processen er reversibel, er tilstedeværelsen af djurleit ikke bevis for dannelse under 93° , med mindre djurleit optræder som krystaller eller som store rene masser (ROSEBOOM, 1966). Djurleits optiske egenskaber er meget lig chalcosins, med mindre prøven ikke er velpoleret, i hvilket tilfælde djurleit fremtræder med mange afskygninger af blå og gråt (UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971). Det må antages, at prøverne i denne undersøgelse har været velpolerede, hvorfor det med stor sandsynlighed kan udelukkes, at det på side 17 anførte mineral "rosagrå" chalcosin kan være djurleit. Men alene ved en optisk mikroskopisk undersøgelse kan det ikke udelukkes, at det mineral, der i denne undersøgelse er identificeret som chalcosin, i virkeligheden er djurleit. Kun hvis djurleit og chalcosin optræder side om side i det samme aggregat, ses, at djurleit er en smule lysere grå og en smule blødere end chalcosin (ROSEBOOM, 1966). De undersøgte mineral-korn af djurleit/chalcosin har alle haft en homogen lys grå farve. De to mineralers reflektivitetsprocent er identiske.

Chalcosin - Cu_2S - krystalliserer rombisk ved temperaturer under 103° , hvor over chalcosin inverterer til hexagonal form, som er stabil indtil 435° . Over denne temperatur dannes en kubisk fast opløsning af chalcosin og digenit (CRAIG & SCOTT, 1974). Da chalcosin ikke kan "quenches" - bibeholde høj-T formens indre krystallografiske opbygning ved hurtig afkøling til under lav-T formens

stabilitetsgrænse -, kan eventuelle høj-T faser kun erkendes gennem strukturelle vidnesbyrd eller krystalform (ROSEBOOM, 1966).

Figur 28 viser grovkornet chalcosin med svagt udviklede spalteridser og med mere eller mindre lancetformede uregelmæssige lameller i en spids vinkel til spalteridserne. Endvidere ses en lille bornitindeslutning, der er under fortrængning af chalcosinen. Denne form for chalcosinmineralisering er ikke almindeligt forekommende men optræder dog mere eller mindre grovkornet i 10 polerprøver - cc3 i skema side 14. Grovkornet chalcosin er oftest en ascenderende dannelse på temperaturer over 103° . Hovedmængden stammer fra paragenesen bornit-chalcosin og reaktionstemperaturen er højest 150° - 200° (RAMDOHR, 1975). Det i figur 28 viste chalcosinkorn kan antagelig tolkes som en ascenderende dannelse (RAMDOHR, 1975, fig. 335a) og måske som en rombisk paramorfose efter høj-T chalcosin med omdannelseslamellering (RAMDOHR, 1975, fig. 338). Det i omhandlede chalcosinkorn indesluttede wittichenitkorn kan enten være dannet ved ascenderende ommineralisering eller ved en cementationsproces, i hvilket tilfælde wittichenit ville være ledsaget af cementativ chalcosin (RAMDOHR, 1975).

Descenderende cementativ chalcosin, der er finkornet, er udfældet under grundvandspejlet af CuSO_4 -opløsninger. De oxiderende betingelser er ophørt og primærsulfiderne virker reducerende, hvorved chalcosinen slår sig ned på disse. Med mindre den på side 48 beskrevne tynde rand om bornitkornene kan tolkes som descenderende cementativ chalcosin, er denne form for mineralisering ikke med sikkerhed påtruffet i denne undersøgelse.

"Lamellar chalcosin" - rombisk paramorfose (?) efter kubisk digenit med $30\mu\text{m}$ brede chalcosinlameller i digenit (RAMDOHR, 1975, side 486) - er med sikkerhed ikke til stede i makro- eller mikroskopisk form i de undersøgte polerprøver. Derimod er digenitlameller i chalcosin sporadisk forekommende, f.eks. i nedennævnte to korn fra prøve nr 18650 og 28199.

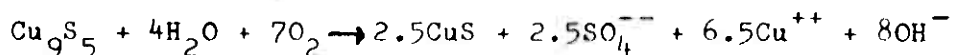
I prøve nr 18650 findes et isoleret $50 \times 50\mu\text{m}$ stort næsten perfekt hexagonalt chalcosinkorn, der næsten er helt omdannet til covellin i lameller parallel med (1010) og med en tynd omdannelsesrand af goethit. Kornet tolkes som en oprindelig hexagonal chalcosinkrystal med Fe-rige digenitlameller, der sammen med chalcosinen er omdannet til covellin med jernet afgivet til omdannelsesranden. Chalcosins dannelsesstemperatur har i dette tilfælde været over 103° . Digenit har ved stuetemperatur en sammensætning, der varierer fra $\text{Cu}_{1.765}\text{S}$ til $\text{Cu}_{1.79}\text{S}$. Digenit inverterer til en høj-T form på temperaturer i intervallet 76° - 83° afhængig af sammensætningen. Lav-T formen krystalliserer pseudo-kubisk og høj-T formen kubisk. Digenit kan ikke "quenches" (ROSEBOOM, 1966). Ifølge BARTON (1973) omdannes lav-T digenit til en blanding af djurleit og anilit under ca 70° , medens høj-T digenit over ca 76° danner en fast opløsning af digenit og chalcosin, isostrukturel med høj-T chalcosin (CRAIG & SCOTT, 1974, side CS-61 og fig. CS-23). Naturlig digenit indeholder altid jern og er kun stabil i Cu-Fe-S systemet (MORIMOTO & KOTO, 1970).

I ganske få prøver er fundet store digenitkorn med kraftig spaltelighed efter (111) tilsyneladende uden forbindelse med bornit - dg2 i tabel 1 side 14.

Men et stort antal andre store digenitkorn med samme kraftige spaltelighed har større eller mindre indesluttede bornitkorn med mere eller mindre udpræget carriesstruktur samt i enkelte tilfælde myrmekeitsk bornit. Denne digenit er sandsynligvis dannet i cementationszonen efter den på side 44 anførte reaktion, der er ført til ende for førstnævnte korns vedkommende. Digenitkornene er som regel kraftigt opsprækket med uregelmæssige brede og tynde sprækker mere eller mindre uafhængig af spalteligheden. Enkelte større sprækker kan for sætte gennem bornitkornene. Opsprækningen viser, at digenit er væsentligt mere sprød - kompetent - end bornit. I flere - ikke alle - korn er digeniten under supergen omdannelse til covellin og goethit langs sprækkerne og i væsentligt mindre grad langs korngrænserne til bornit og sidesten.

I prøve nr 28199 findes et isoleret $50 \times 50 \mu\text{m}$ stort næsten perfekt hexagonalt covellinkorn med tynde parallelle digenitlameller uden omdannelse til covellin. Kornet svarer nøje i form og størrelse til det i prøve nr 18650 ovenfor beskrevne korn. Kornet er omgivet af en rand af malachit uden forbindelse med goethit, hvilket viser, at det oprindelige mineral har været jernfrit. Det tolkes derfor som en hexagonal chalcosinkrystal med digenitlameller, i hvilken chalcosinen er omdannet til covellin og lidt malachit, medens digeniten er u- omdannet. Dannelsestemperaturen har derfor været over 103° og udgangsmaterialet har været digenit-chalcosin i lighed med det ovenfor beskrevne korn. Det er tvivlsomt, om denne digenit-lameldannelse kan anvendes som geotermometer for den kubiske faste opløsning chalcosin-digenit over 435° . Digenit er oftest dannet ved høj temperatur (RAMDOHR, 1975).

Covellin - CuS - krystalliserer hexagonalt og er stabil op til 507° . I denne undersøgelse optræder covellin dels som supergen og dels som ascenderende omdannelse af digenit og i meget sjældne tilfælde som ascenderende omdannelse af chalcosin. I oxidationszonen kan digenit omdannes til covellin efter følgende reaktion (ANDREW, 1977):



Omdannelsen viser sig som små ujævne hakkede covellinkorn i digenitkornenes rand og langs sprækker i disse (Fig. 14 og 18). Mindre digenitkorn - eventuelt med rester af chalcopyrit afblandingslameller fra oprindeligt bornit - kan være helt omdannet til et aggregat af finkornet covellin.

Da digenit i naturen altid indeholder jern - $(\text{Cu}, \text{Fe})_9\text{S}_5$ -, dannes der goethit, der ved denne pletvise covellindannelse viser sig disperst i sandstenen (Fig. 18).

I enkelte polerprøver findes sub- til anhedrale covellinkorn med størrelse op til $25 \times 75 \mu\text{m}$ og altid med kraftige spalteridser som vist på figur 15. Disse covellinkorn er altid i forbindelse med dispers finkornet goethit, der viser det oprindelige minerals konturer. Covellin-goethitkornene tolkes som en ascenderende omdannelse af digenit, fordi dannelsen afviger stærkt fra ovennævnte supergene omdannelse. Det i figur 15 viste covellinkorn tolkes derfor som en ascenderende omdannelse af en digenitlamel i det oprindelige bornitkorn. De under Chalcosin og Digenit nævnte to hexagonale covellinkorn kan tolkes på

samme måde som en ascenderende omdannelse af digenit og chalcosin eller måske som en ascenderende omdannelse af paragenesen chalcosin-digenit-covellin dannet i temperaturområdet 157° - 507° (CRAIG & SCOTT, 1974, fig. CS-23).

Blivende-blå covellin - max $\text{Cu}_{1.4}\text{S}$ (FRENZEL, 1959) - er fundet i enkelte polerprøver som meget små uregelmæssige korn sammen med normal covellin som omdannelsesprodukt i oxidationszonen efter digenit. Blivende-blå covellin er et af normal covellin uafhængigt mineral, der dannes ved reaktion mellem surt vand og chalcosin eller digenit (UYTENPOGAARDT & BURKE, 1971) og antages at have en øvre stabilitetsgrænse på 157° (FRENZEL, 1959). I denne undersøgelse har mineralet kun ganske underordnet betydning.

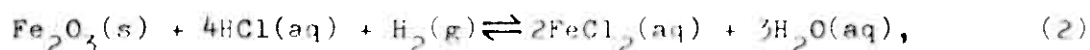
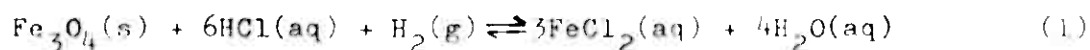
d. Oxider.

Haemetit er vidt udbredt i malmfeltet som perfekte hexagonale tavleformede specularitkrystaller udviklet efter (001): "sp" i tabel 1 side 14. Denne tavleformede udvikling peger i særlig grad på hydrotermalt dannet haemetit (RAMDOHR, 1975). I nogle polerprøver forekommer haemetit som store korn med tvillinglameller i forbindelse med stærkt martitiserede magnetitkorn. En sådan selvstændig haemetitdannelse i forbindelse med martitisering beviser ("beweist": RAMDOHR, 1975, p. 1031), at denne martitisering for det meste er en ascenderende proces, der kan fremkaldes af ret højtermale opløsninger under disses afkøling. Den i figur 24 og 26 viste martitisering efter krystallografiske retninger med haematitpseudomorfoser til følge forekommer i særdeleshed, når processen er begyndt på høje temperaturer (RAMDOHR, 1975, p. 984).

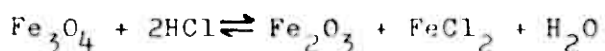
Detritus magnetitkorn forekommer kun i ringe mængde. Kornene, der er mere eller mindre afrundede, er som regel stærkt martitiserede. Mange haemetit aggregater har diminutive anhedrale magnetitindeslutninger. Det er sandsynligt, at en del haemetit uden magnetitrester er oprindelige magnetitkorn, der er fuldstændigt martitiserede. Til forskel fra detritusmagnetit optræder magnetit i stor mængde i de fleste prøver som meget små porfyroblaster udviklet med perfekt krystalform. De fleste af disse porfyroblaster er mere eller mindre martitiseret langs korngrænser og afsondringsflader. Der findes dog også krystaller, der ikke viser tegn på martitisering (Fig. 25).

Ved de mikrotermometriske undersøgelser er opløsningerne i væskeindeslutningerne vist at være stærkt chlorholdige. I en enkelt indeslutning (Fig. 39) findes en opak fast fase, der på grund af sin hexagonale form antages at være specularit. Disse forhold indikerer, at jern kan være transporteret i opløsningen som FeCl_2 , hvis denne opake fase er et dattermineral.

CHOU & EUGSTER (1977) har beregnet magnetits og haematits opløselighed i chloridopløsninger ved et tryk på 2 kb og en temperatur mellem 500° og 600° ud fra følgende reaktioner:

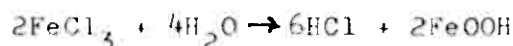


der kan sammenholdes til



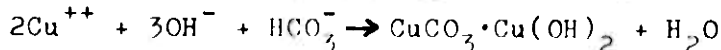
HOLSER & SCHNEER (1961) har for denne ligevægt fundet værdier for temperaturen mellem 375° og 400° og trykket mellem 300 og 500 bar. Ligevægtsbetingelserne kan ikke umiddelbart sammenlignes, da forsøgsbetingelserne er forskellige.

Figur 25 viser et aggregat af goethit-haematitlister, der måske indirekte viser den i reaktion (2) anførte ligevægt, idet FeCl_3 , der vil overveje FeCl_2 ved lav hydrogenfugacitet (CHOU & EUGSTER, 1977), omdannes til goethit efter følgende reaktion (RAMDOHR, 1975):



Sulfidmineraliseringen i tynde sprækker i større haematitkorn og imellem kornene i itubrudte magnetitkrystaller samt specularitkrystallernes skarpe grænse til sulfidmineraliseringen - jf side 15 og 16 - viser, at haematit- og magnetitdannelsen er ældre end sulfidmineraliseringen, der er samtidig med eller senere end de bevægelser, der har forårsaget sprækkedannelsen og knusningen.

e. Malachit og azurit findes særlig i stor mængde i røskegrøfter (fra 1900-1910), hvor sprækkesystemet med retningen ca N45° har forårsaget en fin cleavage i sandstenen (BRUINSMA, 1964). CO_2 -holdigt perkolerende meteorisk vand har udfældet de ved oxidation af primærsulfiderne dannede Cu-ioner:



Malachitdannelsen efter disse processer begynder, når Cu-sulfiderne f.eks. ved sprængning af røskegrøfter udsættes for luftens og vandets påvirkning. På grund af det kolde klima er den kemiske proces langsom men ny malachitdannelse kan dog iagttages i kun få år gamle røskegrøfter.

I polerprøverne, der næsten udelukkende er taget i frisk bjergart uden forudgående adgang til frisk luft, forekommer malachit kun sjældent og azurit kun i en enkelt prøve (nr 28215), der kun indeholder meget lidt uomdannet bornit, ikke chalcopirit, chalcosin eller digenit men derimod typiske forvittringsmineraller som covellin, idait, goethit og malachit, der er radialstrålet globular. I 4 andre prøver forekommer malachit som omdannelsesrand om chalcosin (Prøve nr 18650, side 48), om et bornitkorn (nr 28206) og om adskillige isolerede chalcopiritkorn i prøverne nr 18690 og 28189. Om chalcopiritkornene er malachiten rytmisk udfældet som Liesegangske bånd. Denne kolloidalstruktur viser, at malachiten er udfældet af en vandig opløsning ved lav temperatur. Da polerprøverne er taget et stykke inde i håndstykkerne, der virker meget massive, har disse håndstykker været mere permeable end de fleste andre prøver.

Eftersom malachit og azurit under malmens oparbejdning ikke kan floteres sammen med sulfiderne, er der relativt meget kobber i tailingen og en atomabsorptionsanalyse af indgangen vil vise et større kobberindhold, end der kan udnyttes. Det på side 2 anførte kobberindhold på 0.72% kan således være ansat for højt.

4.3. MIKROTERMOMETRISKE DATA.

a. Homogeniseringstemperatur, salinitet og trykkets indflydelse.

Histogrammerne figur 44 viser de samlede målinger af homogeniseringstemperaturen T_h for henholdsvis v-g-x og v-g indeslutningerne. Temperaturintervallet for begge indeslutningstyper går fra ca 150° til ca 530° . Homogeniseringstemperaturerne viser stor spredning men kan dog inddeles i enkelte populationer: v-g-x i intervallerne 145° - 210° og 270° - 300° , v-g i intervallerne 145° - 225° samt 270° - 350° . Disse 4 populationer omfatter ca 85% af samtlige T_h -målinger. Intervallet 350° - 435° omfatter 13% af målingerne.

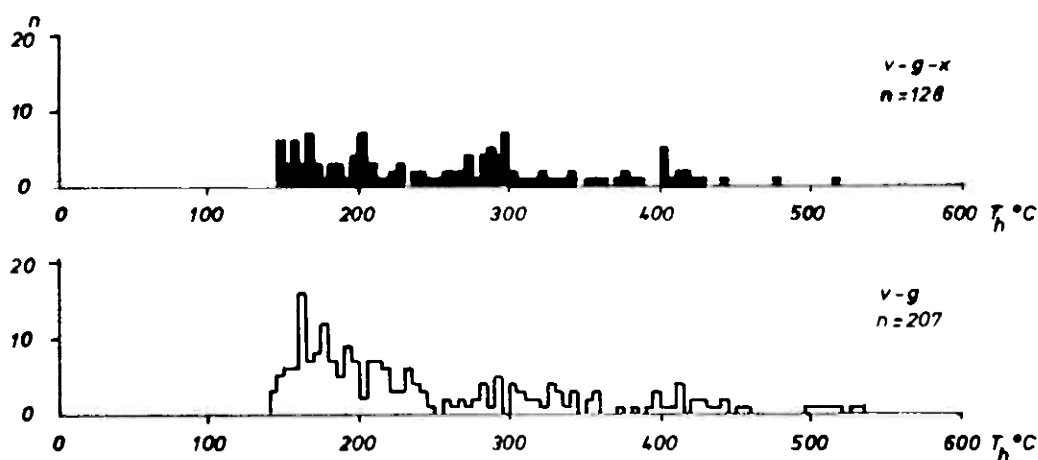


Fig. 44. Histogram over samlede v-g-x henholdsvis v-g indeslutningernes homogeniseringstemperaturer.

Temperaturmålingerne højere end 350° skal antagelig tages med et vist forbehold på grund af det ringe antal, selv om der er en markant lognormalfordelt population på 400° - 435° (25 målinger). De berørte indeslutninger har ikke adskilt sig i formen fra de øvrige indeslutninger, selv om de gennemgående har været mindre. De kan dog have været dannet ved afsnøring og senere modifikation (KAMILLI & OHMOTO, 1977, p. 965). Men da der i forbindelse med disse indeslutninger ikke er fundet indeslutninger med unormalt lav homogeniseringstemperatur, er det sandsynligt, at disse høj- T_h indeslutninger ikke er dannet ved afsnøring men er reelle primære/pseudosekundære indeslutninger.

Da indeslutningerne blev dannet, herskede et tryk på mindst det hydrostatiske tryk i pågældende niveau. Det er ikke muligt nøjagtigt at bestemme dybden - og dermed det litostatiske eller hydrostatiske tryk - for kvartsmineraliseringen, da Saltvann gruppens mægtighed ikke kendes (Side 2). Da malmfeltets kvartsmineralisering befinder sig flere hundrede m under Steinfjell formationens top, er der i denne undersøgelse valgt grænserne 1500 m og 3000 m for henholdsvis minimumsdybden og maksimumsdybden for kvartsmineraliseringen. Disse dybder svarer til et litostatisk tryk mellem 400 og 800 bar og et tilnærmet hydrostatisk tryk for rent vand mellem 150 og 300 bar. Det hydrostatiske tryk er betinget af åben sprækkedannelse fra mineraliseringsniveauet til overfladen. Da de kvartsmineraliserede sprækker i malmfeltet imidlertid kun maksimalt

er 20-25 cm lange med en største bredde på et par cm og da de fleste sprækker er langt mindre - ned til mikrosprækkedannelse -, har trykket sikkert været en del større end det skønnede hydrostatiske tryk. Den gradvise kvartsudfyldning af sprækkerne har været medvirkende til en forhøjelse af det hydrostatiske tryk, der må antages at være nået op i nærheden af det litostatiske tryk.

Dersom opløsningernes salinitet og trykket er kendt, kan korrektionen til homogeniseringstemperaturen for at få indeslutningens dannelsesstemperatur T_t (t: trapping) findes i diagrammet figur 45. Diagrammet viser for en salinitet på 30 ækv.vt% NaCl isochorerne for T_h -værdierne 175°, 300° og 400° i forbindelse med opløsningens damptrykkurve. I systemet H_2O -NaCl er isochorerne kendt for saltholdigheder op til 30 vt%. Den gennemsnitlige saltholdighed for v-g-x indeslutningerne i denne undersøgelse er meget nær 30 vt% (x i figur 49).

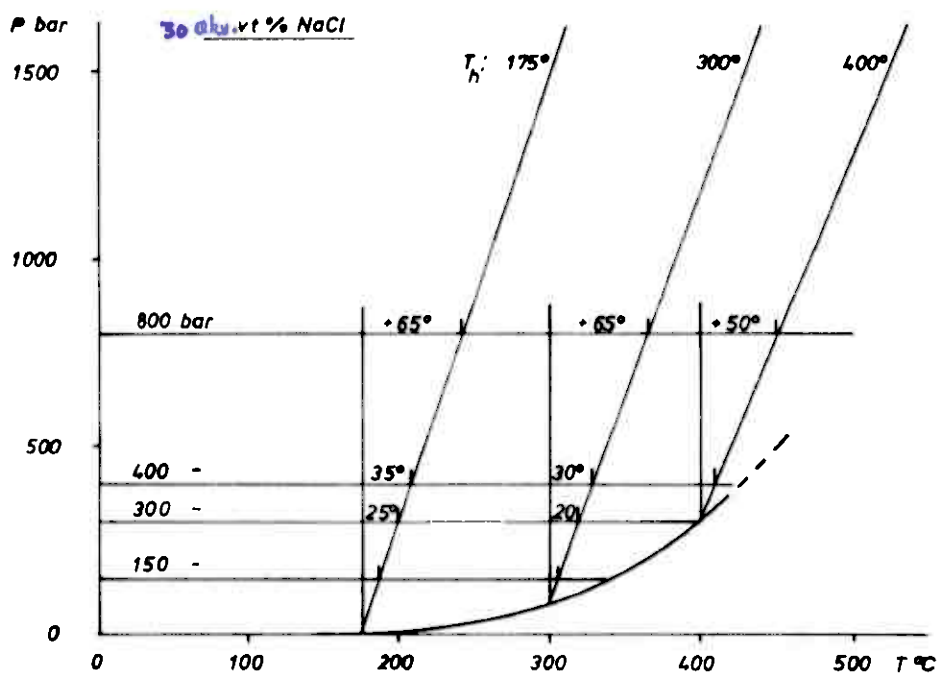


Fig. 45. Bestemmelse af korrektion for T_h på grundlag af det på indeslutningens dannelses tidspunkt herskende tryk. Efter KONNERUP-MADSEN (1976).

Af figur 45 ses eksempelvis, at trykkorrektionen (ΔT) for en indeslutning dannet ved 800 bar og visende homogenisering ved 175° er 65°, altså at dannelsesstemperaturen T_t er 240°. Er en indeslutning derimod afsat ved 150 bar, er ΔT for homogenisering ved ca 340° derimod 0°. T_h er altså her lig med T_t og opløsningen under indeslutningens dannelse har været kogende, hvilket vil sige, at det ydre tryk har været lig med de mættede dampes tryk. Der vil da dannes sammenhørende gasrig og gasfattige indeslutninger, hvis homogeniseringstemperatur vil være den samme.

Det under dannelsen herskende tryk kan findes i diagrammet ud fra T_h , hvis der haves sikkerhed for kogning og saliniteten er 30 vt% NaCl. Ved denne undersøgelse er der ikke med sikkerhed fundet indeslutninger, der er afsat fra en kogende fluid fase.

Den konstaterede store variation i T_h kan delvis skyldes en vekslen mellem litostatisk og hydrostatisk tryk, sandsynligvis fordi sprækkerne efterhånden

hydrotermalt er blevet kvartsfyldt og irregulære tektoniske bevægelser successivt har åbnet nye passager (KELLY & TURNEAURE, 1970; ROEDDER, 1971a). Størrelsen af denne variation i homogeniseringstemperaturer ved en ændring af trykket kan også skønnes ud fra figur 45. Er en indeslutning således dannet ved 800 bar og 240° , vil den have en T_h på 175° . Falder trykket dernæst fra 800 bar (litostatiske betingelser) til 300 bar (hydrostatisk betingelser) uden at temperaturen ændres, vil indeslutningen homogenisere ved ca 220° . I dette eksempel medfører en trykvariation på 500 bar altså en variation i homogeniseringstemperatur på ca 45° .

Saliniteten af v-g indeslutningerne bestemmes ud fra fasediagrammet figur 29 for systemet $H_2O-NaCl$. Den gennemsnitlige smeltetemperatur T_m for 20 v-g indeslutninger er -27.8° , der svarer til 26 ækv.vt% NaCl. Da den eutektiske temperatur i systemet $H_2O-NaCl$ er -21.1° og i systemet $H_2O-NaCl-KCl$ er -22.9° , skyldes den konstaterede yderligere frysepunktsdepression alt overvejende et indhold af $CaCl_2$ og/eller $MgCl_2$.

Højeste og laveste T_m er henholdsvis -19° og -34° , der er indtegnet i udsnit af fasediagrammerne figur 30 for systemet $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2$ (Fig. 46), således at det maksimale NaCl-indhold og det til dette svarende KCl- og $CaCl_2$ -indhold kan bestemmes, således som det fremgår af tabel 2.

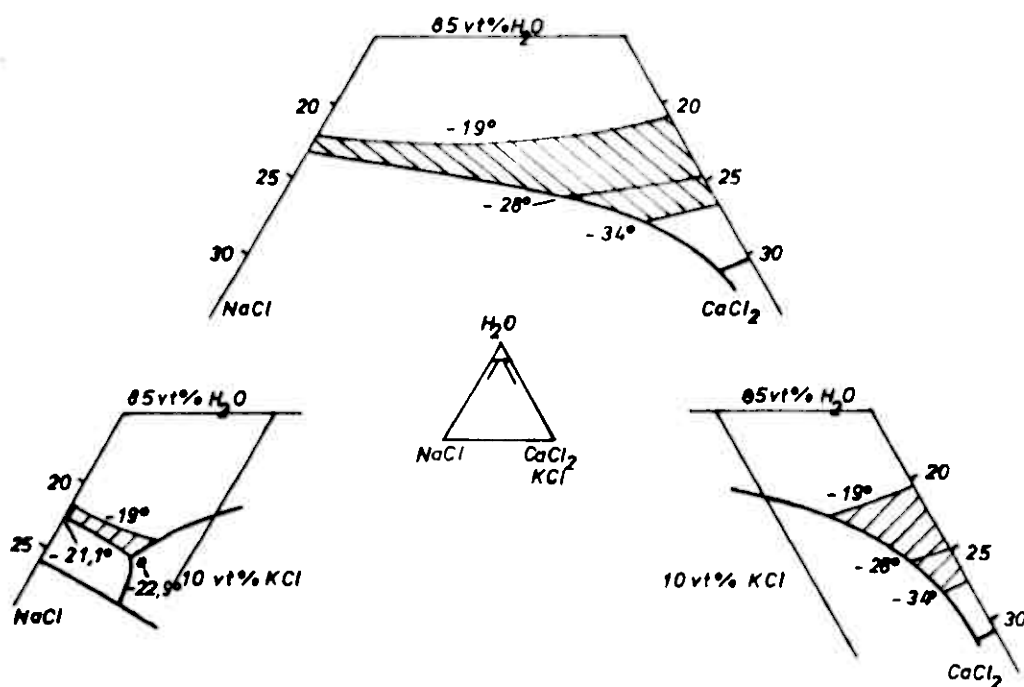


Fig. 46. Bestemmelse af NaCl-, KCl- og $CaCl_2$ -indholdet i v-g indeslutninger i udsnit af fasediagrammerne figur 30.

Af tabel 2 fremgår, at $CaCl_2$ (eller $MgCl_2$) og NaCl er de vigtigste salte og at KCl har underordnet betydning. Saltopløsningens sammensætning ændres drastisk fra -19° til -34° : fra 100% til 17.2% NaCl ved maksimalt mulige NaCl-indhold. I det samme temperaturinterval er saltkoncentrationen ændret fra 21.9% til 27.3%, ialt kun 5.4 vt% salt.

T_m°	vt% salt	NaCl-CaCl ₂		KCl-CaCl ₂		NaCl-KCl	
		max	rest	max	rest	max	rest
		vt%	vt%	vt%	vt%	vt%	vt%
		NaCl	CaCl ₂	KCl	CaCl ₂	KCl	NaCl
+19	21.9	21.9	0	6.2	15.7	1.5	20.4
+21.1	23.3	23.3	0	5.6	17.7	1.5	21.8
+28	26.0	9.0	17.0	2.7	23.3	-	-
+34	27.3	4.7	22.6	1.8	25.5	-	-

Tabel 2. Saltindholdet i v-g indeslutningerne ved forskellige temperaturer, jf figur 30.

I figur 47 er v-g indeslutningernes frysepunktsdepression T_m (og tilsvarende ækv.vt% NaCl) sammenholdt med de sammenhørende homogeniseringstemperaturer T_h . Gennemsnitsværdierne - markeret med "X" på figuren - er følgende: T_m : -28.5° og T_h : 330°.

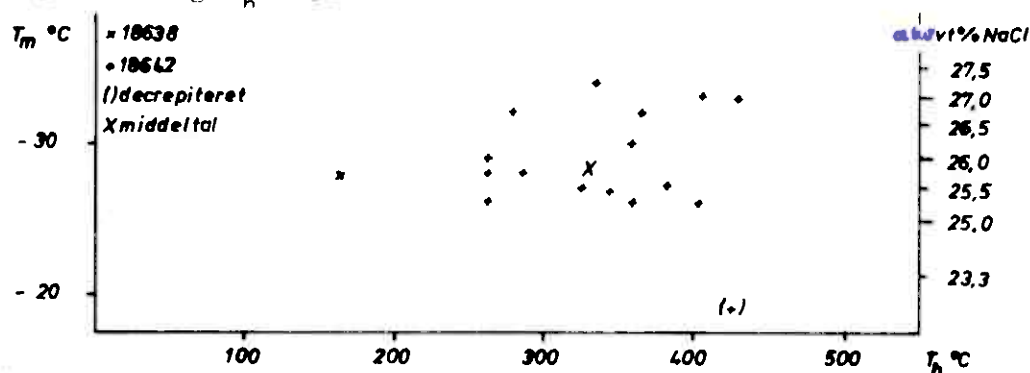


Fig. 47. Sammenhørende T_m - og T_h -værdier for v-g indeslutningerne.

Saliniteten for v-g-x indeslutningerne er bestemt ud fra indeslutningernes frysepunktsdepression T_m (Fig. 42, side 39) i forbindelse med opløsningstemperaturen T_{sol} for halit-terningen i fasediagrammet H_2O -NaCl-CaCl₂ (Fig. 48).

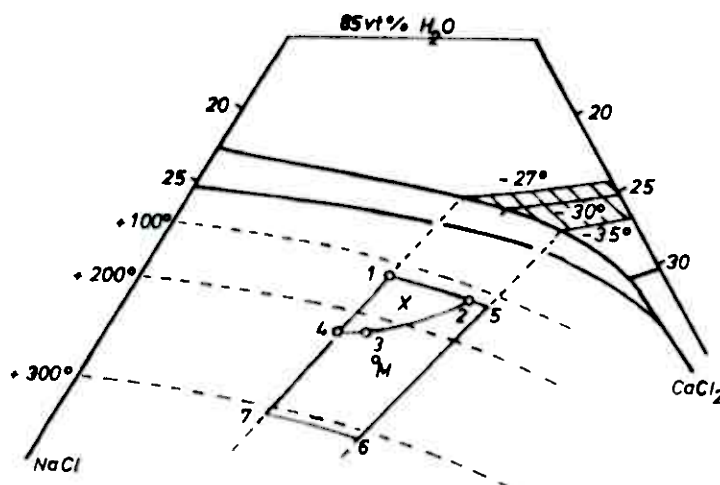


Fig. 48. Udsnit af fasediagrammet for systemet NaCl-CaCl₂-H₂O til bestemmelse af saliniteten af v-g-x indeslutninger på grundlag af T_m og T_{sol} .

På grund af den metastabile smeltning af NaCl-hydratet i v-g-x indeslutningerne (ved temperaturer over $+0.15^{\circ}$) kan en helt korrekt anvendelse af fase-diagrammet ikke finde sted. I den i figur 48 viste anvendelse ignoreres derfor hydratdannelsen (og dermed primærfeltet for $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) og systemet H_2O - NaCl - CaCl_2 anvendes som et rent eutektisk system. For den maksimale $T_m = -27^{\circ} \sim 25.5$ vt% salt udgør KCl-koncentrationen i KCl - CaCl_2 - H_2O systemet 3.3 vt% (Fig. 46).

Maksimums- og minimums- T_m er henholdsvis -27° og -35° og for T_{sol} henholdsvis 308° og 112° . På grund af det lave antal sammenhørende værdier af T_m og T_{sol} er der en vis usikkerhed på salinitetsbestemmelsen.

På figur 48 angiver feltet 1-5-6-7 maksimums- og minimumstemperaturerne for T_m og T_{sol} med middeltallet M. Feltet 1-2-3-4 angiver sammenhørende T_m og T_{sol} med middeltallet X. Saliniteten af disse punkter fremgår af tabel 3.

punkt	NaCl	CaCl_2	salinitet
1	16 vt%	15 vt%	31 vt%
2	12 -	20 -	32 -
3	19 -	16 -	35 -
4	21 -	14 -	35 -
X	16 -	17 -	33 -
5	11 -	22 -	33 -
6	23 -	19 -	42 -
7	27 -	13 -	40 -
M	19 -	18 -	37 -

Tabel 3. Saliniteten af v-g-x indeslutningerne på grundlag af T_m og T_{sol} .

I figur 49 er for v-g-x indeslutningerne NaCl-ternings opløsningstemperatur (T_{sol}) - og tilsvarende vt% NaCl - sammenholdt med de sammenhørende homogeniseringstemperaturer (T_h). Gennemsnitsværdierne - "X" i diagrammet - er bestemt til: T_{sol} : $177^{\circ} \sim 31$ vt% NaCl og T_h : 263° (for intervallerne T_{sol} : 112° - $300^{\circ} \sim 28.7$ - 37.5 vt% NaCl og T_h : 151° - 460°). Antal indeslutninger udgør 23, hvoraf kun een er overmættet ved T_h . Af figuren ses, at der er en svag positiv korrelation: stigende saltholdighed med stigende temperatur.

Af figur 47 og 48 fremgår, at opløsningernes salinitet er bestemt til intervallet 22-42 vt% NaCl. Den kritiske temperatur for sådanne opløsninger ligger i intervallet 600° - 1000° (SOURIRAJAN & KENNEDY, 1962). Den kritiske temperatur er således væsentligt højere end de fundne homogeniseringstemperaturer.

En meget salin opløsning, hvis indeslutningers homogeniseringstemperaturer er over 400° , vil kunne opløse indeslutningens kvartsvægge, hvorved indeslutningens volumen forøges. For at bestemme den korrekte homogeniseringstemperatur er det derfor nødvendigt at fastholde den høje temperatur i så lang tid, at der er opnået ligevægt mellem kvartsen og opløsningen (CHIVAS & WILKINS, 1977). Det er sandsynligt, at der ved denne undersøgelse ikke er taget fornødent hensyn til dette forhold, hvorfor de fundne homogeniseringstemperaturer på over 400° vil være for lave.

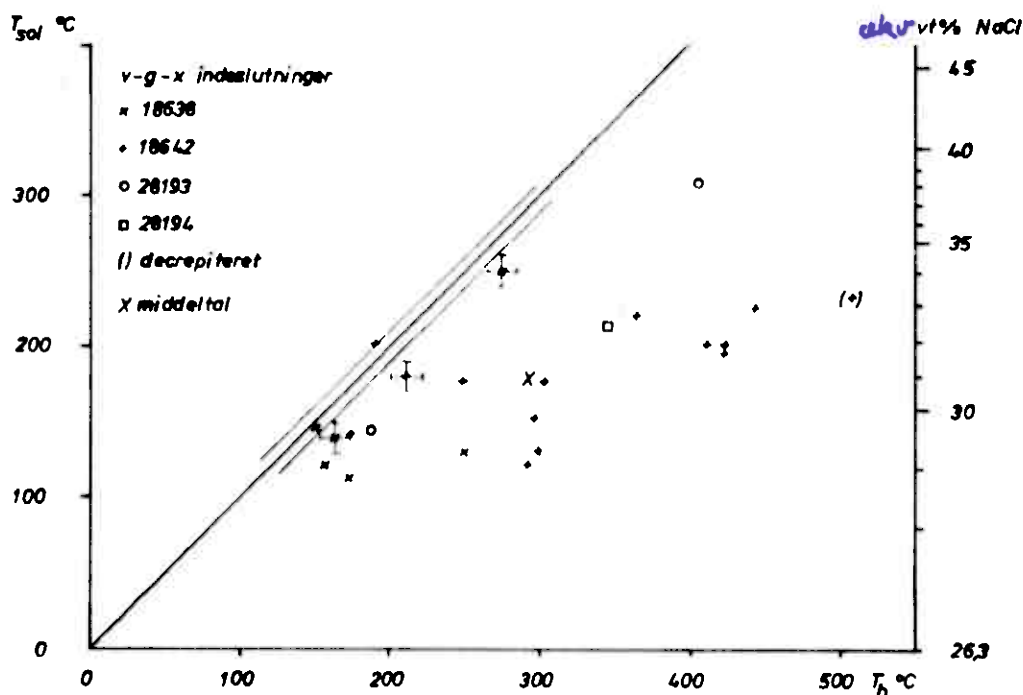


Fig.49. Sammenhørende T_{sol} og T_h for v-g-x indeslutninger med halit-terning. Diagonallinien angiver netop mættet opløsning. De tynde streger angiver $T_{sol} \pm 10^\circ$ og $T_h \pm 10^\circ$. Efter SOURIRAJAN & KENNEDY (1962).

Eksperimentelle undersøgelser (f.eks. ROEDDER & KOPP, 1975) og mere generelle overvejelser (f.eks. KELLY & TURNEAURE, 1970 og ROEDDER, 1971a) har vist, at relationen mellem en indeslutnings salinitet og dens homogeniserings- og dannelses-temperatur kan sammenfattes i følgende 3 punkter:

1. For indeslutninger afsat ved samme tryk og temperatur vil en forøgelse af saliniteten medføre en øgning af homogeniseringstemperaturen og altså dermed en formindskelse af trykkorrektionen (ΔT).
2. For indeslutninger, der homogeniserer ved den samme temperatur (T_h), vil en øgning af saliniteten medføre en formindskelse af trykkorrektionen (ΔT).
3. Trykkorrektionens (ΔT) afhængighed af saliniteten er mindst (og delvis negligerbar) ved lave homogeniseringstemperaturer, hvorimod den kan blive meget betydelig ved høje homogeniseringstemperaturer (d.v.s. nær den kritiske temperatur for rent H_2O ved 373°).

I diagrammet figur 45 ses, at minimumstrykket ville være omkring 300 bar, hvis de indeslutninger, der har T_h lig med eller højere end 400° , havde kogt. De 300 bar svarer til det skønnede højeste hydrostatiske tryk. Da der ikke er observeret indeslutninger, der antyder, at kogning har fundet sted, kan trykket under dannelsen af de undersøgte indeslutninger derfor ikke have været rent hydrostatisk, men en kombination af litostatisk og hydrostatisk i et delvist lukket system.

Dannelses-temperaturer (T_t) for et tryk på 600 bar er vist i figur 50 for forskellige homogeniseringstemperaturer (T_h) for en 30 wt% NaCl-opløsning (aflæst fra figur 45). Det ses, at korrektionen (ΔT) stort set er den samme for T_h op til 300° (ca 50°), men dernæst falder.

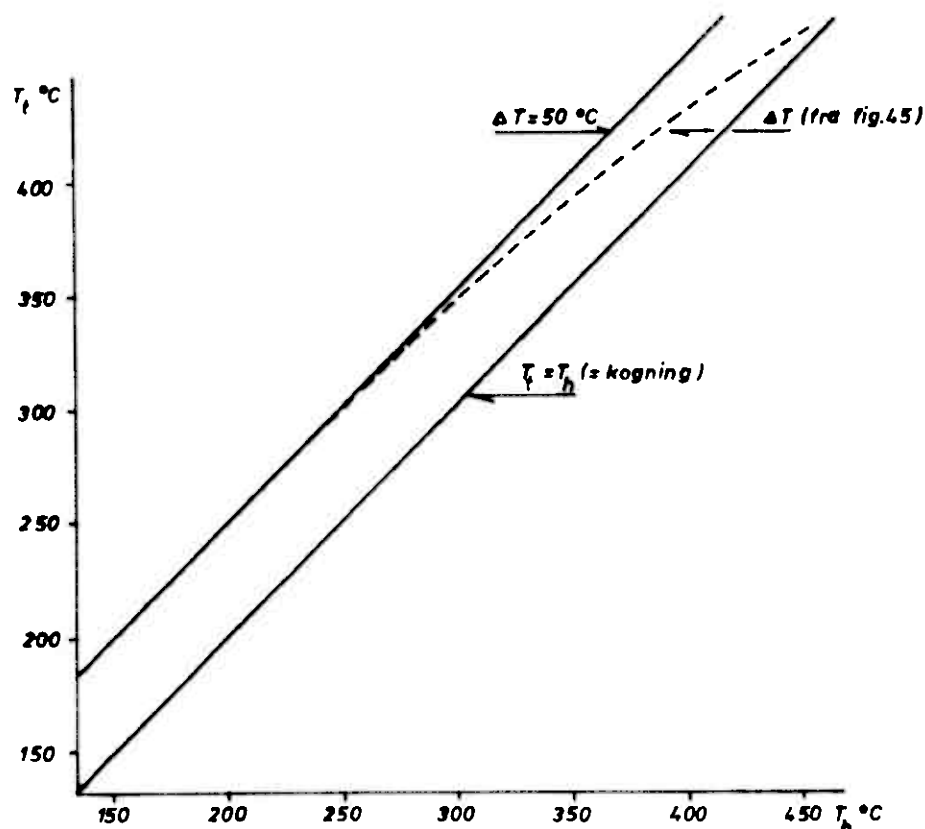


Fig. 50. Bestemmelse af dannelsestemperaturen T_f fra homogeniseringstemperaturen T_h på et intermediært tryk på 600 bar og saliniteten 30 vt% salt. Den stippledte kurve er konstrueret fra aflæsninger på figur 45.

b. Andre dattermineraller end halit. Tilstedeværelsen af primære multifaseindeslutninger (Fig. 33 og 38) indicerer, at opløsningerne kan være overmættede med andre salte end halit, men at udfældning ikke har fundet sted f.eks. på grund af manglende krystallisationskin. I flere indeslutninger er konstateret faste faser, der ikke er opløst på homogeniseringstemperaturen eller højere temperaturer selv efter lang tids opvarmning. Disse faste faser kan være indfanget under indeslutningens dannelse og dermed være et fremmed mineral og ikke et ægte dattermineral. Den faste fase kan dog også som dattermineral være udkrystalliseret på en væsentligt højere temperatur end T_h (IMAI et al, 1971). At den faste fase ikke opløses på T_h , kan også skyldes, at der i opvarmningsperioden i laboratoriet, der geologisk set er særdeles kort, ikke har kunnet opnå ligevægt med opløsningen (RANKIN, 1977).

Den i figur 39 viste opake subhedrale krystal er antagelig specularit, der måske er et dattermineral (Side 49), kan være dannet ved en irreversibel proces snarere end ved simpel afkøling og metning af den fluide fase som anført oven for. Denne irreversible proces kan være autooxidation med dannelse af Fe_3O_4 , der omdannes til Fe_2O_3 (ROEDDER & SKINNER, 1968).

Figur 38 viser en multifase-indeslutning med formodet anhydritkrystal. Anhydrit, der i de fleste vandige opløsninger ligesom calcit har retrograd opløselighed, kan være udkrystalliseret som følge af det hurtige fald i aktivitetskoefficienter med stigende temperatur i sådanne stærke saltopløsninger, der har vendt opløselighedsmåden om til non-retrograd (ROEDDER, 1963). En anden mu-

lig mekanisme kan være autooxidation af S^{--} ved tab af H_2 , der diffunderer ud gennem kvartsen efter vandets dissociation (ROSASCO & ROEDDER, 1976). Som følge af $CaCl_2$ -hydraternes større opløselighed end $CaSO_4$ vil tilstedeværelsen af Ca^{++} og Cl^- fælde anhydrit. Hvis anhydritkrystallen ikke genopløses ved opvarmning, kan anhydriten ikke være et dattermineral (ROSASCO & ROEDDER, 1976).

I et enkelt tilfælde har det været muligt at måle på en indeslutning med formodet anhydrit-krystal: prøve nr 18642. Isoleret v-g-x indeslutning af typen I.F.1 og 2 med følgende omtrentlige dimensioner: $30 \times 9 \times 8 \mu m$. Boblens $\emptyset$: ca $4 \mu m$. Saltkrystallen: $10 \times 2 \times 2 \mu m$. Dimensionen i dybden er skønnet. Under afkøling ca 40° . T_m : -32° . T_{sol} : $170^\circ - 180^\circ$. T_h : 274° . Saliniteten er ca 35 ækv. vt% NaCl.

Et par indeslutninger har indeholdt to saltterninger, hvilket indikerer, at saliniteten har været højere end 31 vt% salt i systemet H_2O -NaCl-KCl:

prøve nr	$T_{sol}(x_1)$	$T_{sol}(x_2)$	T_h
18642	208°	264°	550°

Da terning x_2 er væsentlig mindre end terning x_1 men alligevel opløses ved den højeste temperatur, tolkes x_1 som KCl (der opløses hurtigst ved opvarmning) og x_2 som NaCl (opløses kun meget lidt under opvarmning: figur 30 side 27). Ud fra opløsningstemperaturerne for KCl (x_1 : 208°) og NaCl (x_2 : 264°) skønnes saliniteten ud fra fasediagrammet for H_2O -NaCl-KCl (ROEDDER, 1971b) at være ca 18 vt% NaCl og 31 vt% KCl. Den totale salinitet har således været ca 59 vt% salte.

c. Densiteten. Indeslutningernes densitet kan bestemmes ud fra indeslutningens, dattermineralers og gasboblens dimensioner i forbindelse med væskens salinitet. Dimensionsbestemmelsen er vanskelig og behæftet med store fejl, da den 3. dimension selv i tilsyneladende regulære negative krystaller ikke kan måles nøjagtigt uden universalbord. Gasboblens diameter og dattermineralernes dimensioner bliver fortegnet af den spredelinseffekt, der fremkommer ved en konkav indeslutningsvæg. På figur 33 ses en sådan væg med stærk optisk virkning. Fejlen på rumfangsbestemmelsen kan være op til 50% i stærkt brydende mineraler som f.eks. sphalerit (ROEDDER, 1976).

Densiteten kan også, som i denne undersøgelse, bestemmes ud fra sammenhørende salinitet og homogeniseringstemperatur i densitetsdiagrammet figur 51. Diagrammet bygger på homogenisering i væskefasen i NaCl- H_2O systemet for indeslutninger med lavt volatilindhold (KONNERUP-MADSEN, 1976). Gennemsnitsdensiteten - mærket "x" i diagrammet - er beregnet til 1.01 g/cc. Det fremgår endvidere af figur 51, at densiteten for v-g-x indeslutninger på grund af deres højere salinitet er større end densiteten for v-g indeslutninger.

Disse densitetsbestemmelser er næppe ganske repræsentative for opløsningerne, fordi densitetsbestemmelsen bygger på sammenhørende T_m - og T_h -målinger, hvoraf T_m -målingerne kun kan foretages på de få indeslutninger, der danner is.

Histogrammerne i figur 51 viser, at den alt overvejende del af indeslutningerne har homogeniseringstemperaturer under 350° (85%, side 51). Disse indeslutningers gennemsnitlige densitet med en gennemsnitlig salinitet på ca 30% vil være ca 1.05 g/cc.

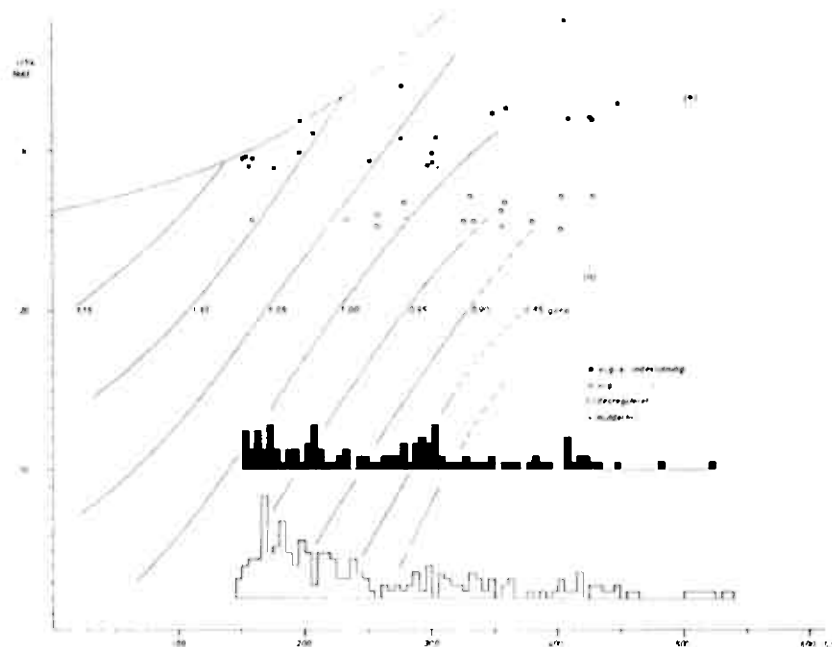


Fig. 51. Densitetsbestemmelse ved homogenisering i væskefase i forhold til isochorer i $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ systemet. Histogrammerne viser T_h -målingerne for de samlede v-g-x henholdsvis v-g indeslutninger. Efter KONNERUP-MADSEN (1976).

I figur 52 (side 63) er området for sammenhørende værdier af salinitet og homogeniseringstemperatur for Ulveryggen Cu-forekomstens væske indeslutninger yderligere tegnet ind i salinitets- T_h diagrammet sammenstillet af NASH (1972). Dette diagram er essentielt identisk med det i figur 51 viste og diskuteres senere.

d. Oplosningernes afkøling og mineraliseringen. Indeslutningernes dannelses-temperatur - trykkorrigeret homogeniseringstemperatur, figur 44 og 50 - går fra ca 550° til ca 200° . Der har således i malmfeltet fundet et temperaturfald sted på ca 350° . Oplosningerne er høj-saline med en relativ høj udgangstemperatur og med en delvis ukendt kemisk sammensætning. Ifølge TOULMIN & CLARK (1967) er med få undtagelser mineraludfældning fra vandige opløsninger under konstant tryk exotermiske processer, der opvarmer opløsningerne. Jo hurtigere mineraludfældningen foregår, jo større bliver temperaturgradienten til sidestenen og jo større vil varmeudvekslingen blive, indtil gradienten er elimineret. Udfældningshastigheden aftager og udfældningen går eventuelt midlertidigt i stå. De få - geologisk vigtige - undtagelser fra exotermisk mineralisering er calcits og anhydrits retrograde opløselighed. Sker mineraludfældningen i en stor trykgradient, kan processen være endotermisk, f.eks. i hurtigt strømmende væske i smalle sprækker med indsnævring. Endotermiske reaktioner er normalt kun i ringe grad af betydning ved afkøling af opløsningerne. Ligeledes er varmeveksling med omgivelserne ved varmeledning gennem sprækkernes vægge eller varmekonvektion uden større betydning i simple planare sprækker. Derimod kan opblanding med koldere væske i sådanne sprækker være vigtig. En væske, der stiger langsomt i en åben sprække, således at trykforskellen gradvis udlignes, ekspanderer reversibelt og adiabatisk. En sådan proces vil bevirke, at væsken på geolo-

gisk acceptable vilkår kun vil afkøles få grader. Når en væske med et begyndelsestryk lig med eller større end det litostatisk tryk i det pågældende niveau stiger langsomt op gennem et kontinuerligt mere eller mindre åbent sprækkesystem, vil tryktabet i væsken på ethvert sted af dets vej til overfladen meget nær være lig tabet i det hydrostatisk tryk. I det samme vertikale interval vil tryktabet i sidestenen være lig med det litostatisk tryktab, der er flere gange større end det hydrostatisk tryktab. Efterhånden som væsken stiger vil dets tryk derfor overstige sidestestens tryk med gradvis stigende størrelse. Et eller andet sted på vejen opad må væsken gennemgå et hurtigt tryktab og som følge af dette en hurtig ekspansion. Denne ekspansion er en irreversibel adiabatisk proces, der vil give et effektivt temperaturfald. En sådan proces - drøvling/trådtrækning - finder tillige sted hvor en strømmende væske møder en pludselig indsnævring med påfølgende pludselig udvidelse i strømningssystemet (SCHRÖDER, 1948). Drøvling har den største termale effekt i området om væskens kritiske punkt. I forhold til rent vand vil opløste salte flytte dette område mod højere temperatur og lavere tryk. Når trykket er faldet til omkring 100 bar, har drøvling ikke længere nogen afgørende betydning for væskens afkøling. Den pludselige ekspansion på drøvlingpunkterne kan føre til udfældning af mineraler fra væsken, sandsynligvis så hurtigt, at der kan dannes metastabile faser eller mineralselskaber med afblandingsprocesser og ascenderende omdannelse til følge.

Varmeledning fra væsken til sidestenen er mest effektiv, hvis strømmingen er turbulent. Dette er imidlertid kun tilfældet i meget vide årer. I andre tilfælde vil strømmingen langs sprækkens vægge være laminar med deraf følgende dårlig varmeledning. Men ved permeable bjergarter med udbredt mesoskopisk og mikroskopisk sprækkedannelse - som det er tilfældet på Ulveryggen - vil varmeledningen være stor, særlig hvis væskemængden er relativt lille og der sker en hurtig mineraludfældning. En hurtig mineraludfældning vil under disse betingelser være karakteriseret af små uklare kvartskorn og små disseminerede opake mineraler interstitielt, i sprækkerne og på sedimentationsflader.

De på side 38 nævnte negative hexagonale v-g indeslutninger i en kvartskrystal fra håndstykke nr 18640 viser, at opløsningens temperatur under kvartskrystallens dannelse har været over $573^{\circ} + 3^{\circ}/100 \text{ bar}$ og at kvartskrystallen er høj-kvarts, idet det næppe kan tænkes, at der kan dannes negative trigonale tvillinger. Den hexagonale kvartskrystal er antagelig udkrystalliseret i hulrummet fra en opløsning, der ikke har været udsat for drøvling og derfor har bibeholdt sin høje temperatur i længere tid. Den uklare kvarts og bornitkorne er sandsynligvis udfældet senere efter afkøling af opløsningen. Disse høj-saline opløsninger, der sandsynligvis har haft en udgangstemperatur på 600° eller højere, har en kritisk temperatur på over 600° (Side 55), hvor drøvling som nævnt ovenfor har størst termal effekt.

I adskillige af de undersøgte kvartskorn har der indenfor det samme korn været indeslutninger, hvis homogeniseringstemperatur indbyrdes har været meget afvigende og som i den enkelte prøve spænder over hele temperaturområdet fra ca 150° til ca 550° (Fig. 44). Dette forhold kan tolkes som drøvling af en strøm-

mende væske i ikke-planare smalle sprækker. Drøvlingen har antagelig bevirket et hurtigt temperaturfald til under 400° med endotermisk mineraludfældning til følge, således at temperaturen i længere tid har været i intervallet 200° - 350° (T_t). Prøve nr 18642 består af grovkornet klar kvarts (Side 31) som langstrakte små "øer" i mellem- til finkornet uklar kvarts fra en ca 1 cm bred sprække. I den uklare kvarts findes væsentligt færre og mindre indeslutninger end i den klare kvarts. Det har ikke været muligt at måle på disse indeslutninger på grund af uklarheden. Sprækkefyldningen kan tænkes at være foregået på den måde, at de små uklare kvartskorn er udfældet hurtigt som følge af drøvling. Den endotermiske proces har medført en længere periode med konstant temperatur i et lukket rum, hvorved den grovkornede klare kvarts har kunnet udfældes.

Henset til, at saliniteten meget nær er den samme i indeslutninger med høj homogeniseringstemperatur som i indeslutninger med lav (Fig. 51), kan det udelukkes, at opløsningernes temperaturfald er forårsaget af en opblanding med koldere meteorisk vand, der vil have en væsentligt lavere salinitet, med mindre det meteoriske vand har perkoleret gennem sabkha-sedimenter eller evaporiter.

d. Opløsningernes oprindelse. Steinfjell formationen og særlig det gulliggrå til brunliggrå Ulveryggen malmfelt har stor litologisk og genetisk lighed med formationer af red-bed typen. Red-bed kobberforekomster findes typisk i eller umiddelbart marginalt til tykke sekvenser af røde, brune, purpur eller gule sandsten, lersten og skifre, der er aflejret fluvialt, i et delta eller andet terrestrisk eller marginalt marint miljø. Farven skyldes haematit eller andre ferrioxhydroxider, der optræder som kornovertræk, som cement og som matrix. Sedimenterne er typisk arkosiske stammende fra forvitringsprodukter fra sen-tektoniske hævnings langs kontinentalrande eller hævnings på den kontinentale platform (ROSE, 1976). Hovedparten af red-bed forekomsterne er i forbindelse med evaporiter, der gennemsvies af overflade- eller grundvand og som derfor er årsag til væskeindeslutningernes høje salinitet. Evaporiterne forekommer normalt indlejret i red-bed formationen som lag af halit, kalisaltes, gips og anhydrit samt kalksten og dolomit. Den resterende del af red-bed formationerne, der ikke har umiddelbar forbindelse med indlejrede/overlejrede evaporiter, er placeret sådan, at connate opløsninger kan have haft forbindelse med evaporiter. Saltvann gruppen synes ikke at have haft indlejrede evaporiter, ligesom evaporiter ikke er kendt i Finnmarks prækambrium (Side 41). Derimod foreligger den mulighed, at Ulveryggens højsaline opløsninger kan stamme fra et sabkha miljø (Side 41). Der er ikke udviklet sabkha i Saltvann gruppen men der foreligger den mulighed, at Porsanger Dolomit inden dannelsen af Gaissa nappen (Fig. 1) kan have været i kontakt med Saltvann gruppen eller være dannet i dennes nærhed. I sabkha-sedimenterne udfældes ved fordampning halit, gips, anhydrit, coelestin og dolomit (SMITH, 1976).

Da Steinfjell formationen stratigrafisk findes i ca 1000 m dybde i Saltvann gruppen (Side 2) og da der ikke findes dolomit eller sabkha over Steinfjell formationen i gruppen, kan de undersøgte opløsninger ikke stamme fra me-

teorisk vand, der descenderende er perkoleret igennem søkha-sedimentationen. Men det kan ikke udelukkes, at descenderende vand igennem søkha-sedimentationen udenfor Saltvann gruppen har fulgt sprækker og forkastninger og derpå ascenderende er trængt ind i Ulveryggen afsnittet i lighed med Pine Point Pb-Zn forekomsten i NW Canada (ROEDDER, 1968a). Pine Point forekomsten, der er af Mississippi Valley typen, er dannet ud fra ekstremt saline opløsninger - ca 25 ækv.vt% NaCl -, som sandsynligvis stammer fra Elk Point evaporit bassin ca 200 miles syd for Pine Point men med et hjørne af bassinet kun få miles syd for forekomsten. Det menes, at opløsningerne har fulgt sprækker og forkastninger i det prækambriske basement i en sådan dybde, at temperaturen er steget til ca 100° . Da der ikke findes tegn på magmatisk aktivitet i området, har opløsningerne ved en normal geotermisk gradient måttet strømme i en dybde af ca 2500 m.

De i denne undersøgelse bestemte dannelses temperaturer på over 350° vil kræve, at opløsningerne med en normal geotermisk gradient på ca $30^{\circ}/\text{km}$ skal have strømmet i en dybde af mere end 10 km, hvilket ikke synes at være en rimelig antagelse. Men opløsningerne kan i væsentligt mindre dybde have været i kontakt med den i såvel Steinfjell formationens sydøstlige del som i Ulveryggen området udbredte magmatiske aktivitet (Side 4 og 7) eller eventuelt med den vulkanisme, der har ført til keratofyr-konglomeratet i Djupelv formationen (Side 41).

Indeslutninger i forekomster af Mississippi Valley typen viser forbavsende ringe variation hvad angår salinitet, dannelses temperatur og densitet (Fig. 52). Saliniteten overstiger ofte 20% NaCl, dannelses temperaturen er i almindelighed mellem 100° og 150° og når sjældent 200° og densiteten er meget tæt på 1.0 g/cc eller lidt over 1.0 g/cc. Opløsningerne er af Na-Ca-Cl typen. De indeholder i almindelighed stor mængde metan i opløsning og indeslutningerne har ofte små dråber af en brunlig immiscibel olie fase. Strømningshastigheden har været meget lav (ROEDDER, 1976).

Ved måling af saliniteten i denne undersøgelse dannede kun ca 5% af indeslutningerne is ved afkølingen og først efter længere tids afkøling på meget lave temperaturer (Side 30). Denne underafkøling på 20° - 30° tyder på, at der i opløsningerne ikke findes suspenderet passende partikler, hvorpå isen har kunnet nukleere, idet salt ikke kan nukleere is (ROEDDER, 1976). For v-g indeslutningerne er fundet saltholdigheder over 26 ækv.vt% NaCl. At opløsningerne har manglet krystallisationskin til dannelse af halitkrystaller, underbygges tillige af, at der i v-g indeslutningerne ikke dannes $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Saliniteten af v-g-x indeslutningerne er gennemsnitligt ca 35 ækv.vt% NaCl. Opløsningerne er overmættet ved stuetemperatur og har udkrystalliseret en halit-terning som dattermineral. At der i v-g-x indeslutningerne kun er udkrystalliseret halit og ikke andre dattermineraller - de få multifase indeslutninger undtaget -, kan ligeledes skyldes ovenanførte mangel på passende krystallisationskin (ROEDDER et al, 1968; ENJOJI, 1972; MOORE & NASH, 1974).

Den udtalte men ringe forskel i saliniteten mellem v-g og v-g-x indeslut-

ningerne kan tænkes opstået ved svag opblanding med connat vand for v-g indeslutningernes vedkommende. En opblanding med descenderende meteorisk vand kan udelukkes, da homogeniseringstemperaturerne for de to typer indeslutninger spænder over det samme interval (Fig. 44) og da meteorisk vand vil indeholde stor mængde krystallisationskim, på hvilke is kunne nukleere ved afkøling.

Ulveryggens meget rene opløsninger (Side 62) indikerer, at opløsningerne har strømmet i stor dybde over lange stræk som f.eks. visse "hot brines" eller at de består af magmatisk eller juvenilt vand. Opløsningerne kan dog også have haft en så lav strømningshastighed, at suspenderet materiale ikke har kunnet medføres. Dette bevirker endvidere, at kvarts krystalliserer i store klare korn (ROEDDER, 1962, 1976). Da der ikke i denne undersøgelse er foretaget isotopmålinger på hydrogen (H/D) og oxygen (O^{16}/O^{18}), kan det ikke nærmere belyses, om opløsningernes oprindelse er meteorisk eller magmatisk vand.

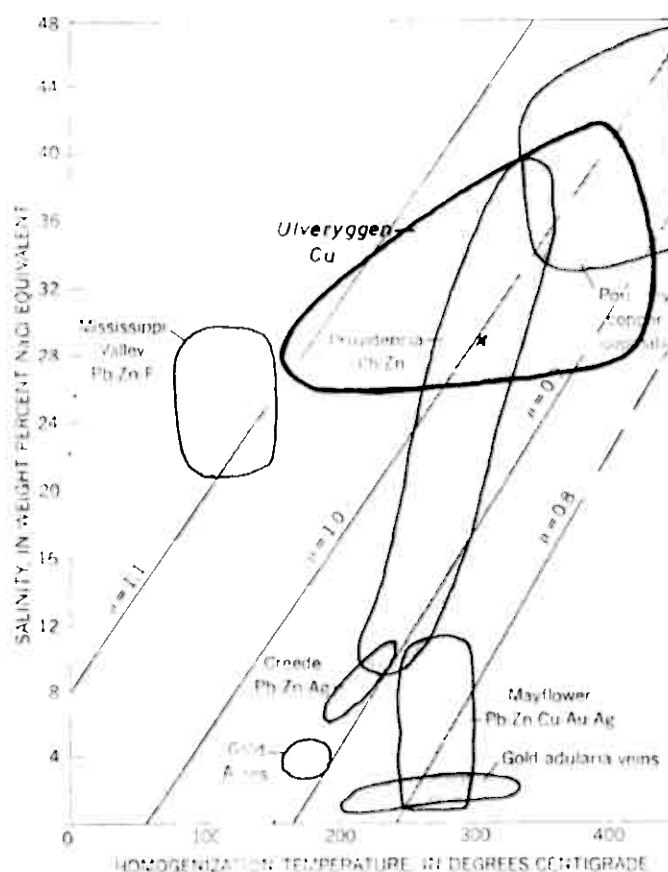


Fig. 52. Sammenligning mellem Ulveryggen kobberforekomst og nogle kendte malmforekomster: homogeniseringstemperatur versus salinitet. "X" repræsenterer middeltallet for sammenhørende værdier. Efter NASH (1972).

Indeslutninger i forekomster af magmatisk-hydrotermal oprindelse - porfyr kobber typen undtaget - har i almindelighed en salinitet under 10 vt% NaCl, en dannelsesstemperatur varierende fra ca 100° til over 500° og en densitet, der er signifikant under 1.0 g/cc, medens den kemiske sammensætning varierer stærkt. Dog er Na/Ca-, Na/K- og Na/Cl-forholdene meget mindre end i Mississippi Valley typen og der findes kun lidt eller intet oreindisk materiale i indeslut-

ningerne (ROEDDER,1976).I denne undersøgelse er Na/Ca-forholdet ca 3 gange mindre og Na/Cl-forholdet ca 1.5 gange mindre end de tilsvarende forhold i Mississippi Valley typen og der findes intet eller kun meget lidt organisk materiale i indeslutningerne: en opak globular fase i nogle få v-g-x indeslutninger (Side 36).

Porfyr kobber typen (Fig.52) afviger fra ovennævnte magmatiske typer, idet dennes salinitet som regel overstiger 30 ækv.vt% NaCl (MOORE & NASH,1974;CHIVAS & WILKINS,1977).Den subvulkanske Kuroko type har lav salinitet - 2-5% - som følge af opblanding med havvand.Dannelsestemperaturen ligger i intervallet 100° - 300° (ENJOJI,1972).

Den rent magmatisk-hydrotermale Pb-Zn forekomst Providencia Mine,Mexico (SAWKINS,1964) har flere karakterer fælles med Ulveryggen (Fig.52).Flere af de mikrotermometriske undersøgelser er foretaget på sphalerit,hvis svovl isotopforhold viser,at såvel sulfiderne som opløsningerne stammer fra en monzonit-granodiorit intrusion,der har kontakt til malmforekomsten.Mikrotermometri-målingerne er foretaget på sphalerit,calcit og kvarts.Dannelsestemperaturerne findes i intervallet 200° - 425° under et tryk på 500 bar.Saliniteten varierer fra 5 til 40 ækv.vt% NaCl.Den store variation i saliniteten kan vanskeligt forklares men skyldes måske opblanding med connat vand.I den øverste del af granodiorit intrusionen findes et meget stort antal små kvartsårer med en bredde på kun få mm.Væskeindeslutningerne i denne årekvarts viser dannelses-temperaturer på ca 325° .Eftersom kvartsårerne er snævre,må opløsningerne på vejen gennem sprækkerne hurtigt have antaget samme temperatur som granodioriten.Det kan derfor konkluderes,at disse små årer blev dannet,efter at granodioriten var afkølet til ca 300° .

Dersom præmetamorfe indeslutningers dannelses-temperaturer ikke er væsentligt lavere end den pågældende metamorfosegrads temperaturområde,synes metamorfosen ikke at påvirke indeslutningernes fyldningsgrad og dermed deres dannelses-temperatur (RIPLEY & OHMOTO,1977).Men hvis de præmetamorfe indeslutningers dannelses-temperatur er væsentligt lavere end metamorfosens temperaturområde,vil indeslutningerne antagelig være udsat for afsnøring eller lækage,når disse under metamorfosen udsættes for væsentligt højere temperaturer.

En lækage i væskefasen under de metamorfe betingelser vil bevirke en tilsyneladende højere dannelses-temperatur i laboratoriet.De laveste trykkorrigerede dannelses-temperaturer,der er målt i Ulveryggen indeslutningerne,er ca 200° (Fig.50 jf fig.44).For Ulveryggen skønnes metamorfosens (intermediær grønske-facies) temperaturområde for tryk op til 1000 bar at være ca 375° - 420° (WINKLER,1974,fig.15-2).Dette forhold indikerer,at Ulveryggen sandstenen er afkølet til ca 200° ,førend den epimetamorfe kvartsmineralisering har fundet sted.

4.4. KOBBERMINERALISERINGEN, FOREKOMSTENS DANNEELSE OG METALKILDEN.

På side 10 er angivet de forskellige typer kobbermineralisering. På figur 10 ses, at der er en vis koncentration af malmkorn på de sedimentære krydslejringsflader, hvilket kun viser, at der på disse flader har været et større antal porer til rådighed for opløsningerne end i bjergarten som helhed.

Lodret gennem det på figur 11 viste håndstykke løber en kvartsåre med en gennemsnitlig bredde på ca 1.5 mm. Flere steder snævrer åren ind til en bredde af 0.1-0.5 mm, hvor der på den ene side af indsnævringen og delvis i denne er udkrystalliseret større amoeboide bornitkorn. En sådan indsnævring findes i årens skæring med den øverste mineraliserede lagflade, i teksten til figuren benævnt "bonanza". Åren har dette sted en bredde af ca 0.8 mm og det bornitmineraliserede område er ca 10 mm langt. I sidestenen og imellem haematit- og magnetitkornene er udfældet bornit i aftagende mængde fra åren. I sprækken findes generelt små kantede uklare kvartskorn, medens der i forbindelse med bornitmineraliseringen er krystalliseret større klare kvartskorn. Figur 12 og 13 viser tilsvarende mineralisering i kvartsåre og sidesten fra en anden prøve. Det er overvejende sandsynligt, at disse eksempler viser drøvling med sulfidudfældning fra en højsalin varm opløsning (Side 60-61).

De disseminerede chalcopryitkorn, der kan være ledsaget af pyrit, viser ligesom pyritkornene ikke afblandingsstrukturer til forskel fra bornitkornene, hvilket tyder på en relativt lav dannelsesstemperatur for disse "kisminerale" (GJELSVIK, 1957b). Der er ikke foretaget mikrotermometriske målinger på matrixkvarts om dissemineret chalcopryit, da kvartskornene er små og uklare (Side 31). Det har derfor ikke været muligt at fastsætte en dannelsesstemperatur for denne matrixkvarts. Det skønnes dog rimeligt at antage, at temperaturen har været ca 200° (Side 64).

Ud fra nedenstående iagttagelser kan forekomstens dannelse henføres til ascenderende hydrotermale opløsninger:

- Ulveryggen sandsten såvel udenfor malmfeltet som områder i malmfeltet er ikke malmineraliseret (REITAN, 1963).
- Malmforekomsten er hverken stratiform eller stratabundet men skærer diskordant over lagdelingen (Fig. 9).
- Malmlinserne er fingerformede i det lodrette plan med lødighedszonering i de enkelte "fingre" med størst lødighed centralt i "fingrene" (Fig. 9).
- Da malmlinsernes fingrede form i forbindelse med lødighedszoneringen ikke kan dannes af horisontalt strømmende opløsninger, kan de ascenderende varme højsaline opløsninger ikke have udludet sidestenen eller blot mobiliseret eventuelle tilstedeværende sulfider men må selv have været malmførende og -transporterende.
- Hexagonal chalcosin viser dannelsesstemperatur i intervallet 103°-435° (Side 47 og 48).
- Bornit-digenit afblanding i forbindelse med chalcopryitlameller finder sted ved en temperatur på 335° (Side 42).

- Den på figur 24 og 26 viste martitisering forekommer i særdeleshed, når processen er begyndt på høj temperatur (Side 49).
- Specularitkrystallisering i tavleformede krystaller peger i særlig grad på hydrotermalt dannet haematit (Side 49).
- Malmminerale og primære v-g-x indeslutninger er dannet samtidigt af den samme opløsning (Fig. 34).

- De mikrotermometriske målinger viser, at højsaline opløsninger har udfældet kvarts og sulfider i temperaturområdet ca 200°-ca 400° i forbindelse med drøvling og påfølgende temperaturfald til sidestenens temperatur ca 200°.

De undersøgte prøver er alle taget i overfladen og ned til ca 50 m dybde. Der er ingen forskel på prøvernes mineralselskab i de forskellige niveauer. Primærsulfiderne chalcopirit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin er som omtalt ovenfor sandsynligvis udfældet fra de højsaline opløsninger i temperaturområdet ca 200°-ca 400°. Ved ascenderende omdannelse er primærsulfiderne delvis og i enkelte tilfælde helt omdannet til digenit, chalcosin og covellin. I det nuværende postglaciale erosionsniveau er der som følge af det kolde klima kun sket en begrænset supergen omdannelse af ovennævnte mineralselskaber til anomal bornit, idait, digenit (?), chalcosin (?), covellin, blivende blå covellin, goethit, lepidokrokit, malachit og azurit.

Grube Hans findes imellem V. og Ø. Ariselv ca 1200 m ØNØ for grube Olle i Ulveryggen hovedfelt (Geologisk kort). Gruben befinder sig således i den blok, der antagelig er opforkastet i forhold til Ulveryggen (Fig. 2), men stadig i samme strygningsretning som hovedfeltet. Litologien er den samme og malmmineraliseringen er ledighedszoneret på samme måde som hovedfeltet (Grubekort fra 1908), hvorfor det er sandsynligt, at grube Hans er en forlængelse af hovedmineraliseringen (INGVALDSEN, 1970). Hovedfeltets kote er 425 m.o.h. og grube Hans' kote er ca 275 m.o.h. Erosionsniveauet er således ca 150 m lavere i grube Hans. Da den mellem elvene værende blok endvidere er opforkastet i forhold til Ulveryggen, repræsenterer grube Hans et erosionsniveau, der er mere end 150 m lavere end hovedfeltets erosionsniveau. Der er ingen malmmineralogisk forskel på prøverne fra grube Hans og de øvrige prøver, hvorfor der sandsynligvis ikke findes en vertikal mineralogisk zonerings i forekomsten. Men der er gode indicier for, at malmen i hovedfeltet kan fortsætte dybere end angivet på figur 9. Figuren viser, at malmlinserne bøjer mod SØ mod V. Ariselv forkastningen, hvilket indikerer, at forkastningen kan have dannet transportvej for opløsningerne.

Da der ikke er foretaget svovlisotopmålinger (S^{34}/S^{32}) på sulfiderne, kan det ikke umiddelbart afgøres, om sulfiderne er af magmatisk oprindelse eller f.eks. udfældet fra havvand. Men dersom opløsningerne består af meteorisk vand, må dette vand have

- perkoleret gennem saltholdige lag som f.eks. sabkha (Side 41),
- været i kontakt med en varmekilde med kogning til følge og dermed koncentration af saltindholdet,
- udløst Cu-førende bjergarter på vejen til Ulveryggen.

Holmvann formationens grønsten er Cu-førende med mange små chalcopirit-pyrit forekomster i nærheden af og langs hovedforkastningen, f.eks. Bratthammer grube mindre end 100 m SØ for Hroarfeltet (Prøvetagningskort I). Denne model synes ret kompliceret, hvorimod mulighederne for en magmatisk oprindelse er legio (Side 62), f.eks. som forholdene i Biddjovagge Cu-forekomst i de prækambriske bjergarter på Finnmarksvidda i forbindelse med gabbroide intrusiver (GJELSVIK, 1957b).

Komagfjord-vinduets Holmvann formation er korreleret med Alta- og Altenes-vinduernes (Fig. 1) prækambriske basement og benævnes Raipas gruppen efter Raipas fjellet i Alta-vinduet (HOLTEDAHL, 1918). TORSKE (1978) har for Alta-vinduet opstillet en aulakogen/rift-model. Mod randen af det baltiske skjold åbner aulakogenet sig mod en marginal geosynklinal, der geotektonisk kan beskrives som en "failed rift arm". En sådan marginal geosynklinal fyldes med sedimenter og hæves isostatisk som et bælte af tykke foldede og forkastede flysch-type bjergarter (MITCHELL & BELL, 1973). Metalmineralisationen i sådanne "failed arms" sættes ofte i forbindelse med "hot brines" af Red Sea og Salton Sea typen (KANASEWICH et al., 1968). Ulveryggen kobberforekomst synes at have stor mineralogisk, litologisk og stratigrafisk affinitet med Zambias kobberbælte (VOKES, 1956). Katanga-Zambia kobberbæltet er et af mange eksempler på mineralisering i "rifts" og "failed arms" (BURKE & DEWEY, 1973).

4.5. KONKLUSION.

Ulveryggen afsnittet i Saltvann gruppens Steinfjell formation består af arkosisk sandsten sedimenteret i et fluvio-marint lavvandsmiljø med vekslende vanddybde som en molasse i et indsynkningsbassin i randen af det fennoskandiske skjolds krystallinske basement. Sandstenen er metamorfoseret i intermediær grønskiferfacies ved en temperatur på ca 400°. Formationen er af sikker prækaledonisk og antagelig af ripheisk-kambrisk alder.

Malmfeltet er kraftigere opsprækket end den omgivende sandsten, hvilket utvivlsomt har været medvirkende årsag til den hydrotermale epimetamorfe mineralisering af det meso- til mikroskopiske sprækkesystem, efter at sandstenen er afkølet til ca 200°. De ascenderende højsaline hydrotermale opløsninger, der er af Na-Ca-Cl-typen, er gennem drøvling i sprækkesystemet afkølet fra omkring 600° til ca 400° under et litostatisk tryk på 500-800 bar med krystallisation af kvarts og primærsulfider i det ved de mikrotermometriske målinger bestemte temperaturområde ca 200°-ca 400° til følge. Primærsulfiderne chalcopirit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin er mere eller mindre ascenderende omdannet, medens der postglacialt kun har fundet en ringe supergen omdannelse sted. Det er overvejende sandsynligt, at den højsaline metalførende varme opløsning er af magmatisk oprindelse - en "allochton" porfyr kobber type -, selv om en meteorisk/phreatisk opløsning ikke helt kan udelukkes.

Erkendtligheder.

Folldal Verk A/S ved direktør O.Husum og chefgeolog H.Heim takkes for den udviste store imødekommenhed ved prøvematerialets indsamling.

Afdelingsleder dr H.Urban ved Institut for almen geologi, Københavns Universitet, takkes for råd og vejledning. Forfatteren er taknemmelig for afdelingleder ved Institut for petrologi, Københavns Universitet, J.Rose-Hansens hjælp og vejledning ved den praktiske udførelse af de mikrotermometriske målinger og inspirerende vejledning ved tolkningen af de fundne måleresultater.

Stud.lic.H.Stendal ved Institut for almen geologi og stud.lic.J.Konnerup-Madsen ved Institut for petrologi takkes for velvillig kritik og diskussion under udarbejdelsen af denne specialeopgave.

REFERENCER.

- Andrew, R.L. 1977. Surface expression of orebodies. Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B165-67.
- Archibald, C.W. 1956. Preliminary Report. Repparfjord Copper Deposit in Finnmark, X Norway. Upubliceret rapport til Invex Corporation Ltd. Canada. pp 1-20.
- 1957. Summary Report on Repparfjord Copper Deposit, Norway. Upubliceret rapport til Invex Corporation Ltd. Canada. pp 1-14.
- Bain, G.W. 1968. Syngenesi and Epigenesis of Ores in Layered Rocks. XXIII International Geological Congress. Vol. 7. pp 119-136.
- Banks, N.L., Hobday, D.K., Reading, H.G. and Taylor, P.N. 1974. Stratigraphy of the X Late Precambrian "Older Sandstone Series" of the Varangerfjord Area, Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 303. pp 1-15.
- Banks, N.L. and Røe, S-L. 1974. Sedimentology of the Late Precambrian Golneselv X Formation, Varangerfjorden, Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 303. pp 17-38.
- Barton, P.B. 1973. Solid solutions in system Cu-Fe-S. Part I. The Cu-S and Cu-Fe-S join. Economic Geology. 68. pp 455-465.
- 1974. Sulfide Petrology i Ribbe, P.H. ed: Sulfide Mineralogy Vol. 1. pp B-1 - B-11.
- , Bethke, P.M. & Roedder, E. 1977. Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward Interpretation of the Chemistry of the Ore-Forming Fluid for the OH-Vein. Economic Geology. Vol. 72. pp 1-24.
- Birkeland, T. & Ejørlykke, A. 1972. Fluid inclusions studies from the Lead- and Zinc-bearing veins at Tråk, Ramble. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 277. pp 1-5.

- Bjørlykke, H. 1959. Supergene anrikninger av koppar i våre kisforekomster. Norges
X Geologiske Undersøkelse. Nr. 211. pp 5-7.
- 1967. The Eocambrian "Reusch moraine" at Higganjargga and the Geo-
logy around Varangerfjord, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse
X Nr. 251. pp 18-44.
- , Englund, J.O. and Kirkhamo, L.A. 1967. Latest Precambrian and Eocam-
brian Stratigraphy of Norway. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 251. pp 5-
X 17.
- Bonatti, E. 1978. The Origin of Metal Deposits in the Oceanic Lithosphere. Scien-
X tific American. Feb. 78. pp 54-61.
- Brett, P.R. 1964. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on
exsolution textures in ores. Economic Geology. Vol. 59. pp 1241-1269.
- & Yund, R.A. 1964. Sulfur-rich bornites. American Mineralogist. Vol. 49.
pp 1084-93.
- Brotherton, R.L. 1978. The geochemistry and mineralogy of nickeliferous gossans.
Discussions i Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B155-56.
- Bruinsma, J.W. 1964. Geologiske undersøkelser, Ulveryggen, Repparfjord, Kvalsund
X Herred. Upubliceret rapport NGU nr 571B. pp 1-9.
- Burke, K. & Dewey, J.F. 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in
applying plate tectonics to old rocks. Journal of Geology. 81. pp 406-433.
- Carstens, C.W. 1931. Die Kiesvorkommen im Forsangergebiet. Norsk Geologisk Tids-
X skrift. Nr. 12. pp 171-177.
- Chivas, A.R. & Wilkins, R.T. 1977. Fluid Inclusion Studies in Relation to Hydro-
thermal Alteration and Mineralization at the Koloula Porphyry Copper Pro-
spect, Guadalcanal. Economic Geology. Vol. 72. pp 153-169.
- Chou, I-M. & Eugster, H.P. 1977. Solubility of magnetite in supercritical chloride
solutions. American Journal of Science. Vol. 277. No. 10. pp 1296-1314.
- Clark, A.H. & Moragab, A. 1969. Ternary Solid Solutions in the systems Cu-As-S,
Mina El Guanaco, Taltal, Chile. American Mineralogist. Vol. 54. pp 1269-1273.
- Colley, H., Rice, C.M. & Sheppard, S.M.F. 1978. Kuroko-type ore deposits associated
with acidic volcanic rocks in Vanna Levu, Fiji. Abstract i Trans Instn Min.
Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B162.
- Craig, J.R. & Scott, S.D. 1974. Sulfide phase equilibria i Ribbe, P.H. ed: Sulfide
Mineralogy. Vol. 1. pp C5-1 - C5-110.
- Crear, D.A. & Barnes, H.L. 1976. Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcop-
pyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200° to
350°C. Economic Geology. Vol. 71. pp 722-734.
- Enjoji, M. 1972. Studies on Fluid Inclusions as the Media of the Ore Formation.
Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku. Vol. 11. Nos. 106-107. pp 79-126.

- Evans, A.M. 1977. Copper-molybdenum mineralization in the Ballachulish Granite, Argyllshire, Scotland. Transactions. Vol. 86. pp 152-153.
- Frenzel, G. 1959. Idait und "blaubleibender Covellin". Neues Jahrbuch. Mineral. Abh. 93. pp 87-132.
- Føyn, S. 1937. The Eocambrian series of the Tana district, Northern Norway. Norsk
X Geologisk Tidsskrift. Nr. 17. pp 65-164.
- 1963. Den tillitførende formasjonsgruppe i Alta - en jävnføring med
X Øst-Finnmark og med indre Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 228. pp 139-150.
 - 1967. Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold
X til de eokambrisk-kambriske formasjoner. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 249. pp 5-85.
 - 1969. LAKSEFJORD-Gruppen ved Tanafjorden. Norges Geologiske Undersøkelse.
X se. Nr. 258. pp 5-16.
- Gaveli, S. 1976. Genesis of Precambrian Sulfide Ores, Skellefte District, Sweden.
X Economic Geology. Vol. 71. pp 672-681.
- Gayer, R.A. & Roberts, J.D. 1971. The structural relationship of the Caledonian nappes of Porsangerfjord, W. Finnmark, N. Norway. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 269. pp 21-67.
- - 1973. Stratigraphic correlation of the Finnmark Caledonides and possible tectonic indications. Proc. Geol. Assoc. 84. pp 405-428.
- v. Gehlen, K. 1964. Anomaler Bornit und seine Umbildung zu Idait und "Chalcopyrit" in deszendenten Kupfererzen von Sommerkahl (Spessart). Fortsch. Mineral. Nr. 41. p 163.
- Gill, J.E. 1969. Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of Ore Textures. Economic Geology. Vol. 64. pp 500-508.
- Gjelsvik, T. 1957a. Albittrike bergarter i den karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203. pp 61-72.
- X 1957b. Epigenetisk kopppermineralisering på Finnmarksvidda. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203. pp 49-59.
- Goble, R.J. & Smith, D.G.W. 1973. Electron Microprobe investigation of Copper Sulfides in the Precambrian Lewis Series of S.W. Alberta, Canada. Canadian Mineralogist. Vol. 12. pp 95-103.
- Grace, J. & Putnis, A. 1976. Thermal decomposition and cation mobility in bornite. Economic Geology. Vol. 71. pp 1050-1052.
- Groves, D.I., Solomon, M. & Rafter, T.A. 1970. Sulfur Isotope Fractionation and Fluid Inclusion Studies at the Rex Hill Mine, Tasmania. Economic Geology. Vol. 65. pp 459-460.

- Hamar, G. 1967. *Platysolenites antiquissimus* Eiden (Vernus) from the Lower Cambrian of northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 249. pp 89-95.
- Hatch, F.H. & Rastall, R.H. 1969. *Petrology of the Sedimentary Rocks*. Thomas Murby and Co. London. pp 1-408.
- Hem, J.D. 1978. Redox Processes at Surfaces of Manganese Oxide and their Effects on Aqueous Metal Ions. *Chemical Geology*. Vol. 21. pp 199-218.
- Hobday, D.K. 1977. Interaction between Fluvial and Marine Processes in the Lower Part of the Late Precambrian Vadsø Group, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 303. pp 39-56.
- Holmsen, P. 1956. Hyolithus-sønens basale lag i Vest-Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 195. pp 65-72.
- , Padget, P. & Petikonen, E. 1957. The Precambrian Geology of West-Finnmark, Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 201. pp 1-107.
- Holser, W.T. & Schnee, C.J. 1961. Hydrothermal magnetite. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 72. pp 369-386.
- Holtedahl, O. 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi. *Norges Geologiske Undersøkelse* Nr. 84. pp 1-315.
- 1932. Additional observations on the Rock Formation of Finnmarken, Northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Nr. 11. pp 241-279.
- 1960. Geology of Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 208. pp 1-540.
- , Føyn, S. & Reitan, P.H. 1960. Aspects of the geology of Northern Norway. Guide to excursion no. A3. *International Geological Congress 1960*. pp 1-66.
- Huttenlocher, H. & Ramdohr, P. 1965. *Mineral- und Erzlagerstättenkunde I*. Sammlung Göschel. pp 1-134.
- Imai, H., Takenouchi, S. & Kihara, T. 1971. Fluid Inclusion Study at the Taisha Mine, Japan. *Special Issue 3*. pp 321-326.
- Ingvaldsen, K. 1970. Videre malmundersøkelser i og omkring Repparfjordfeltet. *Upubliceret PM til Norges Geologiske Undersøkelse*. pp 1-5.
- Jacobsen, J.B.E. & McCarthy, T.S. 1976. An unusual hydrothermal Copper Deposit at Messina, South Africa. *Economic Geology*. Vol. 71. pp 117-130.
- Jung, W. & Knitzschke, G. 1976. Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the south-eastern Harz foreland. In Wolf, K.H. ed: *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier. Vol. 6. pp 353-406.
- Kamili, R.J. & Ohmoto, H. 1977. Paragenesis, Zoning, Fluid Inclusion, and Isotopic Studies of the Finlandia Vein, Colqui District, Central Peru. *Economic Geology*. Vol. 72. No. 6. pp 950-982.

- Kanasewich, E.R., Clowes, R.M. & McCoughan, C.M. 1968. A buried Precambrian rift in western Canada. *Tectonophysics*. Vol. 8. pp 513-527.
- Kelly, W.C. & Turneure, F.S. 1970. Mineralogy, Paragenesis and Geothermometry of the Tin and Tungsten Deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*. Vol. 65. pp 609-680.
- Kennedy, G.C. 1950. A portion of the system silica-water. *Economic Geology*. Vol. 45 pp 629-653.
- Kerr, J.M. 1977. Cornwallis Lead-Zinc District; Mississippi Valley-type deposits controlled by stratigraphy and tectonics. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 14. pp 1402-1426.
- Kesler, S.E. 1977. Geochemistry of Manto Fluorite Deposits, Northern Coahuila, Mexico. *Economic Geology*. Vol. 72. pp 204-218.
- Konnerup-Madsen, J. 1976. Sammensetningen af væske-gas indeslutninger i kvarts fra nogle granitiske plutoner tilhørende Farsund komplekset, Syd Norge. Upubliceret speciale-opgave, del II. Århus Universitet. pp 1-77.
- 1977. Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivan granite South Norway. *American Journal of Science*. Vol. 277. pp 673-696.
- Koto, K. & Morimoto, M. 1975. Superstructure investigation of bornite, Cu_5FeS_4 , by modified partial patterson function. *Acta Crystallographica*. Vol. B31. pp 2268-2273.
- Kosyak, Y.A. 1969. Phase transformations in bornite during electron probe analysis. *Acad. Sci. USSR Doklady. Earth Science Section*. Vol. 186. pp 145-147.
- Krause, H. 1965. Idait, Cu_5FeS_6 , from Konnerud near Drammen. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 45. pp 416-421.
- Krauskopf, K.B. 1967. Introduction to geochemistry. McGraw-Hill. pp 1-721.
- Kvale, A. 1975. Caledonides in Scandinavia compared with East Greenland. *Dansk Geologisk Forening*. Vol. 24. pp 129-160.
- Lowe, J.D. & Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*. Vol. 65. pp 373-408.
- McBride, E.F. 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 33. pp 664-669.
- McLean, W.H. & Shimazaki, H. 1976. The Partition of Co, Ni, Cu and Zn between Sulfide and Silicate Liquids. *Economic Geology*. Vol. 71. pp 1049-1057.
- Mitchell, A.H. & Bell, J.D. 1973. Island-arc evolution and related mineral deposits. *The Journal of Geology*. pp 381-405.
- Moh, G.H. 1971. Blue Remaining Covellite and Its Relations to Phases in the Sulfur Rich Portion of the Copper-Sulfur System at Low Temperatures. *Mineral. Soc. Japan. Special Papers*. 1. pp 226-232.

- Moore, W.J. & Nash, J.T. 1974. Alteration and Fluid Inclusion Studies of the Porphyry Copper Ore Body at Pingham, Utah. *Economic Geology*. Vol. 69. pp 631-45.
- Morimoto, N. & Gyobu, A. 1971. The composition and stability of digenite. *American Mineralogist*. Vol. 56. pp 1889-1909.
- Morimoto, N. & Koto, K. 1970. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: stability of Anilite. *American Mineralogist*. Vol. 55. pp 106-117.
- Morimoto, N., Koto, K. & Shimazaki, Y. 1969. Anilite, Cu_7S_4 , a new mineral. *American Mineralogist*. Vol. 54. pp 1256-1268.
- Nash, J.T. 1972. Fluid-Inclusion Studies of some Gold Deposits in Nevada. *Geological Survey Research. Prof. Paper 800-C*. pp C15-C19.
- Oelsner, O. 1966. Atlas of the most important Ore mineral Paragenesis under the microscope. Pergamon Press. pp 1-311.
- Oftedahl, C. 1958. A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* No. 492. pp 1-12.
- Ohmoto, H. 1971. Fluid Inclusions and Isotope Study of the Lead-Zinc Deposits at the Bluebell Mine, British Columbia, Canada. *Society Mining Geology, Japan. Spec. Issue 2*. pp 93-99.
- Pauly, H. 1946. Mikroskopisk undersøgelse af nogle malmminerale fra Grønland. *Dansk Geologisk Forening. Bind 11. Hefte 1*. pp 30-46.
- Petrascheck, W.E. 1969. Discussions. Ore metals from the crust or mantle. *Economic Geology*. Vol. 64. pp 576-578.
- Pettijohn, F.J. 1954. Classifications of sandstones. *Journal of Geology* 62. p360-65
- Poty, B., Lerry, J. et Jachimowicz, A. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermometric Chaix meca. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.* pp 182-186.
- Prewitt, C.T. & Rajamani, V. 1974. Electron interactions and chemical bounding in sulfides. i Ribbe, P.H. ed: *Sulfide Mineralogy*. Vol. 1. pp PR-1 - PR-41.
- Ramdohr, P. 1975. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag. Berlin. pp 1-1277.
- Rankin, A.H. 1977. Fluid-inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of Eastern Uganda. *Mineralogical Magazine*. Vol. 41. pp 155-164.
- Reitan, P.H. 1957. The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203*. pp 26-79.
- 1963. The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 221*. pp 1-71.
- 1964. Correlation of Doggeelv and Komvann formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark. An alternative suggestion. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 234*. pp 192-195.

- Rickard, D.T. & Zweifel, H. 1975. Genesis of Precambrian sulfide ores, Skelefte district, Sweden. *Economic Geology*. Vol. 70. pp 255-274.
- Ripley, E.M. & Ohmoto, H. 1977. Mineralogic, Sulfur Isotope, and Fluid Inclusion Studies of the Stratabound Deposits at the Raul Mine, Peru. *Economic Geology*. Vol. 72. No. 6. pp 1017-1041.
- Roberts, J.D. 1974. Stratigraphy and Correlation of Gaisa Sandstone Formation and Børselv Subgroup (Porsangerfjord Group), South Porsanger, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 303. pp 57-118.
- Roberts, D. & Fareth, E. 1974. Correlation of autochthonous stratigraphical sequences in the Alta-Repparfjord region, west Finnmark. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Vol. 54. pp 123-129.
- Roedder, E. 1960. Fluid inclusions as samples of the ore-forming fluids. *International Geological Congress, XXI Session, Norden, 1960. Part XVI. Genetic Problems of Ores*. Copenhagen. pp 218-229.
- 1962. Studies of fluid inclusions I: low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*. Vol. 57. pp 1045-1061.
 - 1963. Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. *Economic Geology*. Vol. 58. pp 167-211.
 - 1967a. Environment of deposition of stratiform (MISSISSIPPI VALLEY-TYPE) Ore deposits, from studies of fluid inclusions. *Economic Geology Monograph* 3. pp 349-362.
 - 1967b. Fluid Inclusions as samples of Ore Fluids i Barnes, H.L. ed: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. pp 515-574.
 - 1968a. Temperature, Salinity, and Origin of the Ore-forming Fluids at Pine Point, Northwest Territories, Canada, from Fluid Inclusion Studies. *Economic Geology*. Vol. 63. pp 439-449.
 - 1968b. Environment of Deposition of the Disseminated Lead Ores at Laisvall, Sweden, as Indicated by Fluid Inclusions i XXIII International Geological Congress. Vol. 7. pp 389-401.
 - 1971a. Fluid Inclusion Studies on the Porphyry-Type Ore Deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*. Vol. 66. pp 98-120.
 - 1971b. Metastability in Fluid Inclusions. *Soc. Mining Geol. Japan*. Issue 3. pp 327-334.
 - 1972a. Composition of fluid inclusions i Fleicher, M. ed: *Data of Geochemistry*. Chapter JJ. *Geological Survey Professional Paper* 440-JJ. pp 1-164.
 - 1972b. Barite fluid inclusion geothermometry, Cartersville mining district, northwest Georgia. *Economic Geology*. Vol. 67. pp 821-827.

- Roedder, E. 1976. Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks i Wolf, K.H. ed: Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. Vol. 2. Elsevier. pp 67-110.
- Roedder, E., Heyl, A.V. & Creel, J.P. 1968. Environment of ore deposition at the Mex-Tex Deposits, Hansonbury District, New Mexico, from studies of fluid inclusions. Economic Geology. Vol. 63. pp 336-348.
- Roedder, E. & Kopp, O.C. 1975. A check on the validity of the pressure correction in inclusion geothermometry, using hydrothermally grown quartz. Fortschr. Miner. Vol. 52. pp 431-446.
- Roedder, E. & Skinner, B.J. 1968. Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Economic Geology. Vol. 63. pp 715-730.
- Rogers, P.J. 1977. Fluid inclusion studies in fluorite from the Derbyshire Ore-field. Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B128-132.
- Rona, P.A. 1973. Plate Tectonics and Mineral Resources. Scientific American. July. pp 86-95.
- Rosasco, G.J. & Roedder, E. 1976. Application of a new Laser-excited Ramon spectrometer to nondestructive analysis of Sulfate in individual phases in fluid inclusions in minerals. 5th International Symposium on Fluid Inclusion Research. Symposium 104.5. pp 805-817.
- Rose, A.W. 1976. The Effect of Cuprous Chloride Complexes in the Origin of Red-Bed Copper and Related Deposits. Economic Geology. Vol. 71. pp 1036-1048.
- Roseboom, E.H. 1966. An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25° and 700°. Economic Geology. Vol. 61. pp 641-672.
- Samama, J.C. 1976. Comparative Review of the Genesis of the Copper-Lead Sandstone-type Deposits i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 1-20.
- Sangster, D.F. 1976. Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 447-456.
- Sawkins, F.J. 1964. Lead-zinc ore deposition in the light of fluid inclusion studies, Providencia mine, Zacatecas, Mexico. Economic Geology. vol. 59. pp 883-919.
- 1977. Fluid Inclusion studies of the Messina Copper Deposits, Transvaal, South Africa. Economic Geology. Vol. 72. pp 619-631.
- Schröder, P. 1948. Teknisk værelære. N. Olaf Møller. København. pp 1-231.
- Scott, S.D. 1974. Experimental methods in Sulfide synthesis i Ritté, P.H. ed: Sulfide mineralogy. Vol. 1. pp 5-1 - 5-38.
- Selly, R.C. 1970. Ancient Sedimentary Environments. Chapman & Hall Ltd. London. pp 1-218.

- Siedlecka, A. 1973. The Late Precambrian Øst-Finmark Supergroup - a New Litho-
X stratigraphic Unit of High Rank. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 289.
pp 55-60.
- Sillitoe, R.H. & Clark, A.H. 1969. Copper and copper-iron sulfides as the initial
products of supergene oxidation, Copiapó mining district, northern Chile.
American Mineralogist. Vol. 54. pp 1684-1710.
- Smith, F.W. 1978. Hydrothermal temperature gradients in vein deposits. Abstracts
i Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B159.
- Smith, G.E. 1976. Sabkha and Tidal-flat facies control of stratiform Copper de-
posits in north Texas i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stra-
tiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 407-446.
- Sourirajan, S. & Kennedy, G.C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures
and pressures. American Journal of Science. Vol. 260. pp 115-141.
- Spooner, E.T.C., Bray, C.J. & Chapman, H.J. 1978. Sea-water source for hydrothermal
fluid which formed the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of the
Troodos Massif, Cyprus. Abstracts i Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl.
earth sci.), 86, B159.
- Strand, T. 1952. Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finmark.
X Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 183. pp 22-31.
- Strunz, H. 1959. Tsumeb, seine Erze und Sekundärminerale, insbesondere der neu
aufgeschlossenen zweiten Oxydationszone. Fortschr. Miner. 37. pp 87-90.
- & Tennyson, C. 1964. Die sekundären Blei-Zink- und Kupferminerale von
Wölsendorf. Der Aufschluss. Hefte 2. pp 31-36.
- Sturt, B.A., Miller, J.A. & Fitch, F.J. 1967. The age of alkaline rocks from West
X Finnmark, Northern Norway, and their bearing on the dating of the Caledo-
nian orogeny. Norsk Geologisk Tidsskrift. Nr. 47. pp 255-273.
- Torske, T. 1978. En proterozoisk aulakogen i Nord-Norges grunnfjell. XIII Nordis-
X ke Geologiske Vintermøde. Abstracts. pp 72-73.
- Toulmin, P. & Clark, S.P. 1967. Thermal Aspects of Ore Formation i Barnes, H.L. ed:
Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. pp 437-464.
- Uytenbogaardt, W. & Burke, E.A.J. 1971. Tables for microscopic identification of
ore minerals. Elsevier. pp 1-430.
- Vaughan, D.J. 1976. Sedimentary geochemistry and mineralogy of the sulfides of
lead, zinc, copper and iron and their occurrence in sedimentary ore depo-
sits i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits.
Elsevier. Vol. 2. pp 317-363.
- Vaughan, D.J. & Craig, J.R. 1978. Copper-cobalt sulphides-phase relations and oc-
currence in ore deposits. Abstracts i Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Ap-
pl. earth sci.), 86, B160.
- White, B. 1967. The Forsanger Sandstone Formation and subjacent Rocks in the
X Lakselv District, Finnmark, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse.
Nr. 255. pp 59-85.

White, E. 1969. The Stabbursnes Formation and Porsanger Dolomite Formation in the Kolvik District, Northern Norway: the development of a Precambrian Algal Environment. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 258. pp 79-115.

White, D.E. 1957. Thermal Waters Of Volcanic Origin. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 68. pp 1637-1658.

- 1968. Environments of generation of some basemetal ore deposits. *Economic Geology*. Vol. 63. pp 301-335.

- , Muffler, L.J.P. & Truesdell, A.H. 1970. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Economic Geology*. Vol. 66. pp 75-97.

Wilkins, R.W.T. 1977. Inclusion Assemblages of the Stratiform Broken Hill Deposit, New South Wales, Australia. *Science*. Vol. 198. pp 185-187.

Winkler, H.G.F. 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag.

Vokes, F.M. 1955. Observations at Raipas Mine, Alta, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 191. pp 101-114.

- 1956. Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* Nr. 200. pp 74-114.

- 1960. Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits - a query. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 213. pp 197-201.

- 1976. Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: a comparative review i Wolf, K.H. ed: *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*. Vol. 6. Elsevier. pp 79-128.