



Bergvesenet rapport nr 7336	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra F.M. Vokes	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato
Tittel Langvatn Cu-Mo forekomst, Setesdalheiene - Et geologisk studium				
Forfatter Jøssund, Tore-Ole		Dato År Mai 1993	Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker) NTH Inst. for geologi og bergtekn.	
Kommune Vinje	Fylke Telemark	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad 14143	1: 250 000 kartblad Sauda
Fagområde Geologi		Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Langvatn	
Råstoffgruppe Malm/metall		Råstofftype Mo, Cu		
Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse Rapporten er prosjektoppgave 4. årskurs på NTH. Det blir gitt en oversikt over den regionale og mer lokale geologi. Mineraliseringen er knyttet til et metagabbrokropp. Det er gjort petrografiske undersøkelser av både bergarter og malmen. Det er forsøkt å gi en genetisk forklaring på malmdannelsen.				

FAG 20010 PROSJEKTARBEID

**LANGVATN CU-MO FOREKOMST
SETESDALSHEIENE
- ET GEOLOGISK STUDIUM**

Tor-Ole Jøssund

NTH, mai 1993



**INSTITUTT FOR GEOLOGI OG
BERGTEKNIKK**

**NORGES TEKNISKE HØGSKOLE
UNIVERSITETET I TRONDHEIM**



Tor-Ole Jøssund
Sydneskleiven 2
5010 BERGEN

Dr. Philos Frank M Vokes
Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Høgskoleringen 6
7491 TRONDHEIM

Kjære Vokes

Jeg må først bare få beklage at dette brevet kommer så sent. Godt å høre at du er i full drift med malmgeologisk arbeid på NTNU -selv etter at du ble pensjoinst.

Vennligst se vedlagte prosjektarbeid fra Langvatn. Jeg har ikke fått kopiert den, så det hadde vært fint om du kunne returnere den ved endt bruk. Dette har imidlertid ingen hast. Når det gjelder de nevnte polerte tynnslip og deres relevante håndstykker har du nok rett i at min hukommelse ikke strekker til. Hvor disse befinner seg, vet jeg dessverre ikke.

Jeg trives forøvrig godt i oljebransjen. Jeg driver for tiden med å lage geologiske 3D modeller for Troll-feltet. Selv om dette er noe på siden av hva jeg egentlig hadde siktet meg inn mot, er det også her nok av interessante oppgaver. Jeg har nå bodd i Bergen i snart 5 år og trives også godt her. Men, jeg skal innrømme at jeg av og til savner Trøndelag.

Jeg vil avslutningsvis nok engang få beklage denne sene besvarelsen og håper at det ikke har ført til komplikasjoner for deg. Trist å høre om malmgeologisk skjebne på NTNU.

med beste hilsen


Tor-Ole Jøssund

TO Jøssund
Hydro Bergen
55 99 5000

FAG 20010 PROSJEKTARBEID

**LANGVATN CU-MO FOREKOMST
SETESDALSHEIENE**

- ET GEOLOGISK STUDIUM

Tor-Ole Jøssund

NTH, mai 1993

SAMMENDRAG

Dette prosjektet omhandler en mindre Cu-Mo forekomst som befinner seg i et topografisk irregulært fjellplatå i Setesdalsheiene - i de sørlige sentrale deler av landet. Området ligger i høyder på 1000 til 1400 meter over havet, hvor overdekning og vegetasjon er heller sparsommelig. Forekomsten er lokalisert til den nordvestlige enden av Langvatnet.

Berggrunnsgeologien er beskrevet i det 1:250 000 geologiske kartbladet Sauda og utgjøres av et prekambrisk gneis-migmatitt-granittisk grunnfjell, hvorpå suprakrustale bergarter ble avsatt. Langvatnforekomsten ligger i et synklinalt belte av proterozoiske suprakrustale bergarter, som kan følges fra Sæsvatn til Valldal. Bergartene består innenfor dette området hovedsaklig av omdannede basalter, sure vulkanitter, metasandsteiner, metagabbroer og kalkholdige skifre. Disse er antatt å tilhøre Telemarksuiten - et stort suprakrustalbergarts-kompleks i det sentrale Telemarksområdet. Langvatn-litologiene synes å vise best korrelasjon med Bandak-gruppen.

En oversikt og tolkning av den regionale og mer lokale geologi er gitt for å få en mer helhetlig forståelse av forholdene knyttet til forekomsten.

Langvatnforekomsten befinner seg i de nordøstlige deler av en 300-400 meter bred metagabbrokropp, som har intrudert den sørøstlige skjenkelen av en isoklin synklinal. Metagabbroen er konkordant med de omgivende metabasaltiske grønnsteiner - amfibolitter - innenfor området. Mineralene er avsatt i antatte skjærsoner og er konsentrert langs en 200-300 meter lang og 20 meter bred sone. I tillegg til utallige kvarts- og kalsittårer som opptrer i skjærsonen, forekommer også sekundært dannede amfiboler, epidot og kloritt. Skjærbevegelsene var mer eller mindre parallelle med bergartsgrensen metagabbro-amfibolitt.

Petrografiske undersøkelser av bergartsprøver fra Langvatnområdet er presentert, hvorefter forekomstens paragenese er forsøkt tolket. Et paragenetisk diagram er i denne forbindelse blitt utarbeidet.

De petrografiske undersøkelsene har vist at de fleste komponentene som utgjør forekomsten kan ha vært skilt ut fra gabbroen under en retrograd metamorfose forbundet med skjærbevegelsene. Kvarts og molybdenglans synes derimot å være fremmede i dette bergartsmiljøet. Gabbro inneholder hverken nok molybden eller silisium til å kunne opptre som kilde for molybden- og kvartsdannelse, og andre kilder har derfor vært søkt. I den forbindelse er en granittisk batholitt, 2 km nord for området, antatt å være en sannsynlig kilde. Denne ville i tillegg virke som en varmekilde, slik at malmmineralene kunne bli mobilisert. Skjærsonene er med sine lavere trykkforhold egnede steder for konsentrasjon av disse frigjorte elementer.

Å sette forekomsten inn i en genetisk modell har vært problematisk. Det store innhold av kvarts, kalksilikater og molybdenglans i metagabbro er svært uvanlig. En klassifisering som en epigenetisk mesotermal, endog teletermal, gangforekomst er likevel forsøkt. Konklusjonen blir at:

"A conduit can do it".

FORORD

Dette prosjektet tar sikte på å beskrive en Cu-Mo forekomst med beliggenhet ved Langvatnet i Setesdalsheiene. I de første kapitler vil geologiske aspekter ved forekomsten bli behandlet, idet beskrivelsen legger vekt på alt fra regionalgeologiske ned til etter hvert mer lokale forhold. I de påfølgende kapitler vil forekomstens oppreden og petrografi deretter bli behandlet, før selve dannelsesforholdene vil bli diskutert. Hovedvekten er imidlertid lagt på de petrografiske undersøkelsene.

Oppgaven bygger dels på mikroskopering og slipbeskrivelser og dels på litteraturstudier. Prosjektet er i sin helhet utført på NTH ved Institutt for geologi og bergteknikk. Veileder under prosjektet har vært professor Frank M. Vokes. Arbeidet ble påbegynt i februar 1993 og avsluttet i mai samme år.

Prosjektoppgaven er utarbeidet i forbindelse med fag 20010 PROSJEKTARBEID som inngår som en del av studieplanen for 4. årskurs ved bergavdelingen NTH. Emnet ble valgt i samarbeid med faglærere ved instituttet.

En stor takk vil med dette rettes til professor Frank M. Vokes for inspirasjon og lærerik veiledning under arbeidet. Til slutt vil jeg også takke professor Allan Krill, som har lest gjennom den regionalgeologiske delen og kommet med nyttige kommentarer.

Trondheim, mai 1993.



Tor-Ole Jøssund

INNHOLD

SIDE

SAMMENDRAG

FORORD

INNHALDSFORTEGNELSE

1.	INNLEDNING	1
1.1	Beliggenhet	1
1.2	Topografi og vegetasjon	1
1.3	Tilgang og framkommelighet	3
1.4	Historikk	3
1.5	Tidligere og nåværende arbeider innenfor området	3
2.	REGIONALGEOLOGISK OVERSIKT	5
2.1	Grunnfjellet	5
2.1.1	Gneis-Migmatitt-Granitt komplekset	5
2.1.2	Metamorfe Suprakrustalbergarter	6
2.2	Bergarter over det subkambriske peneplan	13
2.2.1	Stedegne kambro-ordovisiske sedimenter	13
2.2.2	Kaledonsk overskjøvne komplekser	13
2.2.3	Metamorfose	17
2.2.4	Strukturgeologi	17
2.2.5	Sammenhenger	18
3.	SUPRAKRUSTALER I SÆSVATN-VALLDALOMRÅDET	20
3.1	Generell geologi	20
3.2	Beskrivende geologi	21

3.3	Strukturgeologi	22
3.4	Metamorfosegrad	24
3.5	Avsluttende bemerkninger	24
4.	LANGVATNOMRÅDETS GEOLOGI	26
4.1	Generell Geologi	26
4.2	Strukturgeologi	28
4.3	Amfibolitter	29
4.3.1	Feltobservasjoner	29
4.3.2	Petrografi	30
4.4	Metagabbroer	30
4.4.1	Feltobservasjoner	30
4.4.2	Petrografi	32
4.5	Metamorfosegrad og geokjemi	32
4.6	Avsluttende bemerkninger	34
5.	BESKRIVELSE AV CU-MO FOREKOMSTEN	36
6.	PETROGRAFI	41
6.1	Innledning	41
6.2	Foliert metagabbro	42
6.2.1	Makroskopisk beskrivelse	42
6.2.2	Mikroskopisk beskrivelse	43
6.3	Mineraliserte Kvarts-Epidot-Kalsitt bergarter	54
6.3.1	Makroskopisk beskrivelse	54
6.3.2	Mikroskopisk beskrivelse	55
6.4	Sammenfattende kommentarer	69
6.5	Paragenese - en diskusjon	69
6.5.1	Generelle forhold og massebalanser	70
6.5.2	Inneslutninger og hva de sier oss	74
6.5.3	Paragenetisk diagram	74

7.	GENETISK MODELL	77
8.	ETTERORD	80

BILAG

Bilag A: Bergrunnsgeologisk kart (Sæsvatn) 1:12.500

Bilag B: Bergrunnsgeologisk kart (Langvatn) 1:5300

Bilag C: Overflategeologisk kart

Bilag D: Analyse-resultater

Bilag E: Geologi av stoller (1 & 2)

Bilag F: Vertikalsnitt langs stoll 1

Bilag G: Plater

INNLEDNING

1.1 BELIGGENHET

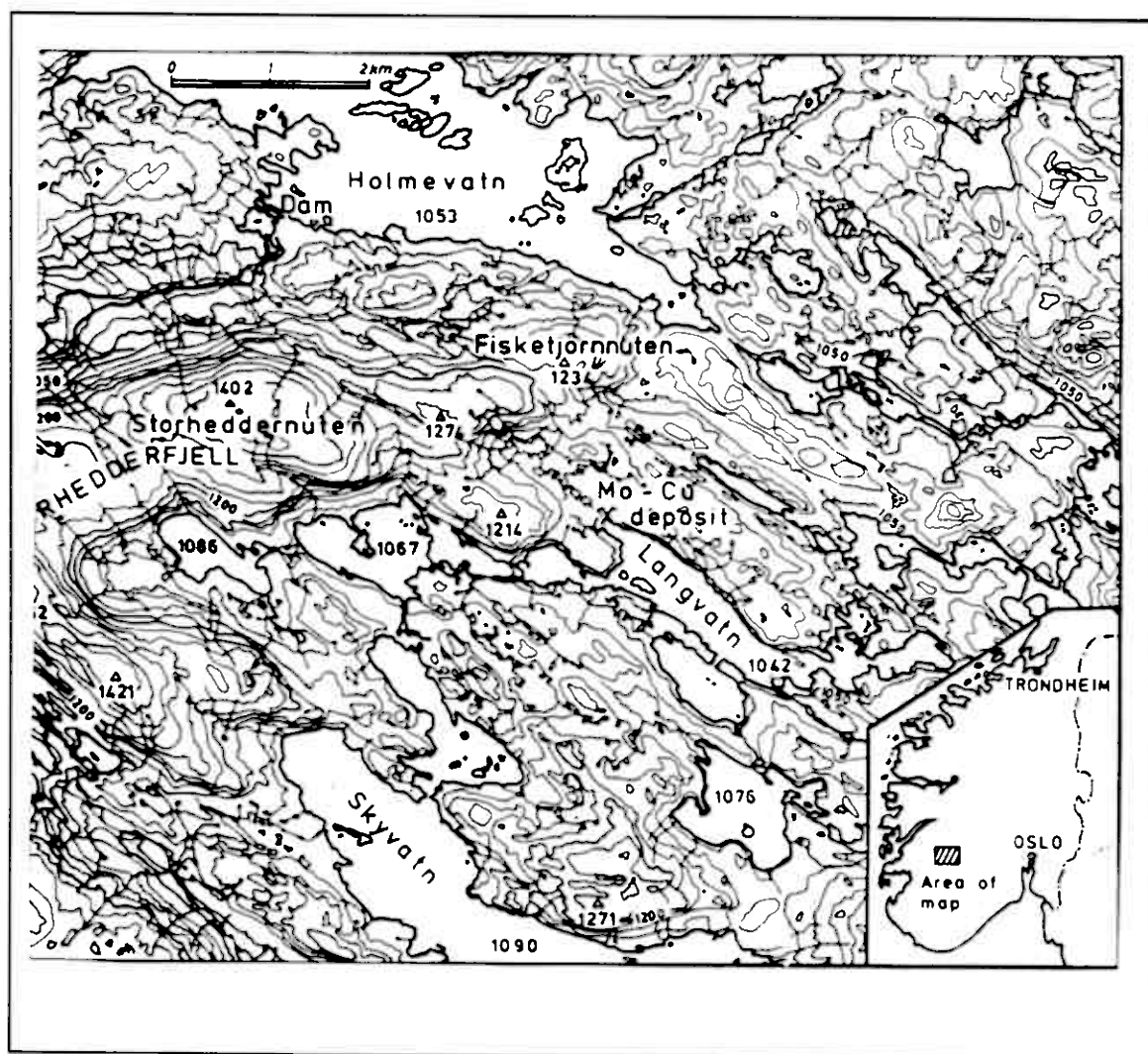
Molybden-kopperforekomsten befinner seg innenfor Bykle kommune i Øst-Agder. Den er lokalisert til den nordvestlige enden av Langvatnet i Setesdalsheiene. Dette er i en distanse på 13 km nordvest for Hovden (Byklehei), Setesdalen (se også Figur 1). En oversikt over forekomsten er dessuten å finne innenfor det geologiske kartbladet Breive (1414 III).

1.2 TOPOGRAFI OG VEGETASJON

Selve Langvatnforekomsten ligger med god margin over tregrensa i høyder mellom 1000 og 1400 m.o.h. Det høyeste punktet dannes i området av Storheddarfjell (1402 m.o.h.). Overdekning og vegetasjon er heller sparsommelig, slik at store deler av området består utelukkende av snauberg. Dette er med på å gi landskapet et tundra-liknende preg (Vokes et al 1975).

I enkelte daler og andre depresjoner i terrenget kan derimot morenetykkelsen bli ganske omfattende. Dette er tilfelle for området nordøst for Langvatnet, hvor overdekningen gjør det straks mer komplisert å bestemme den totale strøklengden av mineraliseringen. Som det framgår av kartet i Figur 1, er topografien innenfor området svært uregelmessig, og relativt store høydeforskjeller kan observeres over kortere distanser. Framtredende rygger innordnet langs nordvestlig-sørøstlige retninger, antyder bergartenes dominerende strøkretning over området. Mellomliggende daler danner ofte grunnlaget for de mange vatn som omkranser regionen (Vokes

et al 1975). Bildet på omslaget er ment å gi et visst innblikk i naturforholdene ved forekomsten.



Figur 1 Topografisk kart av Setesdalsheiene rundt Langvatnets Mo-Cu mineralisering.

1.3 TILGANG OG FRAMKOMMELIGHET

Området var tidligere svært lite tilgjengelig. I slutten av 60-tallet førte imidlertid utbygging av hydroelektriske kraftstasjoner i området vest for Storhedderfjell, til at kommunikasjonen ble betraktelig forbedret. Langvatnet kan i dag nås fra Røldal - Suldal etter fem kilometers gange langs forholdsvis gjengrodde stier. Alternativet er en femten kilometers gåtur fra Hovden, hvor terrenget er svært ulendt (Vokes et al 1975).

Under undersøkelserne som ble foretatt i perioden 1965-68 ble begge disse rutene benyttet. Forsyninger og utstyr ble derimot fraktet til området ved hjelp av sjøfly (Vokes, pers. med.).

1.4 HISTORIKK

Forekomsten ble formodentlig påvist allerede i det forrige århundre - tidlig i 1880-årene. Det ble i denne perioden drevet på en del molybdenglans, en utvinning som senere fortsatte rundt århundreskiftet. Et tysk selskap overtok driften i 1909 og inntil den opphørte i 1914, ble det utført en del dagbruksdrift i området. Under denne perioden ble det i tillegg drevet undersøkelsesstoller på to ulike nivåer. Tonnasjer på omlag 3700 tonn med en gjennomsnittlig gehalt på 0.37% MoS_2 ble i tiden rapportert til Bergmesteren. Om det ble foretatt noen leveranser er imidlertid usikkert (Nordrum, van der Wel 1981).

1.5 TIDLIGERE OG NÅVÆRENDE ARBEIDER INNENFOR OMRÅDET

De første undersøkelser innenfor området ble foretatt først i 1917. Disse ble utført av Henriksen & Co og de holdt det gående også i perioden 1918-1919 under "Kobbernuten Interessentselskab", Kristiania. Av i alt 32 mutinger som ble foretatt på denne tiden, var Langvatn den som hadde størst anseelse (Nordrum, van der Wel 1981).

he, på
neffelen

I årene 1965-1968 foretok F.M. Vokes og T. Vrålstad geologiske undersøkelser innenfor området, hvor de konsentrerte seg om kopper-molybden forekomsten ved Langvatn samt en kopper-forekomst ved Kobbernuten, lenger sørvest. Prøvetaking langs de to stollene ga gjennomsnittlige verdier på rundt 0.76% MoS₂ og 0.77% Cu over en 10 meters horisontal spennvidde (Vokes et al. 1975).

I den samme perioden ble det innenfor området også utført geofysiske og geokjemiske undersøkelser, i tillegg til endel diamantboringer. Disse undersøkelsene ble foretatt av F.M. Vokes, A. Sindre, P. Eidsvik og B. Bølviken.

De geofysiske målingene ble utført sommeren 1967 og utgjorde magnetiske målinger i tillegg til kombinerte målinger av induert polarisasjon, tilsynelatende konduktivitet og eget-potensial. De geokjemiske undersøkelser utført sommerene 1965-67, bestod av analyser av morenemateriale. Åtte diamantborhull ble boret med en total lengde på 575 m. Resultatene ga ingen grunn til videre undersøkelser (Vokes et al 1975).

Ingen nåverende arbeider pågår, såvidt forfatteren bekjent, innenfor området.

REFERANSER

Vokes, F.M., Sindre, A., Eidsvig, P. & Bølviken, B. 1975: Geological, geophysical and geological investigations of the molybdenum-copper deposit at Langvatn, Setesdalsheiene, south-central Norway. In: Prospecting in areas of glaciated terrain 1975 (Jones, M.J.; ed). Inst. Mining Metallurgy, London, ss. 32-40.

Nordrum, F.S & van der Wel, D. 1981: Mineral-, stein- og ertsforekomster innen Kartblad Sauda (1:250 000). Norges geol. Unders. 366, ss 36-37.

2

REGIONALGEOLOGISK OVERSIKT

Det området som i de neste sidene skal beskrives i et regionalgeologisk perspektiv, befinner seg hovedsaklig innenfor det, 1:250 000, berggrunnsgeologiske kartbladet Sauda. En beskrivelse av berggrunnen fra dette nevnte området er utarbeidet av Sigmond (1978). For å få en mer helhetlig oversikt over suprakrustalbergartene, vil det i tillegg bli skissert en del forhold fra det sentrale Telemarksområdet. Disse opplysningene er hentet fra Dons (1960) og Oftedahl (1981).

Bergartene innenfor Saudabladet kan deles inn i to grupper:

I Bergarter under det subkambriske peneplan.

II Bergarter over det subkambriske peneplan.

2.1 GRUNNFJELLET (Bergarter under det subkambriske peneplan)

2.1.1 Gneis-Migmatitt-Granitt komplekset

De eldste bergartene i grunnfjellet hører til gneis-migmatitt-granitt komplekset. I det vestre fjordområdet er grove granittiske migmatitter og granittiske gneiser enerådende. Bergarter som granodioritt-tonalitt og ekvivalente gneiser forekommer også. Båndgneis finnes i området rundt Åkrafjord (Mortensen 1942). I det sentrale

høyfjells-område kan det skilles ut to gneis-migmatitt komplekser. Det ene er Flothyllkomplekset som består av migmatitter og grove granodiorittiske- til granittiske gneiser. Botsvatnkomplekset, det andre, utgjøres av en båndet, sliret biotitt-gneis som enkelte steder kan være migmatittisk. I det sydøstre gneisområdet forekommer øyegneiser og amfibolitter. Flere av disse er med sikkerhet opprinnelig avsatt på overflaten.

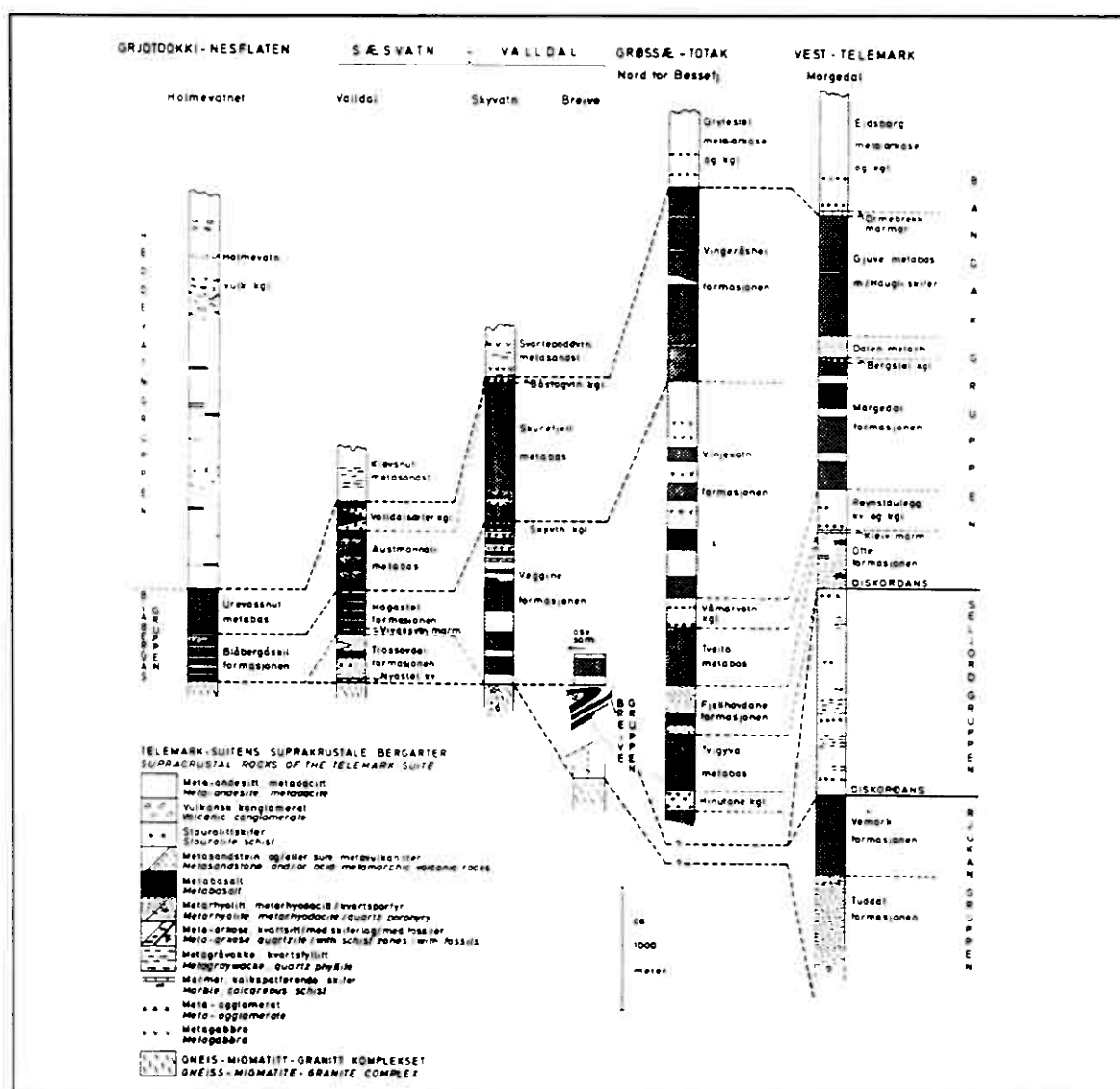
Når det gjelder selve omdannelsen av gneis-migmatitt-granitt kompleksets bergarter, synes denne å være av middels- til høy grad. Metamorfosen har foregått ved temperaturer på omlag 670°C og et trykk som må ha vært minimum 3.5 kb. Dette er beregnet ut fra mineralselskapet. Bergartene kan dermed tolkes til å blitt foldet ned til et dyp langt større enn 13 km (Sigmond 1978).

Gneis-migmatitt-granittkompleksets bergarter som består av omlag 30% migmatitter og 70% pressede granitter, stemmer bra overens med det man vil forvente i slike tilfeller (på 13 km dyp). Temperaturforskjellene mellom disse pressede granitter og de omsluttende gneiser og migmatitter var små. Denne tidlige metamorfosefase antas å svare til den kongsbergske (Oftedahl 1981).

Bergartene i komplekset er deformert en eller flere ganger om NV til NNV stupende foldeakser, og har en steiltstående foliasjon eller bånding i denne retningen. En senere folding har også påvirket bergartene med østlige stupende foldeakser. Etter disse begivenhetene ble bergartene så hevet og erodert (Sigmond 1978).

2.1.2 Metamorfe Suprakrustalbergarter

På dette foldete gneis-migmatitt-granitt underlaget ble det avsatt vulkanske og sedimentære bergarter. Disse antas å tilhøre **Telemarksuiten** - et uttrykk Dons (1960) ga det store kompleks suprakrustalbergarter i det sentrale Telemarksområdet (Figur 2). Denne supergruppen er presentert i de to geologiske gradteigskartene Rjukan og Kviteseid.



Figur 2 Lagrekkene i Telemarksuitens suprakrustalbergarter i de forskjellige områder, og den mulige sammenheng mellom dem. Fra Sigmond (1978).

Rjukangruppen utgjør den nederste enheten og består hovedsaklig av sure og basiske vulkanitter. Bergartene er oftest så deformerte at primære strukturer bare i begrenset grad er gjenkjennelige. Undersøkelser foretatt av Moine og Ploquin (1972) viser at de basaltiske bergartene trolig er opprinnelige tholeiittiske, og at de senere er blitt kontaminert av sialisk materiale.

Seljordgruppen, som ligger med en dirkordans over dette underlaget, utgjøres vesentlig av orto-kvartsitter. Disse bergartene viser ofte flere sedimentære strukturer, og er antatt avsatt i et innlandshav under innsynkning. Underordnete formasjoner har

ofte et betydelig innhold av vulkanittdetritus. Konglomeratlag forekommer også (Oftedahl 1981).

Før Bandak-gruppens bergarter ble introdusert, ble de underliggende Rjukan- og Seljordgruppene intrudert av basiske magmaer. Deretter ble ^{de 15 siste} gruppenes bergarter foldet om ØNØ-lige akser, før endelig Bandakgruppens sedimenter og vulkanitter ble avsatt i et raskt synkende basseng. Disse opptrer med en vinkeldiskordans mot Seljord-bergartene (Dons 1960, Oftedahl 1981).

Telemark suprakrustalene fortsetter vestover fra Morgedal, men er her bevart bare i spredte små områder og finnes overveiende i fire synklinale belter, fra øst til vest (Figur 2):

I Grøssæ-Totak området kan bergartene sammenliknes direkte med suprakrustalbergartene som tilhører Telemarksuiten lenger øst, og da som en øvre del av Bandak-gruppen. Bergartene er hovedsaklig metabasalter, som er betegnet som overgangstyper mellom tholeiitter og alkalibasalter (Moine & Ploquin 1972). Videre opptrer metarhyolitter, som er omdannede lavaer og ignimbritter (Sigmond 1978).

Sandsteinene ble trolig avsatt på grunt vann i tidevannsbeltet i et langsomt synkende basseng (Singh 1969). Konglomerater med boller av ulike bergarter, og kalkspatmarmor forekommer også (Györy 1972).

Sæsvatn-Valldal området vil bli beskrevet mer inngående i et senere kapittel, da det er innenfor dette området at selve forekomsten ligger. Det skal likevel kort nevnes at bergartene her har en stor likhet med Grøssæ-Totak området. Området består således overveiende av omdannede basalter, sure vulkanitter, metasandsteiner, metagabbroer og kalkholdige skifre. Under disse finner vi Breivegruppens amfibolitter og kvarts-feltspat bergarter (Sigmond 1978).

Grjotdokki-Nesflaten området suprakrustalbergarter kan deles inn i to enheter. Blåbergåsgruppen består av metabasalter og kvartsitter. Den overliggende Hedde-

vatngruppen utgjøres av meta-andesitt, metadacitt og vulkanske bruddstykkeførende bergarter. Det er mye som tyder på at det er en avsetningshiatus mellom de to gruppene, og at grensen mellom dem markerer både et vulkanologisk og sedimentologisk skille (Sigmond 1978).

Suldal-Åkrafjord området er lite utforsket, men de områder som er undersøkt viser seg å bestå av metabasalter, meta-andesitter, agglomerater, leptitter og mer sjeldent meta-sedimenter (Mortensen 1942, Sigmond 1978).

Avsetningen av suprakrustalene har foregått på en kontinental skorpe - i vest på land, mens i øst på grunt vatn.

Metamorfose

Omdannelsen av Telemarksuitens suprakrustalbergarter synes å ha foregått ved temperaturer på hvertfall 520-560°C og under trykk på over 4.5 kb (Sigmond 1978). Dette tilsvarer at bergartene er nedfoldet til en dybde på hele 18 km. Vi har altså, ifølge mineralselskapet, med en middel-grads metamorfose å gjøre. Denne omdannelsesfasen antas å tilhøre den sveko-norvegiske (telemarkiske) metamorfose (Ofstedahl 1981).

Strukturgeologi

Strukturgeologisk sett er bergartene i disse suprakrustalområdene foldet om NV til VNV stupende foldeakser. I Grøssæ-Totak området er derimot deformasjonen mer N til NNØ. Grunnfjellets strukturmønster er imidlertid også bestemt av påvirkning av granittintrusjoner, hvor gneisenes strøk kan være parallelle med granittgrensene (Gyøry 1972). Skyvebevegelser i forbindelse med den kaledonske orogenese har enkelte steder ført til oppsprekking og forskifring (noen ti-metre). Ellers finner vi sprekker, svakhetssoner og forkastninger i ØNØ og NNV retninger (Sigmond 1978).

Grenseforhold

Suprakrustalene og deres grenseforhold til det underliggende Gneis-Migmatitt-Granitt komplekset, har vist seg å være et stadig problem. Utgjør de heterogene gneisene et krystallinsk underlag for suprakrustalene eller ikke?

Suprakrustalene er i utpreget grad gjennomsluttet av dypbergarter, og dette gjør det svært vanskelig å angi grensers eksakte posisjon og egenart. Nord, sør og sørøst i Grøssæ-Totak området danner imidlertid suprakrustalene overgangsmessige grenser mot underlaget. Disse overgangene er oftest begrenset til en 50-100 m bred sone, og en rekke tolkninger på disse forholdene er blitt framsatt. Sigmond (1978) hevder det mest sannsynlig at suprakrustalene og dets underlag har gjennomgått en felles deformasjon og omdannelse, som var senere enn hovedmigmatittiseringen av underlaget.

I Sæsvatn-Valldal er grensen mange steder overdekket. Vinkeldiskordanser er derimot påvist og underlaget er mer gjennomgripende deformert og omkrystallisert enn de overliggende bergarter (Naterstad et al. 1973). Slike svake vinkeldiskordanser er også fastslått i Grjotdokki-Nesflaten. Det enkleste blir derfor å anta at suprakrustalene er yngre enn og avsatt oppå de underliggende og omgivende gneiser og migmatitter.

Lagfølger og sammenhenger

Når det gjelder sammenhenger mellom de ulike områdene kan man spørre seg:

Har suprakrustalene tidligere utgjort et større kontinuerlig område og senere blitt skilt fra hverandre ved forkastninger, foldninger og intrusjoner, eller er de avsatt i ulike terrengmessig avgrensede bassenger?

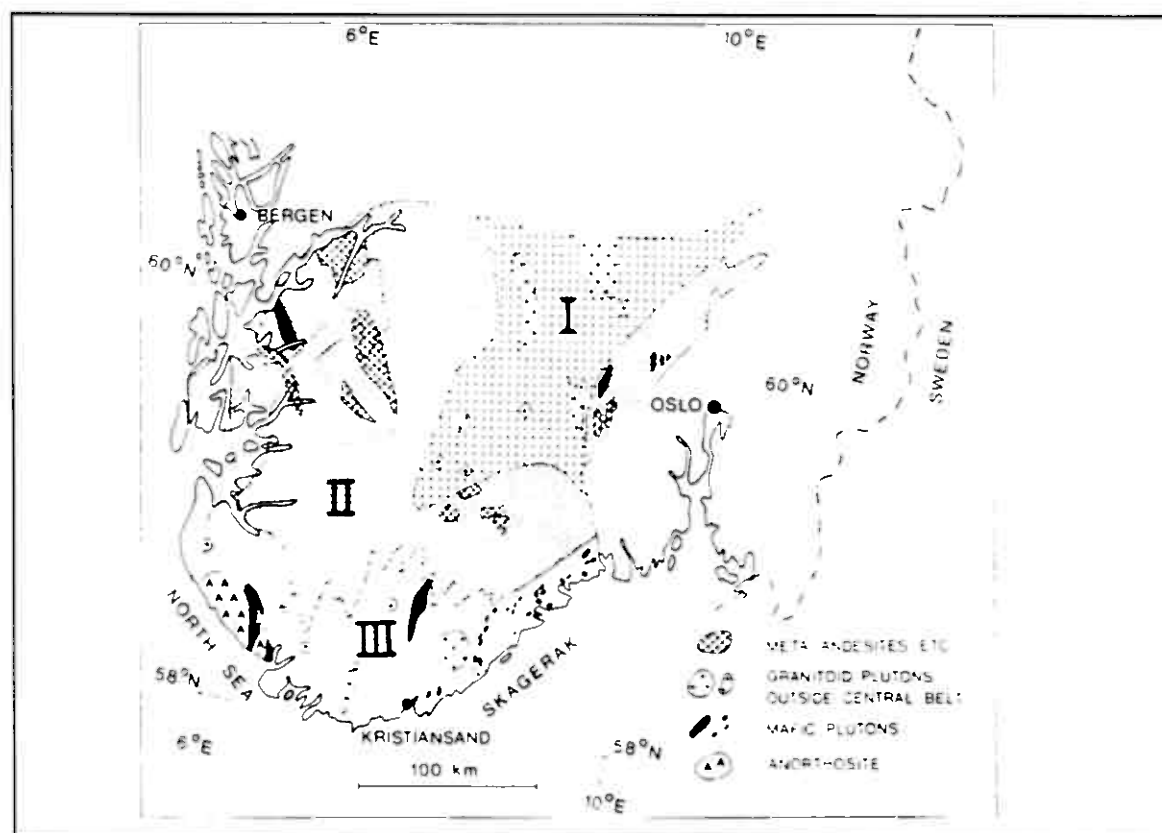
La oss se på den bergarten som så avgjort har størst potensiell utbredelse, nemlig metabasalt. Studier viser at metabasalter i Blåbergås og områdene østenfor har

likeartet mineralogisk og kjemisk sammensetning (Sigmond 1978). Videre er selve oppbyggingen med metabasalt-kvartsitt nederst og mektigere metabasalter over typisk for alle områdene (se Figur 2). Sure metavulkanitter finnes stedvis under disse, mens østenfor Sæsvatn-Valldal området finnes en sammenhengende metasedimentserie. Som man kan se av Figur 2 avtar tykkelsen av lagpakken mot vest. Alt i alt leder dette mot at områdene virkelig har tilhørt et - fra Grjotdokki til Telemark - sammenhengende basseng, hvor basalter og sedimenter ble avsatt på grunt vatn. Sedimenttilførselen var størst i øst. Når det derimot gjelder Heddevatngruppen og bergarter innen Suldal-Åkrafjord, tyder disse områdenes manglende sedimentære bergarter på at vulkanittene utelukkende ble avsatt over vatn (Sigmond 1978).

Av gruppene i Telemarksuiten er det Bandakgruppen som har den langt største utbredelse vestover. Dette kan skyldes at Rjukan- og Seljordgruppene ble avsatt i innsynkninger, og at Bandakgruppen kunne flyte utover disse på en nær utjevnet flate. En tolkning av hele vulkanittområdet er gjort av Torske (1977) som antar at det sentrale Telemarksområdet med rhyolitter var et kontinentalområde, omgitt av en vulkansk-plutonsk øybue med andesitter. Utenfor lå en marginal sokkel av Andestypen, hvor vulkanismen var av tholeiittisk karakter. Sistnevnte har opplevd den største hevingen (Figur 3).

Falkum og Petersen (1980) har foreslått et epikratonisk basseng for dannelsen av Telemark-suitens bergarter, mens Berthelsen (1980) mener avsetningen foregikk forut for en fjellkjededannelse tilknyttet en østlig subduksjon vest for Rogaland-Agder området.

Yngst i den prekambriske enheten er ulike dypbergarter som banet seg veg gjennom gneisene og suprakrustalene. Granitt er den bergart som har størst utbredelse (60%) og er derfor mest dominerende. Disse grovkornige og porfyriske granittene størknet på mye grunnere dyp enn de ble dannet, og temperaturforskjellene mot de omgivende suprakrustaler ble derfor meget store (Sigmond 1978). Dermed framgår



Figur 3 Tolkning av det sønnerske prekambrium. Fra Oftedahl (1981)

Hva er I, II og III?

det, at det må være en stor aldersforskjell mellom gneis-migmatitt-granitt kompleksets bergarter, Telemarksuprakrustalene og de yngre grovkornige porfyrgranittene. Den post-tektoniske granittfase ligger på 900 millioner år (Oftedahl 1981).

Etter den siste orogenesen ble bergartene gradvis hevet, og i tidsrommet mellom 600-700 millioner år siden ble de overliggende bergarter slitt ned. Det ble nå dannet et nær vannrett, pannekakeflatt landskap - det subkambriske peneplan.

2.2 BERGARTER OVER DET SUBKAMBRISKE PENEPLAN

Peneplanet viser få spor etter prekambrisk dagforvitring, og man antar derfor at havet dekket hele området fra Hardangervidda til Ryfylke i tidlig kambrium. Kambro-ordovisiske sedimentære bergarter ble så avsatt.

2.2.1 Stedegne kambro-ordovisiske sedimenter

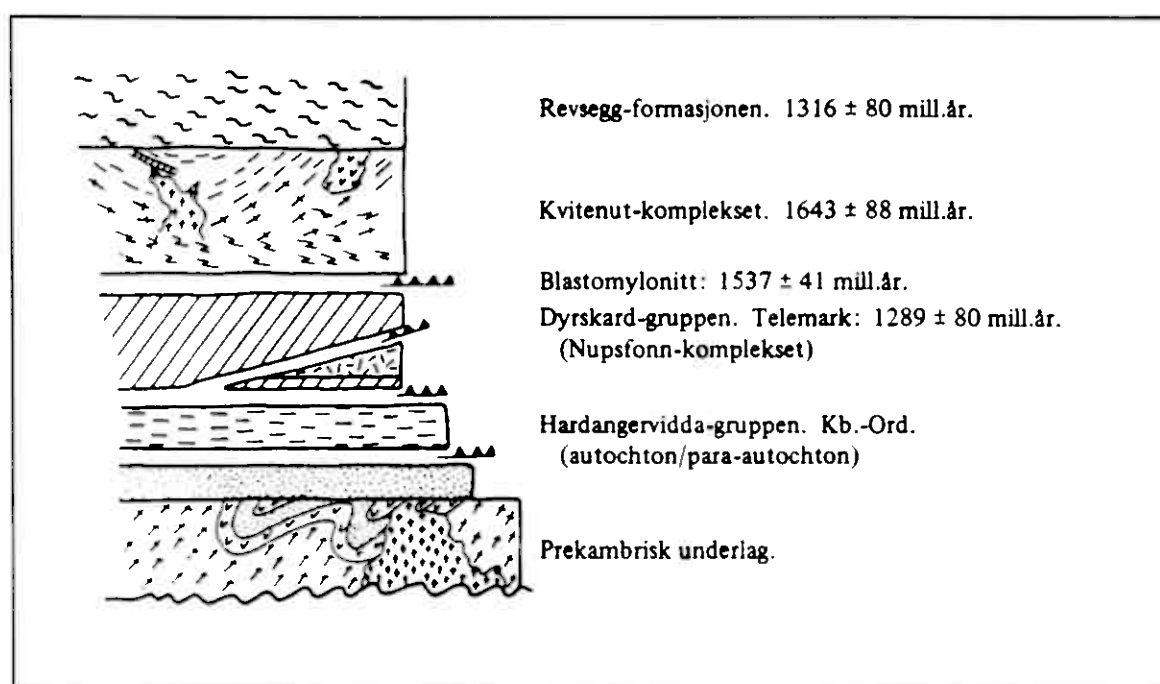
De mest utbredte stedegne kambro-ordovisiske sedimenter er basalkonglomerat og basalsandstein. Videre er også alunskifre, fossilførende skifre, kvartsitter, marmorert og klorittskifre sikre stedegne bergarter. Å skille mellom stedegne og overskjøvnne eldre bergarter er derimot vanskelig, i og med at de ofte er valset sammen. I tillegg ligger grensen gjerne i gråsvarte fyllitter, og linser og flak av grunnfjellet er også revet løs fra underlaget og inkorporert i fyllitten ovenfor (Sigmond Kildal 1973).

I områder som overveiende består av ikke-fyllittiske bergarter - som på Hardangervidda - vil man kunne finne skarpe skyvegrensene. I Ryfylke domineres derimot den stedegne lagrekke av fyllitter og glimmerskifre, slik at vi her får en grense av overgangsmessig art. **Ryfylkeskifrene** er derfor brukt av Sigmond (1978) som en betegnelse på både stedegne og overskjøvnne bergarter mellom peneplanet og de overskjøvnne gneisene. På grunn av utvalsing og sammenstykning under de kaledonske overskyvninger, varierer mektigheten av lagpakken fra rundt 1 til omlag 400 m. Av andre bergarter innen formasjonen kan nevnes kataklasitt, metasandsteiner og leptitter (Sigmond 1978).

2.2.2 Kaledonsk overskjøvnne komplekser

Over Ryfylkeskifrene ligger de **kaledonske overskjøvnne kompleksene**, som vesentlig består av prekambriske gneiser.

På Hardangervidda skiller man mellom fire ulike alloktone dekkeenheter over den paraoktone Holmasjøformasjonen (Naterstad et al. 1973, Andresen 1974). Sistnevnte utgjør den øverste delen i Hardangergruppens kambro-ordovisiske sedimentbergarter (se Figur 4). Skyvedekkene begynner med en uensartet lokal enhet, Nupsfonn-komplekset, som ligger som en kile med skyvegrenser mot den underliggende Holmasjøformasjonen, og mot overliggende bergarter i Dyrskardgruppen. Disse kan utvilsomt sees som representanter for Telemark-suiten (Oftedahl 1981).



Figur 4 Tektonostratigrafisk profil fra Hardanger-Ryfylke dekket. Fra Oftedahl (1981).

Kvitenut-komplekset er skjøvet over Dyrskardgruppen, og bergartene har en brå overgang ned mot skyveplanet og står også skrått på dette (Gabrielsen 1976). En gradvis minkende mylonittisering er observert fra skyveplanet og ned i Dyrskardgruppen. Kvitenutkompleksets bergarter er omdannet ved høyere trykk og temperatur enn Dyrskardbergartene, og man antar derfor at de ble deformert uavhengige av hverandre før sammenkoblingen (Sigmond 1978).

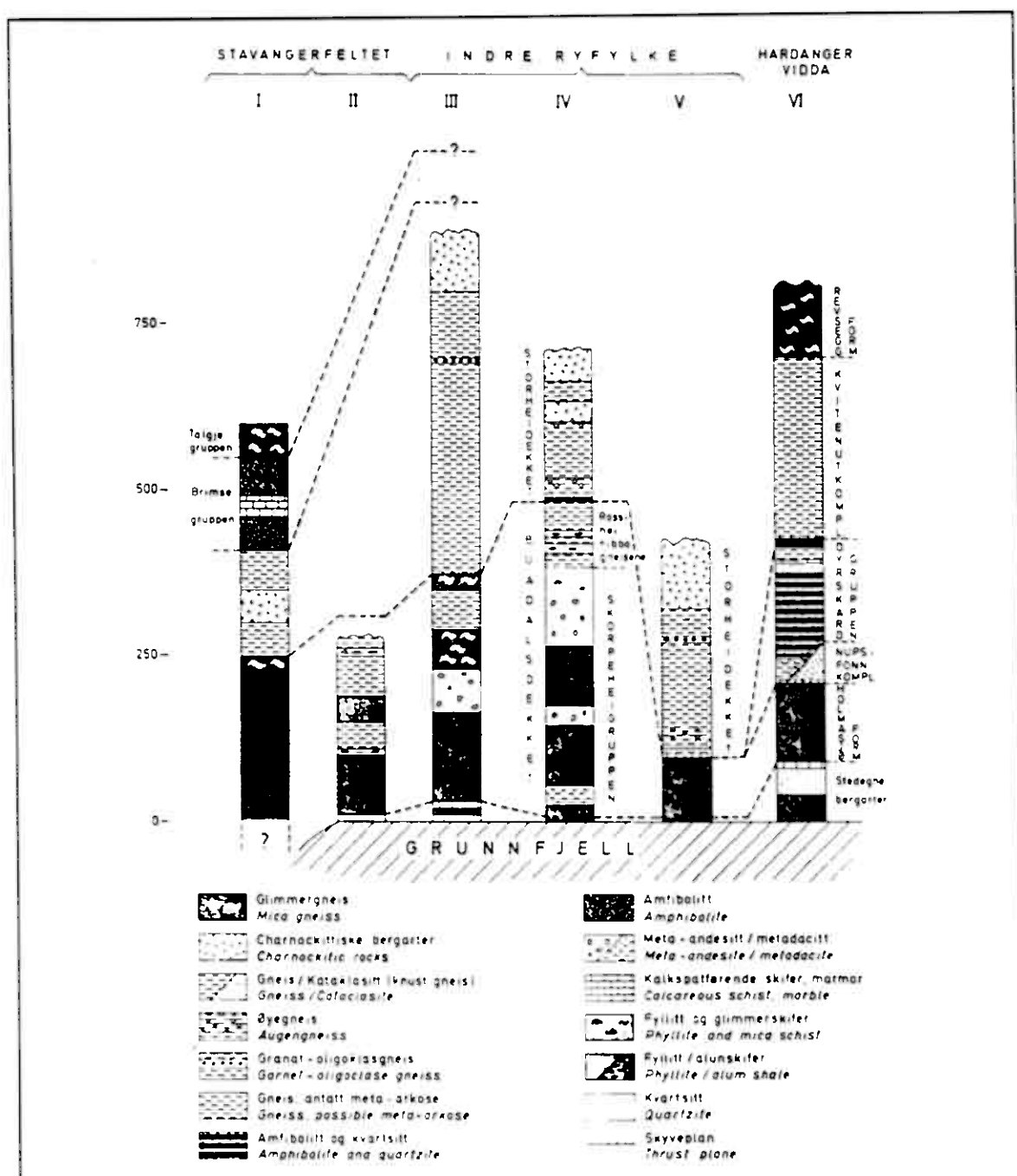
Dannelsen av skyvesonen mellom Dyrskard og Kvitenut fant sted for omlag 1540 millioner år siden (Kongsberg-orogenesen). Dette prekambriske skyvedekket ble trolig deretter overskjøvet i kaledonsk tid. Kvitenutbergartene kan stamme fra et sydøstlig kontinent, men det kan også komme fra det norvestlige Møre gneisområdet (Ofstedahl 1981). Revsegg-formasjonen er trolig avsatt direkte på Kvitenutbergartene (Naterstad et al. 1973), og vi snakker her om en tektonisert avsetningskontakt. Skyveplan og lokale skifrighetssoner finnes i alle nivåene (Figur 5).

I Indre Ryfylke skifter grensen mellom Ryfylkeskifrene og de overliggende gneiser karakter NØ og SV for en linje som går anslagsvis fra Sauda til Sandsvatn. Sørvest for denne linja ligger gneisene tilhørende Buadalsdekket med en overgangsmessig grense mot underlaget. Storheidekket ligger igjen over disse. Nordøst for linja ligger derimot gneisene i Storheidekket direkte på Ryfylkeskifrene med en klar skyvegrense (Sigmond Kildal 1963).

Buadalsdekket utgjøres av Skorpeheigruppen - den overskjøvne del av Ryfylkeskifrene - og Rossheinibbo-gneisene, som er en overliggende lys gneisdominert del. Det er nettopp på grunn av dette økende innslag av gneiser at vi har forskjellige grenseforhold i Hardangervidda og Ryfylke-området. Mens vi på Hardangervidda har klare grenser mellom Ryfylkeskifrene og gneisene, har vi i Ryfylke-området primære, ikke-tektoniske veksellagringsgrenser.

Mye tyder på at Buadalsdekket og Storheidekket er sammenkoblet i prekambrium (ca 1160 mill. år siden), og at de sammen er blitt skjøvet inn over peneplanet og de autoktone sedimentene. Under den kaledonske fjellkjededannelse virker det som om alle dekke-enhetene samtidig ble skjøvet innover det Baltiske Skjold (Ofstedahl 1981).

Charnockittiske bergarter ligger som oftest øverst i lagrekkene med skarpe grenser mot gneisene, men de er også funnet som høy-grads-omdannede rester i de yngre gneisene (Sigmond 1978). Charnockittene er enten skjøvet over Storheidekkets gneiser, eller de har dannet underlaget som disse ble avsatt på, etterfulgt av en invertering av lagpakken.



Figur 5 Forenklete tverrsnitt av bergarts- og dekkefølgen over det subkambriske peneplan. Fra Sigmond (1978).

2.2.3 Metamorfose

Den første omdannelsen som er felles for alle dekkeenhetene på Saudakartbladet fant sted i prekambrium. Denne var samtidig med D_1 -deformasjonsfasen i Ryfylke, og tilsvarer muligens også D_4 fasen på Hardangervidda. Temperaturene lå omkring 500°C , og trykket var over 4 kb. Etter denne fasen kom en lavgrads omdannelse som kun hadde innvirkning på inkompetente lag. Disse ble omkrystallisert og deformert ved temperaturer på under 420°C og under trykk innenfor 4 kb (Sigmond 1978).

2.2.4 Strukturgeologi

Strukturgeologisk er det stor forskjell mellom grunnfjellets stedeagne bergarter og de prekambriske dekkebergartene. Disse er nemlig sterkt foldet og lineert, skifrige og som oftest flattliggende. Omdannelsen og deformasjonen må delvis ha foregått i samme tidsrom, men under vidt forskjellige tektoniske rammebetingelser. Prekambriske strukturer er nesten enerådende i de overskjøvne gneiser og dypbergarter (Sigmond 1978). Hva som har skjedd under den kaledonske hovedoverskyvning er meget uklart, og det finnes svært få spor etter denne. Kaledonske strukturer (SØ-lige) er imidlertid framtreddende i fyllitter og glimmerskifre og selvsagt i de kambro-ordovisiske bergarter. En forklaring på dette fenomenet, kan være at strukturene forbundet med overskyvningen ble ødelagt under en sen tilbakeglidning for omlag 410 mill. år siden (Andresen et al. 1974).

De eneste strukturer som med sikkerhet kan sies å høre til samme deformasjon over hele området, er en yngre småfolding med NØ-lig stupende foldeakser og ledsagende kløv mot SØ i fyllitt og glimmerskifer. I Ryfylkeskifrene har vi en markert lineasjon og tett folding NV-lig stupende foldeakser. Ellers har vi også yngre regionale folder i samme NV-lige retning som påvirker bergartene både over og under peneplanet (Sigmond 1978).

2.2.5 Sammenhenger

Når det gjelder sammenhengen mellom de ulike dekkene i de enkelte områder, er det bare Holmasjøformasjonen av de fem enhetene på Hardangervidda som med sikkerhet kan følges over hele området. Denne er antatt å være en del av Buadalsdekket. Nupsfonnkomplekset og Dyrskardgruppen har for liten utbredelse, samtidig som utbredelsen av Kvitenutkomplekset og Revseggformasjonen er noe usikker. Dekkefølgen kan med andre ord, ikke følges til Ryfylkeområdet (Sigmond 1978). Begrepet "The Hardangervidda Ryfylke Nappe System" må derfor innbefatte alle dekke-enheter i området - hvis det i tatt hele tatt bør brukes.

REFERANSER

Sigmond, E.M.O 1978: Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartbladet Sauda 1:250 000. Norges geol. Unders. 341, ss 1-94.

Oftedahl, C. 1981: Norges geologi. Tapir forlag, ss 37-127.

Dons, J.A. 1960: The stratigraphy of Supracrustal Rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. Guide to excursion A10, XXI Internat. Geol. Congr., Norges geol. Unders. 212, ss 1-30.

Andresen A., Heier K., Jorde K. & Naterstad, J. 1974: A preliminary Rb/Sr geochronological study of the Hardangervidda-Ryfylke nappe system in the Røldal area, South Norway. Norsk geol. Tidsskr. 54, ss 35-47.

Mortensen, O. 1942: Et eruptivfelt i Kvinnherad og Skånevik herreder. Bergens museums årbok, Naturvit. rekke 8, ss 1-100.

- Naterstad J., Andresen A. og Jorde, K. 1973: Tectonic succession of the Caledonian nappe front in the Haukelisæter-Røldal area, Southwest Norway. *Norges geol. Unders.* 292, ss 1-20.
- Sigmond Kildal, E 1973: Meta-andesites in the Caledonides in the Suldal area, Ryfylke. *Norges geol. Unders.* 288, ss 199-200.
- Torske, T. 1977: The South Norway Precambrian region, a proterozoic cordilleran-type orogenic segment? *Norsk geol. Tidsskr.*
- Singh, J.B. 1969: Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway, and their environmental significance. *Norsk geol. Tidsskr.* 49, ss 1-39.
- Gyøry, E. 1972: Geologisk og gravimetrisk undersøkelse i Bandak-Fyresdal området, Telemark. Upubl. hovedoppgave, Universitet i Oslo.
- Falkum T. & Petersen, J.S. 1980: The Sveconorwegian orogenic belt, a case of Late-Proterozoic plate collision. *Geol. Rundschau* 69, ss622-647.
- Berthelsen, A 1980: Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. In *Geologie de l'Europe, du Precambrien aux bassins sedimentaires posthercyniens*. Fr.Bur.Rech.Geol.Miniers, Mem., No. 108, ss 5-21.

3

SUPRAKRUSTALBERGARTER I SÆSVATN-VALLDAL OMRÅDET

3.1 GENERELL GEOLOGI

Dette er ett av de fire synklinale beltene med vulkanske og sedimentære bergarter som ble avsatt på det foldete gneiss-migmatitt-granitt underlaget. Bergartene innenfor området er antatt å tilhøre Telemarksuitens suprakrustalbergarter (Dons 1960, Sigmond 1978). Disse suprakrustalene opptrer som en isolert stor-skala outlier på et fjell-platå i Setesdalsområdet, og har en geografisk utbredelse på 15 x 10 km. En geologisk kartskisse over Sæsvatn-området er vist i Bilag A. *er det?*

Innenfor Sæsvatn-Valldal området finner man de samme lithologiske forholdene som i Grøssæ-Totak området. Som vist i figur 2 deler man bergartene inn i to grupper: Skyvatngruppen og Valldalsgruppen. Som tidligere nevnt består bergartene i disse gruppene av metabasalter, sure vulkanitter, metasandsteiner, metagabbroer og kalkholdige skifre, hvor sistnevnte opptrer som tynne soner (Sigmond 1978). Metagabbroene er tallrike og ofte store kroppar som forekommer som konkordante linser, men kan lokalt også vise intrusive forbindelser mot suprakrustalene (Prestvik, Vokes 1983). I tillegg gjennomsettes bergartene innenfor området av senprekambriske post-orogene granitter. Disse forholdene vil bli mer utførlig beskrevet senere.

Breivegruppens amfibolitter og leptitter er gjennomsett av kvartsporfyr og ligger med en diskordans under Skyvatngruppen (Figur 2). Bergartene i Breivegruppen viser seg dermed å være eldre enn tilsvarende Skyvatngruppens bergarter. Kvartsporfyrer

befinner seg også sør for Skyvatn. Disse er eldre enn suprakrustalene, men yngre enn Breivegruppen (Sigmond 1978).

Skyvatngruppens og Breivegruppens bergarter viser en stor grad av likhet, men en differensiering kan likevel framlegges. Metabasaltene er nemlig mer finkornige enn Breiveamfibolittene, samtidig som Breiveleptittene har et noe høyere feltspatinnhold enn metasandsteinene. Breivegruppens bergarter viser dessuten større grad av folding, i tillegg til at sedimentære strukturer forekommer kun leilighetsvis (Sigmond 1978). En egen beskrivelse av Breivegruppens bergarter vil derimot ikke bli foretatt i det forestående.

3.2 BESKRIVENDE GEOLOGI

Når det gjelder beskrivelsen av selve bergartene i Sæsvatn-Valldal området, er disse som nevnt svært lik Grøssæ-Totak suprakrustalene. Spesielt gjelder dette for **metabasaltene**, som hverken kan skjelnes i felt, slip eller ved kjemisk sammensetning fra Grøssæ-Totak-områdets basalter. Det er derfor naturlig å anta at disse områdene var i en forbindelse med hverandre på den tiden avsetningen pågikk. Metabasaltene er tolket som overgangstyper mellom tholeiitter og natriumdominerte alkalibasalter (Sigmond 1978) og er mørke, fin- til middelskornige, klorittførende amfibolitter. Stedvis inneholder de også fenokrystaller og/eller fyllte blærerom av plagioklas. Bergartene er for det meste opprinnelige lavaer, men omdannede tuffer er også påvist. Putestrukturer er derimot ikke observert. I Valldalen inneholder metabasaltene primær albitt og er antatt å være spilitter (Mørkeseth 1977).

Bevis for stedvis eksplosiv basisk vulkanisme er funnet på en øy vest i Skyvatnet. Her har man funnet en **vulkansk fragmentførende basisk bergart**, med bl.a. knoller av amfibolitt i metabasalt, og amygdaloidal lava i en basaltisk grunnmasse (Sigmond 1978).

Middels- til grovkornige **metarhyolitter** og **metarhyodacitter** finnes i Valldalen nær grensen til underlaget. Disse bergartene med fenokrystaller av blå kvarts og feltspat,

inneholder også flytestrukturer og eutaxittiske strukturer som viser at de er opprinnelige lavaer og ignimbritter (Naterstad et al. 1973). **Meta-agglomerater** forekommer nordøst for Valldalsvatnet (Naterstad et al. 1973).

Meta-arkoser og **leptitter** opptrer som svakt folierte, dels massive, lys grå eller rødlig finkornige bergarter hvor hovedmineralene for det meste er mikroklin og kvarts. I Skyvatngruppen figurerer disse med lagdeling og krysskikting, mens gradert lagning kun er fastslått i Valldalen. Overgangsmessige grenser mellom de lyse, finkornige kvarts-feltspatbergartene og finkornige granitter er iaktatt ved Hovden (Kollung 1968).

Konglomeratene er stort sett nær rene kvartsitt-konglomerater, og finnes i minst tre ulike lag. Ved Skyvatn kan man skjelne mellom to ulike typer, avhengig av om kvartsittbollene inneholder 90% eller 60% kvarts. Bollene er svært deformerte og strukket (Sigmond 1978).

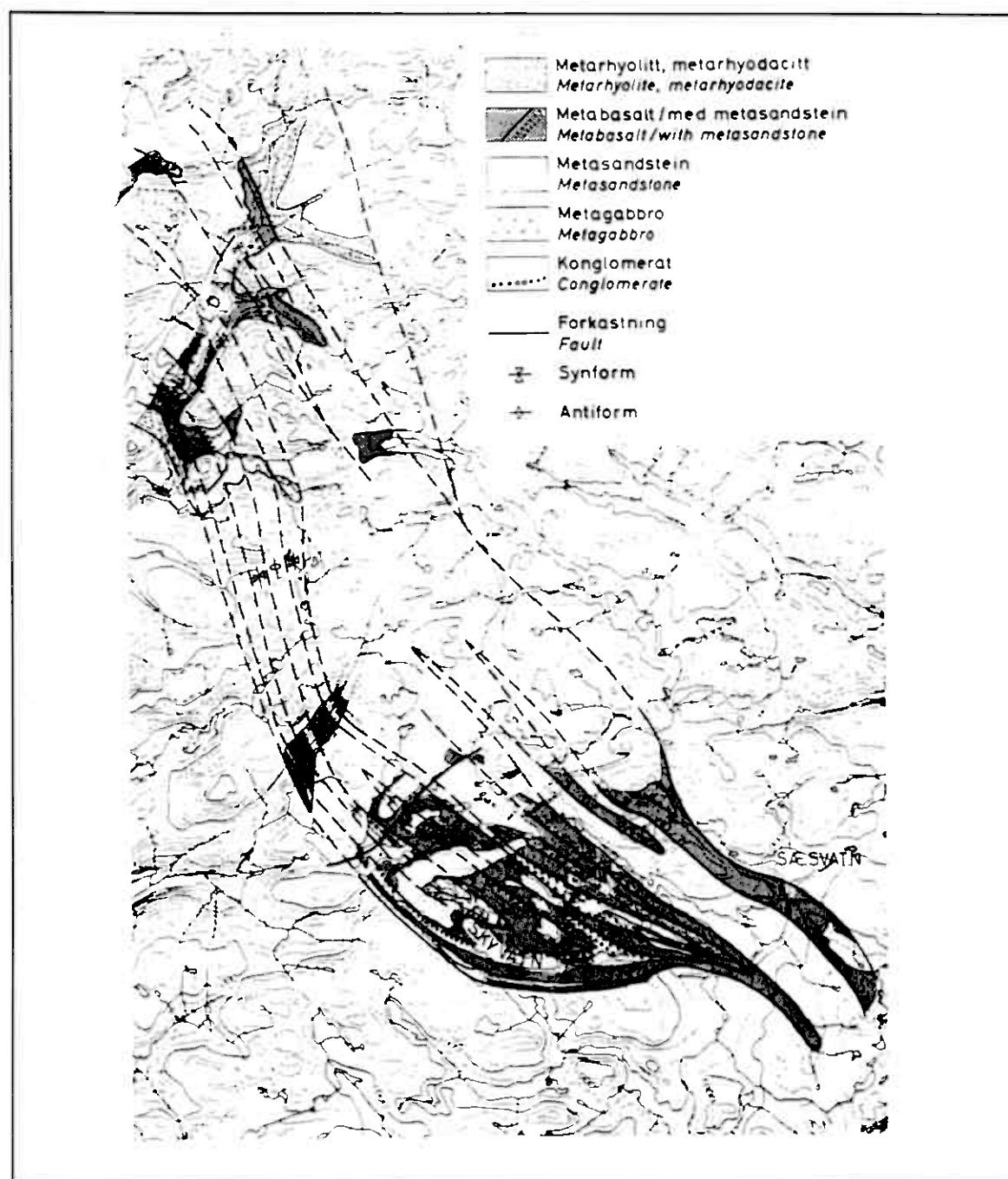
På sørsiden av Skyvatnet finnes et metertykt lag av **kalkspat-ski**fer som ligger i samme nivå i lagfølgen over en avstand av 5 km.

3.3 STRUKTURGEOLOGI

Suprakrustalene og de intrusive metagabbroer er foldet langs NV-SØ-lig stupende akser. En linje som kan følges NV-SØ gjennom Storheddavatn og Øydeskyvatn i sørøst deler området inn i to strukturelt forskjellige seksjoner. På denne måten dannes to store synklinaler - i sørøst ved Skyvatn og i nordvest i Valldalen (se Figur 7, Prestvik & Vokes 1983). Bergartene har trolig hatt en sammenhengende utstrekning, slik at synklinalene kan følges fra Skyvatn til Valldal (Sigmond 1978). Denne kontinuiteten er antydnet i Figur 6. Disse synklinalene vil bli mer inngående berørt i det etterfølgende kapittel om Langvatnområdets geologi.

2.

W. L. L.



Figur 6 Forenklet kart som viser sammenhengen mellom suprakrustalene i Sæsvatn området og Valldalsområdet. Fra Sigmond (1978).

3.4 METAMORFOSEGRAD

Sæsvatn-Valldalsområdet sure vulkanitter og metasandsteiner inneholder muskovitt koeksisterende med kvarts og plagioklas. I de basiske bergartene, amfibolittene, er plagioklasen oligoklas/andesin. Dannelsesemperaturene må således ha ~~ha~~ vært lavere enn analogt høygrads omdannelse, men samtidig vært over stabilitetsområdet for albitt. Alt i alt kan man konkludere med at bergartene er omdannet ved temperaturer som tilsvarer en overgang mellom lav- og middel-grad, omlag 500-570°C. Ifølge Sigmond (1978) har disse deretter vært utsatt for en delvis lav-grads rekrySTALLISERING.

Breivegruppens bergarter har høyst gjennomgått en middelgrads metamorfose (Sigmond 1978).

3.5 AVSLUTTENDE BEMERKNINGER

Langvatn litologiene sammen med de andre metabasalt/sandstein sekvensene vest for Morgedalsområdet, synes å vise best korrelasjon med Bandak-gruppen (Sigmond 1978). Den enorme utblåsing av hovedsaklig basiske vulkanitter i et kontinentalt miljø er mest sannsynlig relatert til ekstensjon og riftingshendelser (Baker et al. 1978). På den andre siden har vi innenfor Heddevatngruppen eksempler på orogen vulkanisme, som mest sannsynlig har sammenheng med kompressive spenningsregimer langs en kontinental margin (Prestvik & Vokes 1983). Innenfor et relativt begrenset område har vi altså både med ekstensive og kompressive hendelser å gjøre. En forklaring på dette er at de to hendelsene foregikk ved to forskjellige perioder, slik at en ekstensjon ble etterfulgt av kompresjon. Det finnes imidlertid flere eksempler på at en mer eller mindre sammenhengende kontinental og orogen vulkanisme kan forekomme innenfor ett og samme område (Prestvik & Vokes 1983). Den strukturelle situasjonen vil da bli meget komplisert.

REFERANSER

- Sigmond, E.M.O 1978: Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartbladet Sauda 1:250 000. Norges geol. Unders. 341, ss 1-94.
- Dons, J.A. 1960: The stratigraphy of Supracrustal Rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. Guide to excursion A10, XXI Internat. Geol. Congr., Norges geol. Unders. 212, ss 1-30.
- Naterstad J., Andresen A. og Jorde, K. 1973: Tectonic succesion of the Caledonian nappe front in the Haukelisæter-Røldal area, Southwest Norway. Norges geol. Unders. 292, ss 1-20.
- Prestvik T. & Vokes, F.M. 1983: Amphibolites and Metagabbros from the Proterozoic Telemark Suite of Setesdalsheiene, South-central Norway. Norges geol. Unders. 378, ss 49-63.
- Mørkeseth, P.O, 1977: En geologisk undersøkelse av et prekambrisk suprakrustalkompleks i Valldalen, Hordaland. Geokjemi, petrografi og strukturgeologi. Upubl. hovedoppgave, Universitet i Oslo.
- Kollung, S 1968: Beskrivelse til geologisk kart fra Setesdal og øvre Telemark. Upubl. Norges geol. Unders.

4

LANGVATNOMRÅDETS GEOLOGI

4.1 GENERELL GEOLOGI

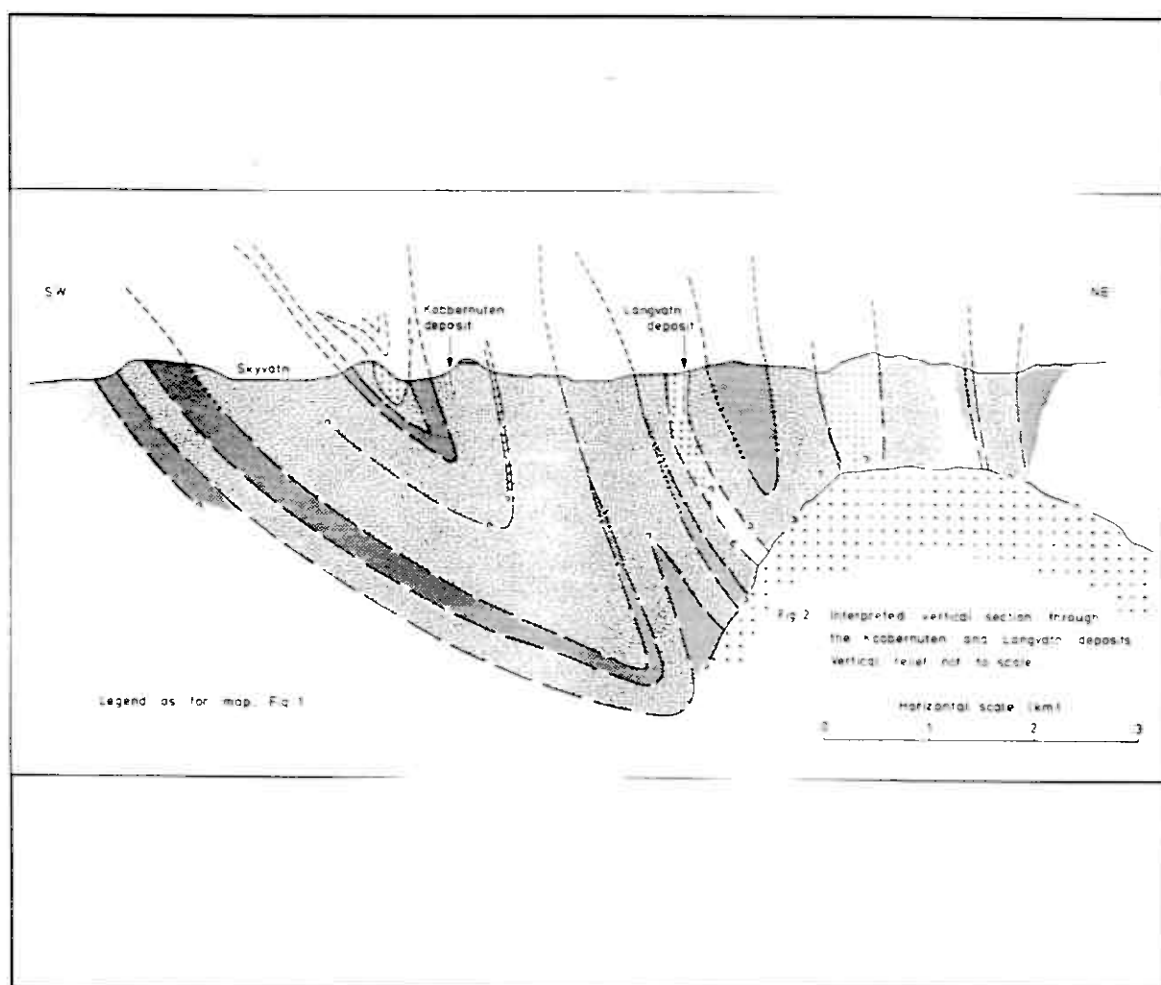
Området som i de neste sidene skal behandles, ligger mellom Sandvatn og Holmavatn i vest og Mjåvatn i øst. Det utgjør de sørvestre totredjedeler av synklinoriumet nevnt i forrige kapittel, og dekker således et areal på 135 km².

Synklinoriet

Suprakrustal-bergartene som stort sett dekker hele området, er de samme som nevnt under Sæsvatn-Valldalsområdet. Bilag A viser et 1:12.500 berggrunnsgeologisk kart over området utarbeidet av F.M. Vokes, hvor også forekomstens beliggenhet kan sees. De aller høyeste delene av området er dekket av parautoktone og alloktone bergarter av paleosoisk alder. Til tross for at disse bergartene dekker betydelige deler av det prekambriske underlaget, later det til at de har ingen sammenheng med selve mineraliseringen (Vokes et al. 1975). Disse vil derfor ikke bli viet ytterligere interesse i det forestående.

riktig!

Lengst nord i det kartlagte området, ved Holmavatnet, forekommer en massiv granitt, som kun i ubetydelig grad er foliert. Kontaktene denne granitten viser mot Telemark suprakrustalene og deres intruderte metagabbroer, er av irregulær og intrusiv karakter. Disse blotningene viser seg å være den sørøstre grensen av en enorm, velvoksen batholitt som kan følges nordvestover mot Folgefonnsområdet - en distanse på over 60 km. Batholitten er av prekambrisk alder, men er antagelig yngre enn metamorfosen og deformasjonen av Telemark suprakrustalene i regionen. En eventuell videre ekspansjon av denne batholitten sørover under Langvatnområdet,



Figur 7 Tolket vertikalt profil gjennom Kobbernuten og Langvatn forekomstene. Vertikal målestokk overdrevet. Legenden er den samme som for kart i Bilag A

vil være relevant for tolkingen av dannelsen av selve Cu-Mo mineraliseringen i området (Prestvik & Vokes 1983). Den antatte beliggenheten for granittkroppen er framstilt i den vertikale seksjonen i Figur 7.

Litostratigrafien, som tidligere vist i Figur 2 i kapittel 2, er framkommet ved diverse feltobservasjoner og strukturelle tolkninger. I tabell 1 nedenfor er gitt en mer spesifisert klassifisering av enhetene angitt i denne figuren. Metagabbroer med varierende opptreden i felt og strukturelle forhold forekommer innenfor samtlige enheter.

1. Veggine formasjonen (tre grupper):	
a)	Blandet klastisk sedimentær - metabasaltisk enhet. Litologiene er enten lagdelte eller metabasaltene opptrer som semikonkordante lagerganger i sedimentene
b)	Homogene metabasaltiske vulkanitter
c)	Blandet klastisk sedimentær - metabasaltisk enhet. Litologisk som under a). Metagabbroer i lag i sørøst
2. Skyvatn konglomerat:	Konglomerat med hovedsaklig sedimentære klaster
3. Skurefjell metabasalter:	Metavulkanitter. En enhet av homogen, finkornig og porfyrisk metabasalt.
4. Båstogvatn konglomerat:	Konglomerat med klaster av metabasalt. Mye epidot. En ikkeutholdende enhet
5. Svartepodd metasandstein:	Kalkholdig sandsteiner, generelt skifrig i nordøst; sannsynlige tuffitter. Metabasaltlag i sørvest.

Tabell 1: Litostratigrafi. Etter Sigmond (1978).

4.2 STRUKTURGEOLOGI

Som nevnt tidligere er suprakrustalene og de intrusive metagabbroene foldet langs NV-SØ-lige stupende akser. Foldingen øker i intensitet over en nordøstlig retning gjennom området. Sørøst for en linje via Storheddarvatn og Øydeskyvatn er foldingen mindre intens. Suprakrustalene er her synlig i en blotning som en enkelt synklinal

med en svakt overblikket NØ-lig rettet skjenkel - Båstogvatn-synklinalen. Bergartene innenfor området er bare i mindre grad deformert, og i de klastiske enhetene forekommer sedimentære strukturer som kryss-skikting og gradert lagning relativt hyppig (Prestvik & Vokes 1983).

Nordøst for den NV-SØ-lige linjen er foldingen isoklinal. I suprakrustalbergartene i et belte nordøst for Langvatn, er også en akseplanfoliasjon framtrædende (Prestvik & Vokes 1983).

Disse utpregede forskjellene i strukturelle trekk mellom de sørvestlige og nordøstlige delene av Langvatnområdet, har gjort korrelasjoner mellom de ulike sedimentære enhetene en smule diffuse.

Nedenfor vil det bli gitt en framstilling av områdets metagabbroer og metavulkanitter - tilhørende Skurefjell og Veggine formasjonene. Det vil bli lagt vekt på aspekter ved feltobservasjoner og petrografi. Opplysningene er hentet fra Prestvik & Vokes (1983).

4.3 AMFIBOLITTER

4.3.1 Feltobservasjoner

Observert i felt kan disse mørkegrønne massive til skifrige amfibolittene inndeles i to ulike typer. Den mest framtrædende av disse er en massiv, ekvigranulær og finkornet variant. Denne viser ofte en vesikulær struktur, hvor mineraler som kalsitt, kvarts og epidot har fylt amygdaler. Et annet karakteristisk trekk ved denne bergarten er linseformige kroppar av grovkrystallin epidot, kvarts og kalsitt. Disse framtrer parallelt med formasjonskontaktene. Åpenbare putestrukturer er ikke påvist, selv om de nevnte epidot-rike linsene nok kan representere omvandlete putelavaer.

Den andre varianten inneholder linseformige flekker, bestående hovedsaklig av mørkegrønne amfiboler - enten som egne større krystaller, eller i polykrystalline

aggregater. Disse 2-5 mm lange flekkene forekommer i en finkornig lysegrønn grunnmasse, og er innordnet parallelt med plan-strukturen i bergarten. Dette fører til at amfibolitten får en flekkete eller spraglete opptreden - på engelsk kalt speckled amphibolite. Enhetene foreligger som 10 til 100 m lange ikkeutholdende linser.

De ulike typene forekommer i en nær assosiasjon med hverandre, og er derfor ikke blitt avgrenset på kartet i Bilag A.

4.3.2 Petrografi

Bergartenes primære teksturer er vanligvis utvisket, mens de nydannede metamorfe mineralselskaper viser en porfyroblastisk tekstur. Her utgjør amfibol og porfyroblastene i en mer finkornet "matrix" av granoblastisk plagioklas. Hovedmineralene i bergarten er plagioklas, amfibol, kloritt, og epidot med underordnet biotitt, rutil, kalsitt, serisitt og opake mineraler. Plagioklasen er en basisk oligoklas (An 22- 26.5), og opptrer fortrinnsvis uten tvillinger. Når det gjelder amfibolene er disse vanligvis homogene og med en overgangsmessig sammensetning mellom aktinolitt og pargasitt/ferropargasitt. Disse synes ofte å være i likevekt med kloritt. De opake mineralene utgjøres av ilmenitt med hematitt-lameller, pyritt og underordnet kopperkis.

Den observerte teksturelle variasjonen mellom de massive og flekkede amfibolitt-variantene er vanskelig å forklare. En mulig forklaring kan være at de representerer ulike forhold for mineralvekst under en metamorf rekrystallisasjon.

4.4 METAGABBROER

4.4.1 Feltobservasjoner

Metagabbroenes opptreden over området er svært varierende; fra massive, grovkorn-

ige og ekvigranulære bergarter til folierte middelskornige varianter.

Kontaktforholdene mot de omkringliggende metavulkanitter og sedimentære bergarter varierer også noe. Metagabbroene forekommer hovedsaklig som store konkordante lagergang-liknende kropper eller linser, mer eller mindre parallelt med suprakrustalenes opprinnelige lagdeling eller foliasjon. I områdets nordøstlige deler derimot, hvor foldingen som nevnt tidligere er mer intens, kan man ha fått utviklet akseplanfoliasjoner i suprakrustalbergartene. I disse tilfeller er det muligheter for at noen av metagabbroene er blitt introdusert parallelt med denne skifriheten og dermed skjærer lagdelingen i dypet. Hvis dette er tilfelle har vi i såfall med to episoder av gabbro-inntrengning å gjøre.

Interessante forhold knytter seg til et meget stort metagabbro-massiv i den nær midtre delen av området - sørøst for Storhedderfjellet - hvor intrusjoner har ført til betydelige forstyrrelser i de omgivende bergarter. Her framkommer eksempler på krysskuttende relasjoner og størknede kontakter mot den omgivende Svartepoddvatn formasjonens metasandsteiner. Disse forholdene framkommer best i området mellom Skyvatn og Storheddervatn. Lagdelingen i suprakrustalene er delvis overbikket og store flak av amfibolitt og metasedimenter befinner seg over - og delvis også omsluttet av - gabbroen. I dette som er blitt tolket som kjernen i Båstogvatn-synklinalen, er bergartene blitt presset opp på grunn av intrusjonens oppoverrettede trykk.

Liknende forhold kan også observeres vest for Mjåvatnet, hvor metagabbroene foreligger som store konkordante og linseformige kropper, parallelt med suprakrustalenes lagdeling. Som man ser av kartet i Bilag A, fingerer intrusivet ut mot de omgivende bergartene. Disse forholdene indikerer at gabbro er introdusert enten samtidig med, eller etter, foldingene av suprakrustalene.

4.4.2 Petrografi

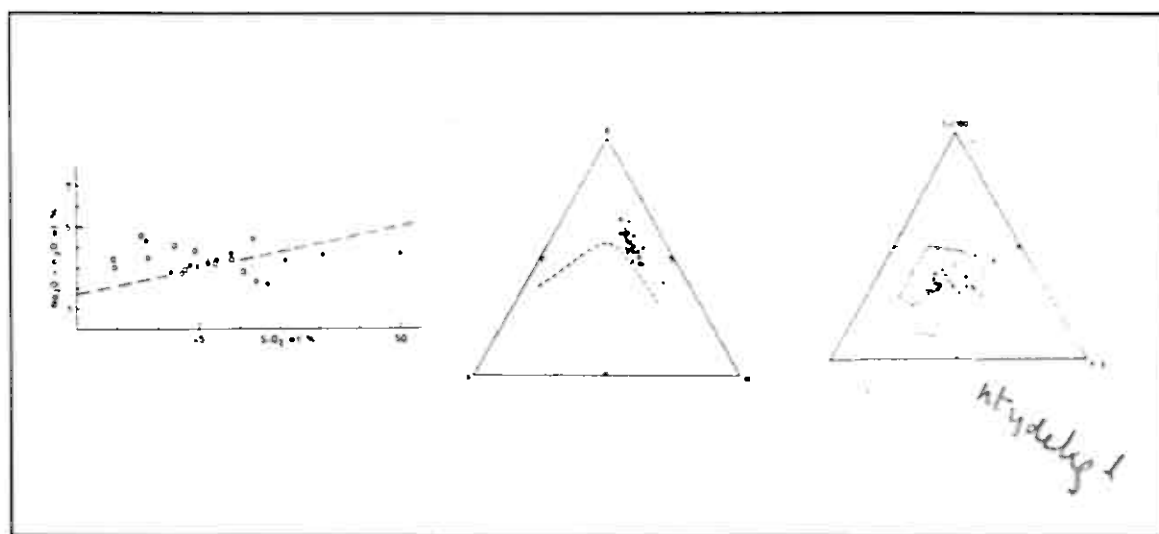
I disse bergartene er primære teksturer som hypidiomorf plagioklas, svært ofte bevart, men en rekrySTALLISASJON av plagioklasen er likevel framtrædende i enkelte prøver. Som for amfibolittene er plagioklasen en basisk oligoklas (An 23.5-30), men er nå alltid saussurittisert. Amfibolene forekommer ofte som poikiloblaster og viser gjerne også soneringer. Apatitt figurerer i flere prøver som tildels 2 mm store korn, mens kloritt, hvor tilstede, er i likevekt med amfibol. Av andre betydelige mineraler kan nevnes oliven-brun biotitt, epidot og serisitt, mens kvarts, kalsitt og titanitt opptre som aksessoriske. De opake mineralene utgjøres av ilmenitt med hematitt-lameller og underordnet magnetitt, pyritt, kopperkis og magnetkis.

4.5 METAMORFOSEGRAD OG GEOKJEMI

Noen av mineralene som er tilstede i Langvatnområdets metamorfe bergarter, kan bli brukt til bestemmelse av metamorfosegrad. I disse bergartene finnes overganger fra aktinolit til hornblende sammen med tilstedeværelse av oligoklas (An 22-30) og hornblende. Disse forholdene - med et An-innhold > 17 - er karakteristisk for øvre part av lav-grads metamorfose, på grensen mot medium grad (Winkler 1974). Langvatnområdets noe høyere An-innhold skulle dog tilsi en noe høyere metamorfosegrad. I følge den samme Winkler er i tillegg "tilstedeværelsen av kloritt i paragenesen diagnostisk for lav grad". Når man tar hensyn til det ovennevnte vil Langvatnbergartene således ha vært omdannet under forhold i grenseland mellom lav- og middelgrads metamorfose (Prestvik, Vokes 1983).

Denne antatte metamorfosegrad stemmer bra overens med konklusjonene i forrige kapittel, hvor Sæsvatn-Valldals suprakrustalene ble tolket til å ha vært omdannet under forhold i overgangen mellom lav- og middelgrads metamorfose (Sigmond 1978). Sigmonds tolkning av at kloritt representerer en senere lavgrads retrograd metamorfose blir derimot ikke støttet av Prestvik og Vokes (1983), som mener at man da ville ha forventet en endring i plagioklassammensetningen.

Et generelt trekk i bergartenes hovedelements kjemi er deres noe lave silika-gehalter. Fraksjonering eller akkumulasjonsprosesser har resultert i en bred variasjon i TiO_2 . Variasjoner i K_2O er på den andre siden antatt å være resultat av sekundære prosesser. De forholdsvis høye verdiene som ble oppnådd for TiO_2 og K_2O i mange av prøvene, er karakteristisk for platålavaer, for enkelte øyebuer og for anomale midthavsrygg-segmenter (Wood et al. 1979). Alkali-silika diagram og AFM diagram for bergartene er vist i figur 8. Som vi ser ut ifra de nevnte diagram plottes prøvene innenfor området mellom alkaline og tholeiittiske bergarter.



Figur 8 a) Alkali vs silika diagram for Langvatnbergarter.
b) AFM diagram.
c) Zr-Ti-Y diagram. Fra Prestvik & Vokes (1983).

Analyser av sporelementer indikerer at variasjonsmønstrene for Ni, Cr, Y, P_2O_5 , K_2O og TiO_2 plottet mot Zr ikke viser betydelige separate trender for noen av bergartene (Prestvik & Vokes 1983).

Som det framgår av Zr-Ti-Y diagrammet i figur 8, viser det seg at de fleste Langvatnsbergartene plottes innenfor feltene for intraplatebasalt og havbunnsbasalt. Det er imidlertid innenfor Langvatnområdet ingen geologiske faktorer som skulle

tyde på at metagabbroene eller amfibolittene representerer et marint miljø. Dersom man i tillegg baserer seg på sammenlikninger med tilsvarende bergarter fra Spitsbergen, og vurderer de tidligere nevnte geokjemiske faktorer, kan man konkludere med at bergartene viser en overgangsmessig sammensetning mellom tholeiittisk og alkalisk karakter. Videre kan man også anta at de ble dannet innenfor et intraplate kontinentalt miljø (Prestvik, Vokes 1983).

4.6 AVSLUTTENDE BEMERKNINGER

Et spørsmål man kan stille seg er under hvilke geologiske rammebetingelser disse antatte kontinentale amfibolitter og metagabbroer ble dannet. Overganger mellom kvartsitter, konglomerater og vulkanske bergarter sammen med, ofte kryss-skiftede, kalkholdige sandsteiner er en sterk indikasjon på at bergartene sannsynligvis ble avsatt i et grunnvanns marint miljø - et intrakratonisk basseng (Prestvik & Vokes 1983). Mangelen på putelavaer kan i denne sammenhengen tolkes til at havdybden ikke var spesielt stor.

Disse konklusjonene om dannelsesmiljø for Langvatnområdets bergarter er i relativt bra samsvar med de platetektoniske modellene for Telemarksområdet - nevnt under kapittel 2. Langvatn suprakrustalene ble antagelig foldet og metamorfosert under en fjellkjededannelse som var mer omfattende nær den kontinentale marginen. Denne var mest sannsynlig relatert til subduksjon og kalk-alkalin vulkanisme. Under og delvis også etter, hovedfasen i denne orogenesen ble så de intrusive gabbroene introdusert.

REFERANSER

Sigmond, E.M.O 1978: Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartbladet Sauda 1:250 000. Norges geol. Unders. 341, ss 1-94.

- Dons, J.A. 1960: The stratigraphy of Supracrustal Rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. Guide to excursion A10, XXI Internat. Geol. Congr., Norges geol. Unders. 212, ss 1-30.
- Prestvik T. & Vokes, F.M. 1983: Amphibolites and Metagabbros from the Proterozoic Telemark Suite of Setesdalsheiene, South-central Norway. Norges geol. Unders. 378, ss 49-63.
- Wood, D.A., Joron, J. & Treuil, M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Letters 45, ss 326-336.
- Winkler, H.G.F 1974: Petrogenesis of metamorphic rocks (Third edition). Springer Verlag, Berlin, ss 320.

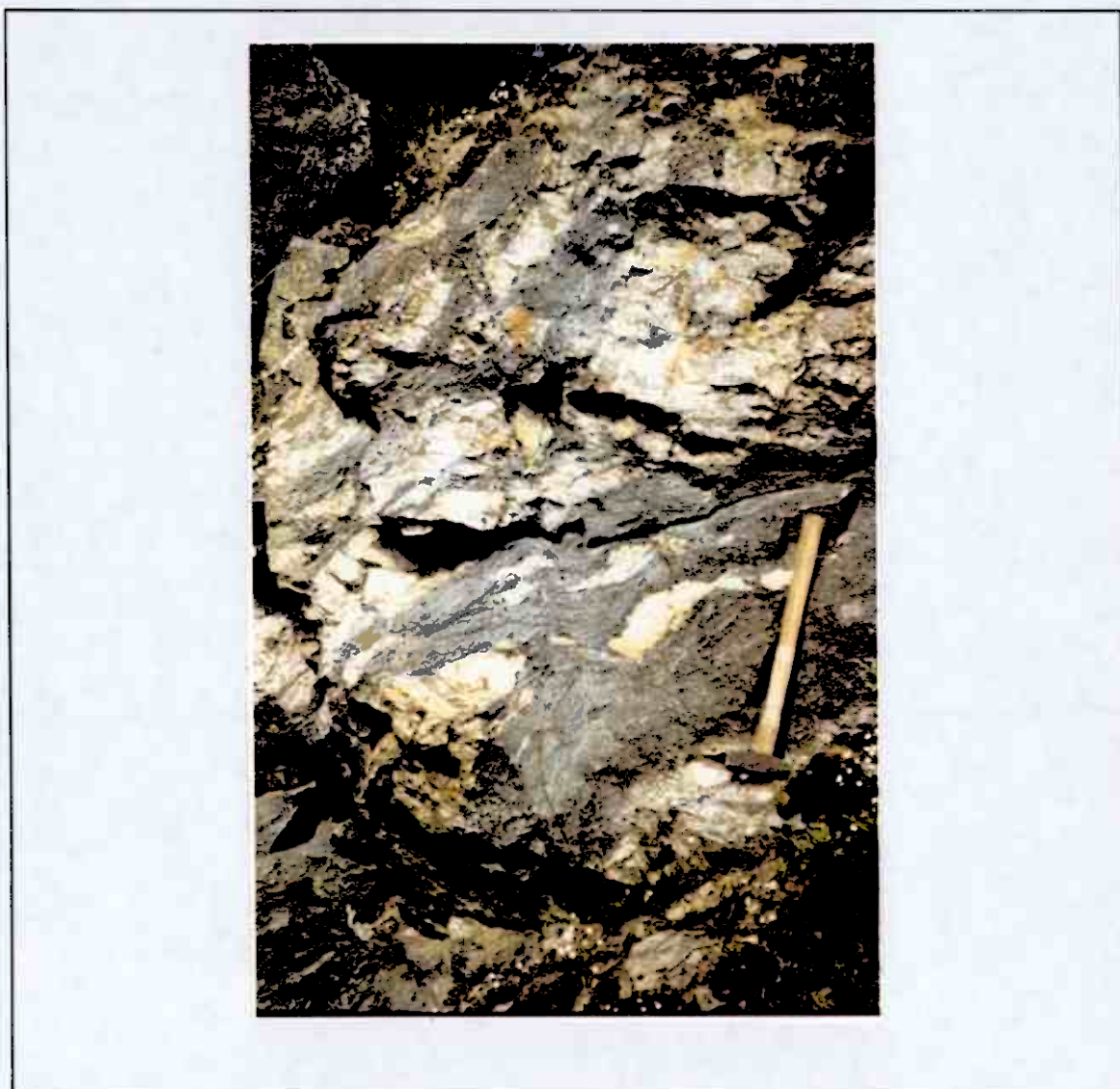
5

BESKRIVELSE AV CU-MO FOREKOMSTEN

Langvatn forekomsten befinner seg i de nordøstlige deler av en 300-400 meter bred kropp av metagabbro. Denne metagabbro-kroppen har intrudert den sørøstlige skjenkelen av en isoklin synklinal og er konkordant med metabasaltiske grønnsteiner - amfibolitter - innenfor området. Disse har en nordvestlig strøkretning og et meget steilt fall (Bilag B).

Mineraliseringen er konsentrert langs en 200-300 meter lang og 20 meter bred sone. Mineralene later til å være avsatt langs forskifrete soner i metagabbroen. Disse er tolket til å være et produkt av skjærbevegelser, som var mer eller mindre parallelle med bergartsgrensen mellom metagabbroene og amfibolittene. Skjærsonene er svært steiltstående, med helningsvinkler rundt 70° - 80° mot sørøst. Innenfor skjærsonen er metagabbroen tildels svært forskifret og breksjert - nettopp på grunn av de antatte skjærbevegelesene. I tillegg opptrer utallige kvarts- og kalsitt-årer og linser i skjærsonen. Brorparten av disse synes å være konforme med sonens strøkretning og fall (Vokes et al 1975).

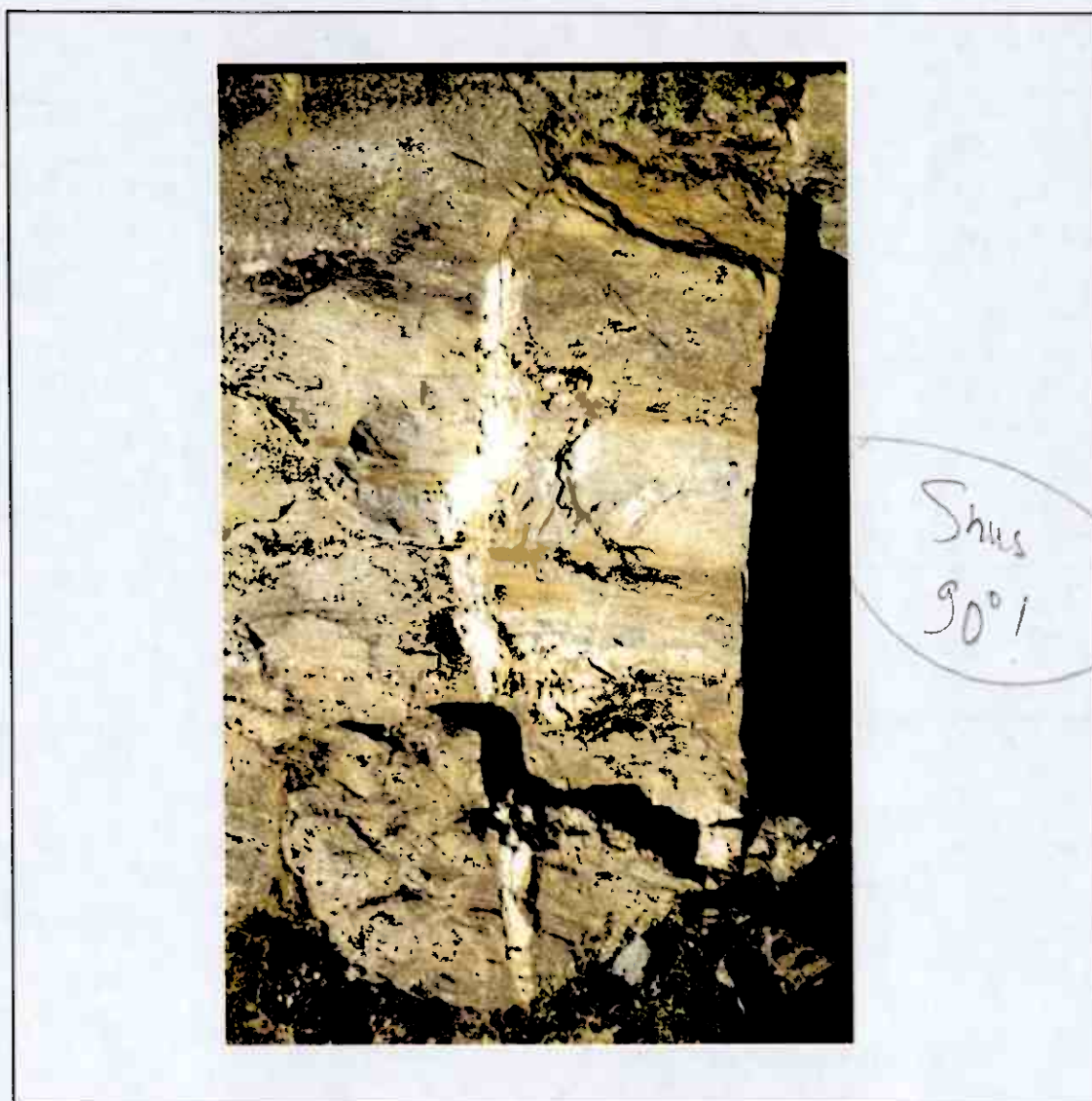
Malm-mineralene, hovedsaklig kopperkis og molybdenglans, opptrer både i disse kvarts- og kalsitt-årene og impregnert i den omvandlete og forskifrete metagabbro mellom dem (Figur 9). I omvandlingssoner rundt kvarts- og kalsittårene - mot gabbrokroppen, forekommer i tillegg sekundært dannede mineraler. Blant disse forekommer epidot i betydelige mengder, ofte som meget grovkornig med godt utviklete krystaller. I felten er epidot- og kalsitt-knoller ofte observert som konksjoner i metagabbroene. I tillegg er også aktinolitt og kloritt til stede (Vokes et al 1975). Et oversiktskart over overflategeologien, basert på blotinger, er vist i Bilag C.



Figur 9 Bilde som viser mineraliseringen i den forskifrete sone. Bildet er tatt ved inngangen til stoll 1.
(Foto: F.M. Vokes).

Overflateprøver tatt langs profiler over de gamle dagbruddene viste at forekomsten inneholdt gjennomsnittlig 0.76% MoS_2 og 0.77% Cu over en 10 meters horisontal bredde (Vokes et al 1975). Analyseverdier for Cu-Mo forekomsten er vist i Bilag D. Som det framgår av dette kartet har man også påvist gehalter på gjennomsnittlig 0.865% MoS_2 og 0.50% Cu over en horisontal bredde på 13.5 meter. For andre analyseverdier henvises til kartet i Bilag D.

En yngre kvartsgenerasjon er også observert i skjærsonen. Denne utgjøres av en ikke-mineralisert hvit kvartstype - melkekvarter - i slakt nordvest-fallende ganger og mer



Figur 10 Ikke-mineralisert slakt vest-fallende kvartsgang som står steilt på foliasjonen i metagabbroen. Bildet har litt gule farger (Foto: F.M. Vokes).

uregelmessige kropper (Figur 10). Slike ganger skjærer de mineraliserte forskifrete sonene en rekke steder, og er også observert i området rundt forekomsten. Kvartsgangene kan her følges i avstander på opptil flere hundre meter fra forekomsten, slik at en regional utbredelse av kvartsgenerasjonen er antatt. Ved Kobbernuten foreligger det i tillegg en tilsvarende flatt norvestfallende diabasgang (Vokes pers.med.). En sprekkefylling av kalsitt med molybdenglans er vist i Figur 11. Den overliggende metagabbro er fjernet, slik at vi nå kan beskue overflaten av sprekken. Denne sprekken har også en slakt vestlig hellende fallretning, og en korrelasjon med den regionale trend kan tenkes å være en mulighet.



Figur 11 Overflate av sprekkefylling av kalsitt med molybdenglans. Bredden på sprekken er 5-10 cm. Bildet er tatt ved dagbruddet. (Foto: F.M. Vokes)

I perioden 1965-68 ble det som nevnt tidligere foretatt geokjemiske og geofysiske målinger i området for å se om mineraliseringen kunne ha en videre ekspansjon langs strøketretningen. Sørøst for forekomsten vil strøketretningen føre den mineraliserte sonen ut i Langvatnet. Tilgjengelige blotninger synes imidlertid å indikere at mineraliseringen ikke vil fortsette mot sørøst. Langs en nordvesterlig ekstensjon er den eventuelle mineraliserte sonen overdekket av morenemateriale. Anomalier funnet ved geokjemiske undersøkelser indikerte en forlenging av strøket, til en total lengde på over 400 m (Vokes et al 1975).

Boringer av åtte diamantborhull ga derimot lite oppløftende resultater. Boringen viste nemlig at de økonomiske Mo- og Cu førende seksjonene, innen den mineraliserte sonen, minket dramatisk i tykkelse og gehalt på relativt grunne dyp. Mineraliseringen later derfor ikke til ha en ytterligere ekspansjon, hverken i vertikal eller horisontal målestokk.

I tiden 1909 til 1914 ble det drevet undersøkelsesstoller på to ulike nivåer. Oversiktskart over disse stollene er utarbeidet av F.M. Vokes og T. Vrålstad, og finnes vedlagt i Bilag E. I disse er også inntegnet metagabbro og kvarts- og kalsittganger. Vertikal-snitt langs stoll 1 er framstilt i Bilag F, hvor en antatt feltligg er inntegnet.

REFERANSER

Vokes, F.M., Sindre, A., Eidsvig, P. & Bølviken, B. 1975: Geological, geophysical and geological investigations of the molybdenum-copper deposit at Langvatn, Setesdalsheiene, south-central Norway. In: Prospecting in areas of glaciated terrain 1975 (Jones, M.J.; ed). Inst. Mining Metallurgy, London, ss. 32-40.

6

PETROGRAFI

6.1 INNLEDNING

Den forestående beskrivelse bygger på analyser av prøvemateriale innhentet av F.M. Vokes og T. Vrålstad under geologiske kartlegginger utført i perioden 1965-68. Omtrent 30 slip av metagabbroer og mineraliserte kvarts-epidot-kalsitt-bergarter er blitt undersøkt. Disse er fordelt på tynnslip, polerslip og polerte tynnslip. I tillegg er bergartsprøver, stuffer, fra området også forsøkt beskrevet i en makroskopisk skala. I forbindelse med arbeidene ble de eksisterende slip komplettert med tolv nye tynn- og polerte tynnslip.

Plagioklas og amfibol sammensetninger er bestemt ved bruk av røntgendiffraksjonsanalyser (XRD). I tilfellet plagioklas er derimot også An-innholdet framkommet ved visuell måling. Mineralinnholdet er bestemt som den modale sammensetning og er utført på grunnlag av visuelle vurderinger. Ut i fra krav om prøvers representativitet ble denne metoden funnet mest hensiktsmessig.

Fotografier tatt av utvalgte slip er å finne i Bilag G. Som en kommentar til skarpheten på disse bildene, skal det i parentes bemerkes at forfatteren intenst vurderer å investere i briller.

En inndeling av de ulike bergartsprøvene er gjort i to grupper:

- * Foliert metagabbro
- * Mineralisert Kvarts-Epidot-Kalsitt bergart

6.2 FOLIERT METAGABBRO

6.2.1 Makroskopisk beskrivelse

Bergartsprøvene har alle til felles at de er omvandlete folierte metagabbroer. Grad, men også typer av mineralisering synes dog å variere noe. En prøve (1374) inneholder en åre av koppermis, mens andre viser mer disseminerte sulfider - koppermis, pyritt og/eller molybdenglans.

Rundt den nevnte koppermisåren opptrer en omvandlingssone, hvor mineralene blir mørkere mot selve åren. Synlige amfiboler later til å ha vokst retningsløst, upåvirket av foliasjonen. Koppermisåren virker i tillegg noe porøs, med hulrom og brunlige rustete farger.

I de disseminerte variantene er mineraliseringen ofte knyttet til mikrosprekker og hulrom, men er hyppig orientert også langs foliasjonsplan. Molybdenglans opptrer rett som det er som spredte stjerner, men endog i mer massive polykrystalline aggregater.

I friskt brudd har bergartene ofte en mørk til lys grønnlig farge, med innslag av hvite mineraler - enten i form av spetter eller mer utholdende striper. På forvitrede flater framvises mer mørke rødlige brunfarger, men nær serpentin grønne flater er også tilstede (Lv50). Synlige mineraler er ofte de nevnte sulfider samt amfiboler, grønne mineraler (kloritt/epidot) samt plagioklas - eventuelt kvarts.

Enkelte prøver viser antydning til rissdannelser og svak oppsprekking langs foliasjonsplanene. Disse viser ofte også en viss form for porøsitet. Andre virker igjen mer massive og viser svært liten grad av oppsprekking.

6.2.2 Mikroskopisk beskrivelse

Intergranulære teksturer

Hva de intergranulære teksturene angår, så er bergartene holokrystalline og heterogranulære. De opptrer med en xenoblastisk krystallutvikling, og med kornstørrelser fra fin til middels. Enkelte bergarter viser en porfyroblastisk tekstur, mens andre forekommer som mer nematoblastiske. Overgangstyper mellom disse er imidlertid også observert. Flere slip framviser garbenteksturer. Mineralorienteringen varierer som en følge mellom foliert og granoblastisk. Lt 2

I ett slip (Lv59) sees en penetrativ åre fylt av sekundær kloritt, som skjærer slipet på langs. Bredden av åren er omlag 1.0 mm. Et annet slip (Lv50) viser en penetrativ mikrosprekk hvor bredden varierer fra såvidt synlig til rundt 0.4 mm. Flere ikke-gjennomsettende sprekker er også observerbare. Alle synes å være fylt med sekundære mineraler - hovedsaklig kalsitt. Diagonalt på slip Lv60 foreligger en gjennomsettende mikrosprekk med en tykkelse fra under 0.1 mm til 0.2 mm. Denne sprekken skjærer også opaker og er ikke fylt - eventuelt har fyllingen forsvunnet under prepareringen av slipet. Burde være mer
seneritt, ikke like porøs

Intragranulære teksturer

Biotitt: Forekommer i mengder varierende fra 5% til 15% ofte i en lepidoblastisk tekstur. Mineralet opptrer med tabulære til lamellære kornformer som sub- til anhedrale korn. Korngrensene varierer fra rette, lobate til suturerte. Kornstørrelsen er fra omlag 0.1 mm til 1.0 mm. Biotitten er ofte gjennomskåret av amfiboler, og er derfor tolket til å være eldre enn disse. En glomeroporfyroblastisk tekstur med klynger av euhedrale biotittkorn kan påvises i enkelte slip. I disse garbenliknende teksturene har biotittene vokst inn i hverandre og virker å være et resultat av en flerfaset mineraldannelse. Mineralet opptrer dessuten flere steder som poikiloblaster

med inneslutninger av amfibol, plagioklas og opaker. I grunnmassen opptrer biotitt som svært små korn, < 0.05 mm.

I enkelte slip er biotitten tydelig omvandlet eller erstattet av kloritt. Denne klorittiseringen er visse steder så godt som gjennomgripende, slik at biotitten forekommer som lamellære spøkelser med tåkete, svært misdannede, suturerte korngrenser (Plate 1a). Kornstørrelsen på disse reliktenes varierer fra under 0.1 mm til 0.2 mm. I de tilfeller hvor klorittiseringen ikke er så omfattende har kloritten trengt inn langs spalteplass i biotitten.

I andre slip opptrer biotitten som flisige subhedrale korn i størrelser anslagsvis 1.5 mm.

Biotitten har en brun egenfarge med lysebrun til mørkere brun pleokroisme. Høye interferensfarger opptil 3. orden. I de tilfeller hvor biotitten er klorittisert later interferensfargene til å være lavere og til en viss grad også sonerte. Moderat relieff.

Aktinolit: Forekommer som forholdsvis store korn opptil 4-5 mm. Kornstørrelsen varierer derimot forholdsvis markant, og mineralstørrelser helt ned til under 0.1 mm forekommer også. Gjennomsnittlig ligger de på rundt 1.0 mm. Kvantitativt foreligger mineralet i mengder varierende fra 5% til 25%. Aktinolitten opptrer med såvel prismatiske, nålformige og lamellære kornformer. Tilnærmete tabulære og rombeformige kornformer er ikke desto mindre observert. Korngrensene varierer mellom rette, lobate og suturerte. Enkelte korn har i tillegg tåkete og tildels svært anormale korngrenser. Overgangsmessige kontakter mot kloritt er observert. De rombeformige variantene forekommer som sub- til euhedriske korn i størrelser omkring 1.0 mm. Karakteristisk er $60^\circ/120^\circ$ spalteriss. Aktinolitene opptrer ofte også i polykrystalline aggregater som glomeroporfyroblaster. Disse kommer til syne meget ofte i nær garben-liknende teksturer, gjerne i samvekst med biotitt. Dette gjelder især de nålformige og bortimot fibrøse varianter. Poikiloblaster med inneslutninger av plagioklas og opaker opptrer nokså ofte. Flere mineraler viser som nevnt en stor grad av deformasjon.

En subofittisk tekstur med opake mineraler er observert i slip Lv59. Denne teksturen kan representere en arvet tekstur, hvor amfibolene er omdannede pyroksener - uralitt. Andre mer grafiske sammenvoksninger kan også påvises.

Aktinolitt-sammensetning er funnet ved XRD-analyser.

Aktinolittene innehar to ulike fargekombinasjoner. En variant har en grønn egenfarge med lys- til mørkegrønn pleokroisme. De andre viser mer blågrønne til grønne pleokroistiske farger. Dette er tolket som et resultat av at slipet skjærer mineralene i ulike krystallografiske retninger, og at de dermed ikke representerer to vidt forskjellige sammensetninger av amfibol. 2. ordens interferensfarger.

Kloritt: Opptrer i grunnmassen som svært finkornige aggregater. Disse aggregatene utgjøres av lamellære og bladformige anhedrale korn og framviser ofte en svært uregelmessig tekstur. Mineralet opptrer dog i flere slip retningsorientert i en tilnærmet nematoblastisk tekstur. Her synes mineralet å representere relikter av en tidligere, eldre foliasjon. Kornstørrelsene ligger normalt omkring 0.05 mm eller mindre. Lamellære korn opptil 0.5 mm er derimot observert.

I to slip opptrer kloritten som en kelyfittisk påvekstsone - korona - rundt opake mineraler. Dette kan tolkes som en eldre omdannet biotitt-korona rundt magnetitt, ettersom slike koronaer ofte kan opptre i gabbroer. Kloritten forekommer også som trykkskygger rundt opakene og bøyer av rundt disse, mens de atter andre steder kan skjære gjennom opakene. I det sistnevnte tilfellet synes kloritten å ha vært dannet før enkelte av opakene. De samme relasjoner vises også mot apatitt.

Det finnes også tilfeller hvor kloritten later til å ha vokst på bekostning av biotitt og tildels erstattet denne. Denne klorittiseringen har ført til at biotitten er fullstendig fortrent, samtidig som formen på mineralet likevel er beholdt. Således kan de lamellære klorittene i mange tilfeller tolkes til å være pseudomorfer etter vertsm mineralet - biotitt (Plate 1a). Disse kan ha kornstørrelser opptil 0.4 mm. Andre steder har kloritten trengt inn langs spalteplan i biotitten. En liknende påbegynt omvandling av

amfibol synes også å inntreffe.

Kloritt opptrer i et slip (Lv59) langs en penetrativ sprekkesone som svært finkornige korn < 0.1 mm.

Volummessig forekommer kloritten i mengder varierende fra 12% til 25%. Mineralet har en lys til mørkere grønn egenfarge og viser en svak pleokroisme. Interferensfargene er tildels 1. ordens anomale brune.

Muskovitt: Forekommer som spredte lamellære anhedrale korn i ett av slipene (Lv69). Muskovitten utgjør her omlag 1%, hvor kornstørrelsen ligger rundt 0.2 mm. Mineralet opptrer ofte i kontakt mot kloritt og opake mineraler. I slip 1374 opptrer muskovitten som euhedrale 0.2-0.3 store korn (2%). Glomeroporfyroblastiske teksturer av mindre enn 0.05 mm korn er imidlertid også påvist.

Mineralet er fargeløst med svært høye, $>> 3$. ordens, interferensfarger. Lavt relieff.

Plagioklas: Opptrer i grunnmassen som svært finkornige nær amøboidale sub- til anhedrale korn. Mineralet opptrer her i en ekvidimensjonal granoblastisk tekstur. Kornstørrelsene ligger stort sett under 0.1 mm, men kornstørrelser på 0.2 mm er også vanlige. Større (≈ 0.6 mm) korn med tabulære kornformer er mer sjeldne. Korngrensene er for det meste lobate, men plagioklasen kan enkelte steder vise nær rette korngrenser hvor tre korngrenser kan møtes i såkalte triple point junctions. Plagioklasen varierer i mengder i de ulike slipene mellom 20% og 45%.

Mineralet viser i mange tilfeller stor grad av saussurittisering, hvor plagioklasen har inneslutninger av et kryptokrystallinsk og meget tett, ubestemmelig aggregat av epidot og klinozoisitt +/- serisitt (Plate 2a). I flere tilfeller er plagioklasen nær fullstendig saussurittisert. Disse saussuritt-inneslutningene viser seg ofte å ha størst konsentrasjon i midten av kornene, noe som indikerer en opprinnelig normal sonering. Andre inneslutninger finnes også - i disse tilfeller opake mineraler. Den

points
etc
junctions

svært finkornige plagioklasen viser få tvillinger. Tvillinger kan likevel framvises bedre av de større kornene, hvor An-målinger kan utføres. Enkelte slip inneholder flere større plagioklaskorn og flere korn med tvillinger enn andre. Her er heller ikke plagioklasen saussurittisert i så stor grad.

De ufortvillingete plagioklasene kan være vanskelig å skille fra kvarts, da disse i flere tilfeller også viser en undulerende utslokning. Dette tyder på at mineralene har vært utsatt for en betydelig deformasjon.

Mineralet opptrer som inneslutninger i amfibol, kloritt og opake mineraler. Bestemmelse av An-gehalten i plagioklasen ble utført ved målinger av maksimal utslokning i den symmetriske sone - av de mineraler som virkelig hadde tvillinger. Resultatene ga verdier i området An-57 - An-64, det vil si at vi befinner oss innenfor feltet for Labrador. Disse er antatt å tilhøre de eldre plagioklaskorn, relatert til den opprinnelige (metagabbro) dannelsen.

Mineralet er fargeløst med 1. ordens interferensfarger.

Kvarts: Opptrer i mengder vekslende mellom 2% og 4%, som amøboidale og ekvidimensjonale korn. Kornstørrelsen er varierende, men er noenlunde den samme som for plagioklas. Mineralet viser hovedsaklig en anhedral krystallutvikling og har lobate til suturerte korngrenser, ofte med dråpeformige innbukninger - caries teksturer. Kvarts finnes i enkelte slip som større 0.3 mm korn i kontakt mot epidot.

Kvarts forekommer i slip Lv50 langs mikrosprekker i assosiasjon med kalsitt. Kornstørrelsen er her omlag 0.05 mm.

Mineralet er fargeløst med 1. ordens interferensfarger. Undulerende utslokning.

Kalsitt: Forekommer i ett slip (Lv50) langs penetrative og andre mindre mikrosprekker. Kalsitten opptrer her som tabulære rundaktige korn i kornstørrelser fra 0.05 mm

til 0.1 mm. Mineralet har ofte også en nær amøboidal kornform og har få eller ingen spaltesett. Korngrensene er lobate til polygonale.

I andre slip kan kalsitt opptre som irregulære korn med kornstørrelser rundt 0.2 mm. Her er mineralet ofte i kontakt mot amfibol og kloritt, og er tildels peppret med opake mineraler. Kalsitten forekommer også i kontakt mot de opake mineralene langs tog para,lelt med foliasjonen. Kvantitativt forekommer mineralet i mengder fra 2% til 4%.

Mineralet er fargeløst med svært høye interferensfarger, >> 3. orden.

Apatitt: Opptrer som rundaktige kortprismatiske krystaller med anhedrale kornformer i grunnmassen. Kornstørrelsene er normalt 0.2 mm, men kornstørrelser helt opp til 1.0 mm er likevel observert. Korngrensene er i disse tilfellene lobate. Apatitten forekommer også som tabulære og langprismatiske korn, med en nær euhedral krystallutvikling. Lengste akse på kornene kan bli hele 1.0 mm lange. Mineralet er til tider oppsprukket og opptrer med inneslutninger av amfibol og kloritt. Apatitten er tolket dannet etter både aktinolitt, biotitt og kloritt.

Senere enh
vel?

Mineralet, som opptrer i mengder 4% til 7%, er fargeløst med 1. ordens interferensfarger. Det har et høyt relieff - høyere enn den omliggende plagioklas.

Titanitt: Opptrer i flere slip som en reaksjonsrand rundt opake mineraler. Titanitten (1% til 2%) finnes på den andre side også langs sprekkeplan og som inneslutninger i andre opake mineraler. Sammen voksninger med opake mineraler, har bestemte steder ført til en nær grafisk tekstur. Mineralet forekommer også som egne spredte 0.1 mm's korn i grunnmassen. Kornene er sub- til anhedrale.

Mineralet har gulbrun egenfarge med meget høye interferensfarger, >> 3. orden. Høyt relieff.

polygonale el.
polygon-lignende

Epidot: Forekommer kun i et hjørne i slip 1374, hvor det utgjør 10%. Her opptrer mineralet som 2-4 mm store tabulære og rundaktige kortprismatiske korn. Epidoten danner flere steder polygonal-liknende korngrenser med triple ~~point~~ junctions. Kornformene kan derimot også være svært uregelmessige, og korngrensene er i disse tilfellene suturerte. Mineralet opptrer også poikiloblastisk med inneslutninger av plagioklas og eventuelt kvarts. I andre slip opptrer mineralet som saussuritt i plagioklas.

Mineralet har gulgrønne egenfarger med svak pleokroisme. Interferensfargene er opp til 3.orden. Moderat til høyt relieff.

Rutil: Opptrer langs spalteriss i opake mineraler. Rutil opptrer dessuten som uregelmessige formete kornaggregater med suturerte korngrenser i ilmenitt - sammen med titanitt. Størrelsen på disse aggregatene er omkring 0.05 mm, og er tolket å representere en oksydasjon av ilmenitt.

Ilmenitt (hemoilmenitt): Forekommer som tabulærformete sub- til anhedrale korn. Kornstørrelsen ligger rundt 0.5 mm, mens korngrensene varierer mellom lobate og uregelmessige - suturerte. I slip 1374 kan ilmenitten likevel komme opp i størrelser opptil 1-2 mm. Flere av ilmenittkornene er poikiloblastiske med inneslutninger av silikater, hvor inneslutningene ofte er parallellorienterte. En begynnende omvandling, en oksydasjon, kan påvises, hvor ilmenitten synes å bli erstattet av rutil og titanitt (se Plate 1b). Disse opptrer som uregelmessig formete kornaggregater i størrelser på 0.05 mm inne i ilmenittkornene. Karakteristisk for samtlige ilmenittkorn er avblandingsteksturer med hematittlameller. Hematittinnholdet er jevnlig forholdsvis lite og linsene er parallellorienterte og svært finfordelte.

? ?

Ilmenitten opptrer også som spredte plateformige sub- til euhedrale apatittliknende korn i størrelser omkring 0.05 mm. Disse finnes fortrinnsvis langs soner i slippet, men også i nær tilknytning til de større ilmenittkorn. I sistomtalte danner de hyppig en slags halo rundt kornene. De opptrer flere steder i polykrystalline aggregater, hvor

orienteringen av kornene er fra retningsløs til vinkelrett. Denne opptreden er nokså utbredt og kan ved større tetthet vise en henimot grafisk tekstur med silikatene.

Ilmenitt viser ofte en utpreget grad av deformasjon, hvor silikater har trengt inn langs spalteplan og tildels fragmentert kornene. På dette viset kan ilmenitten opptre som svært finkornige (< 0.05 mm), spredte korn. De større ilmenittkornene har deformasjonstvillinger/lameller. Flere korn med uregelmessige former viser cariesteksturer og enkelte er også bøyde i halvmåne liknende former.

I ett slip (1374) ligger ilmenitten, sammen med magnetitt, parallell-orientert langs en sone. Dette kan tolkes som en representasjon av en eldre foliasjon. Volummessig utgjør ilmenitt alt fra 8% til 15%.

Symtomatisk for ilmenitten er også omvandlingsrander av titanitt. Flere steder er denne omvandlingen så utbredt at ilmenitten forekommer som svært små (< 0.03 mm) relikter - øyer - inne i tildels store titanittkorn. Mineralet opptrer ofte i assosiasjon med magnetitt, hvor ilmenitten utgjør en kjerne i magnetitt-aggregater.

Ilmenitten har en lys grå-brun farge, har en tydelig bireflektans og er sterkt anisotropt med grålige fargenyanser.

Kopperkis: Opptrer i grunnmassen som masseformige aggregater ofte med svært uregelmessige former. Kornstørrelsene kan komme opp i over 2.0 mm, mens korngrensene synes å variere, alt fra rette, via lobate til suturerte. Kopperkisen viser stort sett rette korngrenser mot pyritt, og synes å være i et likevektsforhold med dette mineralet. I kontakt mot silikatene framkommer flere steder en henimot grafisk tekstur. Kopperkisen er ellers jevnlig å finne langs korngrenser og sprekke-/svakhetssoner i andre mineraler. Mineralet forekommer også i sammenvoksnings-teksturer med sinkblende - i en emulsjonstekstur. Her består kopperkisen av avrundete korn, dråper, og opptrer på en måte som en sky inne i sinkblendeverten.

Flere steder opptrer kopperkisen som spredte rundaktige korn i størrelser rundt 0.05 mm. Krystallutviklingen er i disse tilfellene anhedral. I relasjoner til andre mineraler forekommer kopperkisen som inneslutninger i ilmenitt og amfibol sammen med plagioklas, og opptrer som årer/sprekker langs epidot-korn.

Kopperkis foreligger i antall varierende mellom 1% og 10%. Det er gult og svakt anisotropt.

Magnetitt: Forekommer som svært små korn (< 0.05 mm) i sub- til anhedrale polykrystalline kornaggregater langs årer i slip 8391. Som polykrystalline aggregater opptrer magnetitten ikke desto mindre i slip 1374, hvor uregelmessig formete korn synes å ha vokst over hverandre i en flerfasert vekst. Korngrensene er rette til lobate med enkelte konkave cariesteksturer. Aggregatene opptrer i Lv54 rundt en kjerne av ilmenitt. Her er kornene sub- til euhedrale og opptrer med gjensidige, felles grenser, der korngrensene internt kan møtes i tripple ~~point~~ junctions. Volummessig forekommer magnetitten i kvanta varierende fra 2% til 6%.

Mineralet er poikiloblastisk med inneslutninger av kopperkis, men er kun i forsvinnende grad fragmentert. Aggregatene kan komme opp i størrelser inntil 1.0 mm.

I flere slip forekommer magnetitten som nær euhedrale 0.1 mm korn med rette korngrenser og kontakter mot aktinolitt (1374). ^{Med} Mellom epidot opptrer mineralet med lobate korngrenser, samtidig som rette korngrenser framvises mot kopperkis. Mineralet gjennomsettes i tillegg relativt hyppig av den nevnte nålaktige amfibol (1374).

Magnetitten opptrer dessuten som 0.1 mm deformerte oktahedriske krystaller. Disse kornene er tildels fragmenterte og viser gjerne lobate til suturerte korngrenser. I tillegg til å foreligge som inneslutninger, later det også til at kopperkis har trengt inn langs sprekk-svakhetsplan i mineralet.

I assosiasjoner med kopperkis og pyritt forekommer magnetitt som aggregater langs disse mineralene. Kornstørrelsen er svært varierende, fra < 0.05 mm til 0.2 mm. Sammen med ilmenitt er magnetitt også hyppig orientert langs foliasjonsplan.

Magnetitten er grå med en brunlig tone og er isotropt.

Hematitt: Opptrer som avblandingsteksturer i ilmenitt. Hematitten er her fordelt som disk-/dråpeformige lameller og linser som synes å ligge parallelt med ilmenittens kløvretninger. Inneslutningene er relativt hyppige, men hematitt-innholdet er likevel jevnt over lavt. Størrelsen på disse kan komme opp i 0.001 mm, men er vanligvis langt mindre (se Plate 1b).

Hematitt er grå-hvit, tydelig anisotropt og med en svak, men tydelig bireflektans.

Pyritt: (1% - 2%). Opptrer som 1.0 - 2.0 mm nær euhedriske korn med inneslutninger av kopperkissmittet sinkblende. Korngrensene er fra rette til lobate. Pyritten forekommer også som korn med mer uregelmessige former. Disse er ofte overvokst av silikater, samtidig som mineralet viser rette korngrenser mot kopperkis. Kornstørrelsen er 0.25 mm, og pyritten opptrer ofte med konkave cariesteksturer.

Mineralet forekommer også som poikiloblaster med inneslutninger av kopperkis, sinkblende og silikater. I tillegg er pyritten tilstede som en slags halo rundt kopperkis eller som små fragmenter spredt utover. Mineralet er ofte også selv omgitt av magnetitt.

I epidot foreligger pyritten som nær euhedrale inneslutninger, med størrelser rundt 0.05 mm (1374).

Pyritt er gullig hvit og isotropt. Det viser intet tegn til anisotropi.

Sinkblende: Forekommer alltid med inneslutninger av dråpeformig og subhedral kopperkis i en emulsjonstekstur. Sinkblenden opptrer som sub- til anhedrale korn med stort sett lobate korngrenser, hvor kornstørrelsene kan komme opp i 0.3 mm. Mineralet foreligger ofte i kontakt mot pyritt langs korngrensene, men finnes også som inneslutninger og langs spalteplan i denne. Inneslutningene er vanligvis uregelmessig formete korn med lobate korngrenser, men mer rette korngrenser kan derimot også observeres. Sinkblenden forekommer i mengder fra 1% til 3%.

I slip 1374 er funnet et eksempel på hvor en brunlig grå sekundær ikke-opak fase har angrepet sinkblenden langs en sprekk. Dette angrepet har fortrenget sinkblenden, men later derimot ikke til å ha påvirket kopperkis-inneslutningene. Den sekundære fasen er antatt å være en lokal supergen effekt og synes å være en begynnende pseudomorfisering. Denne kopperrike omvandlingen, som også innehar covellin, har dermed arvet sinkblendens kopperkissmitte.

Sinkblende er grå og isotrop. Gule og rødlige interne reflekser er observert.

6.3 MINERALISERTE KVARTS-EPIDOT-KALSITT BERGARTER

6.3.1 Makroskopisk beskrivelse

Prøvene har alle til felles at de inneholder mineralene kvarts, epidot og kalsitt. På denne måten får flere prøver et tilnærmet skarnaktig utseende, og det er svært lite igjen av gabbro-preget. Grad og type, av mineralisering synes å variere også for disse prøvenes befinnende. Molybdenglans forekommer i flere prøver som et nettverk av stjerneformige aggregater, som fører til en nær massiv opptreden. I andre tilfeller opptrer den mer spredt - disseminert. Kopperkis, magnetitt og pyritt opptrer likedes fra disseminerte til nær massive.

Karakteristisk for de fleste prøver er utviklingen av grovkornige velkrystalline epidoter. Disse opptrer som tildels svært lange stenglige og langprismatiske krystaller - lengder opptil 10 cm er målt. Synlige krystaller av granat er også ved flere anledninger tilstede.

I friskt brudd har bergartsprøvene ofte bleke grå-grønne og røde fargenyanser, med tilfeller av gule, metalliske og glassaktige innslag. På forvitrede flater framvises mer mørke rødlige brunfarger. Prøvene er stort sett middelskornige, men grovkornige varianter forekommer også.

En prøve hentet fra stoll 2 (Lv68) viser en glassaktig grovkrystallin kvartsåre i kontakt mot metagabbro. Årer og sprekker i prøven synes å være fylt av sekundær nålaktig amfibol, mens sulfider, pyritt og kopperkis, opptrer disseminert. Enkelte epidoter viser god krystallutvikling på grensen mot kvarts. I flere prøver forekommer liknende sprekke-/skiffrighetssoner av kvarts og kalsitt med magnetitt-, kopperkis- og molybdenglans- mineraliseringer. Magnetitt foreligger i disse tilfellene i massive soner inne i kvartsårene, mens sulfidene opptrer mer disseminerte. Karakteristisk for disse er omvandlingssoner bestående hovedsaklig av sekundært dannede grønne mineraler. Nærmere mot metagabbroene vil disse omvandlingssonene endre karakter, hvor vi

har en sidestensomvandling av albitt.

6.3.2 Mikroskopisk beskrivelse

Intergranulære teksturer

Når det gjelder de intergranulære teksturene, så er bergartene holokrystalline og heterogranulære. Krystallutviklingen er xenoblastisk med absolutte kornstørrelser i området fin- til medium kornet. Bergartene opptrer med porfyroblastiske teksturer og mineralorienteringen er granoblastisk. Visse slip kan derimot vise en nær foliert mineralorientering.

I ett slip forekommer en del mikrosprekker fylt med plagioklas og kvarts. Ellers synes grafiske teksturer mellom opake mineraler og silikater å være svært utbredt.

Intragranulære teksturer

Aktinolitt: Forekommer i mengder varierende fra 7% til 38% som porfyroblaster ofte i en granoblastisk tekstur. Mineralet utgjøres av såvel prismatiske og tabulære, men også i mindre grad nålformige og fibrøse, korn. De prismatiske variantene innehar jevnlig karakteristiske $60^\circ/120^\circ$ spalteriss. Disse opptil 1.0 mm store kornene har rombeliknende kornformer, mens krystallutviklingen i disse tilfellene er subhedral. Tabulære korn later derimot ikke til å opptre med spalteriss, og disse forekommer hyppig som anhedrale korn med lobate, vage korngrenser. Mineralet opptrer ofte i klynger som glomeroporfyroblaster, ofte i en nekaktig, nær garbenliknende tekstur (Plate 2a). Enkelte av disse glomeroporfyroblastene er tildels sub- til parallellorienterte. På denne måten vil man kunne få, hva forfatteren har valgt å kalle en Weidemann-tekstur (Plate 2b).

Aktinolitten forekommer også betegnende som poikiloblaster med inneslutninger av opake mineraler, epidot, biotitt og plagioklas. Disse inklusjonene kan ofte opptre med

svært stor tetthet, slik at mineralet får et sveitserost-aktig preg. De langprismatiske kornene kan nokså symptomatisk figurere i størrelser rundt 1.0 - 2.0 mm, men kan ved flere anledninger bli forholdsvis lange - opptil 4.0 mm. Tavleformige korn opptrer fortrinnsvis i størrelser 2.0 - 4.0 mm.

Aktinolitten opptrer dessuten som svært uregelmessig formete korn i assosiasjon med epidot. Korngrensene er lobate og suturerte, mens kornstørrelsen i disse tilfellene kan variere fra under 0.1 mm til omlag 0.6 mm. I slip 65Lv101 foreligger mineralet i tillegg som små (≈ 0.1 mm) euhedrale samt rundaktige anhedrale korn i en grunnmasse bestående av kvarts

Aktinolitten forekommer ytterligere som lamellære korn med rette korngrenser og flisige forkrøplete ender. Størrelsen på disse kornene ligger på rundt 2.0 mm, og kan sannsynligvis tolkes som pseudomorfer etter enten pyroksen eller biotitt. Flere av aktinolittkornene synes å skjære gjennom hverandre; nålaktige korn skjærer gjennom tabulære, mens prismatiske skjærer gjennom lamellære o.s.v. Dette er tegn som kunne tyde på en flerfas mineralvekst.

fase? trinn?

De nålaktige og fibrøse kornene opptrer som svært finkornig, ofte mindre enn 0.1 mm, i glomeroporfyroblastiske teksturer. Disse aggregatene kan ha vifteformige kornsammenvoksnings - med et piggsvinaktig preg, men forekommer også i garben-liknende teksturer (Plate 3a). I grunnmassen opptrer mineralet også som egne spredte nålformige korn < 0.1 mm. Det prismatiske og nålformige mineralet opptrer rett som det er i en nær grafisk tekstur med opake mineraler.

Overgangsmessige korngrenser vises mot både kloritt og epidot, og aktinolitten later i flere tilfeller å bli erstattet av kalsitt.

Aktinolitten innehar også i dette tilfellet to ulike fargekombinasjoner, med henholdsvis lys- til mørkegrønn og blå-grønn til grønn pleokroisme. Opptil 2. ordens interferensfarger.

Biotitt: Opptrer som tabulære til lamellære korn med en sub- til anhedral krystallutvikling. Mineralet opptrer ofte som glomeroporfyroblaster hvor kornaggregatene synes å være orientert langs foliasjonsplan i grunnmassen. I disse kornsmenvoksnene har mineralkornene til en viss grad vokst inn i hverandre, i noe som må tolkes som en flerfaset mineralvekst. Kornstørrelsene varierer fra 0.4 mm til 1.0 mm. Finkornig agglomerater kan også sees.

Biotitten er i flere tilfeller tydelig omdannet og tildels erstattet av kloritt. Biotitt opptrer således ofte som 0.1 - 0.2 mm lamellære relikter inne i kloritt, med vage og suturerte korn grenser. Liknende spøkelsesteksturer foreligger også inne i aktinolitt.

I grunnmassen forekommer biotitten som svært fine korn og er ofte i assosiasjon med aktinolitt og opake mineraler. Biotitten eksisterer dessuten flere steder som poikiloblaster med inneslutninger av aktinolitt, plagioklas og opake mineraler. Kornstørrelsene ligger på rundt 1.0 mm eller mindre. I de nevnte mineraler opptrer biotitten dog også selv som inneslutninger.

Kvantitativt foreligger biotitt i mengder fra 1% til 15%. Mineralet har en brun egenfarge med lysebrun- til mørkere brun pleokroisme. Høye interferensfarger, opptil 3. orden.

Kloritt: Opptrer i grunnmassen som lamellære glomeroporfyroblaster i en nær nematoblastisk tekstur. Størrelsene på de individuelle korn ligger rundt 0.6 mm, mens korn grensene er fra suturerte til rette. Kloritten er i disse tilfellene antatt å være omdannet fra biotitt og representerer således pseudomorfer etter denne. Ved flere anledninger kan biotitt sees som relikter inne i klorittaggregatene. Andre steder later kloritten til å ha trengt inn langs spaltepplan i vertsmineralet.

Kloritten gjennomsettes av stenglig aktinolitt, og er derfor tolket å være eldre enn denne. Mineralet opptrer i varierende kvanta fra 5% til 15%.

Kloritten har en lys til mørk grønn farge og viser en svak pleokroisme. 1. ordens anomale, brune, interferensfarger.

Titanitt: Opptrer som en reaksjonsrand omkring ilmenitt. Denne titanittiseringen er flere steder svært omfattende, slik at titanitt-randsone kan ha en stor utbredelse > 1.0 mm. På denne måten utgjør mineralet nesten en matrix rundt ytterst små relikter av ilmenitt, i hva som må betegnes en bortimot fullstendig fortrenkning. Mindre "koronaer", < 0.03 mm, er imidlertid også observert hvor omdannelsen ikke er så utpreget. Den omtalte erstatning later også til å kunne ha foregått langs sprekke- og svakhetsplan (Plate 3b).

Mineralet finnes dessuten som egne spredte tabulære korn. Disse er sub- til anhedrale med kornstørrelser rundt 0.2 - 0.4 mm, men korn 0.1 mm eller mindre forekommer også (Plate 4a). Større, nær euhedrale, tildels båtformige og rombeformige korn er i tillegg observert i størrelser helt opptil 1.5 mm. Egne korn er ofte svært misdannede og figurerer med uregelmessige omriss. Riss og sprekker er enkelte steder fylt med kalsitt. Korngrensene mineralet opptrer med er både polygonale og suturerte. Titanitt er også poikiloblastisk med inneslutninger av plagioklas og opake mineraler - fortrinnsvis ilmenitt. Mineralet opptrer imidlertid også selv som inneslutninger i aktinolitt, epidot, kvarts og opaker.

I samvekst med opake mineraler opptrer titanitt endog i en nær grafisk tekstur, mens i kontakt mot epidot enten som uregelmessige amøboidale korn, eller som glomero-porfyroblaster. Sistnevnte utgjøres av 0.3 mm store sub- til anhedrale korn. Korngrensene disse framviser er svært uregelmessige mot epidot, men er internt mer lobate og rette.

Titanitt er overvokst av nålaktig aktinolitt og finnes med en nær filtig overflate inne i amfibolagglomerater. Enkelte aktinolittkorn har trengt inn langs spaltepplan og deformert titanitten. Titanitten er derfor antatt dannet før aktinolitt.

Kvantitativt foreligger titanitten i mengder varierende fra 5% til 20%. Mineralet har en gulbrun egenfarge med høye interferensfarger. Høyt relieff.

Kalsitt: Forekommer som tabulære og nær amøboidale korn (3% - 20%). Kornstørrelsene varierer betraktelig; fra under 0.1 mm til over 5.0 mm. De tabulære kornene opptrer som sub- til anhedrale korn i størrelser opptil 5.0 mm. Korngrensene er tildels suturerte og enkelte steder også tilstede med cariesteksturer. Mindre korn opptrer med lobate og suturerte korngrenser. Kornformen kan ved flere anledninger være svært uensartet.

Kalsitten forekommer jevnlig i nær tilknytning til de opake mineralene, hvor mineralet opptrer som en slags randzone rundt fortrinnsvis molybdenglans. Enkelte steder forekommer mineralet poikiloblastisk med inneslutninger av nevnte opake mineraler og plagioklas, mens det atter andre steder selv kan opptre som inneslutninger. Eksempler på at kalsitten later til å erstatte epidot er også tilstede (Plate 5b).

Kalsitten innehar flere steder nokså karakteristisk både to og tre spaltesett - disse kan til tider bli nokså fyldige. I slip 65Lv101 finnes kalsitten som inneslutninger i granat som sub- til euhedrale korn. Korngrensene er dels rette, dels svært uregelmessige, mens kornstørrelsen varierer fra 0.2 mm til 0.6 mm.

Kalsitten er fargeløs med høye >> 3. ordens interferensfarger.

Plagioklas: Opptrer i grunnmassen som svært finkornig (<0.05 mm). Mineralet opptrer som avrundete tabulære, nær amøboidale korn med både polygonale, lobate og suturerte korngrenser. De polygonale korngrensene opptrer i mosaikkliknende teksturer. Disse finkornige plagioklaskornene foreligger stort sett uten tvillinger. Kortprismatiske og tavleformige varianter er tilstede i flere slip. Disse opptrer i størrelser opptil 0.8 mm, med anormale korngrenser og sprekkefyllinger av kalsitt og epidot. Tvillinger er observert blant kornstørrelser omlag 0.2 - 0.4 mm. I tillegg

forekommer av og til store 1.0 - 2.0 mm korn med tvillinger.

I kontakt mot opake mineraler opptrer fortvillinget plagioklas i større ansamlinger hvor kornene i mindre grad er saussurittisert. I disse tilfeller kan plagioklasen også framvise grafiske relasjoner til de opake mineralene.

Når det gjelder plagioklas og saussurittisering later det til at denne omdanningen ikke er jevnt fordelt. Enkelte korn kan vise en utpreget saussurittisering, mens atter andre kan virke mer eller mindre upåvirket. Plagioklasen kan flere steder vise undulerende utsløkning, noe som tyder at den har vært utsatt for en deformasjon.

I ett slip (2/84) har plagioklasen trengt inn langs spalteplan og erstattet og delvis fragmentert epidot.

Målinger av plagioklasenes An-innhold ga for disse bergartsprøvene verdier i området An-55 - An-64. Vi befinner oss med andre ord, også i dette tilfellet, i området for labrador. XRD-analyser utført for finkornig ufortvillinget plagioklas i en sidestensomvandlingssone, indikerte derimot en albitt sammensetning. Denne synes å representere en yngre albittiseringsprosess, som omvandlet den eldre mer basiske labrador. Vi har med andre ord med to ulike plagioklas-sammensetninger å gjøre.

Plagioklasen opptrer i kvanta mellom 5% og 45%. Det er fargeløs med 1. ordens interferensfarger.

Apatitt: Forekommer som kortprismatiske rundete anhedrale korn med tildels subhedrale korngrenser. Kornstørrelsen ligger rundt 0.2 - 0.3 mm, men kornstørrelser helt opptil 1.0 mm er dog observert (Plate 4b). Apatitten opptrer også som tabulære og langprismatiske korn, med tildels sub- til euhedral krystallutvikling. Mineralet foreligger hyppig oppsprukket, og er poikiloblastisk med inneslutninger av aktinolitt, biotitt og kloritt.

Apatitten opptrer aksessorisk (3% - 5%), og er fargeløst med 1. ordens interferensfarger. Den har et høyt relieff og er enakset negativt.

Epidot: Opptrer som rundaktige kortprismatiske korn i vidt forskjellige kornstørrelser - fra 4.0 mm ned til < 0.05 mm. Enkelte korn viser atskillige steder nær euhedral krystallutvikling, mens andre har en mer sub- til anhedral framvekst. Korngrensene er tildels polygonale med mosaikkliknende teksturer, hvor korngrenser møtes i såkalte tre-delte knutepunkt. Lobate korngrenser forekommer imidlertid også hyppig. Som det går fram av bildet i Plate 5a framvises ofte en sonarbygging, på grunn av varierende jern-innhold. Flere 3.0 - 4.0 mm store korn er oppsprukket langs to plan med opake mineraler og rutil eksisterende langs sprekkeplan og med inneslutninger av titanitt. Epidoten finnes også i kornstørrelser rundt 1.0 - 2.0 mm og 0.05 mm som sub- til anhedrale korn. Mineralet synes flere steder å utgjøre en slags grunnmasse (<0.025 mm.).

I et slip (93Lv101) opptrer epidot i en egen sone som tildels større 2.0 - 3.0 mm subhedrale korn. Mineralet opptrer her glomeroporfyroblastisk i en nær monomineralisk masse. Korngrensene er her alt fra rette til lobate og suturerte, slik at gjensidige kontakter med tre-delte knutepunkt er tilstede (Plate 5a). Kornformene er tabulære og kortprismatiske rundaktige, og mindre korn ned til 0.1 mm finnes mellom de større korn. Mineralet er karakteristisk oppsprukket og poikiloblastisk.

Epidot forekommer også som mer tabulære og lamellære tildels fragmenterte korn. Disse kan visse steder være poikiloblastiske med inneslutninger av aktinolit, titanitt, kvarts og plagioklas. Disse, som er tolket til å representere pseudomorfer, opptrer ofte som glomeroporfyroblaster - hvor de ulike kornene skjærer inn i hverandre. Av og til kan inneslutningene føre til at mineralet får et sveitserost-aktig preg. Mineralet forekommer imidlertid selv som inneslutninger i enkelte opake mineraler. Epidot er hyppig i kontakt mot aktinolit.

I et annet slip (2/84) er epidoten i ferd med å bli erstattet av plagioklas. Plagioklasen trenger inn langs spalteplan i 2.0 - 3.0 mm korn og erstatter og reduserer epidoten

til størrelser mindre enn 0.2 mm. I tillegg viser atskillige epidotkorn cariesteksturer mot plagioklas. Epidoten forekommer også i grunnmassen som rundaktige 0.1 mm prismatiske korn. Om dette representerer saussurittisering eller fragmentering er uvisst. Det kan derimot også tolkes som en arvet tekstur.

Volummessig varierer epidotinnholdet mellom 5% og 35%. Mineralet opptrer med en beige og lysegrønn svak pleokroisme - som kan tyde på et nokså høyt jerninnhold. Høye 3. ordens interferensfarger.

Kvarts Opptrer i et slip (65Lv101) i assosiasjon med granat, hvor det forekommer som sprekke- og åpenromsfyllinger inne i gedigne granatkorn. Krystallutviklingen er hovedsaklig subhedral, med både uregelmessige og rette korngrenser. Mineralet grenser mot granat, kalsitt og mer sjeldent epidot. Ved flere anledninger framvises i tillegg en nær grafisk tekstur mot granatkorn. Kornstørrelsen ligger rundt 0.6 mm og kornformene kan enkelte steder også være nær euhedriske. Flere subhedrale korn i størrelser 2.0 - 4.0 mm opptrer ofte med gule interferensfarger. Disse er tildels opptrukket både med og uten innfylling av andre mineraler. Mineralet kan også opptre i intim samvekst med plagioklas, opake mineraler og titanitt.

I et annet slip (Lv57) opptrer kvarts som en 2.0 mm stor polykrystallin åpenromsfylling bestående av 0.05 mm amøboidale korn. Opptil 10.0 mm store anhedrale korn er også observert, hvor disse har en amøboidal utforming med suturerte og lobate korngrenser.

I de fleste prøver forekommer kvarts i grunnmassen. Mineralet opptrer her i assosiasjon med plagioklas, som svært små amøboidale og tildels irregulære korn, med lobate til rette korngrenser. Større korn opptil 1.0 mm er innimellom tilstede.

Kvarts foreligger kvantitativt i mengder fra 2% til 40%. Mineralet er fargeløst med 1. ordens, tildels gule, interferensfarger. Undulerende utslokning.

Granat: Forekommer kun i ett slip (65Lv101) og utgjøres i dette slipet av tre isometriske korn (30%). Et svært velvoksent granatkorn opptrer med en størrelse på over 20.0 mm har vært utsatt for en deformasjon med påfølgende inntrengninger av kvarts, epidot, titanitt, kalsitt og opake mineraler. Denne deformasjonen har visse steder ført til at mineralet ofte er svært fragmentert. Korngrensene varierer fra rette, via lobate til suturerte. De mindre variantene, 5.0 og 8.0 mm korn, har de samme egenskapene, men er ikke i så stor grad oppstykket.

Granat har en svak rosa egenfarge og er isotropt. Høyt relieff.

Rutil: Forekommer som inneslutninger og langs korngrenser og sprekker i opake mineraler. Rutil opptrer her som lamellære og nålformige < 0.1 mm korn. Mineralet finnes derimot også i tilknytning til titanitter, aktinolitt og kvarts, hvor det opptrer som inneslutninger og i påvekstsoner.

Ilmenitt (Hemoilmenitt): Opptrer i svært uregelmessige kornsammenvoksninger som rundaktige tabulærformete korn. Disse omlag 1.0 mm store polykrystalline aggregatene er i større grad deformert og delvis fragmentert til kornstørrelser rundt 0.05 mm. Poikiloblaster opptrer relativt hyppig med inneslutninger av kopperkis, magnetitt og silikater.

Ilmenitten forekommer dessuten som spredte sub- til anhedrale korn med størrelser fra omlag 0.4 mm til 1.2 mm. Disse kornene viser varierende grad av fortrenkning. Denne fortrenkningen kommer til syne som en reaksjonsrand av titanitt. Enkelte korn er nær fullstendig omvandlet og utgjør små meget innviklete, frynsete, ujevne og spredte relikter inne i større titanittkorn. Korngrensene, fortrenkningsfronten, er suturerte og kan best sammenliknes med kystlinjer (Plate 8b). Kornstørrelsene varierer fra 0.2 mm helt ned til < 0.002 mm. I tillegg ser det ut til at titanitten flere steder har trengt inn langs sprekke-/svakhetssoner og til en viss grad fragmentert ilmenittkornene. På denne måten er ilmenitt i flere slip tilstede som spredte pepprete korn < 0.025 mm, tildels orientert langs eldre foliasjonsplan.

Ilmenitten opptrer også som langprismatiske og nålaktige, bortimot euhedrale, korn i kontakter mot aktinolitt. Kornstørrelsene disse kornene framviser ligger på omlag 0.05 mm.

Mineralet opptrer svært ofte i nær tilknytning til magnetitt. Flere steder er ilmenittkornene, i selskap med magnetitt, orientert langs foldete foliasjonsplan inne i plagioklasgrunnmassen. Selve mineralkornene viser derimot små tegn til deformasjon.

Samtlige ilmenittkorn opptrer med parallellorienterte og finfordelte hematittlameller. Hematittinnholdet er også i disse prøvene jevnt over lavt og inneslutningene små - < 0.001 mm.

Mineralet opptrer i mengder fra 1% til 9%. Ilmenitt har en lys grå-brun farge, har en markant birefleksans og sterke polerisasjonsfarger.

Molybdenglans: Forekommer som mindre flak- og plateaktige krystaller. Mineral-kornene opptrer i nekaktige og vifteformige polykrystalline aggregater, hvor de ulike platene later til å ha vokst over hverandre (Plate 6b). Denne kornsammenvoksningen virker å være resultat at flere faser av mineraldannelse. Størrelsene på disse aggregatene ligger omlag 1.2 - 1.6 mm, mens de enkelte korn har størrelser hovedsaklig i intervallet 0.2 - 1.0 mm. Molybdenglansen viser sub- til anhedral krystallutvikling med rette til uregelmessige korgrenser. Enkelte nær euhedrale krystaller er også observert. De individuelle mineralkornene er jevnlig bøyde og framstår med undulerende utsløkning.

De nevnte polykrystalline aggregater kan også utgjøres av parallellorienterte mineraler, men sammenvoksningen kan også ha resultert i stjerneliknende garbenteksturer (Plate 7a). Aggregatene kan dessuten vise mer uregelmessige former. I tillegg til langprismatiske korn opererer også kortprismatiske og tabulære varianter. Aggregatene kan i disse tilfeller komme opp i betydelige størrelser, opptil 4.0 mm. Flere aggregater ligger ofte nært tilknyttet hverandre og utgjør atskillige steder et

slags nettverk.

Mineralet forekommer hyppig som egne spredte plateformige korn. Disse er bøyde med undulerende utslokning og er sub- til anhedrale i kornstørrelser rundt 0.1 mm eller mindre. Snitt med lengdeutstrekning på over 1.0 mm er dog iaktatt (Plate 7b).

Molybdenglansen er rett som det er poikiloblastisk med inneslutninger av kopperkis. Mineralet foreligger hyppig i assosiasjon med magnetitt, hvor det kan opptre som et fiskegarnliknende filtig aggregat. I andre tilfeller (1373) later molybden til å blitt dannet langs sprekker og åpenrom i magnetitt. Eksempler på at mineralet skjærer gjennom magnetittkorn er også observert.

I flere slip forekommer mineralet i mindre mengder, som svært små < 0.05 mm uregelmessige korn. Molybdenglans-innholdet i de ulike prøver varierer fra 5% til 25%.

Mineralet har en hvit til mørk grålig farge, er sterkt bireflekerende og har meget sterke polarisasjonsfarger. I tillegg er molybdenglansen svært bløt og poleringen har flere steder ført til groper i slipene.

Magnetitt: Opptre som sub- til anhedrale korn i polykrystalline aggregater, hvor silikater og tildels også kopperkis har trengt inn langs korngrenser. Denne teksturen er nokså karakteristisk. Kornene er således fragmenterte og deformerte med uregelmessige, dels også rette, korngrenser. Kornformen er stort sett tabulær. Mineralet forekommer også som poikiloblaster med inneslutninger av kopperkis og silikater. Kornstørrelsen er 0.6 -2.0 mm eller mindre. Mineralet er overvokst av plagioklas.

Magnetitt opptre også som 0.1 mm kubiske og oktahedriske nær euhedriske korn med tildels rette korngrenser. Større 2.0 mm oktahedriske korn er også observert. I grunnmassen foreligger mineralet i tillegg som omlag 0.025 mm sub- til anhedrale korn. Magnetitten forekommer også som sub- til anhedrale korn i størrelser 0.1 - 0.2

mm, ofte med konkave korngrenser. Som euhedrale former framkommer mineralet i størrelser rundt 0,0015 mm.

Magnetitten opptrer mot titanittrander med tildels rette korngrenser. Dette er tolket til å representere tidligere arvete magnetitt-ilmenitt grenser. Flere steder later det derimot til at titanitten fortrenger magnetittkorn (Plate 8b).

Over større områder kan magnetitten opptre som et massivt polykrystallint aggregat. Kornformen kan være nær euhedrale, men mer rundaktige sub- til anhedrale korn forekommer også. I selve mineralaggregatet er korngrensene rette til forskjellig former for bøyde, og danner således en mosaikk med eksempler på tre-delte knutepunkt. Dette tyder på stor grad av statisk kornvekst. Kornstørrelsen på de individuelle korn varierer fra 0.05 mm til 0.3 mm. Mineralet forekommer ofte med inneslutninger av kopperkis, mens langs korngrensene opptrer ofte molybdenglans og silikater.

I et slip (1375) opptrer de polykrystalline aggregater langs en Z-formet sone. ? ?

I kontakt mot pyritt framstår magnetitten med rette til lobate gjensidige korngrenser. Mineralet opptrer også som nær euhedral inneslutning i pyritt (Plate 9a). Langs sprekkeplan er mineralet intrudert av en kornete pyrittfase (Plate 9b).

Magnetitt opptrer i mengder variere mellom 3% og 70%. Mineralet er grått med brunlige sjatteringer og er isotropt.

Kopperkis: Opptrer i grunnmassen som svært uregelmessig formete massive polykrystalline aggregater med lobate til rette korngrenser. Størrelsen på kornene ligger på omlag 0.3 mm, mens aggregatene kan ha en utstrekning på opptil 6.0 - 7.0 mm. Kopperkisen foreligger nok så symptomatisk med en betydelig grad av oppsprekking (Plate 7b). I opptreden sammen med silikater, bl.a. aktinolitt og biotitt, framviser ofte en nær grafisk-liknende tekstur. 2

Mineralet forekommer også som inneslutninger i molybdenglans, hvor mineralet synes å ha blitt avsatt mellom molybdenkorn som en slags åpenromsfylling. I samvekst med sinkblende forekommer kopperkisen i emulsjonsteksturer, hvor sulfidmineralet opptrer som dråpeformige inneslutninger. Eksempler på euhedrale sinkblende-inneslutninger i kopperkiskorn er også observert.

Kopperkisen er flere steder å finne langs korngrenser og sprekke-/svakhetsplan i andre mineraler, men foreligger også jevnlig som mindre ($< 0.2\text{mm}$) spredte svært uregelmessige korn assosiert med plagioklas.

Kopperkisen viser i flere tilfeller tegn til å erstatte pyritt. På denne måten opptrer mineralet med inneslutninger av relikter - spøkelser - av svært irregulære og deformerte pyrittkorn (Plate 10a).

Mineralet forekommer kvantitativt varierende mellom 2% og 40%. Det er gult og med svake polerisasjonsfarger.

Pyritt: Opptrer i to vidt forskjellige konfigurasjoner. I den ene grunnformen forekommer pyritten som nær euhedrale kubiske korn i størrelser rundt 0.2 - 0.6 mm. Sub- til anhedrale korn (0.2 - 0.8 mm) er dessuten tilstede med alt fra rette, via lobate til irregulære korngrenser. Cariesteksturer med konkave innbukninger er observert hvor mineralet grenser mot aktinolit. Mineralet kan opptre poikiloblastisk med inneslutninger av sinkblende, kopperkis, ilmenitt, magnetkis, aktinolit og plagioklas.

Pyritten forekommer i flere tilfeller som store, opptil 3.0 mm, subhedrale korn. Disse kornene kan til tider være svært oppsprukket, og er overvokst av amfiboler og plagioklas. Sammen med de nevnte silikater kan pyritten i tillegg opptre i nær grafiske teksturer. Ved kontakter mot magnetitt framvises nokså karakteristisk rette gjensidige korngrenser. I tillegg til å ha inneslutninger av magnetitt, opptrer mineralet ofte også som en randzone rundt nevnte magnetittkorn (Plate 9a). Pyritten forekommer relativt hyppig i kornsammenvoksninger hvor to eller flere korn opererer i aggregater.

Pyritten opptrer også som subhedrale 0.4 mm korn hvor mineralet viser rette korngrenser mot kopperkis, mens lobate konkave grenser mot epidot, plagioklas og aktinolitt.

Som den andre formen opptrer mineralet i hva som populært kan kalles "søppelkassepyritt". Pyritten forekommer her som svært finkornige aggregater med anhedrale irregulære kornformer. Korngrensene er i de fleste tilfeller suturerte og konkave, mens kornstørrelsene varierer fra 0.15 mm til 0.8 mm. I denne som er antatt å representere en yngre fase av pyrittevekst, er mineralet gjerne sammenvokst med en fin magnetittfase. Samtidig opptrer pyritt langs sprekker i større magnetittkorn. Kopperkis later til å erstatte pyritten, slik at pyritten forekommer som skjeletter - relikter - inne i massiv kopperkis (Plate 10a). Denne erstatningen er også påbegynt i sentrum av kornene, slik det som gjenstår er en ramme av pyritt rundt kopperkis. Dette er ofte betegnet som en atoll-tekstur. Eksempel på at denne yngre pyrittfasen er relativt mobil er vist i kontakt mot aktinolitt. Her opptrer mineralet som flammer langs korngrenser og sprekker (Plate 10b).

Pyritten forekommer også som spredte fragmenterte 0.0025 mm sub- til anhedrale korn i grunnmassen.

Pyritt har gule til hvite farger. Fargen på den kornete yngre pyrittfasen har imidlertid en noe mørkere farge enn den krystalline. Volummessig opptrer mineralet fra 1% til 20%.

Er det da FeS_2 ?

Sinkblende og Hematitt: Opptrer med de samme karakteristika som under den folierte gabbro.

6.4 SAMMENFATTENDE KOMMENTARER

Et spørsmål man må ta i betraktning ved bedømmelsen av forekomsten, er hvor representative de enkelte prøvene er for de ulike bergartene. Likeledes kan man stille spørsmålstegn ved om bakgrunns materialet er stort nok til å kunne trekke noen vidtrekkende konklusjoner.

Likevel, ved sammenlikninger av mineralogi kan likhetstrekk mellom de to gruppene avdekkes. Mineraler som opptrer i begge grupper utgjøres av magnetitt, pyritt, hemo-ilmenitt, titanitt, sinkblende, kopperkis, biotitt, kloritt, aktinolit, muskovitt, plagioklas, kalsitt og apatitt. På dette grunnlaget kan man anta at mineraler som de ovenfor omtale, kan ha blitt derivert fra den forskifrete metagabbroen. Dette kan ha foregått i skjærsonen ved en tilbakeskridende metamorfose. I tillegg kan svovel frigitt ved dannelsen av magnetitt, diffundere inn i sidebergarter og føre til ytterligere mineraldannelser. Dette er imidlertid ikke bevist, og er bare lagt fram som en mulighet.

De mineraliserte kvarts-epidot-kalsitt bergartene inneholder, som betegnelsen indikerer, større mengder av kvarts, epidot, kalsitt og i tillegg, ikke minst, molybdenglans, enn den folierte metagabbro. Disse mineralene, hovedsaklig kvarts og molybdenglans, synes derfor å være fremmede i den opprinnelige metagabbroen. Man må med andre ord ha en ekstern kilde for tilførsel av disse mineralene.

6.5 PARAGENESE - EN DISKUSJON

Nedenfor vil det bli gjort et forsøk på å bestemme forekomstens paragenese, det vil si utviklingen av de karakteristiske mineralselskapene for bergartsprøvene.

Flere tegn tyder på at bergartsprøvene bringes partielt til likevekt mot lavere trykk- og temperatur-forhold. Dette kommer til uttrykk ved at flere mineralfaser viser tegn til retrogradering i form av reaksjonsrander og pseudomorfer, mens atter andre faser av den opprinnelige høyere grad opptrer relativt friske. I slike tilfeller vil det totale

Men er påddet mt-py
 et metamorft skizant 2,
 & "vante" kryst bettektunge
 alle hsi mt er dene empy



mineralselskapet ikke være i likevekt, siden det inneholder faser som representerer ulike metamorfosegrads forhold.

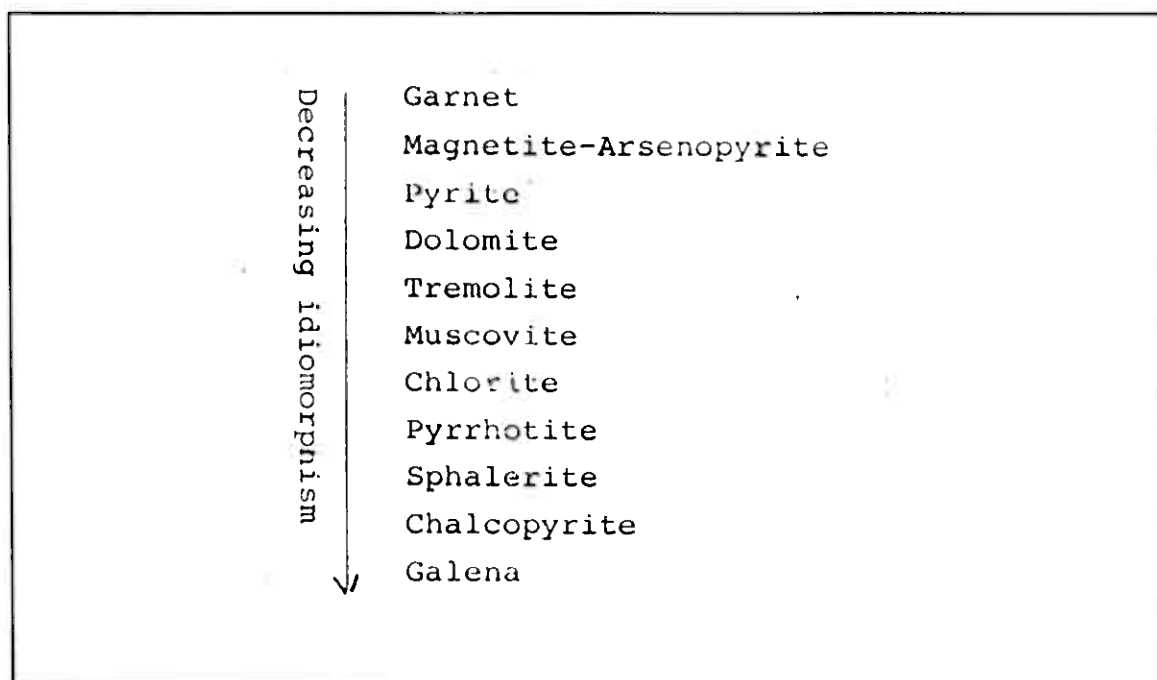
6.5.1 Generelle forhold og massebalanser

Pyritten opptrer i prøvene fra kvarts-epidot-kalsittsonen, som nevnt, i to ulike konfigurasjoner.

Når det gjelder forholdet mellom pyritt og magnetitt er dette etter forfatterens mening ved flere anledninger, en smule enigmatisk. Magnetitt og den krystalline pyritt opptrer i flere slip med gjensidige, felles korngrenser. Slike relasjoner skulle tilsi vekst under nær likevektsforhold, hvor mineralene ble dannet mer eller mindre samtidig. Magnetitten foreligger dog enkelte steder med en spiss inn mot pyritten, som dermed opptrer med en konkav korngranse. Å trekke kategoriske slutninger ut ifra dette kan være skummelt, men teksten kunne indikere en magnetittdannelse etter pyritt. I følge Stantons krystalloblastiske serie viser magnetitt og pyritt henimot samme idiomorfiske tendens (se Figur 12). Magnetittens noe høyere idiomorfiske egenskaper kan imidlertid redegjøre for dens konvekse korngrenser mot pyritt.

Flere steder forekommer magnetitten som inneslutninger i den krystalline pyritt, hvor magnetitten klart må ha vært dannet før denne. Hva magnetittens relasjoner til den finkornige pyritt angår, later magnetitten til uavlatelig å vært dannet før denne fasen. Flere eksempler viser at denne kornete pyrittfasen trenger inn langs sprekker i magnetittkorn, i hva som må betegnes som en klassisk fortrenkning. Likeledes vises ved flere anledninger relasjoner som kan knyttes til fortrenkning og erstatning. Ettersom denne finkornige fase er antatt å være yngre enn den krystalline pyritt, har man et problem.

De slutninger forfatteren har kommet fram til er at vi ikke bare har to faser av pyritt, men også to ulike vekstfaser av magnetitt. Magnetitt og pyritt foreligger i et Eh - pH diagram ikke så langt fra hverandre, slik at små endringer i oksygenfugasiteten kan føre til preferanse i dannelsen av det ene mineralet framfor det andre. Den første



Figur 12 Stanton's silikat-oksidsulfid krystalloblastiske serie

magnetittdannelse er tolket til å være relatert til selve dannelsen av gabbrokroppen. Dette kan også forklare noen av de kompliserende relasjonene med ilmenitt -som vil bli behandlet nedenfor.

En senere pyrittdannelse har så vokst over magnetittkornene. Under titanittiseringen av ilmenitt ble det frigjort en del jern. Forholdene var under disse omstendighetene sannsynligvis oksyderende, slik at dette jernoverskuddet gikk til dannelse av magnetitt. Denne har da vokst på bekostning av pyritt. Deretter har forholdene atter endret seg og den yngre finkornige pyrittfasen er blitt dannet. Denne synes bl.a. å være en omvandling eller remobilisering av den eldre krystalline pyritt. Den yngre pyritten trenger inn langs sprekker i magnetitt og fortrenger og erstatter jern-oksiden. Sulfid-fasen er derimot ikke stabil mot kopperkis og blir selv fortrenget og erstattet av denne.

En annen mulig forklaring kan være at den kornete pyritten ikke er yngre, men faktisk eldre enn den krystalline pyritten. Tanken er her at den finkornige pyritten ikke er stabil under de rådende P - T forhold. Enkelte steder blir denne derfor erstattet og fortrenget av kopperkis. Den krystalline pyritten representerer på den

andre siden, en rekrystallisering. Fortrengningen av magnetitt må, i såfall, ha foregått mens den finkornige pyritten ennå var stabil. Denne teorien forklarer derimot ikke hvorfor den finkornige pyrittfasen også er, som tidligere vist, yngre enn aktinolitt. På dette grunnlaget har forfatteren derfor forlatt den sistnevnte forklaring, og legger heller sin lit til den første antakelsen.

Et annet problematisk forhold foreligger mellom magnetitt og ilmenitt. Magnetitt og ilmenitt opptrer flere steder i kontakt med hverandre hvor ilmenitten later til å erstatte magnetitt. Dette kan sees som konkave korngrenser og umiskjennelige fortregningsrelasjoner. Flere forhold skulle imidlertid tilsi at ilmenitten er dannet før magnetitten. Ilmenittkornene er i tildels svært stor grad omvandlet og oppsprukket, samtidig som enkelte ilmenittkorn, i tillegg, viser tydelige deformasjons tvilling-lameller. Disse deformasjonsbåndene opptrer i vinkel med foliasjonen, som skulle tilsi en deformasjon senere enn krystalliseringen. Tilsvarende forhold vises derimot ikke av magnetitt, som på grunn av sin hardhet, ved påkjenninger måtte ha blitt oppsprukket og fragmentert. Dette vet man imidlertid ikke for sikkert. Magnetitten kan ha vært utsatt for påkjenninger som ikke var større enn at mineralet har motstått deformasjon.

Når det gjelder ilmenitt og dens omdannelse til titanitt, vil det ved disse prosessene bl.a. frigjøres større mengder jern. Avhengig av om forholdene er reduserende eller oksyderende vil dette frigjorte jernet være en kilde til utvikling av henholdsvis pyritt eller magnetitt. Denne titanittfortrengningen kan med andre ord motivere tilstedeværelsen av to faser av disse mineralene. Jern frigjort ved omdannelsen av ilmenitt kan også ha blitt tatt opp i krystallgitteret til epidot. Dermed kan dette forklare epidotens noe grønnlige farge. Dette jernet har imidlertid mest sannsynlig også ha tatt vegen innom både aktinolitt og kloritt.

Vi har nå sett på hva titanittiseringen fører til av endringer i mineralselskapene. Titanittdannelse vil på sin side kreve en tilførsel av kalsium. Som vi har sett av An-målinger antyder disse at vi hadde opprinnelig med kalsiumrike plagioklaser å gjøre. Disse målingene er utført på plagioklaser som er tolket til å representere relikter av eldre uomdannede plagioklaser. I tillegg viste XRD-analyser av sidestensomvandling-

en at plagioklasen hadde albitt-sammensetning. Denne albittiseringen kunne derfor frigjøre store mengder kalsium. Dette kalsiumoverskuddet bidro ikke bare til dannelse av titanitt, men også til epidot, kalsitt, apatitt og ikke minst aktinolitt.

Tilstedeværelsen av muskovitt kan være et resultat av sericittisering, hvor muskovitten er et finkornig omvandlingsprodukt av alkalifeltspat. Problemet er bare at innholdet av alkalifeltspat i gabbro er mest sannsynlig svært lite, mesteparten av feltspaten opptrer i form av plagioklas. Andre kilder for mineralet bør derfor søkes. Omdanningen av biotitt til kloritt kan derimot frigjøre nok kalium til at muskovitten kan dannes. Denne vil i såfall ikke representere en sericitt-omvandling. Noe av kaliumet frigjort ved omdanningen av biotitten, kan derimot også fraktes ut av systemet og således fjernes.

Spørsmål en kan stille seg når det gjelder emulsjonsteksturene i sinblende er om disse representerer en epitaksisk vekst under den opprinnelige avblanding, eller en senere fortrenkning av sinkblenden. Formen på kopperkisinneslutningene er ofte dråpeformige. I tillegg forekommer derimot opptil flere subhedrale korn. Dette støtter opp om en fortrenkningstekstur, hvor Cu-rike løsninger erstattet sinkblenden etter den ble dannet.

Faktorer som innvirker på utviklingen av porfyroblaster er kjernedannelse og grad av vekst (Barker 1989). Utviklingen av større aktinolitt porfyroblaster kan tenkes foregått på følgende måte. I tilfellet med aktinolitten ser det ut til at forholdet kjernedannelse/vekstrate var forholdsvis lite, slik at resultatet ble en rask utvikling av et fåtalls tidlig dannede kjerner. Dette involverer ofte fortrenkning eller inneslutning av flere mindre korn og på denne måten elimineres nye potensielle kjernedannelsespunkter i form av korngrenser og hjørner. I følge Stantons krystalloblastiske serie (Figur 12), har aktinolitt en stor kapasitet til å utvikle krystaller, og mineralkornene vil på denne måten kunne vokse på bekostning av andre mineraler.

På grunnlag av dette kan man anta at aktinolitten er dannet etter titanitt, i og med at dette tilsynelatende opptrer som inneslutninger i amfibolen. Aktinolitten har p.g.a sin idioblastiske egenskap vokst over og rundt titanittkornene.

Når det gjelder forholdet mellom aktinolitt og kopperkis og spørsmål om hva som er dannet først, er flere muligheter til stede. For det førtse kan kopperkisen ha blitt dannet først, for deretter å bli overvokst av aktinolitt. I det omvendte tilfellet er aktinolitten utviklet først og kopperkisen krystallisert rundt aktinolittkornene. En tredje mulighet representerer en remobilisering av kopperkisen, som tilsier at vi også av dette mineralet har flere dannelsesfaser.

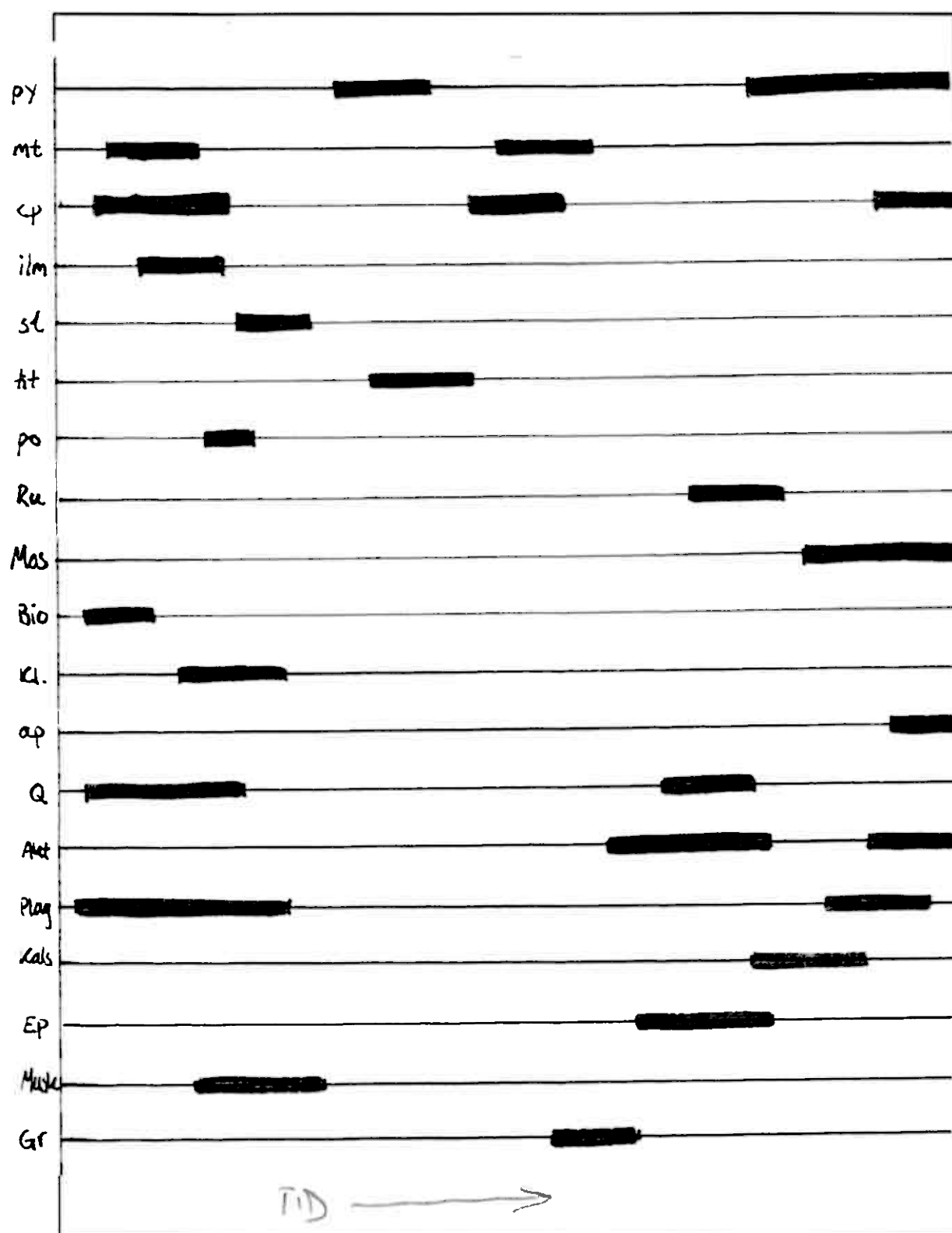
6.5.2 Inneslutninger og hva de sier oss

De ulike mineralene opptrer stadig med inneslutninger av andre mineraler. Hvis vi antar at inneslutningene representerer mineraler som ble omgitt av de voksende poikiloblaster og hindret i å utvikle seg videre, kan vi benytte oss av disse inneslutningene i våre paragenetiske betraktninger.

Som et eksempel kan nevnes aktinolitt som har inneslutninger av plagioklas, biotitt, kloritt, saussurittisert plagioklas samt opake mineraler. Ut i fra dette kan man anta at aktinolitten er dannet etter samtlige av de nevnte mineraler. For andre eksempler refereres til de enkelte mineralbeskrivelsene.

6.5.3 Paragenetisk diagram

Ut ifra de ulike betraktningene nevnt ovenfor kan man nå danne seg et bilde av paragenesen. En slik tolkning er framstilt i Figur 13 nedenfor. Dette diagrammet er i tillegg utarbeidet på grunnlag av generelle observasjoner gjort under mikroskopering.



Figur 13 Diagram som illustrerer den generelle paragenese for mineralene innenfor Langvatnforekomsten.

REFERANSER

Brattli, B. 1992: Mikroteksturer i magmatiske og metamorfe bergarter. Institutt for geologi & bergteknikk, NTH, Trondheim, ss 1-50.

Barker, A.J. 1990: Metamorphic textures and microstructures. Blackie & Son Limited, Glasgow. ss 20-77.

7

GENETISK MODELL

"A CONDUIT CAN DO IT"

Langvatn forekomsten representerer en av mange eksempler på malmforekomstundersøkelser med det til følge, at man sitter igjen med et negativt økonomisk resultat. Forekomsten er likevel et interessant studieobjekt med tanke på genetiske betraktninger. Analyse verdier av nær like gehalter av MoS_2 og Cu er en svært sjelden kombinasjon - likeledes tilstedeværelsen av molybdenglans i gabbroiske bergarter. I hvilken genetisk modell vil så denne forekomsten havne?

Gabbro inneholder hverken nok molybden eller kopper til å kunne opptre som kilde for Langvatn-mineraliseringen. Utenfor de nevnte skjærsoner er metagabbroene heller ikke mineralisert. Dette skulle tilsi at Cu-Mo mineraliseringen har en minimal genetisk forbindelse med dannelsen av metagabbroene innenfor området.

Når det gjelder forekomstens dannelsesmåte er denne usikker. Det som imidlertid kan slås fast, er at mineraliseringen tydeligvis har foregått etter dannelsen av metagabbroene. Vi har altså med en epigenetisk forekomst å gjøre.

Som det ble konstatert i forrige kapittel, er mineraliseringen konsentrert langs hva som er antatt å representere skjærsoner. De fleste komponentene som utgjør malmen kan ha vært skilt ut fra metagabbroen under en retrograd metamorfose forbundet med skjærbevegelsene. Kvarts og molybdenglans later derimot til å være fremmede

i dette bergartsmiljøet. En mulig kilde for disse er som nevnt tidligere, en granittisk batholitt nord i området - ved Holmevatn.

Denne intrusjonen kan i tillegg ha fungert ganske enkelt, som en varmekilde. Varmegenerasjonen kan ha ført til en mobilisering av malmmineralene og en migrasjon fra aksessorisk opptreden i granitten til oppkonsentrasjon i egnete strukturelle situasjoner, slik at en malmforekomst kan dannes. Skjærsoner er soner med et forholdsvis lavt trykk og er egnete steder for en slik konsentrasjon av malmdannende mineraler. På denne måten har man også tidligere forsøkt å forklare eksistensen av kvarts-kopperkis-pyritt årer i amfibolitt (Evans 1987). De nevnte elementer kan derimot også frigjøres ved en regional retrograd metamorfose.

Klassifiseringer av malmforekomster har opp gjennom tidene vært basert på en rekke ulike faktorer, som malmmineraler, morfologi, miljø og dannelse. I en klassifikasjonsmodell av Lindgren fra 1933, ble epigenetiske hydrotermale forekomster klassifisert ut i fra deres dybde og temperatur ved dannelse. Ut ifra denne klassifikasjonen later Langvatnforekomsten til å havne under gruppen for mesotermale forekomster. Dette tilsvarer en dybde ved dannelse på 1200-4500 meter og dannelses temperaturer rundt 200-300°C (Lindgren 1933). Hvis mineraliseringen er forbundet med granittbatholitten, vil forekomsten vært dannet i en betydelig distanse fra kilden til de hydrotermale løsningene, som igjen førte til malmdannelsen. En klassifisering av forekomsten som teletermal, ville derfor være bedre egnet.

Har for
mineralogisk
pyrolytisk

Som nevnt tidligere viser flere av bergarts-prøvene et skarn-aktig preg, med tildels svært store, velutviklede krystaller av epidot, kalsitt og grovkrystallin kvarts. I tillegg forekommer hyppig flere kalksilikat-mineraler som aktinolitt og titanitt. Kilder til disse mineraldannelsene ble diskutert i forrige kapittel, hvor man fant ut at en albittisering av Ca-rik plagioklas kan ha frigitt større mengder kalsium. Om disse mengdene er tilstrekkelig til å kunne danne samtlige av de kalsiumholdige mineralene, kan vel diskuteres. For dannelse av kalsitt, behøves i tillegg tilførsel av CO₂. Innenfor Langvatn-området finnes det ingen dokumentasjon for bergarter som kunne ha bidratt til dannelse av karbonat (Vokes pers. med.). Dette vil derfor måtte bli stående som et åpent, ubesvart spørsmål.

Langvatnforekomsten er antatt å ha en metallogen affinitet med det sentrale Telemarksområde. Innenfor dette området foreligger flere molybdenforekomster, enn hva er tilfelle vestenfor Langvatnet (Foslie 1925). Disse forekomstene er romlig relatert til granittiske intrusjoner og mye yder på at disse er kildebergarter til molybden-glans-mineraliseringene - uansett type.

REFERANSER

- Evans, A.M. 1987: An introduction to Ore Geology (Geoscience texts), Blackwell Scientific Publications.
- Foslie, S. 1925: Syd-Norges gruber og malmforekomster, kart. Norges geol. Unders. 126, 1-89.
- Nordrum, F.S, van der Wel, D. 1981: Mineral-, stein-, og ertsforekomster innen kartblad Sauda (1:250 000). Norges geol. Unders. 366, ss. 36-37.
- Lindgren, W. 1933: Mineral deposits (second edition). McGraw-Hill, New York

8

ETTERORD

En av målsettingene for dette prosjektarbeidet har vært å lære seg å arbeide systematisk innenfor et aktuelt tema, skaffe seg kunnskaper innen emnet ved litteraturstudier og gjennom praktisk arbeid, og deretter formulere resultatet i en skriftlig rapport.

Under arbeidet med dette prosjektet har forfatteren høstet erfaringer fra alle disse nevnte områder. I tillegg har man fått en føling med det velkjente, gamle ordtaket om de tre T' ene: Ting Tar Tid. I etterpåklokskapens lys kunne man vel sett at man hadde brukt litt mindre tid og krefter på enkelte deler av oppgaven og heller benyttet dem på andre deler. En ting som er ihvertfall sikkert er at arbeidet gikk langt utover de oppsatte atten belastningstimer.

Med tanke på det forestående arbeid med Diplom-oppgave til høsten, har erfaringene forfatteren har gjort gjennom dette arbeidet vært svært verdifulle.

BILAG

BILAG

A

Kart 1:12.500

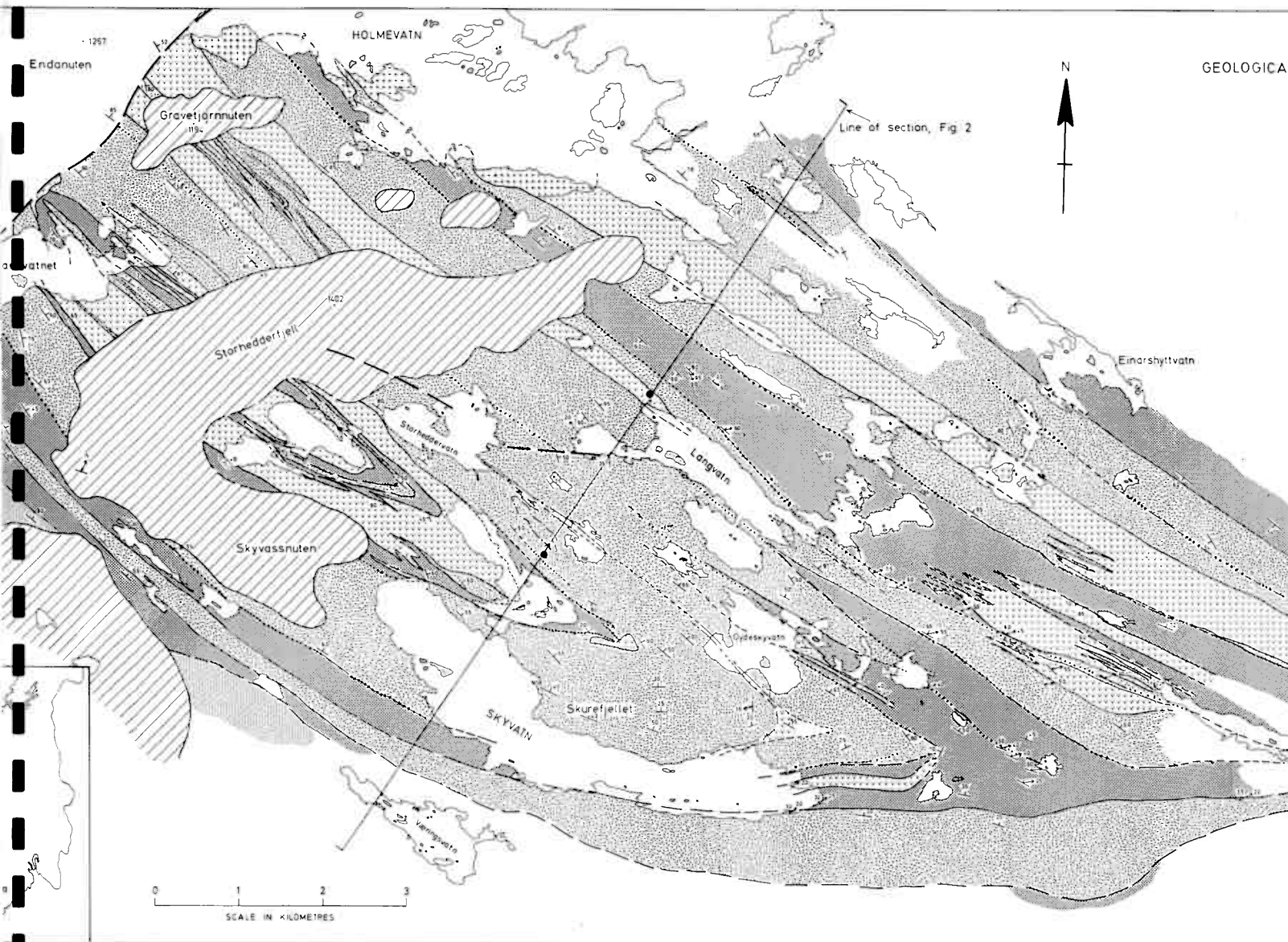


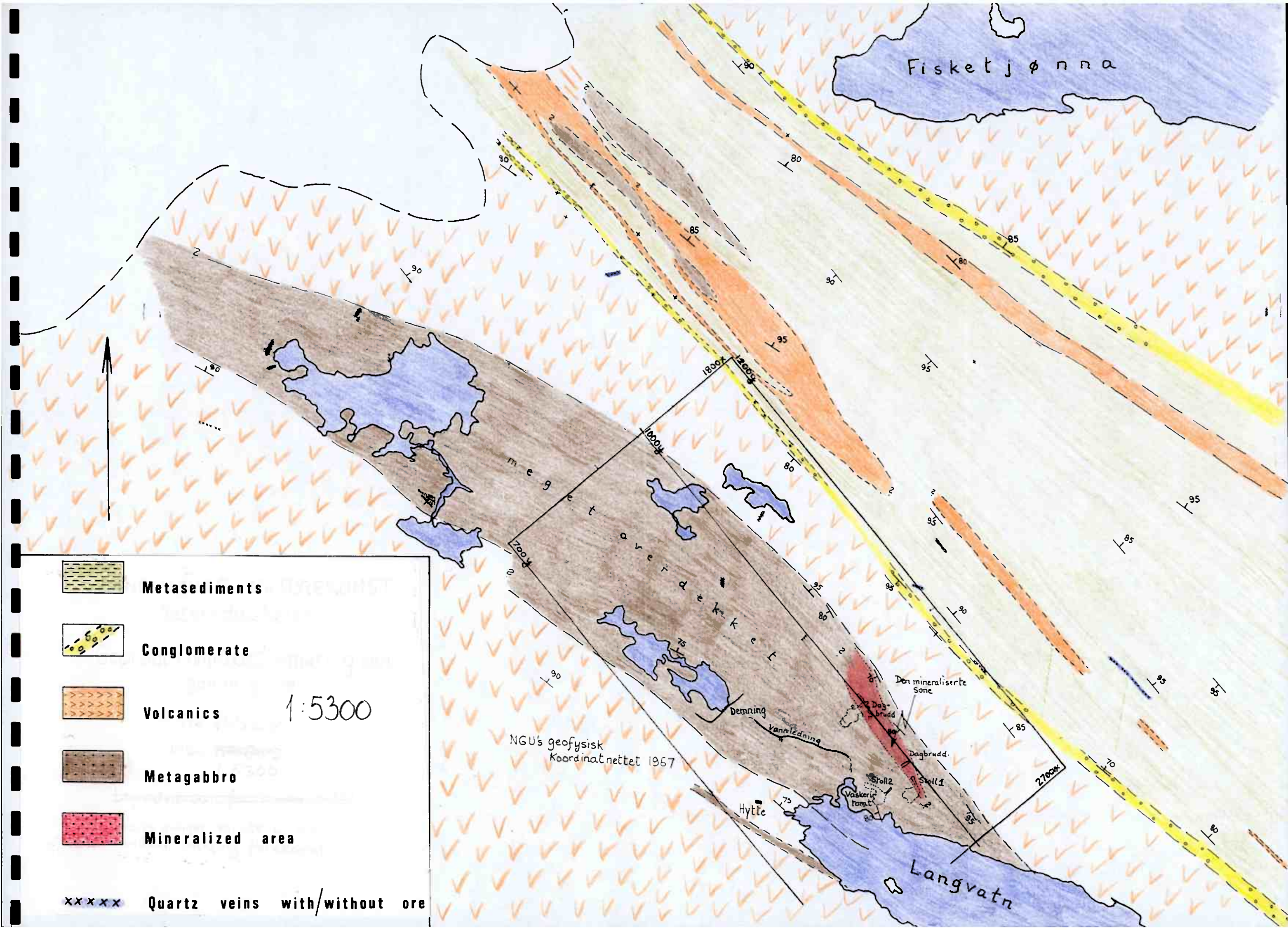
Fig. 1
 GEOLOGICAL MAP OF A PART OF SETESDALSHIENE
 SOUTH-CENTRAL NORWAY.
 Mapped 1965-1968: F.M. Vokes, T. Vrålstad.

- LEGEND
- Paleozoic rocks autochthonous/allochthonous
 - Late or postorogenic granite
 - Metagabbro
 - Dolerite
 - Telemark Suite:
 - Mafic volcanics, greenstones
 - Mainly clastic sedimentary rocks and/or acid metavolcanics
 - Conglomerate horizons
 - Precambrian rocks below the Telemark Suite:
 - Non foliated granite
 - Gneiss
 - Strike and dip of planar structures vertical / inclined
 - Direction and plunge of linear structures
 - Fault trace
 - Langvann Cu-Mo deposit
 - Kobbervatn Cu deposit

BILAG

B

Kart 1:5300



BILAG

C

Overflategeologi

BILAG

D

Analyseverdier

BILAG

E

Geologi Stoll 1 & 2

Langvann Cu-Mo forekomst
Stoll 1

(ca. 1058 m.o.h.)

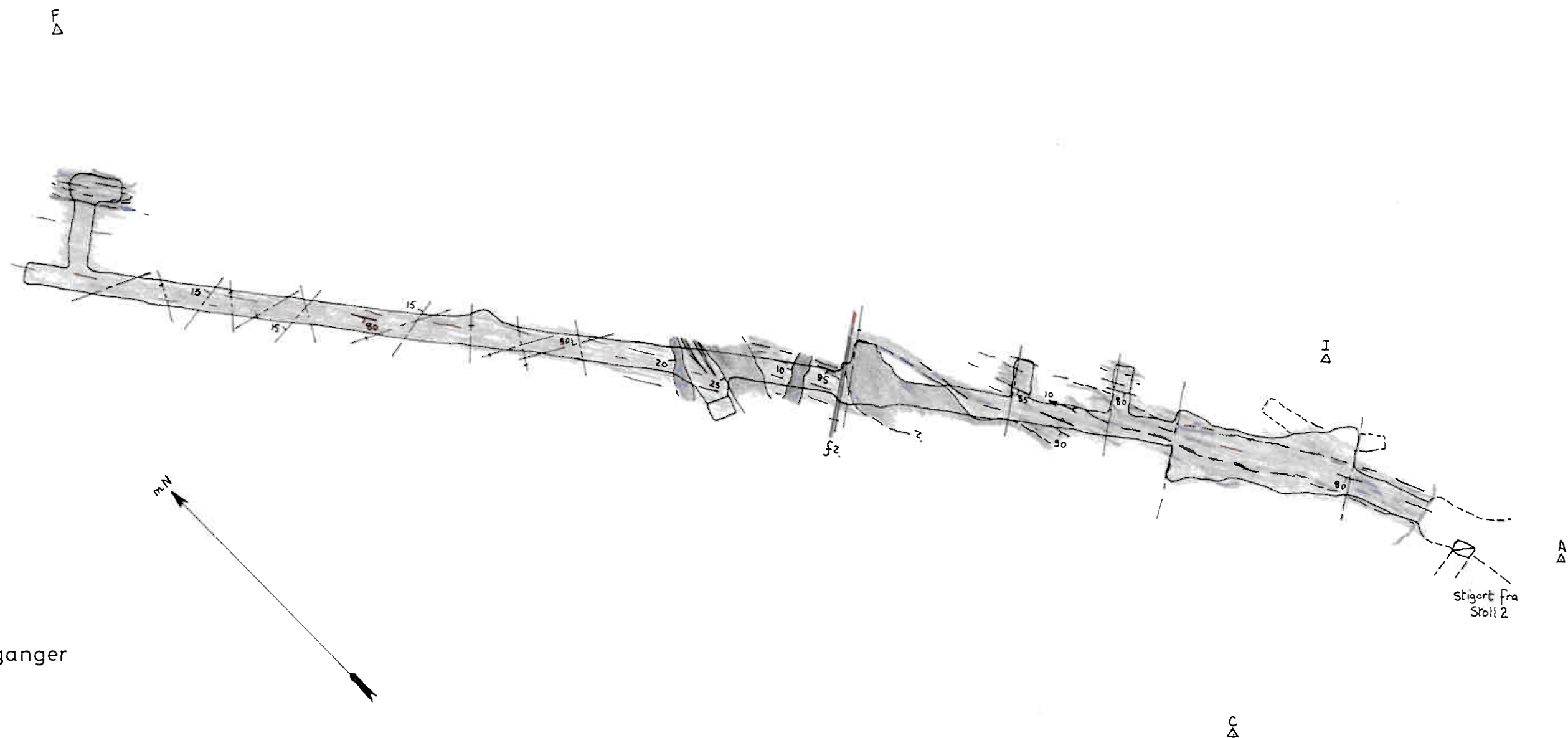
M 1:500

Kompass og målebånd

7.8.65

F. M. Vokes T. Vrålstad

-  Amfibolitt
-  Kvarts- og kalkspatganger
-  Hovedsprekker
-  Forkastninger?



Langvann Cu-Mo forekomst
Stoll 2

(ca. 1049 m.o.h.)

M 1:500

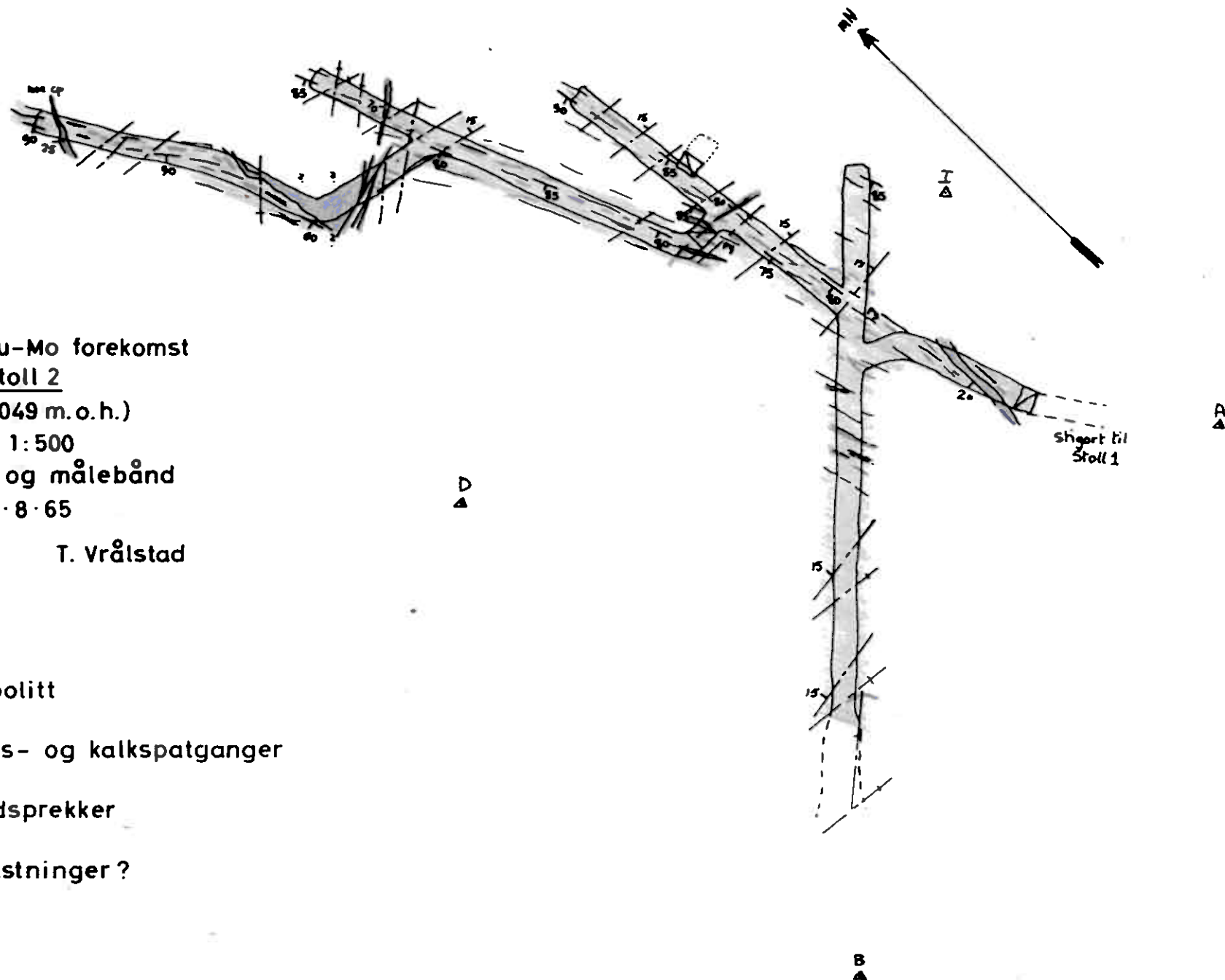
Kompass og målebånd

7·8·65

F.M. Vokes

T. Vrålstad

- ☐ Amfibolitt
- ☐ Kvarts- og kalkspatganger
-  Hovedsprekker
-  Forkastninger?



BILAG

F

Vertikalsnitt

NV

SØ

meter oh.
1100

Dagbrudd

Dagbrudd

Sj.

Stoll 1

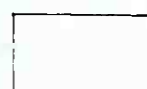
1050

Stoll 2 (proj.)

Langvanns nivå

mulig feltligg

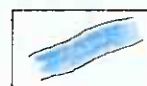
10%



amfibolitt



Sone med kvarts-karbonat årer
og Cu og Mo sulfider



vholdige kvarts ganger og
masser

LANGVANNS Cu-Mo FOREKOMST

Setersdalsheiene

Vertikalsnitt langs Stoll 1

M 1:500

5 0 5 10 15 20 25 m.

1000

BILAG

G

Plater

Plater

Plate 1 a) Klorittisering av biotitt. Klorittomvandlingen har her vært gjennomgripende, slik at biotitten er nær fullstendig erstattet. Bilde fra metagabbro. Forstørrelse 16x (PPL). b) Oksydasjon av ilmenitt med resulterende rutil og titanitt erstatning. Bildet viser også hematittlameller. Bilde fra metagabbro. Forstørrelse 128x (PPL).

Plate 2 a) Glomeroporfyroblastisk tekstur med nålaktig aktinolitt. Bildet viser også eksempel på saussurittisert plagioklas og apatittkorn. Bilde fra forskifret sone. Forstørrelse 16x (XPL). b) "Weidemann-aktinolitt". Glomeroporfyroblastisk tekstur. Bilde fra forskifret sone. Forstørrelse 16x (XPL).

Plate 3 a) Glomeroporfyroblastisk tekstur med lamellære, nålaktige og fibrøse aktinolittkorn. Ett rombeformet korn kan også sees. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 16x (PPL). b) Titanitt-randsone rundt opakt mineral - ilmenitt. Bilde fra sidestensomvandling. Forstørrelse 16x (PPL).

Plate 4 a) Titanitt som egne spredte korn. Kornet på bildet er subhedralt og oppsprukket. I tillegg sees at aktinolitt skjærer mineralet. Bilde fra forskifret sone. Forstørrelse 16x (PPL). b) Anhedrale apatittkorn i plagioklasmatrix. Bilde fra forskifret sone. Forstørrelse 16x (PPL).

Plate 5 a) Epidot som viser eksempler på tre-delte knutepunkt i en nær skumtekstur. Glomeroporfyroblastisk i monomineralsk konfigurasjon. Enkelte eksempler på sonering kan også sees. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 16x (XPL). b) Epidot erstattes av kalsitt. Opakt mineral er molybdenglans. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 10x (XPL).

Plate 6 a) Titanittkorn som blir overvokst av aktinolitt - i kontakt mot molybdenglans. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 10x (XPL). b) Molybdenglans i glomeroporfyroblastisk tekstur. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 16x (PPL).

Plate 7 a) Glomeroporfyroblastisk tekstur hvor molybdenaggregatene opptrer i en nekaktig tekstur - garbentekstur. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 16x (XPL). b) De to malmmineralene: kopperkis som oppsprukket og molybdenglans som mer spredte egne plater. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 25.2 (PPL).

Plate 8 a) Malmmineralene kopperkis og molybdenglans. Molybden som plate- og flakformige, flisige korn. Magnetittkorn med covellinerstatning. Bilde fra mineralisert sone. Forstørrelse 16x (PPL). b) Ilmenitt med titanittrand i kontakt mot magnetitt. Bilde fra forskifret sone. Forstørrelse 16x (PPL).

Plate 9 a) Krystallin pyritt med inneslutning av nær euhedral magnetitt. Pyritt med lobate korngrenser mot silikater. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 25.2 (PPL). b) Magnetitt hvor kornet pyritt har trengt inn langs sprekke-/svakhetsplan. Krystallin pyritt nederst i billedkanten. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 16x (PPL).

Plate 10 a) Kopperkis erstatter pyritt. Pyritten opptrer som relikter inne i kopperkis. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 20.48 (PPL). b) Pyritt langs sprekker og korngrenser til aktinolitt. Flammeliknende tekstur. Bilde fra skjærsone. Forstørrelse 16x (PPL).



Plate 1a.

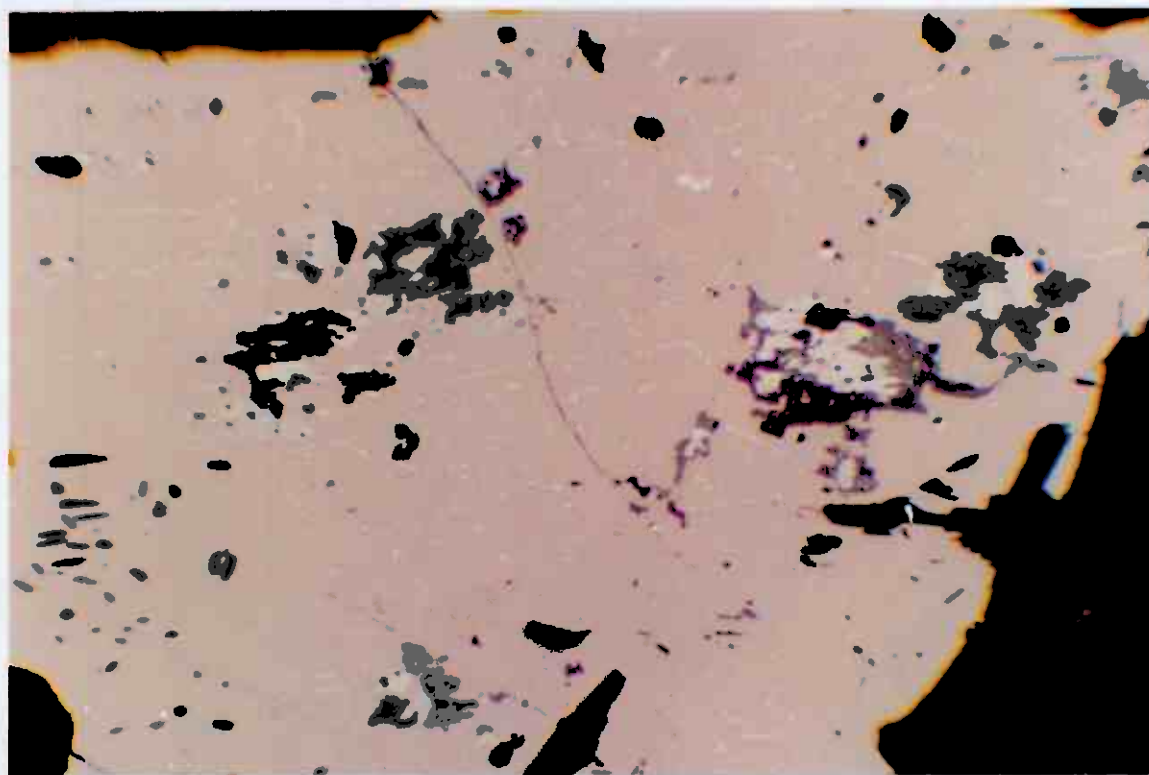


Plate 1b.

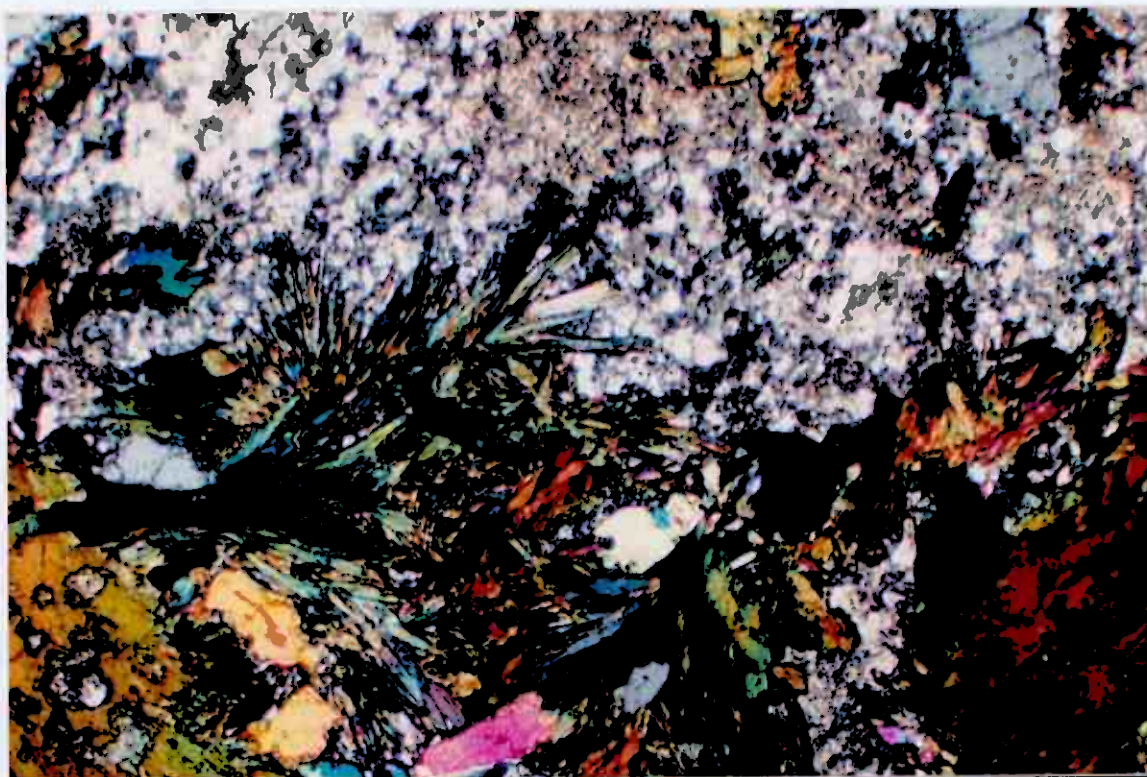


Plate 2a.

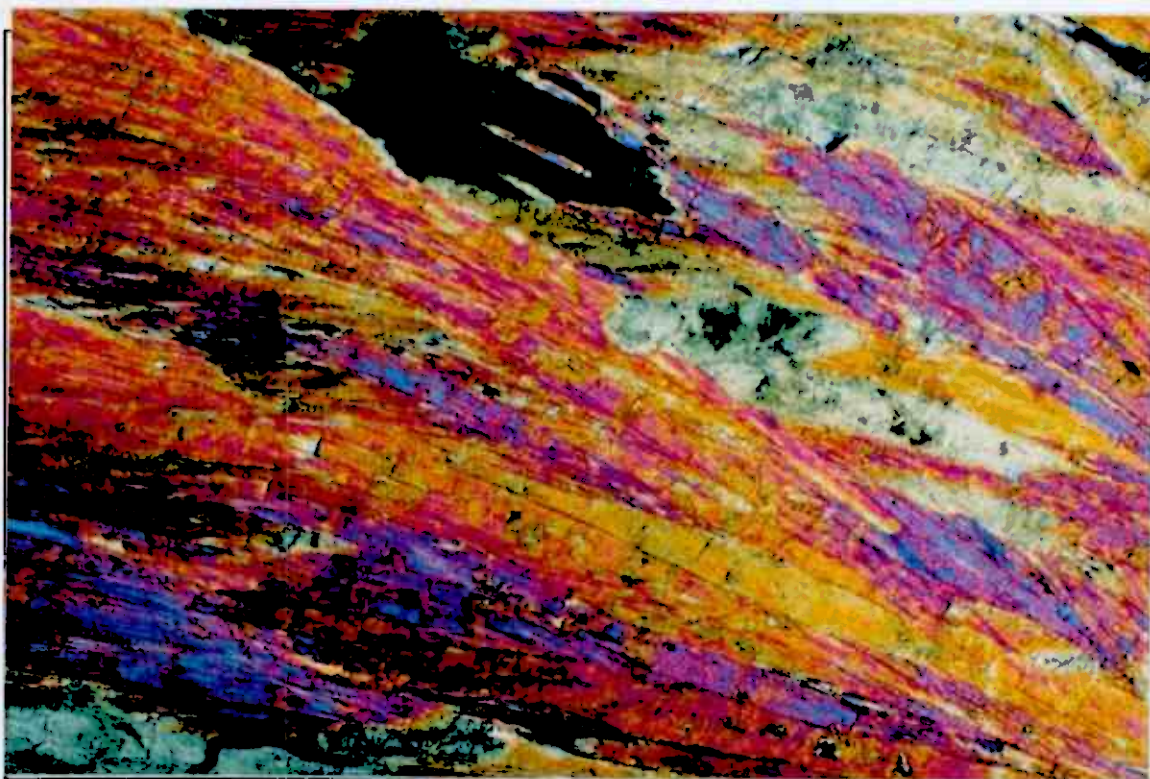


Plate 2b.

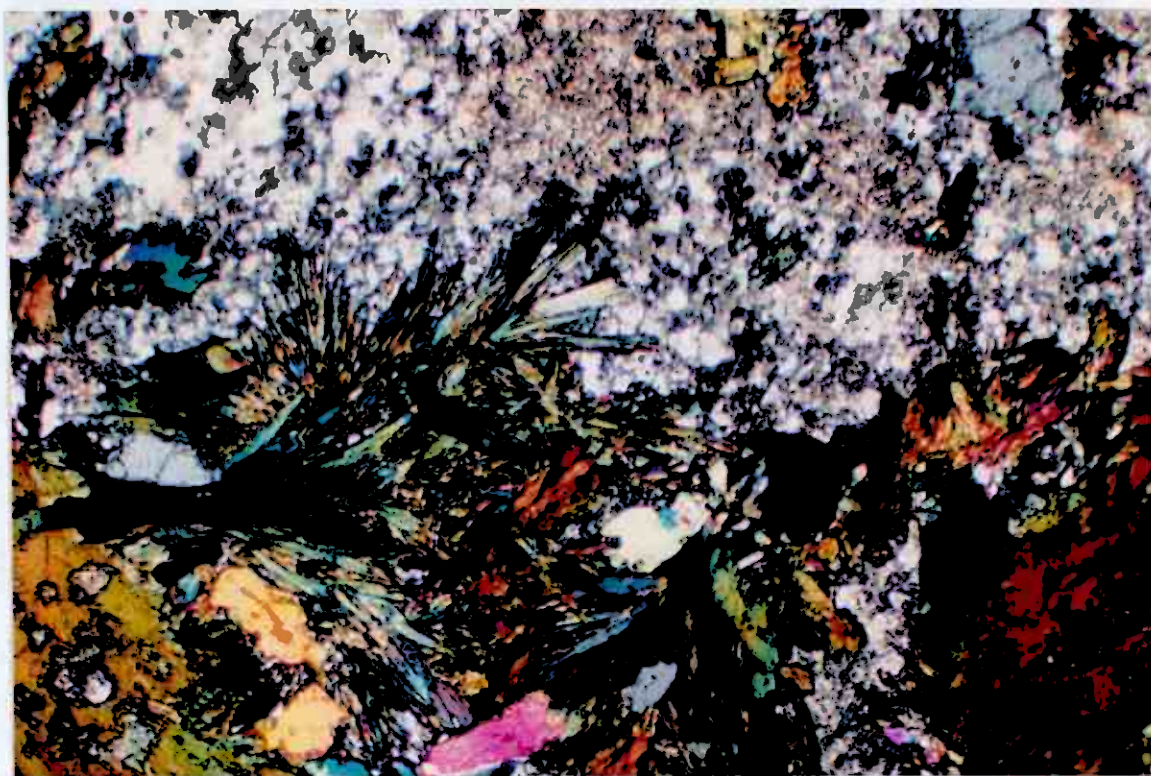


Plate 2a.

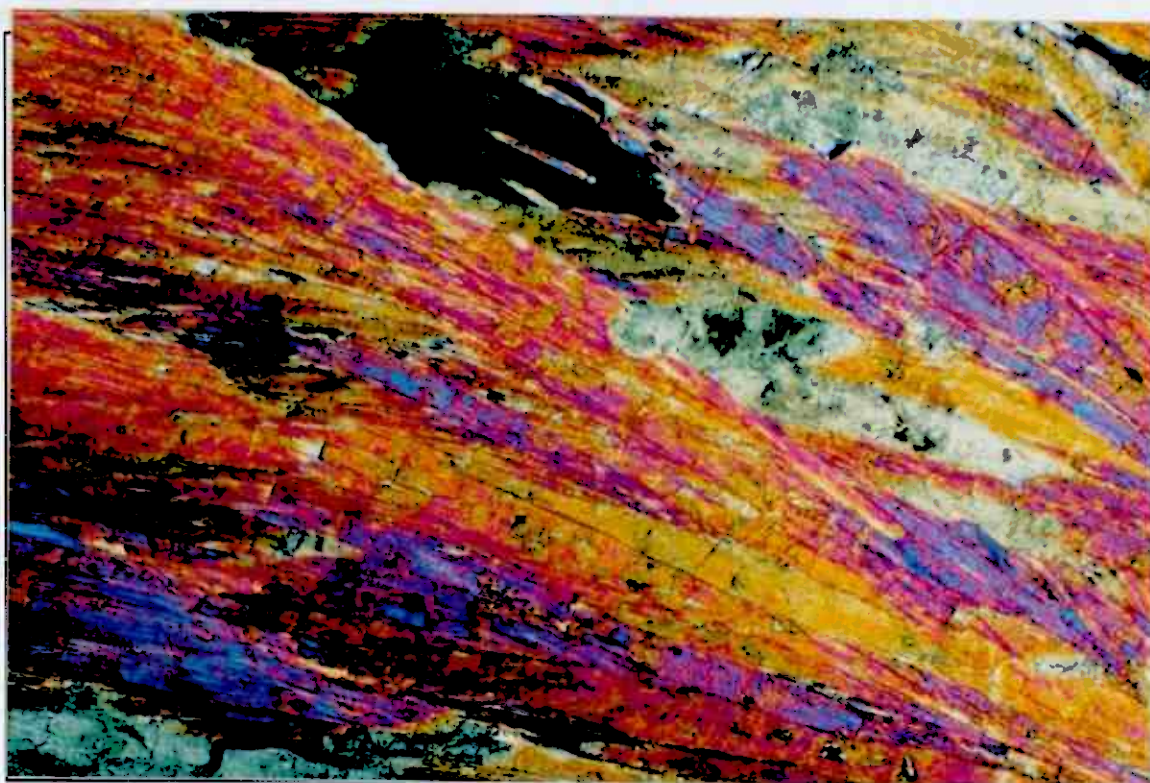


Plate 2b.



Plate 3a.

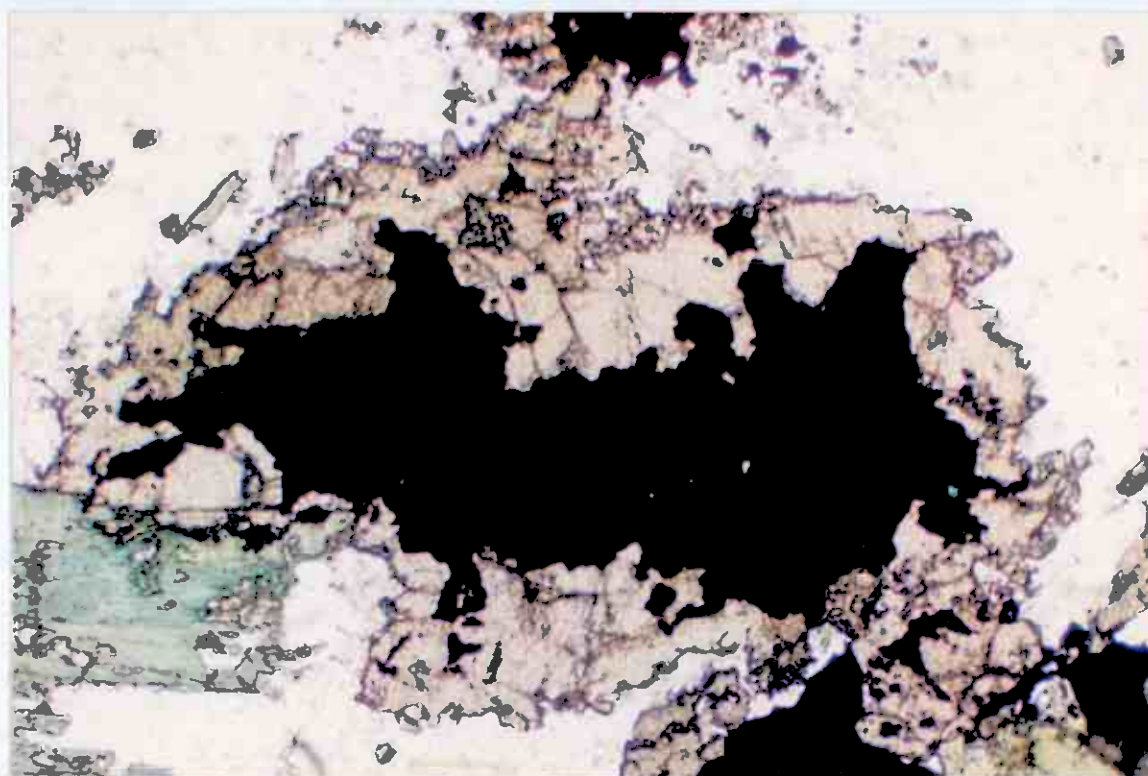


Plate 3b.

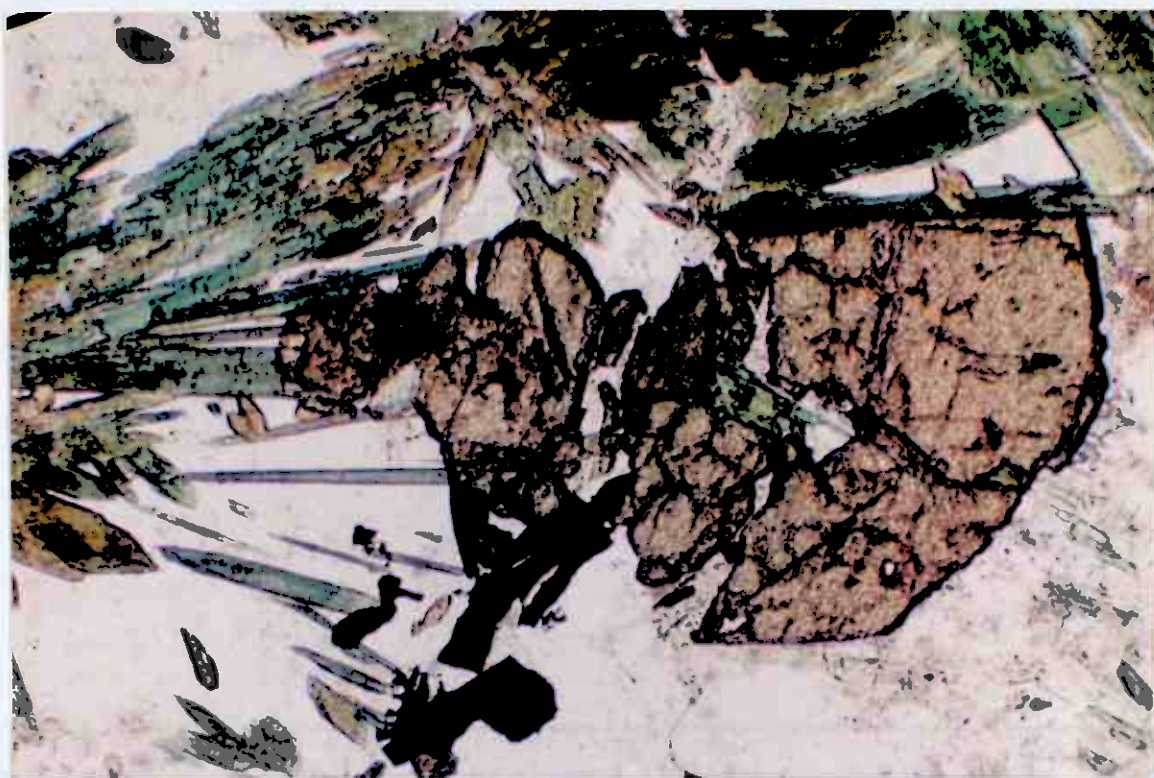


Plate 4a.

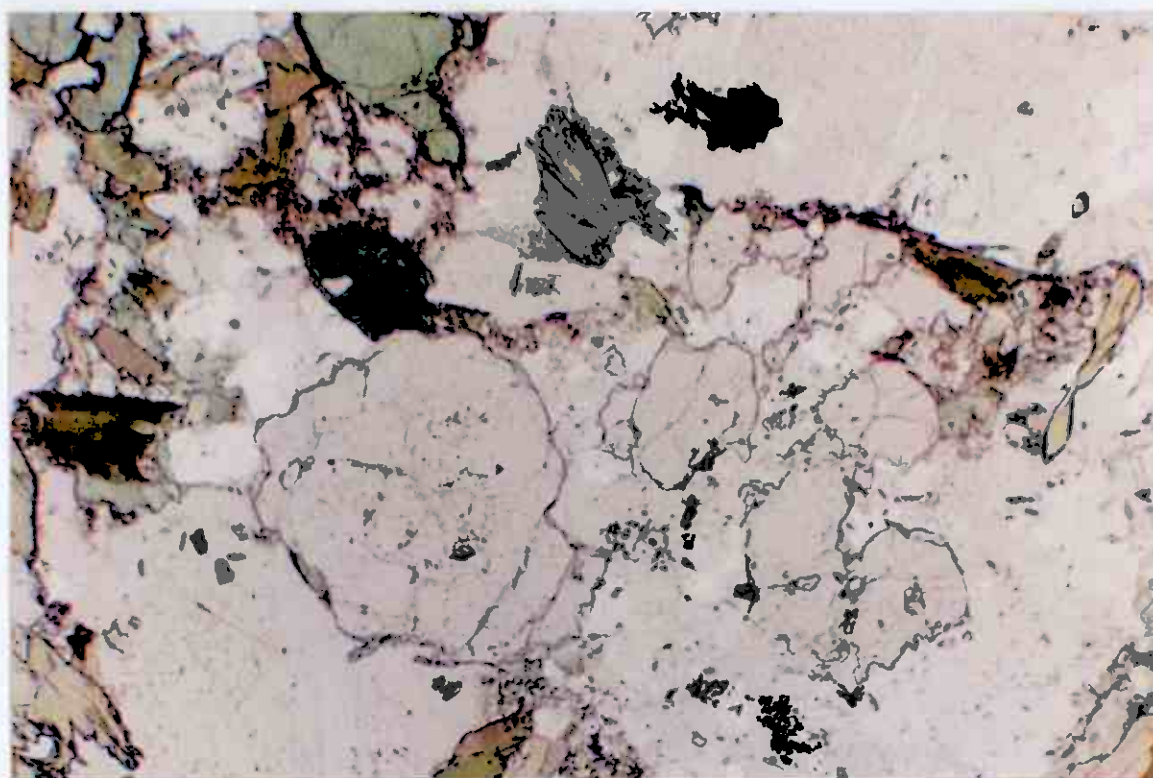


Plate 4b.

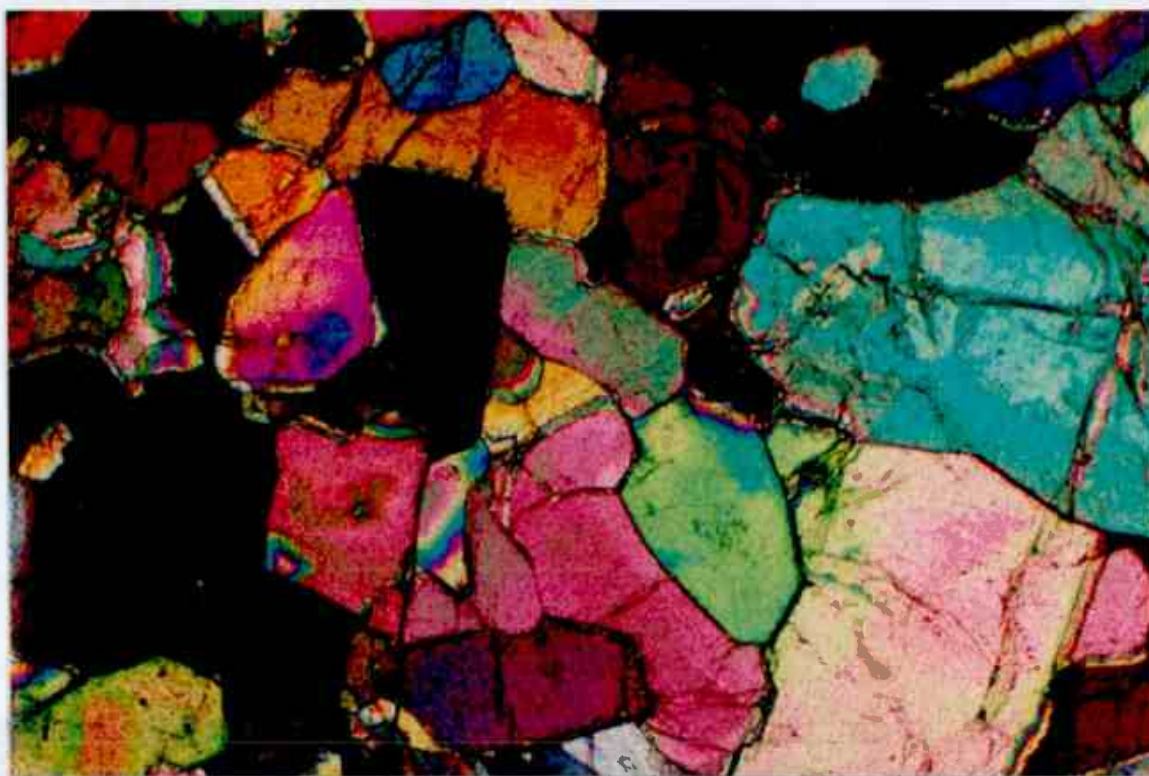


Plate 5a.

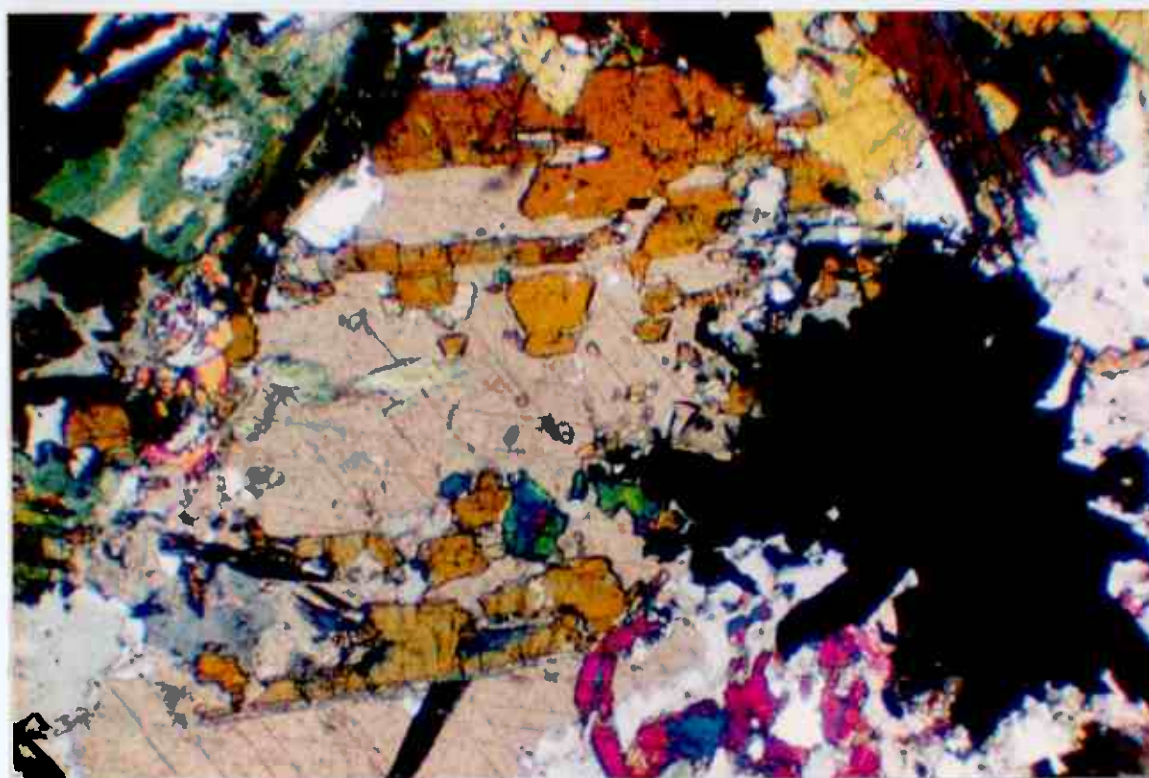


Plate 5b.

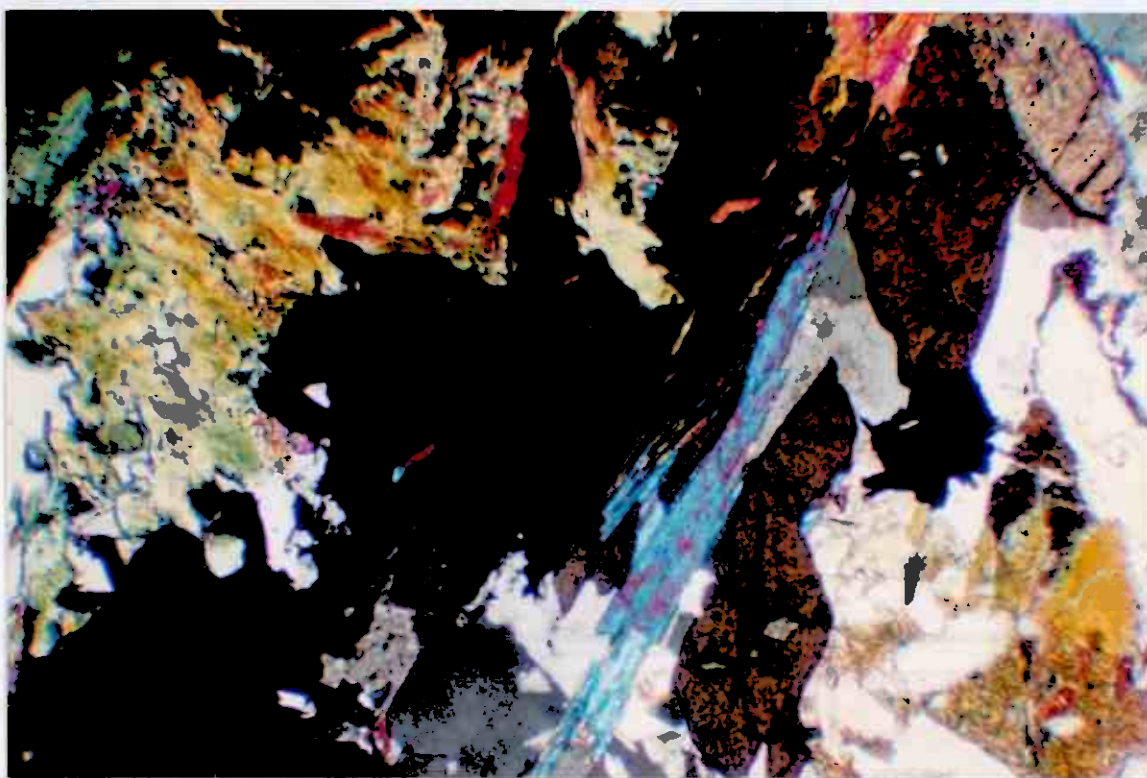


Plate 6a.



Plate 6b.



Plate 7a.

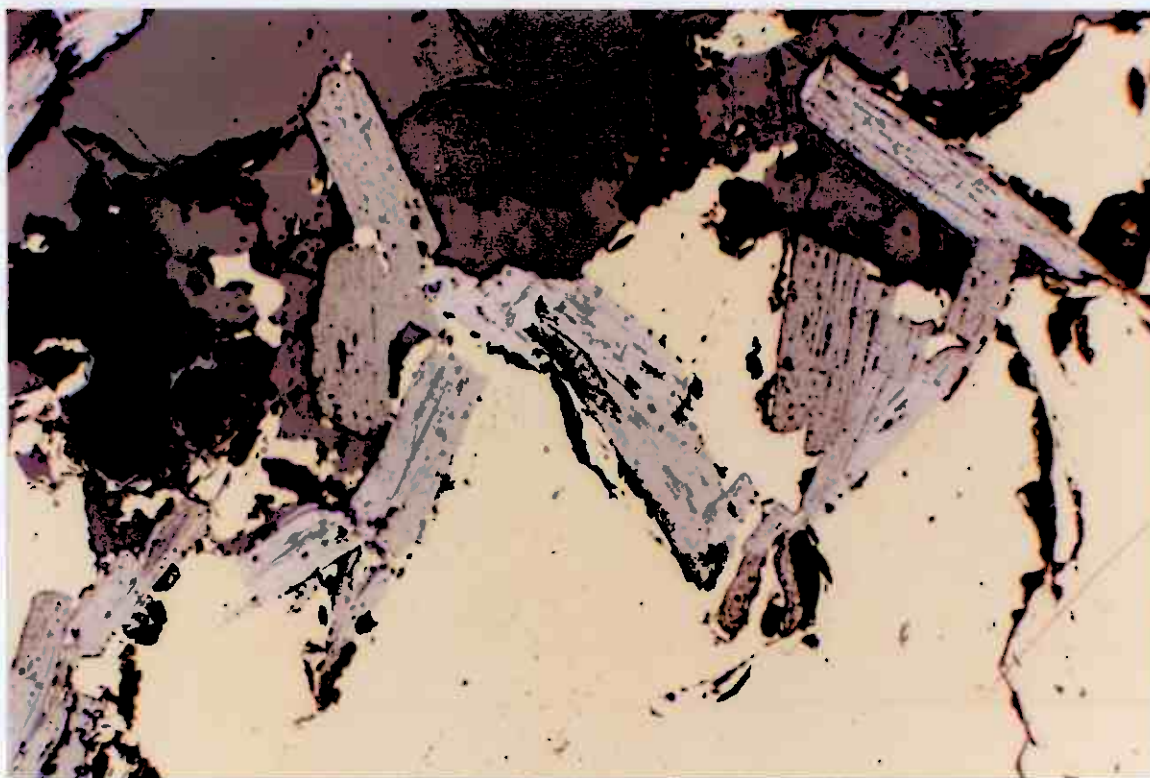


Plate 7b.



Plate 8a.

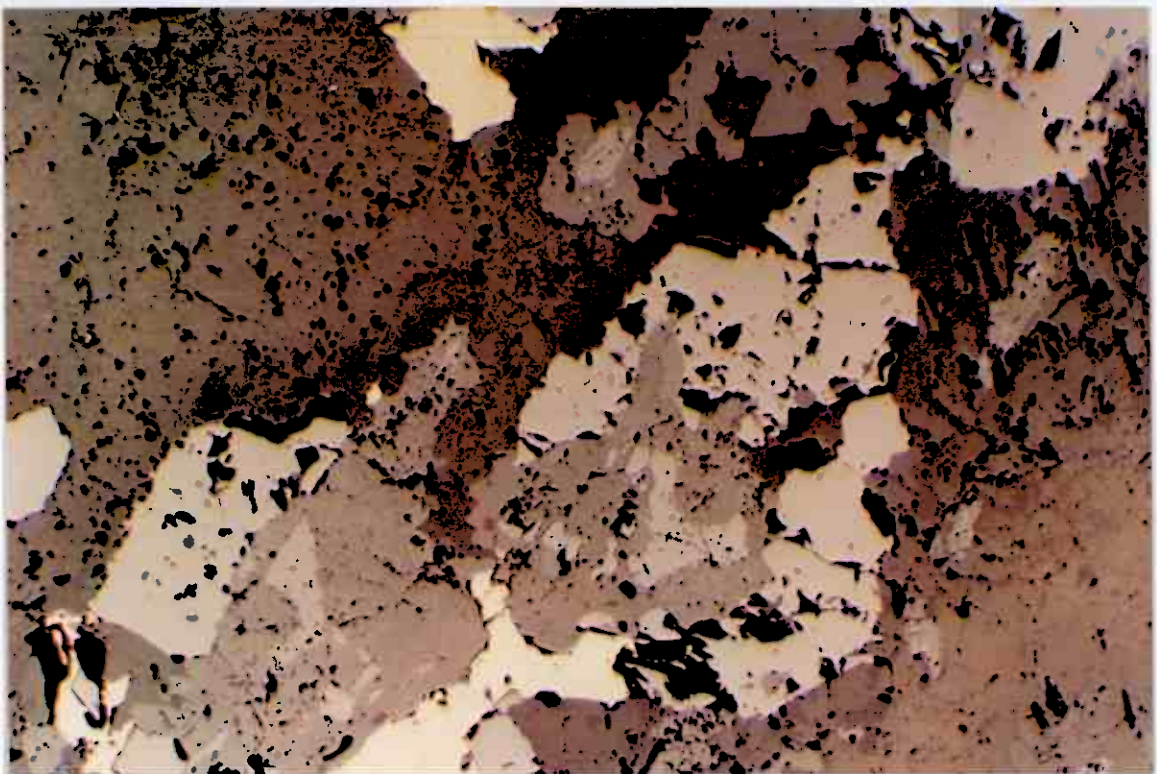


Plate 8b.

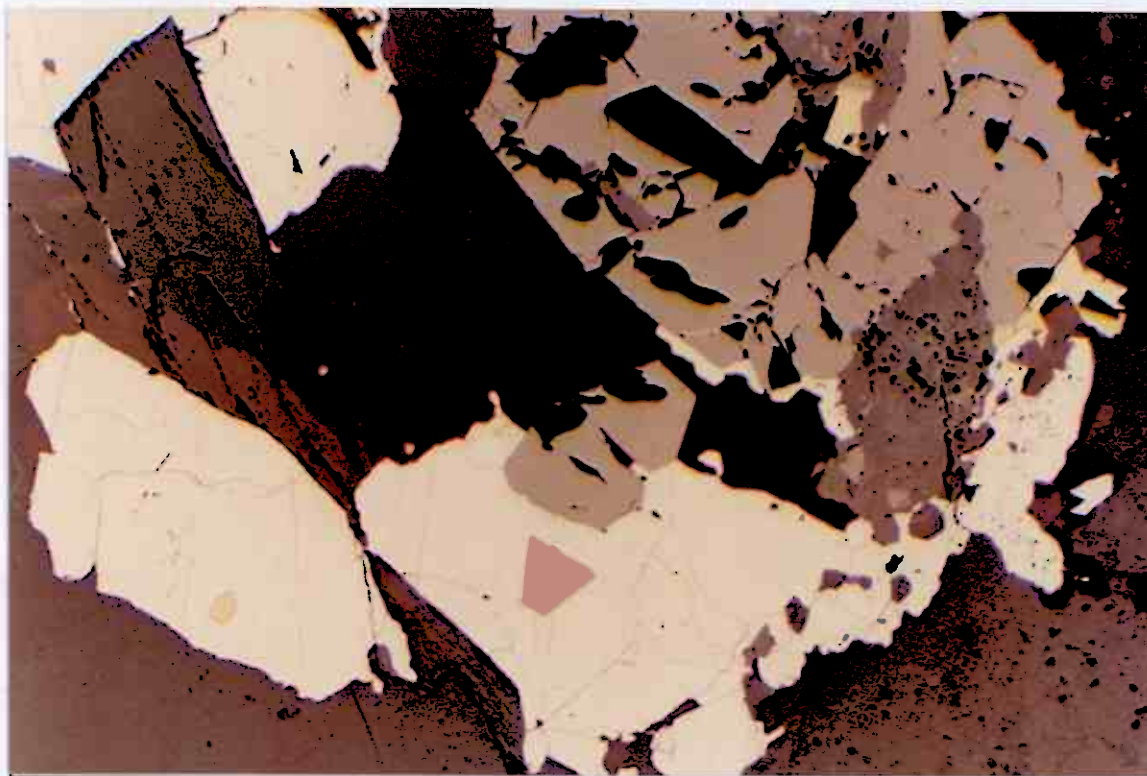


Plate 9a.

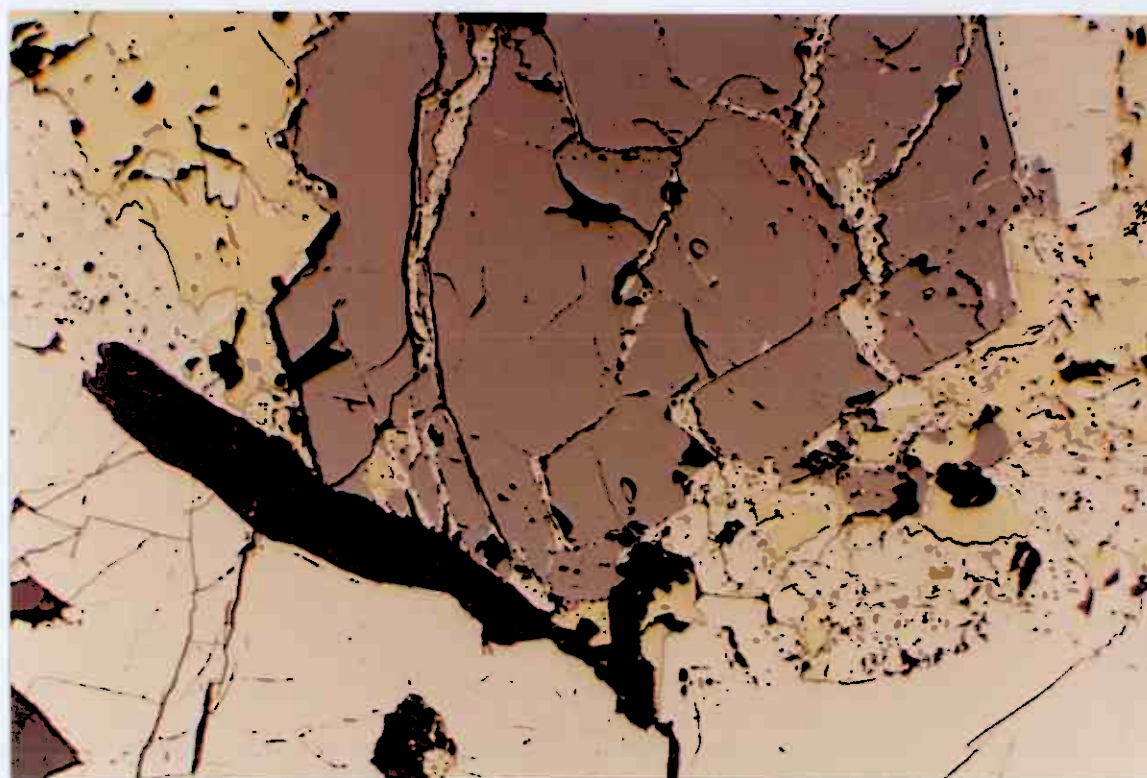


Plate 9b.

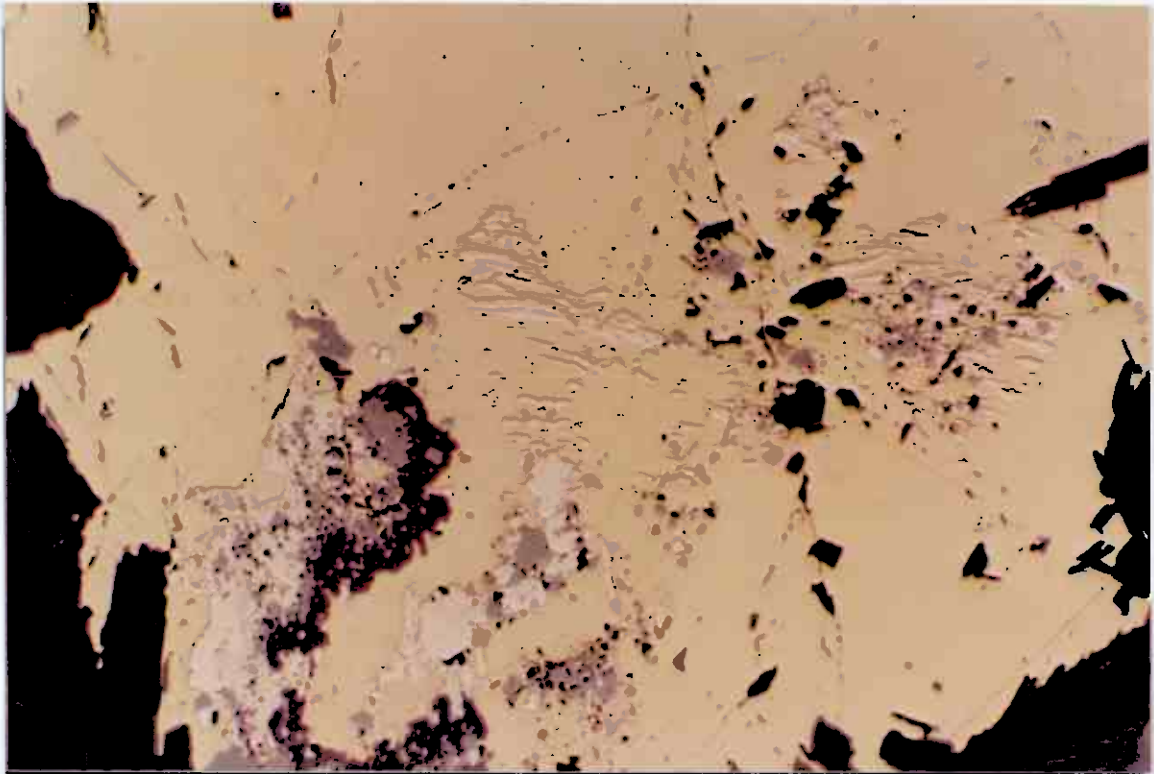


Plate 10a.

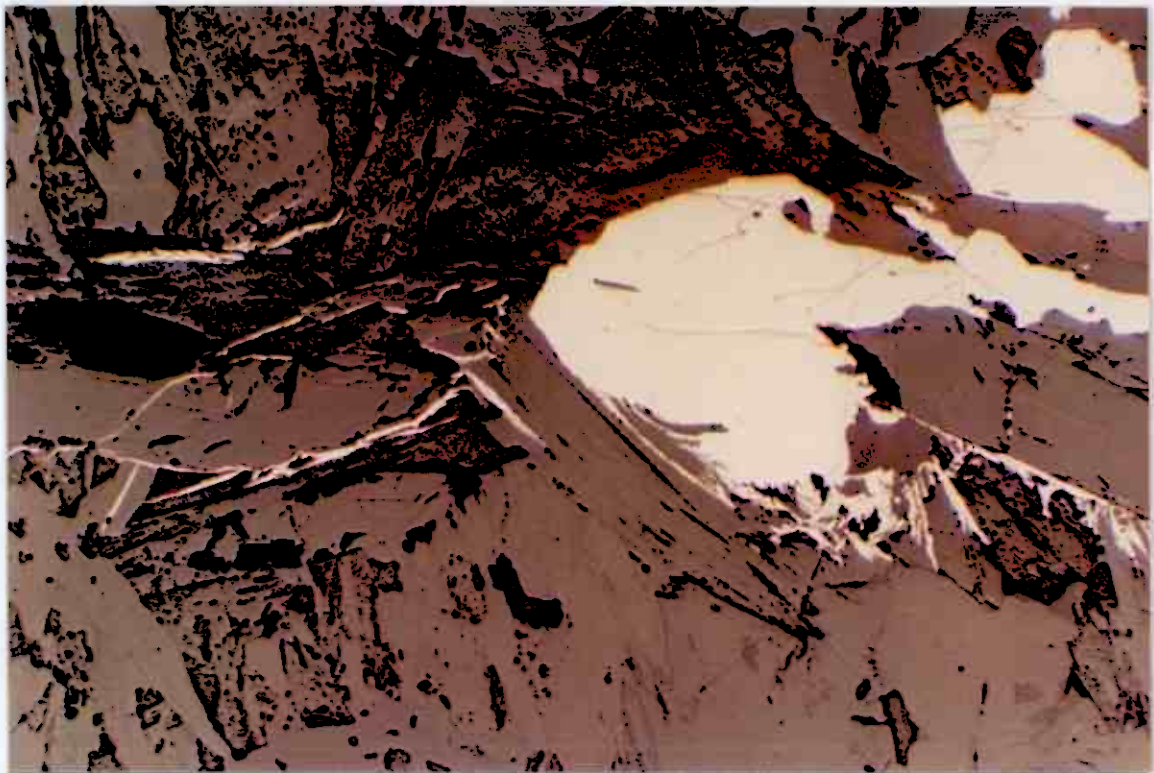


Plate 10b.