



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr 5199	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra ..arkiv Grong Gruber AS	Ekstern rapport nr	Oversendt fra A.Reinsbakken	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Joma: Geologisk beskrivelse, sammensteilling av resultater fra kartleggingen 1975-1977

Forfatter
Olsen, Jørn

Dato År
april 1984

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Grong Gruber AS

Kommune Øyrvik	Fylke Nord-Trøndelag	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad 19241	1: 250 000 kartblad Grong
-------------------	-------------------------	--------------	-----------------------------	------------------------------

Fagområde
Geologi
Kjemiske analyser

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)
Jomaforekomsten
Grongfeltet

Råstoffgruppe
Malm/metall

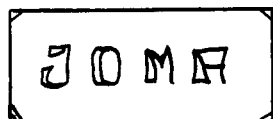
Råstofftype
Cu, Zn, Py

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Generel geologisk lokalisering til Trondheimsfeltet/Grongfeltet med ref til platetektonikk.

Beskrivelse av bergartene i gruen og i nærområdet, emd analyser.

Beskrivelse av lokal geolog og malmen, med strukturvurdering.



GEOLOGISK BESKRIVELSE

SAMMENSTILLING AV RESULTATER
FRÅ KARTLEGGING

1975 - 1977

JØRN OLSEN

APRIL 1984.

I. BAKGRUNN

INNLEDNING

I det akademiske arbeidet med å kartlegge malmforekomstene i de norske kaledonider var Joma-forekomsten i 1975 dårlig dekket - størrelsen og den relative økonomiske betydning av forekomsten tatt i betraktning. Det eksisterte en del vertikalsnitt som viste fordelingen av de forskjellige malmtyper i forhold til orter, stoller og diamantborhull, men disse var ikke satt sammen med en kartlegning av sideberget og en struktur-geologisk tolkning til et naturlig hele.

På denne tiden var man kommet langt i arbeidet med å kartlegge de svenske kaledonider øst for midt-Norge, se f.eks.

Zachrisson (1969, 1973), Gee og Zachrisson (1974), og Gee (1975), innbefattet Stekenjokk-forekomsten (Zachrisson, 1971; Juve, 1974). Videre var det igang et større kartlegningsarbeid i Grong-feltet hvor Kollung, Roberts, Lutro, Gale, Reinsbakken og andre kartla den regionale geologi, mens Halls med andre konsentrerte seg om mineraliseringer og grønnsteinsgeokjemi i Gjersvik-dekket. A. Reinsbakken gjorde en detaljert kartlegning av Skorovas-forekomsten.

Det syntes da naturlig å utfylle bildet med en studie av Joma-forekomsten. Denne avhandlingen presenterer kartlegningsresultater og geokjemiske analyser fra dette arbeidet som ble utført i tidsrommet 1976-1978. Hensikten er å gi et bidrag i diskusjonen omkring de massive sulfid-forekomstene i Grongfeltet og - i et videre perspektiv - i kaledonidene generellt.

En moderne utledning av en malmforekomsts genese vil omfatte en vurdering av forholdet til sideberget - syngenese eller epigenese - og vil naturlig ha rot i teorien om

PLATETEKTONIKK

Den platetektoniske modell har sitt utspring i teoriene om havbunnsspredning som en aktiv prosess i utformingen av jordens overflate (Hess, 1962; Dietz, 1961), og vil i denne avhandlingen bli betraktet som grunnleggende riktig. Indisier på teoriens gyldighet er tidligere samlet av en lang rekke forskere som Sykes (1967), Morgan (1968), Le Pichon (1986), Heirtzler et al. (1968), Pitman and Hayes (1968), Isaachs et al. (1968), Dietz and Holden (1970) o.a.

Grunntanken i den platetektoniske modell er at jorden består av en ytre skorpe (lithosphere), ca. 100 km tykk i gjennomsnitt (tynnere over "rifts" og tykkere i/nær kontinentene), som er delt opp i et antall stive plater avgrenset av grøfter ("trenches"), spredningssoner ("rifts") og transforme forkastninger ("transform faults", "megashears").

Med platetektonikkens utgangspunkt i ideen om havbunnsspredning medfører den en verifisering av den eldre tesen om kontinental-drift (f.eks. Wegener, 1929), og videre forklarer den grøftene ("trenches") som et synlig uttrykk for subduksjonssoner. I direkte forlengelse kommer forklaringen av subduksjonssonene som et vesentlig element i den såkalte "geosynklinale utvikling" og i oppbygging av nye fjellkjeder.

Morgan (1972) deler jordskorpen i 12 store plater og mer enn 30 mindre. Langs disse platene finner vi en konsentrasjon av vulkanisme, seismisk aktivitet, fjellkjededannelse og - ikke forbausende - aktivt malmdannende prosesser, fig. 1.

Kontinentenes bevegelses-hastighet er anslått til å variere fra ca. 1 cm/år i Arktis til ca. 6 cm/år i det ekvatorielle Stillehav (Le Pichon, 1968), men har antagelig i enkelte tidsrom nådd i størrelsesorden 10 cm/år (Mitchell and Garson, 1976).

Begrepene platetektonikk og kontinentaldrift - det teoretiske innhold i disse såvel som definisjoner og benevnelser - er under stadig utvikling. Selv om diskusjonen til tider kan

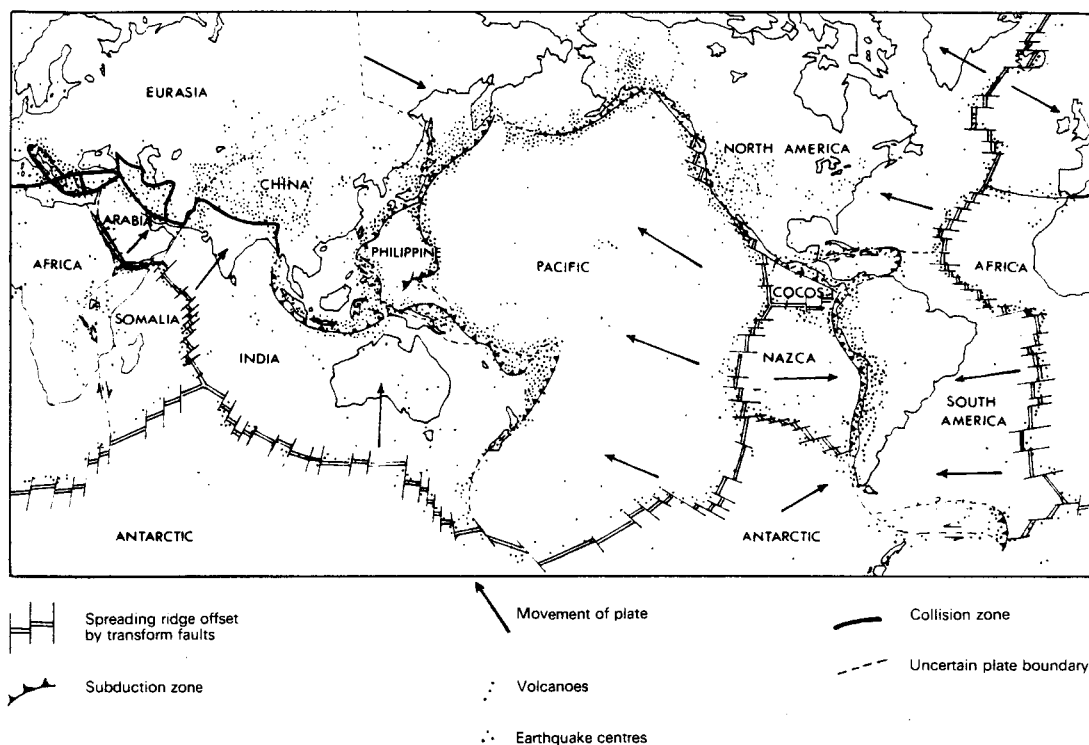


FIGURE 1 Plate boundaries and active zones of the Earth's crust, after Morgan⁹, and the Story of the Earth, Geological Museum, Institute of Geological Sciences, 1972, HMSO, London.

Etter Mitchell & Garson (1976).

være intens, er det nådd en forbausende grad av enighet - den korte tiden teorien har eksistert og de kolossale implikasjonene tatt i betraktning.

Klare indisier på teoriens gyldighet også for utviklingen av Nord-Atlanteren er funnet gjennom tolkning av tektoniske data (Carey, 1955), ved sammenligning av kontinentenes form (Bullard et al. 1965), ved å sammenholde lineære magnetiske anomalier (Heirtzler et al., 1968; Le Pichon, 1968; Pitman and Talwani, 1972; Noltimier, 1974) og ved studiet av palaeomagnetiske data (Phillips and Forsyth, 1972; Roy, 1972).

Ved hjelp av metoder knyttet til magnetiske anomalier kan man følge utviklingen av Nord-Atlanteren tilbake til sen-Trias. Historien videre tilbake gjennom tiden må baseres på kartlegning og forståelse av kontinent-randens geologi og de geokjemiske metoder som er utviklet for å utlede den tektoniske utvikling (f.eks. Pearce and Cann, 1973; Miyashiro, 1975) i en iterativ sammenligning med Cenozoiske forhold.

Gjennom det alment anerkjente "principle of uniformitarianism" er teorien andre steder i verden anvendt på bergarter av alder 600 my til 2200 my - og funnet sannsynlig. Platetektoniske prosesser kan m.a.o. ha vært i funksjon allerede i Proterozoisk tid.

Anvendelse av den platetektoniske modell på orogene belter omfatter også "the Appalachian/Caledonian orogen" som dekker deler av N-Amerika, Grønland, de Britiske Øyer og Skandinavia, fig. 2.

PLATETEKTONIKK OG MALMFOREKOMSTER

De første publikasjoner som behandler malmforekomsters relasjon til den platetektoniske modell kom i 1971 (f.eks. Pereira and Dickson, 1971).

Siden har det utviklet seg en omfattende litteratur om dette emnet som spanner fra detaljerte arbeider på enkelt-forekomster til oversiktsartikler (f.eks. Mitchell and Garson, 1976) og større artikkelsamlinger (som Strong, 1976). En diskusjon av sammenhengen mellom malmforekomster verden over og den platetektoniske modell anses å ligge utenfor rammen av denne avhandlingen - en slik sammenheng vil imidlertid bli betraktet som etablert gjennom tidligere publiserte arbeider, se som eksempel fig. 3.

Platetektonikk som modell kan ikke konklusivt forklare hvor metaller/økonomiske mineraler har sin opprinnelse, men kan bidra til forståelse av opprinnelsen til de bergarter malmforekomstene ligger i. I denne sammenheng er tendensen til å tolke stadig flere malmforekomster som syngenetiske av avgjørende betydning, idet syngenetiske malmer pr. definisjon er dannet i samme miljø og tidsrom som sidebergartene. For en syngenetisk malmforekomst vil en metode som indikerer det tektoniske miljø sideberget er dannet i, også indikere malmforekomstens dannelsesmiljø.

Eksempelvis tolkes Joma-forekomsten som en syngenetisk forekomst, og følgelig er anerkjente geokjemiske metoder anvendt

for å utlede sidebergartenes (grønnsteinenes) tektoniske dannelses-miljø.

Platetektonikken's virkninger har omdannet jordoverflaten til en kompleks mosaikk som tidvis gjør det svært vanskelig å utlede historien til de enkelte bergarts-sekvenser. Situasjonen blir ikke enklere fra et malmgeologisk synspunkt ved at mange typer forekomster opptrer med tilnærmet samme karakteristika i forskjellige tektoniske miljøer, jfr. fig. 4.

Imidlertid vil man innen naturvitenskapelige disipliner til enhver tid måtte foreta tolkninger på basis av de "data" man har tilgjengelig og på sammenligninger man kan trekke med andre og lignende tilfelle, - noe som også dette arbeidet leder frem mot. Jeg vil her foregripe begivenhetene noe og henlede oppmerksomheten på fig. 3F og 3G som skisserer miljøet i respektive "Island arcs and inter-arcs basins" og "Magmatic and outer arc with marginal basins", idet disse modellene anses som indikative for det miljø Joma-malmen ble avsatt i.

CORRELATION OF CALEDONIAN STRATABOUND SULPHIDES

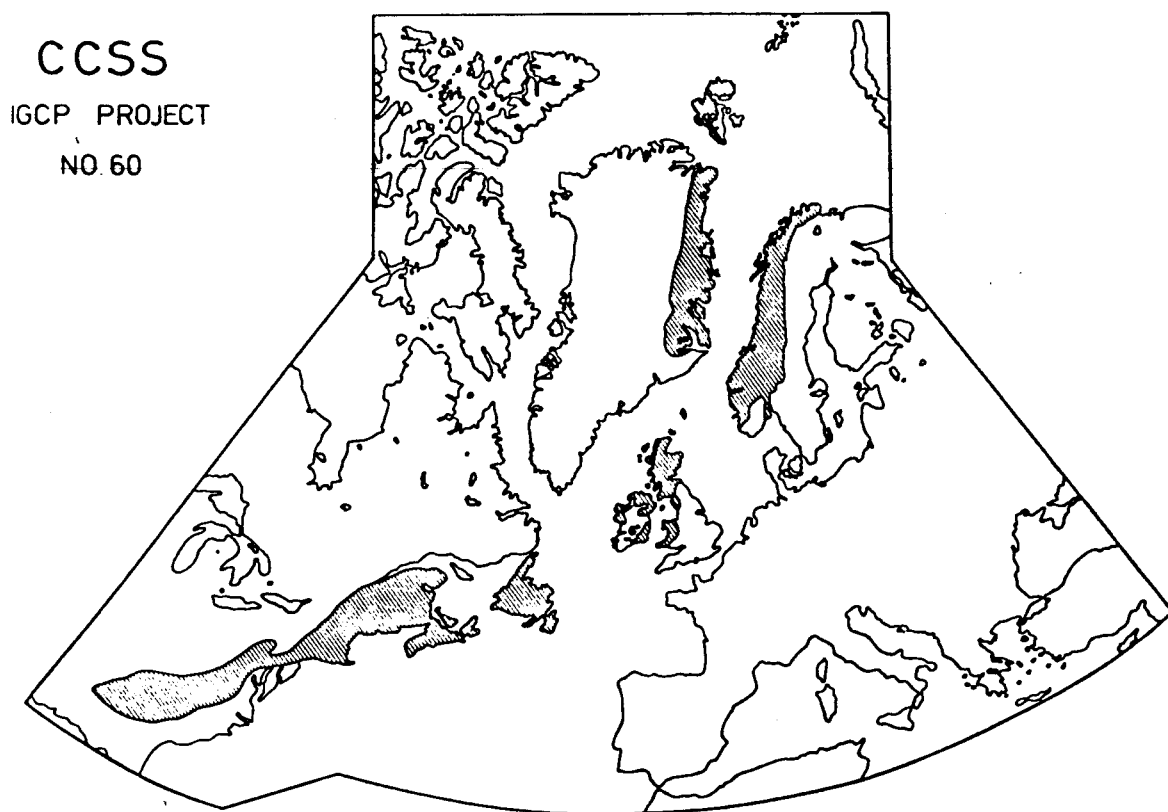


Fig. 3. Predrift reconstruction of the Caledonian--Appalachian orogen (shaded).
After Vokes (),

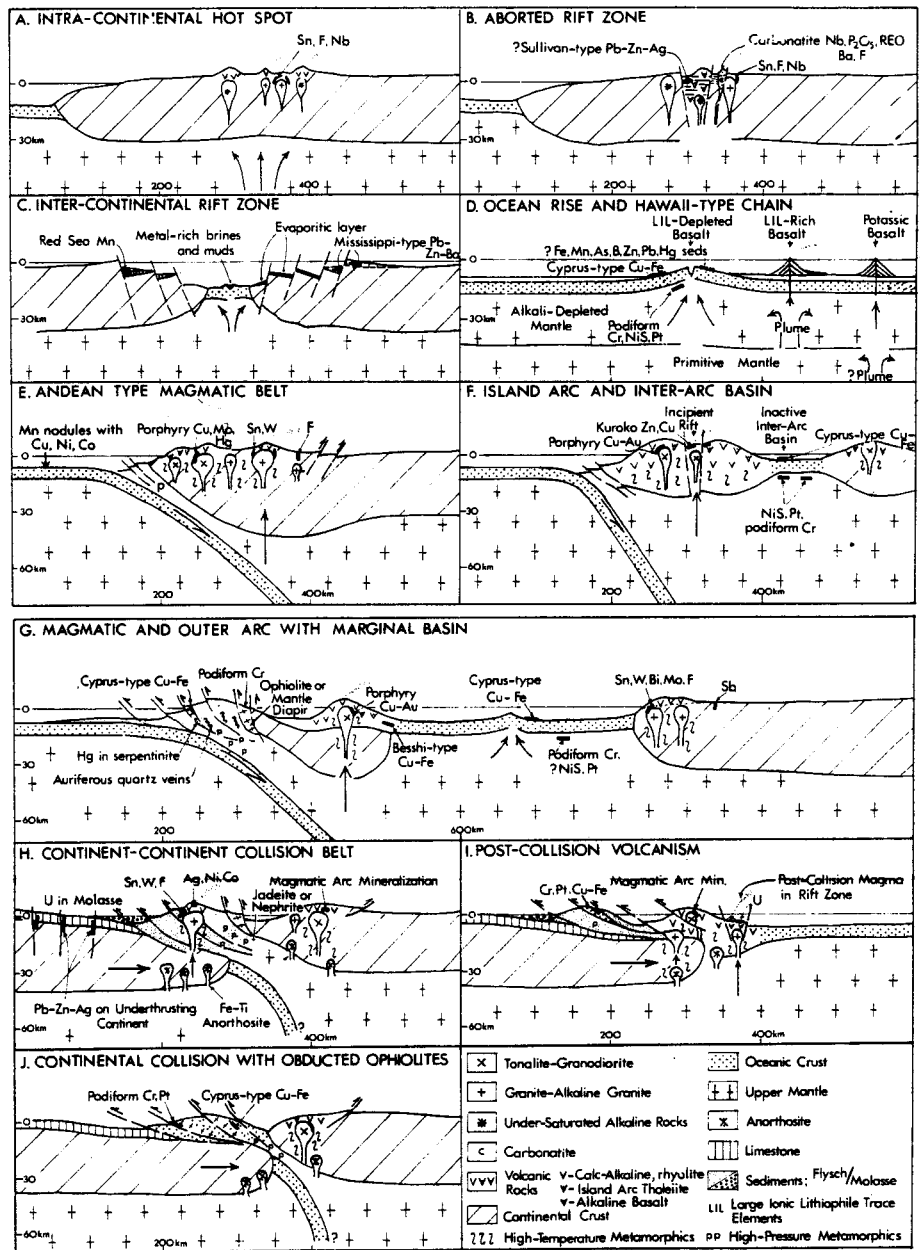


FIGURE 13 Schematic cross-sections through plate boundary-related tectonic settings (based partly on published diagrams referenced in text). *Elder Mitchell & Garson (1976).*

Fig. 4

TABLE 1

PLATE TECTONIC SETTINGS FOR THE FORMATION AND EMPLACEMENT OF ORE BODIES.

MINERALIZATION

PLATE TECTONIC SETTING	Formation	Emplacement	Exposure	TYPE	EXAMPLE	
					LOCALITY	AGE
OCEAN FLOOR SPREADING RELATED	Intercontinental Hot Spots and Rift Zones	✓	✓	Tin-fluorite - niobium Carbonatite mineralization (Nb, Ce, P, Sr, Ba)	Nigerian tin fields East African rift	Jurassic Jurassic to present
		✓	✓	Benue-type lead deposits Sullivan-type marine sulphides	Benue trough, Nigeria Sullivan mine, Br. Columbia	Cretaceous (?) Proterozoic (?)
	Intercontinental Rift Zones	✓	✓	Metal-rich muds (Zn, Cu) Mississippi Valley lead-zinc-barite	Red Sea deeps Red Sea coast, Saudi Arabia	Quaternary Cenozoic
	Oceanic Rises and Ocean Floor	✓	✓	Cyprus-type copper-lead-zinc massive sulphides Podiform chromite Nickel and platinum sulphides Manganese nodules	None exposed None exposed None exposed Pacific Ocean floor	Quaternary
SUBDUCTION RELATED	Island Arc Magmatic Belts	✓	✓	Porphyry copper - gold Mercury Kuroko-type zinc-copper-lead Auriferous quartz veins	Bougainville, Solomon Islands, Philippines Kosaka, Honshu, Vanua Levu, Hauraki Peninsula, Fiji, N. Zealand	Late Cenozoic Tertiary Miocene Late Tertiary Pliocene
		✓	✓	Gold tellurides and auriferous sulphides Besshi-type massive sulphides Native sulphur - pyrite	Vatukoula, Fiji Besshi, Japan	Early Mesozoic? Quaternary
	Andean Type Magmatic Belts	✓	✓	Porphyry copper - molybdenum Tin-tungsten-fluorite	Braden, Chile Eastern Cordillera, Peru	Pliocene
	Back Arc Continental Margin Magmatic Belts	✓	✓	Tin-tungsten-fluorite Antimony	South China Eastern Burma	Late Mesozoic Late Mesozoic ?
	Back Arc Basins	✓	✓	Resembles ocean rise and floor deposits Epithermal gold-silver veins	None exposed Basin and Range Province	Tertiary
	Outer Arcs	✓	✓	Auriferous quartz veins Mercury Ocean rise and ocean floor or back arc basin deposits	? Chin Hills, Burma Coast Ranges, California None exposed	Eocene Late Mesozoic ?
COLLISION RELATED	Continental Collision Magmatic Belts	✓	✓	Tin-tungsten-fluorite Iron-titanium in anorthosites Native silver nickel cobalt arsenide Gemstone deposits?	Cornwall, Erzgebirge Cornwall, Erzgebirge Pakistan and Burma	Early Permian Early Permian Tertiary ?
	Continental Collision Tectonic Belts	✓	✓	Porphyry copper Mercury Kuroko-type Island arc magmatic belt deposits Auriferous quartz veins Besshi-type sulphides Iron-titanium in anorthosites	Coed-y-Brenin, Wales Umm Samiuki, Egypt Buchans, Newfoundland Grenville Province, Canada	Palaeozoic Proterozoic Palaeozoic Proterozoic
	Obducted Ophiolites	✓	✓	Cyprus-type sulphides Podiform chromite Nickel and plat. sulphides ? Manganese nodules	Cyprus ? Betts' Cove, Newfoundland Philippines Philippines Semail nappe, Oman	Cyprus - Late Mesozoic Betts' Cove - Lower Palaeozoic Late Mesozoic to Early Tertiary Late Mesozoic
	Interior of Underthrusting Continents	✓	✓	Irish-type base metal deposits Stratabound uranium	Navan, Silvermines, Ireland Molasse facies sediments, Himalayas	Early Carboniferous Tertiary
	Post-collision Magmatic Belts	✓	✓	Uranium-rich alkaline rocks	Rome igneous province	Quaternary
		✓	✓	Metal-rich muds Hydrothermal base metal deposits (Zn-Pb-Ba-Sr) Copper and nickel sulphides in ultramafic rocks	Red Sea Deep Red Sea Coast St John's Island, Red Sea Gabbro Akarem, Egypt	Quaternary Miocene Proterozoic (?)
TRANSFORM FAULTS	Oceanic Transform Faults	✓	✓	Carbonatite (Nb, P, Ce, Ba) mineralization	Angola	Mesozoic/Cenozoic
	Continental Transform Fractures	✓	✓	Kimberlite diamonds Porphyry copper	Angola N. America, Philippines	Mesozoic/Cenozoic Mesozoic/Cenozoic

After Mitchell & Garson (1976).

DE NORSKE KALEDONIDENE

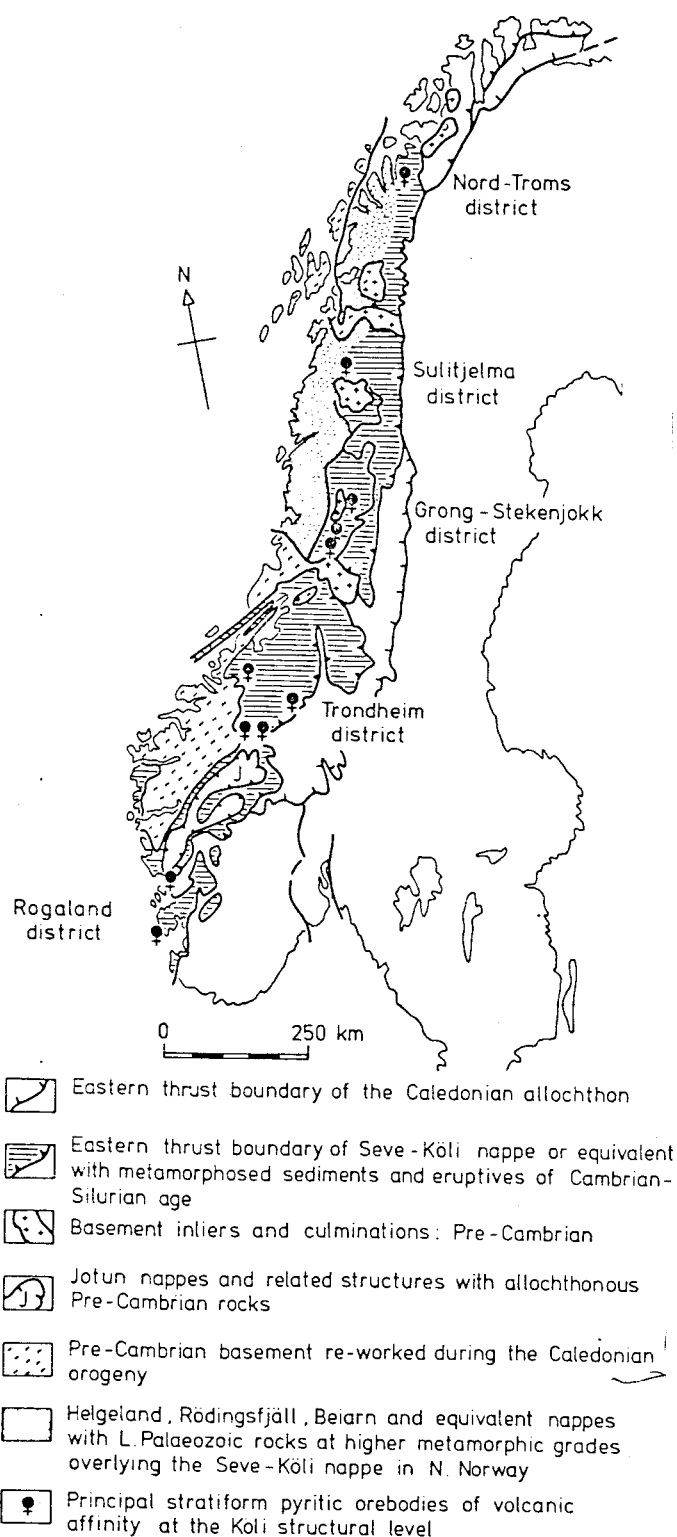


Fig. 15 Synoptic geological map of Scandinavian Caledonides showing main districts of stratiform volcanogenic ores at Koli structural level After Halls et al. (1977).

De norske kaledonidene er et segment av det Appalachiske - Kaledonske orogen, fig. 2, og betegner en sekvens av deformerte og metamorfoserte sedimenter og vulkanitter av hovedsaklig kambrisk til silurisk alder. De strekker seg over 1500 km fra Rogaland til Nord-Troms, fig. 5.

I grove trekk består fjellkjeden av "kaledonisert" basement overlagret av senprekambriske/kambriske (eokambriske) arkoser (sparagmitter) og sandsteiner hovedsaklig derivert fra et landområde i øst.

Videre følger en kambro-silurisk sekvens som består av forskjellige meta-sedimenter og et kompleks av vulkanitter fulgt av en tykk flysch-sekvens med enkelte tynne vulkanitter. Under den kaledonske orogenese ble disse bergartene skjøvet inn over et prekambrisk forland - og det synes alminnelig antatt at "eugeosynklinalen" eller "sutursonen" lå mot vest.

Forståelsen av den kaledonske geologi har vært under stadig utvikling siden Tørnebohm (1896) publiserte sitt berømte arbeid. Av senere bidrag fra de norske kaledonider kan nevnes Carstens (1920), Holtedahl (1920), Vogt (1945), Carstens (1960), Wolff (1967), Chaloupsky and Fediuk (1967), Roberts et. al. (1970), Strand (1972), Wolff (1973) m.fl. Litteraturen er omfattende og en detaljert dokumentasjon av detaljene i denne utviklingen vil ikke bli forsøkt her.

Imidlertid er den stratigrafiske korrelasjon av de enkelte grupper og formasjoner et hovedredskap i tolkningen av den kaledonske geologi, og mange forslag er kommet til i årenes løp. Av de senere arbeider vil jeg nevne Roberts (1975), fig. 6, Halls et al. (1977), fig 10, og Færseth og Steel (1978), fig 7, som gir forslag til litologisk inndeling og korrelasjon innenfor forskjellige geografiske sektorer av kaledonidene.

Parallelt med dette arbeidet er en rekke modeller for dannelsen av kaledonidene og deres skyvedekker blitt diskutert. En virkelig forståelse kom imidlertid først med den platetektoniske modell. Basert på denne foreslo Gale og Roberts (1972) en tentativ platetektonisk modell for de norske kaledonider som inkluderte en "sutur-sone" eller subduksjons-sone i vest, og som ga hovedtrekkene i utviklingen av det kaledonske orogen (fritt oversatt av undertegnede):

- a. "Utvidelse av et havområde der nord-Atlanteren i dag befinner seg - det såkalt proto-Atlantiske hav - i sen-Prekambrium/Kambrium førte til avsetning av de eokambriske arkosene (sparagmittene) og mer finkornige skifre. Mot slutten av Kambrium opptrer den første andesittiske/basaltiske vulkanisme.
- b. Kontraksjon av proto-Atlanteren i sen-Kambrium - tidlig Ordovicium med utvikling av en subduksjonssone eller Benioff-sone mot sørøst. Subduksjonen fører til tholeiittisk og kalk-alkalin vulkanisme, og til dannelsen av et marginalt basseng.

Fig. 6

Table 1. Stratigraphic correlation within the Trondheim Supergroup based on the revised succession in the Stokkvola-Hegra area. (Local group name italicized) **After Roberts (1975).**

Main groups	Stokkvola-Hegra-Stjørdal area (this paper)	Jonsvatn-Høllonda-Horg area (C. W. Carstens 1920, Vogt 1945, Chaloupsky 1970)	Meråker-Færen area (Wolff 1967, 1973, Chaloupsky & Fediuk 1967)	Steinkjer-Snåsa area (H. Carstens 1960, Peacey 1964, Roberts 1967b)
Horg (Llandoveryan)		<i>Upper Sandå Group</i> Hovin sandstone ¹ Lyngestein conglomerate	<i>Slågån Group</i> Metasiltstone, phyllite	
Upper Hovin (Caradocian-ashgillian)	Metagraywacke, conglomerates, volcanic sandstone; some pelite and acid tuffs Tautra limestone Hopla conglomerate	<i>Lower Sandå Group</i> Slates, some volcanic sandstone Limestone and slate Volla conglomerate	<i>Kjøllhaug Group</i> Metagraywacke, phyllite; conglomerate layers	Sandstone and shale, some conglomerate Polymict conglomerate
Lower Hovin (Arénig-Caradocian)	Dark shale or rhyolite tuff Pelites, conglomerates and limestone (Åsen) Stokkvola conglomerate Forbordfjell greenstone Pelites, siltstone Grønningen limestone Phyllites	<i>Krokstad Group</i> Dicranograptus shale Hareklett rhyolite tuff Sandstone and shale Local conglomerate Jonsvatn greenstone and Høllonda andesite Høllonda limestone Slate, sandstone, breccia Venna conglomerate	<i>Sulåmo Group</i> Turifoss greenstone Sandstone and phyllite Local conglomerate Brenna limestone Greenschist Phyllite, sandstone Lille Fundsjø conglomerate	(Steinkjer area) (Snåsa area) Pelite, sandstone and limestone Greenstone and greenschist Greenstone Snåsa limestone Phyllites Local phyllite Steinkjer conglomerate
Lower Cambrian-Ordovician) ²	Greenstone, greenschist	Greenstones	<i>Fundsjø Group</i> Greenstone, quartz keratophyre, some gabbros	Greenstones
Gula (Cambro-Ordovician) ²	Schists, some banded quartzite		<i>Sonvatn Group</i> Schists, gneisses, conglomerate and marble	Schists, amphibolite layers

Position of Hovin sandstone after Chaloupsky (1970). ² Age range after Gale & Roberts (1974). ³ Tectonic boundary between Støren and Gula Groups.

Fig. 7

Table 1. Correlation between generalised Lower Palaeozoic successions in western Norway. **After Færseth & Steel (1978).**

Age	Trondheim area	Sunnfjord area	Bergen area	Sunnhordland area
Lower Silurian	Horg Group Graptolite shales Shallow marine clastics	Høyvik group Shallow marine clastics	Shallow marine clastics Graptolite shales Shallow marine carbonates	Dyvikvågen Group Resedimented conglomerates Submarine basic volcanics Graptolite shales Shallow marine carbonates
Ordovician	U. Hovin Group Mostly flysch (basic and acidic volcanics are locally important)	U. Herland Group Mostly flysch		Basic and acidic igneous rocks (Sunnhordland igneous massif)
	L. Hovin Group Mostly flysch	L. Herland Group Conglomerates (Stubseid) stratigraphic break Mostly flysch	Conglomerates (Moberg) major stratigraphic break pre-conglomerate deformation of the substrate	
Cambrian	Støren Group Submarine basic volcanic tectonic contact	Stavnes Group Submarine basic volcanics	Submarine basic volcanics	
	Late Precambrian-Ordovician, Gula Group	Håsteinen Group Mostly pelites	Mostly pelites	
	Vogt 1945 Roberts et al. 1970 Gale & Roberts 1974	Skjerlie 1969 Skjerlie 1974 Indrevær & Steel 1975	Kolderup & Kolderup 1940 Kvale 1960	Færseth & Ryan 1975 Present account

- c. Sedimentasjon og vulkanisme fortsatte i dette marginale bassenget opp gjennom Ordovicium og tidlig Silur. Det synes å opptre en del parorogene bevegelser i Ordovicium med bl.a. en tidlig skyvedekkebevegelse 'på Vestlandet' i Ordovicium.
- d. I midtre til øvre Silur avsluttes kontraksjonen av det proto-Atlantiske hav og resulterer i flere faser med intens deformasjon av bergartene, metamorfose, dekkedannelse og intrusjon av sure eruptiver (trondhjemitter)."

Basert på disse hovedelementene i den tektoniske utvikling av det kaledonske orogen, er det siden publisert flere arbeider med rot i geokjemiske metoder for å vurdere/raffinere denne modellen og definere forskjellige geografiske områders plass i orogenet.

Det vises her til en sammenstilling av disse arbeidene publisert av Furnes et al. (1980) - og gjengitt her i fig. 8. For en nærmere orientering innen de enkelte områder henvises til publikasjonens oversiktlige tabeller.

Det er relativt kort tid siden den platetektoniske modell - og de geokjemiske metoder som anvendes for å utlede opptreden og utvikling av platetektoniske prosesser i tidligere geologiske tidsrom - ble etablert. Anvendelsen av den i og på de norske kaledonider har funnet sted bare i det seneste tiår - og denne anvendelsen har ofte funnet sted på basis av et spinkelt kartgrunnlag og relativt få bergartsanalyser. Det bør derfor være tillatt å diskutere en del av tolkningene i de tidligere publiserte arbeider som referert i Furnes et al. (1980). Jeg vil komme tilbake til en slik diskusjon m.h.p. Røyrvikgruppens bergarter - som Joma-malmen ligger i - senere, og foreslå en justering av den tolkningen som er gjengitt i fig. 8.

Likeledes vil jeg komme tilbake til andre avsnitt i det som er nevnt foran og utvide diskusjonen av enkelte aspekter i nødvendig detalj. Dette bakgrunns-avsnittet er tatt med som referanse i den videre fremstilling.

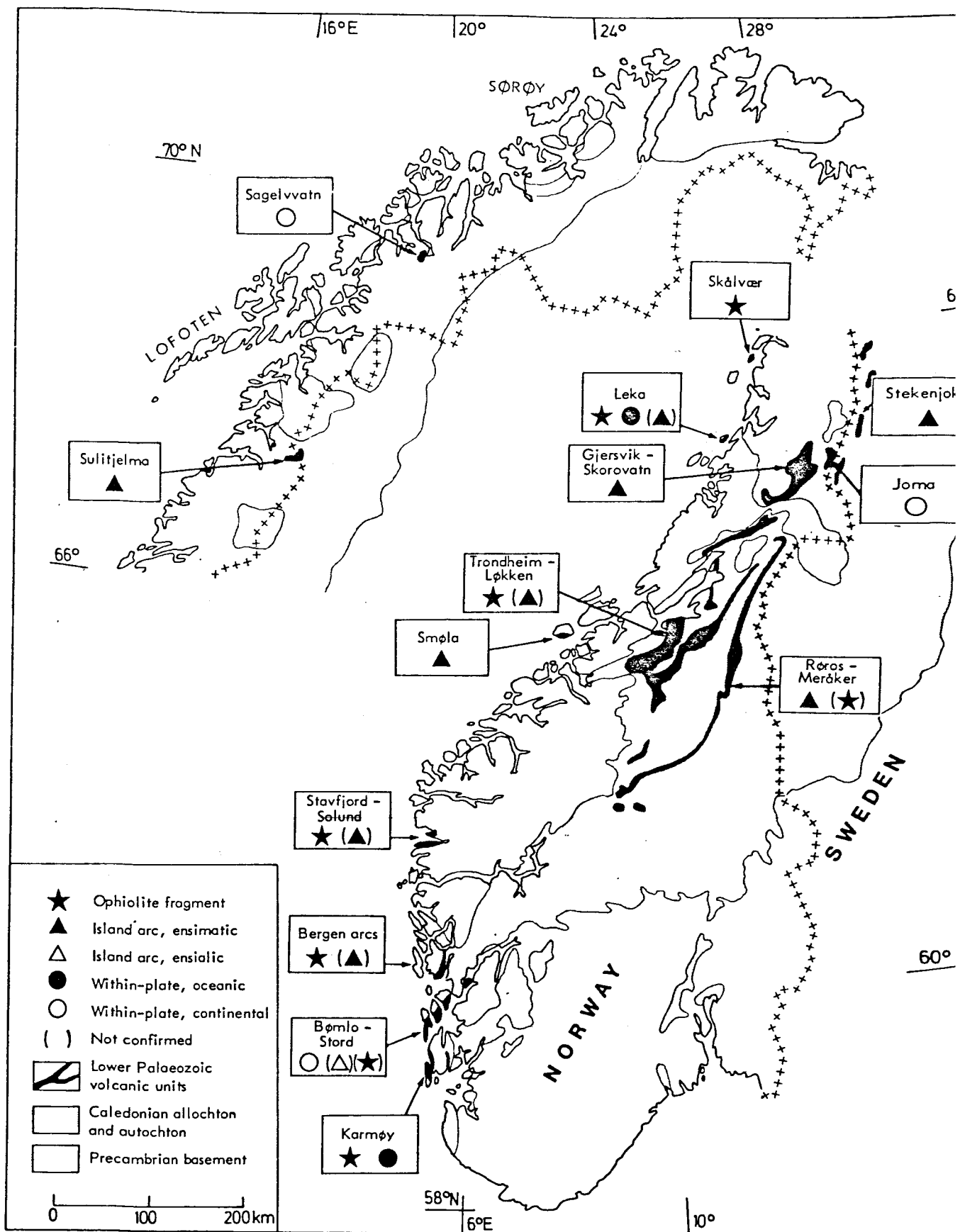


FIG. 8

The distribution of Lower Palaeozoic ophiolite fragments, and island arc and within-plate volcanite associations in the Scandinavian Caledonides. After Furnes et al. (1980).

II RØYRVIK-GRUPPEN

DANNELSE OG TEKTONISK PLASSERING

Joma-malmen ligger i den midtre av tre grønnsteinshorisonter i den såkalte Røyrvik-gruppen i det nord-østre hjørne av Grongfeltet. Røyrvik-gruppen er tektonisk avgrenset både mot øst og vest, og dens plassering i de norske kaledonider kan ikke sies å være skikkelig forstått. Alderen er også uklar.

Det antas i det følgende at grønnsteinenes geokjemi gir en indikasjon på avsetningsmiljøet - og at en fruktbar tolkning kan oppnås ved en sammenlikning med de andre hovedelementene i Grongfeltet. Det synes klart at en slik fremgangsmåte lett kan føre til gale konklusjoner - de tektoniske kontaktene til Røyrvik-gruppen tatt i betraktning - men noen annen logisk fremgangsmåte er ikke umiddelbart synlig. Før Røyrvik-gruppen omtales i detalj kan det være på sin plass med en omtale av

GRONG-FELTET

Grongfeltets lokalisering fremgår av fig. 9. Navnet Grongfeltet er reservert et (innsunket?) segment av den kaledonske fjellkjede begrenset av riksgrensen mot Sverige i øst, Grongkulminasjonen i syd, Helgelands-dekket i vest og Børgefjellvinduet i nord.

Forståelsen av Grongfeltets geologi skyldes for en stor del det kartlegningsarbeidet statgeolog Steinar Foslie utførte i årene 1922-27 og som resulterte i kartbladene:

Namsvatnet med en del av Frøyningsfjell, NGU 1957
Tunnsjø, NGU 1958
Sanddøla, NGU 1958
Trones, NGU 1958
Nordli, NGU 1958

Foslies arbeider dannet utgangspunkt for senere publikasjoner av Strand (1956) og Oftedahl (1956, 1958).

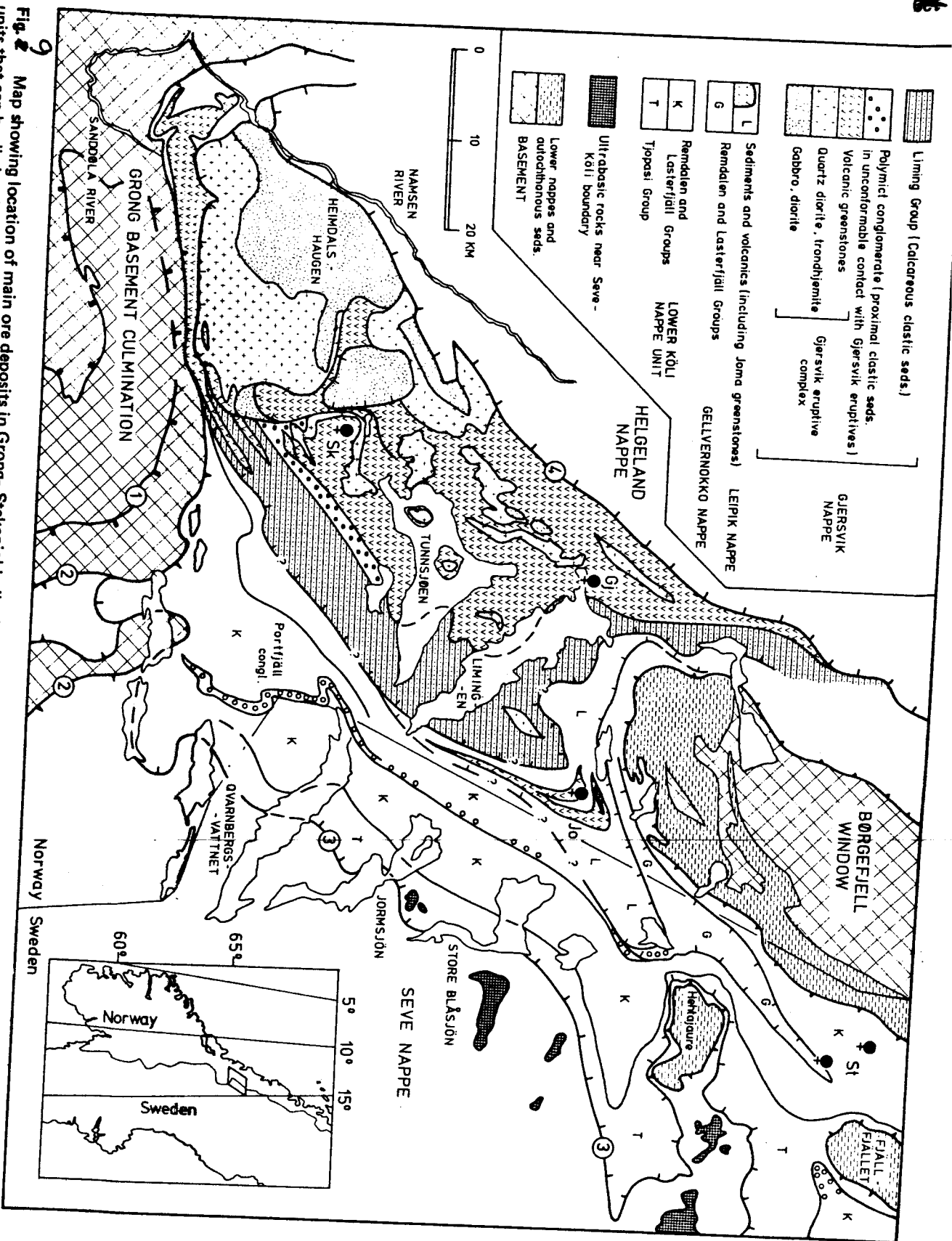


Fig. 2 Map showing location of main ore deposits in Grong-Steklenjokk district (Sk, Skorovas, Gj, Gjeråvik, Jo, Joma and St. Stekenjokk) and main structural and stratigraphic units that can be distinguished within Köli Nappe. (1) Thrust at base of Olden basement nappe; (2) thrust at base of Seve-Köli Nappe; (3) thrust separating Seve and Köli sequences within Seve-Köli Nappe Complex; (4) thrust separating Gjeråvik Nappe at top of Köli Nappe sequence from high-grade metamorphic rocks of Helgeland Nappe Complex. Boundaries based on geological information from Foslie, Ofteidahl, Zachrisson, Gee and Gustavson *et al.* (1977).

Senere er et betydelig arbeid nedlagt i de svenske kaledonidene øst for Grongfeltet av Zachrisson (1969), resultater som er innarbeidet i fig. 9 av Halls et al. (1977) og som sammen med Foslies kart har dannet grunnlaget for et betydelig kartlegningsarbeide av Kollung (1980), Lutro (1980), Roberts (1980), Halls et al. (1977), Reinsbakken (1980) m.fl. i de senere år.

Halls et al. (1977) kombinerte terminologien til Foslie (se kartbladene), Oftedahl (1958) og Zachrisson (1969) og ga Grongfeltet en inndeling som vist i fig. 9 - en inndeling som kan danne utgangspunkt for en oppsummering av de senere års kartlegnings-resultater.

Iflg. Halls et al. (1977) deles Grongfeltet inn i 4 tektoniske enheter:

Gjersvik-dekket, som inneholder de massive sulfidforekomstene Skorovas (Sk i fig 9) og Gjersvik (Gj). Under dette finner vi Leipik-dekket som bl.a. inneholder Joma-forekomsten (Jo). Videre nedover kommer så Gelvernokko-dekket og, til slutt, nedre Køli-dekket med Stekenjokk (St) - og Levi-malmene.

Gjersvik-dekket omfatter et eruptiv-kompleks, en polymikt konglomerat - horisont og en gruppe kalkrike, klastiske sedimenter - den såkalte Limingen-gruppen.

Eruptivkomplekset består i hovedtrekk av store intrusiver av gabbro, dioritt og grano-dioritt (trondhjemitt) som følges av en vulkansk grønnsteinssekvens som bl.a. inneholder sulfid-malmene Skorovas og Gjersvik.

Ut i fra intrusivenes kjemiske sammensetning, karakteren av kontakten mellom intrusiver, xenolitt-fordeling og opptreden og karakter av basiske gangbergarter har Halls et al. (1977) konkludert med at de basiske bergartene er eldst og at gradvis yngre intrusiver blir mer sure. I grove trekk synes et tidlig massiv av lagdelt gabbro å være intrudert av et betydelig volum av dioritt. Videre har disse intrusivene muligens opprinnelse i forskjellige magma - det første tholeiittisk,

det andre kalk-alkalint: "It may be added that magmatism must also have been bimodal - that is to say that the magmas were supplied from two genetically different sources the first tholeiitic and the second calc-alkaline" (p. 138). Det er verdt å merke seg at en av medforfatterne til Halls (Halls et al., 1977), Arne Reinsbakken, senere har reservert seg mot denne konklusjonen, og påpeker at hele sekvensen kan være tholeiittisk (Reinsbakken, 1980).

Vulkanittene består likeledes av basiske og sure bergarter, nærmere bestemt basalter, andesitter og keratofyrer av klart spilittisk karakter (Gjelsvik, 1968; Oftedahl, 1958; Halls et al., 1977).

På tross av den intense deformasjonen og tidlige 'in situ' metamorfosen med assosiert spilittisering, er tilstrekkelig med primær-strukturer bevart til å bestemme bergartenes dannelsen og - i kombinasjon med geokjemiske metoder - til å utlede det tektoniske miljø sekvensen er avsatt i.

Siden Gjersvik-dekket ikke er objekt for denne studien, skal bare Halls et al.'s (1977) konklusjoner refereres om at bergartskomplekset representerer en ufullstendig utviklet, 'ensimatic' øybue som har bevart såvel abyssale tholeitter som øybuedannelsens egne kalk-alkaline bergarter, men at Reinsbakken (1980) senere er kommet til at den kalk-alkaline trend ikke er representativ.

Den polymikte konglomerat-horisonten markerer en ukonformitet mot vulkanitt-sekvensen og inneholder boller av så godt som alle Gjersvik-dekkets intrusiver og vulkanitter.

Over konglomerat-horisonten (nå invertert) følger så Liming-gruppens hovedsaklig kalkrike og skifrige konglomerater, sub-arkoser og fylitter.

Halls et al. (1977) påpeker den klare ukonformiteten mellom konglomeratet og vulkanitt-sekvensen og påpeker at dette må bety at Gjersvik-dekket utvides til også å omfatte Liming-gruppens bergarter - en alternativ tolkning til den fremholdt av Oftedahl (1958).

Halls et al. (1977) påpeker videre at de vulkanske og plutonske bergartene har en viss likhet med Støren-gruppen slik denne beskrives av Vogt (1945) - et trekk som forøvrig også er påpekt av Gale og Roberts (1974).

Disse forfatterne mener at det er rimelig til en viss grad å korrelere Gjersvik-dekkets bergarter med yngre grupper i Trondhjemsfeltet, se forøvrig fig 10. For en videre diskusjon av de faktorer som leder frem til denne konklusjon refereres til den siterte litteratur.

Øst for Grong-feltet - i Jämtland og Västerbotten - synes en klart tektonisk kontakt å opptre mellom Køli-dekkene og Seve-dekket (Zachrisson, 1969). Ser vi nærmere på sekvensene mellom den nedre avgrensning av Køli-dekkene og Gjersvik-dekket, så er forholdene mer uklare. Imidlertid mener Zachrisson (1969) å kunne skille ut minst to dekke-enheter i dette området - disse er kalt Gelfernokko-dekket og Leipik-dekket, se fig. 9. I sin publikasjon fra 1969 nevner Zachrisson at stratigrafien innen Gelfernokko-dekket og dets relasjon til omliggende bergarter ikke er endelig etablert idet området er preget av en intens tektonikk. Følgende kan kanskje være verdt å sitere:

"It might, however, be stated,, that the area north of Leipik-vatnet and most of the eastern part of the nappe is built up of rocks of the Lasterfjäll Group, calcareous phyllites (but without gabbro intrusions) and quartz-keratophyres being the main rock types. The rocks of its western part show strong similarities with those of the Remdalen Group, and a great many occurrences of quartzite conglomerates on top of quartz-keratophyres are correlated with the Portfjäll and Remdalen Conglomerates.

In the Leipikvatnet area the rock sequence, described by Nilsson (1964), belongs to two different tectonic units. According to the present author, the upper part forms the Leipik Nappe, on Nilssons map starting with a unit of undifferentiated rocks and passing upwards into units containing the Bjurälv limestone, polymict conglomerates

AGE		W TRONDHEIM REGION		GRONG - STEKENJØKK REGION	
L SILURIAN (Llandoveryan)		HORG GROUP	Hovn ss. Lyngestern quartzite cong (Horg Disturbance)	LASTERFJÄLL GROUP	Basic - acid (quartz keratophyre) volcanics and tuffites, calc phyllites, limest Vojta quartzite cong
ORDOVICIAN	Ashgillian Caradocian	UPPER HOVIN GROUP	Slate, greywacke Limestone Valta polymict cong. (Ekne Disturbance)	RØYRVIK GROUP	Joma greenstone serpentine, calc phyllites, congl
	Caradocian	LOWER HOVIN GROUP	Shale Rhyolitic tuff Sandst., shale, limest. Stokkvola polymict cong (Stokkvola Disturbance) Jonsvatn greenstone, Hølanda andesite Limest. Slate, sandst. Vennis polymict cong (Trondheim Disturbance)	LIMINGEN GROUP	Calcareous phyllite, subarkose, greywacke
	Arenig		STØREN GROUP	?	Havdalsvatn polymict cong (Gjersvik Disturbance)
	Arenig Tremadocian			GJERSVIK GROUP	Locally preserved limest (marble) Tholeiitic - calc alkaline eruptive greenstone sequence basalts, andesites, keratophyre/dacite with major intrusions of gabbro diorite and trondhjemite
	CAMBRIAN				↓ ?
ORDOVICIAN CAMBRIAN		GULA GROUP	Schists and quartzites with trondhjemite intrusions		Mica schists etc (Gula Group - ? Seve equivalent)

Fig. 10 Inferred stratigraphic correlation between Lower Palaeozoic sequences to south and north of Grong Culmination. Correlation is approximate and based on information from Vogt,⁷² Zachrisson,⁸² Oftedal⁴⁵ and Roberts.⁵³ Tectonic disjunction within the two areas is shown schematically by oblique parallel lines. After Halls et al (1977).

Fig. 11. Stratigrafisk tabell etter Reinsbakken og Stephens ().

and graywackes - a somewhat uncommon facies of the Køli rocks of northern Jämtland. In some respects the rocks are reminiscent of the Limingen facies of the Grong area (Strand, 1963; Foslie, 1926; Oftedahl, 1958). The metamorphic grade does not differ from that of the under- lying units".

Zachrisson påpeker altså her at litologien i Gelvernokko - og Leipik-dekkene er ulik den man finner ellers i nord-Jämtland, mens enkelte sekvenser i Gjersvik-dekket viser mange likhets- trekk med bergartene i Gjersvik-dekket. Den sterke likheten mellom Limingen-bergartene og Brakkfjell-fylitten er da også slående i felt, og virker sammen med de andre faktorer i retning av å indikere et slektskap med Gjersvik-dekket.

Ytterligere en sekvens kan siteres fra Zachrisson (1969):

"Further west, part of the Grong sequence has been separated as a still higher tectonic unit, the Gjersvik Nappe (Oftedahl, 1956).

What has been said above also serves to illustrate within the map area the superposition of higher tectonic units when going westwards. The Gjersvik Nappe and the Hattfjelldal Nappe (north-west of Børgefjellet, mainly lime-stones) are the highest Køli nappes in the area".

Dette sitatet tjener bra som utgangspunkt for følgende påstand: Selv om man foretrekker å betrakte Gjersvik-dekket og Hattfjelldal-dekket som "higher tectonic units", så må man ikke samtidig trekke den konklusjon at de også er yngre d.v.s. ligger stratigrafisk over nedre-Køli-dekkene.

Det er helt klart at den svenske litteraturen - som Zachrisson (1969) står som eksponent for - opp mot slutten av 70-årene indikerte bergarter som ble stadig yngre mot vest. Like klart at den norske litteraturen - som Halls et al. (1977) her kan stå som eksponent for - indikerte bergarter som ble stadig yngre mot øst.

Et vendepunkt burde altså eksistere m.h.t. de kaledonske berg-

arternes alder i dette området forutsatt at Halls et al.'s (1977) konklusjoner m.h.t. Gjersvik-dekket er korrekte. Videre indikasjoner på en slik utvikling finner vi i Gees (1975) inndeling av kaledonidene i et "Western Complex" og et Eastern Complex". I vest opptrer et alloktont kompleks som består av rester av havbunnskorpe og øybuer med assosierte sedimenter, mens vi i øst finner et autokont kompleks av hovedsaklig sedimenter med noen vulkanitter derivert fra prekambrium mot øst.

Disse tegnene - som peker mot et vendepunkt eller brudd i lagrekken i den sentrale skandinaviske kaledonider - og den store likheten mellom Remdalen-gruppens (Røyrvik-gruppens) bergarter og en del av bergartene mot vest-ledet Olsen (1980) til å foreslå å legge vekt på geokjemiske indikasjoner - som vil bli diskutert i detalj nedenfor - og tolke Røyrvik-gruppens bergarter som dannet i et "back-arc basin" nær knyttet til Gjersvik-dekkets øybue-utvikling.

Senere arbeider fra de svenske kaledonider - referert og summert av Stephens og Reinsbakken (19) - påpeker opptreden av like ultramofitter både i de nederste Køli-dekkene og i Seve-dekket, noe som oppfattes som et argument mot et større tektonisk brudd på dette sted i sekvensen.

Videre argumenteres det for å bryte Zachrisson's (1969) "Lower Køli unit" opp i to separate skyvedekker - Bjørkvattnet - og Stikke-dekkene (Stephens, 1980). Stikke-dekket overlages etter denne terminologien av Gelvernokko - (ekvivalent med Zachrisson's Gelvernokko-dekke), heipikvattnet-, Gjersvik-, og Storefjäll-dekkene.

Disse forfatterens tolkning av geologien i de sentrale skandinaviske kaledonider er sammenstilt i fig. 11a

Deres konklusjon er at et større brudd eksisterer i lagrekken ved basis av Blåsjø-fyltitten, og at vi her kanskje finner årsaken til de ovennevnte vanskeligheter med å korrelere arbeider utført i de svenske henholdsvis norske kaledonider.

Det kan i denne sammenheng være verdt å nevne at Stephens og Reinsbakken () gir støtte til Olsen's (1980) tanker omkring Røyrvik-gruppens tektoniske plassering: "The tectonic slice hypothesis allows the alternative interpretation that the Røyrvik Group in the upper part of the Leipikvattnet Nappe represents the floor of an inter-arc oceanic basin (compare Olsen, 1980). Such a basin may have opened after rifting of the Stekenjokk arc segment away from the main Gjersvik arc and was then infilled with calcareous flysch-like sediments (Brakkfjället Phyllite) without gabbro intrusions".

RØYRVIKGRUPPEN

Røyrvik-gruppens utstrekning fremgår av fig. 9. ^(LEIPIK NAPPE) Et langt mer detaljert inntrykk får man av Kollungs kart: 'Huddingsvatnet' i målestokken 1:50.000, se plansje I (bak i avhandlingen). Avgrensningen av Røyrvik-gruppens bergarter mot vest utgjøres av Gjersvik-dekket med tildels klar tektonisk kontakt mot Røyrvik-gruppen. Mot øst avgrenses Røyrvik-gruppen - slik vi i dag oppfatter den - av kontakten med Brakkfjells-fylitten. Mot sør kiler Røyrvik-gruppen ut (ikke synlig på kartet i plansje I), mens grensen mot nord finnes på nordsiden av Huddingsdalen ved kontakten mot Huddingsdalsgruppen.

Røyrvik-gruppens bergarter består av et kvartskonglomerat - Portfjell-konglomeratet (fig. 9) - en serie med sandsteinsbenker (her gitt navnet Røyrvik sst.), fylitter, chert-lag (tidligere benevnt Røyrvik-kvartsitt, her kalt Røyrvik chert) og grønnsteiner/grønnskifre. Fylitten har hyppige linser/lag av mer bituminøse skifre. Grønnsteinene opptreer tilsynelatende i tre horisonter - godt synlig på nordsiden av Jomafjell - hvorav den ene stikker inn under Gjersvik-dekket (plansje I). I strøket Jomafjell - Orvatnet - Vallervannene bøyes disse i en stor synform. I den midtre grønnsteins-horisonten - nær Orvatnet - finner vi Jomamalmen i selve fold-kneet for synformen.

Bergartenes petrografi er tidligere beskrevet av Strand (1956) og Nilsson (1964).

PORTFJELL-KONGLOMERATET

Portfjell-konglomeratet oppfattes som Røyrvik-gruppens basale ledd (Kollung, pers.comm.). Konglomeratet går lateralt gradvis over i en sandsteinsfacies, men det er uklart om alle sandsteinshorisontene (Plansje I) tilhører samme stratigrafiske horisont. En sannsynlig ekvivalent av dette konglomeratet - Remdalen-konglomeratet - i Sverige er funnet å danne en vinkeldiskordans med underliggende lag (Zachrisson, 1969).

Konglomeratet består av elongerte kvartsboller - opp til 50 cm lange og 15 cm tykke - i en grå, fylittisk grunnmasse. Kvartsbollene består av ca. 90% kvarts, resten er albitt og noe sericitt med aksessorisk zirkon.

RØYRVIK SANDSTEIN

Sandsteinene opptrer i relativt tynne benker - bare sjeldent er mektigheten over 10 m - av lys grå til grå-brun farge. Lokalt går de over i siltsteiner, og kan også ha tynne slirer av fylittisk materiale.

RØYRVIK FYLITT

Den såkalte Røyrvik-fylitten er en bløt, finkornig bergart som er dannet fra et opprinnelig marint, leirrikt sediment. Bergarten er i felt sterkt foliert, har varierende nyanser av grå farge og er ofte dekket av lav og mose (fig.12 og 13). Den inneholder linser/lag av grafitt-rik fylitt med impregnasjon av sulfider. De grafitt-rike bergartene får ofte en rusten overflate som følge av sulfid-innholdet.

Visse horisonter viser en gradvis overgang til Røyrvik chert (se nedenfor). Derved oppstår den bergart som av Foslie i sin tid fikk navnet kvarts-fylitt.

Mineralogisk består fylittene av kvarts og sericitt i vekslende bånd med varierende mengder kloritt og albitt. Karbonat finnes i varierende mengder.



12
Fig. ~~11a~~. Røyrvik fylitt. Typisk fremtreden i felt
er en grå bergart dekket av mosse og lav.
legg merke til den typiske F_2 -krenulasjoner
i foldeknørne Foto: J. Olsen.



13
Fig. ~~11b~~. Røyrvik-fylitt. Foldekne med tydelig
utviklet krenulasjons-kløv.
Foto: J. Olsen.

Kvarts og sericitt veksler ofte i 0.5-1 mm tykke bånd, og da opptrer ofte idiomorfe granater i de glimmerrike båndene. I de slip som er mikroskopert er det ikke observert noen deformasjon av glimmer rundt granatene.

Glimmerbåndene viser gjerne krenulasjoner (se nedenfor) med begynnende kløv normalt lagningen. Ingen krystallvekst synes å ha oppstått i denne retning.

Aksessorisk titanitt og biotitt opptrer. Nilsson (1964) rapporterer forøvrig aksessorisk rutil, zirkon, apatitt og tourmalin, foruten epidot. Stedvis opptrer et orthitt-lignende mineral (?).

I forbindelse med dette arbeidet utførte jeg 3 silikatanalyser på Røyrvik-fylitten, tabell 1.

Sammenligner en disse med gjennomsnittsanalyser gjengitt av Blatt et al. (1972) finner en at Røyrvik-fylitten har lavere Al_2O_3 , lavere Fe_2O_3 , høyere FeO , lavere Na_2O , høyere MnO og mer variabel gehalt av TiO_2 enn gjennomsnittsfylittene. Dette skyldes trolig en innblanding av vulkansk aske og felling av SiO_2 o.a. i et relativt rolig basseng.

RØYRVIK CHERT

Denne bergarten er tidligere gitt navnet "Røyrvik kvartsitt", men synes ikke noe sted å vise noen form for klastiske strukturer/texturer. Bergarten er her kalt Røyrvik chert idet dette navnet sannsynligvis er mer i overenstemmelse med dens opprinnelse.

Røyrvik chert opptrer i felt med få mm til noen cm tykke bånd av finkornig kvarts adskilt av tynne fylitt-sjikt. Den får derved et båndet eller lagdelt utseende (se fig. 14). Ofte er chert-båndene boudinert til flate linser omgitt av en tynn fylitt-rand.

TABLE 1
Ø.

JOMA/RØYRVIK-FYLLITT.

	57/76	58/76	59/76
SiO ₂	71.06	55.63	53.17
TiO ₂	0.44	1.01	0.50
Al ₂ O ₃	8.20	12.40	8.66
Fe ₂ O ₃	1.57	1.51	2.00
FeO	5.95	5.11	17.61
MnO	0.53	0.17	0.24
MgO	2.24	2.67	2.38
CaO	3.88	9.53	4.07
Na ₂ O	0.04	0.45	0.13
K ₂ O	1.79	3.47	1.88
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.22
L.O.I.	3.90	7.10	8.92
SUM	99.78	99.27	99.78
Zn	113	77	121
Cu	90	115	300
Ni	73	104	147
Co	40	41	40

Handwritten signature/initials



Fig. 14. Røyrvik chert. Foto er tatt nær overgangen mellom chert og fylitt for å gi et godt inntrykk av båndingen. Foto: Jørn Olsen.

Fyllitt-båndene gir bergarten et innslag av opp til 15%sericitt og opp til 4% kloritt (Nilsson, 1964), med de samme aksessorier som finnes i rene fylitter.

Fargen varierer fra lys grå-hvite til nærmest blågrå og lokalt svarte. De svarte horisontene inneholder grafitt og er mest hyppige i øst (av Foslie kalt "bituminøs kvartsitt").

Opprinnelsen til disse lagdelte cherts eller 'ribbon cherts' som de også kalles har hyppig vært diskutert siden Steinmann (1905, 1927) påpekte en nær assosiasjon mellom chert, serpentinit og putelavaer.

Senere har en rekke forfattere foreslått forskjellige opprinnelse av chert, de to mest kjente 'skolene' hevder at bergartene dannes ved

- a. akkumulasjon av silika-rikt organisk materiale (eks. Ernst og Calvert, 1969).

- b. akkumulasjon av silika avsatt gjennom ren kjemisk presipitasjon (eks. Hay, 1968; Eugster, 1969).

En detaljert undersøkelse av chert-bergarten ble det ikke tid til under dette arbeidet. Dette burde gjøres ikke minst gjennom anvendelse av elektron-scanning mikroskop for å kartlegge rester av evt. radiolarer o.a.

Inntil videre er undertegnede av den oppfatning at chert-bergarten kan ha samme opprinnelse som skissert av Thurston (1972) for chert i Graveglia og Vara i NW-Italia:

- a. Submarin vulkanisme og assosiert hydrothermal aktivitet skaper en silika-anrikning i bassenget, evt. en anrikning av silika-sekreterende organismer.
- b. Amorf silika felles og løses ikke opp igjen i havvannet fordi silika-innholdet i havvannet har nådd metning, evt. at reaksjonen
$$\text{serpentin} + \text{CO}_2 = \text{Carbonater} + \text{silica}$$
bidrar til at slik metning oppstår.

Merk at den siste reaksjonen kan bidra til det karbonat-rike miljøet i Røyrvik-gruppen.

Røyrvik grønnstein

Grønnsteinene er forholdsvis lys grønne, varierende fra massive til skifrige. Bergarten kan lokalt vises å være sterkt foliert som følge av den sterke deformasjonen (se nedenfor), noe som gjør det vanskelig å skille opprinnelige tuffer fra tektonisert lava. Lokalt opptrer imidlertid primære strukturer som puter, hyaloklastitter (fig. 15 og 16) og lokale agglomerater (Kollung, pers.comm.). Putestrukturer er forøvrig tidligere observert av Zachrisson (1966). Kollung (pers.comm.) har lokalt observert tynne fylitt-lag i grønnsteinshorisonter, noe som antyder at man har en viss andel tufittisk materiale i grønnsteinshorisontene.

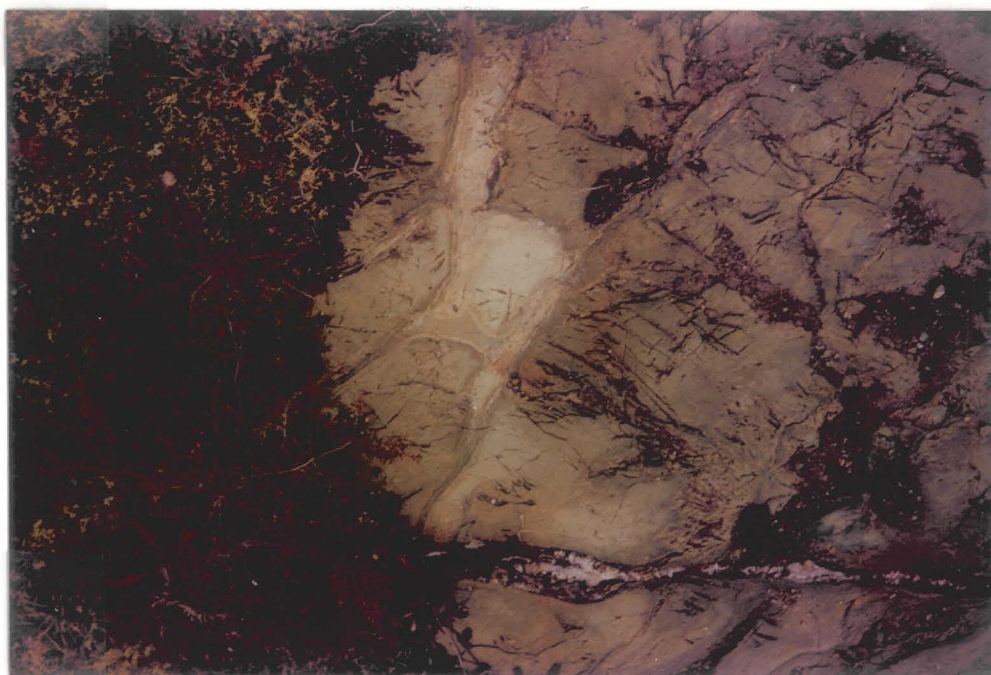


Fig. ~~15a~~. Putestrukturer i Røyrvik grønnstein
15 Foto: J. Olsen



Fig. ~~15b~~. Putelava, delvis brecciert til
16. hyaloclastitt, i Røyrvik grønnstein
Foto: J. Olsen.

Grønnsteinene er finkornige og relativt kalkrike. De består av albitt, aktinolitt og epidot med titanitt, kloritt, biotitt, kvarts og kalkspat. Kloritten kan lokalt sees å være dannet fra biotitt. Særlig i kalkrike, folierte grønnsteiner gir bergarten et inntrykk av en slags semi-bånding med bånd av h.h.v. fin/middelkornig kalkspat med spredte opp til 2 mm store sulfidkorn og meget finkornige albitt-bånd med epidot og kloritt. Sulfid-impregnasjonen i karbonat-båndene er særlig fremtredende nær Joma-forekomsten. Albitt-båndene har opptil 15% epidot og spredte sulfidkorn.

Aktinolitt danner stedvis opp til 1-2 mm lange nåler.

Andre folierte grønnsteiner med mindre kalkinnhold viser bånding mellom albitt-dominerte og aktinolitt-dominerte soner. I de aktinolitt-rike båndene opptrer ofte slirer av mer grovkornig kalkspat.

Epidot/klinozoisitt er normalt jevnt pepret gjennom bergarten, muligens med en viss overvekt i aktinolitt-rike bånd. Kloritt opptrer både i konkordante 'slirer' og som sprekkefyllinger.

Aksessorisk titanitt i korn og i finkorninge skyer, foruten apatitt, kvarts og zirkon (?).

Røyrvik peridotitt

En peridotittisk bergart opptrer på sørsiden av Huddingsdalen øst for åpningen til Grong Gruber. Den fremstår som en finkornig, mindre omvandlet peridotitt med impregnasjon av magnetkis.

Brakkfjell-fylitt, en bergart i Røyrvik-gruppen

Brakkfjell-fylitten eller Brakkfjells-skiferen er en brunlig-båndet kalksandstein/fylitt hvis stratigrafiske plassering er uklar. Kollung (pers.comm.) antyder at den ligger i invertert stilling og bør være det eldste leddet dersom den tilhører Røyrvik-gruppen. Den viser klare tegn til likhet med Liming-gruppen, og kan forøvrig ha likhetstegn med Blåsjø-fylitten.

Bergartens likhet med Limingen-gruppen er interessant i lys av den modell for Røyrvik-gruppens avsetningsmiljø som ble skissert av Olsen (1980), men Brakkfjellsskiferens opprinnelse kan ikke sies å være forstått.

DEFORMASJON/TEKTONIKK

Bergartene har - slik undertegnede var i stand til å kartlegge det - gjennomgått fire faser med deformasjon hvorav de to første har vært årsak til bergartenes nåværende regionale opptreden. Det er verdt å merke seg at man i den svenske litteraturen opererer med to isoklinale foldefaser (e.g. Zachrisson 1969, 1971; Jure 1974). En slik utvikling er ikke så tydelig i Joma, men kan likevel ha funnet sted - i så fall vil min D_1 -fase måtte re-interpreteres som D_2 , D_2 som D_3 o.s.v. for å bli sammenfallende med ovennevnte arbeider.

Den første kartlagte deformasjonsepisoden (D_1) er representert ved isoklinale folder (F_1) og dannelsen av regionale skyvedekker som Gjersvik-dekket (Plansje I) og assosierte, mer lokale overskyvninger. De isoklinale foldene har akseretning NW-SE og kan ha amplityder på flere hundre meter - enkelte av dem er synlige på Plansje I.

Et resultat av denne deformasjonen er en semi-bånding i grønnstein - og dannelsen av linseformige strukturer i chert hvor chert-lagene får utseende av en serie flattrukte 'boudins' med en rand av fyltittiske materiale. P.g.a. en hyppig gjennomtrengende S_2 -skiffrighet og en høy grad av overdekning, er det vanskelig å dokumentere mindre F -folder i felt, mens de er godt synlige på mange lokaliteter i gruva (fig. 32).

Den andre deformasjonsfasen (D_2) førte til dannelsen av åpne til tette (lokalt isoklinale), assymetriske folder med akseretning NE-SW-vertikalt på F_1 -aksene. Regionalt medførte denne fasen deformasjon av skyvedekkene, noe som klart fremgår av fig. 9 og plansje I. F_2 -foldene medførte deformasjon av den tidligere metamorfe tekstur gjennom dannelsen av krenulasjoner (fig. 12) og krenulasjons-kløv (fig. 13).

En senere fase av mer åpne folder (F_3) - lokalt nærmest undulasjoner - deformerer F_2 .

Den siste deformasjonsfasen (D_4) førte til dannelse av steiltsående sprekker, sprekkesoner og forkastninger, plansje I.

METAMORFOSE

Bergartene er metamorfosert til grønnskifer-facies som fremgår av ovenstående bergartsbeskrivelse. Den spredte opptreden av biotitt med retrogradering til kloritt antyder at metamorfosen har nådd biotitt-sonen eller "B.1.2: Quartz-albite-epidote-biotite subfacies" av Barrovian-type metamorfose etter Winkler (1967).

Tradisjonelt oppfattes vel metamorfose i fjellkjeder som et resultat av fjellkjededannelsen. Siden 1966 (Melson et al., 1966) er det imidlertid publisert flere artikler som behandler in situ metamorfose nær midtoseaniske rygger baserte på prøver fra disse. Metamorfosegraden kan i disse til sine tider nå ambibolitt-facies, og i enkelte tilfelle har mineralene en preferert orientering. Miyashiro (1972) hevder at siden osean-skorpe er tynnere enn kontinent-skorpe, kan en temperaturgradient som er nødvendig for å skape grønnskifer-facies eller amfibolitt-facies metamorfose bare finnes nær midt-oseaniske rygger hvor høye geotermiske gradienter opptrer. Han mener videre at metasomatisk anrikning av Na og utlutning av Ca - som foregår ved relativt lave temperaturer - skyldes kjemisk migrasjon knyttet til sirkulerende vandige løsninger. Han tenker seg disse løsningene ascenderende og at de derved bidrar til en høy geotermisk gradient i slike områder. De resulterende Ca-rike løsninger vil med tid og stunder nå havbunnen og bidra til evt. karbonat-sedimentasjon.

Senere arbeider diskuterer slik 'in situ' metamorfose i mer detalj og relaterer den også til andre tektoniske regimer som subduksjonssoner, 'back-arc basins' o.a.

M.h.t. bergartene i Røyrvik-gruppen er det svært vanskelig å ha noen klar formening om metamorfosen foregikk før eller under deformasjonen. Opptreden av retningsløse aggregater av biotitt delvis retrogradert til kloritt bevart i bergarter med orientert kloritt kan være en indikasjon på en slik metamorfose. Andre vil kanskje si at denne biotitten kan være en remanens fra en ikke kartleggbar, pre-F₁, isoklinal foldefase. Så langt har jeg ikke funnet klare indikasjoner i den ene eller annen retning. Såvidt meg bekjent er heller ikke slike rapportert av andre forfattere fra dette området.

Av interesse i denne sammenheng er det at Halls et al. (1977) mener at metamorfosen i Gjersvik-dekket foregikk in situ som resultat av konveksjon av sjøvann i de øvre lag av havbunnskorpen. Som bevis påpekes det bl.a. at man blant Gjersvik-dekkets vulkanitter finner epidot-boller som under deformasjonen klart har oppført seg kompetent og er deformert ved 'brittle fracturing'. I ekstreme tilfelle finner man epidot-kropper som kataklastisk reduserte 'streaks and boudins within the highly flattened pillows'.

Det synes naturlig å relatere denne metamorfosen til mer velkjente spilittiserings-prosesser som er påvist i Grong-feltet (Ofstedahl, 1958; Gjelsvik, 1968; Halls et al., 1977), og som er behandlet i detalj m.h.p. Stekenjokk-vulkanittene i nordøst av Stephens (1980). Stephens demonstrerer at spilittiseringen har medført en anrikning av Na i vulkanittene og en utluting av en rekke elementer hvorav de viktigste oppgis å være Al, totalt Fe, Mg, Ca, K, Cu, Zn, Cr (og Si?).

Som jeg skal komme tilbake til under avsnittet nedenfor, er det svært mange likhetstrekk mellom de spilittiseringsprosesser som Stephens (1980) beskriver fra Stekenjokk-vulkanittene og de effekter som kan observeres i dette området.

Jeg vil derfor anta at en spilittiseringsprosess/'In situ'-metamorfose i tråd med ovenstående også har relevans for Røyrvik-gruppen og at man i denne prosessen kanskje finner et vesentlig bidrag til dannelsen av Joma-malmen.

GRØNNSTEINENES GEOKJEMI

Totalt er 32 fulle silikat-analyser utført av undertegnede på grønnsteiner fra Røyrvik-gruppen, inklusive sporelementene Zr, Y, Sr, Rb, Ni, Zn og Cu, Appendix I. Ytterligere 13 prøver er analysert ved Norges Geologiske Undersøkelse. Disse prøvene er i tillegg analysert på elementene Nb, Cr, V, Ba, Pb og Co, Appendix II, og ble foretatt med henblikk på å sammenlikne geokjemien av de tre nevnte grønnsteins-horisontene i Røyrvik-gruppen.

En kritisk gjennomgang av analyseresultatene førte til at 18 av de prøvene som ble analysert av undertegnede ble godtatt som representative - dvs. uten helt klare tegn til spesielle fenomener som skyldes metamorfose eller spilittisering -, mens 14 ble forkastet. Årsaken til at de 14 ble forkastet i første omgang var enten (se Appendix I) ekstremt høye L.O.I. (f.eks. JO16-76), for lav SiO₂-gehalt til at grønnsteinene kunne sies å representere basalter - selv etter justering til 100% ved helt å ta bort L.O.I. - og lignende effekter. Midlere kjemisk sammensetning og standardavvik for de to gruppene fremgår av tabellene 2 og 3. De 18 aksepterte prøvene ble sammen med 12 av analysene fra NGU plottet i Ti-Zr-Y-diagrammet etter Pearce og Cann (1973), fig. 21.

Men hensyn til plotting av analyseresultatene i AFM-diagram etter Irvine og Baragar (1971), Ti-Zr/P₂O₅ digram etter Winchester og Floyd (1976) og (Na₂O+K₂O) - K₂O 100/(Na₂O+K₂O) diagram etter Hughes (1972), viste de 18 antatte og 14 forkastede prøvene ingen forskjell i spredning, og alle 32 prøvene er inkludert i figurene 13-15, med verdier korrigert for 'Loss on Ignition' (L.O.I.).

De 13 analysene fra Norges Geologiske Undersøkelse er plottet i Ti-Cr-diagram etter Pearce (1975).

KLASSIFIKASJON

En anerkjent metode for klassifikasjon av basalter er plotting i SiO₂-FeO*/MgO diagram (hvor FeO* står for totalt Fe-inn-

troverdige gennemsnitt av 48 antatt
analyser.

*** TABLE 2. JOMA GRØNNSTEIN ~~XXXXXXXXXX~~ JØRN OLSEN

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD. DEV
SiO2	41.81	47.70	44.22	1.79
Al2O3	13.60	19.20	16.23	1.47
Fe2O3	7.51	12.41	9.63	1.09
TiO2	.89	1.59	1.18	.22
MgO	4.82	10.57	7.58	1.51
CaO	7.58	15.34	11.79	2.11
Na2O	1.89	4.14	3.03	.61
K2O	.10	2.67	.46	.64
MnO	.12	.26	.14	.04
P2O5	.06	.18	.11	.03
L.O.I.	3.67	9.79	6.07	1.89

Zr	57.	92.	72.	9.
Y	12.	33.	22.	6.
Sr	116.	330.	215.	50.
Rb	0.	28.	5.	8.
Zn	70.	292.	111.	56.
Cu	42.	750.	180.	164.
Ni	88.	313.	158.	65.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	45.	84.	64.	11.

Gjennomsnitt av 14 antall
opvandlede grønnsteiner.

*** TABLE 3. JOMA GRØNNSTEIN U - OI/ML JØRN OLSEN

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SIO2	29.28	49.48	40.50	5.82
AL2O3	9.70	20.60	16.70	3.16
FE2O3	6.87	26.94	13.27	5.98
TIO2	.25	2.26	1.33	.51
MGO	6.42	18.38	9.38	3.04
CAO	1.12	25.61	6.85	7.08
NA2O	.16	6.09	3.19	1.45
K2O	.10	3.29	.92	1.01
MNO	.08	.23	.14	.04
P2O5	.06	.21	.10	.04
L.C.I.	5.14	19.75	8.51	3.61

7R	53.	146.	90.	34.
Y	14.	28.	22.	4.
SR	49.	268.	107.	73.
RR	0.	29.	9.	10.
7N	51.	2045.	564.	632.
CU	12.	3150.	444.	807.
NI	82.	268.	145.	54.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	53.	194.	78.	35.

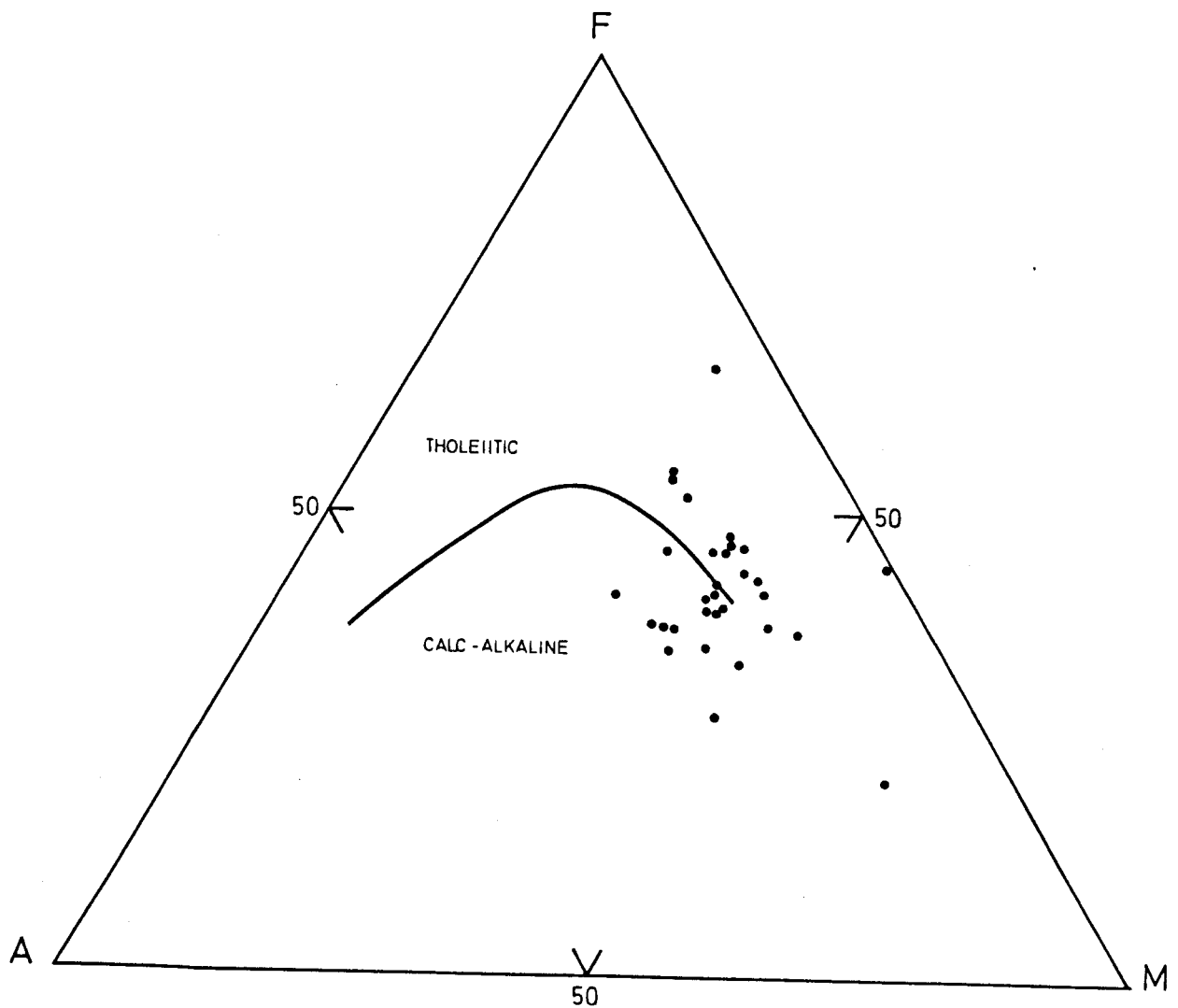


Fig. 17. *Basaltgesteinsarten*. F-M-Diagramm
 after Irvine & Barager (1971).

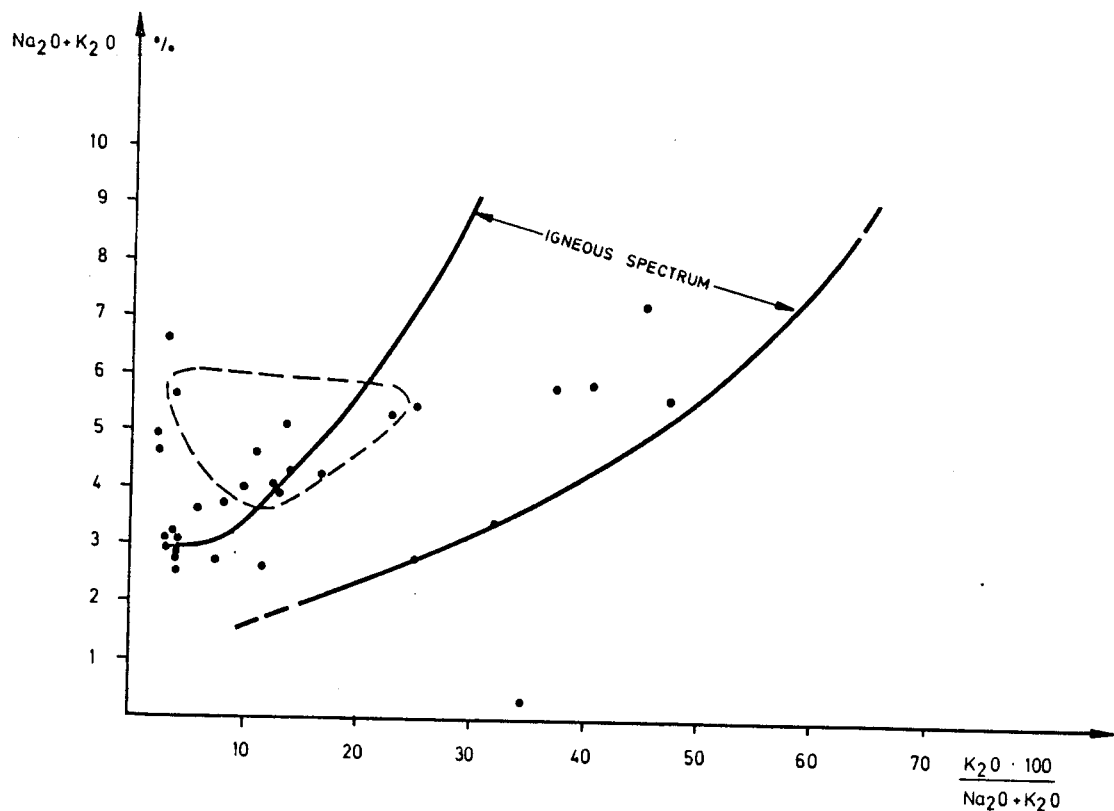


Fig. 18 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} \cdot 100 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - Diagram after Hughes (1972)
 Merk den kleine Spaltbereichs beachten.

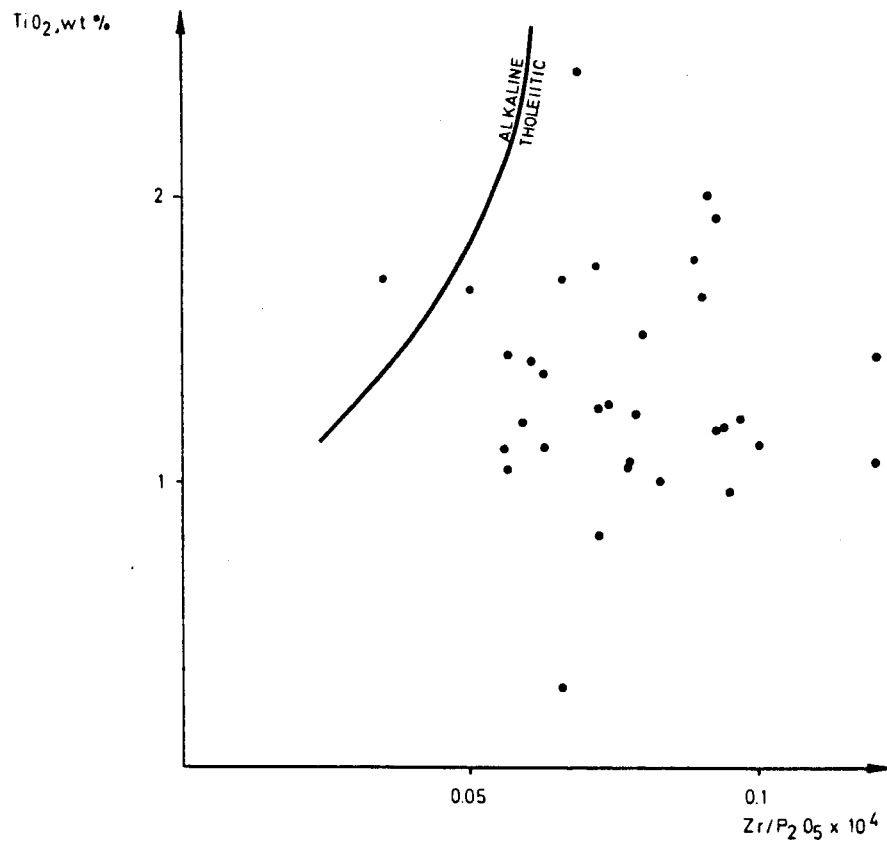


Fig. 19. TiO_2 vs $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ diagram after
 Winchester & Floyd (1976). Most
 of the samples are like the tholeiitic
 trend.

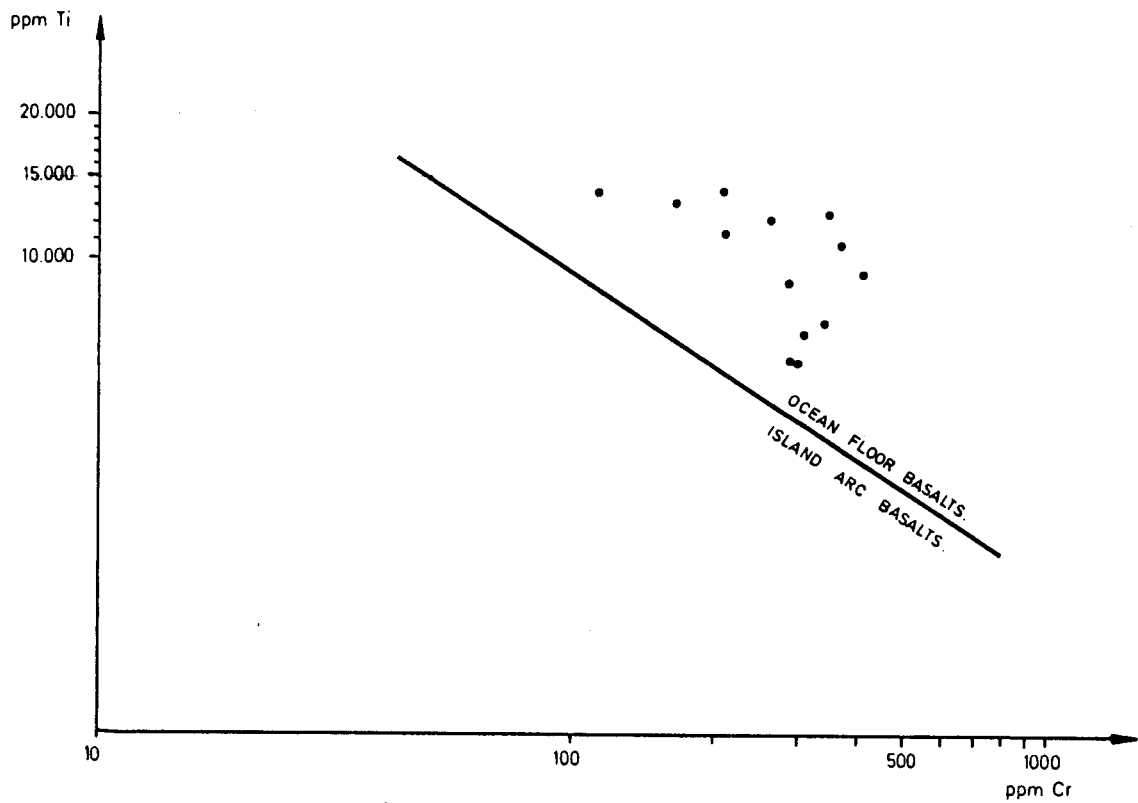


Fig. 20. Ti-Cr diagram after Pearce (1975)

hold omregnet til FeO) og $\text{FeO}^* - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ diagram etter Miyashiro (1975). Imidlertid har Røyrvik-grønnsteinene en lav SiO_2 -gehalt og et $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ -forhold som er mindre enn 2.0, og etter Miyashiro's (1975) anbefaling ble derfor disse diagrammene ikke benyttet i dette tilfelle.

Plotting av hovedelement-innholdet i et AFM-diagram etter Irvine og Baragar (1971) ga et resultat som vist i fig. 17. Punktene viser spredning over både det kalk-alkaline og tholeiittiske området, men likefullt med en klar tholeiittisk trend.

Imidlertid har en rekke forfattere, som Hart (1970), påpekt faren i å anvende slike diagrammer på metamorfoserte og spilittiserte bergarter. Plotting av analyseresultatene i et $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O} \cdot 100 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram etter Hughes (1972) viser en spilittisk trend for Røyrvik-grønnsteinene, fig. 18.

Analysene fra Røyrvik-grønnsteinene er derfor også plottet i et $\text{TiO}_2 - \text{Zr} / \text{P}_2\text{O}_5$ diagram etter Floyd og Winchester (1975) og Winchester og Floyd (1976) fig. 19 - et diagram som anses mer pålitelig for klassifikasjon av metamorfe og spilittiserte bergarter (Grenne, pers. comm.) fordi disse elementene generelt anses for relativt immobile under omvandlingsprosesser som spilittisering og lavere grader av metamorfose.

Røyrvik-grønnsteinene representerer altså metamorfoserte og spilittisert tholeiittiske basalter, sannsynligvis avsatt i et relativt grunt marint basseng (Røyrvik-konglomeratet).

TEKTONISK AVSETNINGS-MILJØ

Siden ingen spor av kalk-alkaline basalter, andesitter eller spor av plutoner/større intrusiver er funnet i Røyrvik-gruppen er det svært lite som taler for at denne sekvensen er dannet i en øybue slik som Gjersvik-gruppen (Halls et al., 1977).

Plotting i Ti-Cr-diagram etter Pearce (1975) viser også en klar markering av grønnsteinene som 'ocean-floor'-basalter, fig. 20.

Den tholeiittiske sammensetningen kan i og for seg ha oppstått såvel i et 'ocean-floor'-miljø som i et 'back-arc basin' og i et miljø knyttet til en initiell rifting av det proto-atlantiske hav. Ti-Cr-diagrammet i fig. 20 gir en klar indikasjon på at bergartene er av 'ocean-floor'-type, mens plotting av sporelement-analysene i et Ti-Zr-Y diagram etter Pearce og Cann (1973) viser en interessant overgang mellom feltene for 'ocean-floor basalts' (OFB) og within plate basalts (WPB), fig. 21.

Iflg. Hart et al. (1972) og Pearce og Cann (1973) er det liten kjemisk forskjell mellom basalter avsatt på osean-skorpe og basalter avsatt i 'back-arc'-miljøer, og den typisk flytende overgangen i fig. 21 antyder at Røyrvik-grønnsteinene kan ha blitt avsatt i et 'back-arc'-basin.

DISKUSJON

Tidligere arbeider av Gale (1974), Vokes og Gale (1976) og Pearce og Gale (1977) indikerer at Røyrvik-grønnsteinene ble avsatt nær en kontinent-rand.

Gale (1974) konkluderer med at Røyrvik-gruppen ble dannet som en 'oceanic island', men indikerer samtidig at "we can not entirely rule out an environment of formation in which the magma was intruded through a thin continental crust with subsequent extrusion into a shallow marine basin".

Vokes og Gale (1976) gir ingen klar konklusjon m.h.t. dannelsen av Røyrvik-grønnsteinene, idet forfatterne peker på de store usikkerhetsfaktorene m.h.p. dekke-tektonikk o.a.

Pearce og Gale (1977) foreslår at Røyrvik-grønnsteinene ble avsatt i "a small ocean of Red Sea type", og mener at denne konklusjonen indikeres såvel av geologien som av geokjemiske karakteristika. Deres data-grunnlag består imidlertid av 3

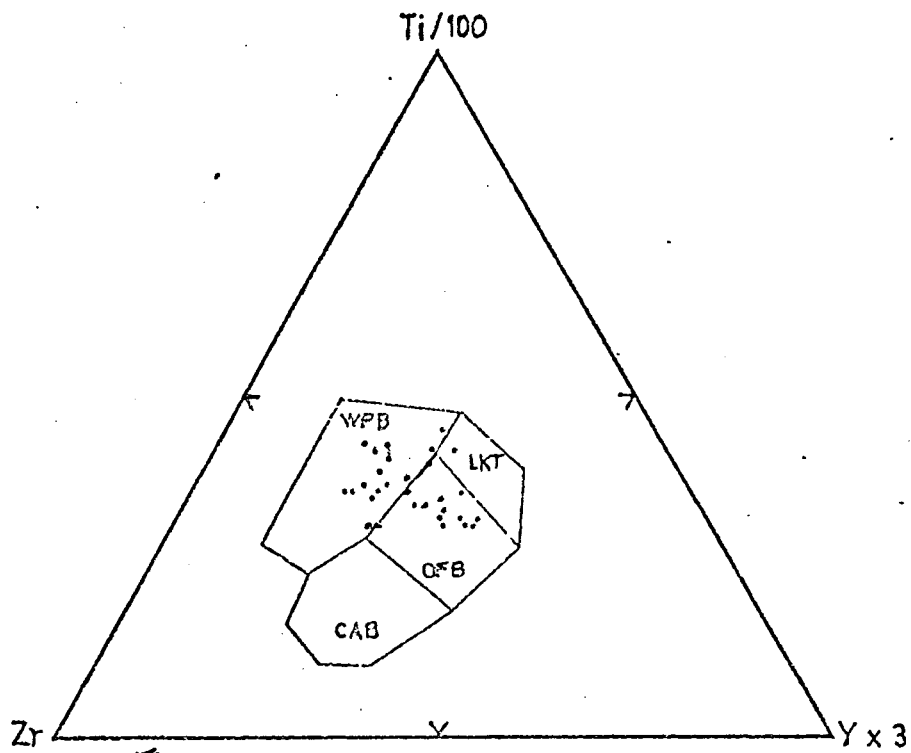


Figure ~~2.~~ ^{21.} Ti-Zr-Y-discriminant diagram after Pearce & Cann (1973)

analyser hvorav 2 faller i feltet 'ocean-floor basalts' og 1 i feltet 'within plate basalts' i et Ti-Zr-diagram, mens 2 plotter i feltet 'plate margin basalts' og 1 i feltet 'within plate basalts' i et Zr/Y - Ti/Y diagram.

Pearce og Gale bygger sin konklusjon om dannelsen av Røyrvik-grønnsteinene i en rift analog med Rødehavet på REE-mønsteret som viser LREE-anrikning (LREE - Light Rare Earth Elements). Dette er i henhold til disse forfatterne typisk for kontinentale basalter. En rekke geologer har interessert seg for fordelingen av REE i det seneste tiår, og resultatene synes ikke å utelukke LREE-anrikning også i andre basalter enn de kontinentale, heller ikke at en viss mobilisering av REE kan finne sted under metamorfose.

Schilling (1973), og Kempe og Schilling (1974) finner således at LREE-anrikning også er typisk for basalter avsatt i 'oceanic island environment'. Frey et al. (1974), Masuda et al. (1974) og Schilling (1975) rapporterer videre at LREE-anrikning også finnes i enkelte havbunns-basalter, noe som videre underbygges av White og Bryan (1977). Masuda og Aoki (1978) rapporterer LREE-anrikning i enkelte øybue-vulkanitter. Wood et al. (1976) mener videre at REE kan mobiliseres under zeolitt-facies metamorfose ut ifra sine arbeider på Island.

Det har dermed blitt akkumulert betydelige bevis for at man ikke kan anse REE-mønstre som konklusive m.h.t. å utlede det tektoniske miljø for avsetning av vulkanitter.

En utledning av det tektoniske miljø for avsetning av Røyrvik-gruppen må bygges på en kombinasjon av geologiske og geokjemiske data. Imidlertid er Røyrvik-gruppen avgrenset mot øst og vest ved tektoniske kontakter. Det antas dog at Portfjell-konglomeratet og Røyrvik-sandsteinen definerer avsetningen til et relativt grunt marint basseng nær et landområde. Videre indikasjoner på dette finner man i opptreden av putelavaer, hyaloclastitter etc. Røyrvik-chert og fylittenes geokjemi indikerer at vulkanismen ga et vesentlig bidrag til avsetningen av sedimentene.

Fordelingen av Ti-Zr-Y i fig. 21 kan indikere dannelse i et 'back-arc basin' iflg. Hart et al. (1972) og Pearce og Cann (1973), noe som ledet Olsen (1980) til å foreslå dannelse av Røyrvik-grønnsteinene i et 'back-arc basin'-bak en øybue som nå er representert ved Gjersvik-dekket. Dette medfører at Røyrvik-gruppen har et nært slektskap med bergartsenhetene mot vest og at det tid- ligere nevnte vendepunkt i kaledonidenes geologi ligger øst for Røyrvik-gruppen. Denne tesen finner støtte gjennom arbeidet til Stephens og Reinsbakken (198). Med en slik modell vil dessuten Brakkfjell-skiferen naturlig kunne relateres til Limingen-serien.

Olsens (1980) konklusjoner synes derfor fremdeles sannsynlige og vil bli fastholdt her.

III. MALMENS GEOLOGI

GEOLOGISK INNDELING

Joma-malmen opptrer i den midtre av de tre grønnsteins-horisontene i Røyrvik-gruppen. Utgående var på den tiden kartlegningen ble foretatt i det alt vesentlige dekket av myr, vegetasjon, anleggs-veger, o.s.v., slik at et tilfredsstillende kart over utgående ikke lot seg utarbeide. All kartlegning ble følgelig foretatt i selve gruva.

Hensyn tatt til deformasjonen, opptrer alle enheter i en konkordant posisjon (med unntak av visse seksjoner av albitt-felsen) - med følgende inndeling fra heng til ligg (Olsen, 1980):

- HENC:
1. Basaltiske grønnsteiner/grønnskifre med hyppige årer av pyritt assosiert med albitt-omvandling.
 2. Albitt.fels gjennomskåret av kvarts- og pyritt-årer, og med hyppige sonerte fragmenter som gir inntrykk av en opprinnelig breksjert eller agglomeratisk bergart.
 3. Kloritt-skiver med bånd og disseminasjoner av kobberkis og magnetkis.
 4. Massiv kobberkis-/magnetkis-malm med bånd, linser og 'rullede' fragmenter av pyritt-malm, kloritt-ski fer og kvarts (antagelig opprinnelig chert).
 5. Massiv pyritt-malm med lag og linser av marmor og kloritt-ski fer.
- LICC:
6. Basaltiske grønnsteiner/grønnskifre med spredte linser av magnetitt-holdig chert (blåkvarts).

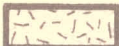
Den relative opptreden av disse enhetene illustreres forholdsvis godt av fig. 22 - som er et av nærmere 50 slike vertikal-snitt kartlagt med 20 meters mellomrom over det vesentlige av malmens strøklengde. Disse vertikal-snittene er samlet i en mappe som oppbevares ved Crong Cruver. En mappe med duplikater av disse vil følge som bilag til dring.-avhanglingen, men vil av praktiske grunner bare bli utarbeidet i ett eksemplar - oppbevart ved Geologisk Institutt, NTH. Fire av disse vertikalsnittene er valgt som typiske for malmens opptreden og spesielt illustrative for alle hoved-karakteristika. Disse er inkludert som figurer i avhandlingen. I tillegg er det utarbeidet et horisontalsnitt i nivå 520 i gruva, plansje II.

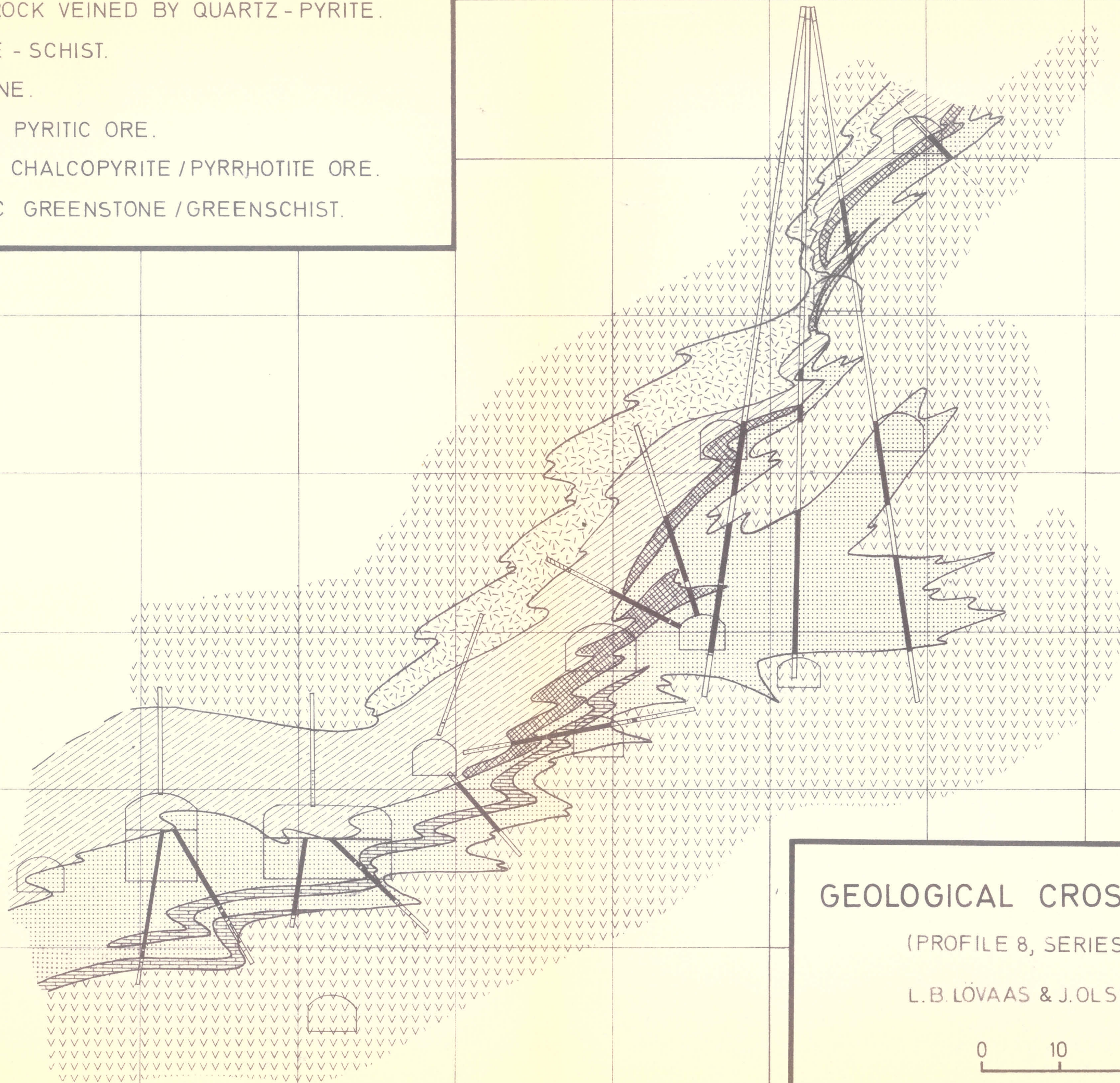
DEFORMASJON

De fire deformasjonsfaser som er beskrevet ovenfor, kan også påvises i gruva. Jeg har ikke kunnet bevise opptreden av to isoklinale foldefaser, men gjentar min tidligere kommentar: Skulle man på en senere tidspunkt finne bevis for ytterligere en isoklinal foldefase, slik man beskriver fra de svenske områdene av klaedonidene (Zachrisson, 1969, 1971; Juve, 1974), så vil min D_1 -fase trolig måtte re-interpreteres som D_2 , D_2 som D_3 etc.

D_1 er i gruva representert ved isoklinale folder med amplituder på opptil et titalls meter. foldene har deformert både sideberget og malmkroppen. Deformasjonen av malmen demonstreres best av foldede klorittskifer-linser som opptrer i pyritt-malmen, fig. 23.

På dette foto observeres også tynne karbonatbånd (lys grå) som er deformert i samme stil som klorittskifer-linsen. Mer bemerkelsesverdig er det at cp/po-malmen også følger med i foldingen, idet den bøyes rundt foldekneet og fingrer tilbake inn i pyritt-malmen. Se forøvrig fig. 23 hvor cp/po-malmen og dens grense mot py-malmen klart kan observeres både over og under den isoklinalt foldede klorittskifer-linsen.

-  ALBITE ROCK VEINED BY QUARTZ - PYRITE.
-  CHLORITE - SCHIST.
-  LIMESTONE.
-  MASSIVE PYRITIC ORE.
-  MASSIVE CHALCOPYRITE / PYRRHOTITE ORE.
-  BASALTIC GREENSTONE / GREENSCHIST.



GEOLOGICAL CROSS SECTION

(PROFILE 8, SERIES B1)

L.B. LÖVAAS & J. OLSEN

0 10 20m



Fig. 23 Isoklinalt foldet klonitskifer-linse i pyrit-malm. Merk kontakten mellom py malm og cp/po-malm som er deformert i samme mønster som karbonat- og klonitskifer-bånd. Merk også at cp/po malmen foldes rundt foldekneet og tilhøke inn i py-malmen (over armen).



Fig. 24. Nær-billede fra samme lokalitet som fig. 23. Retning på F_1 -aksen indikert ved pekefinger. F_2 -aksen løper tilnærmet vinkelrett på F_1 . Merk krenulasjons-lignende deformasjon av klonitskifer, karbonatbånd og kontakt mellom py-malm og cp/po-malm.

Flankene av F_1 -isoklinalen har et undulerende eller 'små kruset' utseende, fig. 24. Disse effektene skyldes krenulasjoner assosiert med F_2 -foldingen.

D_2 medførte dannelsen av åpne til tette, assymetriske folder (lokalt isoklinale) med assosierte krenulasjoner, lokal krenulasjonskløv og med akser tilnærmet vinkelrett på F_1 -aksene. Denne fasen har hatt den største effekt i deformasjonen av malmen - illustrert ved foldene langs liggen av malmen i fig. 22. F_2 -folder fremtrer ofte i meso-skala i gruva, fig. 25.

D_3 er representert ved åpne folder (F_3) som lokalt ytrer seg som milde undulasjoner uten noen dramatisk effekt på malmforløpet.

D_4 er en sen, sprø fase som medførte dannelsen av steiltstående sprekker og sprekke-soner. Ingen store forkastnings-sprang ble observert av undertegnede i den tilgjengelige delen av gruva, og det antas at heller ikke D_4 har hatt vesentlig innflytelse på malmforløpet.

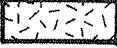
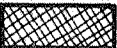
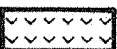
En umåtelig nyansering i utviklingen av deformasjonseffekter opptrer - som spenner fra helt sprø brudd til plastisk 'flytning'. En detaljert beskrivelse av alle disse effektene vil måtte bli svært omfattende og faller utenfor rammen av denne avhandlingen.

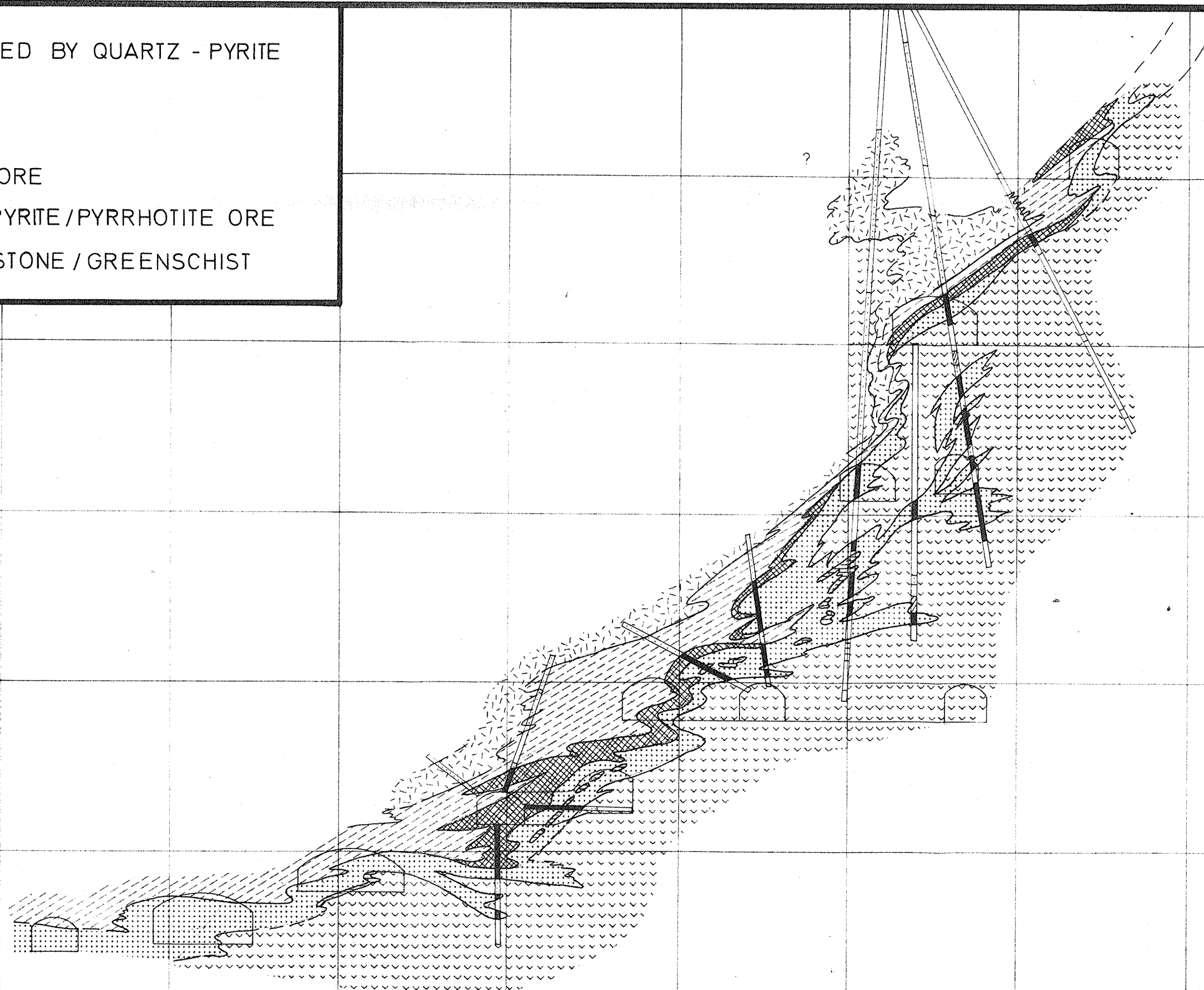
En del faktorer bør imidlertid nevnes:

- A. I deler av gruve-området mangler enkelte enheter helt, jfr. fig. 22 og fig. 26. I fig. 26 har både albittfelsen og cp/po-malmen kilt ut, og kloritt-skifern er reudsert til mindre, linseformige kropper. Sammenholdes kartlegningen over hele gruve-området kan den konklusjon trekkes at dette normalt ikke skyldes deformasjon, men trolig skyldes primære variasjoner i avsetningsmiljøet.



FIG. 25. F2-feld i ligg av malmen. Merk asymmetrien
som gir isoklinal utvikling på nedre flanke.

-  ALBITE ROCK VEINED BY QUARTZ - PYRITE
-  CHLORITE - SCHIST
-  LIMESTONE
-  MASSIVE PYRITIC ORE
-  MASSIVE CHALCOPYRITE / PYRRHOTITE ORE
-  BASALTIC GREENSTONE / GREENSCHIST



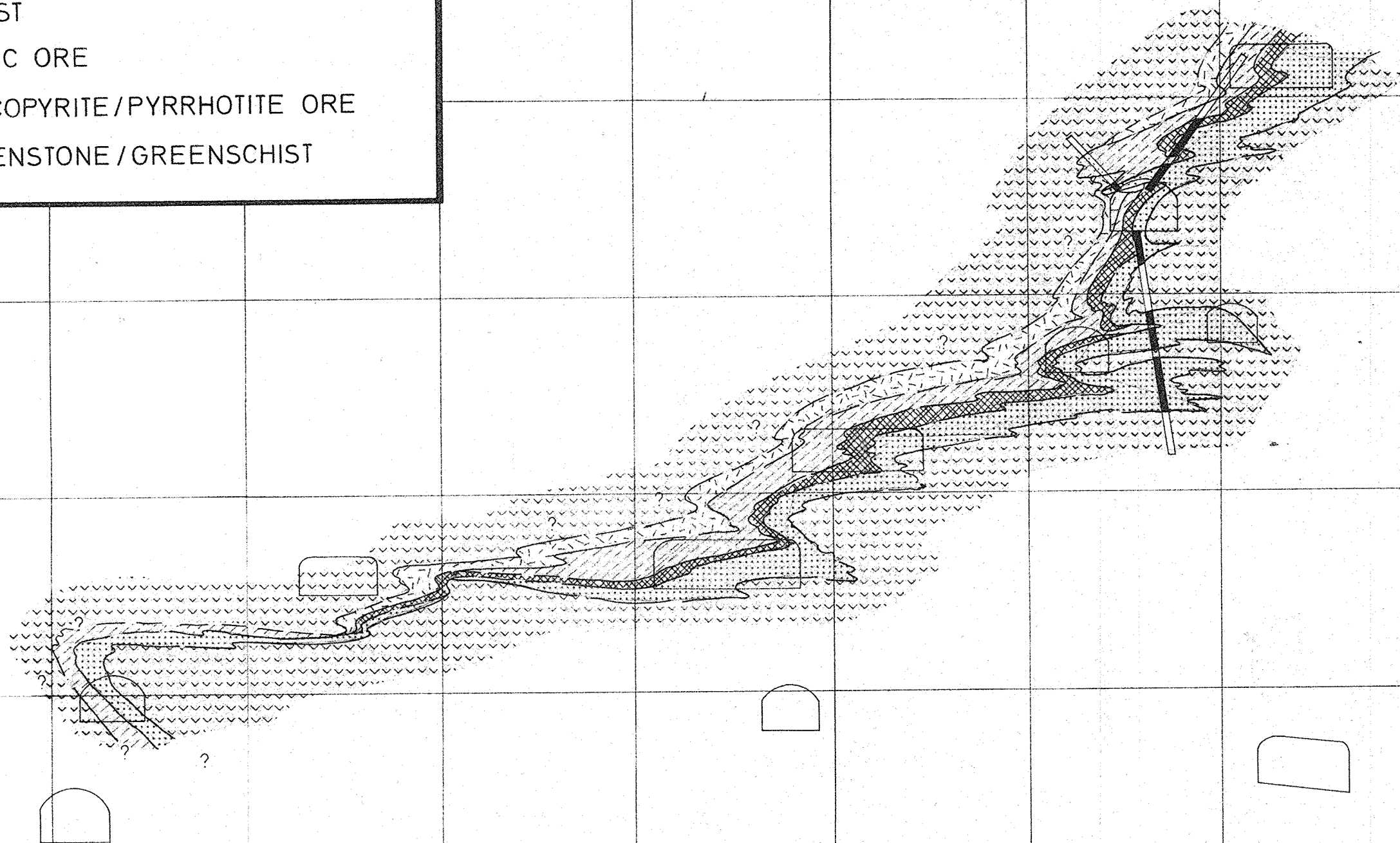
GEOLOGICAL CROSS SECTION

(PROFILE 10, SERIES B1)

L. B. LÖVAAS & J. OLSEN

0 10 20m

- ALBITE ROCK VEINED BY QUARTZ - PYRITE
- CHLORITE -SCHIST
- MASSIVE PYRITIC ORE
- MASSIVE CHALCOPYRITE/PYRRHOTITE ORE
- BASALTIC GREENSTONE /GREENSCHIST



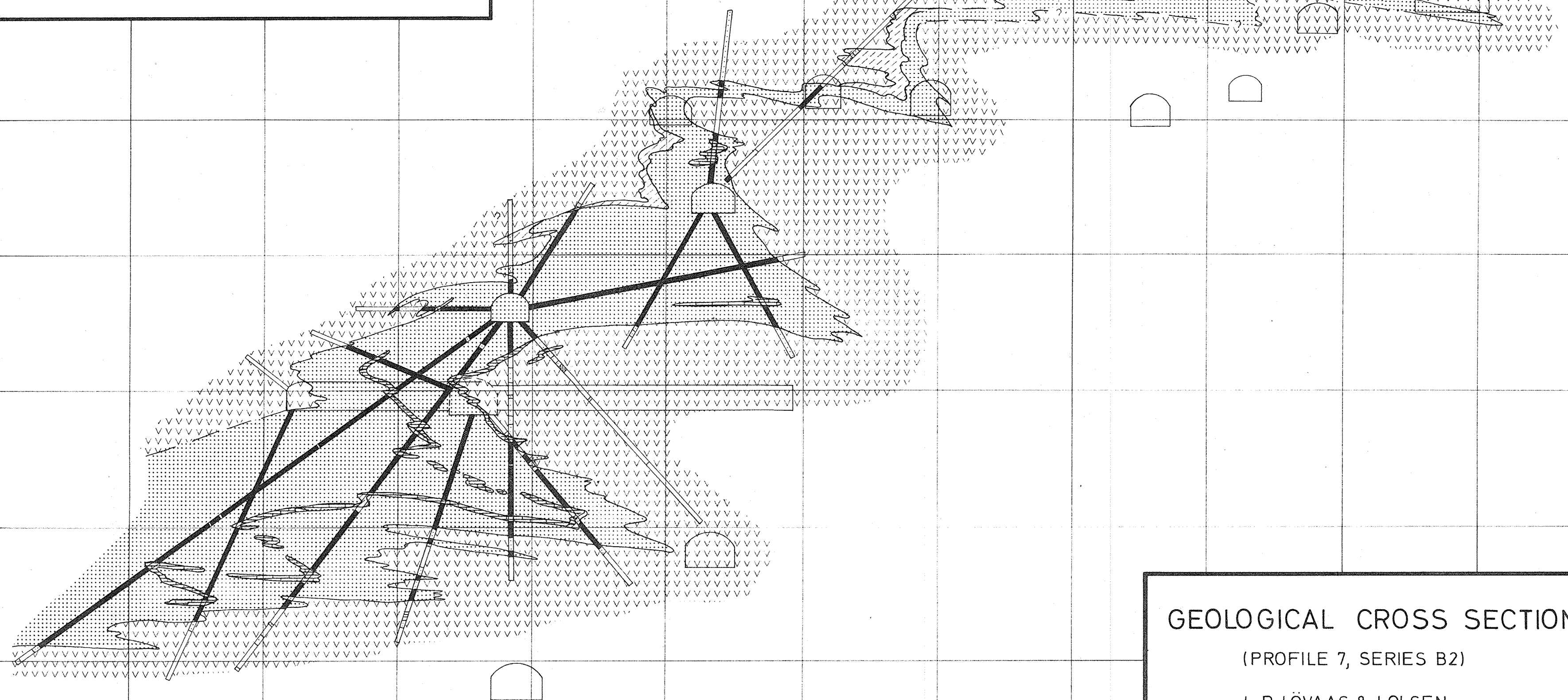
GEOLOGICAL CROSS SECTION

(PROFILE Y31480, SERIES Y)

L. B. LÖVAAS & J. OLSEN

0 10 20m

- CHLORITE - SCHIST
- LIMESTONE
- MASSIVE PYRITIC ORE
- BASALTIC GREENSTONE / GREENSCHIST



GEOLOGICAL CROSS SECTION

(PROFILE 7, SERIES B2)

L.B. LÖVAAS & J. OLSEN

0 10 20m

- B. Kobberkis-/magnetkis-malmen opptrer med varierende tykkelse. Den kiler lokalt ut og forsvinner nærmest helt. Der den påtreffes opptrer den imidlertid alltid i samme posisjon i lagrekken og synes i hovedsak alltid å være konkurdant med øvrige enheter, fig. 22. Lokale variasjoner i tykkelse later til å være et resultat av 'pinch and swell' som følge av deformasjonen, da de klart er relatert til folder o.a.
- C. Tykkelsen av py-malmen varierer også sterkt, delvis som følge av deformasjon, men delvis også som følge av forhold knyttet til den primære avsetning, noe som indikeres av en parallell fortykning av karbonatlag, klorittskifer-linser o.a. Se forøvrig fig. 26 og fig. 27.
- D. Kalksteiner (marmor) opptrer i flere nivå som konkordante lag/linser, eller som horisonter av bresjert eller boudinert kalkstein, jfr. fig. 22 og fig. 26.
- E. Bergardsenhetene har opptrådt med forskjellig kompetanse under deformasjonen, jfr. fig. 28. eksempelvis kan marmoren opptre med sprø brudd, mens klorittskifer og cp/po-malm 'flyter' og danner 'pinch and swell'-strukturer.

Det synes sannsynlig at en del av de effekter som er beskrevet ovenfor skyldes deformasjonen, mens andre bedre forklares som primære tykkelses-variasjoner knyttet til avsetningsmiljøet. Eksakt hvor grensen mellom de primære og de metamorfe effekter går, er det umulig å si med sikkerhet. Det er imidlertid undertegnedes oppfatning at albitt-felsen og pyritt-malmen lar seg kartlegge på en slik måte at de primære mektigheter kan rekonstrueres. Gjør en dette, fremtrer en forbausende stor grad av overensstemmelse med variasjoner i tykkelsen også av de øvrige enheter.

Der hvor albitt-felsen viser stor mektighet, viser kloritt-skiferen en tilsvarende økning i mektighet men noe forskjøvet langs malmens fall. Klorittskiferen har også en større utbredelse enn albitt-felsen. Den relative opptreden av disse enheter illustreres godt i fig. 22. I de områder hvor disse enhetene opptrer sammen, finner vi også en god sone med cp/po-malm, figurene 22, 27 og 28.

Disse faktorene etterlater et inntrykk - forsterket og befestet gjennom tilsammen 5 måneders kartlegning i gruva - at fordelingen av individuelle bergartsenheter er innbyrdes relatert og knyttet til avsetningsmiljøet, mens de klart deformasjonelle effekter opptrer i meter-skala - lokalt ti-meter skala.

Med referanse til hovedavsnitt IV: Malmens gense, er det verdt å merke seg at pyritt-malm og klorttskifer i partier opptrer i kontakt uten et mellom-liggende lag av cp/po-malm, jfr. fig. 22, 26, 27 og 28.

Et trekk som ikke lar seg forklare ved deformasjonspåvirkning, er at albitt-felsen nær utående inntar en diskordant posisjon og gjennomsetter heng-grønnsteinene.

GRØNNSTEINER/GRØNNSKIFRE

Grønnsteinene er i gruva lys grønne, massive til skifrige, og viser lokale putestrukturer. Putestrukturer er ofte vanskelige å studere som følge av at stollene er dekket av søle, og fordi de opptrer svært lokalt. Der de er synlige etterlater de et inntrykk av å være mer deformert enn tilfellet er for putelavaer påtruffet noe lenger vekk fra malmen, jfr. fig. 15.

Mineralogisk er grønnsteinene/grønnskifrene identiske med de tidligere beskrevne.

Når malmen er grønnsteinene sterkt skifrige, nærmest båndede. Hvor mye dette skyldes tektonisk påvirkning og hvor mye det skyldes at bergarten er opprinnelige tuff-avsetninger, lar seg ikke bedømme med sikkerhet. Lokale overganger mellom massive lavaer og skifrige grønnsteiner i enkelte foldeknær viser imidlertid at den penetrerende foliasjonen må antas å utgjøre en delvis årsak til den folierte/båndede teksturen.

Lokalt opptrer båndingen nærmest som en veksling av karbonat-rike bånd og bånd dominert av albitt, aktinolitt, epidot, kloritt og delvis biotitt. Ofte er da de karbonatrike båndene sulfid-impregnert. Albitt-båndene kan ha opp til 15% epidot.

Den folierte/båndede teksturen med 'tilfeldige' rester av massiv grønnstein og 'presset' putelava umuliggjør en pålitelig kartlegning av individuelle grønnsteins-/grønnskiferlag.

Videre har det vist seg at den isoklinale foldningen og sterke tektoniseringen har umuliggjort bruken av puter som meningsfylt opp/ned-kriterium i gruve-området.

En sammenstilling av røyrvik-grønnsteinenes geokjemi er presentert i figurene 17 til 21 - med klassifikasjon og tolkning av avsetningsmiljø. Siden kartlegningen ikke ga noe holdepunkt for å skille enkelte grønnsteins-horisonter fra hverandre, gjorde jeg en del forsøk på å gruppere kjemiske analyser i den hensikt å oppdage systematiske variasjoner - uten noe videre hell.

En sammenligning av den kjemiske sammensetningen av de tre regionale horisontene av Røyrvik-grønnstein er gjengitt i tabell 4. Det kan synes som om den midtre grønnsteins-horisonten i gjennomsnitt er noe lavere i TiO_2 og Na_2O (muligens også K_2O og P_2O_5) og noe høyere i CaO enn prøvene fra den indre og ytre horisonten. Selv om antall

TABELL 4

RØYRVIK-CRØNNSTEIN; PRØVER TATT UTENFOR GRUVE-OMRÅDET

	INDRE CR.STEIN (Ant: 1) MIDDEL ST.AVVIK	MIDTRE GR.STEIN (Ant: 6) MIDDEL ST.AVVIK	YTTRE CR.STEIN (Ant: 4) MIDDEL ST.AVVIK
SiO ₂	46.25	46.40 1.35	48.00 1.55
Al ₂ O ₃	18.32	15.81 1.26	15.79 1.45
Fe ₂ O ₃	11.08	10.52 1.41	10.11 0.92
TiO ₂	2.57	1.40 0.40	2.23 0.20
MgO	7.32	8.28 1.00	7.79 1.42
CaO	4.16	10.83 0.63	8.69 0.88
Na ₂ O	3.90	2.32 0.62	3.15 0.62
K ₂ O	1.44	0.40 0.57	0.78 0.26
MnO	0.13	0.15 0.03	0.15 0.01
P ₂ O ₅	0.76	0.17 0.08	0.40 0.11
Cu	<5 (ppm.)	31 26	32 22
Zn	99	82 14	80 09
Ni	79	110 28	106 40

Indre gr.stein - Røyrvik-grønnstein, horisonten nærmest
Limingen gr.
Midtre gr.stein - " , midtre horisont
Ytre gr.stein - " , horisonten nærmest
Brakkvjell-fyltitten

prøver er for lavt til å være konklusivt, gjenstår muligheten for at den midtre grønnsteinen skiller seg noe ut fra de øvrige.

Hvis så er tilfelle kan dette skyldes i) at grønnsteinene i den midtre enheten primært adskiller seg fra de øvrige som følge av fraksjonering i kildeområdet, eller ii) det kan skyldes prosesser som knyttet til opptreden av malmen.

For om mulig å spore en primær prosess ble 11 prøver som er tatt utenfor gruveområdet sammenlignet med 32 prøver fra gruveområdet, tabell 5. Selv om man på basis av gjennomsnittsverdiene kan ane forskjeller mellom de to gruppene, er standar-avvikene for store til å tillate noen konklusjoner. Et unntak er gehaltene av Cu og Zn (muligens også Ni) som klart har en høyere konsentrasjone i grønnsteinene fra gruveområdet.

Et trekk som slår er ved å sammenligne enkelt-analysene i Appendix I, er at L.O.I. (Loss On Ignition) gir et stort bidrag til element-summen. For å få en indikasjon på om denne faktoren bidrar til det store standard-avviket ble L.O.I.-bidraget fjernet og alle analyser omregnet til 100%. Deretter ble alle analyser med SiO_2 -gehalter utenfor området $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ (Williams et al., 1955), og alle analyser med $\text{Al}_2\text{O}_3 > 20\%$, forkastet. Øvrige prøver ble gruppert som ovenfor. Resultatet fremgår av tabell 6. Det som først og fremst vises er at standard-avvikene nå er betraktelig redusert og dataene følgelig bedre samlet.

Dernest aner man en forskjell, sammensetningen av de to gruppene idet grønnsteinene nærmest malmforekomsten muligens er høyere i Na_2O og lavere i TiO_2 enn prøver tatt utenfor gruveområdet. Likeledes er gjennomsnittet i prøvene fra gruveområdet høyere i CaO og lavere i SiO_2 og P_2O_5 enn gjennomsnittet i prøvene tatt utenfor gruveområdet. Imidlertid er standardavvikene igjen for høye, særlig for CaO, til å tillate noen sikre konklusjoner.

TABELL 5

RØYRVIK-CRØNNSTEIN

SAMMENLIGNING AV 32 PRØVER FRA CRUVEOMRÅDET MED 11 PRØVER
TATT UTENFOR GRUVE-OMRÅDET

	RØYRVIK CR.STEIN FRA CRUVE-OMR. (32)		RØYRVIK CR.STEIN UTENFOR CRUVE-OMR. (11)	
	MIDDEL	ST.AVVIK	MIDDEL	ST.AVVIK
SiO ₂	42.59	4.41	46.97	1.52
Al ₂ O ₃	16.44	2.33	16.03	1.42
Fe ₂ O ₃	11.23	4.36	10.42	1.16
TiO ₂	1.25	0.38	1.81	0.56
MgO	8.37	2.44	8.01	1.10
CaO	9.63	5.44	9.45	2.15
Na ₂ O	3.10	1.04	2.76	0.79
K ₂ O	0.67	0.84	0.63	0.54
MnO	0.14	0.04	0.15	0.02
P ₂ O ₅	0.11	0.04	0.30	0.21
Cu	296 (ppm.)	552	29	23
Zn	309	471	83	13
Ni	152	60	105	31

TABELL 6

RØYRVIK-GRØNNSTEIN

CJENNOMSNITT OG STANDARD-AVVIK FOR 19 PRØVER FRA CRUVEOMRÅDET
OG 11 UTENFOR. L.O.I. FJERNET, INDIVIDUELLE ANALYSER OMREGNET
TIL ELEMENT-SUM = 100%

	GRØNNSTEIN		GRØNNSTEIN	
	FRA CRUVE-OMR. (32)		UTENFOR CRUVE-OMR. (11)	
	MIDDEL	ST.AVVIK	MIDDEL	ST.AVVIK
SiO ₂	47.42	1.66	48.64	1.08
Al ₂ O ₃	17.08	1.42	16.34	1.29
Fe ₂ O ₃	10.33	1.30	10.82	1.15
TiO ₂	1.29	0.37	1.80	0.49
MgO	8.16	1.54	8.49	0.86
CaO	11.36	4.18	10.14	1.63
Na ₂ O	3.48	0.74	2.77	0.75
K ₂ O	0.62	0.79	0.56	0.49
MnO	0.15	0.04	0.16	0.02
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.28	0.15

Vender vi tilbake til tabell 4 ser vi at også her synes forskjellene mellom gruppene knyttet til fordelingen av elementene Na, Ti, Ca, P, (Si og K). Imidlertid gjenfinnes ikke samme tendens m.h.t. fordelingen av f.eks. Na_2O .

Det synes dermed ikke mulig ut i fra foreliggende data å trekke noen sikre konklusjoner m.h.t. sammensetningen av grønnsteinene i og utenfor gruve-området. Variasjoner i elementene Na, Ti, Ca, P, K og Si i tabellene 4-6 indikerer imidlertid muligheten for at slike forskjeller finnes, og at disse muligens er detekterbare ved omhyggelig prøvetaking av et stort antall prøver.

På den annen side kan variasjonen i disse elementene simpelt-
hen reflektere en gjennomgående spilittisering av bergartene, en prosess som heller ikke er uten interesse når man diskutere malmens dannelse, se forøvrig mer om dette under hovedavsnitt IV: Malmens genese.

"BLÅKVARTS"

Grønnsteinene/grønnskifrene i malmens heng og ligg er som nevnt av samme type - både m.h.t. farge, tekstur, mineralogi og kjemisk sammensetning - som de øvrige grønnsteinene i Røyrvik-gruppen. Imidlertid opptrer i ligg-grønnsteinene lag/linser av hvit til blåsvart, finkornig, massiv chert - et fenomen som ikke ble observert i henggrønnsteinene.

Disse chert-lagene/-linsene inneholder varierende mengder av kalkspat, sulfider og magnetitt. De magnetitt-holdige variantene har den karakteristiske blå-svarte fargen som har gitt denne chert-typen navnet "blåkvarts". En full silikat-analyse av en slik chert- (blåkvarts-) linse er tatt med i tabell 7.

TABLE ~~7.~~ 7. JOMA/BLÅKVARTS

55/76

SiO ₂	73.55
TiO ₂	0.02
Al ₂ O ₃	0.74
Fe ₂ O ₃	0.61
FeO	6.97
MnO	0.06
MgO	0.06
CaO	12.45
Na ₂ O	0.01
K ₂ O	0.1
P ₂ O ₅	0.06
L.O.I.	4.61

SUM	99.24
-----	-------

Zn	8
Cu	110
Ni	23
Co	-

ALBITT-FELS

Albitt-felsen fremtrer som en nokså uvanlig bergart - selv om den ved første øyekast synes å ha mye til felles med kvarts-keratofyr.

Av utseende er bergarten hvit til grå med bånd og årer av pyritt og kvarts, fig. 29. Den inneholder konsentrisk sonerte teksturer som av Olsen (1980) er toket som rester av en breksje eller agglomeratisk bergart, fig. 30.

Bergarten opptrer hovedsaklig i en konkordant posisjon, men nær utgående viser den seg å gå over i en diskordant sone som gjennomskjærer grønnsteinene i hengen.

I kjerner tatt ved diamant-boring gjennom denne sonen - se fig. 28 - kan man observere en gradvis overgang fra albitt-fels til grønnsteiner gjennomsatt av pyritt-årer med assosiert albittisering. Denne observasjonen er av stor betydning for tolkningen av albitt-felsens opprinnelse, som jeg kommer tilbake til i hovedavsnitt IV: Malmens gense.

Følger man malmen vekk fra denne sonen - langs fallet - avtar hyppigheten av de sonerte strukturene og nær utkilingen av malmen viser den en nærmest finlaminert utfingring mot klorittskiifer, fig. 31. Forøvrig er kontakten mot klorittskiiferen alltid skarp, fig. 32.

Bergarten består i massive partier av en finkornet grunnmasse av albitt med spredte korn av amfibol og kloritt. Kloritt opptrer med opp til 5 mm lange korn. Amfibol finnes lokalt i aggregater. Bergarten er 'pepret' med opp til 1 mm store pyritt-korn. Titanitt opptrer i slirer, bånd og uklare 'skyer', delvis sammen med ratil. Finkornede aggregater og enkelt-korn av et mineral med karakteristisk høyt relieff er tolket som zirkon (?).



Fig. 29. Typisk albit-fels, hvit til grå av farge med bånd, linser og årer av pyritt og kvarts.



Fig. 30. Albit-fels med sonerte strukturer (eks. rett over pekefingeren), av Olsen (1980) antatt å representere omvendte rester av en breksje eller agglomeratisk bergart.



Fig. 31. Uttøring av lammer
albittfels og kloritt-skifer.



Fig. 32. Kontakt mellom albittfels
og kloritt-skifer. Merk
den tilsynelatende diskordante
oppføringen av enhetene -
en effekt som skyldes forskjellig
kompetanse under faldingen.

Bergartens massive partier er gjennomsett av (sene) årer av kvarts og pyritt. Assosiert med pyritt opptrer aksessorisk magnetkis, kobberkis og sinkblende. Disse årene er senere enn albitt-felsens massive partier og ses lokalt å gjennomsette sonerte 'fragmenter'. De er imidlertid tydelig påvirket av deformasjonen og således ikke relatert til den orogene tektonikk.

Sene, tektoniske sprekker - D_4 - som gjennomsetter bergarten, er fylt med kvarts og kalkspat.

Prøver fra de sonerte 'fragmentene' (Olsen, 1980) viser at de konsentriske sonene består av vekselvis

- a. pyritt, glimmer (muskovitt, flogopitt), titanitt, albitt og kloritt, og
- b. aggregater av så godt som utelukkende ren albitt.

Albitt-felsens kjemiske sammensetning fremgår av tabell 8 - som gjengir middelerverdi og standard-avvik for 8 av totalt analyserte 9 prøver av albitt-felsen. Individuelle analyser er gjengitt i Appendiks 3. I sammenheng med det som er nevnt tidligere, er det verdt å merke seg at bergartens kjemi er sammenlignbar med grønnsteinenes, men at albitt-felsen relativt til disse har høyere gehalter av Fe, Na og muligens Si og Ti, mens den har lavere gehalter av Mg, Ca, Al og Mn. Det er videre interessant å observere at dette er elementer hvis relative innhold endres ved spilittiseringsprosesser.

En nærmere diskusjon av en mulig betydning av disse forhold er henlagt til avsnittet om malmens gense.

KLORITT-SKIFER

Under albitt-felsen (stratigrafisk over) opptrer en mørk grønn til sort bergart med bånd og disseminasjoner av kopperkis og magnetkis. Sulfidbåndene er i gjennomsnitt mindre enn

Gjennomsnitt av 8
beste analyser.

*** TABLE 8.8 JOMA ALBITITT

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SiO2	43.67	51.18	47.32	2.56
Al2O3	12.00	17.80	15.59	1.70
Fe2O3	11.00	21.90	15.70	3.25
TiO2	1.47	2.37	1.84	.30
MgO	1.43	4.89	2.75	1.28
CaO	1.35	2.13	1.77	.22
Na2O	4.21	7.30	6.25	.99
K2O	.10	1.38	.60	.42
MnO	.04	.11	.07	.02
P2O5	.11	.22	.16	.04
L.O.I.	6.25	12.32	8.19	1.89

~~2~~ ***** 0. 0. 0.

ANT = 8.

"FIN

1 cm. brede og opptrer konkordant med de øvrige bergartsgrenser. Når kontakten mot koppekis-magnetkis- malmen opptrer ofte like tykke bånd av vekselvis klorittskifer og cp/po-malm av opp til 10 cm bredde, noe som etterlater et inntrykk av en lagdeling i overgangssonen. Når kontakten mot albittfelsen avtar hyppigheten av sulfid-båndingen. Mellom sulfidbåndene er klorittskiferen jevnt disseminert med koppekis og magnetkis.

Bergarten består av en finkornig grunnmasse av grønn, pleokroittisk kloritt med jevnt spredte amfibol- og sulfidkorn. Titanitt opptrer som enkeltkorn og konsentrert i fine bånd, og slirer.

Kloritten viser ofte anomale, blå-fiolette interferensfarger. Stedvis synes en bånding å eksistere mellom kloritt med lys-brune og kloritt med anomale blå-fiolette interferensfarger. I disse tilfellene definerer kloritt med blåfiolette interferensfarger skifriheten, mens kloritt med lys-brune interferensfarger er mer grovkornig og uorientert. Lokalt opptrer rester av biotitt med en randsone av mer uorientert kloritt. Muligens representerer disse trekkene alternerende, primære bånd av kloritt og biotitt, hvor biotitten i hovedsak er retrogradert til kloritt.

Amfibolen opptrer som 4-5 mm lange, euhedrale nåler, fargeløse, optisk negative, med dobbeltbrytning ca. 0.02 og utslokningsvinkel omkring 30° .

Sulfidkorn fra 0,05-1 mm store opptrer ofte med en 'randsone' av kvarts, gjerne også assosiert med opp til 1,5 mm store Titanitt-korn.

Store aggregater av tilsynelatende vel-definerte biotittkorn har et nærmest perfekt enakset negativt aksebilde, som definerer mineralet bedre som stilpnomelan.

Resultatene fra analyser på 14 prøver av klorittskiferen er gjengitt i appendix 4. Av disse er de 9 med lavest Cu-innhold tatt med i en beregning av gjennomsnittlig sammen-setning, se tabell 9.

Som det fremgår har kloritt-skiferen - relativt til grønnsteinene - lave gehalter av Si, Ca, Na og K, mens den har høye gehalter av Fe, Mg og Ti, forhold som også vil bli tatt opp til nærmere diskusjon under avsnittet om malmens gense.

PYRITT-MALMEN

Den massive, finkornige pyrittmalmen består av hovedsaklig pyritt i en matriks av kobberkis, magnetkis, sinkblende og magnetitt med aksessorisk blyglans, kubanitt, mackinawitt, rutil og ilmenitt. Ytterligere ett mineral er observert. Dette mineralets optiske karakteristika minner om 'ruby siver', men analyser v.h.a. mikro-sonde ga ikke elementsum tilstrekkelig nær 100% til å være konklusivt (slipet må antagelig kaldstopes).

Fig. 33 sier mer enn mange ord om malmens generelle opp-treden. Nærmest cp/po-malmen - som i fig. 33 bare anses som et tynt bånd langs liggen - opptrer bånd og linser av kloritt-skifer med eller uten magnetitt i pyritt-malmen. Lokalt opp-trer også nær rene magnetitt-bånd og linser med aggregater av amfibol-måler. Alle bånd/linser opptrer konkordant og gir lokalt et visuelt inntrykk av en lagdelt/laminert formasjon, avhengig av båndenes bredde.

I områder med relativt stor mektighet av cp/po-malm og en tilsvarende økning i mektigheten av pyritt-malm, øker også mektigheten av den sonen i py-malmen som viser bånding av kloritt-skifer og magnetitt. Likeledes øker bredden av det enkelte bånd.

Videre opp (stratigrafisk) i malmen opptrer lag, linser og slirer - lokalt nærmest kantede fragmenter - av karbonat, i

Gjennomsnitt av 9 beste
analyser.

*** TABLE 6.9. JOMA KLORITTSKIFER

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SI02	19.59	38.96	27.14	5.90
AL2O3	14.20	19.50	16.62	2.03
FE2O3	19.20	40.61	29.83	6.24
TI02	.98	2.69	1.70	.61
MGO	9.71	15.63	12.41	1.78
CAO	.88	6.39	2.54	1.68
NA2O	.00	3.26	1.45	1.13
K2O	.10	.10	.10	.00
MNO	.16	.26	.20	.03
P2O5	.06	.25	.16	.07
L.O.I.	7.33	12.24	10.27	1.45

***** 0. 0. 0.

ANT = 9.

"FIN



Fig. 33. Pyrit-malm med tykke bånd/laminæ av kloritt, amphibol og magnetitt. Merk det båndete karbonat-laget. En viss vekslning mellom soner ^{med varierende innhold} ~~dominert~~ av henholdsvis pyrit, magnetitt og kopperkis bidrar til den bandede tekturen. Merk flekker med metamorf mobilisert ep i karbonat.

det alt vesentlige konsentrert i et fåtall horisonter. Karbonatene opptrer normalt som kalkspat-marmor, selv om mindre innslag av dolomitt-marmor er observert. I et parti av gruva som var sprengt vekk da undertegnede kom dit - forøvrig i et område hvor malmen opptrådte med stor mektighet - skal karbonat-laget ha bestått av overveiende dolomitt-marmor (Løvaas, pers.comm.). Karbonatlagene opptrer - så langt de lar seg følge - konkordant med de øvrige bergartslagene og er klart deformert av alle identifiserte foldefaser. Resulterende boudenering og lokal breksjering kan observeres i alle skala som tidligere diskutert. Det normale er imidlertid en nærmest plastisk deformasjon av karbonatene.

I enkelte karbonatlag opptrer tynne bånd/laminae av pyritt konkordant med laget.

Overgangen mellom pyritt-malm og karbonatlag synes umiddelbart å være knivskarp, men fremstår ved mikroskopering som en gradvis overgang mellom pyritt-malm hvor matriks i det alt vesentlige er karbonat, og rene karbonat-bergarter.

Nær liggen (stratigrafisk hent) av malmen opptrer hyppige bånd og linser rike på sinkblende. disse er - i likhet med ovennevnte bånd av klorittskifer, magnetitt og karbonat - deformert av såvel D_1 som D_2 .

Nær grensen mot cp/po-malmen er pyritt-malmen rik på kobberkis.

KOBBERKIS-/MAGNETKIS-MALMEN

Denne malmtypen er identisk med den som i litteraturen ofte er betegnet som 'durchbeewegt', 'milled', 'breccia ore' eller som 'ball-texture ore', se forøvrig Vokes, 1963, 1968, 1969, 1973; Sangster, 1972; Nilsen, 1978; o.a.

Den består i Joma vesentlig av kobberkis og magnetkis, med innslag av magnetitt (ofte assosiert med slirer/Linser av

klorittskiifer) og pyritt, og med aksessorisk sinkblende, kubanitt og mackinawitt.

Fig 34. gir det generelle bilde av malmen, som gjerne opptrer som en masse av kobberkis og magnetkis tilsynelatende uten noen indre struktur. Runde eller 'rullede' fragmenter av pyritt-malm, klorittskiifer og klar kvarts 'flyter' i en matriks av cp og po. karbonat opptrer som boller, linser eller - mer sjelden - kantede fragmenter, jfr. fig. 33.

Den masse-formige opptreden gjør det vanskelig å 'få et godt grep' på malmen. Den deformeres plastisk og dras ut og konsentreres i takt med deformasjonen - alt mens 'fragmentene' og 'bollene' reistributeres på en tilsynelatende tilfeldig måte.

Etter en nitid kartlegning av malmen på nærmere 50 vertikal-snitt med innbyrdes avstand ca. 20 m, ble jeg overbevist om at cp/po-malmen alltid opptrer mellom klorittskiifer og pyritt-malm - og følgelig i en stratigrafisk definert posisjon. 'Pinch and swell'-strukturer knyttet til folde-knær og -flanker viser at malmen har 'flytt' plastisk under foldingen, men at disse beregelsene trolig er begrenset til i størrelsesorden opp til et ti-talls meter. Mobilisert cp og po fyller ofte igjen sprekker i sideberget, men denne mobilisering synes kun å ha funnet sted i meterskala.

Forøvrig viser malmen identisk utseende med lignende malm-kropper beskrevet av Vokes (1973). Foruten disse og ovennevnte karakteristika, finner man i Joma et tildels uventet dekk ved malmens opptreden:

Konkordant med kontakten mellom pyritt-malmen og kobberkis-/magnetkis-malmen opptrer lokalt i gruva (nivå 515-520) tynne bånd (opp til noen cm tykke) av py-malm i cp/po-malmen. Disse båndene følger kontakten over flere meter, deformeres parallelt med denne og etterlater derved et inntrykk av en gradvis overgang mellom de to malmtypene representert ved en



FIG. 34. hobberkis-/magnetkis-malm. Merk fragmenter/baller
av kløvittskifer og karbonat samt irregulære
'flekke' med ren ps.

vekselvis avsetning. Stedvis kan boudinering av pyritt-båndene med gradvis overgang til 'rullede' fragmenter observeres.

Tynne klorittskiferlag i cp/po-malmen viser lokalt - helt ned i mikroskopskala - krusfoldning som minner sterkt om de F_2 -assosierte krenulasjoner som opptrer i sideberget.

MALMMINERALENE

PYRITT

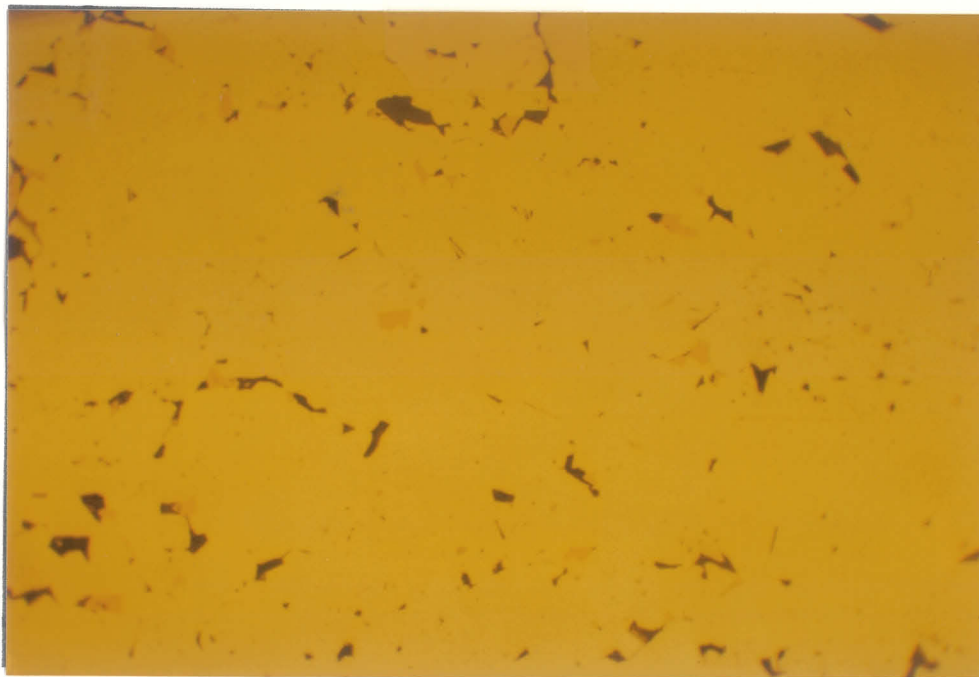
Det dominerende mineral i malmforekomsten er pyritt. Mineralet utgjør hovedandelen av pyrittmalmen - den volummessig overveiende del av malmforekomsten - men opptrer også i mindre mengde i cp/po-malmen.

Pyritt opptrer i tette masser, som selv i mikroskop ikke lar seg skille i individuelle korn, og i alle overgangsformer mellom dette og opp til 0.5 cm store euhedrale pyrittkorn i klorittskifre eller cp/po-matriks, se forøvrig figurene 35, 36 og 37.

Ved etsing av de tetteste partiene fremtrer en mosaikk av korn og subkorn som danner 'foam structures', fig. 38. tilsynelatende innesluttede faser av cp og po viser seg etter etsing å opptre på korngrensene mellom individuelle pyrittkorn. Der disse fasene finnes i små mengder, tenderer de mot å opptre i 'triple junctions'.

Hvor 'større' mengder cp/po opptrer som matriks for individuelle pyrittkorn, opptrer pyritt som idiomorfe korn. Pyritt i cp/po-matriks er også ofte kataklastisk. Alt fra mindre sprekkeannelser til fullstendig knusing av korn med 'spredning' av fragmentene, opptrer.

Før jeg begynte mitt arbeid med Joma-malmen, hadde Shadlum (1970) beskrevet sonerings-strukturer i pyritt fra Ural og



1

Fig. 35. Massiv, finkornig grønt H.-malm med spredte Rem
av cp.

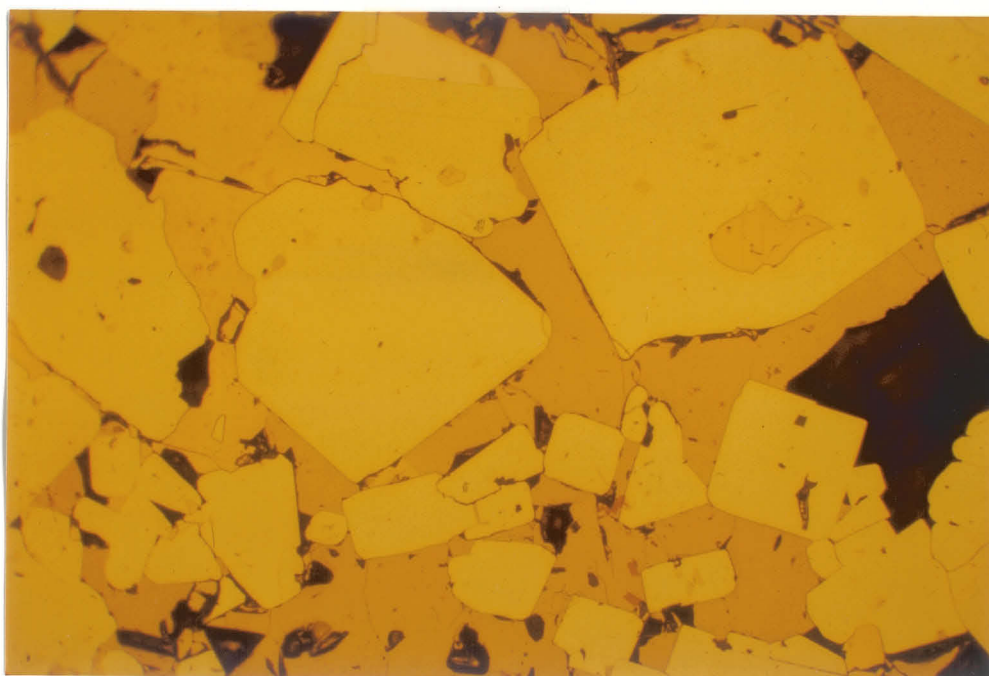


Fig. 36. Eu-til subhedrale pyrittkorn i en matris
av kobberkis og magnetkis

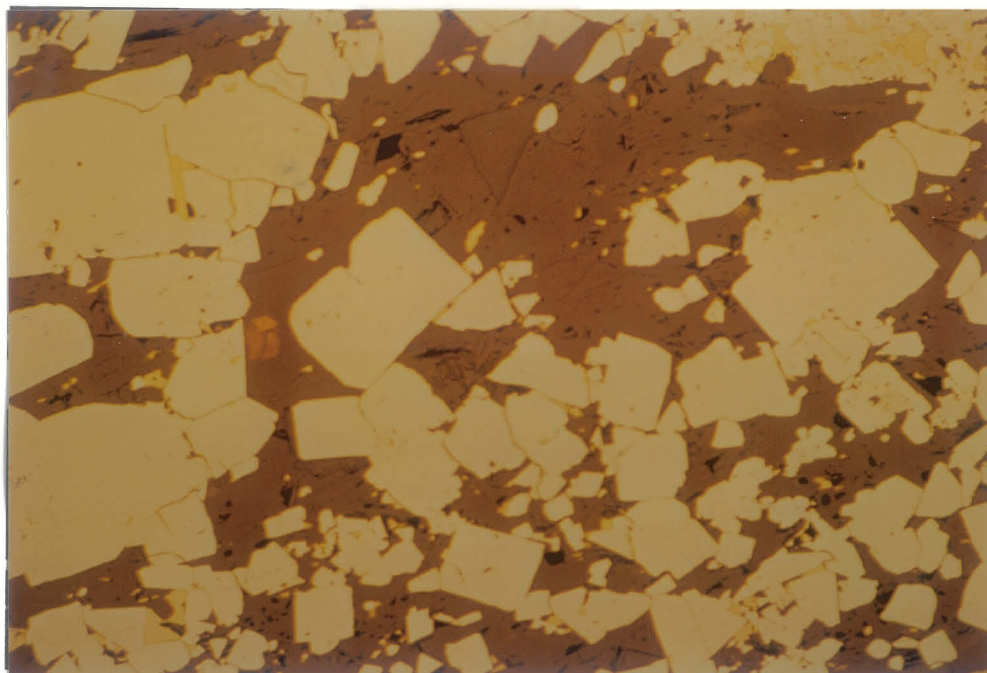


Fig. 37. Eu-til subhedrale pyritkorn i klastiskifer.

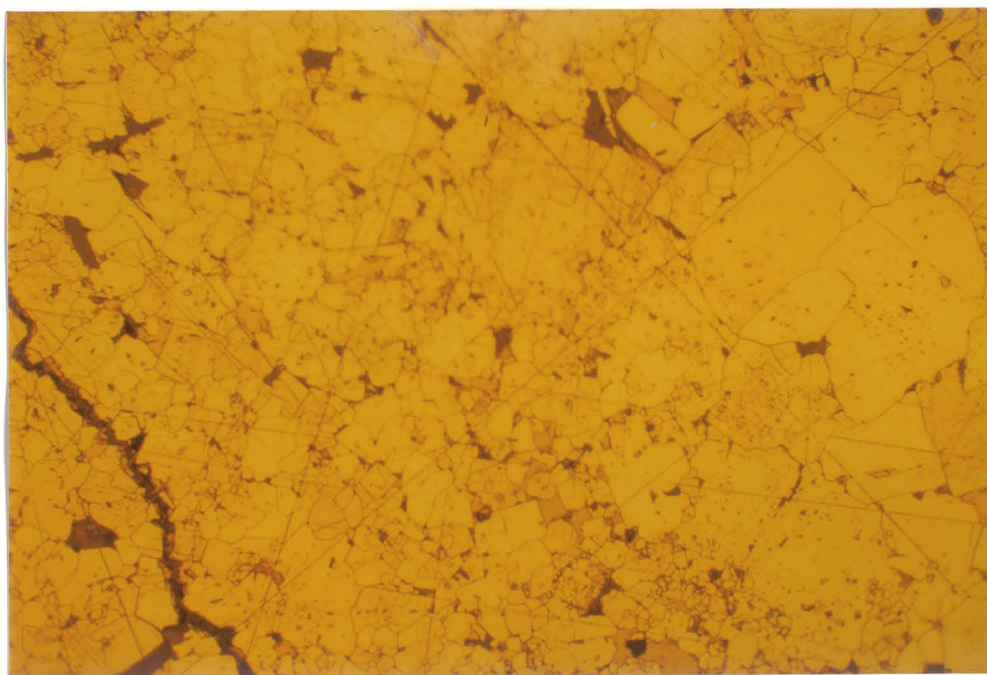


Fig. 38. Etset slip av pyrit-malm. Korngrænserne trer nå tydelig fram i det som før etsing fremsto som en 'masse' av pyrit. Merk blandingen av sub-til euhedrale py-korn med pyrit med 'foam structure', avhengig av tilstedeværelsen av op/pe-matris.

Altai, og fra de japanske forekomstene ved Besshi. Hun mener disse strukturene er typiske for umetamorfe massive sulfidforekomster, men påpeker også at rester av en slik utvikling ofte finnes i metamorfoserte sulfidforekomster. Fra Skandinavia er lignende strukturer beskrevet av Rickard og Zweifel (1975).

Dersom dette er karakteristisk for sulfidforekomstene - som hevdet av Shadlum (1970) - burde det være mulig å påvise slik sonering også i Joma, særlig i korn som hadde vært noe skjermet for påvirkning fra deformasjonen. Stanton (1972) skriver nemlig: "There is also a tendency for the equalizing of strain on either side of the boundary so that if one or two neighbouring grains is notably weaker than the other, deformation near the boundary of the stronger grain may exceed that at its center".

Med bakgrunn i dette ble en serie slip hvor py opptrer i en matriks av kloritt og/eller cp/po etset for om mulig å påvise en sonering. Resultatet må betegnes som vellykket.

Sonert pyritt ble observert i en rekke slip. Enkelte idiomorfe korn er sonert tvers igjennom, fig. 39, mens andre viser varierende grad av rekrySTALLISASJON, fig. 40 (se forøvrig avsnittet om malmteksturer). Enkelte korn viser en sonert kjerne omgitt av en krans av usonert (rekrySTALLISERT) pyritt, fig. 41. Stedvis kan sonerings-strukturer observeres i kataklastisk pyritt, hvor løsrevne fragmenter 'flyter' i cp/po-matriks, fig. 42.

Enkelte korn - som det øvre pyrittkornet i fig. 39 - har en kjerne som minner om dem Rickard og Zweifel (1975) betegner som relikter av en kolloform tekstur. 'Rogenpyrit' eller frambåder ble ikke observert av undertegnede, men kan ved et utvidet mikroskoperings-arbeide meget vel vise seg å være tilstede.

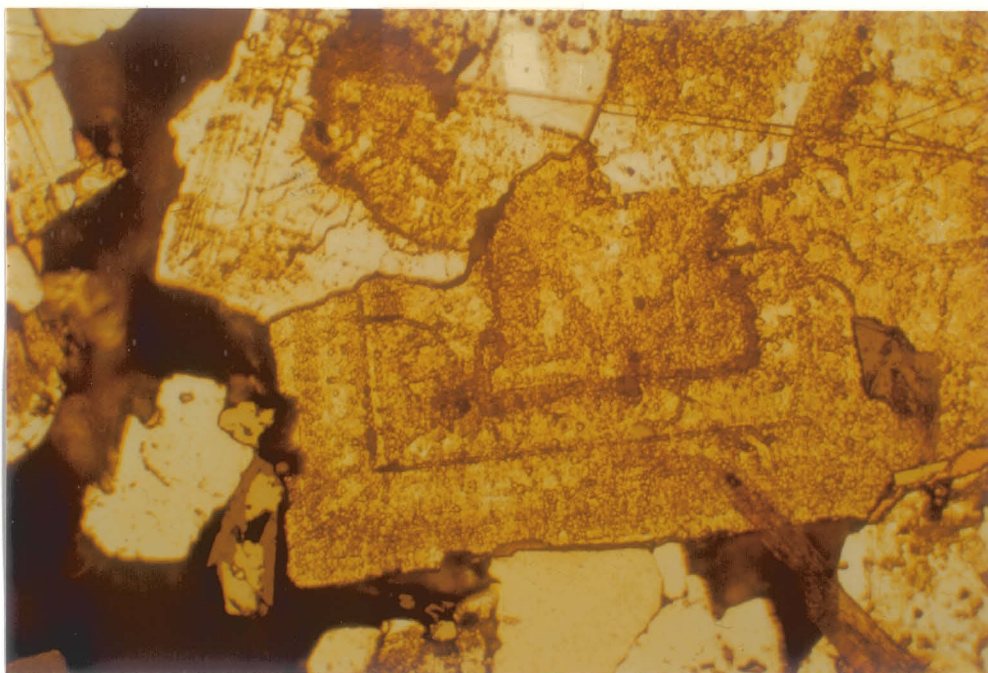


FIG.39 Senert pyritt med idiomorf utvikling. Forskjellig orientering i de to nabokornene skyldes vanlig opprinnelse i forskjellige nukleer. Merh den antatte relikte kolloformne teksturen i det øvre kornet.

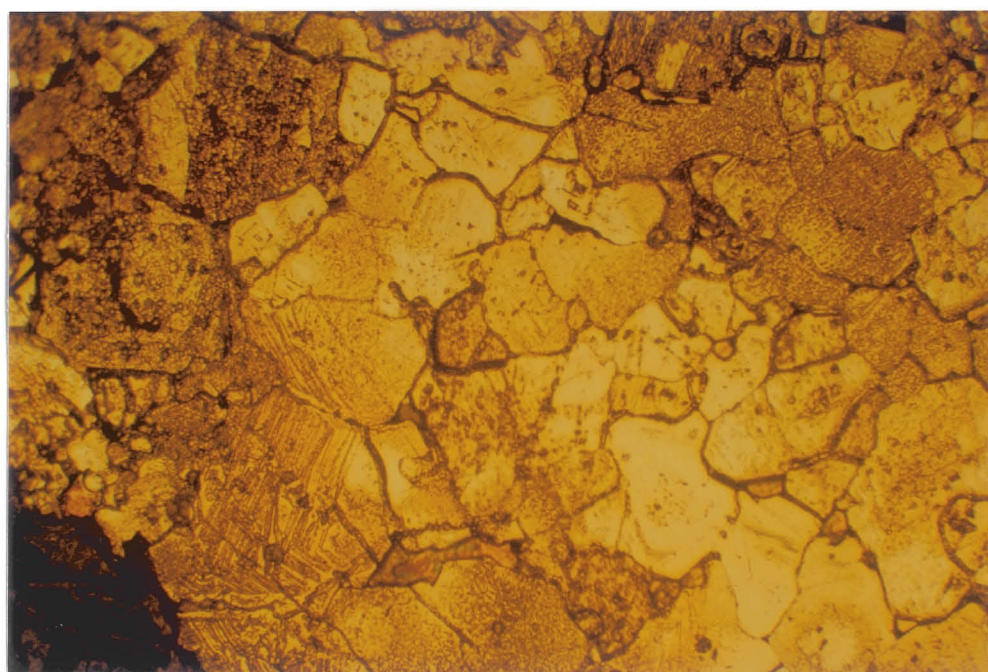


FIG.40. Delvis omkrystallisert senert (primær) pyritt med dannelse av 'foam structure'.

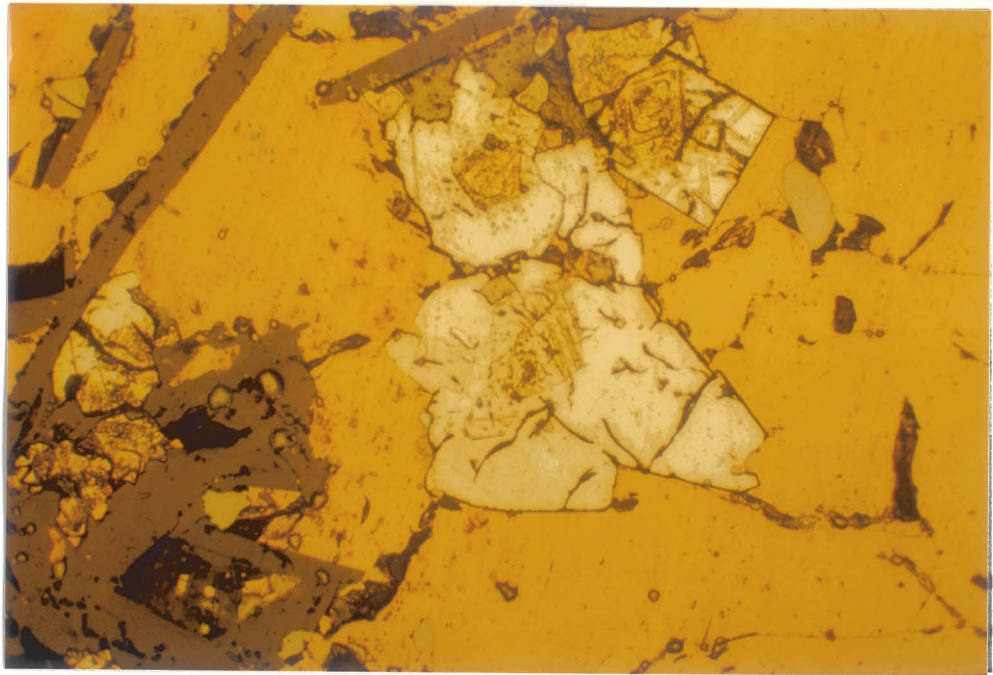


Fig. 41. Sonert (primær) pyritt omgitt av en ytre kranse av rekrySTALLISERT pyritt. Merk forvringing det "rullede" fragment av klontskifer i nedre venstre hjørne.

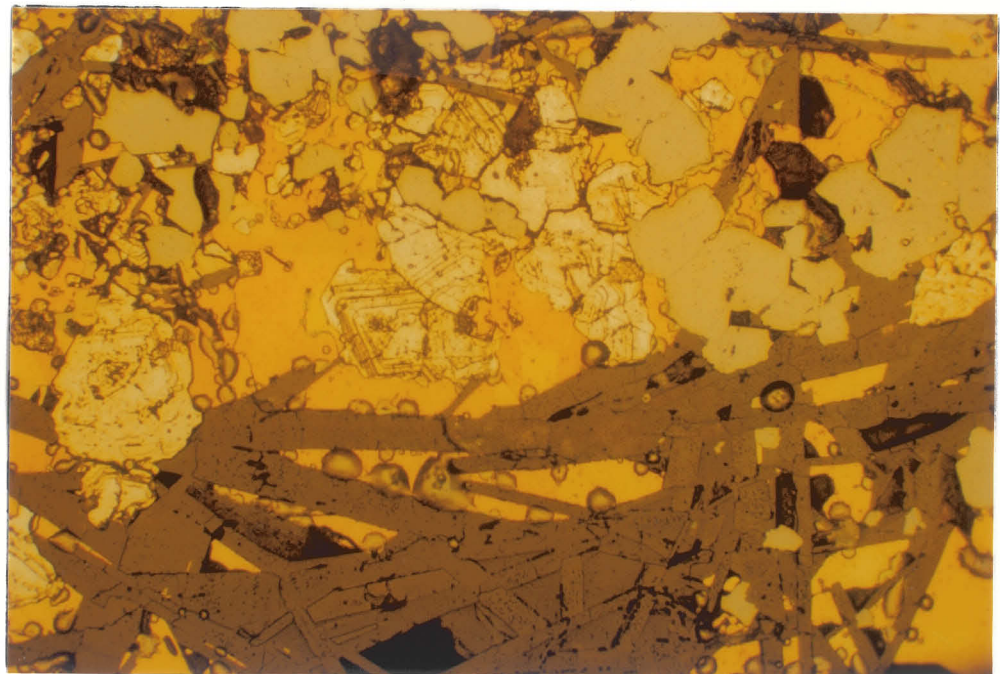


Fig. 42. kataklastisk pyritt. Sonerte pyritt-korn er revet i filler under kontaktasen. Merk rekrySTALLISERING som har funnet sted ved kontakt py - magnetitt (lys grå.)

Nedenstående avsnitt om malmteksturer leder til en konklusjon om at pyritt-malmen har en overveiende metamorf (rekrySTALLISERT som følge av deformasjon) tekstur. Unntaket er de sonerte pyritt-kornene med sine kjerner som tolkes som primære/syndiagenetiske.

MACNETKIS

Magnetkis opptrer i både pyritt-malmen og kobberkis-/magnetkis-malmen, men har som navnet tilsier en langt høyere konsentrasjon i cp/po-malmen.

Overalt har po overveiende det som klassisk er betegnet som en allotriomorf tekstur, d.v.s. en 'foam structure' med nær equidimensjonale korn, fig. 43. Parkvis opptrer elongerte korn med lengste akse parallelt foliasjonen.

Mikroskopering av på-linser viser den samme interne 'foam strucutre'.

Normal bør po oppvise deformasjons-tvillinger på samme måte som beskrevet nedenfor for kobberkis. Det er mulig at under-tegnede har oversett slike under mikroskoperingen og/eller at de anvendte syrer ikke har etset po tilfredsstillende. Ved anledning bør dette undersøkes nærmere.

KOBBERKIS

Kobberkis viser ved første øyekast de samme trekk som beskrevet ovenfor for magnetkis.

En grundigere undersøkelse av etsede slip avdekker imidlertid et komplisert mønster som involverer 'foam structures', sub-korndannelse, tvillingdannelse og sekundær krystallvekst, fig. 44 og fig. 45. Se forøvrig nedenstående avsnitt vedrørende malm-teksturer.

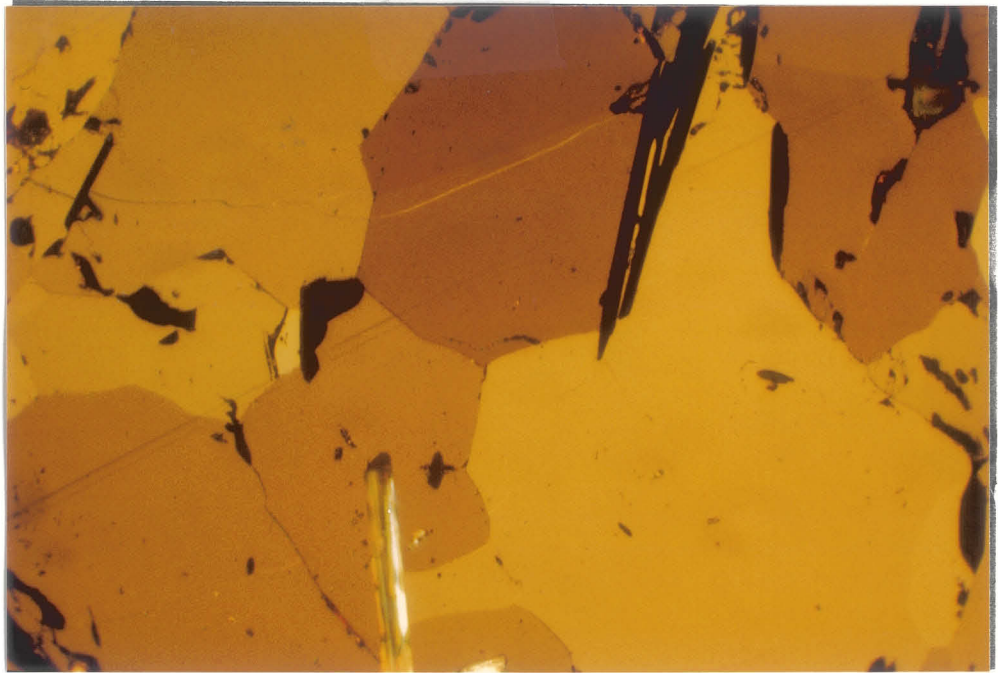


Fig 43 'Foam-structure' i magnetkis, x-nis

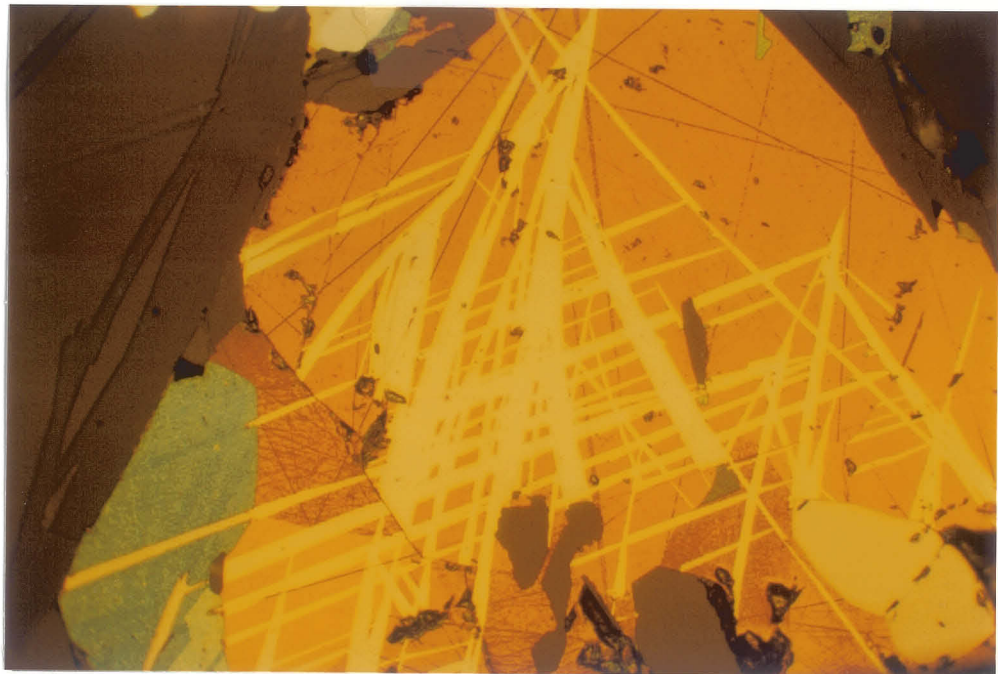


Fig.44. Etset kobberkis. Merk den varierende kornstørrelsen og det kompliserte mønster av deformasjons-trillingen.

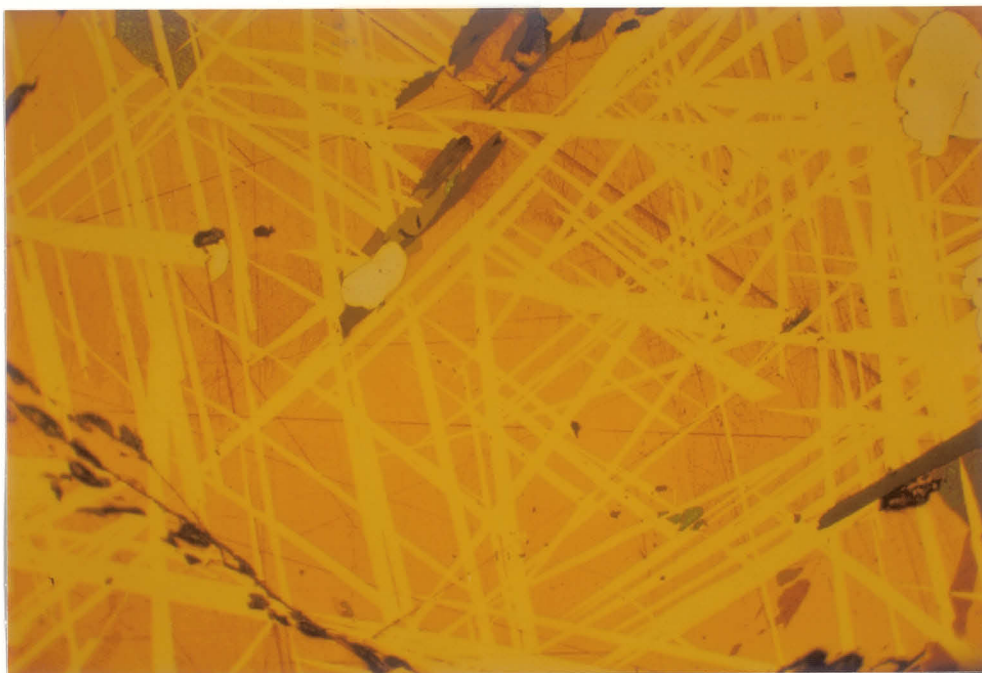


FIG. 45. Tett menster av deformasjons trellinger i
hebbekis.

periodevis er mønsteret av deformasjonstvillinger i tre retninger så tett, fig. 45, at de nærmest minner om 'exsolution twinning', jfr. D²i fig. 46 (Smith, 1964). Ser en nærmere på tvillingene finner en imidlertid at de bærer deformasjonstvillingenes særtrekk.

MAGNETITT

magnetitt opptrer konsentrert i bånd og linser og assosiert med linser av klorittskifer og linseformige aggregater av amfibol. Mineralet påtreffes særlig i pyritt-malmen, men finnes også i cp/po-malmen - i begge tilfelle helst i nærheten av kontakten mellom de to malmtypene.

Magnetitt opptrer gjerne i idiomorfe krystaller, men utvikler der aggregater opptrer, en 'foam structure', se forøvrig fig. 42.

I partier av malmen hvor py og mt opptrer sammen, er kornstørrelsen av magnetitt gjennomgående mindre enn hos pyritt.

SINKBLENDE

Sinkblende opptrer i monomineralske aggregater med en typisk 'foam structure', og i enkeltkorn hvis form enten er elongert med lengste akse parallell foliasjonen eller er helt bestemt at formen og opptreden av de omgivende faser.

Minerale opptrer gjerne konsentrert i bånd og linser mot malmens stratigrafiske heng.

Etsing med påfølgende mikroskopering er ikke utført for sinkblende.

BLYGLANS

Blyglans opptrer i svært små mengder, og da med en kornform som domineres av de omgivende faser.

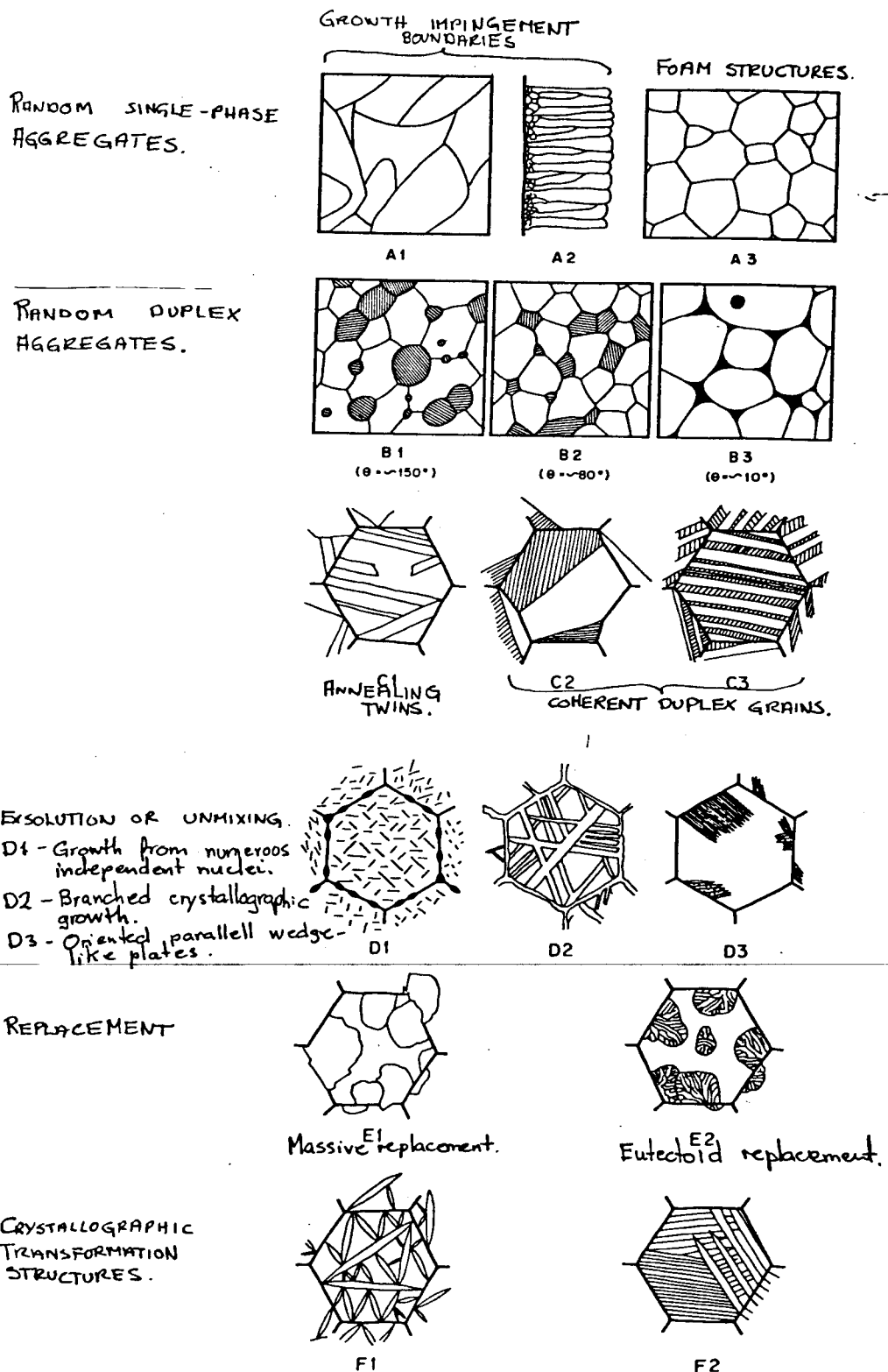


FIG. 46. C. P. Smith's (1964) "gallery of structures". Den håndskrevne tekst er ført på en understregning.

Minerale opptrer karakteristisk som aksessorisk fase i 'triple junctions', Stanton (1972).

KUBANITT

Kubanitt opptrer som lameller i kobberkis, og løper normalt med parallelle korngrenser gjennom hele korn. Iflg. Ramdohr (1969) sitter de på (111)-plan i kobberkisens krystallgitter.

Denne plate- eller tavleformige opptreden skiller forøvrig kubanitt fra kobberkisens deformasjons-tvillinger.

MACKINAWITT

Mineralet opptrer som fjærformige lameller og som enkeltkorn langs sprekker i kobberkis og på kontakten mellom kobberkis og magnetkis.

Uytenbogardt og Burke (1971) har indikert tre mulige dannelses-måter for Mackinawitt:

- a) Avblanding og krystallisasjon langs krystallplan i kobberkis.
- b) Omvandling av kobberkis langs sprekker.
- c) Dannelse i en reaksjonssone mellom kobberkis og magnetkis.

Alle disse prosessene synes mulig ut i fra de observasjoner som er gjort så langt i Joma. Ingen av dem peker seg ut som overveiende sannsynlig relativt til de øvrige.

ILMENITT

Ilmenitt opptrer som aksessorisk mineral i subhedrale/-euhedrale enkeltkorn eller sammenvokst med rutil.

Fasen er av så liten betydning at noe egentlig studium over fordeling og utvikling vanskelig lar seg utføre.

RUTIL

Rutil opptrer også i små mengder, gjerne som nåler men også i noe mer uregelmessig form assosiert med ilmenitt.

Det er mulig at rutil er dannet som et omvandlingsprodukt fra ilmenitt, jfr. Ramdohr (1969).

Et inntrykk man sitter igjen med er at konsentrasjonen av rutil øker i sideberget, noe som muligens åpner for at man bør vurdere også en primær/metamorf rutildannelse.

UIDENTIFISERT MINERAL

I pyritt-malmen er det observert et mineral som ut fra optiske karakteristika kan tolkes som "ruby silver". Analyse v.h.a. mikro-sonde ga imidlertid ikke en element-sum tilstrekkelig nær 100% til å være diagnostisk, men mineralet er i hvert fall rikt på Ag.

Det er mulig at vanskeligheten med å oppnå en god analyse skyldes mobilisering av elementene under innstøping av slipet. En prosedyre med kald-støping av slipet vil muligens gi et bedre resultat, noe man bør være oppmerksom på i det videre arbeid.

MALMTEKSTURER

GENERELT

Malmforekomsten i Joma har vært involvert i alle identifiserte foldefaser. Det er således sannsynlig at malmen er rekrySTALLISERT som følge av indusert 'strain' og forhøyet temperatur under deformasjonen. Imidlertid er denne form for rekrySTALLISASJON generelt vanskelig å påvise og

begrunne. Ved en detaljert gjennomgang av de teoretiske og eksperimentelle data som er publisert - et arbeid som vanskelig lar seg dokumentere innenfor rammen av denne avhandlingen - vil en imidlertid finne trekk som kan bidra til å indikere evt. tilstedeværelse av rekrySTALLiserings-teksturer. En god forståelse av utviklingen fra de første eksperimenter med metaller og legeringer til anvendelse på naturlig forekommende mineralaggregater får en ved å studere Smith, 1964; Stanton, 1972 (pp. 199-302); og Lawrence, 1973.

Formen på enkeltkorn i monomineralske polykrystalline aggregater influeres av to hovedfaktorer:

- a) De kravene krystall-strukturen stiller til overflate-energi, og
- b) tilgjengelig rom.

Ut i fra ønsket om å minimalisere fri energi vil generelt en kuleform, spesielt det enkelte minerals krystallform, være et ventet resultat. Imidlertid fyller ingen av disse formene det tilgjengelige rom helt ut. I den virkelige verden vil alle korngrenser tendere til å være kontaktflater med andre korn - naturen tillater normalt ikke hulrom. Når et polykrystallint (monomineralsk) aggregat har tilpasset seg disse kravene, sies tekturen å ha modnet, og den viser gjerne mange fellestrekk med skum - derav betenglesen 'foam structure'.

Denne strukturen har vært kjent lenge og er grunnleggende i Smiths (1964) fundamentale arbeid. Smith utviklet sine studier av mikrostrukturer så langt at "its is almost impossible to consider any aspect of micro-structure without reference to C.S. Smith (Stanton, 1972)". Smith (1964) bygget sine studier på metaller og tegeringer, men nesten identiske strukturer er senere beskrevet for keramiske materialer, bergarter (f.eks. kvartsitter) og malmer. Smiths "gallery of structures" fra 1964 gjengis som referanse i fig. 46.

Særlig vanlig i polykrystalline aggregater av metaller og sulfider er den allerede nevnte 'foam structure' (jfr. A3 i fig. 46) med 120° 'triple junction angles' (monomineralske aggregater). Den er imidlertid bare umiddelbart synlig i optisk sterkt anisotrope mineraler hvor den kan observeres ved x-nic. Andre mineraler må etses før strukturen blir synlig, jfr. fig. 35 og fig. 38. Ved etsing fremtrer normalt også effekter som subkorn-dannelse, drilling-dannelse o.a. som ellers er usynlige, delvis selv i anisotrope mineraler.

Når et polykrystallint aggregat deformeres, vil krystallgitteret bli utsatt for strekk-, trykk- og skjærkrefter. Disse implementerer en tildels kraftig spenningstilstand i krystallgitteret, idet bare en del av denne kan tas opp ved en tilsvarende deformasjon på korn-grensene. Når en slik situasjon inntreffer ligger en senere rekrystallisering latent i krystallgitteret og korngrenseforholdene er da av mindre betydning (Stanton, 1972).

Opptreer en utløsningsfaktor vil krystall-gitteret normalt søke å orientere seg mot en lavere spenningstilstand. Utløsningsfaktoren er en forhøyelse av temperaturen som tillater atomær mobilitet og restrukturering av krystallgitteret. Denne prosessen kalles 'annealing'.

En latent spenningstilstand kan lettes vesentlig ved et materiales evne til å danne tvillinger. Tvilling-plan vil være plan karakterisert ved lav fri energi, og materialer/-mineraler som danner tvillinger har flere lavenergi-posisjoner enn materialer som ikke har evnen til å danne tvillinger. Siden tvilling-plan er assosiert med lav fri energi, vil evnen til å danne slike medføre at et korn med tvillinger har et lavere vekstpotensiale enn korn uten tvillinger, slik at materialer som utvikler 'annealing twins' gjennomgående opptreer med mindre kornstørrelse enn de som ikke danner slike.

Tvillinger dannes i enkelte mineraler også ved skjær-på-virkninger under deformasjon assosiert med forhøyet temperatur. De kalles da deformasjonstvillinger eller sekundære tvillinger (Stanton, 1972).

Et hovedproblem i tolkningen av malm-teksturer er at primær krystallisasjon og krystallisasjon som følge av deformasjon (med assosiert forhøyet temp.) gir strukturer som visuelt er svært like. Dette krever at man er nøyaktig m.^h.t. hvilke effekter man tar til inntekt for en omkrystallisering som følge av en forutgående deformasjon.

- A. Gitter-deformasjon. Slik deformasjon - som ofte regnes som en tidlig effekt - forårsaker anomal optisk anisotropi i kubiske mineraler eller undulerende utslokning i anisotrope mineraler. Deformasjon av kornformer o.a. kan relateres til samme.
- B. Deformasjons-tvillinger. Disse tvillingene reduserer påkjennningene ved å flytte hele gitteret en posisjon langs et tvilling-plan. Tvilling-dannelse av denne type kan foregå samtidig med andre prosesser som nevnt nedenfor, og tvillingene består som en del av aggregatets tekstur. Dette er demonstrert av Roscoe (1975) ved eksperimentell deformasjon av kobberkis, jfr. fig. 47.
- C. Subkorn-dannelse. Deformerte gitter danner ofte mindre områder hvor gitteret har en orientering som avviker fra det øvrige kornets. Fra disse dannes små sub-korn som kan vokse på bekostning av hverandre og medføre en reorientering av hele kornet.
- D. RekrySTALLISASJON. Dette er i noen grad et sekkebegrep som omfatter dannelse av nuklei, subkorn-dannelse og senere vekst av spennings-fri (strain-free) korn. Sluttproduktet er et helt omkrystallisert aggregat hvor gitter-deformasjonene er

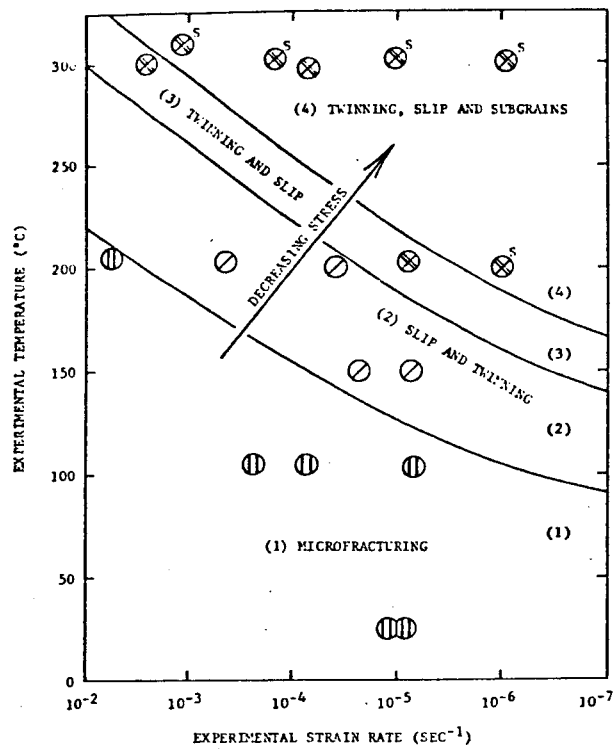


Fig. 47 Temperature vs. strain rate diagram for deformation processes in metals and alloys showing the effect of temperature. (After Rose, 1975).

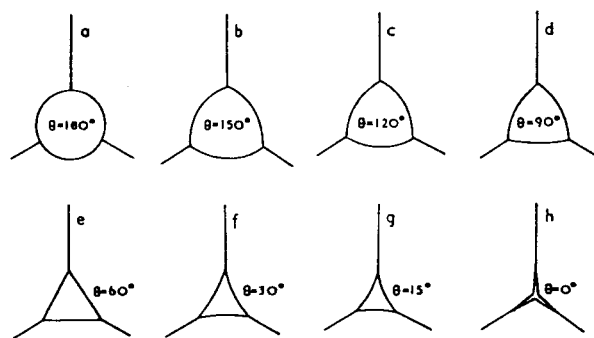


Fig. 48 Diagram illustrating the triple junctions' size reduction by triple point pinning. Note the characteristic logarithmic effect on the number of active triple points. (After Lawrence, 1973).

nøytralisert, gjerne med 'foam structure'. Variasjoner i gitter-orientering mellom enkelt-korn (jfr. 'preferred orientation') kan tillate enkelte korn å vokse på bekostning av andre, en effekt som gjerne uttrykkes i grovere korn ('grain coarsening'). Dette kalles sekundær krystallisasjon.

Som nevnt dannes 'foam structures', tvillinger o.a. også ved primær krystallisasjon. Det er derfor nødvendig å basere sine konklusjoner på en del kriterier som samlet indikerer at krystall-teksturen er et resultat av deformasjon og rekrystallisasjon. Slike kriterier er summert nedenfor (Stanton (1972) og Lawrence (1973)):

1. Det viktigste kriteriet er at man har felt-evidens for at malmen er deformert etter avsetning, enten fra et nærliggende intrusiv eller ved folding/-tektonisering.
2. I mikroskop bør alle korn vise glatte, rette eller krummede, kornflater, d.v.s. de bør ikke oppvise såkalte "growth impingement boundaries", jfr. A1 og A2 i fig. 46. Ideelt bør kornene også ha en typisk tilnærmet equidimensjonal, polygonal form.
3. Måling av et tilstrekkelig antall 'triple-point-angles' bør i fullstendig rekrystalliserte, mono-mineralske aggregater vise en normal-fordeling med maksimum på 120° . Ufullstendig rekrystallisering eller påvirkning fra senere deformasjons-faser kan modifisere dette bildet.
4. Deformasjons-tvillinger er typisk kileformede og kiler ut inne i enkelt-korn. Ofte krysser de korn-grenser for å kile ut inne i et nabokorn. Deformasjons-tvillinger kan også deformeres ved fortsatt/senere deformasjon av gitteret og bli tildels ganske kraftig bøyd.

5. Opptreden av subkorn.
6. Opptreden av kinking.
7. Mindre betydningsfulle fasar (små aksessoriske korn) vil ofte opptre fanget i 'triple junctions' (og fremtre i uetsede slip på en måte som lett kan forveksles med inneslutninger fra en primær krystallvekst). Se forøvrig B3 i fig. 46 og fig 48.
8. Opptreden av kataklase, d.v.s. oppsprekning/knusing (sprø deformasjon) av 'harde' mineraler.

Med bakgrunn i denne generelle innledning og de tidligere beskrevne slip-observasjoner, kan en tolkning av malmteksturene i Joma utarbeides.

PYRITT-MALMEN

Det er min oppfatning at malmens tekstur i hovedsak er et resultat av rekrySTALLISASJON som følge av deformasjon og temperatur-heving under den kaledonske orogenese. Som indisier for denne konklusjon anføres følgende (jfr. ovenstående 'kriterier':

1. Pyrittmalmen med sine lag/linser av karbonat, klorittskifer, og magnetitt er foldet av alle identifisert foldefaser i samme stil som sideberget. Det kan følgelig ikke være tvil om at malmen er deformert.
2. Pyritt viser der den opptrer i nær monomineralske aggregater en 'foam-structure' med rette til kurvede, glatte korngrenser.
3. Kornene er i slike partier nokså equidimensjonale. Selv om unntak fra dette opptrer - jfr. elongerte korn parallelt foliasjonen, enkelte irregulære former

i større korn som følge av sekundær krystallisasjon o.a. - viser ikke malmen den store variasjon i kornstørrelse og kornform som man ofte møter i malmer avsatt ved primær krystallisasjon (f.eks. hydrotermale malmer).

4. Der hvor små korn av cp, po o.s.v. opptrer i py-korn, viser mikroskopering etter etsing at de sitter i 'triple junctions'.
5. Kobberkis og magnetkis som opptrer i monomineralske partier (i mikroskop-nivå) i pyritt-malmen, opptrer også i 'foam structures' med glatte korngrenser og tendens mot equidimensjonale korn.
6. Etsing av kobberkis i pyritt-malmen avdekker hyppige deformasjons-tvillinger som typisk krysser korgrenser, kiler ut inne i korn, hyppig er bøyet o.s.v.
7. Pyritt opptrer ofte kataklastisk, gjerne som følge av en tydelig 'kollisjon' mellom to korn eller aggregater. Slike kollisjoner med assosiert kataklase opptrer både i sonerte og usonerte korn, og antas å ha inntruffet på et sent tidspunkt i deformasjonene ved en moderat temperatur, jfr. Atkinson (1975).

De sonerte pyritt-kornene som er beskrevet ovenfor, representerer et unntak fra dette bildet. Lignende strukturer i pyritt er beskrevet av Shadlum (1970) og Rickard og Zweifel (1975), og er av Shadlum (1970) karakterisert som typiske for umetamorfe malmer. Den fine soneringen, overveiende idiomorfe utviklingen i udeformerte korn og tendensen til å opptre som rester inne i korn med en rand av usonert pyritt, indikerer - kombinert med Shadlums (1970) observasjoner - at disse kornene representerer rester av den pre-deformasjonelle malm. Den tykke, massive pyritt-malmen indikerer at presipitasjonen av sulfid foregikk raskt, og det er derfor mulig at disse sonerte kornene best bør klassifiseres som

'syn-diagenetiske' - dannet ved redistribusjon av mer fin-kornig materiale (jfr. kjerner av relikte kolloforme strukturer, fig. 39) ved overlaging av nye tuffer og grønnsteiner, men før implementert tektonisering og temperatur-forhøyelse initierte spenninger i krystalligitteret med påfølgende rekrySTALLISERING av det meste av pyritten i usonerte korn og 'foam structures'.

KOBBERKIS-/MAGNETKIS-MALMEN

Den uryddige makroskopiske teksturen som er beskrevet tidligere, jfr. fig. 34, er også synlig i mikroskop. som eksempel vises til fig. 41 hvor et 'rullet' fragment av klorittskiifer er synlig i nedre venstre hjørne, og til figurene 41 og 42 hvor kataklastisk pyritt opptrer delvis sammen med slike boller av klorittskiifer og amfibol-aggregater.

Hovedandelen av malmen utgjøres av kobberkis og magnetkis som opptrer sammen eller flekkvis - partier hvor enten cp eller på dominerer helt. Aggregater av cp og/eller på opptrer ofte med en linseform - lengste akse er da parallell øvrige strukturer så som foliasjon, 'pinch and swell' - strukturer eller foldeflanker.

Det overveiende inntrykket er at malmen som tidligere nevnt har identisk opptreden med den malmtypen som er kalt 'durchbewegt', 'milled' o.a., og som er beskrevet av Vokes (1973).

Magnetkis opptrer hovedsaklig med 'foam structures' i irregulære masser eller elongerte slirer av nær monomineralske aggregater. Enkeltvis tenderer kornene mot equidimensjonal form som møtes i 'triple junctions' med θ nær 120° . Korn-grensene er rette til kurvede og fremtrer i mikroskop som glatte - selv ved store forstørrelser. magnetkisen opptrer da i den form som klassisk er benevnt allotriomorfe aggregater, jfr. fig. 43.

Kobberkisen opptrer med en tekstur som minner om magnetkisen, men etter etsing fremtrer et komplisert mønster av deformasjons-tvillinger og subkorn-dannelser, fig. 44 og fig. 45. Lokalt opptrer svært tette mønster av deformasjons-tvillinger. Lignende kompliserte mønstre er fremstilt i laboratoriet av Kelly og Clark (1975).

De klare indisier på at også denne malmen har gjennomgått alle deformasjons-faser sammen med de mikroskopiske observasjoner som beskrevet, leder til den konklusjon at cp/pomalmen tekstur er et resultat av deformasjon og rekrySTALLISASJON.

Unntaket er også her usonert pyritt som er observert i kataklastiske korn og i de pyritt-'boller' som opptrer i cp/po-matriksen.

GEOKJEMI

Det ble ikke tid til omfattende geokjemiske undersøkelser av malmforekomsten under dette studiet. Grong Cruvers tall tilsier imidlertid tilstedeværelse av ca. 17 mill. tonn malm med gjennomsnittlig 1.27% Cu, 1.70% Zn, 35.0%S, 30 ppm Cd, 20 ppm Ag og 0.2 ppm Au.

Cd anrikes i Zn-konsentratet mens Ag gjenfinnes i Cu-konsentratet

- Begge blir betalt.

Ljøkjell (1972) har analysert sinkblende fra norske sulfidmalmforekomster v.h.a. mikro-sonde. Hans gjennomsnittsverider (wt %) for sinkblende fra Joma er: 58.2% Zn, 7.23% Fe, 0.30% Cd og 0.01% Mn.

Et trekk som ofte karakteriserer massive sulfidmalmer av pyritt-typen (se som eksempel Reinsbakken, 1980) er den gjennomgående 'antipatiske' fordelingen av Cu og Zn. Dette er også tilfelle i Joma. Inkluderes analyser fra cp/pomalmen

beholdes en slik antipatisk fordeling mellom Cu og Zn, se forøvrig fig. 49 hvor 4433 Cu- og Zn-analyser fra Joma er plottet i et Cu/Zn-diagram.

Som man ser opptrer en jevn antipatisk fordeling av Cu og Zn uten noen spesiell gruppering av Cu- eller Zn-verdier som avviker fra det generelle bildet.

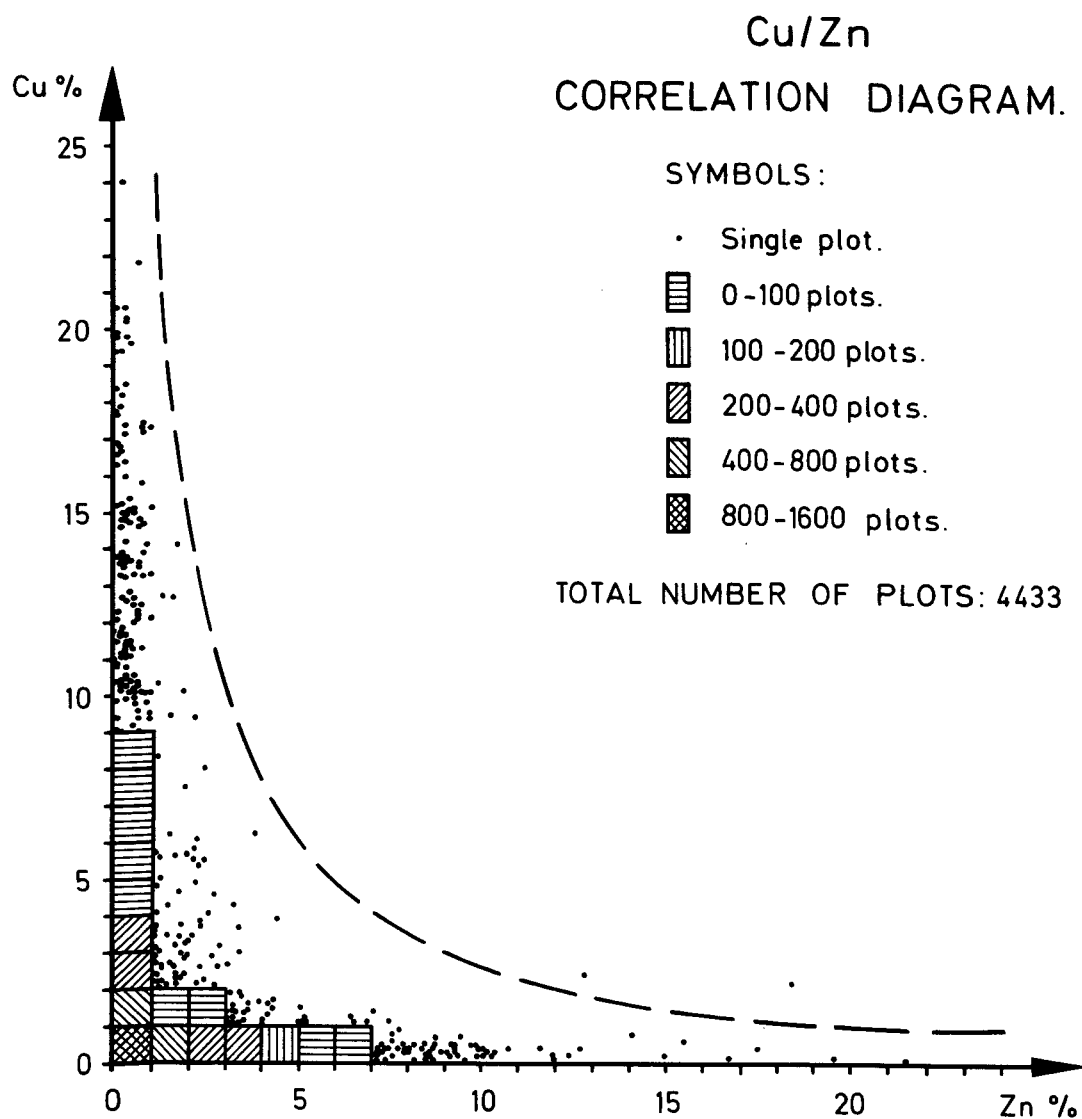


Fig 49.

REFERENCES

Atkinson, B.K., 1975:

"Experimental deformation of polycrystalline pyrite: effects of temperature, confining pressure, strain rate and porosity".

Econ. Geol., 70, pp. 473-487.

Atkinson, B.K., 1976:

"The temperature - and strain rate-dependent mechanical behavior of polycrystalline galena ore".

Econ. Geol., 71, pp. 513-525.

Bullard, E.C., Everett, J.E., and Smith, A.G., 1965:

"The fit of the continents around the Atlantic".

Royal Soc. London Philos. Trans., ser A, 258, pp. 41-51.

Carey, S.W., 1955:

"The orocline concept in geotectonics"

Royal Soc. Tasmania Papers and Proc., 89, pp. 255-288.

Carstens, C.W., 1920:

"Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning".

Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr., 1, pp. 152.

Carstens, H., 1960:

"Stratigraphy and volcanism of the Trondheimsfjord area, Norway".

Norg. Geol. Unders., 212a, pp. 23.

Chaloupsky, J. and Feduik, F., 1967:

"Geology of the western and northeastern part of the Meråker area".

Norg. Geol. Unders., 245, pp. 9-21.

Dietz, R.S., 1961:

"Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor".

Nature, 190, pp. 854-857.

Dietz, R.S., and Holden, J.C., 1970:

"Reconstruction of Pangea: Breakup and Dispersion of Continents, Permian to present".

J. Geophys. Res., 75 (26), pp. 4939-4956.

Ernst, W.G., and Calvert, S.E., 1969:

"An experimental study of the recrystallization of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts".

Am. J. Sci., 267A, pp. 114-133.

Eugster, H.P., 1969:

"Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya".

Contr. Mineral and Petrol., 22, pp. 1-31.

Floyd, P.A., and Winchester, J.A., 1975:

"Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements".

Earth Planet. Sci Letters, 27, pp. 211-218.

Foslie, S., 1926:

"Norges svovelkisforekomster"

Norg. Geol. Unders., 127.

Frey, F.A., Bryan, W.B., and Thomson, G., 1974:

"Atlantic ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project".

J. Geophys. Res., 79, pp. 5507-5527.

Fumes, H., Roberts, D., Sturt, B.A., Thon, A., and Gale, G.H., 1980:

"Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides".

Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979, pp. 582-599.

Færseth, R.B., and Steel, R.J., 1978:

"Silurian conglomerate sedimentation and tectonics within the Fennoscandian continental margin, Sunnhordaland, western Norway".

Norsk Geol. Tidsskr., 58, pp. 145-160.

Gale, G.H., 1974:

"Reconnaissance geochemical survey of Caledonian volcanics and intrusives in central and south Norway".
Norg. Geol. Unders., Report - 1228.

Gale, G.H., and Roberts, D., 1972:

"Palaeogeographical Implications of Greenstone Petrochemistry in the Southern Norwegian Caledonides".
Nature Physical Science, 238, pp. 60-61.

Gale, G.H., and Roberts, D., 1974:

"Trace element geochemistry of Norwegian Lower Paleozoic basic volcanics and its tectonic implications"
Earth Planet. Sci. Lett, 22, pp. 380-390.

Gee, D.G., 1975:

"A geotraverse through the Scandinavian Caledonides - Østersund to Trondheim".
Sver. Geol. Unders., Ser. C, no. 717, pp. 1-66.

Gill, J.E., 1969:

"Experimental deformation and annealing of sulfides and interpretation of ore textures".
Econ. Geol., 64, pp. 500-508.

Gjelsvik, T., 1968:

"Distribution of major elements in the wall rocks and the silicate fraction of the Skorovass pyrite deposit, Grong area, Norway".
Econ. Geol., 63, pp. 217-231.

Halls, C., Reinsbakken, A., Ferriday, I., Haugen, A., and Rankin, A., 1977:

"Geological setting of the Skorovas orebody within the allocthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik Nappe, central Norway".
In. Volcanic Processes in Ore Genesis.
Geol. Soc., London, spec. publ. 7.

Hart, R.A., 1970:

"Chemical exchange between sea-water and deep-ocean basalts".

Earth Planet Sci. Lett., 9, pp. 269-279.

Hay, R.L., 1968:

"Chert and its sodium-silicate precursors in sodium carbonate lakes of East-Africa".

Contr. Mineral and Petrol., 17, pp. 255-274.

Heirtzler, J.R., Dickson D.O., Herron, E.M., Pitman W.C., and Le Pichon, X., 1968:

"Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents".

J. Geophys. Res., 73 (6), pp. 2119-2136.

Hess, H.H., 1962:

"History of ocean basins".

In. Engel, A.E.J. et al. (ed.) Petrologic studies. A volume to honor A.F. Buddington.

Geol. Soc. America, New York.

Holstedahl, O., 1920:

"Palaeogeography and diastrophism in the Atlantic-Arctic region during Palaeozoic time".

Am. J. Sch., 49, pp. 1-25.

Hughes, C.J., 1972:

"Spilites, keratophyres and the igneous spectrum".

Geol. Mag., 109, pp. 513-527.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971:

"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks".

Can. Jour. Earth Sc., 8, pp. 523-548.

Isachs, B., Oliver, J., and Sykes, L., 1968:

"Seismology and the new global tectonics".

J. Geophys. Res., 73 (18), pp. 5855-5899.

Juve, G., 1974:

"Ore mineralogy and ore types of the Stekenjokk deposit, central Scandinavian Caledonides, Sweden".
Sver. geol. Unders., Ser. C, no. 706, pp. 1-162.

Kelly, W.C., and Clark, B.R., 1975:

"Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chakopyrite to 2000 bars and 500°C".
Econ. Geol., Vol. 70, pp. 431-453.

Kempe, D.R.C., and Schilling, J.G., 1974:

"Discovery tablemount basalt. Petrology and geochemistry".
Contr. Mineral. Petrol., 44, pp. 101-115.

Kollung, S., 1980:

"Stratigraphy and major structures of the Grong District, Nord-Trøndelag".
Norges geol. Unders. 354, pp. 1-51.

Kulling, O., 1933:

"Bergbyggnaden inom Bjørkvatnet - Vinsenområdet i Västerbottensfjällens centrala del".
GFF, 55, pp. 167-422.

Le Pichon, X., 1968:

"Sea-floor spreading and Continental drift".
J. Geophys. Res, 73 (12), pp. 3661-3697.

Lutro, O., 1980:

"The geology of the Gjersvik area, Nord-Trøndelag, central Norway".
Norges geol. Unders. 354, pp. 53-100.

Masuda, A., Shimokawa, T., Jibiki, H., and Nagawa, T., 1974:

"Recognition of conjugate solid-type and liquid-type relationship among the oceanic basalts with respect to REE".
Contr. Mineral. Petrol., 48, pp. 265-274.

Masuda, A., and Aoki, K., 1978:

"Two types of island arc tholeiite in Japan".
Earth Planet. Sci. Lett., 39, pp. 298-302.

Melson, W.G., Bowen, V.T., Van Andel, T.H., and Siever, R.,
1966:

"Greenstones from the central valley of the Mid. Atlantic
Ridge".
Nature, 209, pp. 604-605.

Mitchell, A.H.G., and Garson, M.S., 1976:

"Mineralization at Plate Boundaries".
Minerals Sci. Engng., 8 (2), pp. 129-169.

Morgan, W.J., 1968:

"Rises, trenches, great faults, and crustal blocks".
J. Geophys. Res., 73, pp. 1959-1982.

Morgan W.J., 1972:

"Plate motions and deep mantle convection".
Mem. Geol. Soc. Am., 132, pp. 7.32.

Miyashiro, A., 1972:

"Pressure and temperature conditions and tectonic
significance of regional and ocean-floor metamorphism".
In. A.R. Ritserna (Ed.): The Upper Mantle. Tectonophysics,
13, pp. 141-159.

Miyashiro, A., 1975:

"Classification, characteristics and origin of ophiolites".
J. Geol., 83, pp. 265-277.

Nilsson, G., 1964:

"Berggrunden inom Blåsjöområdet i Nordvästra
Jämtlandsfjällen".
Sver. Geol. Unders., ser. C., no. 595, 70 pp.

Noltimier, H.C., 1974:

"The geophysics of the North Atlantic basin".
In. Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (Ed.): The Ocean Basins
and Margins, v. 2. The North Atlantic, Plenum Press, New

Oftedahl, C., 1956:

"Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets Skyvedekker".
Norg. geol. Unders., 195, pp. 57-64.

Oftedahl, C., 1958:

"Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster".
Norg. geol. Unders., 202, pp. 1-76.

Olsen, J., 1980:

"Genesis of the Joma stratiform sulphide deposit, central
Norwegian Caledonides".
Proc. Fifth Quadr. IAGOD-Symposium
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Pearce, J.A., 1975:

"Basalt geochemistry used to investigate past tectonic
environments on Cyprus".
Tectonophysics, 25, pp. 41-67.

Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973:

"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined
using trace element analyses".
Earth and Planet Sc. Lett., 19, pp. 290-300.

Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977:

"Identification of ore-deposition environment from trace
element geochemistry of associated igneous host rocks".
In. Volcanic Processes in Ore Genesis. Geol. Soc. London
(and. Inst. Min. and Met.), Spec. Publ. no. 7, pp. 14-24.

Pereira, J., and Dickson, C.J., 1971:

"Mineralization and plate tectonics".
Mineralium Deposita, 6, pp. 404-405.

Phillips, J.D., and Forsyth, D. 1972:

Platetectonics, palaeomagnetism and the opening of the
Atlantic".
Geol. Soc. America Bull., 83, pp. 1579-1600.

Pitman, W., and Hayes, D., 1968:

"Sea-floor spreading in the gulf of Alaska".

J. Geophys. Res., 73 (20), pp. 6571-6580.

Pitman, W.C., and Talwani, M., 1972:

"Sea-floor spreading in the North Atlantic".

Geol. Soc. America Bull., 83, pp. 619-646.

Reinsbakken, A., 1980:

"Geology of the Skorovas Mine: A volcanogenic massive sulphide deposit in the central Norwegian Caledonides".

Norges geol. Unders. 360, pp. 123-154.

Roberts, D., 1975:

"The Stokkvola conglomerate - a revised stratigraphical position".

Norsk geol. Tidsskr., 55, pp. 361-371.

Roberts, D., 1980:

"Structural sequence in the Limingen - Tunnsjøen area of the Grong district, Nord-Trøndelag".

Norges geol. Unders. 354, pp. 101-114.

Roberts, D., Springer, J., and Wolff, F.C., 1970:

"Evolution of the Caledonides in the northern Trondheim region, Central Norway: a review".

Geol. Mag., 1j07, pp. 133-145.

Roscoe, W.E., 12975:

"Experimental deformation of natural chalcopyrite at temperatures up to 300°C over the strain rate range 10⁻² to 10⁻⁶ sec. ⁻¹".

Econ. Geol., 70, pp. 454-472.

Roy, J.L., 1972:

"A pattern of rupture of the eastern North American and western European palaeoblock".

Earth and Planet. Sci. Letters, 14, pp. 103-119.

Schilling, J.G., 1973:

"Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge".

Nature, 242, pp. 565-571.

Schilling, J.G., 1975:

"Azores mantle blob: rare earth evidence".

Earth Planet. Sci. Lett., 25, pp. 103-115.

Shadlum, T.N., 1970:

"Metamorphic textures and structures of sulfide ores".

Proc. IMA-IAGOD Meeting 70, Min. Geol. Japan, Spec. Issue 3, pp. 241-250.

Smith, C.S., 1964:

"Some elementary principles of polycrystalline microstructure".

Met. Rev., 9, pp. 1-48.

Stanton, R.L., 1972:

"Ore Petrology".

McGraw - Hill Book Co., 713 pp.

Stanton, R.L., and Gorman, H., 1968:

"A phenomenological study of grain boundary migration in some common sulfides".

Econ. Geol., 63, pp. 907-223.

Steinmann, G., 1905:

"Geologische Beobachtungen in den Alpen. 11. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine".

Ber. Naturforsch. Ges. Freiberg Breisgau, 16, pp. 1867.

Steinmann, G., 1927:

"Die ophiolithischen Zonen in der Mediteranean Ketterngebrigen".

XIV Cong. Int. Geol., C.r. fase 2, pp. 637-668.

Stephens, M.B., 1980:

"Spilitization, Element Release and Formation of Massive Sulphides in the Stekenjokk Volcanites, Central Swedish Caledonides".

Norges Geol. Unders., 360, pp. 159-193.

Stephens, M.B., 1982:

"Field relationships, petrochemistry and petrogenesis of the Stekenjokk volcanites, central Swedish Caledonides".
Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 786.

Stephens, M.B., and Reinsbakken, A., :

"Successions related to island ores in the upper allochthonous Køli Nappes of the central Scandinavian Caledonides".

Strand, T., 1956:

"Namsvatnet med endel av Frøyningsfjell".

Norg. Geol. Unders, 196, 82 pp.

Strand, T., 1963:

"Noen stratigrafiske akterspømsål i Grong-feltet og i den Sydøstligste del av Helgeland".

Norg. Geol. Unders., 233.

Strand, T., 1972:

"The Norwegian Caledonides"

In. Strand, T., and Kulling, O., (Eds): Scandinavian Caledonides., pp. 1445. Wiley-Interscience, London.

Strong, D.F. (Ed.), 1976:

"Metallogeny and Plate Tectonics".

Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, pp. 1-660.

Sykes, L., 1967:

"Mechanism of earthquakes and nature of faulting in the mid-oceanic ridges".

J. Geophys. Res., 72, pp. 2131-2153.

Thurston, D.R., 1972:

"Studies on Bedded Cherts".

Contr. Mineral. and Petrol., 36, pp. 329-334.

Tørnebohm, A.E., 1896:

"Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad".

Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl., 28, pp. 5.

Vogt, T., 1945:

"The geology of part of the Hølunda-Horg district, a type area in the Trondheim region".

Norsk geol. Tidsskr., 25, pp. 449-528.

Vokes, F.M., and Gale, G.H., 1976:

"Metallogeny related to global tectonics in southern Scandinavia".

Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, pp. 413-441.

Wegener, A., 1929:

"The Origin of continents and Oceans".

Dover (4th ed.), New York, pp. 1-246.

White, W.M., and Bryan, W.B., 1977:

"Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area".

Geol. Soc. Amer. Bull., 88, pp. 571-576.

Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1976:

"Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks".

Earth Planet. Sci. Letters, 28, pp. 459-469.

Winkler, H.G.F., 1967:

"Petrogenesis of metamorphic rocks".

Springer-Verlag, New York Inc.

Wolff, F.C., 1967:

"Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region".

Norg. Geol. Unders., 245, pp. 123-146.

Wolff, F.C., 1973:

"Meråker og Færen. Beskrivelse til de berggrunns-geologiske kart (AMS-M 711) 1721 I og 1721 II - 1:50 000".

Norg. Geol. Unders., 295, pp. 1-42.

Wood, D.A., Gibson, I.L., and Thompson, R.N., 1976:

"Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland".

Contr. Mineral. Petrol., 55, pp. 241-254.

Zachrisson, E., 1966:

"A pillow lava locality in the Grong District, Norway".

Norsk Geol. Tidsskr., 46, pp. 375-377.

Zachrisson, E., 1969:

"Caledonian geology of northern Jämtland - southern Västerbotten: Køli stratigraphy and main tectonic outlines".

Sver. geol. Unders., Ser. C., no. 644, pp. 1-35.

Zachrisson, E., 1971:

"The structural setting of the Stekenjokk ore bodies, Central Swedish caledonides".

Econ. Geol., 66, pp. 641-652.

Zachrisson, E., 1973:

"The westerly extension of Seve rocks within the Seve-Køli Nappe Complex in the Scandinavian Caledonides".

Geol. För Stockh. Förh., 95, pp. 243-251.

APPENDIX I.

Analysér på grønn-
steiner fra gruva.

Anal. v/J. Olsen, &
Geol. Institutt.

Nei
NG

TABLE 1

JOMA GRØNNSTEIN

JØRN OLSEN

1 - 32 / 76

	J0 1_76	* J0 2_76	* J0 3_76	* J0 4_76	* J0 5_76	* J0 6_76	* J0 7_76	* J0 8_76	*
SiO2	42.10	46.24	40.57	43.36	38.63	45.00	45.50	47.58	
Al2O3	16.10	15.90	19.90	15.30	18.80	17.10	16.30	15.40	
Fe2O3	8.70	9.97	13.84	9.46	9.15	9.30	8.90	9.85	
TiO2	.89	1.13	1.42	1.19	1.10	1.02	.99	1.59	
MGO	7.50	7.95	10.40	6.90	8.48	8.51	8.46	8.79	
CAO	14.36	11.67	4.82	15.34	7.99	10.66	11.33	8.27	
NA2O	3.16	3.25	3.19	2.72	2.84	3.34	3.39	3.89	
K2O	.30	.20	.50	.10	2.37	.50	.40	.50	
MNO	.12	.12	.12	.14	.23	.13	.12	.26	
P2O5	.06	.08	.08	.10	.06	.06	.12	.16	
L.O.I.	6.54	4.05	6.61	5.74	10.23	4.15	4.46	4.83	
TOTAL	99.83	100.56	101.45	100.35	99.88	99.77	99.97	101.12	

PPM

ZR	57	74	64	74	79	72	68	80
Y	23	25	21	26	22	25	14	24
SR	244	231	101	240	155	217	207	220
RB	6	7	10	0	17	0	0	0
ZN	87	110	98	79	398	103	101	179
CU	105	200	127	92	200	200	200	350
NI	170	187	121	132	161	170	186	114
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0

TABLE 1. JOMA GRÖNNSTEIN 1 - 32/76 JØRN OLSEN

	J0 9_76	* J010_76	* J011_76	* J012_76	* J013_76	* J014_76	* J015_76	* J016_76	*
SI02	42.00	42.96	42.96	47.70	37.52	42.58	46.02	29.28	
AL203	19.20	17.70	18.30	17.80	17.90	20.60	18.40	9.70	
FE203	10.65	9.50	9.80	8.30	23.99	12.64	11.25	6.87	
TI02	1.11	1.05	1.14	1.08	2.26	1.14	1.65	.65	
MGO	6.44	9.19	8.83	8.17	7.41	6.91	9.72	6.42	
CAO	8.90	11.82	12.12	7.58	2.03	1.12	2.62	25.61	
NA2O	4.14	2.57	2.52	2.70	3.23	3.30	5.01	1.84	
K2O	.10	.10	.10	2.67	.70	3.29	.20	.30	
MNO	.15	.13	.12	.13	.15	.13	.14	.15	
P2O5	.11	.11	.08	.06	.21	.09	.09	.08	
L.O.I.	7.78	4.96	5.40	3.82	7.25	8.22	5.58	19.75	
TOTAL	100.58	100.09	101.37	100.01	102.65	100.02	100.68	100.65	

PPM

ZR	65	69	75	61	143	65	65	58
Y	12	21	16	16	28	14	26	22
SR	143	205	206	143	53	49	60	268
RB	0	0	0	28	0	25	0	11
ZN	95	71	89	111	199	354	571	51
CU	92	83	103	300	700	400	450	115
NI	99	270	263	111	106	218	205	111
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0

TABLE 1. JOMA GRÖNNSTEIN ████████ 1 - 32/76 JØRN OLSEN

	J017_76	J018_76	J019_76	J020_76	J021_76	J022_76	J023_76	J024_76	*
SiO2	48.67	44.82	40.81	43.59	45.94	43.55	41.81	41.64	*
Al2O3	19.90	17.40	14.80	15.70	15.20	13.90	15.10	15.10	
Fe2O3	10.82	10.69	7.55	7.51	10.06	9.06	8.70	7.90	
LiO2	1.16	1.32	.25	.95	1.33	1.28	.98	.94	
MgO	7.19	8.18	6.45	6.84	5.69	6.44	10.57	9.06	
CaO	1.40	11.74	15.10	12.48	12.02	13.93	13.75	14.95	
Na2O	6.09	2.43	3.49	3.61	2.70	2.80	1.89	2.08	
K2O	.20	.20	1.20	1.39	.10	.10	.70	1.09	
MnO	.08	.13	.12	.12	.13	.13	.14	.13	
P2O5	.06	.12	.08	.08	.14	.14	.11	.10	
L.O.I.	5.14	3.67	10.02	8.15	8.31	9.79	7.11	8.51	
TOTAL	100.71	100.70	99.87	100.42	101.62	101.12	100.86	101.50	

PPM

Zr	58	75	53	62	79	85	86	83
Y	24	33	26	24	27	22	18	17
Sr	52	226	163	175	256	330	221	246
Rb	10	0	18	14	17	4	3	29
Zn	330	76	193	193	80	72	70	72
Cu	12	42	200	200	90	70	125	45
Ni	178	127	82	90	138	88	313	268
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0

1- 32/46

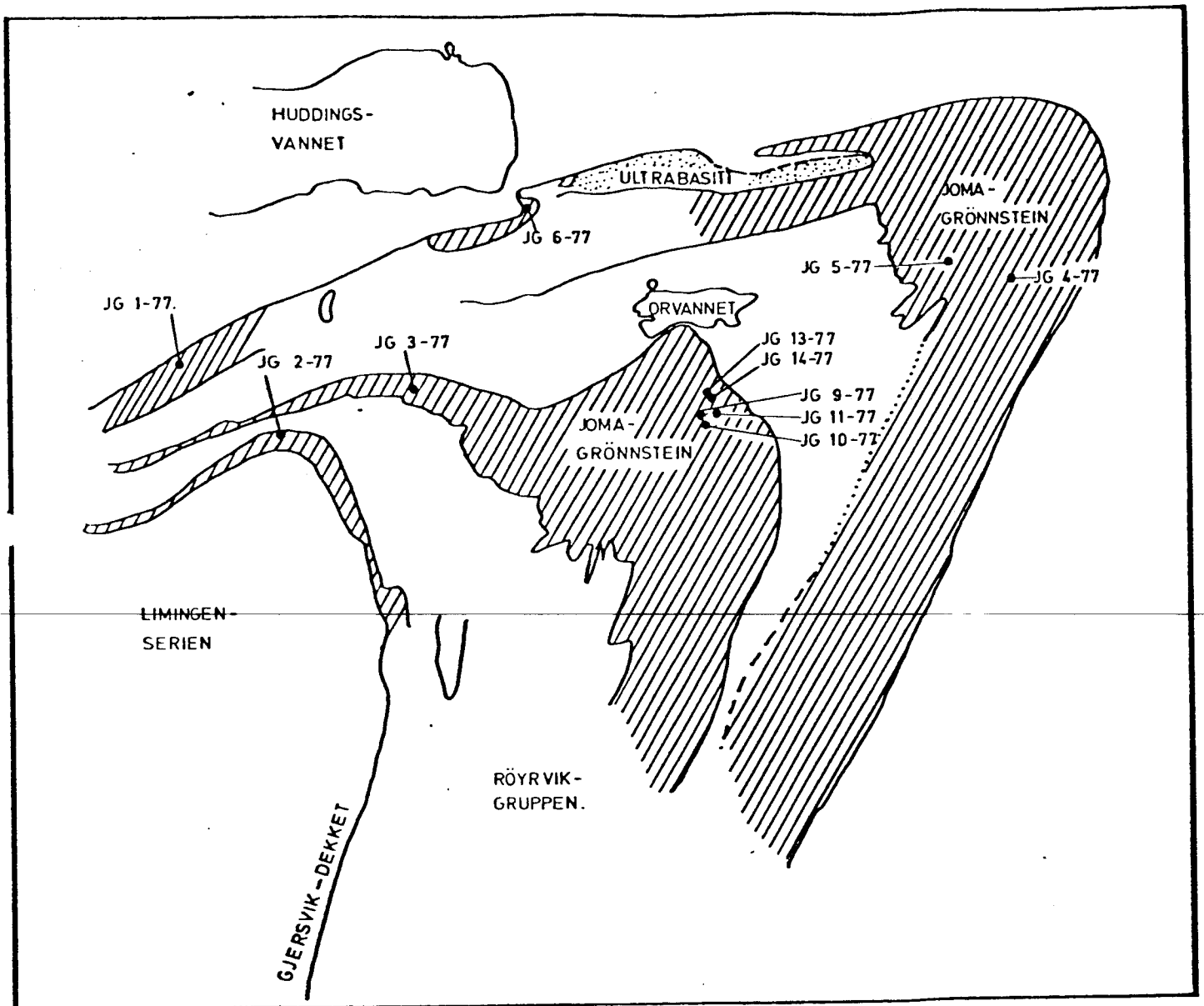
JØRN OLSEN

TABLE 1. JOMA GRØNNSTEIN

	J025_76	* J026_76	* J027_76	* J028_76	* J029_76	* J030_76	* J031_76	* J032_76	*
SI02	43.56	43.30	49.48	40.59	34.65	44.33	32.17	44.02	
AL203	15.90	16.20	14.60	15.20	12.47	18.80	17.70	13.60	
FE203	10.19	10.38	11.73	15.48	17.35	10.34	26.94	12.41	
TI02	1.57	1.56	1.36	1.50	1.82	1.80	1.59	1.04	
MGO	4.82	5.05	9.61	11.38	18.38	10.12	9.76	8.14	
CAO	13.39	12.94	4.34	4.01	7.23	3.22	1.49	9.98	
NA2O	2.66	2.67	4.61	3.30	.16	3.25	2.22	4.05	
K2O	.10	.10	.10	.60	.10	2.18	.10	.70	
MNO	.19	.20	.11	.15	.16	.20	.14	.12	
P2O5	.18	.14	.08	.13	.16	.15	.10	.12	
L.O.I.	8.00	7.89	5.50	7.88	9.38	6.87	8.27	4.68	
TOTAL	100.56	100.43	101.52	100.22	101.86	101.26	100.48	98.86	

PPM

ZR	63	92	97	117	146	139	89	67
Y	21	15	17	23	22	22	18	28
SR	221	275	68	67	95	63	61	116
RB	0	0	0	6	0	6	0	10
ZN	96	93	1905	2045	798	429	449	292
CU	115	130	550	150	40	77	3150	750
NI	136	134	124	137	105	129	85	115
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0



Prøvetakings-punkter for analyse ved NGU. Resultatene er presentert i tabellene på de følgende sider.

Geologien i Helling

JG 7-77 er fra bergfallene ved topp silo.

JG 8-77 er fra nivå 510 i gruva.

APPENDIX II.

Analyser av Joma-grønn-
stein utført ved Kjemisk
avd., Norg.Geol.Unders.

TABLE 2

N617

	JG1-77	JG2-77	JG3-77	JG4-77	JG5-77	JG6-77	JG7-77	JG8-77
SiO ₂	49.61	46.25	45.95	48.40	48.10	45.90	46.80	41.15
H ₂ O ₂	13.80	18.32	15.43	16.26	17.25	15.86	14.33	16.89
Fe ₂ O ₃	10.46	11.08	11.60	10.19	8.81	10.96	9.96	11.37
TiO ₂	2.04	2.57	1.48	2.17	2.29	2.10	1.82	1.21
MgO	8.54	7.32	8.69	5.76	7.90	8.95	8.36	6.76
CaO	9.18	4.16	10.58	8.17	7.76	9.66	11.06	11.60
Na ₂ O	3.3	3.9	1.9	3.0	3.9	2.4	2.8	2.6
K ₂ O	0.54	1.44	0.04	1.01	1.00	0.56	0.16	<0.01
MnO	0.16	0.13	0.18	0.13	0.15	0.16	0.16	0.13
P ₂ O ₅	0.27	0.76	0.15	0.48	0.49	0.35	0.31	0.14

Nb	12	26	<5	35	49	24	21	<5
Zr	160	369	92	200	178	176	146	72
Y	35	30	32	36	28	35	31	29
Sr	203	227	205	362	376	307	335	376
Rb	9	26	<5	16	16	8	<5	<5
Zr1	86	99	86	83	66	85	80	69
Cu	<5	<5	<5	28	48	49	46	<5
Ni	116	79	91	102	54	151	144	82
Cr	258	111	281	209	166	344	367	336
V	255	209	250	285	269	260	218	233
Ba	90	166	<10	188	182	208	35	<10
Pb	<10	13	11	<10	<10	<10	11	13
Co	39	23	39	38	23	44	37	38

TABLE 4.

	J69-77	J610-77	J611-77	J612-77	J613-77
SiO_2	47.80	44.76	42.50	47.95	45.11
Al_2O_3	14.91	17.92	20.10	16.40	15.86
Fe_2O_3	12.89	9.26	10.07	9.69	9.74
TiO_2	1.91	1.15	1.53	1.02	1.03
MgO	6.56	8.57	9.10	9.56	7.93
CaO	10.81	10.53	3.87	10.07	11.94
V_2O_5	2.9	1.3	2.6	2.7	2.3
K_2O	0.05	1.51	1.68	0.11	0.50
MnO	0.18	0.12	0.17	0.14	0.13
P_2O_5	0.21	0.11	0.14	0.10	0.12
Nb	5	<5	<5	<5	<5
Zr	131	82	88	68	69
Y	40	26	33	27	27
Sr	195	274	72	100	185
Rb	<5	14	12	<5	6
Zn	106	62	424	84	76
Cu	5	70	99	26	38
Ni	85	137	81	120	81
Cr	210	308	411	298	282
V	317	183	337	169	179
Ba	<10	81	61	14	36
Pb	<10	<10	228	10	<10
Co	36	23	25	29	22

*** TABLE 3. JOMA GRØNNSTEIN U = 01/ML JØRN OLSEN

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD. DEV
SiO ₂	29.28	49.48	40.50	5.82
Al ₂ O ₃	9.70	20.60	16.70	3.16
Fe ₂ O ₃	6.87	26.94	13.27	5.98
TiO ₂	.25	2.26	1.33	.51
MgO	6.42	18.38	9.38	3.04
CaO	1.12	25.61	6.85	7.08
Na ₂ O	.16	6.09	3.19	1.45
K ₂ O	.10	3.29	.92	1.01
MnO	.08	.23	.14	.04
P ₂ O ₅	.06	.21	.10	.04
L.C.I.	5.14	19.75	8.51	3.61

Zr	53.	146.	90.	34.
Y	14.	28.	22.	4.
Sr	49.	268.	107.	73.
Rb	0.	29.	9.	10.
Zn	51.	2045.	564.	632.
Cu	12.	3150.	444.	807.
Ni	82.	268.	145.	54.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	53.	194.	78.	35.

*** TABLE 2. JOMA GRØNNSTEIN ~~XXXXXXXXXX~~ JØRN OLSEN

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SiO2	41.81	47.70	44.22	1.79
Al2O3	13.60	19.20	16.23	1.47
Fe2O3	7.51	12.41	9.63	1.09
TiO2	.89	1.59	1.18	.22
MgO	4.82	10.57	7.58	1.51
CaO	7.58	15.34	11.79	2.11
Na2O	1.89	4.14	3.03	.61
K2O	.10	2.67	.46	.64
MnO	.12	.26	.14	.04
P2O5	.06	.18	.11	.03
L.C.I.	3.67	9.79	6.07	1.89

Zr	57.	92.	72.	9.
Y	12.	33.	22.	6.
Sr	116.	330.	215.	50.
Rb	0.	28.	5.	8.
Zn	70.	292.	111.	56.
Cu	42.	750.	180.	164.
Ni	88.	313.	158.	65.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	0.	0.	0.	0.
	45.	84.	64.	11.

III.
APPENDIX ~~IV~~.

Analyser av albitt-
fels fra gruva.

Anal. v/J.Olsen,
Geol. Institutt.

TABLE 7.

JOMA/ALBITT-FELS.

	46/76	47/76	48/76	49/76	50/76	51/76	52/76
SiO ₂	41.77	51.18	48.45	43.67	49.75	47.86	44.43
TiO ₂	2.23	1.55	1.63	1.47	1.79	2.07	2.37
Al ₂ O ₃	17.4	16.34	17.8	12.00	14.99	15.30	16.70
Fe ₂ O ₃	4.78	5.29	5.56	18.83	11.42	13.32	12.79
FeO	8.30	5.71	6.02	2.76	3.21	3.00	2.92
MnO	0.17	0.09	0.11	0.08	0.07	0.07	0.08
MgO	10.82	4.38	4.89	2.57	1.78	1.74	3.11
CaO	2.21	1.63	1.78	1.35	1.84	1.80	2.13
Na ₂ O	3.63	6.96	6.44	4.21	6.82	6.58	5.44
K ₂ O	0.2	0.1	0.1	0.06	0.6	0.70	1.38
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.17	0.11	0.11	0.15	0.22
L.O.I.	8.37	6.25	6.28	12.32	7.45	8.14	8.31
SUM	100.37	99.62	99.23	99.97	99.83	100.73	99.88
Zn	522	308	358	1707	333	414	202
Cu	400	200	250	3400	1950	2350	600
Ni	139	149	125	79	99	93	115
Co	87	71	74	77	89	96	77

TABLE 7.

JOMA/ALBITT-FELS

	53/76	54/76
SiO ₂	46.01	47.20
TiO ₂	1.84	2.00
Al ₂ O ₃	15.70	15.90
Fe ₂ O ₃	14.44	12.63
FeO	1.84	2.57
MnO	0.04	0.05
MgO	1.43	2.08
CaO	1.88	1.74
Na ₂ O	7.30	6.23
K ₂ O	0.40	0.89
P ₂ O ₅	0.18	0.18
L.O.I.	8.35	8.46
SUM	99.41	99.93
Zn	1407	377
Cu	550	500
Ni	61	71
Co	67	74

Gjennomsnitt av 0
beste analyser.

*** TABLE 8. JOMA ALBITITT

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SI02	43.67	51.18	47.32	2.56
AL2O3	12.00	17.80	15.59	1.70
FE2O3	11.00	21.90	15.70	3.25
TI02	1.47	2.37	1.84	.30
MGO	1.43	4.89	2.75	1.28
CAO	1.35	2.13	1.77	.22
NA2O	4.21	7.30	6.25	.99
K2O	.10	1.38	.60	.42
MNO	.04	.11	.07	.02
P2O5	.11	.22	.16	.04
L.O.I.	6.25	12.32	8.19	1.89

***** 0. 0. 0.

ANT = 8.

"FIN

IV
APPENDIX III.

Analyser av kloritt-
skifere fra gruva.

Anal.v/J.Olsen,
Geol.Institut.

TABLE 5.

JOMA/KLORITTSKIFERE.

	33/76	34/76	35/76	36/76	37/76	38/76	39/76
SiO ₂	23.77	26.90	25.76	39.46	22.57	23.06	39,34
TiO ₂	2.69	1.28	1.64	1.82	1.09	0.98	1.24
Al ₂ O ₃	18.0	14.99	16.37	12.58	14.21	19.50	16.55
Fe ₂ O ₃	6.22	10.38	12.96	4.66	12.76	2.48	1.09
FeO	20.39	19.05	12.70	20.22	18.04	25.98	12.76
MnO	0.16	0.21	0.14	0.19	0.26	0.23	0.18
MgO	13.63	12.56	4.86	7.30	13.11	15.63	8.05
CaO	2.34	1.15	7.66	2.45	6.39	0.88	10.14
Na ₂ O	0.36	3.26	2.94	0.00	0.55	0.00	1.87
K ₂ O	0.1	0.1	4.58	0.6	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.23	0.06	0.15	0.06	0.12	0.13	0.04
L.O.I.	11.40	10.23	9.94	10.99	10.48	11.53	8.14
SUM	99.29	100.17	99.70	100.33	99.68	100.50	99.50
Zn	287	773	178	806	529	253	763
Cu	450	22	250	800	6000	550	2100
Ni	100	180	101	95	107	218	102
Co	139	71	63	38	318	149	244

TABLE 5.

JOMA/KLORITTSKIFERE

	40/76	41.76	42/76	43/76	44/76	45/76	60/76
SiO ₂	29.20	32.44	27.73	38.74	19.59	38.96	29.40
TiO ₂	2.13	2.11	2.15	0.96	1.80	1.10	0.97
Al ₂ O ₃	17.50	18.40	17.90	14.10	14.20	14.90	14.50
Fe ₂ O ₃	9.00	4.35	7.43	1.95	21.32	4.16	10.49
FeO	17.02	18.18	18.69	12.42	17.36	13.54	21.74
MnO	0.19	0.18	0.20	0.16	0.17	0.16	0.10
MgO	10.83	10.89	12.08	11.36	9.71	13.28	7.99
CaO	2.26	2.10	1.90	9.22	1.95	3.91	1.99
Na ₂ O	1.98	2.34	1.37	2.95	0.67	2.52	0.25
K ₂ O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	5.13
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.22	0.08	0.25	0.08	0.12
L.O.I.	9.75	9.18	10.28	10.28	12.24	7.33	7.30
SUM	100.13	100.47	100.05	99.45	99.36	100.04	99.98
Zn	483	420	449	333	562	734	648
Cu	3700	1950	1950	1350	11050	900	3950
Ni	89	68	117	106	105	78	105
Co	206	148	177	43	482	61	166

Gjennomsnitt av 9 beste
analyser.

*** TABLE 6. JOMA KLORITTSKIFER

ELEMENT	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	STD.DEV
SI02	19.59	38.96	27.14	5.90
AL2O3	14.20	19.50	16.62	2.03
FE2O3	19.20	40.61	29.83	6.24
TI02	.98	2.69	1.70	.61
MGO	9.71	15.63	12.41	1.78
CAO	.88	6.39	2.54	1.68
NA2O	.00	3.26	1.45	1.13
K2O	.10	.10	.10	.00
MNO	.16	.26	.20	.03
P2O5	.06	.25	.16	.07
L.O.I.	7.33	12.24	10.27	1.45

***** 0. 0. 0.

ANT = 9.

"FIN