



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 929	Intern Journal nr 1298/89	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Orkla Borregaard A/S	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel En mineralogisk, geokjemisk undersøkelse av en borkjerne fra Sivilvangen kisforekomst i Nord-Østerdalen. Hovedfagsoppgave i Geologi.				
Forfatter An-Magritt Hasås		Dato våren 1980	Bedrift Universitetet i Oslo	
Kommune Tynset	Fylke Hedmark	Bergdistrikt Trondheimske	1: 50 000 kartblad 16193	1: 250 000 kartblad Røros
Fagområde Geologi	Dokument type		Forekomster Sivilvangen (Auma)	
Råstofftype Malm/metall	Emneord Cu Kis			
Sammendrag				

Lobben Grube
f. Inst. f. Geologi
Blindern.

28/2-80

T. B. B. B.

EN MINERALOGISK, GEOKJEMISK UNDERSØKELSE
AV EN BORKJERNE FRA SIVILVANGEN KISFOREKOMST
I NORD-ØSTERDAL

AV

AN-MAGRITT HASÅS

Hovedfagsoppgave i geologi
Institutt for geologi
Universitetet i Oslo
Våren 1980

FORORD

Dette arbeidet er utført i forbindelse med "Røros Prosjektet" på Institutt for geologi, Universitetet i Oslo, med økonomisk støtte fra NTNF.

Amanuensis I.J. Rui og professor J.A.W. Bugge har vært veiledere.

Feltarbeidet i området rundt mineraliseringen ble utført i løpet av tre uker sommeren 1976.

Hovedvekten i oppgaven er lagt på mineralogiske og geokjemiske undersøkelser av en borkjerne, velvilligst stilt til min disposisjon av Orkla Industrier As. ved G. Grammeltvedt.

Jeg vil rette en takk til dem som har hjulpet meg i arbeidet, Brenda Jensen, Min. Mus. Tøyen, Haldis Bollingberg, Institut for Petrologi, København og laboratoriepersonalet på Inst. for geologi, Oslo, for hjelp med laboratoriearbeidet, medstudenter for nyttige meningsutvekslinger og til slutt min mann, Torstein Erichsen, for oppmuntring under arbeidet.

Oslo, våren 1980

An-Magnitt Glasås

INNHALDSFORTEGNELSE:

Forord.....	side	I
Innholdsfortegnelse.....		II
A INNLEDNING		
1. Formålet med undersøkelsen.....	side	1
2. Feltets geografiske beliggenhet og dets natur.....		1
3. Regionalgeologisk plassering.....		1
B EKSPERIMENTELLE METODER		
1. Mikroskopering.....		4
2. Kjemiske analyser av bergartene		
a. Røntgenfluorescens-analyse		4
b. Bestemmelse av Fe^{2+}		7
c. Atomabsorbsjonsanalyse.....		7
d. Optisk spektrografi.....		8
3. Kjemisk analyse av mineralene.....		9
C PETROGRAFI OG MINERALOGI		
1. Bergartsbeskrivelse		
a. Innledning.....		10
b. Grønnskifer.....		10
c. Kvartskeratofyr.....		11
d. Sericittskifer.....		19
2. Mineralbeskrivelse		
a. Kloritt.....		19
b. Biotitt.....		21
3. Elektronmikrosonde-analyse av mineraler		
a. Innledning.....		24
b. Kloritt.....		24
c. Biotitt.....		25
d. Muskovitt.....		25
4. Metamorfose		
a. Grønnskifer.....		34
b. Pelitt.....		38
c. Sammenfattende konklusjon.....		40

D PLATETEKTONISK PLASSERING AV FOREKOMSTEN VED BRUK AV BASALT- KLASSIFIKASJØN PÅ SIDEBERGARTENE.

1. a. Innledning.....	side 41
b. Klassifikasjon av basalter.....	41
2. a. Klassifikasjon av grønnskifer ved bruk av hovedelement- kjemi.....	42
b. Mulige omvandlingsprosesser bergarten kan ha vært igjennom.....	44
c. Variasjon av egenvektorene med forandring i elementfordeling.....	45
3. Klassifikasjon av grønnskifer ved bruk av stabile elementer.....	46
4. Sammendrag og konklusjon.....	49

E MALMGEOLOGI

1. Historikk.....	51
2. Malmmineralogi	
a. Petrografi.....	51
b. Oversikt over ertsmineralenes optiske, fysiske og kjemiske data.....	54
c. Variasjon i optiske egenskaper hos magnetkis.....	58
d. Blyglans.....	60
e. Kjemiske analyser av tellurid.....	60
3. Beregning av metamorft trykk ved bruk av sinkblende-magnet- kis-svovelkis-likevekten	
a. Innledning.....	61
b. Beregning av metamorft trykk i sulfidforekomsten ved Sivilvangen.....	62
4. Malmdannelse	
a. Innledning.....	63
b. Den ekshalativt-sedimentære modell.....	64
c. Malmdannelse ved felling fra sirkulerende løsninger....	64
d. Konklusjon.....	68
5. Metamorfose av malmen.....	69
F SAMMENDRAG OG KONKLUSJON.....	72
Appendiks.....	73
Referanseliste.....	77

A. INNLEDNING

A 1. FORMålet MED UNDERSØKELSEN

har vært å kaste lys over hvilke prosesser som har medvirket under malmdannelsen. I dette arbeidet har kjemiske og mineralogiske metoder anvendt på malm og sidebergarter, vært tillagt størst vekt. De feltmessige metoder har derfor kommet mer i bakgrunnen.

A 2. Feltets geografiske beliggenhet og dets natur

Sivilvangenfeltet ligger sør i Tynset kommune i nord-Østerdal, som hører til Hedmark fylke. Det kartlagte området strekker seg fra seterveien i sør (se Fig. A 1), til toppen av Svartåsen i nord. Det har ikke vært kartlagt øst for Røskåsen og vest for Klimpan.

I nord har feltet preg av snauffjell med Svartåsen (967 m.o.h.) som høyeste punkt. I denne delen er vegetasjonen sparsom, noe som gir god blotningsgrad.

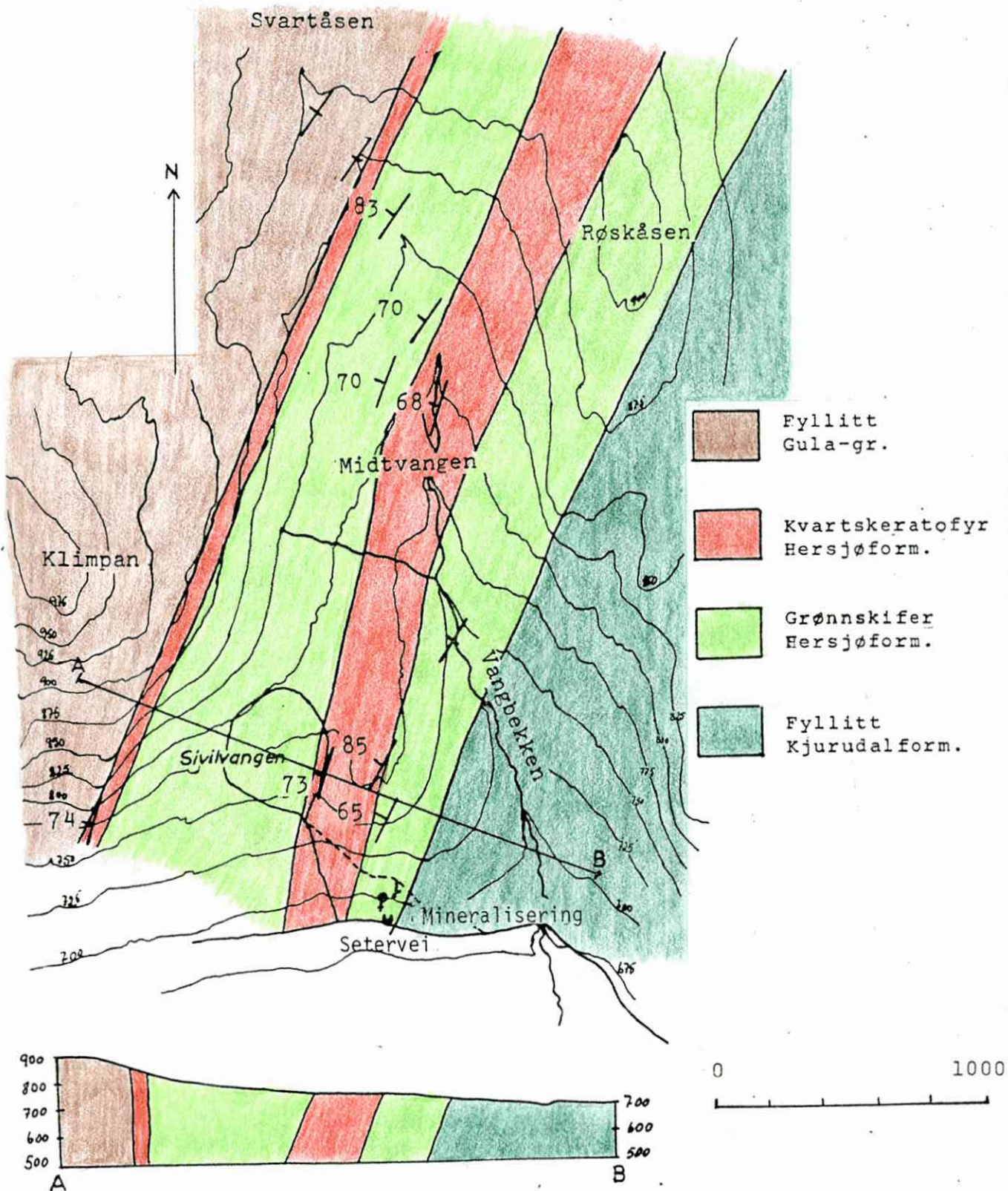
Sør for Midtyangen er det granskog og få blotninger.

A 3 REGIONAL GEOLOGISK PLASSERING

Feltet som har vært undersøkt, ligger i sørenden av Trondheimsfeltet, en del av den kaledonske fjellkjede (fig. A 2). Bergartene her i de østlige delene, metamorfe sedimenter og vulkanitter, er datert til kambrosilur av Vogt i 1888 basert på funn av Dictyonema (et 2 ex Størmer 1941 s. 161-163) på Nordaunevollen i Gauldalen.

Fig. A 1

GEOLOGISK KART over området ved Sivilvangen kistforekomst Tynset Nord-Østerdal



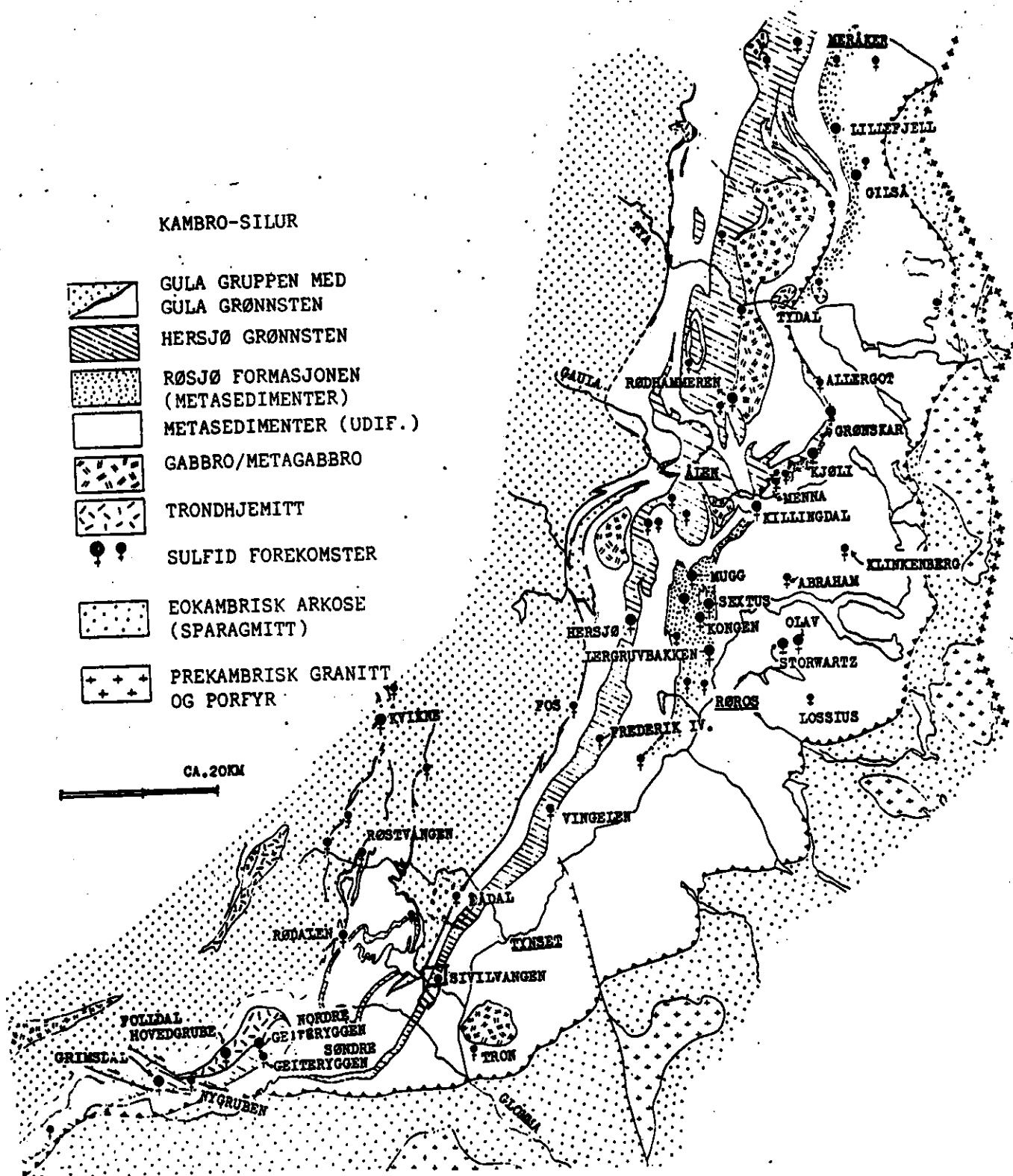


Fig. A 2. Regionalgeologisk oversikt over sørlige del av det østlige Trondheimsfelt. (Rui 1972). Det innrammede området behandles i dette arbeidet

B. EKSPERIMENTELLE METODER

B 1. MIKROSKOPERING

Mikroskoperarbeidet er utført ved Universitetet i Oslo.

Ved mikroskopering i gjennomfallende lys er det hovedsaklig benyttet et Leitz SM-LUX POL mikroskop. Som hjelpebøker ved tynnslipmikroskopering er brukt Tröger (1971) og Deer, Howie & Zussman (1967) og Bryhni (1972).

Tobi's metode (Bloss 1961 p.205) er benyttet ved bestemmelse av 2V. Bloss oppgir usikkerheten til å være 1° eller mindre. Usikkerhetsoverslag i forbindelse med dette arbeidet gir 5% relativ usikkerhet. (Dette tilsvarer $1,5^{\circ}$ ved 25° .) Årsakene til dette er at aksekorset er så diffust at en må anslå hvor melatopene befinner seg. Ofte er aksevinkelen også så liten at aksekorset bare deformeres, noe som ytteligere forvansker målingene.

Immersjonsmetoden (Bloss 1961 p.49) er brukt til å måle lysbrytningsindeks. Denne metoden gir en usikkerhet på 0,003.

Ved mikroskopering av ertsmineraler har et Leitz Orthoplan-mikroskop vært benyttet. Leitz Durimet hardhetsmåler har vært brukt til måling av Vickers hardhet og Zeiss mikroskopfotometer til måling av refleksivitet.

Som støttelitteratur ved mikroskopering av opake mineraler har Vytenbogaerdt and Burke (1971) vært benyttet.

B 2. KJEMISKE ANALYSER AV BERGARTENE

B 2.a. Røntgefluorescens-analyse

Jeg valgte ut 18 prøver som skulle gi et fullstendig bilde av de forskjellige bergartene i min borkjerne. I enkelte partier er bergarten sterkt båndet med grønnstein og keratofyr i 1 - 2 cm brede bånd og 3 - 4 cm store kvarts-kalkspat-linser. Her tok jeg ut prøver som målte 1 m. I partier med mindre framtrædende bånding tok jeg ut 30-50 cm av kjernen.

Prøven ble først knust i grovknuser og deretter splittet i to, hvorav en del ble finknust i slyngemølle i ca. 3 minutter. Prøven får da en kornstørrelse som mel. (En kan ikke føle enkeltkorn når en gnir prøven mot et papir med fingeren). På laboratoriet tørket jeg først de tomme porselens-glødeskipene i varmeskap ved 100°C . Jeg tørket så mange skip at jeg hadde et til hver prøve og noen ekstra. Så veide jeg hvert enkelt skip tomt (A) og fylte det nesten fullt med prøve. Dette ble så tørket i varmeskap 1 time ved 100°C og veiet etter avkjøling i eksikator (C). Vekt av tørr prøve kan nå beregnes ($C - A$).

Prøven ble så glødet ved 1000°C i 1 time. Etter $\frac{1}{2}$ times avkjøling på benken ble den veid (D).

Glødetapet kan nå beregnes ($C - D$)

(Glødetap i prosent = $C - D \cdot 100 / C - A$).

Analyse av alle hovedelementer bortsett fra Na ble utført på røntgenfluorescens (XRF), "Siemens Røntgenspektrometer R 1" ved Institutt for Geologi. Av internasjonale standarder ble BR, BM, NIM, -P, M2, W-1, NIM-D, NIM-G, GA, QMC-11, GH, DT-N, G2, MicaMg, NIM-L, MicaFe, SY3, AGV benyttet.

Pillene ble laget ved at glødet prøve og $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ble blandet i forholdet 1:9 og smeltet i en platinadigel. Smelten ble så støpt i platinaformer. Det ble laget 2 piller av hver prøve. Der dublettene viste relativt god overensstemmelse, er gjennomsnittsverdien benyttet. Ved analysefeil ble beste parallell foretrukket.

Usikkerheten i denne metoden er undersøkt av S. Johnsen (1979) ved å kjøre 5 paralleller av samme bergart (amfibolitt SiO_2 ca. 45 %). Beregnet standard avvik og relativt standard avvik er gjengitt i tabell B.1. Tabellen gjengir også feil i prosent ved avlesning av elementverdien fra en standard kurve, det vil si den feil som oppstår ved at ikke alle standarder faller på en rett linje når en plotter relativt telletall mot vektprosent og at kurven må legges på skjønn mellom plottene. Beregningene er foretatt ved hjelp av et EDB-program utarbeidet av T. V. Segalstad og utført på Universitetets Regnesentral.

Som tabellen viser, er usikkerheten i denne analysemetoden stor. For de fleste elementer virker feilen allerede på første desimal etter komma. Toleransegrensen for bergartsanalysene er satt til $\pm 2\%$ avvik fra totalt 100 % for alle elementer.

Standardkurver i vekt % mot relative telletall er basert på mellom 20 og 30 internasjonale standarder.

Røntgen fluorescensanalyse for Y ble utført av B. Jensen ved Mineralgeologisk museum, Tøyen. Det ble brukt pressede piller som ble analysert på begge sider, for å få to paralleller. Usikkerheten beregnes ved "std pool deviation" der en antar at innholdet er omtrent det samme i alle prøvene og at usikkerheten også er den samme. Den er beregnet ved hjelp av et program for en Olivetti bordregnemaskin, utarbeidet av B. Jensen.

For å analysere Y på XRF etter B. Jensens metode, må en på grunn av interferens, kjenne Sr-verdien i prøven. Sr er også analysert ved optisk spektroskopi og er her brukt for å sammenligne presisjonen i de to metodene. Se tabell B.3.

Tabell B 1. Statistikk for hovedelement-analyser

Element	Rel. std.- avvik i %	Std. avvik i % fra mid- delvekt	Rel. std. avvik på standardkurve
SiO ₂	3,4	1,5	2,7
TiO ₂	2,6	1,2	5,1
Al ₂ O ₃	4,0	1,8	3,3
Fe ₂ O ₃	2,4	1,1	7,0
MnO	3,0	1,3	3,8
MgO	3,3	1,5	3,7
CaO	1,9	0,9	8,7
K ₂ O	1,9	0,8	1,6
P ₂ O ₅	8,1	3,6	7,1

B 2.b. Bestemmelse av Fe^{2+}

Toverdig jern ble bestemt ved titrer analyse etter en metode beskrevet av Langmyhr & Graff (1965).

Etter denne metode skal nøyaktig ca. 0,4 g finknust prøve fuktes med 8 - 10 dråper vann og kokes i platinadigel med 10 ml $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O} (1:1)$ Etter ca. 5 minutter tilsettes 5 ml HF (kons) og dette koker fortsatt i ca. 10 minutter under lokk. Deretter overføres digelen med innhold og lokk til et begerglass som inneholder ca. 200 ml vann + 25 ml mettet borsyreløsning + 5 ml ortho- H_3PO_4 + noen dråper Na-difenylaminosulfonat (indikator). Dette titreres med 0,03 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ -løsning til omslag grønt-violett.

$$\text{FeO} = \frac{M \cdot N \cdot E}{10 \cdot G}$$

M = tilsatt $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ -løsning i ml

N = normalitet -- " -- (0,03 N)

E = molekylvekt av FeO (71,85)

G = vekt av innveid stoff

Usikkerheten i metoden ble undersøkt ved å analysere 4 paralleller av samme prøve

(prøve nr. 10 FeO = 4,31 %)

Relativ usikkerhet = 2,8 %.

B 2.c. Atomabsorb sjonsanalyse.

Analyse for Na samt Cu, Zn ble utført ved atomabsorb sjon. Preparering av prøven består i at nøyaktig 0,2000 g glødet prøve veies inn i en grafittdigel og blandes med ca. 1 g $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ og glødes i ovn ved ca. 1000°C i 1 time. Pillene løses så i 50 ml HNO_3 og oppløsningen fortynnes til 100 ml ved romtemperatur. Denne løsningen ble brukt til sporelementanalyse. For hovedelementanalysen ble løsningen fortynnet 1:100. Analysen ble utført av Turid Winje ved Institutt for Geologi. Usikkerheten i metoden oppgis som vist i tabell B 2.

Tabell B 2. Standardavvik for atomabsorbsjons-analyse

Element	% standard avvik
Na	2
Cu	2
Zn	1

B 2.d. Optisk spektrografi.

Prøvene ble analysert for Zr og Sr av Haldis Bollingberg, Institut for petrologi, Københavns Universitet.

Relativt standard avvik = ± 10 %. Tabell B 3 viser Sr-verdier i samme prøver målt på XRF på Mineralgeologisk Museum, Tøyen, og på optisk spektrografi i København.

Tabell B 3. Innhold av Sr (i ppm) målt på XRF, Tøyen og optisk spektrografi, København

Prøve nr.	XRF	Optisk spektrografi
3	149	155
4	104	150
5	169	155
7	93	96
9	149	155
12	118	115
14	88	84
15	129	135

B 3. KJEMISK ANALYSE AV MINERALENE

Mineralene er analysert på elektron-mikrosonde på Tøyen, en mikrosonde av typen ARL - EMX - SM som står i forbindelse med en LINK data-enhet.

Analysene av silikater ble foretatt i polerte tynnslip og sulfider i ordinære polerslip, alle pådampet et tynt karbonbelegg.

Under analysene ble det benyttet 15 kV akseksjonsspenning og det ble analysert i 100 s i hvert punkt.

Relativ usikkerhet er oppgitt å være 2 % for silikater og 5 % for sulfider. (E.-R. Neumann, pers.komm.)

C. PETROGRAFI OG MINERALOGI

C 1. Bergartsbeskrivelse.

C 1.a. Innledning

Kismineraliseringen ved Sivilvangen ligger i Hersjøformasjonen som består av grønne skifrige metabasalter (grønnskifer) i veksling med lys metarhyolittisk skifer (kvartskeratofyr). Vest for Hersjøformasjonen ligger Gulagruppens konglomerater og kvartsbiotittskifre, i øst Kjurudal- og Fjellsjøformasjonen med mørke fyllitter.

C 1.b. Grønnskifer.

Grønnskifrene har lepidoblastisk tekstur og består i hovedsak av kloritt og en matriks bestående av kvarts og ufortvillinget albitt. Biotitt er også en hovedbestanddel i de fleste horisonter, men kan i enkelte soner opptre nesten aksessorisk. I sonene under 18,4 m og under 50,2 m har bergarten overveiende biotitt (35 - 40 %). Dette gir gråbrun farge. Se Fig. C.1.

Epidot/klinozoisitt, hornblende og lys glimmer opptrer i varierende mengde opptil 20 %. I mange soner mangler en eller flere av dem fullstendig. Titanitt og opaker finnes ifra aksessoriske mengder opptil 15 %.

Et generelt trekk er årer og slirer av kvarts og kalkspat som ligger parallelt eller subparallelt skiffrigheten. Disse årene må være sekundære, for kvarts derfra viser ingen undulerende utslukkning.

Bergarten er finkornig. - Kornene i matriks har en kornstørrelse på 0,1 mm eller mindre, mens kloritt opptrer i flak på opptil 0,3 mm. Porfyroblaster av hornblende har nåleform og er observert i opp til 5 mm's lengde. I de sekundære kvarts-kalkspatårene er 2 mm en vanlig kornstørrelse.

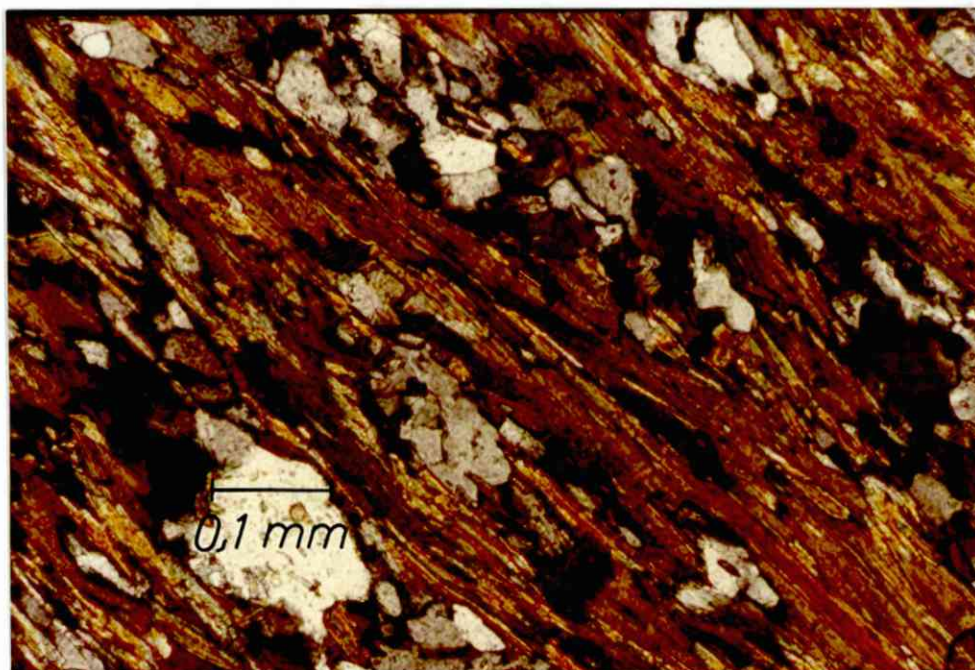


Fig. C 1 Grønnskifer (X-nicol) med kloritt (brun), Åmfibol (2.o blå)
Kvartsalbitt-matriks (grå).

C 1.c. - Kvartskeratofyr.

Kvartskeratofyr opptrer i veksling med grønnskifer. Den består for det meste av den samme kvartsalbittmatriks som grønnskiferen. Innimellom finnes spredte korn av kloritt, biotitt og lys glimmer. I kvartskeratofyrene ses også 1 mm store korn av feltspat (se Fig. C 2) med tydelige tvillinger, (albitt- og Carlsbader-loven), noe som mangler i "matriksalbitt". Disse store feltspat-kornene er sterkt sericittisert. I nivåer umiddelbart under malmen er enkeltkorn av opake mineraler omgitt av en korona. Denne koronaen består av et aggregat av chamositt (Se Fig.C. 6) "Koronaen" finnes også uten at noen kjerne kan ses.

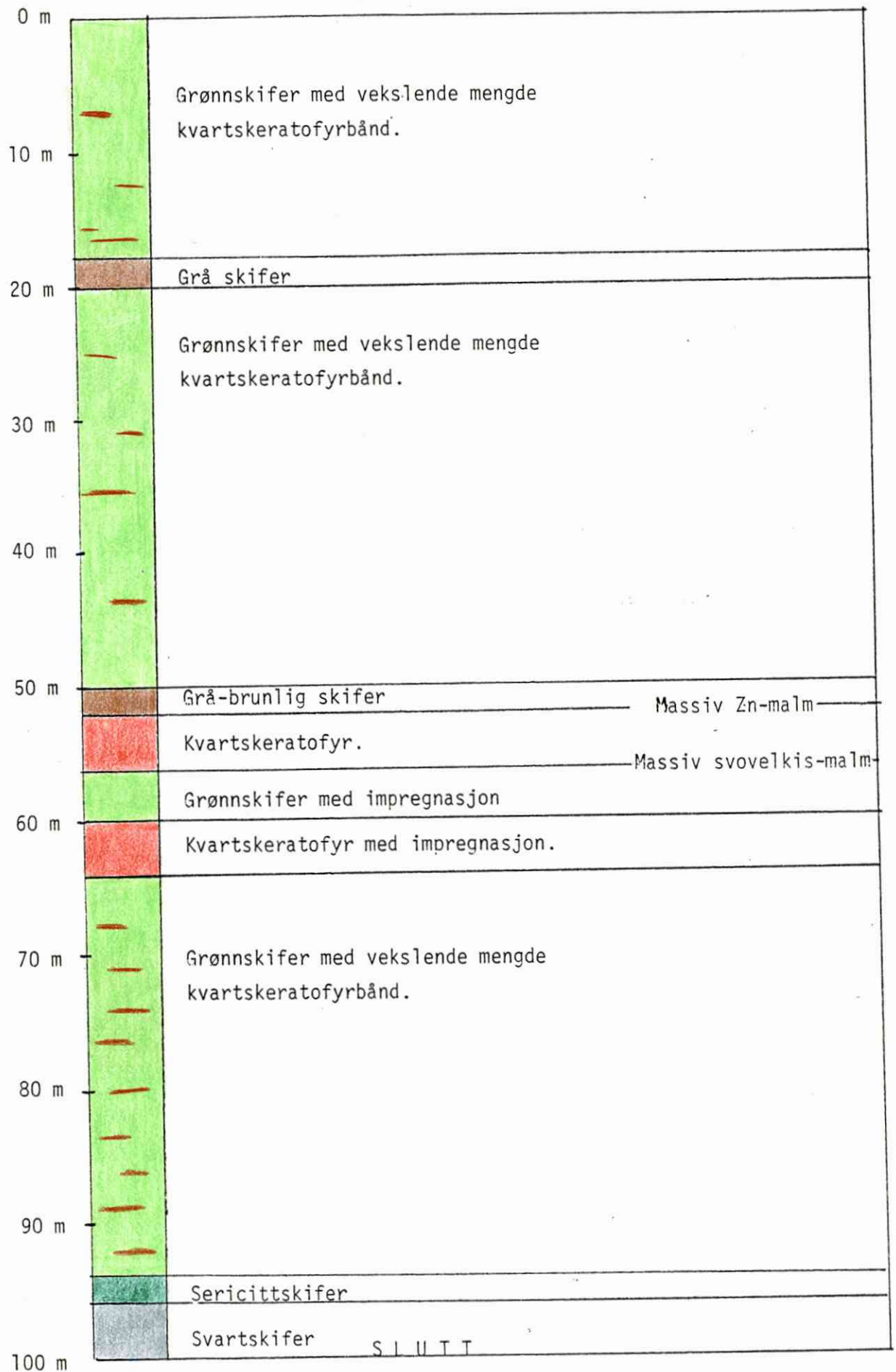
Tabell C 1.b. Oversikt over petrografiske data.

Prøve xx= prøve til kjemisk analyse

(-----) = tynnslip, (-.-.-.-) = tynnslip
og polerslip. (Tallene er prøvenummer i tabellene
C 2.b, C 3, C 4, C 5, C 6 og C 7.)

Modalanalysene er basert på et gjennomsnitt av tellinger
i angjeldne sone.

Tabell C 1.a. Stratigrafisk oversikt over borhull 6, 12
Sivilvangen.



0 m		Beskrivelse i håndstykke	Modalanalyse
		Overdekning, tap	
21		Klorittisk grønnskifer med lysere keratofyriske bånd, 1-2 cm brede, dels skarpt avgrenset, dels med diffuse overganger.	15% kloritt
5 m			20% amfibol
Prøve 1			50% kvarts-albitt-matriks
			10% biotitt
			2% kalkspat
			2% opake mineraler
20		Jevnt noe mørkere grønn-skifer med lysere tynne striper og enkelte diffuse partier.	25% kloritt
			20% amfibol
			40% kvarts-albittmatriks
			2% biotitt
			10% kvarts+kalkspat
			2% opake mineraler
10 m			
19			
		Lysere, mer feltspat-rik	
18		Sliret skifer - tydelig grønn	5% kloritt
			20% amfibol
			60% kvarts-albittmatriks
			10% biotitt
15 m			3% kvarts+kalkspat
			3% opake mineraler
Prøve 2		Grå skifer med tynne hvite striper	5% kloritt
17			5% amfibol
Prøve 3			25% kvarts-albittmatriks
20 m			35% biotitt, 1% opake min.
			30% kvarts+kalkspat
		Sliret grønnskifer med lysere striper. Enkelte rene keratofyr-bånd.	15% kloritt
16			2% amfibol
			40% kvarts-albittmatriks
			15% biotitt
			1% epidot
Prøve 4			25% kvarts+kalkspat
			1% opake mineraler
25 m			

	Beskrivelse i håndstykke	Modalanalyse
25 m	Sliret grønnstein (forts.)	
15		
30 m		
14		
35 m	Tap	
13	Relativt homogen grønnskifer	
40 m	Sliret og båndet grønnskifer-kvartskeratofyr	15% kloritt 5% amfibol 25% kvarts-albittmatriks 20% biotitt 30% kvarts+kalkspat
12	Relativt homogen grønnskifer med enkelte rene klorittbånd	25% kloritt 20% amfibol 30% kvarts-albittmatriks 15% biotitt 5% (kvarts+) kalkspat 1% titanitt 5% opake mineraler
45 m		
11	Hetrogen, sliret og båndet grønnskifer-kvartskeratofyr Linser og bånd av hydrotermal kvarts	10% kloritt 25% amfibol 50% kvarts-albittmatriks 10% biotitt 2% (kvarts+) kalkspat 3% opake mineraler + titanitt
Prøve 5		
31		
50 m		

		Beskrivelse i håndstykke	Modalanalyse
50 m		Hetrogen grønnskifer (forts)	
Prøve 6		Brunlig skifer.	15% kloritt 40% kvarts-albittmatriks 40% biotitt 5% kalkspat + opake min.
32			
		Tap	
Prøve 7		Sliret grønnstein	
33		Sinkrik malm	Se tabell C 2, kolonne 10
34			
Prøve 8		Kvartskeratofyr-breksje	Se tabell C 2, kolonne 11
35		Sliret grønnskifer med impregnasjon	60% kloritt, 5% opake min. 5% kvarts-albittmatriks 15% muskovitt, 15% titanitt
Prøve 9			
Prøve 10		Kvartskeratofyr, tildels breksje kittet med kvarts	55% kvarts-albittmatriks 5% muskovitt + biotitt 40% kvarts+ kalkspat
36			
55 m			
Prøve 11		Svovelkis-malm	
37		Brunlig skifer	40% kloritt. 40% kvarts-albittmatriks 5% kvarts+kalkspat 5% titanitt, 10% opake min.
		Grønnskifer med noe impregnasjon.	20% kloritt 30% kvarts-albittmatriks 20% biotitt 10% kvarts+kalkspat 5% titanitt 5% opake mineraler
Prøve 12			
38			
39			
40		Lys kvartskeratofyr	40% kvartsalbittmatriks 5% albitt-krystaller 1% biotitt 15% muskovitt 1% chamositt 35% kvarts+kalkspat 1% titanitt
60 m		Tap	
Prøve 13		Lys kvartskeratofyr	
62,5 m			

Beskrivelse i håndstykke		Modalanalyse
62,5 m 10	Kvartskeratofyr (forts.)	
	Tap	
9 65 m	Hetrogen, båndet grønnstein/ kvartskeratofyr	40% kloritt 2% amfibol 10% kvarts-albittmatriks 30% biotitt 15% kvarts (+kalkspat) 1% titanitt
8	Båndet grønnskifer med enkelte bånd av kvarts- keratofyr.	35% kloritt 1% amfibol 33% kvarts-albittmatriks 10% biotitt 10% (kvarts+) kalkspat 5% epidot 5% titanitt + opake mineraler
	Tap	
70 m	Noe mer båndet grønnskifer	30% kloritt 30% kvarts-albittmatriks 5% biotitt 25% kvarts+kalkspat 5% epidot 5% titanitt + opake mineraler
Prøve 14		
7		
75 m		

	Beskrivelse i håndstykke	Modalanalyse
75 m	Noe mer båndet grønnskifer (forts) Tiltagende bånding mot 80 m gir berarten som helhet lysere farge.	30% kloritt 30% kvarts-albittmatriks 5% biotitt 25% kvarts+kalkspat 5% epidot 5% opake mineraler
6		
Prøve 15		
80 m		
5		
85 m		
4		
90 m		
Prøve 17		
3		
2	Lys serisittskifer	1% kloritt 1% biotitt 90% muskovitt 5% titanitt 1% opake mineraler
Prøve 16		
95 m	Grafittskifer	
Prøve 18		
1		
100 m	SLUTT	

Tabell C 2.Modal analyse utført ved telling 300 punkter
(Forhøyet til nærmeste 5% for verdier over 5%.
Verdier under 5% er forhøyet til nærmeste hele %)

Kolonne	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Fra nivå	3.0	6.3	12.5	18.4	20.3	37.6	40.4	45.4	50.2	52.8	53.0	53.4	54.1	55.6	56.6	59.4	62.8	65.3	68.8	78.0	93.8
Til nivå	6.3	12.0	18.4	20.3	33.7	40.4	45.4	50.2	51.2	53.0	53.4	54.1	55.6	56.6	59.4	62.8	65.3	68.8	78.0	93.8	97.0
Matriks ¹	50	40	60	25	40	25	30	50	40	10	75	5	55	40	30	40	10	33	30	30	
Albitt											15					5					
Amfibol	20	20	20	5	2	5	20	25										1			
Epidot ²					1													5	5	1	
Kloritt	15	25	5	5	5	15	25	10	15	+	+	60	+	40	30	+	40	35	30	30	1
Biotitt	10	2	10	35	15	20	15	10	40	5			+		20	1	30	10	5		1
Muskovitt												15	5			15					90
Titanitt							1	+		+		15		5	5	1	1	5	5		5
Sinkblende										30											
Opake min.	2	2	3	1	1		5	3	+		+	5			5			+	+	5	1
Kvarts ³				20	25	+				30	5		30		5	25	15		10	10	
Kalkspat ³	2	10	3	8	10	30	5	2	5	20			5	5				10	15	20	
Chamositt																1					
Sum	99	99	101	99	99	95	101	100	100	95	90	100	95	90	95	98	96	99	100	96	98

1 Matriks=kvarts-albittmatriks 2 Epidot=Epidot/klinozoisitt 3 Finnes på sekundære årer

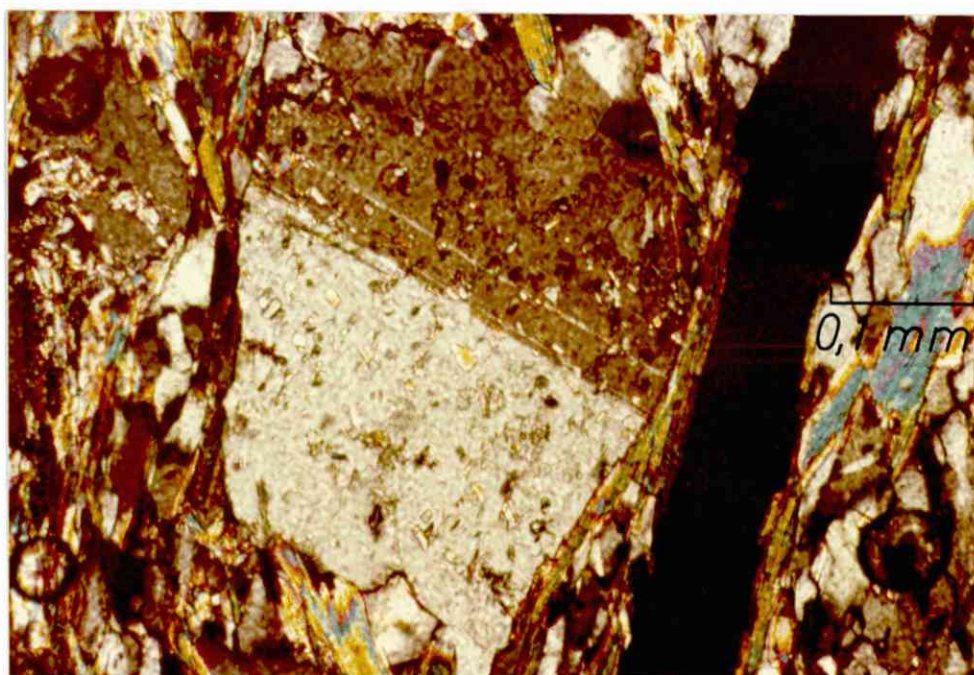


Fig. C 2. Fortvillinget og sericittisert feltspat fra kvarts-keratofyr (X - nicol)

C 1.d. - Sericitt skifer.

Under den metavulkanske serien finnes et 2,5 m mektig lag av sericitt-skifer med lepidoblastisk tekstur. Parallell-orienterte korn av lys glimmer, vanligvis ca. 0,1 mm lange, utgjør ca. 90 % av bergarten. Spredte korn av titanitt (5 %), kloritt og biotitt utgjør resten. Mot overliggende grønnskifer finnes blandingstyper av de to bergartene, under får sericitt-skiferen grafitt og går over til svartskifer.

C 2. MINERALBESKRIVELSER

C 2.a. - Kloritt.

Da kloritt fra forskjellige dyp i borkjernen hadde forskjellige optiske egenskaper, ble disse egenskapene gjort til gjenstand for mer detaljerte undersøkelser.

Tabell C 2.b. Oversikt over mineralenes optiske egenskaper.

Prøve	Pleokr.	Farge	Interferensfg.	Aksevinkel	Brytningsindeks	Merknader
Kloritt 20	Tydelig	x~y= grønn z= lys gul	Anomal brun	$2V_{(z)}=25^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.621$	Se Fig.C 1 og tabell C 3.
Kloritt 38	Svak	x~y=lys grønn z=fargeløs	1.o. grå		$n_{\text{basis}}=1.602$	Se Fig.C 3 og tabell C 3.
Kloritt 32	Svak	x~y=lys grønn z=fargeløs	1.o. grå	$2V_{(z)}=35^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.606$	Se tabell C 3.
Kloritt 10	Tydelig	x~y= grønn z=lys gul	Anomal violett			Elong.(-).Se tabell C 3.
Kloritt 7	Tydelig	x~y=grønn z=lys gul	Anomal brun	$2V_{(z)}=25^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.622$	Se tabell C 3.
Kloritt 3	Tydelig	x~y=grønn z=lys gul	Anomal viol.	$2V_{(z)}=20^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.635$	Se Fig C 4 og tabell C 3.
Biotitt 13	Tydelig	x=lys gulbrun y~z=gråbrun	2.o.rød	$2V_{(x)}<13^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.635$	Se Fig C 5 og tabell C 4.
Biotitt 32	Tydelig	x=lys gulbrun y~z=brun	2.o.gulrød	$2V_{(x)}=\text{liten}$	$n_{\text{basis}}=1.620$	Se tabell C 4.
Biotitt 8	Tydelig	x=lys gul y~z=brun	2.o.rød	$2V_{(x)}<10^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.632$	Se Fig. C 5 og tabell C 4.
Muskovitt 38	Ingen	Fargeløs	2.o.rød	$2V_{(x)}=36^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.602$	Se tabell C 5.
Muskovitt 2	Ingen	Fargeløs	3.o.grønn	$2V_{(x)}=38^{\circ}$	$n_{\text{basis}}=1.598$	Se tabell C 5.
Chamositt 10		Olivengrønn	1.o.orange	Optisk tegn (-)		Se Fig.C 6 og tabell C 6.
Hornblende 21	Tydelig	x=lys gul y=oliven z=blågrønn	2.o.blå	$2V_{(x)}=58^{\circ}$	$n_g = 1.665$	

Interferensfargen i kloritt varierer fra overflaten mot dypet. Over malmsone har den brun interferensfarge og brytningsindeks $n_{\text{basis}}=1.621$. I malmsone finnes svakt grønnlig kloritt med grå interferensfarge ($n_{\text{basis}}=1.606$). Umiddelbart under denne sone har kloritt anomal violett interferensfarge. Noe dypere skifter denne til brun igjen ($n_{\text{basis}}=1.622$), for så på nytt å bli violett ($n_{\text{basis}}=1.635$) like over grønnskifersekvensen. (Se tabell C 2.b.) I Fig C 8 er klorittanalysene (merket +) plottet for å kunne bestemme hvilken kloritt som er tilstede. Alle plotter som ripidolitt

C 2.b. - Biotitt

De optiske variasjonene er ikke like iøyenfallende i biotitt som i kloritt. Egenfargen varierer noe fra gråbrun (grønnbrun) over malmsone til nøttebrun under. (se C 3.c)

Ved nærmere undersøkelser finner en også en liten forskjell i brytningsindeks fra $n_{\text{basis}}=1.635$ over malmsone til $n_{\text{basis}}=1.620$ i malmsone (Se tabell C 2.b.)

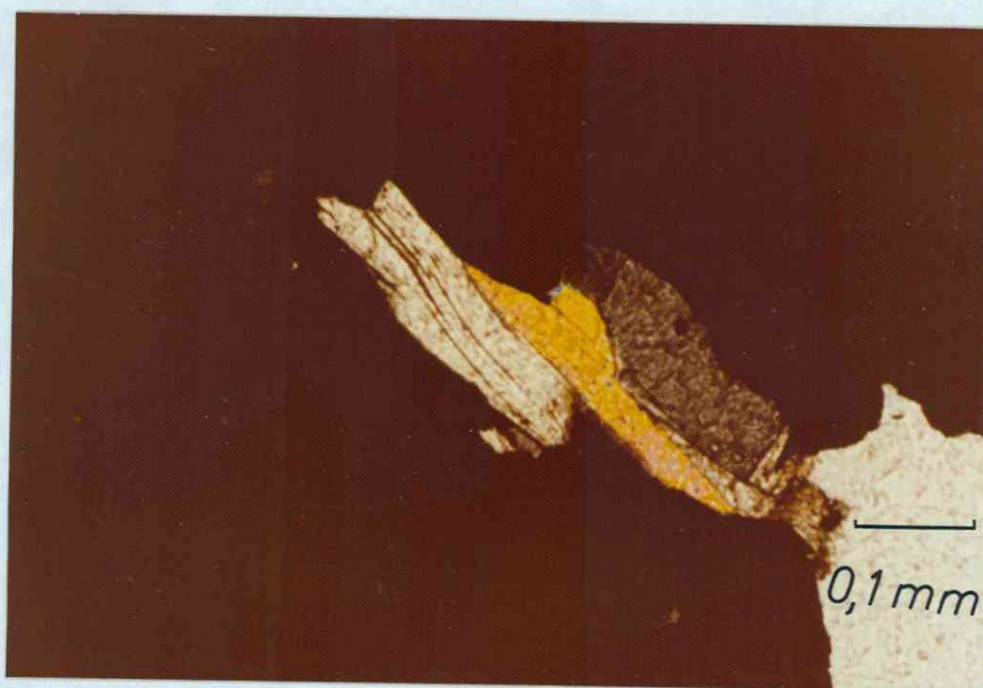


Fig. C 3. Kloritt (chl) fra malmsone (x-nicol). Lys glimmer har 2. ordens gul interferensfarge.



Fig. C 4. Kloritt med "berlinerblå" interferensfarge fra 88,6 m's dyp.

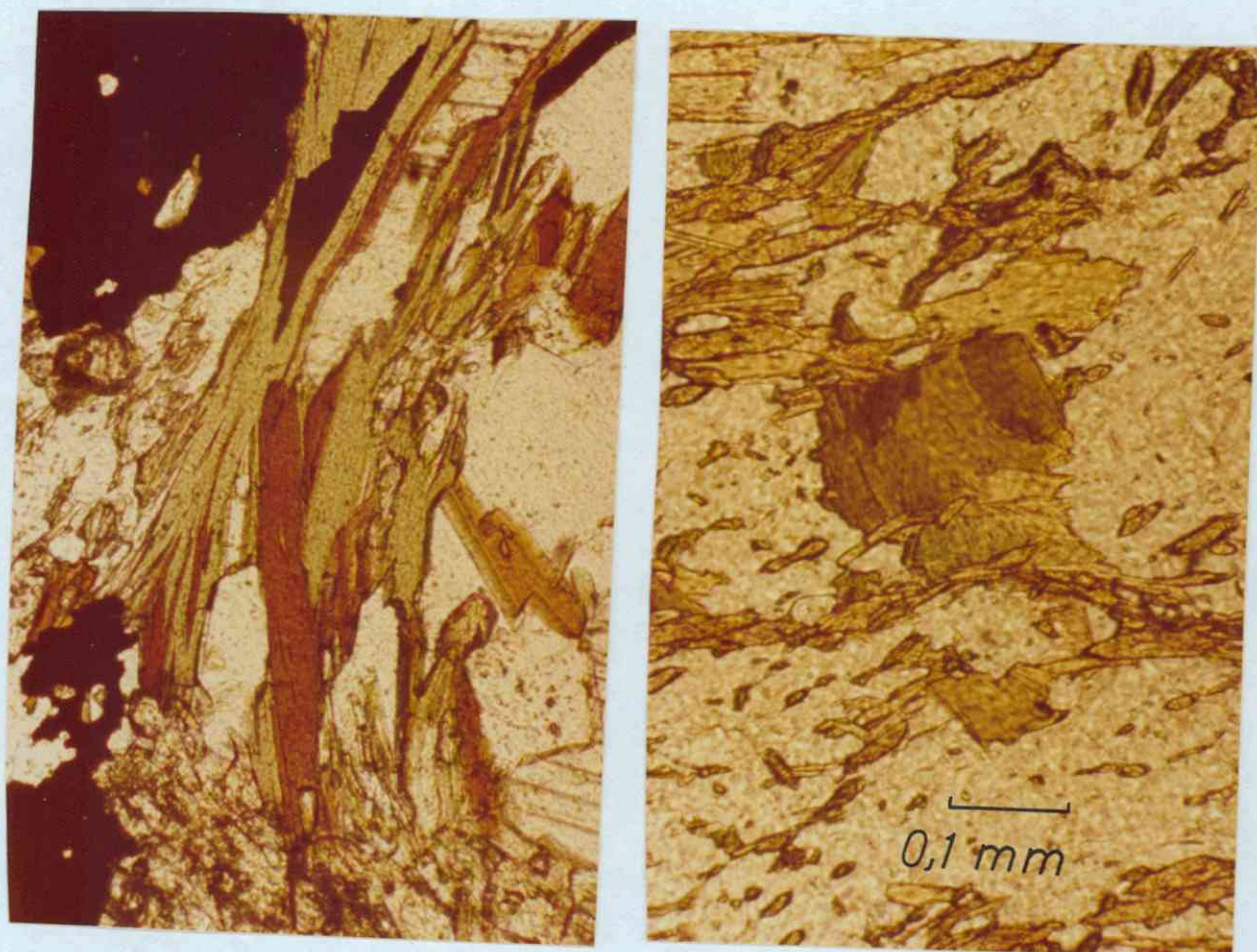


Fig. C 5 - Biotitt over malmsonen (13,3 m) (til høyre) og under malmsonen (88,6 m) (til venstre)

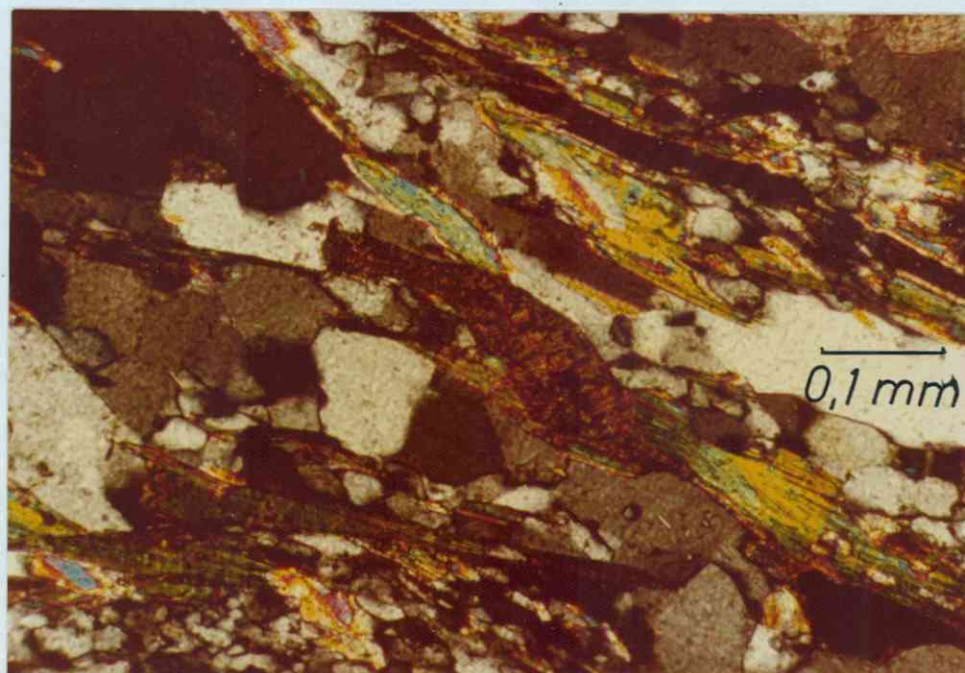


Fig. C 6 - Chamosittaggregat med opak kjerne (x-nicol)

C 3. - ELEKTRONMIKROSONDEANALYSE AV SJIKTMINERALENE

C 3.a. - Innledning.

Utgangspunktet for analysene på elektronmikrosonde var å undersøke hvilke kjemiske variasjoner som var årsak til de optiske variasjonene som kom fram under mikroskoperingen. Analysene skulle videre gi bakgrunn for å finne ut hvordan de eventuelle kjemiske variasjonene var oppstått.

C 3.b. - Kloritt

Som det framgår av tabell C 3 halveres FeO-innholdet i kloritt fra 30,72 % i prøve 3 til 14,75 % i prøve 38, mens innholdet av MgO fordobles fra 10,95 % til 22,70 % i de samme prøvene. Ingen andre elementer viser tilnærmelsesvis så store variasjoner.

I Fig.C 7 er FeO/MgO-forholdet plottet mot avstanden mellom prøvene.

Variasjonen i kjemien stemmer godt overens med de forandringer i optiske egenskaper som er observert.

Kloritt over malmen samt fra en sone 63-72 m, (se Fig.C 1.a) son har brun interferensfarge, har 23-26 % FeO og 15-18 % MgO.

I malmsonen (50-60 m) har kloritt grå interferensfarge og 17-23 % FeO og 19-23 % MgO og er følgelig Mg-rik.

Kloritt med violett interferensfarge som finnes i en sone umiddelbart under malmen (60-62 m), samt på større dyp enn 72 m, har 26-30 % FeO og 10-15 % MgO og kan karakteriseres som relativt Fe-rik.

C 3.c - Biotitt

De kjemiske variasjonene i biotitt viser det samme mønster som hos kloritt. (Se tabell C 4 og Fig.C 7). Forandring i fargen hos biotitt fra grønnbrun over malmen til nøttebrun under, er imidlertid en egenskap det ikke er mulig å forklare utfra de tilgjengelige kjemiske data. FeO/Fe₂O₃-forholdet kan være avgjørende for fargen. Mineraler med høyt FeO/Fe₂O₃-forhold vil ofte få grønn farge. I biotitt vil høyt innhold av TiO₂ motvirke grønn farge, mens mye FeO vil gi grønnfarge (Deer & al. 1962 p. 71). Siden innholdet av TiO₂ i biotitt over og under malmen er nokså likt, er det rimelig å anta at fargeforskjellen skyldes forskjell i FeO/Fe₂O₃-innhold.

D 3.d. - Muskovitt

Selv om muskovitt ikke viser optiske variasjoner, viser de spredte prøvene som finnes, samme mønster i FeO/MgO-forhold som biotitt og kloritt. (Se tabell C 5 og Fig C 7)

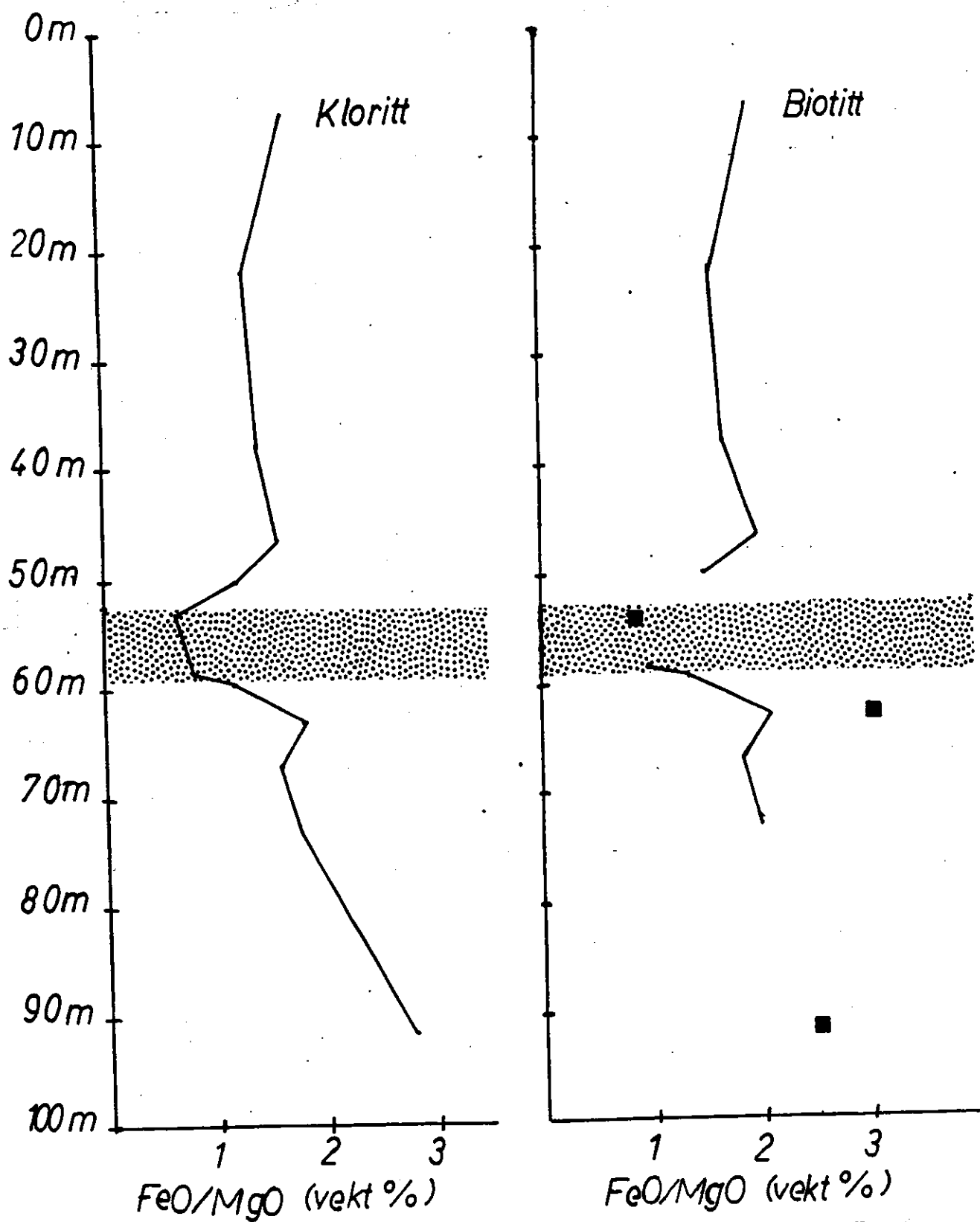


Fig. c 7. FeO/MgO -FORHOLDET SOM FUNKSJON AV DYPET

HOS KLORITT OG BIOTITT



MALMSONE



MUSKOVITT

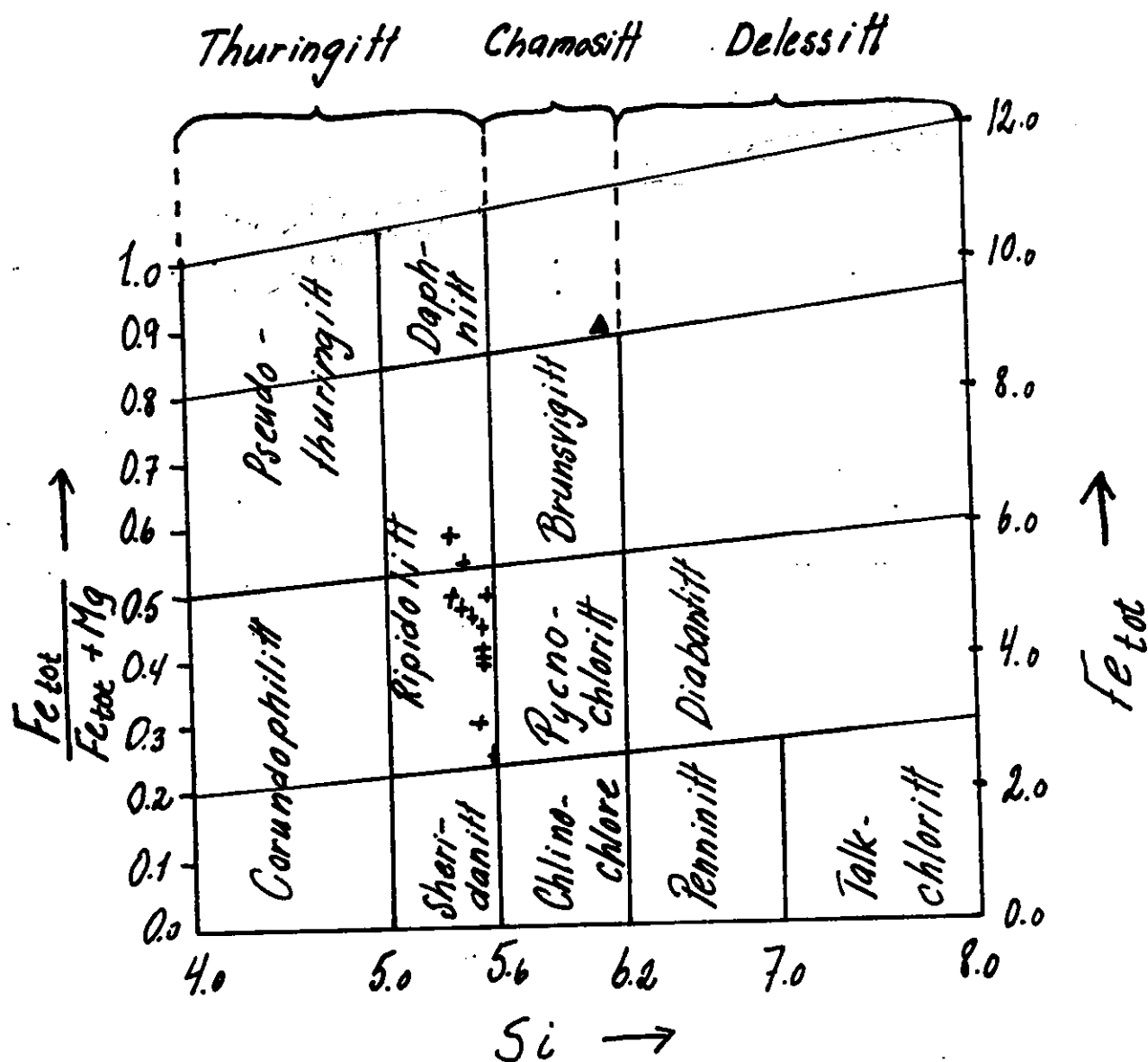


Fig. C 8. Nomenklatur for kloritt. (Hey 1954)

Kloritt fra Sivilvangen = +, Chamositt = ▲.

Tabell C 3. Elektronmikrosonde-analyser av kloritt

Prøve nr.	3	7	8	10	31	32
SiO ₂	25.09	25.74	25.90	26.09	26.99	27.55
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	21.92	21.01	21.13	19.68	20.55	21.67
FeO	30.72	25.82	25.31	26.64	21.60	17.18
MnO		0.26	0.28	0.34		0.33
MgO	10.95	14.89	15.90	14.67	18.89	21.55
CaO			0.17			
Na ₂ O			0.20	0.34	0.22	0.37
K ₂ O	0.22					
H ₂ O	10.99	11.49	11.40	11.41	11.74	11.97
Sum	99.89	99.11	100.39	99.17	99.99	100.62

Antall ioner basert på 28 O-atomer

Si	5.35	5.43	5.38	5.53	5.51	5.48
Al	2.65	2.57	2.62	2.47	2.49	2.52
	}					
	8					
Al	2.87	2.66	2.56	2.45	2.46	2.56
Fe	5.48	5.23	4.40	4.73	3.69	2.86
Mn		0.04	0.06			0.06
Mg	3.49	4.56	4.93	4.64	5.75	6.39
Ca			0.02			
Na			0.09	0.14	0.09	0.14
K	0.06					
	}					
	11.90					
	11.95					
	12.04					
	12.02					
	11.99					
	12.01					
O	28	28	28	28	28	28
H ₂ O	8	8	8	8	8	8

Tabell C 3.(forts.) Elektronmikrosondeanalyser av kloritt

Prøve nr.	38	40	11	13	16	20
SiO ₂	28.50	28.74	25.89	26.45	26.84	25.66
TiO ₂		0.13				
Al ₂ O ₃	21.92	20.92	20.33	20.47	20.57	21.27
FeO	14.75	22.75	25.70	24.01	23.18	25.99
MnO	0.34			0.30	0.22	
MgO	22.70	18.04	15.97	16.91	17.87	15.30
CaO						
Na ₂ O	0.23				0.19	
K ₂ O	0.19	0.10				
H ₂ O	12.11	11.59	11.51	11.39	11.66	11.51
Sum	100.47	100.27	99.40	99.53	100.52	99.73

Antall ioner basert på 28 O-atomer

Si	5.59	5.47	5.43	5.49	5.50	5.34
Al	2.41	2.53	2.57	2.51	2.50	2.66
Ti		0.02				
Al	2.66	2.59	2.45	2.50	2.47	2.57
Fe	2.42	3.89	4.50	4.17	3.97	4.54
Mn	0.06			0.05	0.04	
Mg	6.64	5.50	4.99	5.23	5.46	4.67
Ca						
Na	0.09				0.07	
K	0.05	0.02				
O	28	28	28	28	28	28
H ₂ O	8	8	8	8	8	8

Tabell C 4. Elektronmikrosonde-analyser av biotitt.

Prøve nr.	7	8	10	31	32
SiO ₂	36.79	36.95	36.71	37.80	38.80
TiO ₂	1.53	1.55	2.31	2.07	1.50
Al ₂ O ₃	16.24	16.26	16.04	15.30	16.31
FeO	20.84	20.55	20.95	17.81	14.13
MnO	0.44	0.23			0.26
MgO	10.49	11.08	9.96	13.00	14.90
CaO					
Na ₂ O		0.32	0.37	0.23	
K ₂ O	9.23	9.10	9.58	9.31	10.00
H ₂ O	3.94	3.97	3.94	4.01	4.08
Sum	99.50	100.01	99.86	99.43	99.93

Antall ioner basert på 22 O-atomer

Si	5.62	5.60	5.60	5.68	5.70
Al	2.38	2.40	2.40	2.32	2.30
Ti	0.17	0.18	0.27	0.23	0.24
Al	0.54	0.53	0.48	0.39	0.53
Fe	2.66	2.61	2.67	2.24	1.74
Mn	0.06	0.03			0.03
Mg	2.39	2.51	2.27	2.92	3.27
Ca					
Na		0.09	0.11	0.07	
K	1.80	1.76	1.87	1.79	1.88
O	22	22	22	22	22
H ₂ O	2	2	2	2	2

Tabell C 4.(Forts.) Elektronmikrosonde-analyser av biotitt.

Prøve nr.	40	11	13	16	20
SiO ₂	37.90	36.97	36.93	37.45	36.18
TiO ₂	2.15	2.08	1.85	1.89	1.49
Al ₂ O ₃	15.13	14.67	14.52	14.43	16.21
FeO	18.87	21.48	20.22	19.79	21.00
MnO			0.22	0.16	
MgO	12.32	10.87	11.73	12.26	10.88
CaO					0.18
Na ₂ O	0.28	0.29	0.28	0.24	0.44
K ₂ O	9.59	9.83	9.62	9.53	9.19
H ₂ O	3.97	3.89	3.94	3.94	4.22
Sum	100.21	100.08	99.31	99.69	99.79

Antall ioner basert på 22 O-atomer

Si	5.69	5.66	5.67	5.70	5.57
Al	2.31	2.34	2.33	2.30	2.43
Ti	0.24	0.24	0.21	0.22	0.17
Al	0.37	0.31	0.29	0.29	0.48
Fe	2.37	2.75	2.60	2.52	2.68
Mn			0.03	0.02	
Mg	2.76	2.48	2.69	2.78	2.47
Ca					0.03
Na	0.08	0.07	0.08	0.07	0.13
K	1.84	1.92	1.89	1.85	1.79
O	22	22	22	22	22
H ₂ O	2	2	2	2	2

Tabell C 5. Elektronmikrosonde-analyser av muskovitt

Prøve nr.	3	10	38
SiO ₂	44.67	46.29	48.04
TiO ₂	0.23	0.52	0.53
Al ₂ O ₃	31.05	27.95	30.29
FeO	7.15	6.85	2.39
MnO			
MgO	2.85	2.30	2.85
CaO			
Na ₂ O	0.68	0.45	0.67
K ₂ O	8.63	10.12	10.29
H ₂ O	4.40	4.68	4.54
Sum	99.66	99.17	99.60

Antall ioner basert på 22 O-atomer

Si	6.10	6.41	6.48
Al	1.90	1.59	1.52
Ti	0.02	0.05	0.05
Al	3.10	2.97	3.16
Fe	0.82	0.79	0.26
Mn			
Mg	0.58	0.48	0.55
Ca			
Na	0.18	0.12	0.17
K	1.51	1.79	1.72
O	22	22	22
H ₂ O	2	2	2

Tabell C 6. Elektronmikrosonde-analyser.

	Chamositt	Hornblende	Plagioklas
Prøve nr	10	13	32
SiO ₂	26.50	45.60	69.33
TiO ₂		0.28	
Al ₂ O ₃	15.26	9.87	19.44
FeO	43.46	18.58	
MnO		0.32	
MgO	2.18	9.89	
CaO	0.45	10.40	
Na ₂ O	0.32	2.04	11.21
K ₂ O	0.14	0.32	
H ₂ O	10.41	2.01	
Sum	98.71	98.31	99.98
Antall ioner basert			
på 28 O-atomer			
Si	6.14	6.86	3.01
Al	1.86	1.14	
Ti		0.03	
Al	2.31	0.61	1.00
Fe	8.60	2.34	
Mn		0.04	
Mg	0.75	2.22	
Ca	0.11	1.68	
Na	0.14	0.60	0.94
K	0.04	0.06	
O	28	23	8
H ₂ O	8	1	

C 4. METAMORFOSE

C 4.a. Grønnskifer

Mineralogien i prøvene fra Sivilvangen, kloritt - biotitt - albitt - amfibol - titanitt - epidot, er typisk for omvandlede basaltiske bergarter. Grønnskifre dannet fra pelitter vil inneholde kvarts og lys glimmer på bekostning av kloritt, albitt og epidot. (Winkler 1975).

Omvandlingen av primær lava kan ha foregått på flere måter.

- a) Isokjemisk metamorfose med bare trykk- og temperaturpåvirkning.
- b) Metasomatose med elementutveksling.
- c) En kombinasjon av metamorfose og metasomatose.

Ved å plote dataene i "the Igneous Spectrum" (Hughes 1973) vil en kunne se om bergartenes nåværende kjemi stemmer overens med uomvandlede magmatiske bergarters kjemi.

I fig. C 9 plotter alle prøvene bortsett fra tre utenfor spekteret. Den ene ligger så nær gruppen spilitter at det er rimelig å føye den inn i denne gruppen. De to andre lå før omvandlingen sammen med de øvrige innenfor spekteret. Under omvandlingen ble K_2O lutet ut av hovedmengden av lavaene; de beveget seg mot venstre i Hughes' diagram. De K_2O -rike løsningene avsatte seg som biotitt, sannsynligvis i sprekkesoner. Disse sonene beveget seg så til høyre i "the Igneous Spectrum". I enkelte soner er biotitt ikke så strengt parallellordnet. Dette kan representere disse senere avsatte sonene.

Denne elementmobiliseringen er beskrevet som spilittisering (Hughes 1973, Cann 1969). En spilitt skal ha beholdt sin primære basaltiske tekstur, men ha et fullstendig eller nesten fullstendig grønnskiferfacies mineralselskap. Dette innebærer albitt-kloritt-aktinolitt-epidot/klinozoisitt. I prøvene fra Sivilvangen finnes aldri aktinolitt, men en blågrønn hornblende. (Se Fig. C 10.)

Overgangen fra lys grønn aktinolitt til blågrønn hornblende ser ut til å skje diskontinuerlig (Miyashiro 1973 p.254), ved ca. $500^{\circ}C$, noe høyere ved økende trykk (Winkler 1975 p. 171).

Fargeforandring i hornblende ved økende metamorfosegrad har vært observert i mange områder og er relativt lovmessig. I metabasalter rekrystallisert ved lav temperatur (vanligvis epidot-amfibolitt-facies eller amfibolitt-facies) har mineralets Z- retning en blå-grønn farge som går over til grønt (uten blåstikk) ved høyere temperatur (amfibolitt-facies). Ved ennå høyere temperatur blir fargen

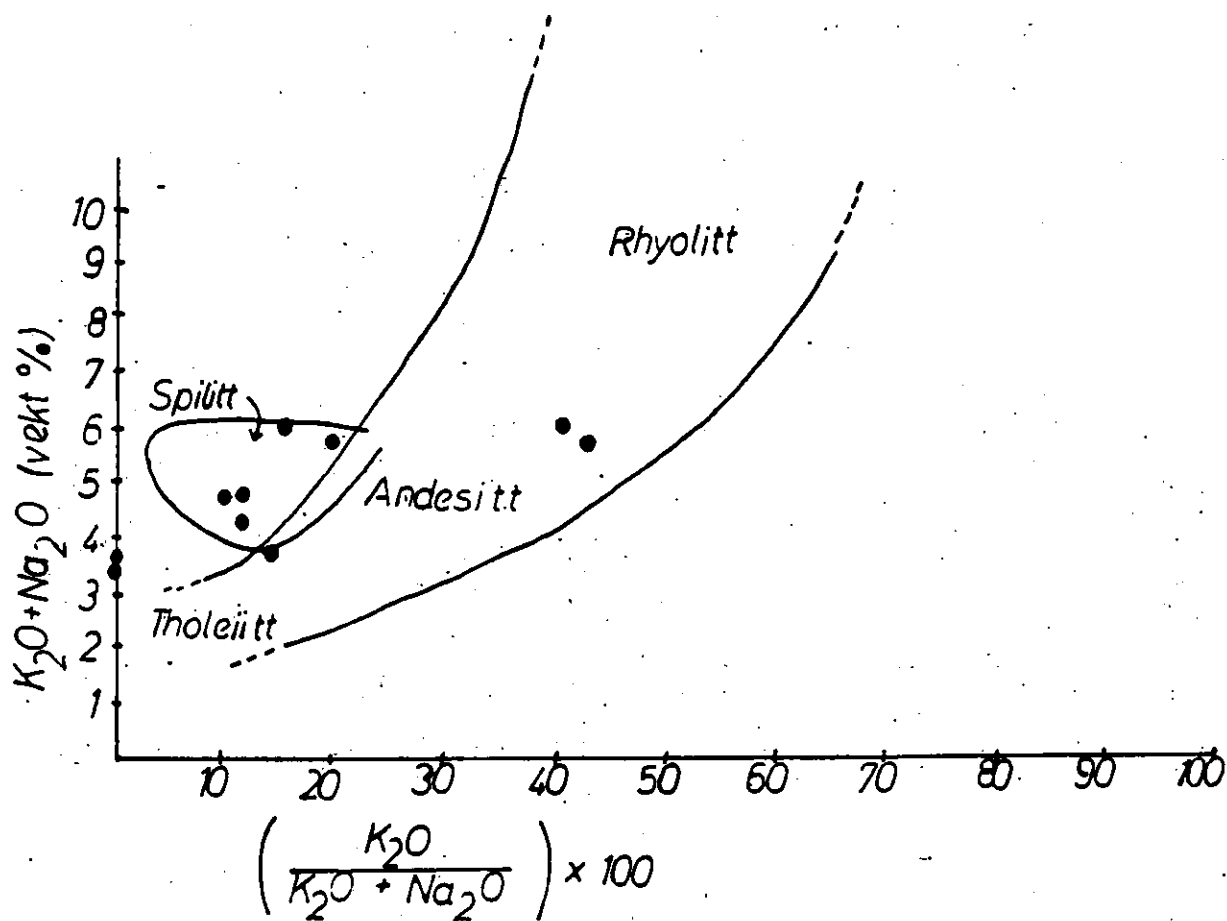


Fig. C 9. "The Igneous spektrum" (Hughes 1973)

Alle naturlig forekommende bergarter plotter mellom de to linjene.
magnetiske

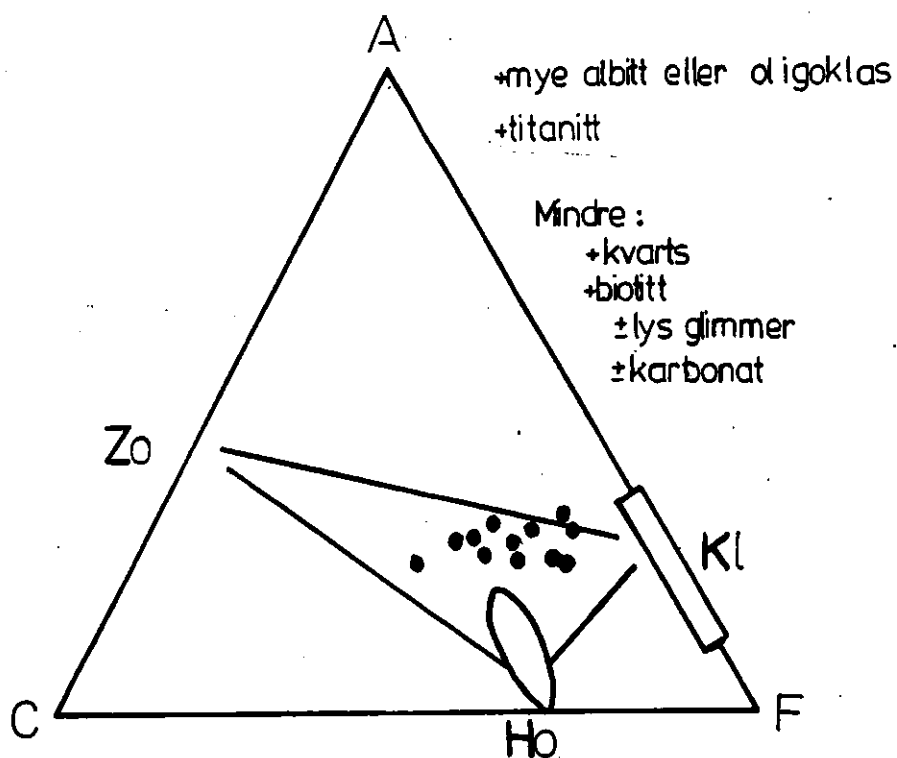


Fig. C 10. ACF-diagram for lav grads metamorfose, høy T-del
i mafiske grønskifre. (Winkler 1975 p.170)
● = sammensetningen av grønnsteiner fra Sivilvangen.

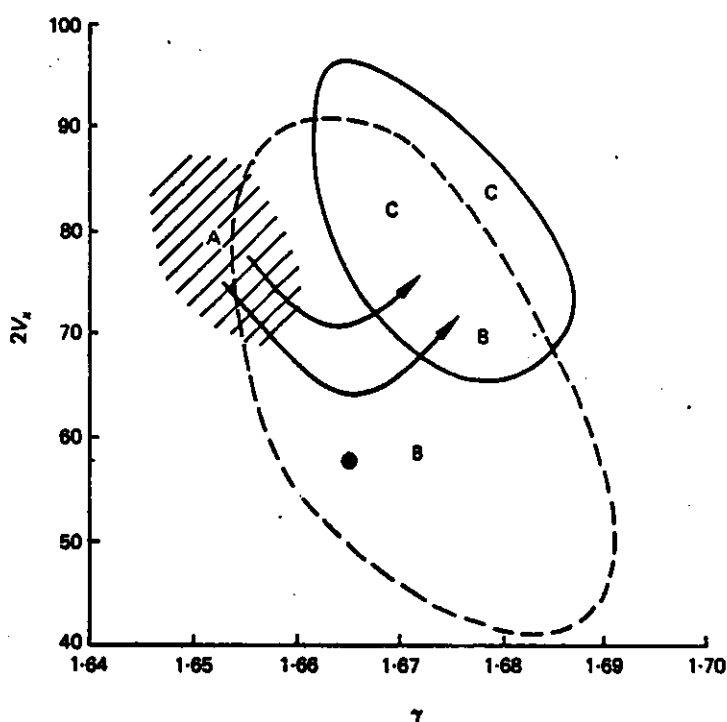


Fig. C 11. Optiske konstanter for aktinolitter (A), blågrønne og grønne hornblender (B) og grønnebrune og brune hornblender (C). Pilene viser den generelle trend for forandringene i de optiske konstanter med økende temperatur. (Miyashiro 1973 p.255)

● = blågrønn hornblende fra Sivilvangen.

brun. (Miyashiro 1973 p.254). Se Fig. C 11.

Hornblenden dette arbeidet omhandler har blågrønn farge i Z-retningen. (Se tabell C 2.b.). Andre optiske data er plottet i Fig. C 10.

Ved noe høyere temperatur enn overgangen aktinolitthornblende går plagioklassammensetningen fra albitt til oligoklas. (Winkler 1975 p. 170)

Plagioklas fra Sivilvågen er ren albitt (se tabell C 6) og har følgelig ikke vært så høyt i temperatur.

C 4.b. - Metamorfose av pelitter.

Sericittskiferen (93.7-97 m, Fig. C 1.a.) som under 97 m gradvis går over til svartskifer p.gr. a. økende innhold av grafitt, må være av pelittisk opprinnelse.

I metapelitter har biotitt tidligere vært betraktet som et indeksmineral for metamorfosegraden, men det viser seg nå at dannelsen av biotitt under pelittmetamorfose ikke bare er avhengig av trykk og temperatur, men også av bergartens sammensetning. (Miyashiro 1973 p.208).

Winkler (1975) bruker derfor reaksjonen
stilpnomelan-muskovitt ut/ biotitt-muskovitt inn
som isoreaksjons-grad i metapelitter (reaksjon 3 i Fig.C 12). Denne reaksjonen er ikke univariant, men i et bånd kan en finne stilpnomelan + biotitt + muskovitt + kloritt + kvarts. (Winkler 1975 p.208)

Som det framgår av tabell C 1.b. inneholder sericittskiferen fra den aktuelle borkjernen 1.% biotitt, 1 % kloritt og 90 % muskovitt. Den må altså ha vært høyere i temperatur enn reaksjon 3 i Fig. C 12 og over den sonen der en har biotitt og stilpnomelan sammen. Temperaturen må følgelig ha vært høyere enn 400°C ved 1 bar eller 450°C ved 10 kbar.

Reaksjon 5 i Fig C12 viser at kloritt + muskovitt går over til staurolitt ved 500°C og 1 bar eller 550°C ved 5 kbar. Siden kloritt + muskovitt finnes i bergarten mens staurolitt mangler, kan en regne dette som en øvre temperatur-grense under metamorfosen.

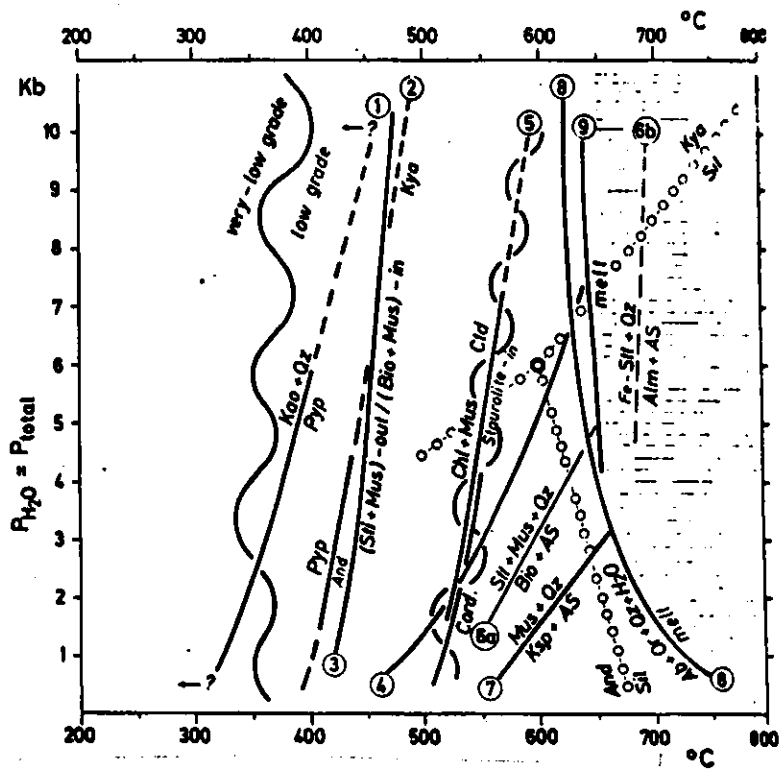


Fig C 12. Metamorfe reaksjoner i pelittiske bergarter.
(Winkler 1975)

Disse isoreaksjons-gradene er uavhengig av trykket slik at en utfra dem ikke kan si noe om metamorft trykk. Dannelsen av granater er derimot trykkavhengig. Trykket granatene dannes ved er likevel ikke uavhengig av bergartens kjemi. Jo lavere $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -forhold bergarten har, jo høyere trykk må til for å danne almandin-rik granat. I vanlige bergarter må trykket ha vært over 4 kbar ved 500°C for å få dannet denne type granater. (Winkler 1975 p.90)

Siden 500°C ser ut til å være en bra tilnærming til temperaturen under metamorfosen, kan en si at 4 kbar er en øvre grense for metamorft trykk.

C 4.c. - Sammenfattende konklusjon.

Som Fig. C 9 viser, har det foregått en elementmobilisering i grønnsteinene. Denne elementmobilisering kan kalles en spilittisering (Hughes 1973).

I tillegg til denne elementmobiliseringen, har det skjedd en trykk- og temperaturpåvirkning. De to undersøkte bergartene gir et entydig bilde av denne påvirkningen.

I grønnskifrene tyder blågrønn hornblende på at temperaturen har vært over 500°C . Den kan likevel ikke ha vært over $530\text{--}540^{\circ}\text{C}$, for plagioklas har beholdt sin albittiske sammensetning.

I sericittskiferen finnes muskovitt og biotitt sammen, denne paragenesen kan ikke oppstå under $400\text{--}450^{\circ}\text{C}$, mens staurolitt ville kommet inn ved $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$. Staurolitt finnes ikke. Granater finnes heller ikke i sericittskiferen. Almandingranat ville oppstå i denne typen bergarter ved ca. 4 kbars trykk.

Metamorfosen av bergartene ved Sivilvangen har altså foregått ved $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$ og et trykk lavere enn 4 kbar.

Disse betingelsene er karakteristiske for Winkler's (1975) lav grads metamorfose, høy-temperatur del. (Se Fig. C 10)

De beskrevne isograder betegner også overgangen grønnskiferfacies - amfibolittfacies (Turner 1968 p. 270)

D. PLATETEKTONISK PLASSERING AV FOREKOMSTEN VED BRUK AV BASALTKLASSIFIKASJON PÅ SIDEBERGARTENE

D 1.a. - Innledning

Grønnsteinene ved Sivilvangen ser ut til å være av vulkansk opprinnelse (se C 4.). Til tross for en viss laminasjon er det ikke urimelig å anta at de har ekstrudert som massive lavastrømmer. Laminasjonen skyldes kvarts-kalkspat-fyllinger i senere åpninger parallelt skiffrigheten. Disse fyllingene kan naturligvis til at bergartenes SiO_2 - og CaO -innhold blir noe for høyt. De prøvene som er plukket ut for basaltklassifikasjon har likevel ikke noe merkbart forhøyet SiO_2 - eller CaO -innhold, i forhold til vanlige basalter. Prøvene som er valgt ut til analyse er prøve 2, 3, 4, 5, 7, 9, 12, 14 og 15. (Se tabell D 1.) Prøvene er valgt ut etter følgende krav som stilles til basalter:

- 1) $\text{CaO} + \text{MgO}$ mellom 12 og 20 %.
- 2) Prøven må ikke være pikrittisk (Pearce 1976).

(Kjemiske analyser av samtlige prøver finnes i Appendiks.)

D 1.b. - Klassifikasjon av basalter.

Mange metoder har vært foreslått for å bestemme i hvilke tektoniske omgivelser, nå omvandlede, lavaer ekstruderte. Pearce (1976) har laget diagrammer for diskriminant-analyse basert på hovedelementer. Og sammen med Cann (Pearce & Cann 1973) har han laget diagrammer basert på antatt stabile sporelementer.

Disse metodene skiller lavaene i seks grupper etter tektonisk miljø.

Gruppe 1. Havbunnsbasalter (OFB): Basalter ekstrudert på oseanisk skorpe ved divergerende platekanter, enten på midthavsrygger eller i mindre oseanbassenger bak øybuer.

-"- 2. Øybuetholeitt (LKT): Disse er ekstrudert ved konvergerende platekanter nær dyphavskløfter.

-"- 3. Kalkkalibasalter (CAB): Ekstrudert på kontinentale plater nær divergerende platekanter og på oseanplater bak dyphavskløftene.

- Gruppe 4. Shoshonitter (SHO): Basalter ekstrudert ved konvergerende platekanter, enten et godt stykke bak dyphavskløftene bak moderne øybuer, eller postorogent etter at subduksjonen har opphørt.
- "- 5. Oseanbasalter (OIB) ekstruderer som oseanøyer, vanligvis midt inne i en plate, men av og til som øyer på toppen av en midthavsrygg.
- "- 6. Kontinentale basalter (CON): Disse ekstruderer gjennom kontinental plate, hovedsaklig i rifter inne i platene.
- D 2.a, - Klassifikasjon av grønnskifrene ved bruk av hovedelementkjemi.

Fig. D 1. viser at hovedmengden av prøvene plotter som øybuetholeiitter. Lavaene er altså ekstrudert på øybuer. Den prøven som ikke plotter entydig i de to diagrammene er prøve nr. 3. Prøve nr. 3 er også en av de to prøvene som skiller seg ut på høyre side i Hughes' diagram (fig. C 9.). (Begrunnelsen for dette se avsnitt C 4.) Denne prøven har altså fått tilført K_2O fra et større område og er derfor mindre representativ enn de øvrige prøvene som har avgitt litt K_2O hver.

Tabell D 1 Sporelement-analyser (i ppm) av de prøvene som har basaltisk sammensetning.

Prøve nr.	Y	Zr	Cr	Ti
3	22	97	59	6200
4	22	62	120	5500
5	28	74	85	6000
7	32	105	65	9000
9	31	87	103	5800
12	33	87	180	9200
14	39	87	41	10500

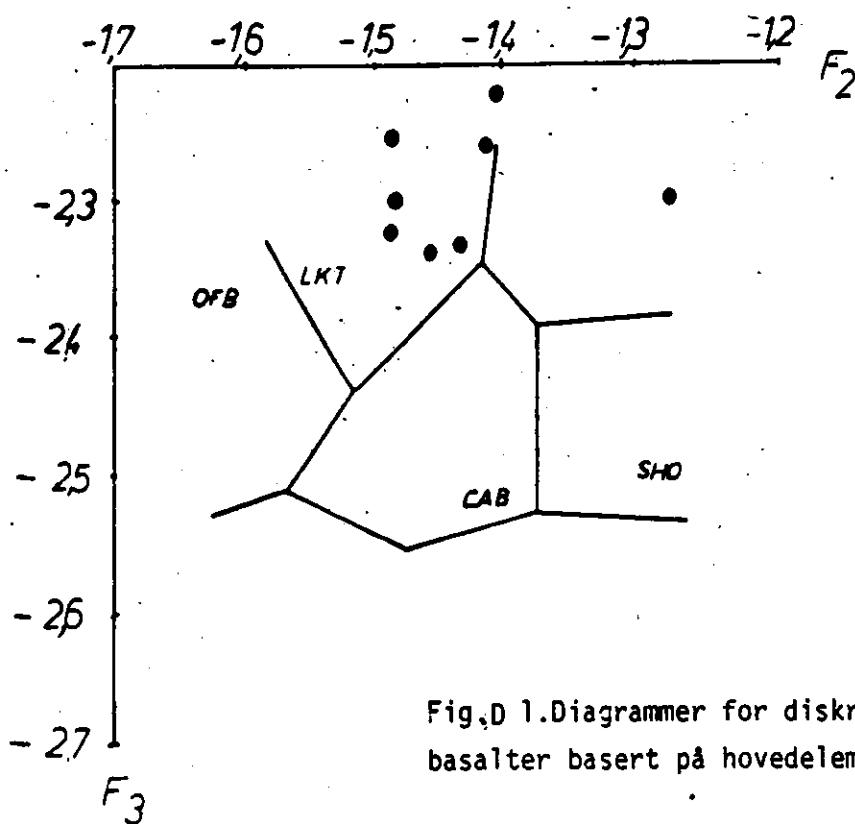
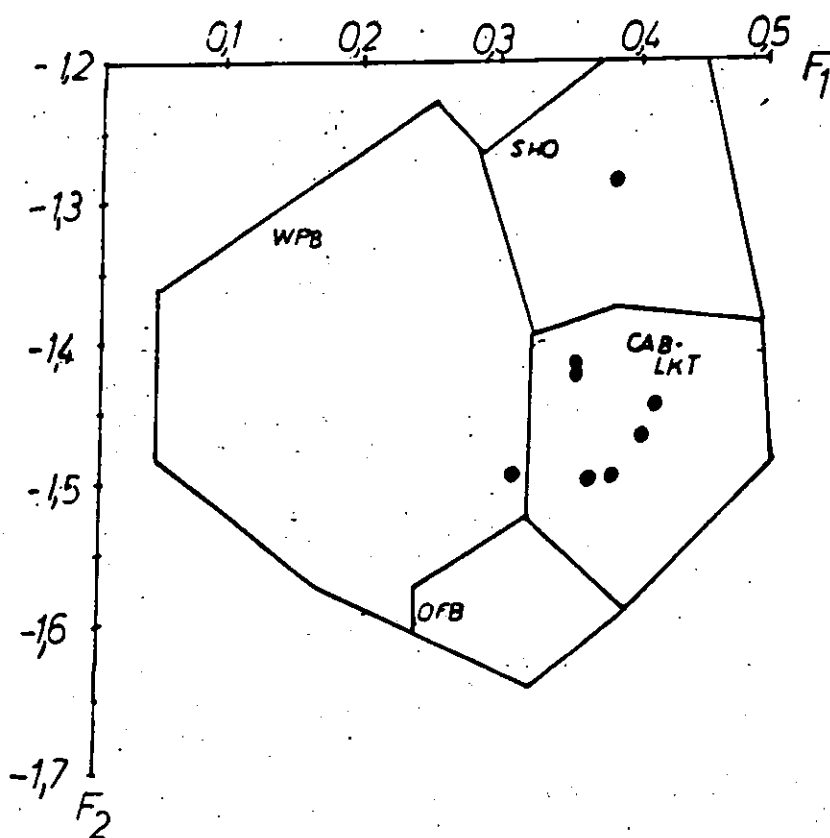


Fig.D 1. Diagrammer for diskriminant-analyse av basalter basert på hovedelement-kjemi. (Pearce 1976)

D 2.b. - Mulige omvandlingsprosesser bergartene kan ha vært igjennom.

Siden dette ikke er primære bergarter, må en vurdere hvordan forskjellige omvandlingsprosesser kan ha virket inn på de parametere som brukes i klassifikasjonen.

i) Isokjemisk metamorfose vil ikke påvirke forholdet mellom elementene i bergarten, og vil derfor ikke bli drøftet her.

ii) Spilittisering. Som vist i avsnitt C 4. har prøvene som er plottet her, vært utsatt for spilittisering. Cann (1969) fant, ved å sammenligne spillittiske og ikke-spillittiske puter av samme opprinnelse, at elementfordelingen var forandret som vist i tabell D 2.

Tabell D 2. - Endring i elementfordeling ved spilittisering.

Øker H_2O	Avtar CaO, Al_2O_3	Svært mobil
$(FeO + MgO)Na_2O, SiO_2$	K_2O	Mobil
TiO_2, Fe_2O_3, FeO		Immobil

Som nevnt i C 4 må K_2O ha vært en viktig mobil fase siden enkelte soner er sterkt anrikt på biotitt. De anrikede sonene er imidlertid tynn i forhold til de sonene K_2O er lutet ut av. Dette tyder på at denne utlutingen har vært relativt beskjedent i de prøvene som plottes i LKT-feltet i de to diagrammene.

iii) Submarin forvitring. Det er ikke umulig at bergartene har gjennomgått submarin forvitring. Mobilitet av elementer ved submarin forvitring av basalter er vist i tabell D 3. (Cann 1969).

Tabell D 3. - Mobilitet av elementer ved submarin forvitring av basalter.

Øker	Avtar	
H_2O , Fe_2O_3/FeO K_2O	CaO , MgO	Svært mobil
	Na_2O , SiO_2	Mobil
tot Fe, TiO_2		Svakt mobil
Al_2O_3		Immobil

Som vist i fig. C 7. har alle prøvene, bortsett fra prøve 3, lavere K_2O -innhold enn uomvandlede bergarter. Siden submarin forvitring svært lett ville føre til en økning i K_2O -innhold, må en regne med at dette har vært en mindre viktig prosess enn splittisering.

iv) Forvitring i luft. Tabell D 4. viser hvordan forvitring i luft påvirker elementfordelingen. (Lisitsyna 1968.)

Tabell D 4. - Mobilitet av elementer ved forvitring i luft.

Øker	Avtar	
H_2O	CaO , Na_2O , MgO , K_2O	Svært mobil
	SiO_2	Mobil
tot Fe, Al_2O_3 TiO_2		Immobil

Da prøvene stammer fra en borkjerne med frisk snitt, kan en se bort fra at de har vært utsatt for forvitring i luft.

D 2.c. - Variasjon i egenvektorene med forandring i elementfordelingen.

Egenvektorene (F_1 , F_2 og F_3) i fig. E 1 er avhengig av kjemien av bergartene som vist i tabell D 5.

Tabell D 5. - Egenvektorenes avhengighet av elementene.

Vektor	øker med økende	avtar med økende
F_1	SiO_2	TiO_2
F_2	K_2O	MgO
F_3		Al_2O_3

Spilittisering, som ser ut til å være den mest betydelige prosessen for disse bergartene, påvirker egenvektorene bare i liten grad. For havbunnsbasalter finner Pearce (1976) at av 15 spilittiserte prøver plotter 14 fortsatt som havbunnsbasalt. For prøvene i dette arbeidet vil tapet av K_2O bare bevirke at F_2 -verdien blir noe mindre enn om prøvene ikke var spilittisert. For Al_2O_3 og SiO_2 vil variasjonene spilittiseringen medfører, bli liten relativt til opprinnelig innhold, slik at dette ikke vil slå merkbart ut i egenvektorene.

D 3. KLASSIFIKASJON AV GRØNNSKIFRENE VED BRUK AV INNHOLD AV STABILE ELEMENTER

For å komme utenom problemet med i hvilken grad elementmobilisering virker inn på klassifikasjonsmetoden, har en prøvd å finne fram til en metode som baserer seg på stabile elementer.

Pearce og Cann (1973) foreslår å bruke diskriminantanalyse som går ut fra at Ti, Zr og Y er immobile. (Tabell D 1, Fig. D 2. viser prøvene plottet i dette diagrammet.)

Dette diagrammet er best egnet til å skille mellom basalter ekstrudert inne i platene (OIB, CON) og på platekantene, (OFB, LKT, CAB, SHO). Prøvene plotter her som havbunnsbasalter og hører altså til gruppen "platekant-basalter".

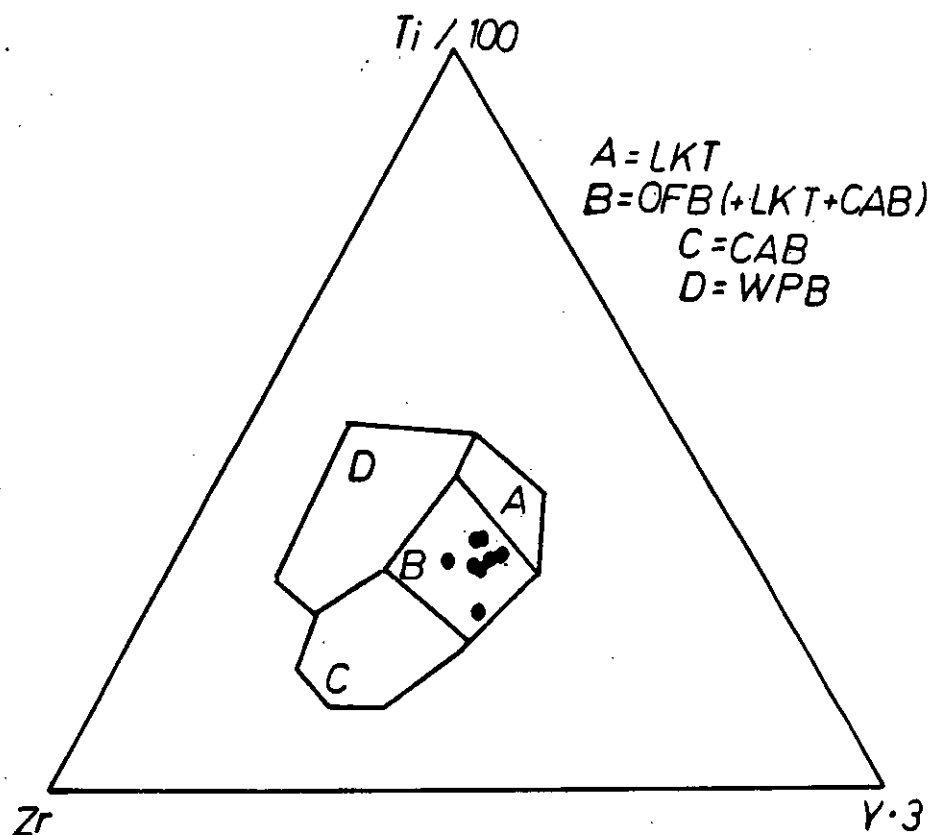


Fig.D 2. Diskriminant-diagram som skiller best mellom plate-basalter (WPB) og basalter fra platekantene. (Pearce & Cann 1973)

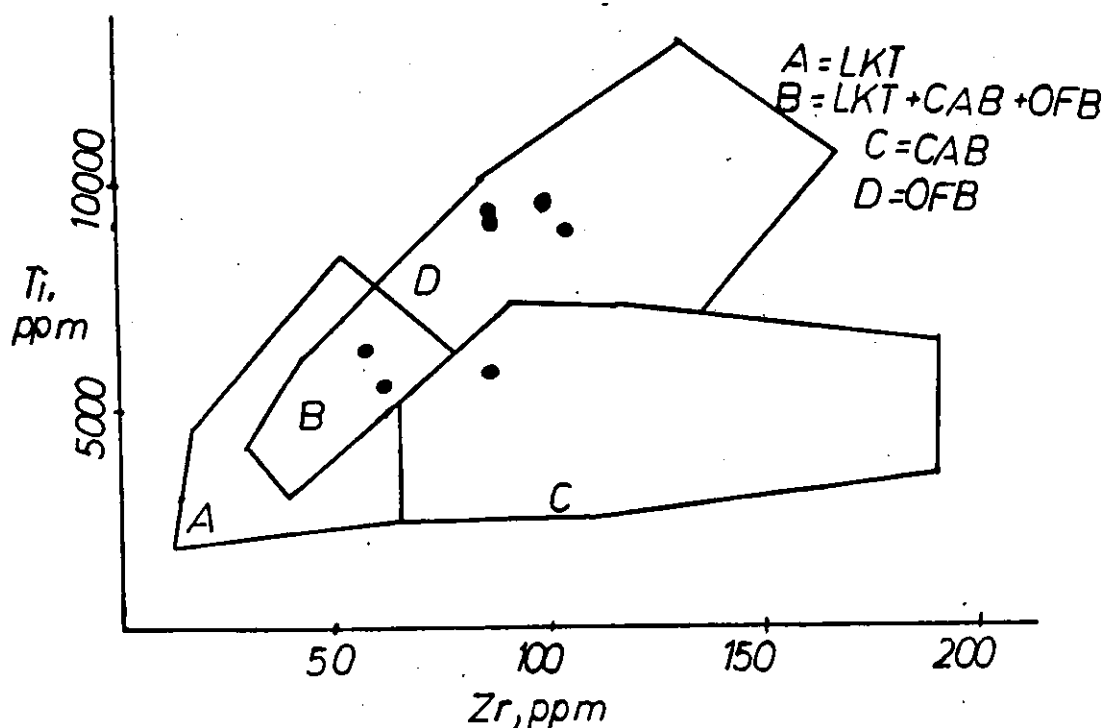


Fig.D 3. Diskriminant-diagram som skiller basalter fra forskjellige platekant-miljøer. (Pearce & Cann 1973)

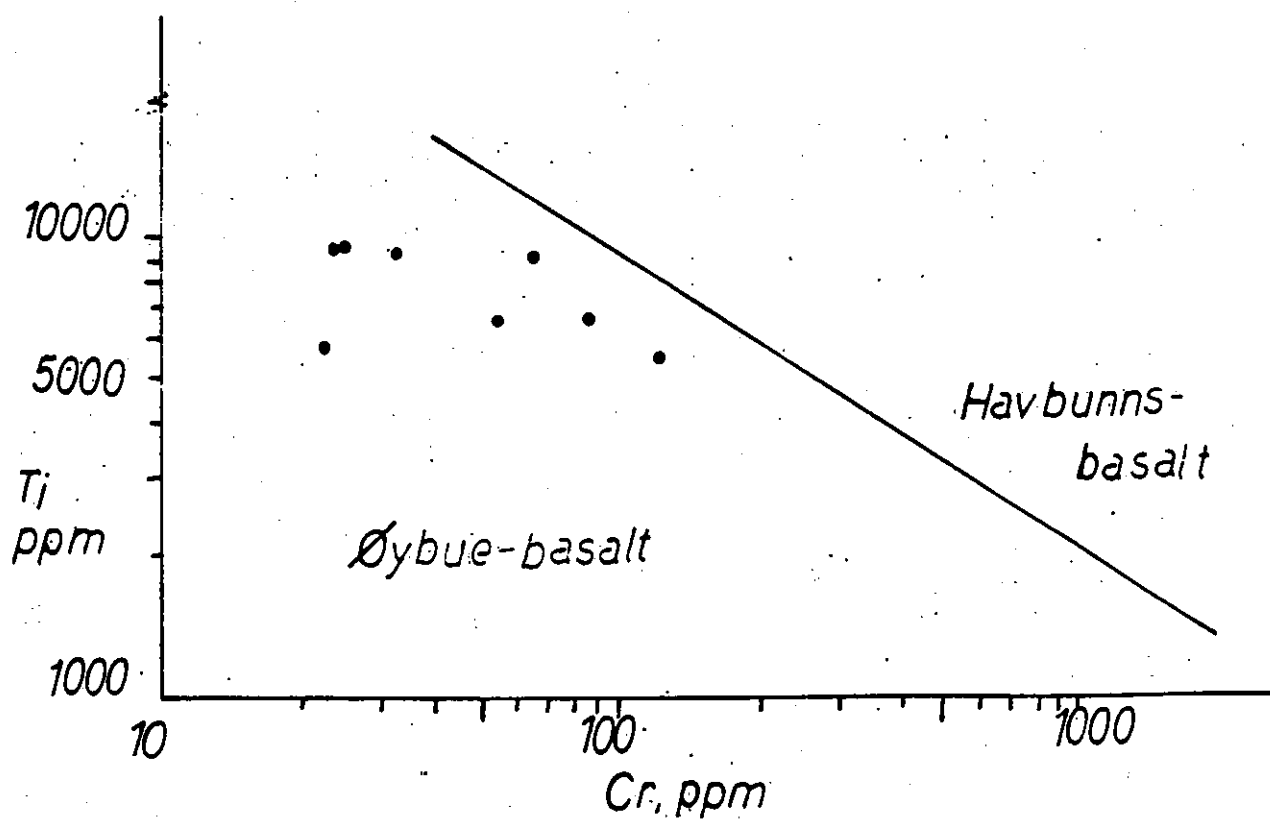


Fig.D 4.Diskriminant-diagram (i log-skala) som skiller mellom øybue- og havbunnsbasalter.(Pearce & Gale 1977)

For å skille mellom de enkelte typene av "platekant-basalter" er prøvene plottet i Fig. D 3. Dette diagrammet viser et noe forvirrende bilde, men kommer i hovedsak ut med resultat: Havbunns-basalt.

Til slutt er prøvene plottet i fig. D 4.. Her er det gjort bruk av det karakteristiske trekk at for ethvert innhold av Ti vil en øybueholeitt ha lavere innhold av Cr enn en havbunnsbasalt (Pearce & Gale 1977). Dette viser en tydelig tendens mot øybueopprinnelse.

D 4. - SAMMENDRAG OG KONKLUSJON

Hovedelementanalysene gir i dette tilfellet en ganske entydig beskjed om at grunnsteinene opprinnelig var basalter dannet ved en øybue. Når en vet at mange prosesser kan forandre hovedelementkjemien av en bergart, kan en ofte tvile på om en kan basere konklusjoner alene på hovedelementanalyser. Når en likevel av og til gjør det, kan det begrunnes med at slike prosesser vanskelig ville forandre kjemien, slik at prøvene plottet entydig i flere diagrammer.

Sporelementplottene gir et mer forvirrende bilde. Ti, Zr,Y-diagrammet og Ti, Zr-diagrammet tyder på havbunns-omgivelser under dannelsen mens Cr-Ti-diagrammet tyder på øybue-miljø. En årsak til dette forvirrende resultat kan være at Ti ikke har opptrådt helt immobil, slik forutsetningen har vært. En annen mulighet kunne være at miljøet er av blandingstype mellom øybue-miljø og havbunns-miljø. Dette er likevel lite trolig, for da ville hovedelementanalysen også gitt havbunnsbasalt. (Pearce 1976.)

Feltindisier peker i retning av kystnært miljø. Grove klastiske sedimenter (Gula-gruppen) i vest og fyllitter (Kjurudal-formasjonen) i øst tyder på at dette ikke har funnet sted langt til havs.

Den veksling mellom felsiske og basaltiske bergarter en ser i området er også karakteristisk for øybue-miljø.

Pearce og Gale (1977) har gjort tilsvarende analyser for andre forekomster i Trondheims-feltet. Deres Gjersvik-type forekomster har mange karaktertrekk felles med Sivilvangen. Den karakteriseres som øybue-type til tross for at den plotter som havbunns-basalt i

Ti-Zr-diagrammet, men er ifølge Cr-Ti-diagrammet fra øybue. I Pearce og Gales arbeid legger de stor vekt på analyser av sjeldne jordartselementer, noe som ikke har vært mulig i forbindelse med dette arbeidet, men som kunne gitt verdifulle bidrag til bildet.

Forekomsten ved Sivilvangen må altså kunne sies å være av Gjersvik-type, - en type Cu-Zn-forekomster som er knyttet til meta-vulkanitter - mest sannsynlig dannet i øybue-miljø.

E. MALMGEOLOGI

E 1. HISTORIKK

Prøvedriften av kisforekomsten ved Sivilvangen (Auma grube) foregikk i årene 1914 - 1918. Omfattende røskingsarbeid ble utført og 8 diamantborhull ble satt ned. Gruvedriften bestod i at to synker på henholdsvis 24 og 60 m ble drevet etter fallet. Fra disse ble det drevet til sammen 150 m strosser og orter langs strøket. (Marlow 1935.)

Mineraliseringens mektighet varierte fra 2 - 0,15 m med et gjennomsnitt på ca. 1 m, og ble fulgt i 400 meters lengde. Gjennomsnittsanalyser fra denne perioden viser 1,7 % kobber og 28 % svovel. Malmmengden ble beregnet til 220.000 tonn.

I 1953 ble det boret minst 6 nye hull, men dette materialet er gått tapt.

I 1974 foretok NGU, på oppdrag fra Orkla Industrier A/S, CP-målinger i området rundt forekomsten. Resultatene (fig. E 1) tydet på at den mineraliserte sonen hadde en lengde på minst 500 m langs strøket og ca. 150 m langs fallet. I 1975 ble det boret i alt 13 diamantborhull på til sammen 1002,3 m (fig. E 1). Disse boringene viste at den mineraliserte sonen strekker seg lengre enn 500 m langs strøket, men i ytterkant er mineraliseringen så svak at en kan regne med et feltutstrekning på 250 m. Med et malmareal på 100 m² får en en total malmmengde på under 100.000 tonn malm som holder 1 % kobber og 3,5 % Zn (Orkla 1975).

E 2. MALM-MINERALOGI

E 2.a. - Petrografi.

Malmen i Sivilvangenforekomsten består av svovelkis, magnetkis, kobberkis og sinkblende med små mengder blyglans.

Av tabell E 1 går det fram at innholdet av ertsmineraler ikke er det samme i alle nivåer. Nær toppen av malmsonen er malmen sinkrik, mens den mot bunnen får betydelig større innhold av kobberkis i forhold til sinkblende.

x Se også vedlegg.

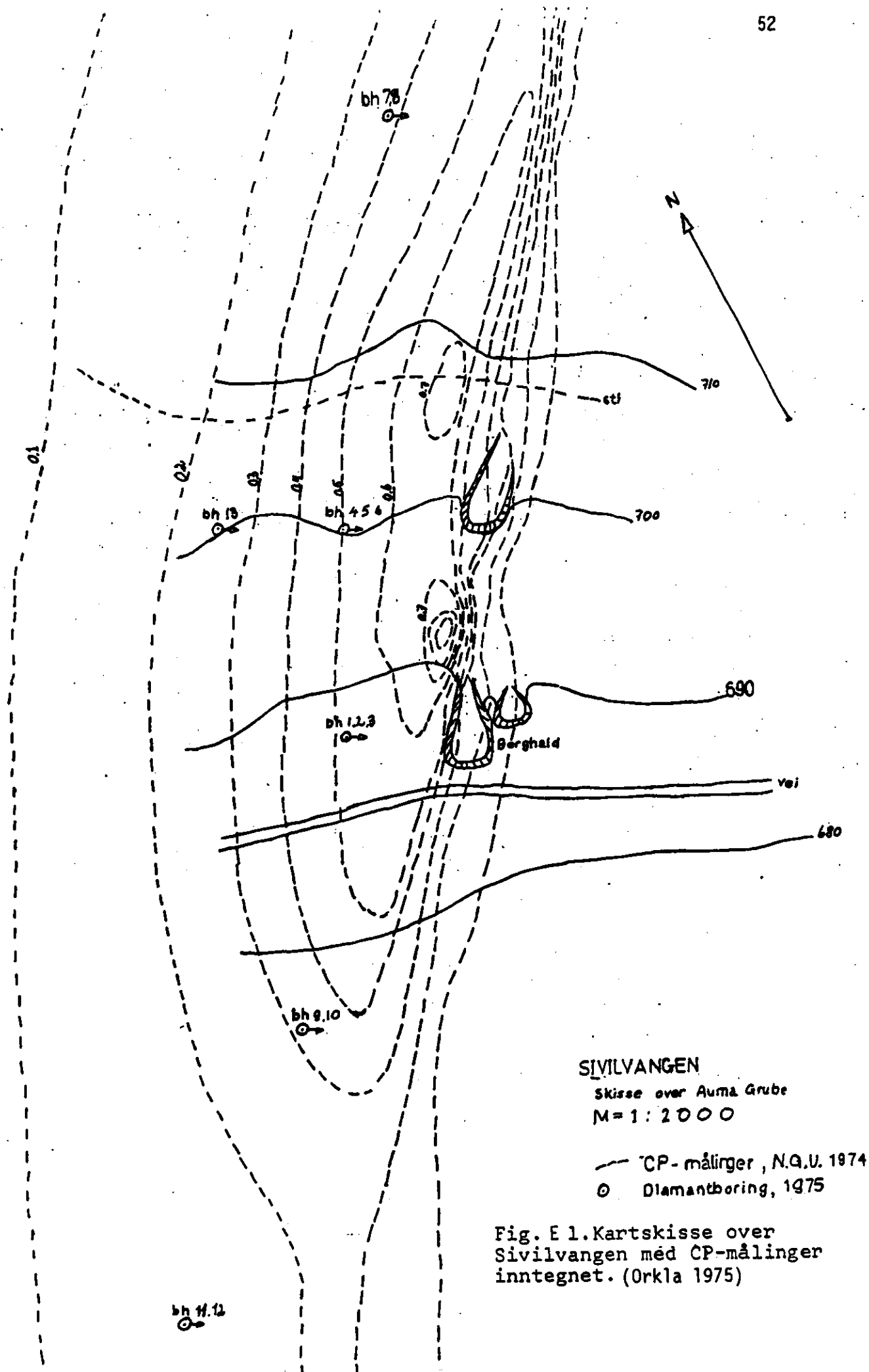


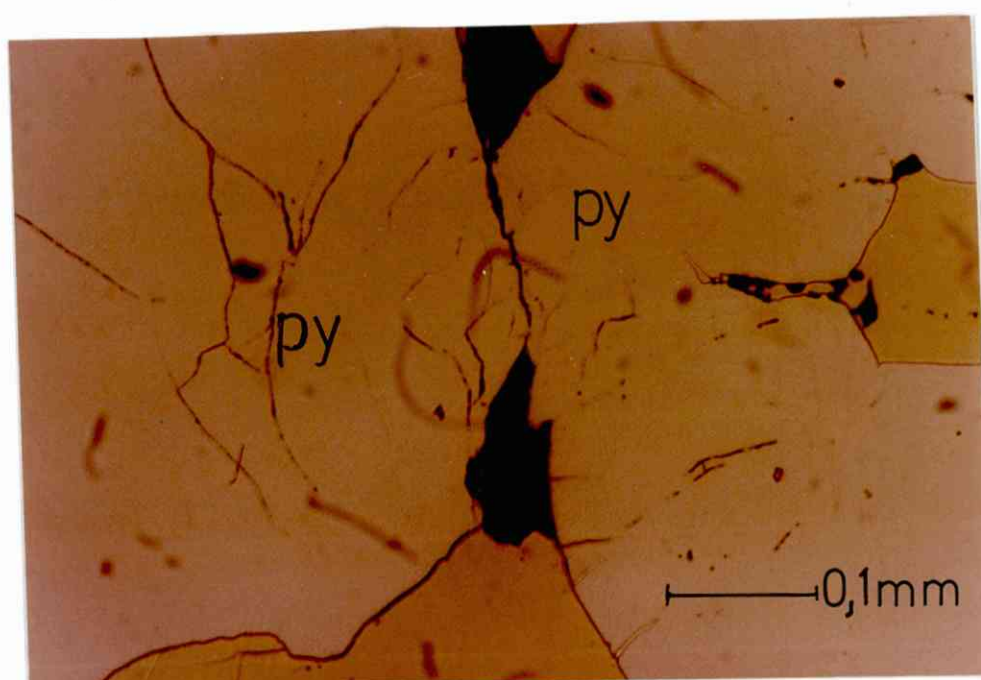
Fig. E 1. Kartskisse over
 Sivilvangen med CP-målinger
 inntegnet. (Orkla 1975)

Slip nr.	32	34	35	36	38
Nivå	52,9 m	53,6 m	55,1 m	56,1 m	58,6 m
Svovelkis	0	0	9,5	0	64,7
Magnetkis	28,0	34,9	86,8	27,8	
Kobberkis	2,1	+	1,5	26,3	15,3
Sinkblende	69,5	64,5	2,2	45,9	19,7
Blyglans	0,4	0,6	0	0	0,3
Tellurid	+	+	0	0	+
Erts	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabell E 1. Variasjon i innhold av ertsmineraler (i prosent av totalt ertsmineralinnhold).

I den sinkrike delen av malmen er magnetkis viktigste, til dels også eneste, jernsulfid. I den kobberrike delen finnes betydelige mengder svovelkis.

Svovelkis er det eneste mineralet som har utviklet krystallflater. Terninger av tidligere anhedral svovelkis viser nå tegn på knusing der de støter mot andre svovelkiskrystaller (se fig. E 2). Alle andre mineraler er anhedrale.



Figur E 2. - Sammenstøt mellom svovelkiskrystaller (py)

E 2.b. - Oversikt over ertsmineralenes optiske, fysiske og kjemiske data.

Svovelkis FeS_2 (Se tabell E 2).

Hardhet: Vickers hardhet ble ikke målt da inntrykket ble for lite og gav oppsprekning.

Reflektivitet: 53,1 - 53,8 %.

Kornform og -størrelse: Idiomorfe korn, 0,5 - 2 mm

Magnetkis Fe_{1-x}S (Se tabell E 2)

Hardhet : 270 VHN

Reflektivitet: 35,2 - 39,3 %

Kornform og -størrelse: Uregelmessige masser som strekker seg over hele slipet (> 2 cm), dels optisk kontinuerlig, dels bestående av elementer med forskjellig optisk orientering ca. 0,5 mm. (Se avsnitt E 2.c.)

Andre egenskaper: Krystallografisk heksagonal.

Sinkblende $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$ (Se tabell E 2).

Hardhet : 210 VHN

Reflektivitet: 17,3 %

Kornform og -størrelse: Uregelmessige masser som strekker seg over hele slipet (> 2 cm).

Andre egenskaper: Rød indrerefleksjon. Inneslutninger av kobberkis og magnetkis ordnet etter krystallografiske retninger (se fig. E 3).

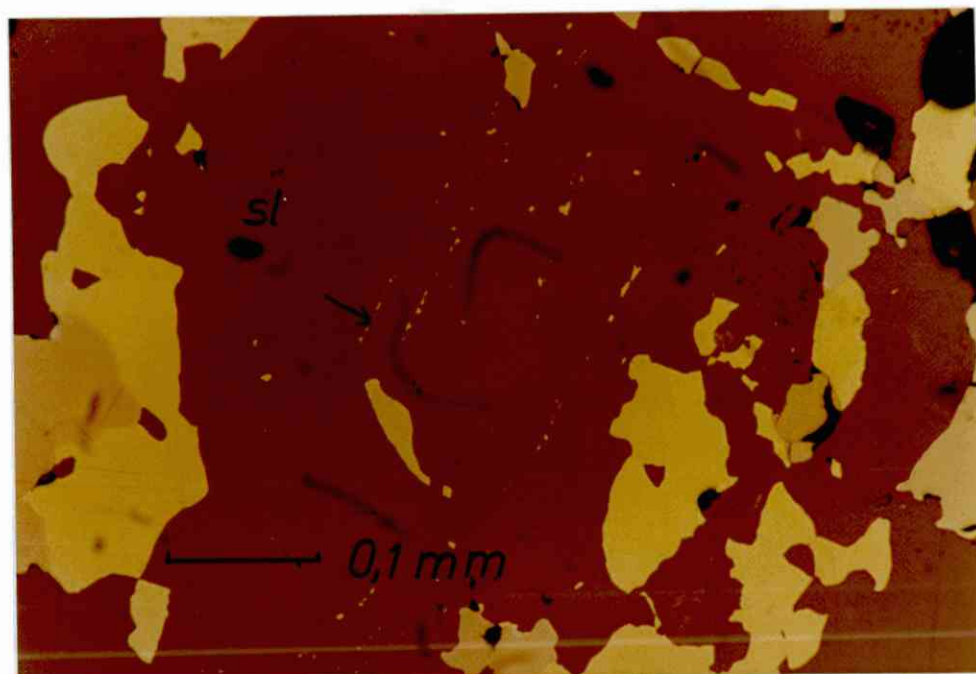


Fig. E 3. Inneslutninger av magnetkis og kobberkis i krystallografiske retninger (se pil) i sinkblende (sl).

	Sinkblende		Kobberkis			Svovelkis	Magnetkis		
	32	38	1	32	38	38	1	32	38
Fe	7,77	7,46	30,63	30,65	30,15	46,16	60,05	60,61	59,60
Mn	0,12	0,15							
Co							0,21		0,28
Zn	58,69	59,49					0,35	0,46	0,42
Cu			33,91	34,22	34,29				
As			0,64	0,70	0,78				
Se	0,15								
S	33,20	33,34	34,47	34,72	34,83	53,37	39,53	38,68	38,46
	99,93	100,44	99,65	100,29	100,05	99,53	100,14	99,75	98,76
	Antall ioner basert på 1 S-atom		Antall ioner basert på 2 (As + S)-atomer			Antall ioner basert på 2 S-atom	Antall ioner basert på 1 S-atom		
Fe	0,13	0,13	1,01	1,01	0,99	0,99	0,88	0,90	0,89
Mn	+	+					+		+
Co									
Zn	0,87	0,88					+	0,01	+
Cu			0,99	0,99	0,99				
As			0,02	0,02	0,02				
Se	+								
S	1	1	1,98	1,98	1,98	2,00	1,00	1,00	1,00

Tabell E 2 - Kjemiske analyser av ertsmineralene og formler basert på analysene.

Kobberkis, Cu Fe S_2 (Se tabell E 2).

Hardhet : 215 VHN

Reflektivitet: 46,3 %

Kornform og -størrelse: Uregelmessige korn og masse som inneslutninger i sinkblende, som matriks imellom og sprekkefyllinger i oppsprukken svovelkis.

Blyglans, Pb S (Se avsnitt E 2.d.)

Hardhet : 70 VHN

Reflektivitet: 42,3 - 43,3 %

Kornform og -størrelse: Uregelmessige korn innesluttet i sinkblende, oftest 0,25 - 0,50 mm store, men enkelte korn er opptil 1 mm.

Tellurid (Se Fig. E 4).

Hardhet : Umulig å måle da kornene er for små.

Reflektivitet: Høyere enn blyglans.

Kornform og -størrelse: Opptil 0,02 mm store korn innesluttet i blyglans. (Se avsnitt E 2.e. og Fig. E 4.)

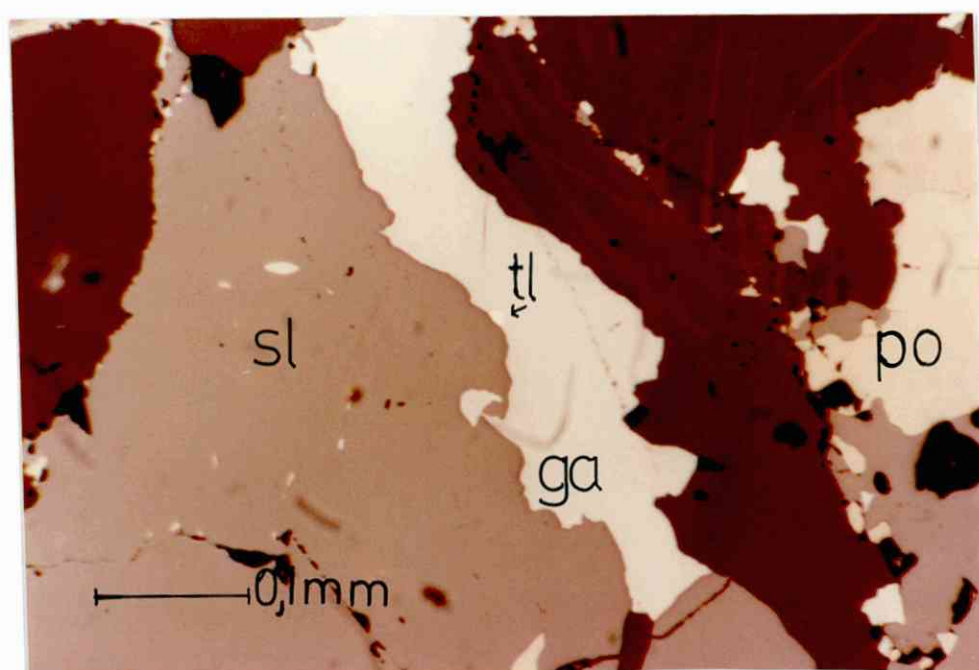


Fig. E 4. Tellurid (tl) i blyglans (ga) sammen med sinkblende (sl) og magnetkis (po).

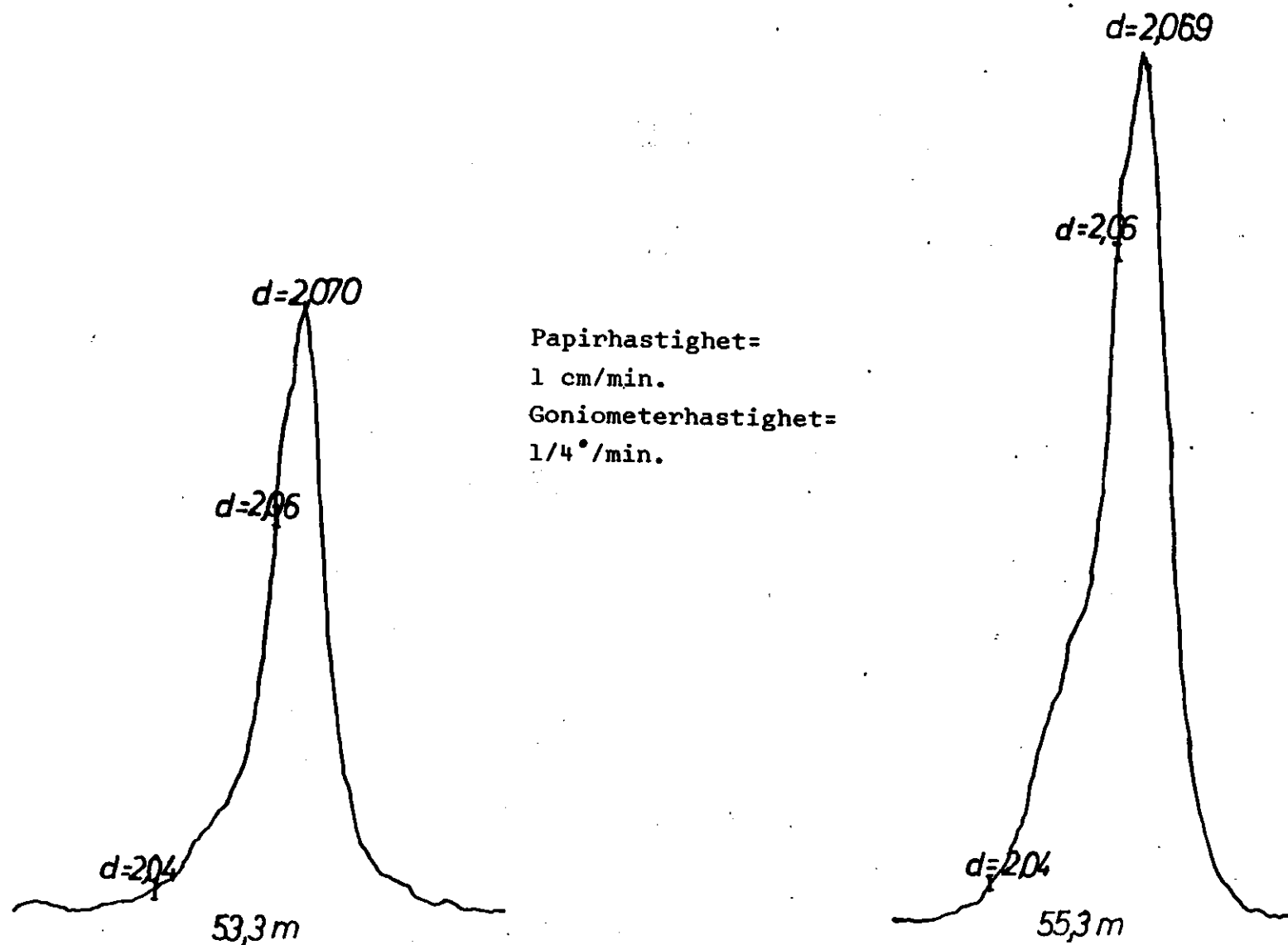


Fig. E 5. Røntgendiffraktogram av 1 0 2-toppen i magnetkis

E 2 c. Variasjonene i optiske egenskaper hos magnetkis

Magnetkis opptrer enkelte steder optisk kontinuerlig over hele slippet, i andre nivåer er den rekrystallisert til en mosaikk av elementer med forskjellig optisk orientering. For å finne årsaken til denne forskjellen, ble det foretatt analyser av de forskjellige typene.

Røntgendiffraktometer ble brukt for å avdekke eventuelle forskjeller i krystallografi, mens kjemiske analyser fra elektrotermisk sonde skulle vise eventuelle forskjeller i sammensetning.

Fig.E 5 viser røntgendiffraktogrammer av de to typene, på nivået 53.3 m er magnetkis optisk kontinuerlig, på 55.3 m's dyp er den rekrystallisert.

Siden begge prøvene bare har en topp på $d = 2.07$ består begge utelukkende av heksagonal magnetkis. (Monoklin magnetkis ville gitt refleksjoner på $d = 2.04$ og $d = 2.06$, mens heksagonal viser en, $d = 2.07$). Forskjellen i optiske egenskaper kan altså ikke forklares utfra forskjell i krystallografi.

Kjemiske analyser av optisk kontinuerlig magnetkis (prøve nr. 32) og den rekrystalliserte (Prøve 1 og 38) finnes i tabell E 2.

Innholdet av Fe og S varierer lite prøvene imellom og alle de tre prøvene avviker lite fra formelen Fe_7S_8 . Alle prøvene inneholder små mengder Zn. Prøvene av den rekrystalliserte magnetkis inneholder imidlertid små mengder Co i tillegg

Forskjell i trykk- og temperatur-påvirkning kan også ha bevirket denne forskjellen. Når avstanden mellom prøvene er så lite som 2 m på det minste, er det lite trolig at betingelsene har vært merkbart forskjellige.

På grunnlag av det som her er skissert, er det grunn til å tro at den lille mengden Co som er tilstede, gjør gitteret ustabilt under de trykk- og temperatur-påvirkninger mineralet har vært igjennom. Co-holdig magnetkis rekrystalliserer i elementer med forskjellig optisk orientering, mens magnetkis uten Co beholder sin opprinnelig tekstur,

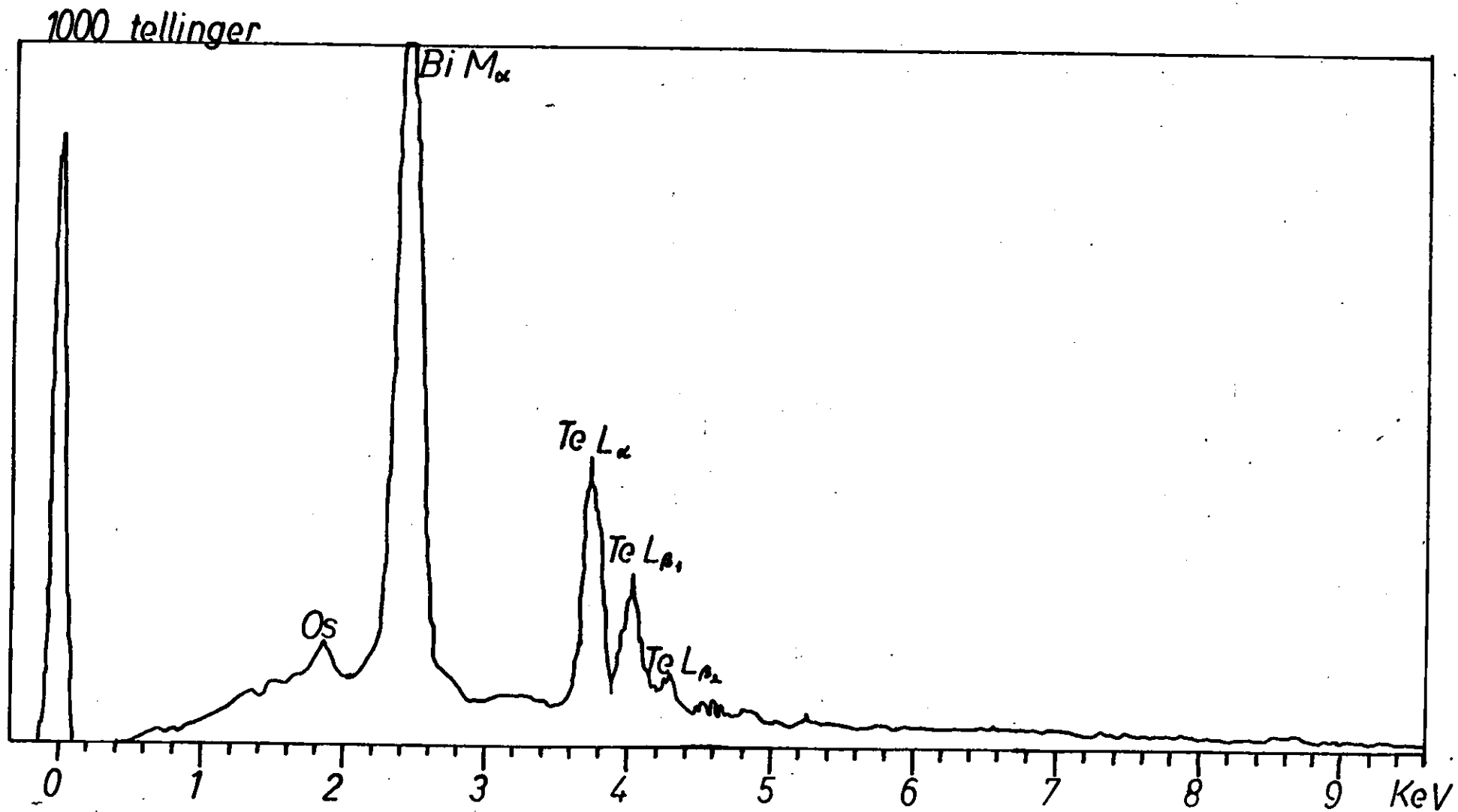


Fig. E 6. Energidispersiv analyse (EDAX) av tellurid.

E 2.d. Blyglans ble ikke analysert på elektronmikrosonde, for mikrosonden var på det aktuelle tidspunktet ikke i stand til å skille mellom Pb og S.

E 2.e. Kjemisk analyse av tellurid.

Telluridet er analysert på elektronmikrosonde. Da det på det tidspunkt analysen ble foretatt, ikke var mulig å analysere kvantitativt for elementene Bi og Te, viser fig. E 6 en kvalitativ analyse av telluridet. Om mineralet er telluro-bismutitt (Bi_2Te_3) eller hedleyitt ($\text{Bi}_{14}\text{Te}_6$) er vanskelig å avgjøre, spesielt fordi Bi er representert ved sin M_{α} -linje mens Te er representert ved L-linjer. Linjen merket Os er etter all sannsynlighet en Os-linje, men det kan også være en linje fra de to andre elementene.

E 3. BREGNING AV METAMORFT TRYKK VED BRUK AV SINKBLENDE-MAGNETKIS-SVOVELKIS-LIKEVEKTEN

E 3.a. Innledning.

Siden Kullerud (1953) fant ut at Fe S-innholdet i sinkblende er en indikator på betingelsene under avsetning og metamorfose av sulfider, har det vært gjort mange undersøkelser av likevekten sinkblende-magnetkis-svovelkis. Scott (1973) kalibrerer dette geobarometeret eksperimentelt (se Fig. E 7.a.).

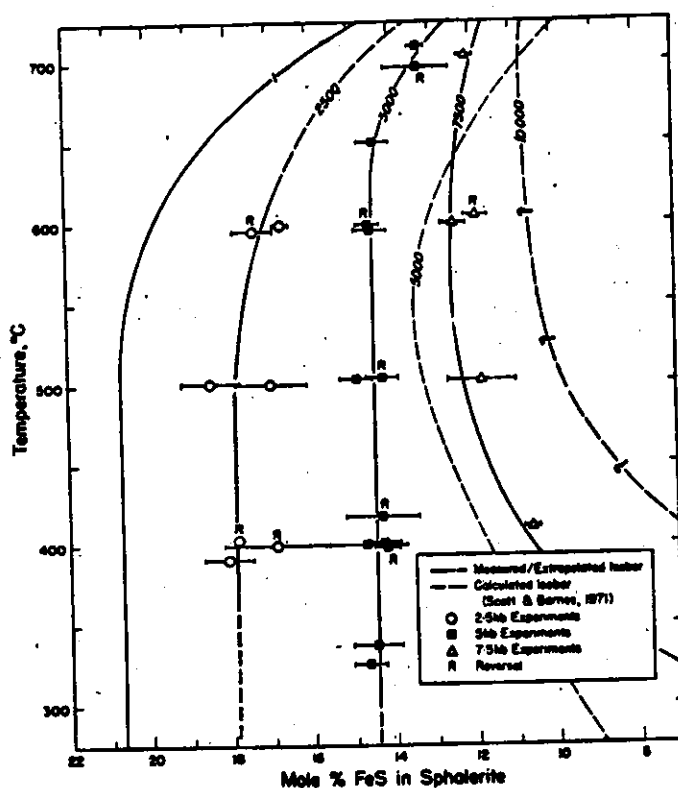


Fig. E 7.a. T - X-projeksjon av sinkblende-svovelkis-magnetkis solvus isobarer. Trykket er i bar (fra Scott 1973).

Hutcheon (1978) betrakter (Fe, Zn) S som en løsning der aktiviteten av Fe S er avhengig av trykket, noe de eksperimentelle arbeidene på forhånd har slått fast. Resultatene av Hutcheons beregninger viser godt samsvar med de eksperimentelle data.

E 3.b. Beregning av metamorft trykk i sulfidforekomsten ved Sivilvangen.

Selv om malmen i Sivilvangen inneholder både svovelkis, magnetkis og sinkblende, fantes bare ett lite (0,01 mm) korn av sinkblende i kontakt med både svovelkis og magnetkis. Da dette kornet var for lite til å vise noen sonering, var det umulig å fastslå om det var i likevekt med omgivende svovelkis og magnetkis. Likevekt er en betingelse for bruk av geobarometeret og dette gjør at metoden blir usikker i dette tilfellet.

Tabell E 3. Kjemisk analyse av sinkblende-korn i kontakt med svovelkis og magnetkis.

	vt %		mol %
Fe	7,67	Fe S	13,11
Mn	0,20	Mn S	0,38
Zn	59,09	Zn S	86,55
S	33,30		
Sum	100,26	Sum	100,04

Ved å gå inn på Fig. E 7 med 13 % Fe S og 500^o C (beregnet fra silikater) får en et maksimalt trykk på mellom 5 og 7,5 kb. Hutcheons beregnede data gir 6 kb (se Fig. E 7.b.).

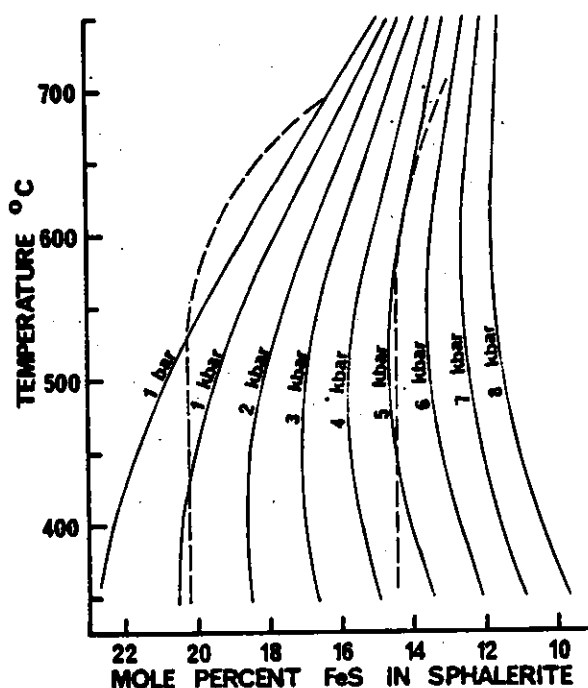


Fig. E 7.b. - Beregnede isobarer (heltrukne) sammenlignet med eksperimentelt bestemte isobarer (Scott 1973) (stiplet). (Hutcheon 1978)

Silikatmineralogien ser ut til å ha innstilt sin likevekt ved 500°C og et trykk lavere enn 4 kbar (Se C 4.c). Arsaken til denne uoverenstemmelsen er at likevekt ikke har inntrådt.

Sinkblende er det sulfid som vanskeligst reagerer med tilgrensende korn (Scott 1973). For geobaometri i høy metamorf grad er det en fordel, for da skjer ingen reekvilibrering under avkjøling og avlastning.

I arbeider i lav grads metamorfose (grønnskifer-facies) blir det derimot et problem. Trykk og temperatur er ikke høye nok til at reaksjon er kommet i gang slik at likevekt kunne bli innstilt.

Konklusjonen må derfor bli at sinkblende-kornet som ble analysert, ikke var i likevekt med tilstøtende korn av svovelkis og magnetkis. Disse beregningene er altså ubruklige i geobarometri.

E 4 MALMDANNELSE

E 4.a. Innledning.

Flere teorier for dannelsen av de stratiforme kisene har vært kastet fram gjennom tidene.

Helland (1873) mente at de var av sedimentær opprinnelse; at de var avsatt som kjemiske utfellinger på havbunnen.

Vogt (1910) mente at deres, ofte nære, naboskap med intrusivbergarter tydet på at de var intrusjoner.

I 1920 foreslo Garstens en ekshalativ-sedimentær modell for dannelsen av visse typer svovelkisforekomster i kaledonidene.

Oftedal (1958 a) har så utvidet den ekshalativt-sedimentære modellen til å omfatte de fleste forekomstene i Trondheimsfeltet.

Malmenes kontakt med vulkanittene, peker i retning av at mineraliseringen er skjedd i forbindelse med vulkanismen som dannet sidebegartene.

E 4 b. Den ekshalativt-sedimentære modell

I denne modellen tenker en seg malmen felt ut fra sjøvann, etter at sjøvannet er mettet på tugmetaller fra vulkanske gasser.

Oftedal (1958 b) tenker seg at kvartskeratofyrene som ofte følger denne typen malmer ikke er lavaer, men tuffer dannet ved eksplosiv vulkanisme. Årsaken til at denne vulkanismen er eksplosiv, er høyt gasstrykk. Følgelig vil store gassmengder strømme ut under erupsjonen. Selv om hovedbestanddelen er vanndamp, er det beskrevet utfelling av mange ertsmineraler direkte fra slike gasser. (Mason 1966 p. 143).

Havvannet vil da mettes med tungmetaller som siden felles, i reduserende miljø som sulfider, i oksyderende miljø som oksyder. Både svovel og oksygen vil hovedsaklig komme fra vannet og ikke fra den vulkanske gassen.

Den sonering i malmen som kommer fram i tabell E 1, med kobberkis i bunnen og sinkblende og blyglans mot toppen, kan enkelt forklare ut fra denne modellen

Fordi kobberkis er mindre løselig enn Zn- og Pb-sulfidene (Large 1977), vil sjøvannet, ved lik tilførsel av alle tungmetaller, først mettes på kobbersulfid som derfor felles først. etter noe lengre tids tilførsel vil sjøvannet så mettes på de andre tungmetallene og sinkblende og blyglans felles.

Av Fig. C 1.a. går det fram at sulfidmineraliseringen ved Sivilvangen finnes nær, dels også i kontakt med kvartskeratofyr. Det er altså ikke usannsynlig at malmen her kan være dannet på denne måten

E 4.c. Malmdannelse ved felling fra sirkulerende løsninger.

I en annen modell tenker en seg at sjøvann som sirkulere i bergarten, løser ut metaller som felles som sulfid når løsningen når havbunnen.

Elementer som Zn, Cu og Pb, som vanskelig går inn i silikater, men likevel finnes i spormengder, vil lett løses ut av sirkulerende løsninger. Samtidig vil sulfider løses hvis løsningen er tilstrekkelig sur.

Fe, som ikke er noe sporelement, ser også ut til å være lutet ut.

Fig. C 7.(p.26) viser hvordan FeO/MgO-forholdet i silikatene varierer når en nærmer seg malmen fra undersiden. Dette kan være primært, men det synes likevel ikke urimelig at det er et resultat av utluting, for jo nærmere havbunnen, jo mer vann har sirkulert og kunnet lute ut metaller.

Umiddelbart under malmen ser det ikke ut til å ha foregått utluting av metaller. Årsaken til dette vil bli drøftet senere.

Hvis løsningen, som antatt ovenfor, i hovedsak består av sjøvann vil den inneholde Cl^- -ioner som danner kloridkomplekser med metallene. Disse kompleksionene er relativt stabile under de forhold en her kan tenke seg. Væskeinnslutninger fra Kuroko-forekomster, som kan antas å være dannet på samme måte, er svakt saline (0,5 M - 3M Na Cl), svakt sure ($\text{pH} = 3,5 - 5$) og har S-innhold 10^{-2}M (Large 1977).

Temperatur for avsetning av malmen i Kuroko-forekomstene er bestemt fra væskeinnslutninger til $150 - 300^\circ \text{C}$. I dette temperaturintervallet er altså klorid-komplekser stabile, ved lavere temperaturer vil bisulfidkomplekser være mer stabile.

Samtidig som metaller løses ut, vil SO_4^{2-} reduserer til H_2S . Ved ca. 200°C vil reekvilibrering av reaksjonen:



være rask nok til å drive den mot høyre (Large 1977).

Vannet vil også bli varmet opp av magmatismen i området og vil derfor stige opp mot havbunnen igjen. Løsningen vil også bli blandet med fluider fra magmaet som kan endre pH og innhold av komponenter som S og Cl.

Når løsningen nærmer seg havbunnen vil den møte friskt sjøvann. Sulfidene vil felles når kompleksionene som transporterer dem ikke lenger er stabile.

Metallene felles fra de relativt sure kloridløsningene ved at pH øker mot nøytralt og/eller at temperaturen avtar. Når det gjelder forskjellen i løselighet, er det vanskelig å måle den under 150° C. Det er likevel klart at mens sinkblende og blyglans har relativt lik løselighet, er kobberkis betydelig mindre løselig enn de to andre mineralene. (Large 1977.) Dette vil gi en sonering av malmen som er karakteristisk for Kuroko-malmene. Denne soneringen kan en også se i malmen fra Sivilvangen. I fig. C 7. ser en like under malmen en svak "jernanrikning" i silikatene. Denne tilsynelatende anrikning må henge sammen med at løsningene som luter ut jern av silikatene, like før de når løselighetsproduktet for sulfidene, er mettet på jern og ikke er i stand til å lute ut mer jern.

Jernsulfidene i malmen viser også sonering (tabell E 1). Denne soneringen med svovelkis felt ut først sammen med kobberkis, mens magnetkis finnes i de senere utfelte delene sammen med sinkblende, er helt motsatt den en finner i Kuroko og beslektede forekomster. Fig. E 8 viser hvordan utfelling av jernsulfidene følger utfelling av Cu- og Zn-sulfider i sonerte Arkeiske forekomster av vulkansk opprinnelse. Linjen AD gir utfelling av magnetkis, så magnetkis-kobberkis, magnetkis-sinkblende, svovelkis-sinkblende og til slutt bare svovelkis. Ved å forandre pH og totalt svovel kan en få mange variasjoner i felling av jernsulfider, men aldri utfelling av svovelkis før magnetkis.

Det ser derfor ut til at denne soneringen er skjedd under metamorfosen. Hvis en tenker seg at det bare felles svovelkis primært (fig. E 9) kan en videre tenke seg at nærvær av forskjellige mineraler har medført forskjellig stabilitet av svovelkis i forskjellige soner.

Modifiseringen av den modellen som er nevnt ovenfor, kan også tenkes for dannelsen av malmen.

En mulighet er at vannet ikke er sjøvann, men meteorisk vann. Da en tenker seg at det ikke var land i umiddelbar nærhet av malmen da den ble dannet, er det mer rimelig å anta at væskene i hovedsak har bestått av sjøvann.

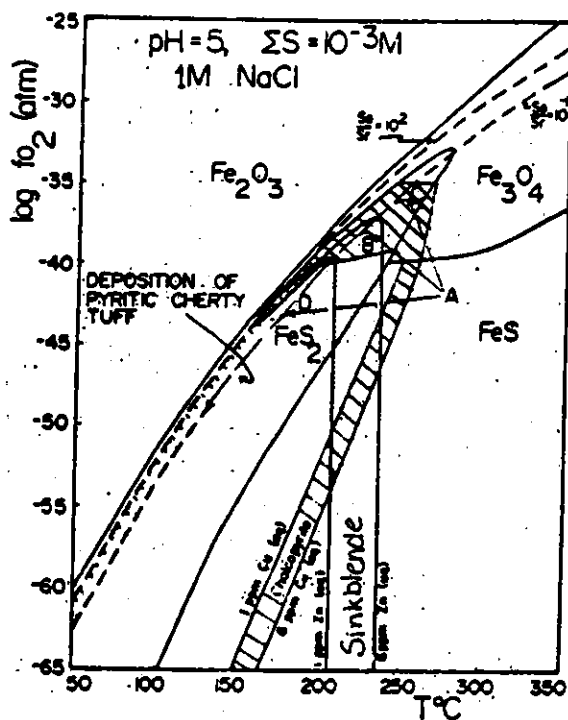


Fig.E 8. Avsetning og sonering av arkeisk type massive sulfidforekomster. Linjene AB, AC og AD representerer forskjellige blandingsserier. (Large 1977)

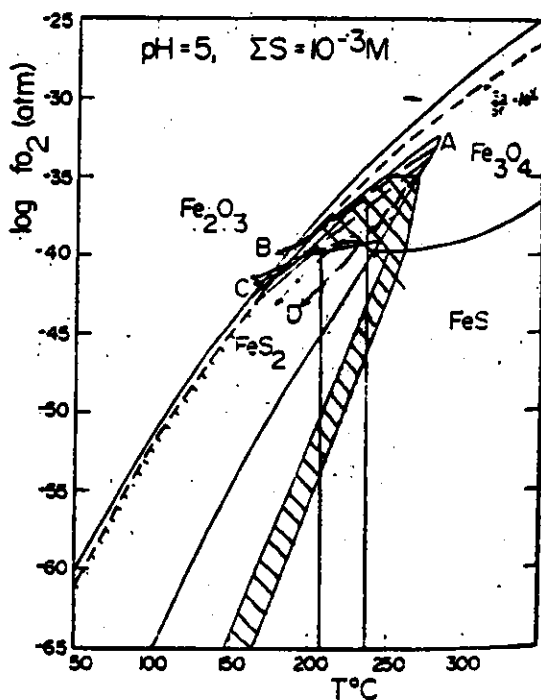


Fig. E 9. Avsetning og sonering av Cu-svovelskismalmer. (Large 1977)

Vannet kan også ha vært av magmatisk opprinnelse. Det har ikke vært mulig å gå inn på vannets opprinnelse i forbindelse med dette arbeidet.

E 4.d. Konklusjon.

Begge de foreslåtte modellene forklarer de karakteristika malmen har.

Den ekshalativt-sedimentære modellen forklarer knytningen til felsiske vulkanitter, og kan også forklare metallsoneringen i malmen.

Utlutingsmodellen forklarer hvordan soneringen i malmen er opstått. Denne modellen forklarer også hvordan en variasjon i FeO / MgO -forholdet, som en ser i silikatene, kan oppstå. Fig. E 9.b. viser skjematisk hvordan en tenker seg denne modellen.

På grunn av at de siste modellen forklarer forandringer i sidebergartene som synes å ha forbindelse med malmdannelsen, virker den, utfra dette arbeidet, som den mest sannsynlige av de to modellene.

Den metallsoneringen som sees i dag, med bly- og sinkulfider på toppen og kobbersulfider mot undersiden, er i overenstemmelse med den antatt primære.

Forekomsten er altså ikke invertert, men ligger slik den er dannet.

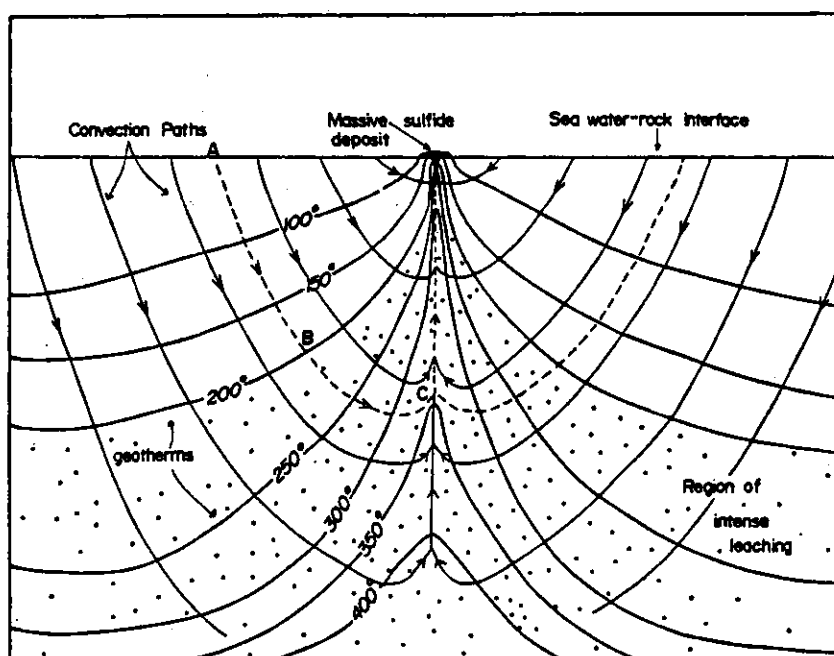


Fig. E 9.b.- Hypotetisk sjøvann - resirkulasjonssystem i submarine vulkanske bergarter. Stiplet område under 200°C -geothermen representerer det området der det er størst sannsynlighet for metallutluting fra moderbergarten.

E 5.) METAMORFOSE AV MALMEN

For å undersøke om malmen bærer preg av samme metamorfose som silikatene, er det tatt i bruk fasediagrammer. Fig. D 11 viser isothermale snitt gjennom FeS - ZnS - S-systemet ved forskjellige temperaturer. Paragenesen sinkblende + heksagonal magnetkis + svovelkis tyder på at temperaturen har vært rundt 400°C ved metamorfosen. Se Fig E 10.

Ved 900°C ville sinkblende opptrådt sammen med heksagonal magnetkis og elementært svovel. Svovelkis ville vært umulig i paragenesen ved denne temperaturen.

Ved 200°C ville svovelkis og sinkblende finnes sammen med monoklin magnetkis, heksagonal magnetkis og sinkblende ville ikke kunne opptre sammen med svovelkis.

Sinkblende har ikke den stoikiometriske sammensetning en kunne vente. Det kan være to årsaker til det. For det første kan metamorfosen ha foregått ved en noe annen temperatur enn det diagrammet viser, for eksempel 500°C . Silikatparagenesen tyder på at dette har vært tilfelle.

En annen mulighet er at paragenesen ikke har fått innstilt likevekt. Forsøket på å bruke denne paragenesen som geobarometer tydet nettopp på at likevekt ikke hadde inntrådt.

Fig. E 10 viser altså ikke noe snitt med eksakt riktig temperatur, men snittet på 400°C gir det beste bildet.

Av Fig E 11 ser en at ved 400°C kan ikke kobberkis (cp) og magnetkis (po) opptre sammen. Under 334°C fører reaksjoner til at de nå kan finnes sammen (Kullerud 1968 p 128).

Hvis det primært er felt ut svovelkis som eneste jernsulfid, vil det under en metamorfose opp til $400 - 500^{\circ}\text{C}$ dannes magnetkis dersom det er sinkblende i nærheten. Er det bare kobberkis i nærheten, vil svovelkisen bevares, noe magnetkis kan likevel dannet i kontakt med kobberkis under avkjølingen.

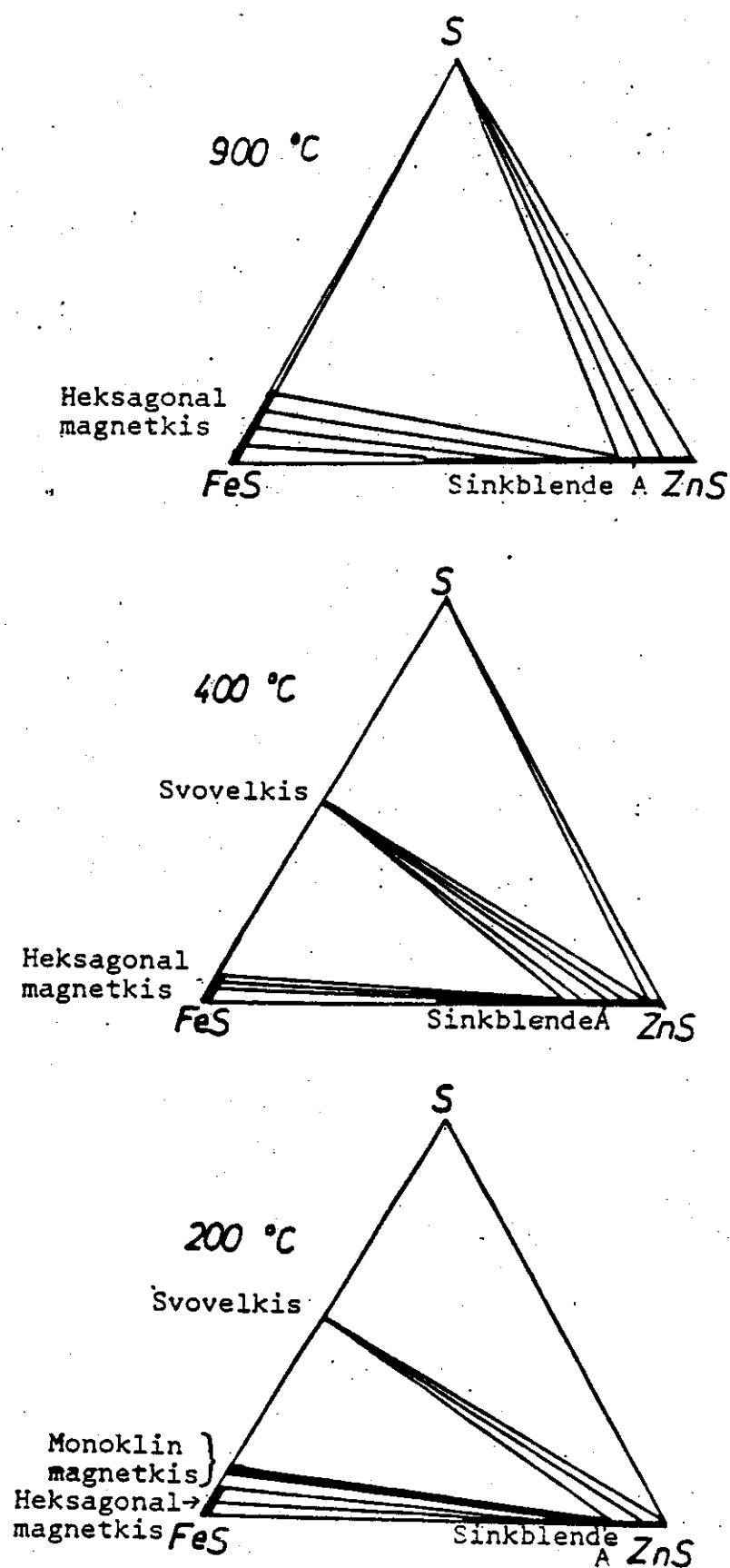


Fig. E 10 Skjematiske isothermale snitt gjennom FeS-ZnS-S-systemet.
(Craig & Scott 1974) A angir sinkblendesammensetningen
fra Sivilvangen.

F. SAMMENDRAG OG KONKLUSJON

Mineraliseringen ved Sivilvangen ligger i grønn-skifre og kvartskaratofyrer.

Disse bergartene var primært basaltiske og felsiske lavaer som senere er omvandlet ved spilittisering og metamorfose. Metamorfosen har sannsynligvis foregått ved 500°C og et trykk lavere enn 4 kbar. Winkler (1975) bruker betegnelsen høy-T-delen av lav grads metamorfose, på disse metamorfe betingelsene.

I følge Turner (1968) representerer dette overgangen grønnskiferfacies - amfibolittfacies.

Ved bruk av forskjellige former for diskriminant analyse er så forekomstens vertsbegarter forsøkt plassert i de riktige plate-tektoniske omgivelser. Resultatene er noe motstridende, men sammenholdt med feltindisier, peker øybue-omgivelser seg ut som det mest sannsynlige miljø for dannelsen av disse meta-vulkanittene. Forekomstene i Gjersvik og Skorovatn viser samme, noe forvirrende mønster i diskriminantanalysen. (Pearce & Gale 1977). Den sikreste konklusjon en etter dette kan trekke, er at forekomsten er av Gjersvik-type.

Malmdannelsen fant sted samtidig med magmatismen i området. Malmen tenkes dannet ved at løsninger sirkulerte og lutet ut elementer fra bergartene. Drevet av varmen fra magmatismen steg de opp mot havbunnen og sulfider ble felt ut i temperatur- og pH-kontrastene som oppstod mellom løsninger og sjøvann.

APPENDIKS

Prøve nr	1	2	3	4	5	6
Fra	5.5 m	18.4 m	19.6 m	23.0 m	48.0 m	50.3 m
Til	5.7 m	18.6 m	19.8 m	24.0 m	49.0 m	50.5 m
SiO ₂	58.63	51.96	47.97	48.68	46.88	48.46
TiO ₂	1.44	1.47	1.04	0.91	1.01	1.41
Al ₂ O ₃	14.52	14.32	14.42	14.98	13.75	15.30
Fe ₂ O ₃	0.5	2.4	0.5	0.7	0.5	0.5
FeO	7.2	8.2	8.7	8.8	8.9	10.2
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17	0.21	0.18
MgO	4.99	5.28	6.61	7.66	6.92	8.05
CaO	2.75	4.53	6.45	4.97	7.58	3.39
Na ₂ O	4.91	5.12	3.63	4.48	3.27	3.16
K ₂ O	0.62	0.99	2.40	1.12	0.60	3.39
P ₂ O ₅	0.21	0.07	0.04	0.04	0.07	0.08
S	0.21	0.20	0.11	0.07	0.08	0.18
H ₂ O+	2.8	2.4	5.7	2.3	8.3	4.2
Sum	99.54	98.01	98.75	98.91	99.17	98.62

K A T A N O R M

Q	9.83	0	0	0	0	0
C	1.45	0	0	0	0	1.79
OR	3.79	6.12	15.24	7.01	3.92	15.02
AB	45.67	48.13	28.94	41.95	32.51	30.19
AN	12.70	13.80	17.17	18.50	23.34	17.36
LC	0	0	0	0	0	0
NE	0	0	3.66	0.61	0	0
KP	0	0	0	0	0	0
WO	0	0	0	0	0	0
HY	23.30	13.94	0	0	11.63	16.77
DI	0	7.39	13.55	5.90	14.22	0
OL	0	4.92	19.13	24.10	11.84	15.87
AC	0	0	0	0	0	0
MT	0.54	3.22	0.56	0.77	0.58	0.56
HM	0	0	0	0	0	0
IL	2.08	2.14	1.56	1.34	1.70	2.09
AP	0.46	0.16	0.09	0.08	0.17	0.17
PY	0.18	0.18	0.09	0.09	0.10	0.18
CC	0	0	0	0	0	0
S SAL	73.45	68.05	65.01	67.71	59.78	64.63
S FEM	26.55	31.95	34.99	32.29	40.22	35.64

Prøve nr.	7	8	9	10	11	12
Fra	52.3 m	53.0 m	53.8 m	54.3 m	55.1 m	57.4 m
Til	52.7 m	53.3 m	54.0 m	54.6 m	55.3 m	57.8 m
SiO ₂	48.99	~82	49.90	68.36	43.77	45.02
TiO ₂	1.50	0.16	0.96	0.24	1.43	1.54
Al ₂ O ₃	13.96	8.69	13.28	11.58	14.90	14.99
Fe ₂ O ₃	0	0	1.6	0	0.2	0
FeO	11.4	2.3	6.6	4.3	10.6	9.4
MnO	0.19	0.04	0.22	0.08	0.18	0.22
MgO	7.45	1.13	4.86	2.39	7.80	7.82
CaO	5.00	1.18	8.01	2.48	6.57	7.59
Na ₂ O	3.54	3.49	4.24	3.71	3.33	4.12
K ₂ O	0	0.84	0.56	1.74	0.70	0.47
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.07	0.01	0.12	0.19
S	1.81	0.92	0.09	0.58	1.48	0.03
H ₂ O+	3.1	0.5	7.0	2.1	6.0	7.2
Sum	98.28	~101	98.10	98.10	95.60	99.55

K A T A N O R M

Q	0	50.77	0	28.44	0	0
C	0	0	0	0	0	0
OR	0	5.10	3.46	10.94	4.57	2.98
AB	34.43	32.19	41.94	35.44	32.57	29.40
AN	24.06	5.72	17.14	10.44	26.14	22.59
LC	0	0	0	0	0	0
NE	0	0	0	0	0.29	6.20
KP	0	0	0	0	0	0
WO	0	0	0	0	0	0
HY	35.64	5.06	11.89	11.75	0	0
DI	1.72	0.07	20.91	2.06	7.21	13.25
OL	0.55	0	0.90	0	25.07	22.86
AC	0	0	0	0	0	0
MT	0	0	1.84	0	0.23	0
HM	0	0	0	0	0	0
IL	2.26	0.23	1.47	0.36	2.20	2.30
AP	0.21	0.06	0.16	0.02	0.28	0.41
PY	1.13	0.80	0.10	0.55	1.44	0
CC	0	0	0	0	0	0
S SAL	58.50	93.78	62.73	85.26	63.57	61.17
S FEM	41.50	6.22	37.27	14.74	36.43	38.83

Prøve nr.	13	14	15	16	17	18
Fra	62.0 m	71.6 m	78.5 m	94.4 m	90.7 m	97.3 m
Til	62.4 m	71.8 m	78.7 m	95.0 m	91.0 m	97.6 m
SiO ₂	62.58	50.14	39.42	50.75	46.59	56.76
TiO ₂	0.10	1.59	1.60	1.79	1.75	0.82
Al ₂ O ₃	9.01	14.46	14.11	19.71	15.51	14.55
Fe ₂ O ₃	0.2	0.6	0.	0	0	3.0
FeO	1.3	9.7	10.9	4.6	11.0	6.0
MnO	0.13	0.14	0.13	0.06	0.19	0.07
MgO	0.20	6.09	4.07	1.90	3.30	2.28
CaO	10.80	6.48	12.09	7.20	8.16	2.87
Na ₂ O	4.18	3.62	3.66	0.40	2.96	0.18
K ₂ O	0.87	0	0.48	5.23	1.30	2.03
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.12	0.15	0.06	0.18
S	0.18	0	0.07	0.59	0.19	1.90
H ₂ O+	7.9	5.5	10.0	4.7	7.3	7.0
Sum	97.59	99.53	97.98	97.53	99.52	98.34

K A T A N O R M

Q	22.49	1.38	0	8.81	0	40.85
C	0	0	0	0	0	0
OR	5.8	0	3.28	34.27	8.58	14.16
AB	42.34	35.03	5.57	3.98	29.69	1.91
AN	3.68	25.02	23.91	38.54	28.16	15.42
LC	0	0	0	0	0	0
NE	0	0	19.47	0	0	0
KP	0	0	0	0	0	0
WO	20.24	0	0	0	0	0
HY	0	28.17	0	9.90	9.51	10.83
DI	4.83	7.10	35.66	0	13.28	0
OL	0	0	9.12	0	7.72	0
AC	0	0	0	0	0	0
MT	0.24	0.68	0	0	0	3.70
HM	0	0	0	0	0	0
IL	0.16	2.39	2.58	2.77	2.72	1.35
AP	0.04	0.24	0.29	0.35	0.15	0.45
PY	0.20	0	0.10	0.58	0.19	1.95
CC	0	0	0	0	0	0
S SAL	74.30	61.43	52.24	86.41	66.42	81.72
S FEM	25.70	38.57	47.76	13.59	33.58	18.28

REFERANSELISTE

- Bloss F.D. (1961): An introduction to the methods of optical crystallography.
Holt, Rinehart and Winston. New York
- Bryhni (1972): Mineralidentifikasjon.-Universitetsforlaget, Oslo
- Cann J.R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge,
Indian Ocean
Journ. of Petr. Vol 10, p. 1-19
- Carstens C.W. (1920): Oversikt over Trondhjemsfeltets bergbygning.
Det Kgl Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1919 nr. 1
- Craig J.R. & S.D. Scott (1974): Sulphide phase equilibrium
I Ribbe P.H. (ed.): Sulphide mineralogy
Min. Soc. of Am. Short course Notes Vol 1.
- Deer W.A., R.A. Howie & J. Zussman (1962): Rockforming minerals. Vol 3.
Longmans.
- Helland (1873): Forekomster av kise i visse skifre i Norge
Universitetsprogram, Christiania.
- Hey M.H. (1954): A new review of the chlorites
Min. Mag. 30 p. 277
- Hughes C.J. (1972): Spilites, keratophyres and
the igneous spectrum.
Geological Magazine 109 p. 513-527.
- Hutcheon I. (1978): Calculation of metamorphic pressure using
the sphalerite - pyrrhotite equilibrium
Am. Mineral. 63 p. 87 - 95.
- Johnsen S. (1979): Petrografisk-, petrologisk- og strukturgeologisk
undersøkelse av Elsfjord/Korgen-området i Nordland.
Hovedoppgave i geologi, Inst for geologi, Oslo.
- Kullerud G. (1953): The FeS-ZnS system - a geological thermometer.
NGT vol. 32 p. 61-147
- (1968): Sulphide phase equilibria and their application
to ores.
Upubl. forelesninger trykket opp i forbindelse med
kurs i "Sulfidfasediagrammer og deres anvendelse på
malmer", Oslo 1-11 juni 1976.
- Langmyhr & Graff (1965): NGU nr. 230

- Large R.R.(1977):Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains.
Econ. Geol.72 p.549-572
- Lisitsyna N.A.(1968):Geochemistry of weathering zones of basic rocks.
Geochem.Int.5 p.210-244
- Marlow W. (1935):Foldal,beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
NGU nr. 145 p.107-109
- Mason B. (1966). Principles of geochemistry (3. ed.)
* J. Wiley & Sons. New York.
- Oftedal Chr. (1958 a): A theory of exhalativ - Sedimentary ores.
Geol fören. i Stockh. förhandl. 80 pp. 1 - 19.
- Oftedal Chr. (1958 b): Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster.
NGU nr. 202
- Orkla Industrier As.(1975):Diamantboring Sivilvangen 1975.
Upubl.rapport.
- Pearce J.A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalt.
Journ. of Petr. Vol 17 p.15-43
- & J.R. Cann (1973): Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses.
Earth Planet. Sci. Vol 19 p.290-300
 - & G.H.Gale (1977):Identification of ore deposition enviroment from traceelement geochemistry of associated igneous host rock
Volcanic processes in ore genesis.
(London Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society 1977) p.14-24
- Rui I.J. (1972): Geology of the Røros ditrict,south-eastern Trondeim region with aspecial study of the Kjøliskarvene-Holtsjøen area.
Publication No. 2 in the "Røros project" of the Institute of Geology, University of Oslo.
NGT vol. 52 p.1-21

- Scott S.D. (1973): Experimental calibration of the sphalerite geobarometer.
Econ.Geol. 68 p.466-474.
- Størmer L. (1941): Dictyonema shales outside the Oslo Region.
NGT 1940 bd. 2 h.3-4.
- Tröger W.E. Optische Bestimmung der Gesteinbildenden Minerale.
Teil 1. Bestimmungstabelle. 4. Aufl.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Turner F. (1968): Metamorphic petrology
McGraw Hill.
- Uytenbogaerd W. & Burke (1971): Tables for microscopic identification of ore minerals.
Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Vogt J.H.L. (1910): I Beyschlag, Krusch, Vogt: Die Lagerstätten der Nutzbaren Mineralien und Gesteine.
Ferdinand Enke, Stuttgart.
- Winkler H.G.F. (1975): Petrogenesis of metamorphic rocks. (4. ed.)
Springer Verlag.

* Miyashiro A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts.
George Allen & Unwin, London.

KULISSEPROFIL AV KJERNEBORINGEN PÅ SIVILVANGEN

