Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
6235				

Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Elkem AS	84-96	Elkem AS		

Tittel

Petrografi og petrologi av høymetamorfe, båndete jernmalmer i Lofoten - Vesterålen

Forfatter	Dato	År	Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Krogh, Erling		1975	

Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Bø, Øksnes Vestvågøy Vågan Sortland Flakstad, Moskenes	Nordland		1031 1131 1132 1231 1232	Svolvær

Fagområde	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)
Geologi Mineralogi Pertografi		Matmoderen Smorten, Jørendal Lonkanfjord Vestpolltind Lahaugen

Råstoffgruppe	Råstofftype
Malm/metall	Fe, Ti

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Hovedoppgave i geologi, Universitetet i Oslo våren 1975.
Hensikt med oppgaven var : Malmens genetiske opprinnelse, dens opprinnelige karakter, metamorf historie, metamorfosegraden og aktuelle fysikalske parametre under metamorfosen.
Konklusjonen er at jernformasjonene i Lofoten- Vesterålen er høymetamorfe.det er sannsynlig at malmene har en relasjon til metavulkanitter.
Aldersmessig er det samtidighet mellom disse jernmalmene og de båndete malmenen i Mellom-Sverige

Petrografi og petrologi av høymetamorfe båndete jernmalmer i Lofoten-Vesterålen

Hovedoppgave i geologi

Universitetet i Oslo

Våren 1975

Erling Krogh

Elkem a/s
Hovedbiblioteket

INNHOLD.

ABSTRACT.....s. 1

INNLEDNING.....s. 2

Generell geologi.....s. 2

Oppgavens hensikt.....s. 3

Oversikt over tidligere gruvedrift.....s. 4

Tidligere arbeid.....s. 5

PRØVETAKING, PRØVEPREPARERING OG ANALYTISKE METODER.....s. 7

Prøvetaking.....s. 7

X-ray fluorescense.....s. 8

Atom absorbsjon.....s. 9

Titrering.....s. 11

Electron microprobe.....s. [illegible]

FORKOMST I FELT.....s. 12

PETROGRAFI og mineralkjemi.....s. 17

Vestpolltind.....s. [illegible]

Lenkenfjord.....s. 32

Kevvann.....s. [illegible]

Lahaugen og Åsan.....s. 37

Malmodorad.....s. [illegible]

Smørtok-Jørendal.....s. [illegible]

KJEMI (Bulkartskjemi).....s. [illegible]

METAMORFOSE.....s. [illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible].....s. [illegible]

LIKEVEKTSBETINGELSER.....s.117

Fordeling av Mg og Fe^{2+} mellom koeksisterende pyroxener.....s.117

Fordeling av Mn mellom koeksisterende pyroxener.....s.122

Fordeling av Mg og Fe^{2+} mellom koeksisterende olivin og orthopyroxen.....s.124

METAMORFE BETINGELSER, P-T-beregninger.....s.126

Koeksisterende Mt_{ss}-Ilm_{ss}.....s.126

Koeksisterende pyroxener.....s.128

Koeksisterende olivin-orthopyroxen-magnetitt.....s.131

Paragenesen olivin-plagioklas.....s.135

Retrograd metamorfose.....s.138

Oppsummering av de metamorfe betingelsene.s.146

KONKLUSJON.....s.149

Dannelsesmiljø og miljø.....s.149

Sammenligning med de mellomsvenske jernmalmene.....s.150

Metamorf historie.....s.152

REFERANSER.....s.157

APPENDIX 1 Whole rock analyser (Meier 1966).....s.163

APPENDIX 2 Whole rock analyser (Meier 1966).....s.164

APPENDIX 3 Olivin-jern.....s.165

Abstract

I Lofoten-Vesterålen opptrer en rekke mindre linser av båndete jernmalmer i gneiser. Malmlinsene er spredt over hele området fra Hinnøy i Ø til Moskenesøy i V.

Gneisene de båndete malmene opptrer i, representerer høymetamorfe ekvivalenter av sure til basiske effusiver, med enkelte lag av karbonatbergarter og grafittskifere innimellom. De sure bergartene er antatt å representere tuffer/tuffitter.

Det synes å være en sammenheng mellom opprinnelig facies av jernmalmene og de omgivende bergartenes kjemi. Mn-holdige malmer er knyttet til K-rike tuffer, Mn-fattige oksyd-silikat-malmer er knyttet til Na-rike og alkali-intermediære tuffer, Mn-fattige oksyd-karbonat-malmer er knyttet til basiske effusiver og Mn-fattige oksyd-silica-malmer er knyttet til intermediære effusiver.

De områdene som er undersøkt i forbindelse med dette arbeid har alle gjennomgått en granulittfacies metamorfose (1850 m.y.). Beregninger av temperaturen under metamorfosen basert på fordeling av elementer mellom koeksisterende mineraler gir 700-850°C for den regionale metamorfosen. Områdene i øst (Lonkanfjord og Vestpolltind) gir begge høyere temperaturer, henholdsvis 960-1040°C og 880-940°C. Disse ligger nær Raftsund-mangeritten og er termisk påvirket av denne. Trykket under metamorfosen har i øst ligget på 8-10 kb.

Vestpolltind området har vært utsatt for en retrograderingsprosess, ved at en har hatt en tilnærmet isobar avkjøling med overgang fra sillimanittsonen til kyanittsonen.

Det er også funnet indikasjoner på at paragenesen kvarts + korund er stabil under visse fysikalske betingelser.

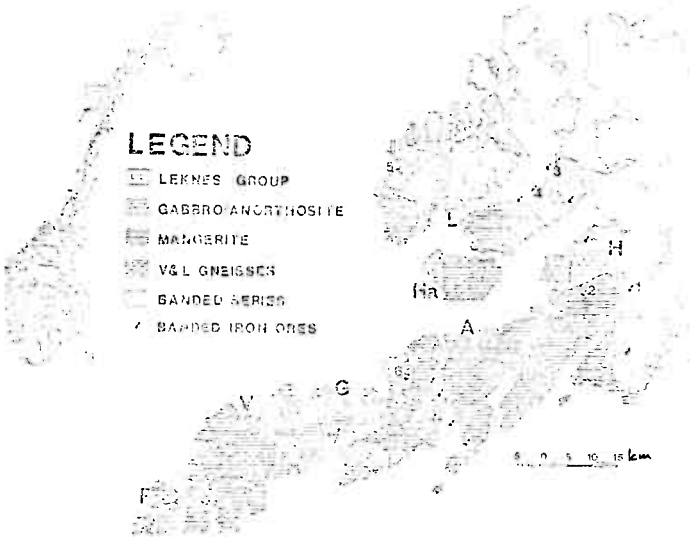


Fig. 1. Berggrunnsvert over Lofoten-Vesterålen (karthiadat svolver), storkt forenklet.

H - Hinnöy	1. Vestpolltind
L - Langöy	2. Lenkanfjord
Ha - Hadselöy	3. Kovvann
A - Austvegöy	4. Lahaugen
G - Gimsöy	5. Åsan
V - Vestvegöy	6. Matmoderen
F - Flakstadöy	7. Svorten - Jörsmühl

Innledning

Generell geologi

Lofoten-Vesterålen består av en rekke større og mindre øyer. De største øyene er, regnet fra NØ mot SV Andøy, Hinnøy, Langøy, Hadseløy (Vesterålen) og Austvågøy, Gimsøy, Vestvågøy, Flakstadøy og Moskenesøy (Lofoten). Hinnøy, som er den største, er delt mellom Nordland og Troms, mens de andre i sin helhet tilhører Nordland.

Det geologiske kartet (fig. 1) angir geologien i Lofoten-Vesterålen i hovedtrekk. De forskjellige bergartene kan grovt inndeles på følgende måte:

	Alder (Taylor, pers.oppl.)
Leknes gruppen (sedimenter)	1100 m.y.
Anorthositter	
Gabbroer	1850 - 1700 m.y.
Mangeritter	
Charnockitter	
Veined and layered gneisses	1850 - 1700 (metamorf)
Banded series	2200 (metamorf)
	3500 (opprinnelig)

Banded series opptrer over store deler av Langøy (Heier, 1960; Griffin, pers.oppl.). De er til en viss grad migmatittiske.

Yngre enn banded series er veined and layered gneisses, som utgjør en stor del av Langøy, Austvågøy og Moskenesøy, og som ellers fins mindre hyppig på de andre øyene. I forbindelse med disse gneisene opptrer det båndete jernmalmer, kalksteiner, kvartsitter og grafittskifere.

Veined and layered gneisses ble intrudert av gabbroer, anorthositter, mangeritter og charnockitter. En del av mangeritter er dannet mer eller mindre in situ (Ormaasen, pers.oppl.). Mange-

ritter utgjør store deler av flere av øyene i området. Forholdet mellom mangeritter og basiske intrusiver er uvanlig høyt sammenlignet med andre granulittfacies områder.

Leknes gruppen (Tull, 1973) er den yngste daterte bergartsgruppen i Lofoten-Vesterålen.

Oppgavens hensikt

Hensikten med denne oppgaven var å undersøke prekambriske høymetamorfe båndete jernmalmer av forskjellige facies for å kunne løse følgende hovedpunkter:

1. Malmenes genetiske opprinnelse; forhold til sidebergartene.
2. Malmenes opprinnelige karakter.
3. Malmenes metamorfe historie.
4. Metamorfosegraden i de aktuelle områder.
5. Fysikalske parametre under metamorfosen.

De fysikalske betingelsene ved malmenes avsetning er ikke diskutert. Det er heller ikke utført noen kartlegging eller strukturgeologiske undersøkelser i forbindelse med dette arbeidet.

Som grunnlag for å løse punktene 1-5 er det gjort inngående tynnslipstudier av såvel malmene som sidebergartene, og det er gjort en utstrakt bruk av electron microprobe (EMP) til mineralkjemiske studier. Dette er gjort for å få indikasjoner på bl.a. likevekt i bergartene, og for å kunne beregne fysikalske parametere under metamorfosen.

Videre er det gjort en del hoveddelementanalyser av sidebergartene, samt semikvantitative Cr-analyser av noen av dem. Dette er gjort for å kunne si noe om disse bergartenes opprinnelse, noe som igjen kan benyttes til å diskutere malmenes genetiske opprinnelse.

Oversikt over tidligere gruvedrift

Tre av jernmalmforekomstene som har vært undersøkt i forbindelse med dette arbeidet, har vært drevet like etter århundreskiftet. Forekomstene var imidlertid så små at driften måtte legges ned etter få år. Under følger en kort oversikt over driftshistorie og produksjon. Tallene er fra Poulsen (1964).

Matmoderen på den nord-vestlige del av Austvågøy ble drevet fra 1904-1911. Før malmreservene ble undersøkt nærmere, ble det bygget jernbane, utskipningskai, taubane etc. til en antatt verdi av ca. 1 mill. kr. Da malmen ble nærmere undersøkt, viste det seg at forekomsten var mye mindre enn først antatt, og driften stoppet etter få år.

Drift på malmforekomstene i Smorten-Jørendal ble så smått satt igang i 1903. Skikkelig drift ble det først i 1906, men alt i 1910 ble driften innstillt.

Malmforekomsten i Lonkanfjord ble drevet i bare 1-2 år. Det ble også her bygget en jernbane (hestebane) fra forekomsten og ned til sjøen, hvor det var bygget en utskipningskai.

Disse tre forekomstene, som alle produserte stykkmalm, hadde følgende produksjon:

Matmoderen (1904-11)	22000 t
Smorten-Jørendal (1906-10)	30000 t
Lonkanfjord (1911-12)	13500 t

Alle de andre forekomstene er mindre, bortsett fra Vestpolltind, der undersøkelser har påvist et malmforråd på 5-6 mill. tonn malm med gjennomsnittsgehalt på ca. 30% Fe og 4% Mn.

Tidligere arbeid

Jeg vil her komme med et resymé av tidligere geologers arbeid og synspunkter på en del av jernmalmforekomstene i Lofoten-Vesterålen. En del av det som er skrevet om disse er oversikter, og er neppe forbundet med eget felt-arbeide. Dette gjelder Carstens (1939) og Poulsen (1952, 1956, 1964).

Om Smorten-Jørendal forekomsten skriver Vogt (1907):

Jernmalmen hører genetisk til granitten. Den er ikke en yngre spaltefylling som har oppstått p.g.a. høyt vanninnhold. Pneumatolyttiske mineraler forekommer ikke.

Malmen har samme karakter som jern-titan malmer som er knyttet til gabbroer, og kromit malmer som er knyttet til peridotitter.

Den er gjennomsatt av granittpegmatitter som hører til granitt-intrusjonen.

Konklusjonen var at jernmalmen ble dannet ved en slags differensiasjonsprosess av det granittiske magmaet.

Sjögren (1908) skriver om forekomsten på Vestpolltind:

Malmen er av en epigenetisk karakter i forhold til den omgivende granitt.

Han har følgende teori for dannelsesmåten:

1. Splitting av det opprinnelige magmaet i en granittisk smelte og en sterkt jern-anriket smelte.
2. Krystallisasjon av granitt-smelten, mens den jern-anrikete smelten forblir i flytende tilstand p.g.a. høyt innhold av volatiler.
3. Injeksjon og krystallisasjon av den jern-anrikete smelten.

Han foretrekker å kalle denne typen jernmalmer for diamagmatiske.

Vogt (1910) benevner malmen i Lenkanfjord som en magmatisk magnetitt-pyroxenitt.

Carstens (1939) kommer med en oversikt over jernmalmforekomstene i Norge og forsøker å dele inn malmene i forskjellige typer.

1. Sydvaranger-typen.

Til denne typen hører forekomstene på Vestpolltind og Lahaugen. De forekommer i forbindelse med prekambriske gneiser (leptitter) og er av en (kjemisk) sedimentær opprinnelse.

2. Lyngrot-typen.

Til denne typen hører forekomstene Matmoderen, Smorten-Ørrendal og Lonkanfjord. Malmer av Lyngrot-typen forekommer i gneis, granittskifre eller beslektede bergarter av varierende sammensetning. De er sannsynligvis av magmatisk opprinnelse, som er resultat av magmatisk differensiasjon av et surt magma.

Disse tre sistnevnte malmene kan også være av Arendal-typen, som omfatter skarnforekomster. De opptrer delvis i forbindelse med marmorer, vanligvis concordant med omgivende krystalline skifre (gneiser, amfibolitter). Alle disse hører til prekambrium.

Som mulig genese antar han en metasomatisk reaksjon mellom karbonat-bergarter og varme jernholdige løsninger.

Mineralogien i disse forekomster er:

Skarnmineraler:	Andre:
Magnetitt	Kvarts
Pyroxen	Kalkspat
Hornblende	Dolomitt
Granat	Pyritt
Epidot	
Biotitt	
Kloritt	

Poulsen (1952) betegner forekomstene Smorten-Ørrendal, Matmoderen og Lonkanfjord som magmatiske forekomster rike på svovel.

Poulsen (1956 og 1964) beskriver Vestpolltindforekomsten som syngenetisk. Malmen opptrer som lag i metamorfe bergarter av prekambrisk eller kaledonsk alder. Jernmalmen på Lahaugen tilhører samme type forekomst (Sydvaranger-typen).

Prøvetaking, prøveforberedelser og analytiske metoder

Prøvetaking

Feltarbeidet, som vesentlig bestod av prøvetaking, ble utført somrene 1971-72. Hensikten med prøvetakingen var å få et snitt gjennom de enkelte jernformasjonene med de omliggende meta-supra-krustaler. Dette var vanligvis lett å utføre p.g.a. at alle forekomstene er relativt små, og overdekningen er sparsom. I Lonkan-fjord er imidlertid store områder dekket av grov ur.

Det generelle trekk for de innsamlete prøvene av sidebergartene er at de er finkornete og homogene, så for å få representative prøver til whole rock analyser, var det ikke nødvendig å ta prøver større enn ca. 1 kg.

De båndete malmene er derimot så inhomogene at for å få representative prøver til f.eks. kjemiske analyser, så måtte prøvene være minst 5-10 kg. Analyser av selve malmen ville heller ikke være av noen betydning for dette arbeid.

Det viktigste med malmprøvene var imidlertid å finne forskjellige mineralparageneser som kunne være til hjelp for å danne seg et bilde av malmenes opprinnelige karakter. Det ble derfor tatt et større antall mindre prøver av malmene, både i fast fjell og fra malmtippene der slike finnes.

Hovedelement analyser

De prøvene som er analysert for hovedelementer er tatt ut på grunnlag av å skulle gi størst mulig variasjon i kjemi i de forskjellige forekomstene, samtidig med at de skulle representere de mest typiske bergartene fra hver forekomst.

Dette ble gjort for om mulig å få fram trender som kunne si noe om bergartenes opprinnelse (vulkanske eller sedimentære).

Prøvepreparering og analyttiske metoder

De analyttiske metodene som er benyttet i denne oppgaven er røntgen fluorescense (XRF), atom absorbsjon (AA), titrering og electron microprobe (EMP). De tre første metodene er benyttet til bergartsanalyser (whole rock kjemi), mens EMP er benyttet til mineralanalyser. For bergartsanalysene er de forskjellige metodene benyttet til følgende elementer:

XRF: Si, Al, Ti, total Fe (som Fe_2O_3), Mn, Mg, Ca og P (Cr).

AA: Na, Mg

Titrering: Fe^{2+}

I tabell 1A er det satt opp en oversikt over presisjonen i analysene, beregnet på grunnlag av en serie duplikat-analyser.

XRF

Prøvepreparering

Ca. 1 kg's prøver ble knust i en kjefteknuser, og etterpå malt til pulver i stålmøller. Piller ble så laget etter følgende framgangsmåte:

En 9:1 blanding (vekt) av di-natrium tetraborat ($Na_2B_4O_7$) og bergartspulver ble smeltet i Pt-digler og raskt avkjølt i Pt-former.

Disse smeltete pillene måtte oppbevares under tørre betingelser for å hindre at de tok opp hygroskopisk vann fra lufta.

Alle prøvene ble laget i duplikater.

Standarder ble laget på samme måte.

For semikvantitative analyser av Cr i noen av prøvene ble det laget pressete piller av bergartspulveret.

Analytiske metoder

De smeltete pillene ble analysert for hovedelementer på et Philips XRF-utstyr på Mineralogisk-Geologisk Museum i Oslo.

Internasjonale bergartsstandarder ble kjørt for de ukjente, og en rett standard-kurve ble beregnet etter minste kvadraters metode. Dette ble utført av en NORD-1 computer som var direkte tilkoplet XRF-utstyret (on line). Standarder ble kjørt med jevne mellomrom mellom de ukjente for å sjekke verdien av standardkurven.

De pressete pillene ble analysert for Cr (semikvantitativt) på tilsvarende måte.

AA

Prøveproparering

Ca. 100 mg bergartspulver ble nøyaktig innveiet, og dette ble så løst i teflonbegere med 5 ml HNO_3 og 5 ml HF under oppvarming. Det hele ble inndampet til tørrhet, avkjølt og tilsatt 5 ml HCl og inndampet til tørrhet igjen. Etter avkjøling ble residuet løst i 20 ml HCl (1 + 19) og fortynnet til 100 ml med ionebyttervann (Løsning I). 10 ml av [illegible] løsning I ble tatt ut, tilsatt 10 ml Cs-løsning (10 mg Cs_2O/ml), 4 dråper HCl og ionebyttervann til 100 ml (Løsning II_{Na}).

For Mg-analyser ble 10 ml av løsning I tilsatt 10 ml Sr-løsning (7500 ppm Sr) og 2 dråper HCl og ionebyttervann til 100 ml (Løsning II_{Mg}).

Løsning II ble så benyttet til analysene.

Duplikater av alle prøver ble laget.

Syntetiske standarder med forskjellige Na- og Mg-konsentrasjoner ble laget (1 - 7 ppm Na_2O; 0.25 - 2 ppm MgO).

Analytiske metode

Prøvene ble analysert på en Perkin-Elmer/Zeeman oppsats ved Min.-Geol. Museum, Oslo.

Syntetiske standarder ble kjørt, og intensiteten av toppene

ble målt. Disse verdiene ga en rett standardkurve.

Standarder ble kjøpt før og etter hver ukjent på følgende måte. Først ble de ukjente testet, og den omtrentlige konsentrasjonen ble funnet. Så ble standarden som lå nærmest under den ukjente i verdi målt, så den ukjente og til slutt den standarden som lå nærmest over den ukjente. Dette ble gjort opptil 5 ganger pr. prøve. Verdien (C) av den ukjente ble så beregnet etter følgende formel:

$$C = A + k\frac{E_x - E_1}{E_2 - E_1}$$

hvor A er konsentrasjonen (i ppm) i den nedre standard, k er differansen (i ppm) mellom den øvre og nedre standard, og E_x, E_1 og E_2 er avlesningene for h.h.v. den ukjente, nedre og øvre standard.

Tabell 1A. Presisjon av en serie duplikatanalyser (XRF og AA)

	wt %	$\sigma/\sqrt{n}$
SiO_2	44.5 - 52	0.17
	52 - 57	0.24
	57 - 75	0.23
TiO_2	0.15 - 2.7	0.02
Al_2O_3	15 - 20	0.06
	<15	0.03
Fe_2O_3	>15	0.09
	10 - 15	0.04
	5 - 10	0.04
	< 5	0.01
MnO	0.01 - 0.4	0.01
MgO^{XRF}	1.5 - 5	0.04
	> 5	0.02
MgO^{AA}	<1.5	0.02
CaO	< 2	0.01
	2 - 6.5	0.03
	>7	0.02
Na_2O^{AA}	0.2 - 6.0	0.02
K_2O	>4	0.02
	2 - 4	0.01
	<1.5	0.01
P_2O_5	0.03 - 0.3	0.02

$\sigma/\sqrt{n}$ = standard error of the mean.

Titrering

Prøvepreparering

0.5000 g bergartspulver ble innveid og overført til en porselensdigel, tilsatt 5 ml H_2O, 5 ml H_2SO_4 og 5 ml HF. Løsningen ble så oppvarmet forsiktig i ca. 10 min, til det oppstod damputvikling. Digelen med innhold ble deretter sluppet ned i et beger inneholdende en løsning av 1% H_3BO_3, 2% H_3PO_4 og 3% H_2SO_4 + noen dråper 0.3% barium diphenyamin sulfonat.

Blandingen ble så titrert med en standardløsning av $K_2Cr_2O_7$ til fargeomslag.

Beregning:

% FeO = ml dikromat x faktor x 100/0.5

Electron microprobe analyser (EMP-analyser)

Microprobe-analyser av en del mineraler er utført. Apparaturen som ble benyttet er en ARL-EMX som fins på Sentralinstituttet for industriell forskning (SI), Oslo.

Polerte tynnslip av bergartsprøver ble benyttet ved disse analysene. Slipene ble pådampet en tynn karbon-film.

Forkjellige naturlige og syntetiske mineralstandarder ble brukt ved analysene.

Standardene ble kjørt før og etter analyser av en prøve. Til hvert punkt ble det foretatt tre sukseesive tellinger.

En fokussert elektronstråle ble brukt på alle mineraler unntatt de som er vannholdige, da disse har en tendens til å dehydrere.

Flere korn av samme mineral ble analysert i hver prøve, og det ble også analysert flere punkter innen hvert mineralkorn.

Talletallene ble korrigert for dødtid ved hjelp av computerprogrammet PROBEAV (ed. Kari Thoresen & Ottar Solberg). Deretter ble sammensettingen av oksyder (ut 3) beregnet ved hjelp av computerprogrammet PROBEOX (ed. Kari Thoresen).

inkluderer Bence & Albee's (1968) korreksjonsfaktorer.

Total jern blir regnet som FeO.

Strukturformelen for de forskjellige mineralene er beregnet etter computerprogrammet PYROX (ed. Else-P. Neumann). I mange tilfeller er innholdet av Fe_2O_3 også beregnet på PYROX. Dette blir riktig dersom en antar fullstendig stoikiometri for de aktuelle mineraler.

Presisjonen av EMP-analysene ligger på ± 2-3%.

Standardbetingelser under analysene:

Akselerasjonsspenning	15 kv
Emission current	100 M amp
Beam current	0.5×10^{-5} amp
Sample current	0.05 microampere
Counting rate	40000 (gir ca. 7.5 - 8 sek)

Krystaller som ble brukt:

LiF: Fe, Mn, Ti, Ca, (S)

ADP: Si, Al, K

RbAP: Na, Mg, Al

FOREKOMST I FELTET

Vestpolltind

Ved bunnen av den nord-sør-gående Øksfjorden på sørsiden av Hinnøy ligger Vestpolltind (956 m.o.h.). Ca. 750 m.o.h., 500 m SØ av toppen ligger en forekomst av kvartsbåndet hematitt-malm. Den opptrer som lag i lyse, finkornete granulittiske bergarter. Ca. 500 m lenger mot N, i omlag samme høyde over havet, ligger en kvartsbåndet magnetitt-malm, som også er omgitt av lyse, finkornete granulitter. Jernmalmen har her vært utsatt for en del bevegelse, idet sterk skifrighet opptrer hyppig. Skifrigheten er parallell med båndingen.

Sekvensen med jernmalmer og lyse granulitter grenser i N til båndete gneiser og i S til mafiske granulitter.

Langs Vestpollen, ca. 2 km SV for hematitt-malmen, ligger grensen mellom de mafiske granulittene og en stor intrusiv, Naftsund mangeritten. Gånger av denne går gjennom sekvensen med jernmalmene. (Griffin, Heier, Taylor & Weigand, under trykking).

Jernmalmene ser ut til å være genetisk knyttet kun til de lyse granulittene.

Båndete hematitt-malmer opptrer i forskjellige nivåer i Vestpolltind.

De tre største er:

Storgangen ca. 300 m.o.h.

Svartmalmgangen ca. 500 m.o.h.

Høytindmalmen 750-800 m.o.h.

Sjøgren (1908) beskriver alle disse tre horisontene som like, derfor har jeg tatt for meg bare en av dem, nemlig Høytindmalmen. Mektigheten av denne er 20-30 m. Sjøgren (1908) skriver at bergartene som omgir jernmalmene er middels- til grovkornete, rødlige granitter med innesluttninger av basiske differensiater.

Høyere opp finner en finkornete, lyse-grå granulittiske bergarter, og enda lenger opp granitt igjen.

Hans rødlige granitt er muligens Raftsund-mangeritten og de basiske differensiatene er det jeg kaller mafiske granulitter.

Sjøgren (1908) fant ikke noen karbonatbergarter i området, bare løsblokker. Ved bunnen av Vestpollen i de mafiske granulittene, er det imidlertid marmor i fast fjell.

Sjøgren (1908) nevner heller ikke den kvartsbåndete magnetitten i Vestpolltind-feltet.

Horisonter med jaspis og grafittskifer er og funnet i området (Tveten, personlig komm.)

Lonkanfjord

Jernmalmen i Lonkanfjord ligger ca. 2.5 km NØ for bunnen av Lonkanfjord. Ca. 240 m.o.h. ligger to parallelle linseformete malmpartier like ved hverandre. Malmen ligger i en suprakrustalsekvens bestående av mafiske granulitter, kalksteiner og diopsidiske bergarter. Hele denne sekvensen, som er ca. 500 m mektig, er omgitt av Raftsund mangeritten (Griffin, Heier, Taylor & Weigand, under trykking).

Malmen er båndet, med vekslende bånd av magnetitt (1-5 cm) og Mg-Fe-silikater (0.5-1 cm). Mektigheten av hver av malmlinsene er ca. 10 m, og de to linsene har hver en lengde på ca. 70 m langs strøket.

Kovvann

Denne malmen er blottet to steder, og på begge stedene er mektigheten ca. 1 m. Den ene blotningen ligger like SV for Kovvann, en

3.5 km VSV for Jennestad. Her er bare malmen og bergartene på den ene siden blottet, mens på den andre lokaliteten, som ligger ca. 150 m fra Ø-enden av Lamarksvann langs kjerreveien mellom Jennestad og Lamarksvann, er bergartene på begge sider av malmen blottet.

Bergartene som malmen opptrer i består av mafiske granulitter, amfibolitter, kalksteiner, diopsidiske bergarter og serpentinitter.

Malmen er båndet med vekslende lag av magnetitt og olivin/serpentin. Båndingen er imidlertid noe utydelig p.g.a. seinere oppsprekking med utfelling av sekundær serpentin og kalkspat langs sprekkene.

Lahaugen

Denne forekomsten ligger like SV for bunnen av Valfjorden. Her ligger en rekke større og mindre malmlinser i mafiske til felsiske granulitter. Hele området er sterkt foldet.

Selve malmen er en kvartsbåndet magnetitt-malm med mektighet på opptil 10 m. De enkelte båndene varierer i tykkelse fra ca. 1 mm opptil 3 cm.

Åsan

Malmen i Åsan ligger på sydsiden av Åsanfjorden, på høyde med Husøya ytterst i fjorden. Forekomsten ligger ca. 50 m fra sjøen. Bergartene malmen opptrer i er mafiske til felsiske granulitter.

Malmen er en kvartsbåndet magnetittmalm med mektighet på ca. 3 m. Tykkelsen på båndene varierer fra 0.5 - 1 mm. Båndingen er utydelig på frisk overflate p.g.a. at kvartsen er nesten svart.

Natmoderan

Denne forekomsten ligger i Sangeldalen, ca. 1.5 km Ø for Vatnfjord, Austvågøy. Her ligger to lignefornete malmpartier sammen med

karbonat- og kalksilikat-bergarter (skarn) i båndete gneiser, bestående av amfibolittiske til kvartsofeltspatiske bånd. Bergartene er sterkt foldet i området.

Malmen er båndet, med veksling mellom magnetitt og kalk-jern-magnesium silikater. Tykkelsen på båndene varierer fra < 1 mm opp til ca. 1 cm, men båndingen er ofte forstyrret, sannsynligvis p.g.a. remobilisering av malmen. Enkelte steder er det et relativt høyt innhold av kis i jernmalmen.

Gneisene er intrudert av en mangeritt, og intrusjonsgrensen ligger like opptil malmforekomsten.

Smorten-Jørendal

På begge sider av Sundklakstrømmen mellom Vestvågøy og Gimsøy ligger det en rekke større og mindre linser med båndet magnetitt-malm. Malmlinsene ligger i gneiser som hovedsaklig består av kvartsofeltspatiske bergarter, med bånd av biotittskifere, amfibolitter, mafiske og ultramafiske granulitter og ureine kvartsitter. Bergartene er sterkt foldet.

Malmen er båndet med vekslende bånd av magnetitt og kalk-jern-magnesium silikater. Båndingen er forstyrret, sannsynligvis p.g.a. remobilisering av malmen. Enkelte steder er det et relativt høyt innhold av kis i malmen.

Gneisene er tidligere beskrevet av Green & Jorde (1970) og Tull (1973). Bergartene er intrudert av en mangeritt (Vestvågøy mangeritten).

PETROGRAFI

Vestpolltind

Suprakrustalene i Vestpolltind området kan grovt deles inn i følgende bergarter:

Mafiske granulitter
Kalksteiner
Felsiske bergarter
Kvartsbåndet hematitt-malm
Kvartsbåndet magnetitt-malm

De mafiske granulittene og karbonat-bergartene vil ikke bli diskutert i detalj her, fordi de ikke ser ut til å ha noen direkte relasjon til malmene i området. De vil imidlertid bli beskrevet av cand.real. E. Tveten som også arbeider i området.

Felsiske bergarter

De felsiske bergartene ligger i forbindelse med de to jernmalm-horisontene jeg har undersøkt. De er alle lys grå med en finkornet granulittisk tekstur, og det er vanskelig å skille mellom dem i håndstykker.

Mikroskopisk. (Modal sammensetning i tabell 1)

Alle bergartene i denne gruppen er finkornete (0.1 - 0.4 mm) ekvigranulære bergarter. Typisk for alle er også det høye innhold av orthoklas, 30-90 modal %. Kvarts og plagioklas forekommer i forskjellige mengder. Biotitt opptrer i de fleste prøvene.

I en prøve, 012, fins koeksisterende klinopyroxen og ortho-pyroxen sammen med bl.a. plagioklas og kvarts. Dette er den eneste av bergartene her som er en granulitt sensu stricto.

Innholdet av erts er tildels meget høyt, opptil 15 modal %. De er jevnt fordelt (disperst) gjennom bergartene. Koeksisterende magnetitt + ilmenitt fins i prøve 012 og 016. I prøve 012 er 15 er det koeksisterende ilmenitt og rutil. Apatitt opptrer som

akssessorisk mineral i alle prøvene.

I en av prøvene, 015, fins det sjeldne magnesium-jern-aluminium-borosilikat grandidierite $(MgFe)Al_3(BO_3)SiO_6$) (Krogh, under trykking) Det er tidligere ikke funnet i Norge.

De enkelte mineralene (EMP-analyser i tabell 3A)

Plagioklas

An-innholdet av plagioklasen, bestemt etter Michel-Levy's metode, varierer fra An_{15} - An_{30}.

Klinopyroxen

Klinopyroxenen i 012 er svakt grønnlig. Den opptrer i subhedrale til euhedrale korn, ofte i kontakt med orthopyroxen. EMP-analyser viser at den er en Di_{80}.

Orthopyroxen

Orthopyroxen opptrer i 012 som subhedrale korn. Den viser svak pleokroisme fra γ fargeløs til α svakt rødlig. EMP-analyser viser at det er en En_{47}.

Ingen av pyroxenene viser sonering.

Magnetitt + ilmenitt

EMP-analyser av koeksisterende magnetitt og ilmenitt i prøve 012 viser at magnetittens mulige opprinnelige sammensetning er $Mt_{48}USP_{52}$ og ilmenitten er en $Ilm_{91}Hm_9$.

Magnetitten viser avblandingslameller av ilmenitt langs (111).

Båndet hematitt-malm

Hematittmalmen viser tydelig bånding. De alternerende båndene består vesentlig av hematitt og kvarts. Kvartsen er ofte mørk rød, noe som skyldes finfordelt hematitt. Av er til finn rester av kryptokrystallin kvarts. Tykkelsen av båndene varierer fra [illegible]

> 20 mm. De enkelte båndene i malmen viser ingen lamineringer.

I en av prøvene (J2) er båndinnen gjennomfart fin, og spesielt for denne er det de enkelte båndene består av henholdsvis hematitt og phlogopitt (manganophyllitt)/piemontitt. Kvarts er ikke tilstede. I tillegg til bånd av kvarts og hematitt, kan en også finne opptil 2 mm tykke røde bånd hovedsaklig bestående av piemontitt.

I enkelte prøver finner man en regelmessig båndinng, der man har variasjon mellom oksydfase, silikatfase og SiO_2-fase:

Bilde 1. Regelmessig båndinng mellom hematitt, diopsid/tremolitt og kvarts. Svart: Hematitt; grått: diopsid/tremolitt; lys grått: kvarts.

De enkelte mineralselskapene synes å representere likevekt, idet en overalt finner skarpe korngrenser og ingen tegn til sekundærreaksjoner, bortsett fra prøve 70 der kyanitt erstatter sillimanitt.

De enkelte mineraler (EMP-analyser i tabell 38)

Hematitt

Hematitt er det viktigste ertsmineralet. EMP-analyser viser at den inneholder opptil ~5% Mn_2O_3.

Jacobsitt

Jacobsitt $(Fe_3O_4-Mn_3O_4)_{ss}$ opptrer i mindre mengder. Mengdeforholdet mellom jacobsitt og hematitt varierer fra ~0 - ~0.25. EMP-analyser viser at jacobsittens sammensetning ligger mellom 50 og 55% Mn_3O_4.

Klinopyroksen

Klinopyroksenen er i alle tilfeller en diopsid, fargeløs eller gul. Den gule viser pleokroisme fra fargeløs til gul. Den inneholder en hel del små inneslutninger av hematitt.

Amfibol

Amfibolen er en fargeløs til lys grønn tremolitt-actinolitt. Den opptrer i prøve 34 og 35 i forbindelse med piemontitt, ellers i forbindelse med diopsid.

Piemontitt

Piemontitt, som er et hovedmineral i noen prøver, viser pleokroisme fra gul til rød. I en prøve, 38, er pleokroismen fra orange til blodrød. Innholdet av Mn_2O_3 varierer fra 5.88 - 11.6%. Innholdet av Fe_2O_3 varierer fra 3.65 til 17.3% i prøve 38.

Mn_2O_3-innholdet i piemontitten fra Vestpoltind er betydelig høyere enn det som er vanlig for piemontitt fra andre lokaliteter i Norge (opptil 2.76% Mn_2O_3; Morton & Carter, 1968).

Det høye innholdet av Fe_2O_3 i piemontitten i prøve 38 er også verdt å merke seg.

Phlogopitt (Manganophyllitt)

Phlogopitten er gulbrun, og pleokroismen varierer fra fargeløs til gulbrun. Den inneholder opptil 5.31% MnO, og er derfor en manganophyllitt.

Granat

Rød granat er funnet i prøve Ø8. Det er en andraditt med 2.22% MnO.

Sillimanitt

Sillimanitt er funnet i prøve Ø9 som små prismatiske krystaller, og utgjør <1% av bergarten. Sekundær kyanitt etter sillimanitt er observert i samme prøve.

Muskovitt (phengitt)

Muskovitt, sannsynligvis sekundær, er observert i prøve Ø9. EMP-analyser viser at den inneholder 3.08% FeO og 1.97% MgO, og den er da en phengitt.

Kvarts

Gjennomsnittskornstørrelse av kvarts varierer fra 0.2 - 2.0 mm for alle prøvene, gjennomsnittlig 0.9 mm totalt.

Sjøgren (1908) beskriver gul Mn-granat, kloritt og rhodonitt fra hematittmalmen, men jeg har ikke funnet noen av disse mineralene her. Han beskriver også magnetitt, men denne er muligens det jeg har identifisert som jacobsitt.

Kvartsbåndet magnetitt (Mineralanalyser i tabell 3a)

Den kvartsbåndete magnetittmalmen kan grovt deles inn i to typer. Den hyppigst forekommende består av alternerende bånd av kvarts og magnetitt/Fe-Mn-silikater. Tykkelsen av de enkelte båndene

varierer fra 1 - 10 mm. Båndingen er jevn og tydelig. Den andre typen viser en mindre tydelig bånding. Her er magnetittbåndene gjennomgående bredere enn silikatbåndene, henholdsvis 10 - 20 mm og $\leqslant$5 mm. Silikatbåndene består av kvarts og rød almandin.

Malmen er enkelte steder sterkt skifrig, og skifrigheten er parallellt med båndingen. Mektigheten av malmen er ca. 15 m.

Mikroskopisk

Orthoferrosilitt-pyroxferroitt-magnetitt-kvarts

Prøve 019 representerer en malm som består av kvarts- og magnetitt/Fe-Mn-silikat-bånd. Fe-Mn-silikatene, som er enestående kjemisk sett, utgjøres av en Mn-rik orthoferrosilitt og en Mn-rik pyroxferroitt. Kornstørrelsen av kvarts varierer fra 0.1 - 0.5 mm, gjennomsnittlig 0.3 mm.

Orthoferrosilitt

Orthoferrosilitt opptrer som subhedrale til anhedrale korn, opptil 0.5 mm store. Den er rødlig brun i tynnslip og viser ingen pleokroisme. Den er optisk positiv, og dobbeltbrytningen (målt ut fra fargekart) er høy, ~0.020. Andre optiske data (2V og brytningsindekser) er ikke målt. EMP-analyser viser at orthoferrosilitten inneholder 41.7% FeO, 11.6% MnO, 0.4% MgO og 0.3% CaO, eller $(Fe_{0.76}Mn_{0.22}Ca_{0.01}Mg_{0.01})SiO_3$. Dette er sannsynligvis den Mn-rikeste orthopyroxen som noengang er registrert. Den er samtidig en av de Mg-fattigste orthopyroxener som er funnet. Ormaasen (under arbeid) har funnet en orthoferrosilitt i charnockitt med 48.8% FeO, 3.5% MnO, 0.3% MgO og 0.6% CaO.

Pyroxferroitt

Pyroxferroitt er en Fe-rik variant av pyroxmangitt. Chao et al. (1970) har foreslått at $(Fe,Mn,Ca)_7Si_7O_{21}$ med Mn > Fe kalles

pyroxmangitt, og hvis Fe > Mn kalles mineralet pyroxferroitt. Det første funn av pyroxmangitt i Iva, South Carolina (Ford & Bradley, 1913) er da etter dette en pyroxferroitt.

Mineralet opptrer i prøve 318 som subhedrale til euhedrale prismatiske korn, opptil 0.8 mm lange og opptil 0.5 mm brede. Lamellære tvillinger etter (010) er vanlig.

Pyroxferroitten er fargeløs til grå i tynnslip, og viser ingen pleokroisme. Den har høy dobbeltbrytning, ~ 0.020 (målt ut fra fargekart). Andre optiske data er ikke målt.

EMP-analyser av pyroxferroitten fra Vestpolltind viser at den inneholder 35.8% FeO, 17.4% MnO, 0.9% CaO og 0.2% MgO. Dette er antakelig den Fe-rikeste pyroxferroitten som er registrert fra jorden. Den Fe-rikeste som er registrert i det hele tatt er funnet på månen (Chao et al. 1970).

I tabell 4 og 5 er satt opp analyser av tidligere analyserte pyroxferroitter og Mn-rike orthopyroksener, sammen med analysene i dette arbeid.

Magnetitt, som er det eneste ertsmineralet, inneholder lite Mn (0.6% MnO).

Magnetitt-kvarts-almandin

Prøve 317 representerer en annen type malm enn prøve 318. Mens prøve 318 er en Mn-holdig bergart, er 317 en Mn-fattig, Al-rikere type. Forholdet mellom magnetitt og silikater er ca. 2:1, og den representerer også en rikere malm enn 318.

Primærfaser er magnetitt, ilmenitt og kvarts som hovedmineraler, og apatitt, dumortieritt og korund som akssesorier.

På grensen mellom kvarts og oksydfasen er det en reaksjonssone bestående av granat. Korund spinell fins som inneslutninger i magnetitt, av og til på grensen mellom magnetitt og sekundær granat, den ofte i kontakt med kvarts.

Fibrige aggregater av kyanitt fins enkelte steder som reaksjons-produkt etter kvarts og korund.

Granat

EMP-analyser av den sekundære granaten gir følgende sammensetning: $Alm_{85}Pyr_{9}Sp_{5}Gr_{1}$, altså en almandinrik granat.

Korund

Korund opptrer som små (< 0.05 mm) euhedrale korn disperst fordelt i kvarts. EMP-analyser viser at den inneholder 1.20% Fe_2O_3 og 98.85% Al_2O_3.

Dumortierittt

Dumortierittt, $(Al,Fe^{3+})_7O_3(BO_3)(SiO_4)_3$, fins i kontakt med kvarts og magnetitt. Den viser sterk pleokroisme fra fargeløs til lavendelblå, har lav dobbeltbrytning og rett utslokning.

Kvarts

Kornstørrelsen av kvarts varierer fra 0.2 - 0.7 mm, gjennomsnittlig 0.5 mm.

Karbonatbergarter og mafiske granulitter

Karbonatbergartene ligger i en serie av finkornete mafiske granulitter. Det er uklart om disse bergartene har noen genetisk tilknytning til jern-malmene i Vestpolltind. Noen stratigrafi i området er det vanskelig å danne seg bilde av (Tveten, p. oppl.). Kalksteinen består vesentlig av calcitt (> 90%). Andre mineraler er forsterittt, spinell og magnesioferritt. Både mineralogisk og mineralkjemisk er den lik kalksteinen i forbindelse med jernmalmen i Lonkanfjord, og mineralkjemien for disse to kalksteinene vil derfor bli behandlet sammen under avsnittet om Lonkanfjord.

De mafiske granulittene består hovedsaklig av plagioklas + 2 pyroksener. Olivin kan forekomme. Som ertser forekommer ilmenitt

± magnetitt ± pyritt. Granulittene er av basaltisk sammensetning (Tveten, pers.oppl.). De vil bli beskrevet nærmere av cand.real. E. Tveten som også arbeider i området.

Tabell 1. Modal sammensetning (anslått) av felsiske granulitter, Vestpolltind.

	Ø12	Ø13	Ø14	Ø15	Ø22
Kvarts	5	5	5	30	20
Orthoklas	50	90	75	60	50
Plagioklas	45	-	5	5	10
An i plag.	(~30)	-	(~25)	(~15)	-
Biotitt	5	tr	5	3	5
Klinopyroksen	3	-	-	-	-
Orthopyroksen	5	-	-	-	-
Opak	5	5	10	1	15
Apatitt	<1	tr	tr	tr	< 1
Grandiditritt	-	-	-	< 1	-

Tabell 2A. Mineralparageneser i båndet hematittmalm Vestpolltind.

	Ø2	Ø3	Ø4 Ø5	Ø7	Ø8	Ø9	Ø11	Ø28	Ø31
Kvarts	-	x	x	x	x	x	x	x	x
Plagioklas	-	-	-	-	-	-	x	x	-
Muskovitt	-	-	-	-	-	sekk.	-	-	-
Phlogopitt	x	-	x	tr	-	x	x	-	-
Amfibol	-	-	x	-	-	-	-	-	x
Klinopyroksen	tr	x	x	x	x	-	-	x	x
Granat	-	-	-	-	x	-	-	-	-
Piemontitt	tr	-	x	-	x	-	-	-	-
Billitmanitt	-	-	-	-	-	x	-	-	-
Hematitt	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Opaktitt	x	x	x	x	-	-	-	x	x
Apatitt	x	x	x	x	x	x	x	x	x

Tabell 2B. Mineralparageneser i båndet magnetitt-ilm, Vestpolltind.

	Ø17	Ø19
Kvarts	x	x
Orthopyroxen	-	x
Pyroxferroitt	-	x
Granat	sek	-
Kyanitt	sek	-
Magnetitt	x	x
Spinell	sek	-
Korund	x	-

Tabell 3A. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx og mt-ilm i prøve Ø12, Vestpolltind.

	cpx	opx	mt	ilm
SiO_2	51.[illegible]	50.20	-	-
Al_2O_3	1.13	0.59	0.2[illegible]	0.05
TiO_2	0.33	0.20	17.11	50.56
MgO	12.01	15.77	0.30	0.53
Fe_2O_3	-	1.91	30.67	4.58
FeO	13.[illegible]	29.04	50.2[illegible]	42.14
MnO	0.87	1.67	1.10	2.26
CaO	19.4[illegible]	0.69	0.57	0.07
Na_2O	0.33	-	-	-
	99.36	100.07	100.25	100.19
Kation proporsjoner:				
Si	1.975	1.956	-	-
Al^{IV}	0.025	0.027	-	-
Ti	-	0.006	-	-
Fe^{3+}	-	0.011	-	-
Al^{VI}	0.025	-	0.011	0.001
Ti	0.009	-	0.491	0.956
Fe^{3+}	-	0.047	0.[illegible]	0.[illegible]
Mg	0.[illegible]	0.922	0.017	0.0[illegible]
Fe^{2+}	0.[illegible]	0.945	1.[illegible]	0.[illegible]
Mn	0.0[illegible]	0.0[illegible]	0.0[illegible]	0.0[illegible]
Ca	0.7[illegible]	0.0[illegible]	0.025	0.0[illegible]
Na	1.[illegible]	-	-	-

Tabell 33. EMP-analyser av mineraler fra den båndete hematitt-malmen, Vestpolltind.

	Hematitt					Jacobsitt	
	02	03	04	05	08	02	05
SiO_2	-	-	0.07	0.09	0.10	-	-
Al_2O_3	0.07	-	0.66	0.44	0.01	0.79	0.10
TiO_2	0.12	-	0.76	0.40	0.17	0.11	0.10
Fe_2O_3	93.86	93.51	95.05	95.72	94.22	-	-
Mn_2O_3	5.06	4.99	2.56	3.77	4.57	-	-
MgO	0.15	0.16	0.13	0.07	0.06	0.46	0.26
FeO	-	-	-	-		45.44	43.46
MnO	-	-	-	-		46.29	48.71
CaO	-	0.04	0.07	0.08	0.04	-	0.08
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-
	99.26	98.70	99.30	100.57	99.17	93.09	92.71
Kation proporsjoner:							
Si	-	-	0.002	0.002	0.003	-	-
Al	0.002	-	0.021	0.014	-	0.035	0.005
Ti	0.002	-	0.015	0.008	0.003	0.003	0.003
Fe^{3+}	1.886	1.890	1.905	1.896	1.897	-	-
Mn^{3+}	0.103	0.102	0.052	0.076	0.093	-	-
Mg	0.006	0.006	0.005	0.003	0.002	0.026	0.015
Fe^{2+}	-	-	-	-	-	1.445	1.393
Mn^{2+}	-	-	-	-	-	1.491	1.591
Ca	-	0.001	0.002	0.002	0.001	-	0.003

Tabell 3B. forts.

	Manganophyllitt			Piemontitt			Cpx	
	Ø2	Ø4	Ø5	Ø4	Ø5	Ø8	Ø8	Ø3
SiO_2	41.48	40.64	41.78	38.02	37.70	34.84	53.87	55.06
Al_2O_3	13.67	17.69	13.61	23.96	23.04	11.72	0.22	0.05
TiO_2	0.07	1.01	0.22	0.10	0.04	0.03	0.01	-
Fe_2O_3	-	-	-	7.68	3.65	17.25	6.28	1.74
Mn_2O_3	-	-	-	5.88	11.63	11.37	-	-
MgO	24.29	21.16	22.85	0.06	0.24	0.21	14.36	17.28
FeO	2.49	2.14	2.21	-	-	-	0.86	0.53
MnO	5.11	2.83	5.51	-	-	-	1.35	0.86
CaO	-	0.04	0.17	22.31	22.11	22.07	21.37	24.74
Na_2O	0.03	0.19	0.08	-	-	-	1.99	0.42
K_2O	8.80	10.26	10.20	-	-	-	-	-
	95.99	95.96	96.41	98.01	98.41	97.49	100.31	100.53
Kation proporsjoner:								
Si	5.867	5.710	5.927	3.009	2.989	2.965	1.979	1.990
Al^{IV}	2.133	2.290	2.073	-	0.011	0.035	0.010	0.002
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	0.011	0.006
Al^{VI}	0.145	0.640	0.202	2.235	2.142	1.141	-	-
Ti	0.007	0.107	0.025	0.006	0.002	0.002	-	-
Fe^{3+}	-	-	-	0.457	0.218	1.105	0.162	0.039
Mn^{3+}	-	-	-	0.354	0.702	0.737	-	-
Mg	5.121	4.452	4.827	0.007	0.029	0.027	0.785	0.931
Fe^{2+}	0.295	0.251	0.262	-	-	-	0.026	0.016
Mn^{2+}	0.612	0.337	0.538	-	-	-	0.042	0.026
Ca	-	0.006	0.026	1.892	1.876	2.013	0.841	0.958
Na	0.022	0.052	0.022	-	-	-	0.142	0.029
K	1.585	1.839	1.845	-	-	-	-	-

Tabell 32, forts.

	Granat 08	Phengitt 09
SiO_2	35.18	47.57
Al_2O_3	0.70	31.19
TiO_2	0.06	-
Fe_2O_3	28.08	-
MgO	0.06	1.97
FeO	-	3.06
MnO	2.22	0.08
CaO	31.50	0.02
Na_2O	-	0.37
K_2O	-	10.51
	97.80	94.77
Kation proporsjoner		
Si	3.029	6.423
Al^{IV}	-	1.577
Al^{VI}	0.071	3.387
Ti	0.004	-
Fe^{3+}	1.820	-
Mg	0.008	0.396
Fe^{2+}	-	0.343
Mn	0.162	0.009
Ca	2.903	0.003
Na	-	0.097
K	-	1.810

Tabell 30. EMP-analyser av en del mineraler fra den bändete magnetittmalmen, Vestpalltind.

	Ø19			Ø17		
	opx	pxf	mt	alm	korund	kyanitt
SiO_2	45.63	45.89	-	36.44	-	34.61
Al_2O_3	-	-	0.57	20.67	96.65	62.94
TiO_2	0.04	0.04	0.10	0.12	0.09	0.22
Fe_2O_3	0.38	0.09	67.96	1.09	1.25	2.00
MgO	0.39	0.21	-	2.11	0.04	0.04
FeO	41.71	35.32	30.48	36.67	-	-
MnO	11.65	17.40	0.60	1.99	0.02	0.05
CaO	0.32	0.85	0.05	0.96	-	-
Na_2O	-	-	-	-	-	-
	100.10	100.30	99.76	100.05	100.05	100.05

Kation proporsjoner:

Si	1.992	1.997	-	2.967	-	0.915
Al^{IV}	-	-	-	0.033	-	0.057
Al^{VI}	-	-	0.026	1.951	1.932	1.932
Ti	0.001	0.001	0.003	0.007	0.001	0.004
Fe^{3+}	0.012	0.002	1.960	0.067	0.015	0.041
Mg	0.025	0.014	-	0.256	0.001	0.002
Fe	1.523	1.304	0.981	2.498	-	-
Mn	0.430	0.641	0.020	0.137	-	0.001
Ca	0.015	0.040	0.002	0.084	-	-
Na	-	-	-	-	-	-

Tabell 4. Kjemiske analyser av Mn-rike orthopyroxener.

	1	2	3	4	5
SiO_2	45.63	45.95	47.46	47.68	48.66
TiO_2	0.04	0.10	0.03	-	0.31
Al_2O_3	-	0.90	0.14	0.69	0.70
Fe_2O_3	0.38	0.31	0.34	1.34	1.51
FeO	41.71	41.65	42.43	37.37	29.61
MnO	11.63	5.02	3.88	2.50	8.03
MgO	0.39	3.49	5.05	6.91	11.16
CaO	0.32	1.43	1.05	2.48	0.47
	100.10	98.85	100.38	98.97	100.45

1. Mangano-orthoferrosilit, Vestpolltind
2. Orthoferrosilit, kontaktmetamorf Fe-rik bergart, Manchuria (Tsuru & Henry, 1937)
3. Ferrohypersthen, Tunaberg, Sverige (Sundius, 1932)
4. Ferrohypersthen, Vittinge, Finland (Saxén, 1925)
5. Ferrohypersthen, Quairading district, Western Australia (Davidson & Mathison, 1973)

Tabell 5. Kjemiske analyser av (Fe-rike) pyroxferroiter.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	45.89	45.0	46.8	47.00	47.14	46.53
TiO_2	0.04	0.50	0.50	0.05	-	0.08
Al_2O_3	-	0.20	0.30	-	2.38	0.21
Fe_2O_3	0.09	-	-	-	-	0.85
FeO	35.82	47.2	44.6	29.70	28.34	24.69
MnO	17.40	1.00	0.80	16.60	20.63	20.50
MgO	0.21	0.90	0.80	1.94	-	1.39
CaO	0.85	6.00	6.00	5.60	1.88	5.46
	100.30	100.8	99.8	100.69	100.37	99.71

1. Pyroxferroit, Vestpolltind
2 og 3. Pyroxferroit, månen (Ch[illegible] et al. 1970)
4. Pyroxferroit fra slagg (Whiteley & Hallimond, 1919)
5. Pyroxferroit, Iva, South Carolina (Ford & Bradley, 1913)
6. Pyroxferroit, V. Silvberg, Sverige (Sundius, 1931)

Lonkanfjord

Bergartene som ligger i forbindelse med malmen i Lonkanfjord kan deles inn på følgende måte:

Mafiske granulitter
Kalk-silikat bergarter (Diopsid bergarter)
Karbonat bergarter
Båndet magnetitt-malm

Mafiske granulitter

Den dominerende bergartstypen er finkornete mafiske granulitter. Dette er tette og harde bergarter som er vanskelige å skille mellom i håndstykker.

Mikroskopisk. (Modalinnhold i tabell 6)

Bergartene i denne gruppen er finkornete (0.2 - 0.8 mm) ekvigranulære bergarter. Hovedmineralene er plagioklas, klinopyroxen og orthopyroxen. De opake mineralene er hovedsaklig magnetitt og ilmenitt, mens pyritt er sjeldnere.

Noen av bergartene inneholder primær biotitt, og i en prøve (082) er det funnet olivin. Apatitt som aksessorisk mineral forekommer i alle provene.

Prøve 071 inneholder grønn hornblende, mørk brun biotitt og klinopyroxen som mafiske hovedmineraler.

Sekundær hornblende som erstatter klinopyroxen fins i noen prøver (010, 017), og sekundær biotitt etter orthopyroxen forekommer i provene 010, og 015.

I en prøve (015) er det observert symplektitt strukturer mellom orthopyroxen og magnetitt.

Magnetitt som koeksisterer med ilmenitt viser ofte avblandingslamuller av ilmenitt langs (111). Noen ganger er det også mulig at det har skjedd en granular avblanding, der ilmenitt-fasen helt har

gått ut av magnetitt-fasen, og har dannet separate korn som ligger i kontakt med denne (granular exsolusjon).

I en prøve (071) er det observert ilmenitt med avblandings-lameller av hematitt.

De enkelte mineraler (EMP-analyser i tabell 7A-7D)

Plagioklas

Plagioklas er det dominerende mineral i alle prøver. Anortitt-innholdet av plagioklas varierer fra An_{20} - An_{45}, bestemt etter Michel-Levy's metode. (Tabell 6).

Klinopyroxen er tilstede i nesten alle prøver. Den er fargeløs, og EMP-analyser viser at det er en salit ($\sim Di_{70}$ - Di_{20}).

Orthopyroxen er også tilstede i nesten alle prøver. Den viser pleokroisme fra γ fargeløs til α svakt rødlig. EMP-analyser viser at sammensetningen varierer fra bronzit til hypersthen ($\sim En_{47}$ - En_{80}).

I en prøve (082), der orthopyroxen koeksisterer med spinell, er innholdet av Al_2O_3 5.87 wt%, mens det vanligvis er lavere enn 1 wt% i de andre prøvene.

Primær biotitt er mørk rød-brun, og en EMP-analyse viser at innholdet av TiO_2 er uvanlig høyt, 5.10 wt% TiO_2.

Koeksisterende magnetitt og ilmenitt er analysert i en prøve (082) der begge fasene er homogene. Analysene viser at magnetitten er en $Mt_{49}Usp_{51}$ og ilmenitten er en $Ilm_{85}Hm_{15}$.

Olivinen i prøve 082 er en Fa_{55}.

I tillegg til mineralanalysene fra de mafiske granulittene er det foretatt EMP-analyser av koeksisterende opx-opx-sp-ilm i en

Prøve av Raftsund mangeritten (060), tatt like ved grensen mot metasedimentkrustalene i Lonkanfjord. Disse analysene (tab. 5) stemmer godt overens med analysene av de mest jernrike systemene fra Griffin et al. (under trykking).

Disse mineralanalysene er gjort med den hensikt å benytte dem til å beregne fysikalske parametere under intrusjonen/metamorfosen i området omkring Lonkanfjord.

Tabell 6. Modal sammensetning (anslått) av mafiske granulitter, Lonkanfjord.

	010	015	017	018	019	047	050	051	052	062	080	082	0
Plagioklas	45	30	60	45	40	70	70	50	45	50	40	40	5
An i plag.	(40)	(33)	(25)	(40)	(40)	(30)	(30)	(35)	(35)	(20)	(31)	(40)	(3
Klinopx	30	40	15	40	-	10	10	25	15	-	40	20	7
Opx	-	15	15	10	30	15	15	20	30	40	15	15	
Biotitt	5	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Hbl	15	-	5	-	5	-	-	-	-	-	-	-	2
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	
Opak	5	7	4	5	5	4	4	4	9	6	5	7	
Spinell	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	
Apatitt	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	spor	

Tabell 7A. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx i mafiske granulitter, Lonkanfjord.

	017		015		050		051		052		047		083	
	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx
SiO_2	53.69	55.71	51.89	54.16	51.54	52.05	52.16	51.99	51.94	51.23	51.70	50.74	50.84	49.09
Al_2O_3	1.72	0.62	2.95	1.91	1.69	0.93	1.84	0.80	1.80	0.90	1.25	0.46	1.14	0.95
TiO_2	0.40	0.19	0.34	0.13	0.40	0.17	0.27	0.11	0.31	0.18	0.24	0.11	0.35	0.12
Fe_2O_3	2.95	-	2.45	-	2.85	0.56	0.97	-	0.90	-	2.02	1.09	2.50	-
MgO	15.25	29.34	14.93	27.08	14.02	20.71	12.80	18.06	12.55	17.58	11.89	16.21	10.57	12.79
FeO	3.01	12.76	4.19	14.47	8.43	23.80	9.73	28.05	10.01	27.98	10.91	28.62	15.76	31.31
MnO	0.31	0.66	0.47	1.11	0.45	0.91	0.30	0.67	0.52	1.14	0.98	2.03	1.72	3.33
CaO	21.60	0.57	22.01	0.48	20.50	0.59	21.97	0.55	21.67	0.67	20.89	0.94	17.73	0.72
Na_2O	1.46	-	0.62	0.02	0.40	-	0.35	-	0.37	-	0.47	-	0.39	-
	100.06	99.85	99.86	99.36	100.28	99.73	100.39	100.23	100.07	99.68	100.35	100.20	100.80	98.31
Kation proporsjoner:														
Si	1.965	1.987	1.915	1.961	1.926	1.966	1.951	1.989	1.952	1.976	1.954	1.970	1.943	1.981
Al^{IV}	0.037	0.013	0.085	0.039	0.074	0.034	0.049	0.011	0.048	0.024	0.046	0.021	0.052	0.019
Al^{VI}	0.038	0.013	0.043	0.043	-	0.008	0.032	0.025	0.032	0.017	0.009	-	-	0.026
Ti	0.011	0.005	0.009	0.004	0.011	0.005	0.008	0.003	0.009	0.005	0.007	0.003	0.010	0.004
Fe^{3+}	0.081	-	0.068	-	0.080	0.016	0.027	-	0.025	-	0.058	0.031	0.072	-
Mg	0.831	1.560	0.821	1.462	0.781	1.166	0.714	1.030	0.703	1.011	0.670	0.938	0.604	0.769
Fe^{2+}	0.092	0.381	0.129	0.438	0.263	0.752	0.314	0.897	0.315	0.902	0.345	0.929	0.506	1.058
Mn	0.010	0.020	0.015	0.034	0.014	0.029	0.010	0.022	0.017	0.037	0.031	0.067	0.056	0.114
Ca	0.856	0.022	0.870	0.019	0.821	0.024	0.880	0.023	0.873	0.028	0.846	0.039	0.729	0.031
Na	0.104	-	0.044	0.001	0.029	-	0.025	-	0.027	-	0.034	-	0.029	-

Tabell 7D. EMP-analyser av koeksisterende opx-opx-ol og mt-ilm i mafiske granulitter, Lonkanfjord.

	C82 opx	C82 opx	ol	C82 mt	ilm
SiO_2	51.91	51.89	34.38	-	-
Al_2O_3	1.94	1.15	-	0.90	-
TiO_2	0.50	0.25	0.05	17.42	49.50
Fe_2O_3	1.60	1.18	-	34.85	7.65
FeO	10.26	24.33	45.13	45.15	39.91
MnO	0.40	0.73	0.84	0.86	1.26
MgO	13.65	20.06	19.93	0.78	1.03
CaO	19.86	1.12	0.06	0.17	1.37
Na_2O	0.45	-	-	-	-
	100.57	100.69	100.39	100.11	101.00
Si	1.937	1.951	1.005	-	-
Al^{IV}	0.063	0.049	-	-	-
Al^{VI}	0.022	0.002	-	0.040	-
Ti	0.014	0.007	0.001	0.490	0.929
Fe^{3+}	0.045	0.033	-	0.980	0.142
Fe^{2+}	0.320	0.765	1.103	1.412	0.823
Mn	0.013	0.023	0.021	0.027	0.026
Mg	0.759	1.124	0.868	0.043	0.038
Ca	0.794	0.045	0.002	0.007	0.036
Na	0.033	-	-	-	-

Tabell 70. EMP-analyser av koeksisterende Al-rik opx-spinell i mafiske granulitter, Lonkenfjord.

	052 opx	052 spinell
SiO_2	49.76	-
Al_2O_3	5.87	60.99
TiO_2	0.17	-
Fe_2O_3	2.72	2.89
FeO	17.48	25.60
MnO	0.40	0.21
MgO	23.38	10.36
CaO	0.08	-
Na_2O	-	-
	99.85	100.05
Si	1.930	-
Al^{IV}	0.170	-
Al^{VI}	0.085	1.941
Ti	0.005	-
Fe^{3+}	0.075	0.059
Fe^{2+}	0.538	0.578
Mn	0.012	0.005
Mg	1.282	0.417
Ca	0.003	-
Na	-	-

Tabell 7D. EMP-analyse av Ti-rik biotitt i mafiske granulitter, Lonkanfjord.

	047 Biotitt
SiO_2	37.64
Al_2O_3	14.69
TiO_2	5.10
FeO	17.91
MnO	0.19
MgO	12.19
CaO	0.03
Na_2O	0.04
K_2O	9.00
	96.79

Si	5.594
Al^{IV}	2.406
Al^{VI}	0.167
Ti	0.570
Fe^{2+}	2.226
Mn	0.024
Mg	2.700
Ca	0.005
Na	0.012
K	1.703

Tabell 8. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx-ol i Raftsund-mangeritten.

	cpx	059 opx	ol	ilm
SiO_2	48.78	47.63	29.64	0.11
Al_2O_3	0.65	0.17	0.17	0.10
TiO_2	0.68	0.16	0.09	50.96
Fe_2O_3	1.55	-	1.03	0.98
FeO	22.76	43.71	62.67	44.36
MnO	1.70	2.18	2.35	1.46
MgO	4.73	5.41	3.25	0.04
CaO	18.85	0.82	0.61	0.05
Na_2O	0.41	-	-	-
	100.39	100.08	99.81	98.08

Kation proporsjonen:

Si	1.957	1.990	0.982	0.003
Al^{IV}	0.031	0.001	0.007	-
Ti	0.013	-	0.002	-
Fe^{3+}	-	-	0.010	-
Al^{VI}	-	0.008	-	0.003
Ti	0.008	0.005	-	0.986
Fe^{3+}	0.047	-	0.016	0.019
Fe^{2+}	0.764	1.534	1.736	0.951
Mn	0.058	0.078	0.066	0.032
Mg	0.283	0.336	0.160	0.002
Ca	0.809	0.037	0.022	0.001
Na	0.032	-	-	-

Diopsidiske bergarter

De diopsidiske bergartene i Lonkanfjord kan deles inn i to typer. Den ene typen, som er den vanligste, er en mørk grønn diopsid-spinell bergart. Den forekommer i kontakt med malmen, og også i kontakt med Raftsund mangeritten i Ø.

Den andre typen er hvit og består av diopsid, skapolitt og kalkspat. Den ligger mellom en kalkstein og den grønne diopsid-bergarten som grenser til mangeritten.

Begge typene er finkornete (0.1 - 0.3 mm), men i den grønne typen er det ofte utviklet linser av mer grovkornet diopsid.

Diopsid

EMP-analyser (tab. 9) viser at diopsiden i den grønne typen inneholder ca. 3.5% FeO mens den i den hvite typen inneholder bare ca. 0.6%.

Skapolitten i den hvite typen er en ekstremt meionitt-rik variant. — Skapolitten er sonert, og Ca-innholdet avtar fra sentrum av kornene og ut mot kanten. EMP-analyser viser at i prøve 066 varierer meionitt-innholdet fra 91.5 - 95.3%, og i prøve 067 fra 81.6 - 92.1.

Den er en ren Ca-Na-skapolitt. Innholdet av SO_3 varierer fra 1.22 - 1.87%. Resten antaes å være CO_2. Et såpass høyt innhold av SO_3 i skapolitt er typisk for granulittfacies (Lovering & White, 1964).

Tidligere rapporterte analyser av Me-rike skapolitter viser et maksimalt innhold av Me på 92.7% (Evans, Shaw & Haughton, 1969).

Tabell 9. EMP-analyser av diopsid og skapolitt fra diopsidbergarter. Lonkenfjord. Me_{Mean} = Gjennomsnitt av 10 punktanalyser.

	008	066				067		
	cpx	cpx	Me_{Max}	Me_{Min}	Me_{Mean}	Me_{Max}	Me_{Min}	Me_{Mean}
SiO_2	52.36	53.99	40.43	40.57	40.26	40.96	43.51	42.24
Al_2O_3	2.86	3.02	31.94	31.07	31.17	30.57	28.87	30.14
TiO_2	0.08	0.39	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	1.82	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15.68	16.87	-	-	-	-	-	-
FeO	2.62	0.59	-	-	-	-	-	-
MnO	0.12	0.08	-	-	-	-	-	-
CaO	24.46	25.75	24.12	21.62	23.06	22.95	20.33	21.70
Na_2O	0.27	0.16	0.66	1.11	0.83	1.09	2.54	1.75
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-
SO_3	-	-	1.22	1.85	1.64	1.87	1.36	1.62
	100.77	100.85	98.37	96.02	96.96	97.44	96.61	97.45
Kation proporsjoner:								
Si	1.921	1.936	6.149	6.333	6.235	6.326	6.671	6.475
Al^{IV}	0.079	0.062	5.726	5.667	5.689	5.559	5.229	5.444
Al^{VI}	0.044	0.066	-	-	-	-	-	-
Ti	0.002	0.011	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	0.050	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.849	0.902	-	-	-	-	-	-
Fe	0.080	0.018	-	-	-	-	-	-
Mn	0.004	0.002	-	-	-	-	-	-
Ca	0.952	0.990	3.931	3.616	3.926	3.794	3.343	3.593
Na	0.019	0.011	0.195	0.336	0.249	0.325	0.756	0.520
			$Me_{95.3}$	$Me_{91.5}$	$Me_{93.9}$	$Me_{92.1}$	$Me_{81.5}$	$Me_{87.}$

Kalksteinen

Kalksteinen ligger mellom den hvite diopsid-bergarten og de mafiske granulittene. Denne kalksteinen er helt lik den som er funnet ved bunnen av Vestpollen i Øksfjord, både når det gjelder mineralogi og mineralenes kjemiske sammensetning. Det dominerende mineralet er kalkspat, som utgjør over 90 modal % av bergarten. De andre mineralene er olivin, gul spinell og en opak fase.

Olivin

EMP-analyser (Tab. 10) viser at olivinen er en ren forsteritt ($\sim Fo_{100}$). Den opptrer i rundete korn, og er av og til frisk og av og til helt omvandlet. Begge tilfeller er observert i samme prøve.

Spinell

EMP-analyse av gule spineller viser at det er en blanding mellom vanlig spinell og magnesioferrit (Mf_{22}).

Magnesioferrit

Den opake fasen er en magnesioferrit. Analyser av magnesioferrit er svært sjeldne, da den vanligvis er sammenvokst eller intimt assosiert med hematitt.

Magnesioferriten fra Lonkanfjord og Vestpollen er imidlertid fri for hematitt-forurensninger, og EMP-analyser viser at den samtidig er en forholdsvis ren $MgFe_2O_4$. van de Pijpekamp et al. (1974) har analysert en magnesioferrit fra Långban som inneholder 18.22% MgO, og hevder at denne magnesioferriten er den Mg-rikeste som hittil er rapportert for naturlige magnesioferriter. Magnesioferriten fra Lonkanfjord inneholder imidlertid 19,29% MgO. En ideell magnesioferrit, $MgFe_2O_4$, vil inneholde 20.14% MgO.

Tabell 10. EMP-analyser av koekolsterende olivin, spinell og magnesioferritt i kalkstein fra Lonkanfjord (054) og Øksfjord (032).

	054			032		
	ol	sp	mf	ol	sp	mf
SiO_2	42.06	-	-	42.10	-	-
Al_2O_3	-	57.45	4.31	-	56.84	3.74
TiO_2	-	0.20	1.67	-	0.83	2.16
Fe_2O_3	-	13.46	70.57	-	14.14	68.94
MgO	57.91	26.35	19.29	57.43	26.49	16.73
FeO	0.31	-	2.24	0.34	-	5.67
MnO	0.08	0.24	0.99	0.21	0.76	1.83
CaO	0.11	0.12	0.13	0.11	0.14	0.16
	100.47	97.82	99.20	100.19	99.20	99.22

Kation proporsjoner:

Si	0.985	-	-	0.985	-	-
Al	-	1.727	0.167	-	1.696	0.143
Ti	-	0.004	0.041	-	0.016	0.055
Fe^{3+}	-	0.255	1.750	-	0.269	1.745
Mg	2.019	1.002	0.947	2.016	0.999	0.830
Fe^{2+}	0.006	-	0.062	0.007	-	0.159
Mn	0.002	0.005	0.020	0.004	0.016	0.052
Ca	0.003	0.003	0.005	0.003	0.004	0.005

Båndet magnetitt-malm

Malmen viser tydelig bånding mellom magnetitt og grønne silikat-mineraler. Båndene varierer en del i tykkelse. En grovere båndingmed silikatbånd på opptil 10 mm og magnetittbånd på opptil 30-40 mm er det dominerende trekk. Denne båndingen er igjen laminert, med lameller på <1 mm. Båndingen er parallell strøket i området.

Det dominerende ertsmineralet er magnetitt. Pyritt og chalcopyritt er tilstede som aksessoriske mineraler. Silikatfasen består av klinopyroxen, orthopyroxen og olivin. I noen prøver kan man finne en form for "sonering" (prøve 0375):

Mt + ol

ol

cpx

ol

Mt + ol

På grunn av båndingen har det ingen hensikt å sette opp noe modalforhold mellom de enkelte mineralene. En oversikt over koeksisterende faser er gitt i tabell 11.

Tabell 11. Mineralparageneser i båndet magnetittmalm, Lonkanfjord

	001	002	003	004	005	009	026	027
cpx	x	-	x	x	x	x	x	x
opx	x	x	x	-	-	-	x	-
ol	x	x	x	x	x	-	x	x
Mt	x	x	x	x	x	x	x	x

EDS-analyser av silikatfasene (tab. 12) i den båndete magnetitt-malmen viser at de representerer Mg-rike varianter.

Olivinen er en Fo_{89-91}, orthopyroxenen en En_{86-88} mens klinopyroxenen er en Di_{88-90}.

Tabell 12. EMP-analyser av koeksisterende ol-opx og cpx-opx-ol i den båndete magnetittmalmen, Lonkanfjord.

	002			003			096	
	ol	opx	cpx	opx	ol	cpx	opx	ol
SiO_2	40.22	57.24	54.09	56.39	39.96	54.22	57.52	39.64
Al_2O_3	-	0.40	0.83	0.70	-	0.88	0.54	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	-	1.03	1.30	1.00	-	1.63	-	-
FeO	10.11	7.32	2.41	8.19	10.76	2.57	8.32	11.49
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	49.99	33.85	17.09	32.76	49.04	17.76	33.38	48.30
CaO	0.02	0.51	23.49	0.53	0.02	23.14	0.48	0.06
Na_2O	-	0.03	0.37	0.03	-	0.20	0.02	-
	100.34	100.38	99.58	99.62	99.58	100.42	100.26	99.49

Kation proporsjoner:

Si	0.979	1.979	1.977	1.973	0.982	1.966	1.993	0.980
Al^{IV}	-	0.016	0.023	0.027	-	0.034	0.007	-
Al^{VI}	-	-	0.013	0.002	-	0.004	0.015	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	-	0.027	0.036	0.026	-	0.045	-	-
Fe^{2+}	0.207	0.212	0.074	0.240	0.221	0.078	0.241	0.238
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1.814	1.745	0.931	1.710	1.796	0.961	1.724	1.780
Ca	0.001	0.019	0.920	0.020	0.001	0.899	0.018	0.001
Na	-	0.002	0.026	0.002	-	0.014	0.001	-

Kovvann

Bergartene som ligger i forbindelse med jernmalmen i Kovvann kan deles inn på følgende måte:

Amfibolittisk/granulittiske gneiser
Diopsid-bergarter
Serpentin-bergarter
Karbonat-bergarter
Båndet magnetitt

Amfibolitter/granulitter

Den dominerende bergartstypen er amfibolittiske/granulittiske gneiser. Disse er til en viss grad tidligere beskrevet av Heier (1960).

Mikroskopisk. (Modalinnhold i tabell 13)

Bergartene er finkornete (0.2 - 0.8 mm) bergarter. Hovedmineralene er plagioklas, hornblende, biotitt, klinopyroxen og orthopyroxen. Modalforholdene varierer sterkt. De opake mineralene er ilmenitt og magnetitt. Plagioklasen i prøve Ko4 er sterkt sericittisert, mens den i de andre prøvene er frisk.

De enkelte mineraler. (EMP-analyser i tabell 14A og 14B)

Plagioklas er det dominerende mineral i alle prøver. Anortitt-innholdet av plagioklasen ligger på omkring An_{30}, bestemt etter Michel-Levy's metode. (Tabell 13).

Klinopyroxen er tilstede i alle prøver. Den er fargeløs til svakt grønn. EMP-analyser viser at det er en salit. Den viser liten variasjon i kjemien fra prøve til prøve. ($\sim Di_{77}$).

Orthopyroxen er tilstede i nesten alle prøvene. Den viser svak pleokroisme fra γ fargeløs til β svakt rødlig. EMP-analyser viser at det er en hypersthen. ($\sim En_{60}$).

Hornblende er tilstede i større eller mindre mengder i alle prøvene. Den er brun-grønn i prøve Ko1, mens den er grønn ellers.

Biotitt er et hovedmineral i alle prøvene. Fargen er mørk rødbrun, og EMP-analyser viser at innholdet av TiO_2 ligger på samme nivå som for biotitt fra Lonkan (Tabell 9D), nemlig 5.23 - 5.59% TiO_2.

Koeksisterende magnetitt og ilmenitt fins i alle prøvene. Magnetitten viser alltid avblandings-lameller av ilmenitt langs (111). I en prøve (Ko1) er det observert ilmenitt som har avblandet hematitt

Tabell 13. Modal sammensetning (anslått) av amfibolitter. Kovvann.

	Ko1	Ko3	Ko4	Ko5
Plagioklas	50	50	60	40
An i plag.	(28)	(30)	(32)	(31)
Mikroklin	-	-	-	-
Cpx	10	10	5	10
Opx	-	3	5	7
Hbl	15	17	2	8
Bio	20	15	25	30
Opak	5	5	3	5
Apatitt	tr	tr	tr	tr

Tabell 14A. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx i granulitter, Kovvann.

	Ko3		Ko4		Ko5	
	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx
SiO_2	52.37	52.50	52.93	51.74	52.13	52.25
Al_2O_3	1.16	0.71	1.16	0.47	0.74	0.07
TiO_2	0.14	0.08	0.15	0.10	0.16	0.09
Fe_2O_3	3.65	1.08	1.13	1.07	3.68	1.12
FeO	4.74	21.00	7.41	21.71	5.63	21.69
MnO	0.58	1.55	0.53	1.52	0.55	1.53
MgO	14.44	22.32	13.89	21.21	14.04	21.71
CaO	22.74	0.39	21.92	0.64	22.38	0.49
Na_2O	0.55	-	0.53	-	0.56	-
	100.37	99.63	99.69	98.46	99.87	98.95
Si	1.940	1.987	1.978	1.974	1.943	1.990
Al^{IV}	0.051	0.031	0.022	0.021	0.033	0.003
Ti	0.004	0.002	-	0.003	0.004	0.003
Fe^{3+}	0.006	-	-	0.002	0.015	0.014
Al^{VI}	-	-	0.029	-	-	-
Ti	-	-	0.004	-	-	-
Fe^{3+}	0.096	0.030	0.032	0.025	0.086	0.013
Fe^{2+}	0.147	0.635	0.230	0.691	0.176	0.690
Mn	0.018	0.049	0.018	0.049	0.017	0.049
Mg	0.797	1.246	0.775	1.203	0.782	1.235
Ca	0.902	0.016	0.876	0.026	0.896	0.020
Na	0.039	-	0.038	-	0.041	-

Tabell 14B. EMP-analyser av Ti-rik biotit i mafiske granuliter, Kovvann.

	Ko4	Ko5
SiO_2	36.66	36.99
Al_2O_3	12.39	14.62
TiO_2	5.23	5.59
FeO	15.88	15.58
MnO	0.15	0.14
MgO	13.82	13.95
CaO	0.08	0.04
Na_2O	0.06	0.06
K_2O	9.73	9.84
	94.00	96.81

Si	5.622	5.478
Al^{IV}	2.240	2.522
Ti	0.138	-
Al^{VI}	-	0.030
Ti	0.465	0.623
Fe^{2+}	2.037	1.930
Mn	0.019	0.019
Mg	3.159	3.079
Ca	0.013	0.006
Na	0.018	0.017
K	1.904	1.859

Diopsidiske bergarter

Denne bergarten opptrer på to forskjellige måter. I kontakt med malmen har den hornblendekrystaller på opptil 5 cm i en finkornet matrix av grønn diopsid. Den har også slirer av mere grovkornete diopsidkrystaller, på samme måte som er observert i Lonkanfjord.

Den andre typen er finkornet og ligger i amfibolitter/granulitter Den består utelukkende av grønn diopsid.

Kalkstein. (EMP-analyser av mineraler i tabell 15)

Kalksteinen ligger like ved malmen på Kovvann, i kontakt med amfibolitter/granulitter på begge sider. Det dominerende mineralet er kalkspat, som utgjør over 90 modal % av bergarten. De andre mineralene er olivin, grønn spinell, magnetitt og ilmenitt.

Olivinen er delvis eller helt serpentinisert. EMP-analyser viser at den er mer Fe-rik enn olivinen fra kalksteinen i Lonkanfjord og Vestpollen. (Fo_{92} mot Fo_{100}).

Den grønne spinellen har et høyere $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ forhold enn den gule spinellen fra kalksteinen i Lonkanfjord og Vestpollen. (0.59 mot ~ 0).

Magnetitt opptrer istedenfor magnesioferrit.

Ilmenitten er en blanding mellom $FeTiO_3$ (ilmenitt, 44%), $MgTiO_3$ (geikielitt, 34%), $MnTiO_3$ (pyrophanitt, 13%) og Fe_2O_3 (hematitt, 9%)

Serpentin bergarter. (EMP-analyser i tabell 15)

De serpentinittiske bergartene fins blottet i kontakt med malmen på veien mellom Jennestad og Lamarksvann. Den består av serpentin, diopsid og vekslende mengder med tremolitt og phlogopitt. Grønn spinell opptrer som aksessorisk mineral.

Serpentinen er sekundær etter olivin. Rester av olivin er funnet, og EMP-analyser av denne viser at den har samme kjemiske sammensetning som olivinen fra kalksteinen.

Diopsiden er sekundær etter dolomitt. Rester av dolomitt er observert innesluttet i diopsidkorn.

Den grønne spinellen har samme kjemi som spinellen i kalksteinen like ved.

Tabell 15. EMP-analyser av koeksisterende mineraler i kalkstein og serpentin-bergart, Kovvann.

	Kalkstein Ko2			Serpentin b.a. Ko14	
	ol	sp	ilm	ol	sp
SiO_2	40.53	-	-	40.45	-
Al_2O_3	-	62.95	-	-	63.74
TiO_2	-	-	54.52	-	-
Fe_2O_3	-	5.13	5.22	-	5.71
FeO	8.52	6.71	23.89	8.23	7.12
MnO	0.59	0.57	6.83	0.10	0.06
MgO	50.70	22.15	10.22	50.46	22.38
CaO	0.08	0.08	-	0.03	0.01
	100.42	97.39	100.68	99.27	99.02
Si	0.982	-	-	0.989	-
Al	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	-	-	-	-	-
Al	-	1.901	-	-	1.893
Ti	-	-	0.954	-	-
Fe^{3+}	-	0.099	0.091	-	0.108
Fe^{2+}	0.175	0.144	0.465	0.169	0.150
Mn	0.012	0.003	0.135	0.002	0.001
Mg	1.851	0.846	0.355	1.840	0.842
Ca	0.002	0.002	-	0.001	-

Båndet magnetitt-malm. (Mineralselskaper i tab. 16)

Båndingen i malmen er ikke så tydelig som i Lonkanfjord. Her er det vekslende bånd av magnetitt og serpentinisert olivin og noen ganger cpx. Oppsprekking har ført til sprekkefyllinger av serpentin og sekunder kalkspat, som gjør båndingsmønsteret utydelig.

Olivinen er en forsterit (Fo_{92}), omtrent det samme som fins i malmen i Lonkanfjord.

Kalkspat

I en av prøvene (Ko8) er det observert kalkspat som mulig primær fase. Den har alltid en reaksjonssone av serpentin eller talk rundt seg.

Tabell 16. Mineralparageneser i båndet magnetittmalm, Kovvann.

	Ko9	Ko7	Ko15	Ko8	Ko6
cpx	x delv.omv.	x omv.	- omv.	- omv.	x omv.
olivin	x	x	x	x	x
calcit	-	-	-	x	-
mt	x	x	x	x	x

Lahaugen og Åsan

Bergartene som fins i forbindelse med jernmalmen på Lahaugen og Åsan er:

Granulittiske gneiser
Kvartsitter
Kvartsbåndet magnetitt-malm

Granulittiske gneiser. (Modalinnhold i tab. 17)

De dominerende bergartene i forbindelse med malmene på Lahaugen og Åsan er mørke granulittiske gneiser, men også bånd av lysere bergarter opptrer. Disse bergartene er delvis beskrevet av Heier (1960). Han har imidlertid slått disse gneisene sammen med andre bergarter (charnockite border series og banded series), mens de etter de siste interpretasjoner (Griffin, pers. komm.) tilhører veined and layered gneisses, mens charnockite border series og banded series hører til samme gruppe.

De forskjellige båndene varierer sterkt i mineralogi. Plagioklas er tilstede i alle prøvene. Det samme er tilfellet med orthopyroxen. Kalifeltspat er tilstede som orthoklas i prøvene LA8, LA14, Å1, Å2 og Å3, mens det er en perthittisk alkalifeltspat i prøvene LA1, LA2 og La6.

Koeksisterende klinopyroxen og orthopyroxen opptrer i prøvene La9 og Å2. Orthopyroxenen er sterkt omvandlet i Å2.

Biotitt opptrer i varierende mengde fra å være et hovedmineral til å være aksessorisk.

De enkelte mineraler (EMP-analyser i tabell 18).

Plagioklas er et hovedmineral i alle prøver. An-innholdet er antilitt etter Michel-Levy's metode til å variere fra An_{27}-An_{50} (tabell 17).

Orthopyroxen er tilstede i alle prøver. Den viser pleokroisme fra γ fargeløs til α rødlig. EMP-analyser viser at opx i prøve LA9 er en En_{63}.

Klinopyroxen opptrer mindre hyppig enn orthopyroxen. EMP-analyse av cpx i LA9 viser at den er en Di_{73}.

Biotitt er mørk brun i alle prøver.

Grønn hornblende er tilstede i små mengder i prøve Å1.

Ertsmineraler er ilmenitt og magnetitt i alle prøver. Magnetitten viser alltid avblanding av ilmenitt langs (111), unntatt i prøve Å1 der magnetitten er homogen, mens ilmenitten er avblandet i to faser, en hematitt-rik ilmenitt og en ilmenitt-rik hematitt. EMP-analyser viser at den sekundære ilmenittfasen inneholder 13.5% hematitt mens den sekundære hematittfasen inneholder 36% ilmenitt.

Kvartsitten

Både på Lahaugen og Åsan er det kvartsitter i kontakt med malmen. Mektigheten av kvartsitten er ca. 1 - 1.5 m. Fargen er nesten svart, noe som er typisk for granulittfacies kvarts.

I tabell 17 er satt opp et omtrentlig modalforhold for kvartsitten fra de to lokalitetene (prøve LA3 og Å13). I prøve LA3 er klinopyroxen det eneste femiske mineralet, mens orthopyroxen og trace biotitt opptrer i Å13. Magnetitt er det eneste ertsmineralet.

Tabell 17. Modalinnhold (anslått) i kvartsitter og veined and layered gneisses, Lahaugen og Åsen.

	LA1	LA2	LA6	LA8	LA9	LA14
Kvarts	-	15	10	20	-	15
K-feltspat	40	40	35	20	-	20
Plag.	35	30	40	40	40	50
An i plag.	(45)	(30)	-	(30)	(35)	(30)
Cpx	-	-	-	-	10	-
Opx	15	10	8	10	10	8
Hbl	-	-	-	-	-	-
Bio	8	3	7	8	35	5
Erts	2	2	tr	2	5	2
Apatitt	tr	tr	tr	tr	tr	tr

	Å1	Å2	Å3	Å13	LA3
Kvarts	-	-	-	85	75
K-feltspat	35	20	25	-	-
Plag.	50	60	65	-	-
An i plag.	(30)	(27)	(29)	-	-
Cpx	-	2	1	-	15
Opx	10	13	4	5	-
Hbl	1	-	-	-	-
Bio	2	1	tr	tr	-
Erts	2	4	5	10	10
Apatitt	tr	tr	tr	tr	tr

LA3 og Å13 er kvartsitter i kontakt med malmen.

Tabell 18. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx og av Hm-Ilm i granulitter, Lahaugen og Åsan.

	LA9		Å1	
	cpx	opx	Hm	Ilm
SiO_2	52.62	53.20	-	-
Al_2O_3	2.13	0.59	0.24	0.13
TiO_2	0.20	0.09	18.18	45.81
Fe_2O_3	0.93	0.31	65.56	13.97
MgO	13.50	22.44	0.29	0.92
FeO	7.59	22.34	15.72	39.28
MnO	0.38	0.75	0.14	0.35
CaO	22.15	0.47	0.05	0.04
Na_2O	0.58	-	-	-
	100.07	100.59	100.18	100.48

Kation proporsjoner:

Si	1.956	1.972	-	-
Al^{IV}	0.044	0.028	-	-
Al^{VI}	0.049	0.015	0.007	0.004
Ti	0.006	0.003	0.355	0.864
Fe^{3+}	0.026	0.009	1.279	0.264
Mg	0.748	1.240	0.011	0.034
Fe^{2+}	0.236	0.692	0.341	0.824
Mn	0.012	0.024	0.003	0.007
Ca	0.882	0.019	0.001	0.001
Na	0.042	-	-	-

Båndet magnetittmalm. (Mineralparagenesen i tab. 19).

Den båndete magnetitt-malmen på Lahaugen og Åsan er noe forskjellig teksturelt. I malmen fra Lahaugen er båndingen tydelig, og tykkelsen av de enkelte bånd varierer fra <1 mm opptil 2 cm.

Båndingen i malmen fra Åsan er mindre utpreget og kan ofte mangle. Ertsen er her mere jevnt fordelt i en grunnmasse bestående hovedsaklig av kvarts.

Klinopyroxen og orthopyroxen er tilstede i alle prøver fra Lahaugen, mens det i malmen fra Åsan er koeksisterende klinopyroxen og orthopyroxen i noen prøver (Å6, Å7), og orthopyroxen og plagioklas i noen (Å4, Å10, Å15).

Magnetitt er det eneste ertsmineralet i Lahaugen, mens det er magnetitt og ilmenitt i malmen fra Åsan.

De enkelte mineraler. (EMP-analyser i tab. 20)

Plagioklas

Plagioklasen i prøve Å4 er bestemt etter Michel-Levy's metode til An_{50}. I de andre prøvene er An-innholdet ikke bestemt.

Orthopyroxen

Orthopyroxen viser i alle prøvene den typiske pleokroismen fra γ fargelås til α rødlig. EMP-analyser viser at orthopyroxenen fra jernmalmen i Lahaugen er jern-rikere enn de fra Åsan (En_{28-32} mot En_{38}).

Klinopyroxen

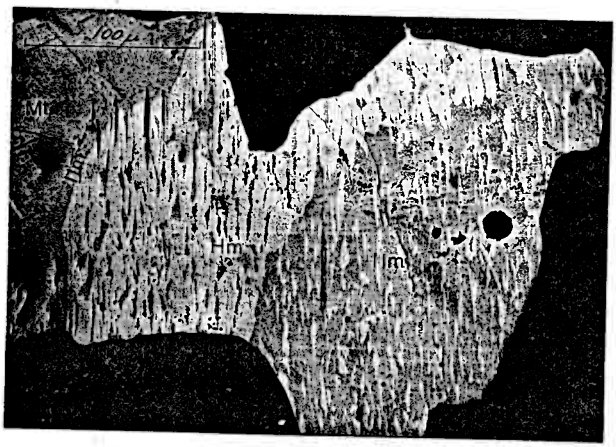
Klinopyroxen koeksisterende med orthopyroxen viser samme kjemiske forskjell som orthopyroxenene, Di_{41-46} i Lahaugen mot Di_{71} i Åsan.

Kvarts

Størrelsen av kvartskornene i malmen fra Lahaugen varierer fra 0.1 - 3.5 mm, med et gjennomsnitt på 1.0 mm. I malmen fra Åsan er de tilsvarende tall 0.2 - 5.0 mm og 1.1 h.h.v.

Magnetitt og ilmenitt

I malmen fra Åsan, der det er koeksisterende magnetitt og ilmenitt, er magnetitten optisk homogen (ingen tegn til avblanding). Ilmenitten viser imidlertid avblanding etter et komplisert mønster (Bilde 2). Denne avblanding er tilstede bare der ilmenitten er i kontakt med magnetitt. I kontaktsonen er det en homogen ilmenittfase, som går over i en hematitt-rik fase med ilmenitt-lameller langs (0001), og videre til en ilmenitt-rik fase med hematitt-lameller langs (0001).



Bilde 2. Avblandingstekstur i $(Hm\text{-}Ilm)_{ss}$ i kontakt med magnetitt.

Tabell 19. Koeksisterende mineraler i båndete magnetittmalmer, Lahaugen og Åsan.

	LA4	LA5	LA13	Å4	Å6	Å7	Å10	Å15
Kvarts	x	x	x	x	x	x	x	x
K-feltspat	-	-	-	-	-	-	-	-
Plag.	-	-	-	x	-	-	x	x
An i plag.	-	-	-	(50)	-	-	-	-
Cpx	x	x	x	-	x	x	-	-
Opx	x	x	x	x	x	x	x	x
Hbl	-	-	tr	-	-	-	-	-
Bio	-	-	-	tr	-	tr	tr	tr
Erts	x	x	x	x	x	x	x	x
Apatitt	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

Tabell 20. EMP-analyser av koeksisterende cpx-opx i båndet magnetitt-malm, Lahaugen og Åsan.

	LA5		LA13		Å7		Å6	
	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx
SiO_2	48.76	50.17	50.17	52.26	52.40	52.50	52.97	53.16
Al_2O_3	0.73	1.02	0.22	0.35	1.02	1.88	1.01	1.63
TiO_2	0.05	-	-	-	-	-	0.10	0.25
Fe_2O_3	0.61	2.55	-	-	1.23	1.67	0.13	0.87
FeO	38.20	16.06	39.97	18.78	22.53	7.85	23.50	8.27
MnO	0.15	0.06	0.29	0.15	1.27	0.56	0.65	0.32
MgO	10.59	8.65	9.13	7.46	21.41	13.41	21.66	13.81
CaO	0.87	20.85	0.46	20.52	0.53	21.64	0.52	21.77
Na_2O	-	0.37	-	0.39	-	0.59	-	0.58
	99.96	99.73	100.24	99.91	100.39	100.10	100.54	100.67
Si	1.972	1.953	2.044	2.042	1.960	1.957	1.973	1.968
Al^{IV}	0.028	0.047	-	-	0.040	0.043	0.027	0.034
Al^{VI}	0.007	-	0.011	0.016	0.005	0.059	0.017	0.037
Ti	0.002	-	-	-	-	-	0.003	0.007
Fe^{3+}	0.019	0.075	-	-	0.035	0.047	0.004	0.024
Fe^{2+}	1.292	0.523	1.362	0.614	0.705	0.245	0.732	0.256
Mn	0.005	0.002	0.010	0.005	0.040	0.018	0.021	0.010
Mg	0.639	0.502	0.554	0.434	1.194	0.745	1.203	0.761
Ca	0.038	0.870	0.020	0.859	0.021	0.864	0.021	0.863
Na	-	0.028	-	0.030	-	0.043	-	0.042

Hatmoderen. (Modalinnhold i tabell 21)

Bergartene som fins i forbindelse med jernmalmen på Hatmoderen er gneiser som varierer i sammensetning fra ureine kvartsitter til ultramafiske bergarter. I tillegg fins ureine kalksteiner og skarn.

Ureine kvartsitter og kvartsofeltspatiske bergarter og mafiske granulitter

Disse bergartene utgjør størstedelen av bergartene i området. De er grå, finkornete (0.2 - 0.5 mm) bergarter, tildels foliert. Den modale sammensetningen varierer sterkt, og det er en gradvis overgang til mafiske granulitter. De ureine kvartsittene inneholder kvarts og hornblende som hovedmineraler, mens de kvartsofeltspatiske bergartene inneholder kvarts, mikroklin og plagioklas som hovedmineraler. De mafiske granulittene inneholder kvarts, orthopyroxen, biotitt, ± plagioklas.

Orthopyroxen opptrer som større poikilittiske korn (2 - 10 mm) i en finkornet matrix (<0.5 mm) bestående av biotitt, kvarts (og plagioklas). Den er sterkt oppsprukket og gjennomsettes av biotitt parallellt med foliasjonen, og inneholder også inneslutninger av kvarts (og plagioklas).

Denne teksturen har også Bonnichsen (1969) observert i kontaktmetamorfe bergarter i Biwabik-området.

I prøve MA13 opptrer hornblende på teksturelt samme måte som orthopyroxen.

Ultramafiske bergarter

Den samme teksturen er også observert i en ultramafisk bergart bestående av aktinolitt og orthopyroxen (MA44). Orthopyroxene opptrer også her som poikilittiske korn (opptil 1 cm) i en finere

matrix (1 - 2 mm) av actinolitt, biotitt og magnetitt, og inneholder inneslutninger av disse mineralene.

En annen type ultramafisk bergart er representert ved prøve MA21 som består vesentlig av hornblende (90%) og plagioklas. Den er en finkornet (0.2 mm) jevnkornet bergart.

En tredje type ultramafiske bergarter er cummingtonitt/grunerittskifere. De består kun av en Fe-Mg-amfibol og magnetitt. Bergartene er grovkrystalline med idiomorfe korn av cummingtonitt/grunerritt på opptil 2.5 cm. I prøve MA38 er amfibolen en jern-rik cummingtonitt. Den er optisk positiv med $2V_\gamma$ litt mindre enn 90°. I MA49 er 2V målt til 90°, og amfibolen ligger etter det på grensen mellom cummingtonitt og grunerritt.

Amfibolene har i begge prøver lameller etter (100). Om disse lamellene skyldes tvilling-dannelse eller avblanding kan ikke avgjøres ut fra mikroskopstudier alene, men ved hjelp av EMP er dette mulig.

Tabell 21. Modal sammensetning av veined and layered gneisses, Matmoderen.

	MA20	MA44	MA15	MA49	MA38	MA13	MA11	MA9	MA10	MA21
Kvarts	30	-	25	-	-	20	25	92	90	-
K-feltspat	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plagioklas	20	-	-	-	-	35	45	-	-	8
An i plag.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cpx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opx	-	20	50	-	-	15	5	-	tr	-
Hbl	-	-	-	-	-	5	-	8	10	90
Grun/Cumm	-	-	-	~100	85	-	-	-	-	-
Act	-	75	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotitt	5	3	25	-	-	25	25	-	tr	tr
Erts	tr	2	tr	tr	15	tr	tr	tr	tr	2
Apatitt	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr	-

Skarn-bergarter og kalkstein (Modalinnhold i tab. 22)

Skarn-bergarter og kalkstein fins i intim forbindelse med malmen. Skarn-bergartene består av andraditt-hedenbergitt-(magnetitt) skarn og andraditt-hedenbergitt-wollastonitt skarn.

Andraditt-hedenbergitt skarn varierer i sammensetning fra en hedenbergitt-rik type til en andradittfels. Hedenbergitten er mørk grønn både i håndstykke og i tynnslip. Den opptrer som regel som små (0.5 - 1 mm) euhedrale korn i kalkspat og andraditt-aggregater. Andraditten er brun-rød i håndstykke og gul i tynnslip. Den opptrer ofte som subhedrale korn i aggregater.

Innholdet av kalkspat varierer fra 0 - 30%.

Andraditt-hedenbergitt-wollastonitt skarn har wollastonitt som det hyppigst forekommende mineralet. Det opptrer som fibrige, velkrystallina aggregater, med korn på opptil 1 cm lange. Wollastonitt utgjør fra 40-80% av bergarten.

Andraditten er brun-rød i håndstykke og gul i tynnslip. Den opptrer i aggregater i wollastonitt, og kan utgjøre opptil 30% av bergarten.

Hedenbergitt utgjør fra 5-10% av bergarten. Den opptrer som små (0- 0.05 mm) euhedrale korn i forbindelse med andraditt. Fargen er sterkt grønn.

Kalkspat opptrer aksessorisk.

Kalkstein

I en kalkstein er chondroditt tilstede. Foruten chondroditt og kalkspat fins magnetitt. Chondroditten opptrer som runde korn, opptil 2 mm store. Modalinnholdet er ca. 10%, mens magnetitt utgjør 5% og kalkspat 85%.

Tabell 22. Modelforhold, Skarnbergarter, Matmoderen.

	MA24	MA26	MA34	MA47
Qtz	-	-	-	-
Plag	-	-	-	-
	-	-	-	-
Cpx	10	-	15	5
Hbl	-	-	-	-
Bio	-	-	-	-
Gnt	30	-	50	15
Woll	40	-	-	80
Calcit	-	85	35	-
Mt	-	5	tr	tr
Chondrodit	-	10	-	-

Magnetittmalm, Matmoderen. (Mineralparagenesen i tab. 23).

Magnetittmalmen i Matmoderen er båndet med vekslende bånd av magnetitt kis og kvarts-femiske silikater. I enkelte prøver er kvarts ikke tilstede. (MA45, MA42).

I noen prøver er båndingen utydelig, og det er istedet linser av femiske silikater i en grunnmasse bestående hovedsaklig av magnetitt.

De femiske mineralene utgjøres av gruneritt/cummingtonitt, orthopyroxen, actinolitt, hornblende og biotitt.

Av ertser er følgende tilstede: magnetitt, pyritt, pyrrhotitt og chalcopyritt.

Kvarts-magnetitt-orthopyroxen

I prøve MA12 er paragenesen kvarts-magnetitt-orthopyroxen. Store korn av orthopyroxen (opptil 6 mm) ligger orientert med c-aksen parallelt båndingen.

Biotitt opptrer sekundært etter orthopyroxen.

Kvarts-magnetitt-gruneritt-biotitt fins i MA18. Gruneritten er svakt pleokroisk fra fargeløs til lys grønn. $2V_\gamma$ er nær 90° og den er optisk negativ. Den har lamellære tvillinger eller avblandingslameller etter (100).

Paragenesen orthopyroxen-actinolitt-biotitt-magnetitt fins i prøve MA45. Orthopyroxen opptrer som større poikilittiske korn (opptil 5 mm) i en finere matrix (0.5 mm) av actinolitt. Actinolitten viser av og til lamellære tvillinger langs (100).

Båndningen i malmen er helt forstyrret.

Linser av actinolitt/orthopyroxen ligger i en matrix av magnetitt.

Kvarts-hornblende-cummingtonitt-magnetitt

I prøve MA32 er paragenesen kvarts-hornblende-cummingtonitt-magnetitt. Store velutviklede korn (~5 mm) av cummingtonitt og hornblende

utgjør mesteparten av silikatbåndene, mens mindre korn (~0.5 mm) av kvarts utgjør resten.

Ved siden av magnetitt er det aksessorisk pyritt tilstede.

Cummingtonitt-biotitt-magnetitt

Prøve MA42 inneholder cummingtonitt-biotitt-magnetitt-pyritt og aksessorisk chalcopyritt. Forholdet mellom magnetitt og pyritt er ca. 5:1. Pyritten opptrer som interstitiale korn, og som fylling i sprekker i de andre mineralene.

Tabell 23. Mineralparagenese, magnetittmalm, Matmoderen.

	MA12	MA18	MA45	MA32	MA42
Qts	x	x	-	x	-
Plag.	-	-	-	-	-
Cpx	-	-	-	-	-
Opx	x	-	x	-	-
Hol	-	-	-	x	-
Grun	-	x	-	x	x
Act	-	-	x	-	-
Bio	sek.	x	x	-	x
Mt	x	x	x	x	x
Gut	-	-	-	-	-
Kloritt	-	-	-	x	-

Smorten - Jørendal

I forbindelse med jernmalmene i Smorten - Jørendal er det veined and layered gneiser som hovedsaklig bestir av kvartsofeltspatiske bergarter, med enkelte blind av amfibolitter, mafiske granulitter, biotittskifere og ultramafiske bergarter.

Disse bergartene er tidligere beskrevet av Green & Jorde (1970) og Tull (1973). Ingen av disse har imidlertid beskrevet granulitt-facies mineral-selskaper fra Smorten-området. Ellers stemmer deres beskrivelse godt overens med det som er observert av meg.

Kvartsofeltspatiske gneiser

De kvartsofeltspatiske gneisene varierer i sammensetning fra granitt-iske til monzonittiske. Fargen varierer fra lyserød til gråhvit, og kornstørrelsen varierer fra fin- til middelskornet. Foliasjonen er som regel tydelig. Bergarter med lavt innhold av mafiske mineraler har sukkerkornet struktur.

Paragenesen i disse bergartene på Smorten er kvarts, plagioklas, ± mikroklin, ± hornblende, ± biotitt, og magnetitt. (Modal sammen-setning i tabell 24). I en av prøvene som er undersøkt er kvarts ikke tilstede (SM11), her opptrer klinopyroxen, og alkalifeltspaten er pertittisk (strengpertitt).

Feltspatene er ofte sericittisert, men en finner også bergarter med friske feltspater.

An-innholdet i plagioklasen varierer sterkt, fra ~ An_5 til An_{27}. Det lave innhold av An i noen av bergartene er et direkte utslag av kjemien (Na/Ca er stort).

Som aksessoriske mineraler opptrer apatitt, sphene, klorit og muskovitt. Sphene opptrer ofte i forbindelse med opaker, og antas å være sekundær etter ilmenitt. Om klorit og muskovitt er sekundære eller primære er umulig å si ut fra mikroskopiske undersøkelser, da de kan være pseudomorfer etter primær biotitt.

Innholdet av magnetitt varierer mye, og kan enkelte steder danne egne bånd på opptil et par cm tykkelse.

I prøve SM11 er opx i ferd med å bryte ned til hornblende.

Amfibolitter og mafiske granulitter.

Disse bergartene utgjør en relativt liten andel av gneiskomplekset i forbindelse med jernmalmen i Smorten-Jørendal.

Paragenesen er plagioklas ± cpx ± opx ± hbl ± bio + mt. Koeksisterende cpx-opx fins i prøvene SM7 og SM9.

Plagioklas

An-innholdet i plagioklasen varierer fra An_{25} - An_{30}. Den er ofte sterkt sericittisert.

Klinopyroxen-orthopyroxen

MMP-analyser (tab. 25) av koeksisterende cpx-opx i prøve SM7 viser at cpx er en Di_{40} og opx en En_{56}. Klinopyroxenen i prøvene G11 og G12 er delvis omvandlet til hornblende.

Tabell 24. Modal sammensetning av veined and layered gneisses, Smorten-Jerendal.

	Gi1	Gi2	Gi9	SM11	SM32	SM39	SM45	SM51	SM1	SM3	SM1
Kvarts	-	-	25	-	40	35	40	40	30	-	-
K-feltspat	-	-	-	60	-	50	50	-	-	-	-
Plagioklas	50	60	45	20	60	15	10	50	60	65	-
An i plag.	(30)	(26)	(15)	(27)	(20)	(20)	(25)	(25)	(7)	-	-
Cpx	sek.	sek.	-	sek.	-	-	-	-	-	-	10
Opx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20	30
Hbl	40	30	-	10	-	tr	-	4	-	15	50
Bio	tr	5	8	2	-	tr	tr	4	tr	-	-
Erts	10	5	15	3	2	tr	tr	2	10	tr	tr
Apatitt	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
Kloritt	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-

	SM47	SM46	SM36	SM7	SM9	SM21
Kvarts	40	45	30	-	-	-
K-feltspat	-	-	-	-	-	-
Plagioklas	55	50	60	60	45	-
An i plag.	(5)	(5)	(10)	-	(30)	-
Cpx	-	-	-	10	25	45
Opx	-	-	-	10	25	35
Hbl	-	-	-	20	-	20
Bio	tr	tr	4	-	-	-
Erts	5	4	6	tr	2	tr
Apatitt	-	-	tr	tr	tr	-

Båndet magnetitt-malm, Smorten-Jørendal (Mineralparageneser i tab. 26

Jernmalmen i Smorten-Jørendal ligner mye på jernmalmen fra Matmoderen både i håndstykke og i slip. Det er vekslende bånd av magnetitt og femiske silikater, ofte med relativt mye kis. Noen ganger ligger linser av silikater i en grunnmasse av magnetitt.

Kisene i malmen er pyritt, pyrrhotitt og chalcopyritt. De er tilstede i vekslende mengde. I en prøve (Gil0) koeksisterer alle tre med magnetitt. Mengdeforholdet mellom de fire opakfasene der er:

Magnetitt	60%
Pyrrhotitt	20%
Pyritt	15%
Chalcopyritt	5%

I alle prøvene med kis fyller kisen ut mellomrommene mellom de andre mineralene, og fyller også ofte sprekker i de andre mineralkornene.

Av de femiske silikatene er det hornblende og klinopyroxen som dominerer. Orthopyroxen og biotitt er sjeldnere. Små mengder av cummingtonitt er funnet i noen prøver. Det er i noen tilfelle vanskelig å avgjøre om den er primær eller sekundær, men i en prøve (SM13) er den sekundær etter orthopyroxen.

Koeksisterende klinopyroxen-orthopyroxen er observert i to av prøvene (SM6, SM13). EMP-analyser viser at sammensetningen av orthopyroxenen varierer fra En_{58}-En_{64}, mens klinopyroxenen ligger på ca. Di_{77-78} (tab. 26).

Klinopyroxene er av og til omvandlet til hornblende langs kantene.

I prøve SM13 der cummingtonitt delvis erstatter orthopyroxen, finns også uomvandlete korn av orthopyroxen.

Plagioklasen i SM34 er en An_{28}, målt etter Michel-Levy's metode.

Tabell 25. Mineralparagenesar i båndet jernhelm, Smerten-Jørandal.

	SM6	SM64	SM74	SM79	Gi7	Gi8	Gi15	SM13	SM29	SM10	Gi1
Kvarts	-	-	x	x	x	x	x	-	x	-	x
Plag.	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-
An i plag	-	(20)	-	-	-	-	-	--	-	-	-
Cpx	x	x	-	x	x	x	x	x	-	-	x
Opx	x	-	-	-	-	-	-	x	-	x	-
Hbl	x	-	x	x	x	x	x	x	x	-	x
Act	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grun	-	-	-	-	-	-	x	sek	x	-	-
Bio	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphene	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zirkon	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatitt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabell 26. Analyser av koeksisterende pyroxener fra forskjellige bergarter i Smorten-Jørendal.

	SM6		SM13		SM10		SM7	
	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx
SiO_2	53.62	53.60	53.75	55.06	53.25	52.85	53.57	54.17
Al_2O_3	1.20	0.37	1.23	0.93	0.37	0.17	0.96	0.23
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	3.04	0.50	2.70	-	3.57	1.64	4.06	0.22
FeO	5.16	21.89	6.46	23.11	4.64	23.36	4.57	21.39
MnO	0.08	0.16	0.05	0.21	0.12	0.32	0.08	0.15
MgO	14.11	23.32	13.83	19.25	14.82	21.91	14.50	24.00
CaO	21.26	0.37	21.72	1.20	22.87	0.36	21.37	0.36
Na_2O	1.40	-	1.14	-	0.69	-	1.32	-
	99.86	100.21	100.88	99.76	100.35	100.61	100.43	100.51
Si	1.982	1.985	1.977	2.085	1.967	1.973	1.970	1.992
Al^{IV}	0.018	0.015	0.023	-	0.016	0.007	0.030	0.008
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	-	-	-	-	0.017	0.019	-	-
Al^{VI}	0.034	0.001	0.030	0.042	-	-	0.012	0.002
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	0.084	0.014	0.075	-	0.092	0.027	0.113	0.006
Fe^{2+}	0.159	0.678	0.199	0.732	0.143	0.729	0.141	0.659
Mn	0.003	0.005	0.002	0.007	0.004	0.010	0.002	0.005
Mg	0.777	1.287	0.758	1.086	0.816	1.219	0.796	1.315
Ca	0.842	0.015	0.856	0.049	0.905	0.040	0.843	0.014
Na	0.100	-	0.081	-	0.049	-	0.094	-

KJEMI (Bergartsanalyser i tabell 27)

Ut fra hovedelement analyser kan en inndele silikatbergartene som omgir de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen i følgende hovedtyper:

1. Basiske 44.5 - 52% SiO_2
2. Intermediære 52 - 66% SiO_2
3. Sure >66% SiO_2
4. Ultrabasiske <45% SiO_2

Regionalt fordeler de seg slik:

Lonkanfjord og Kovvann: Vesentlig basiske bergarter

Lahaugen og Åsan: Vesentlig intermediære bergarter

Vestpolltind, Matmoderen og Smorten-Jørendal: Vesentlig sure til intermediære bergarter

Ultrabasiske bergarter forekommer i mindre mengder i Lonkanfjord, Kovvann, Matmoderen og Smorten-Jørendal.

Når det gjelder hovedelement-analysene, viser det seg at de fleste bergartene fra Vestpolltind og Smorten-Jørendal har en ganske spesiell kjemi. De er sure tildels alkali-rike bergarter, ofte med et ekstremt alkali-forhold (K/Na+K opptil 0.98 i Vestpolltind og Na/Na+K opptil 0.99 i Smorten). Innholdet av Fe_{Tot} (som Fe_2O_3) varierer også sterkt, fra < 1 wt% til ca. 25 wt%. Jernet er hovedsaklig bundet i magnetitt. Innholdet av Mg og Ca er lavt.

I en prøve fra Vestpolltind (S15), har et relativt høyt innhold av B ført til dannelse av et borosilikat (granidieritt). Ut fra modalinnholdet av dette mineralet i bergarten, og mineralets kjemiske sammensetning kan en grove anslå innholdet av B_2O_3 i bergarten til mellom 0.05 og 0.1 wt%.

Det er også foretatt semikvantitative Cr-analyser av en del av bergartene.

I det følgende avsnitt er det forsøkt ut fra de kjemiske data å si [illegible]

fra Heier (1960 og 1966).

Bergartenes opprinnelse

En viktig side ved denne oppgaven er å forsøke å finne opprinnelsen og den opprinnelige natur av jernformasjonene og de assosierte gneisene.

Heier (1960, s. 206-10) mener at det ut fra kjemien er umulig å avgjøre opprinnelsen til de gneisene på Langøy som er assosiert med typiske sedimentære bergarter som kalkstein og grafittskifere. Han mener at gneisene kan gi inntrykk av å være høymetamorfe sedimenter, muligens med sure og basiske tuffer og lavaer innimellom.

Heier (1962) diskuterer den mulige opprinnelse av en del amfibolitter på Langøy ut fra hovedelementkjemi og sporelementer, basert på et arbeide av Walker et al. (1960). Ut fra sporelementfordeling mener han å kunne skille ut de sedimentære typene, mens de andre enten er magmatiske eller sterkt metasomatiske bergarter.

Green & Jorde (1970) antar ut fra kjemien at gneisene på Vestvågøy hovedsaklig representerer en vulkanoklastisk akkumulasjon av vekslende sedimenvere og vulkanske lag.

Tull (1973) antar at bergartene på Vestvågøy hovedsaklig er paragneiser. De kvartsofeltspatiske bergartene mener han representerer feltspatiske kvartsitter, mens biotittskifere og amfibolitter har vært pelittiske sedimenter og/eller vulkanitter.

For å kunne si noe om opprinnelsen av bergartene som omgir de båndete jernmalmene, har jeg benyttet en metode som er beskrevet av Leake (1964). Metoden går kort ut på at man ved å plotte Cr mot Niggli mg, og Niggli 100mg + (al-alk) + c = 100 i et trekantdiagram får fram magmatiske og sedimentære trender.

I tillegg til egne analyser, er det benyttet analyser av bergarter (Heier, 1960, 1962) fra de samme områdene.

Plot av Cr mot Niggli mg (fig. 2) gir en klar korrelasjon for de fleste bergartene, noe som tyder på en magmatisk opprinnelse for disse. De prøvene som plotter vilkårlig antaes å være av sedimentær opprinnelse. Ut fra dette kan følgende sies: Bergartene fra Lonkanfjord, Kovvann, Lahaugen og Åsan er hovedsaklig av magmatisk opprinnelse, de basiske bergartene fra Matmoderen og Smorten-Jørendal representerer sedimentære og magmatiske bergarter, og de ultrabasiske bergartene fra de sistnevnte stedene representerer sedimenter.

De surere bergartene er ikke analysert for Cr.

Alle bergartene som er analysert i forbindelse med dette arbeid (37) og de som er tatt fra Heier (1960, 12 anal, 1966, 10 anal) er plottet i trekantdiagrammet 100mg + (al-alk) + c = 100 (fig. 3). Også her skiller bergartene seg ut i magmatiske og en sedimentære trender. Ved siden av å bekrefte antagelsen for de bergartene som er analysert for krom, viser dette plottet at de kvartsofeltspatiske bergartene fra Smorten-Jørendal og Vestpolltind plotter magmatisk. De fleste bergartene plotter langs en Karoo-dorelitt trend, (Leake, 1964) mens andre (bl.a. de kvartsofeltspatiske bergartene fra Vestpolltind og Smorten-Jørendal) plotter langs en egen magmatisk trend.

Man kan da ut fra dette slutte at bergartene som ligger i forbindelse med de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen hovedsaklig representerer magmatiske bergarter (vulkanitter), med enkelte lag av sedimenter innimellom.

Sammenligner man analysene av de kvartsofeltspatiske bergartene fra Vestpolltind og Smorten-Jørendal med analyser av alkaliintermediære til K- og Na-rike sure bergarter fra de mellomsvenske jernmalmfelt (tabell 28), viser de stor likhet. Disse mellomsvenske bergartene (leptitter, helleflinter) antaes å representere keratofyrer, tuffer og tuffitter (Sundius, 1923, Magnusson, 1970).

Jernmalmene som ligger i forbindelse med de sure Na-rike til

alkaliintermediære bergartene i Mellomsverige er Mn-fattige, og inneholder ofte i tillegg til kvarts og magnetitt også ± plagioklas, ± glimmer, ± klorittt (Geijer og Magnusson, 1944), altså Al-holdige silikater (noe som også er tilfelle i Smorten-Jørendal). I forbindelse med de K-rike bergartene i Mellomsverige finner en Mn-rike båndete jernmalmer (bl.a. jaspis-hematitt-malmer) på samme måte som i Vestpolltind.

Sheppard & Gude (1973) beskriver authigen borholdig kalifeltspat fra avsetninger i lukkede bassenger. Vitriske tuffer i saline, alkaline, lakustrine forhold blir vanligvis omvandlet til zeolitter og K-feltspat. Sheppard & Gude (1973) fant at K-feltspaten inneholdt fra ~1000-3500 ppm B. Sheppard & Gude (1968) gir analyser av K-feltspat-rik tuff (anal. 5, tab. 29) som nærmest er identisk med analyse av prøve Ø13 fra Vestpolltind.

Ser man på muligheten for at silt-/leirsedimenter kan ha vært opprinnelsen til de felsiske bergartene i Vestpolltind, passer også dette når man ser på hovedelementene. Gruner & Thiel (1937) og Granger & Raup (1964) gir analyser av silt og prekambrisk siltstein med K_2O verdier på ~11-12.5% (anal. 1,2 og 3, tab. 29), som stemmer godt overens med K_2O-innholdet i bergartene i Vestpolltind.

Innholdet av bor kan forklares ut fra forsøk gjort av Herdér (1959, 1961) og Fredrickson & Reynolds (1960), der de viser at illitt tar opp bor irreversibelt fra fortynnete løsninger.

Det som imidlertid taler mot den rent sedimentære modellen er at bergartene i Vestpolltind plotter langs en magmatisk trend, mens man for sedimenter skulle vente en annen, mere tilfeldig variasjon.

Variasjon i Mn-Fe_{Tot}-Alk.-diagram

De bergartene, som ut fra det foregående er av magmatisk opprinnelse, er plottet i et Mn + Fe_{Tot} + (Na+K) -diagram (fig. 4). Det viser

seg at også i dette diagrammet faller de alkali-rike kvartsfeltspatiske bergartene i en egen gruppe. De basiske til intermediære bergartene ligger langs en kalk-alkalin trend, mens de alkali-rike bergartene, ofte med et høyt magnetitt-innhold, plotter langs en "Skjærgård-trend". Dette siste reflekterer sannsynligvis bare at disse bergartene hovedsaklig er en blanding mellom kvarts, alkalifeltspat og magnetitt. Hvis en antar at disse bergartene representerer marine tuffer, kan en utfelling av magnetitt samtidig med avsetningen av tuffene ha ført til det tildels høye magnetitt-innholdet i disse bergartene. Bånd av magnetitt i disse bergartene i Smorten-Jørendal peker også i den retning (f.eks. i prøve G19, som også plotter langs "Skjærgård-trenden").

Man kan da konkludere med at de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen er assosiert med vulkanske bergarter av kalk-alkalin karakter. Bergartene varierer i sammensetning og karakter fra metabasalter til sure metatuffer/tuffitter.

<u>De opprinnelige bergartenes regionale fordeling, og deres relasjon til de båndete jernmalmene.</u>

Ut fra det foregående, kan bergartenes regionale fordeling og deres relasjon til de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen grovt skisseres på følgende måte (fra øst til vest) (Tab. 30):

Tab. 30. Skjematisk oversikt over de forskjellige jernmalm- og bergarts-typers regionale fordeling

	Bergartstyper	Jernmalmtype
Vestpolltind	K-rike meta-vulkanitter. Grafittskifere, jaspis	Mn-rike kvartsbåndete hematitt-magnetittmalmer
Lorkanfjord Novvann	Basiske metavulkanitter Kalksteiner, grafittskifere	Mn-fattig magnetittmalm med bånd av Mg-rike ortho- og metasilikater
Lehaugen Leen	Intermediære metavulkanitter Kvartsitter med relativt høyt magnetitt-innhold	Mn-fattig kvartsbåndet magnetitt-malm
Matmoderen Smorten-Jørendal	Sure Na-rike til alkali-inter-mediære og basiske meta-vulkanitter	Mn-fattig båndet magnetittmalm med tildels høyt innhold av Al-holdige silikater

Det ser altså ut som om det er en sammenheng mellom malmtype og de omgivende metavulkanitter.

Tabell 27. Kjemiske analyser av bergarter assosiert med båndete jernmalmer.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	SM4	SM36	SM46	SM47	Ø13	Ø14	Ø15	Ø22	Ø12	Ø83	LA1	LA2	LA6	Å2	Å3
SiO_2	62.0	66.4	75.1	72.5	63.8	50.0	71.2	55.1	59.2	55.5	53.7	64.8	58.3	53.4	56.3
TiO_2	0.34	0.49	0.25	0.25	1.75	1.59	1.42	1.03	0.54	1.71	0.96	0.59	0.83	1.08	1.25
Al_2O_3	10.7	12.3	10.8	11.0	16.4	14.4	14.4	11.8	16.8	16.8	20.0	15.5	17.4	16.2	17.1
Fe_2O_3	15.5	7.93	4.56	5.54	1.23	15.1	0.04	14.3	3.31	4.11	1.66	0.96	1.25	5.39	4.26
FeO	5.75	3.99	2.33	2.61	1.81	7.21	0.62	9.11	3.70	5.33	5.80	3.60	6.55	6.53	4.28
MnO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.10	0.02	0.16	0.15	0.27	0.08	0.07	0.10	0.13	0.11
MgO	0.66	0.76	0.33	0.36	0.18	0.50	0.71	0.96	2.00	1.69	4.08	3.27	4.15	5.16	2.60
CaO	0.71	1.23	0.58	0.54	0.10	0.51	0.12	1.31	4.85	4.16	3.66	2.24	4.19	4.21	5.11
Na_2O	5.42	5.65	5.36	5.94	0.18	0.39	0.40	0.37	3.48	4.59	4.82	4.02	4.01	4.35	4.56
K_2O	0.12	0.36	0.23	0.15	14.5	11.8	10.4	7.26	5.33	4.65	4.22	4.38	2.44	2.30	3.24
P_2O_5	0.05	0.19	0.03	0.03	0.06	0.05	0.02	0.11	0.32	0.43	0.24	0.11	0.19	0.48	0.86
Sum	99.3	99.5	99.6	99.2	100.0	99.7	99.4	99.5	99.7	99.0	99.2	99.4	99.4	99.7	99.7
Cr(ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	210	170	250	250	80

Analyse 1-8: Alkali-ekstreme bergarter, Smorten-og Vestpolltind (høyt Na/K el. K/Na)

9-19: Sure til intermediære orthogneiser

20-28: Basiske orthogneiser

29-36: Paragneiser og/eller metasomatisk omvandlete orthogneiser

Tabell 27, forts.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	S10	VA1	VA2	VA3	O10	O18	O19	O82	Ko1	Ko3	Ko5	G11	G12
SiO_2	50.8	66.2	65.6	53.8	44.5	49.5	50.8	48.6	50.2	49.6	50.4	45.0	50.9
TiO_2	0.69	0.33	0.33	1.20	1.55	1.78	1.59	1.55	1.40	1.65	1.61	2.67	1.64
Al_2O_3	3.01	11.9	11.7	14.4	13.4	13.0	17.3	13.0	16.7	15.6	16.2	13.7	14.2
Fe_2O_3	20.1	7.23	6.09	7.50	6.13	5.45	4.95	5.88	6.04	6.85	6.15	9.06	5.17
FeO	10.6	3.47	4.20	5.95	6.42	7.56	7.45	7.61	5.21	5.57	5.11	8.89	6.75
MnO	0.06	0.07	0.11	0.17	0.15	0.23	0.22	0.24	0.14	0.15	0.12	0.10	0.12
MgO	1.73	1.07	2.57	4.65	8.55	7.08	7.40	8.34	5.90	5.46	6.13	5.02	5.60
CaO	3.55	2.34	3.16	4.61	15.9	11.5	9.61	10.5	7.47	7.65	7.08	8.92	7.88
Na_2O	3.75	4.30	4.05	5.21	1.87	2.89	2.56	3.30	4.20	4.61	3.53	4.12	4.76
K_2O	0.75	2.39	2.07	2.09	0.58	0.33	0.75	0.02	1.59	1.44	1.83	1.05	1.02
P_2O_5	0.12	0.19	0.23	0.27	0.05	0.09	0.20	0.04	0.51	0.57	0.52	0.39	0.49
Sum	100.0	99.5	100.2	99.9	99.5	99.7	99.3	99.1	99.5	99.2	98.7	99.4	99.5
Gr(mm)			70	120	250	230	140	200	60	70	70	140	110

Tabell 27, forts.

	29	30	31	32	33	34	35	36
	MA11	MA13	SM7	SM8	MA15	SM10	MA21	MA44
SiO_2	59.7	62.6	57.4	55.9	51.5	49.8	48.8	44.1
TiO_2	0.63	0.49	0.66	0.57	0.65	0.30	0.30	0.14
Al_2O_3	13.7	11.0	12.5	13.9	12.4	4.76	4.76	3.31
Fe_2O_3	0.34	1.28	1.75	6.04	2.03	2.17	3.71	4.16
FeO	1.05	6.39	5.26	2.93	7.28	11.1	13.9	20.3
MnO	0.01	0.07	0.03	0.02	0.05	0.07	0.19	0.12
MgO	6.13	10.6	8.35	9.39	15.8	18.3	15.8	18.6
CaO	3.03	2.90	6.30	4.35	1.24	9.99	10.3	7.20
Na_2O	3.33	2.25	5.97	5.08	0.68	1.28	1.08	0.53
K_2O	2.65	2.00	0.56	0.64	1.86	0.67	0.32	0.52
P_2O_5	0.13	0.17	0.28	0.14	0.59	0.05	0.03	0.04
Sum	99.5	99.8	99.1	99.0	94.1	98.5	99.2	99.0
Cr(ppm)	60	160	150	100	200	30	40	50

Tabell 28. Analyser av sure alkali-rike bergarter fra de mellomsvenske jernmalmfelter.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	75.26	74.68	57.47	69.10	76.62	71.57
TiO_2	0.10	0.12	0.62	0.13	0.15	0.35
Al_2O_3	12.36	12.41	20.81	16.56	13.20	13.14
Fe_2O_3	0.46	0.80	0.87	0.61	0.03	1.85
FeO	0.81	1.46	2.27	1.58	1.16	3.05
MnO	0.04	0.02	0.14	0.01	0.04	0.02
MgO	0.17	1.85	3.20	1.15	1.41	2.17
CaO	1.01	0.02	1.66	0.07	0.49	0.53
Na_2O	1.09	0.55	0.16	3.17	5.85	5.37
K_2O	8.48	6.93	9.94	6.25	0.61	0.79
P_2O_5	0.08	0.02	0.01	0.02	0.09	0.02
H_2O	-	0.97	3.05	1.44	0.25	1.58

1. Kalium-leptitt, Bispberg. Larsson, 1932.
2 og 3. Hälleflint, Grythyttefeltet. Sundius, 1923.
4. Tuffittisk hälleflint, Grythyttefeltet. Sundius, 1923.
5. Soda-leptitt, Nordmark-Odal-feltet. Magnusson, 1970.
6. Kvartsporfyr. Grythyttefeltet. Sundius, 1923.

Tabell 29. Analyser av K-rika bergarter.

	1	2	3	4	5
SiO_2	56.29	59.4	57.9	59.95	65.1
TiO_2	0.64	0.86	0.86	0.22	-
Al_2O_3	19.22	14.7	14.8	18.31	16.6
Fe_2O_3	4.39*	3.7	0.5	2.55	0.69
FeO	-	0.35	6.8	0.07	0.04
MnO	-	0.02	0.05	0.02	0.04
MgO	1.65	1.0	1.8	1.07	0.10
CaO	0.09	1.8	0.40	0.18	0.25
Na_2O	0.19	0.18	0.17	0.17	0.32
K_2O	10.85	12.4	11.7	13.25	14.8
P_2O_5	-	0.11	0.08	0.07	0.07
H_2O_T	5.38	0.77	2.0	3.53	1.27
CO_2	-	2.5	0.51	0.02	0.09
S	0.73**	2.7	2.7	-	-
B_2O_3	-	-	-	-	0.55

1. Siltfraktion ≤ 1/32 mm, innehåller authigen feltspat. Minnesota, Gruner & Thiel, 1937.
2,3. Prekambrisk siltstein, Arizona, Granger & Raup, 1964.
4. Feltspatiserat bentonitiskt tuff, Minnesota, Weiss, 1954.
5. K-feltspatrik tuff, California, Shepard & Gude, 1965.

* $Fe_{Tot.}$

** Som SO_3

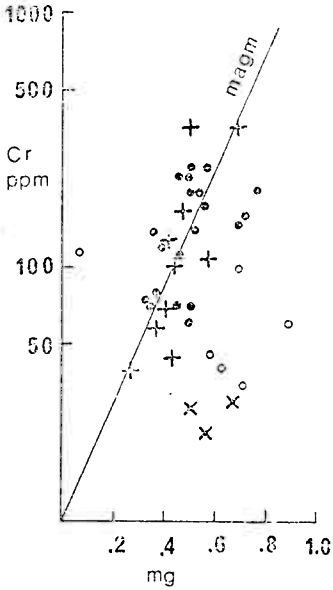


Fig.2. Plott av Niggli mg mot Cr ppm for veined and layered gneisses, Lofoten og Vesterålen.

● orthogneiser, dette arbeid. ○ paragneiser, dette arbeid. + orthogneiser, Heier, 1960. × paragneiser, Heier, 1960.

Fig. 3. Plots by 100mg + (al-alk) + c = 100 for veined and layered gneisses, Lofoten-Vesterålen.
K = Karno-dolerite trend (Leake [illegible]) ; SED = typisk sedimentær trend, —·—·— magmatisk trend, alkalitrike b.a., Lofoten-Vesterålen.

⊙ } Dette arbeid
△ }
□ Seier, 1960
○ } Seier, 1960
△ }
△ = alkalitrike b.a..

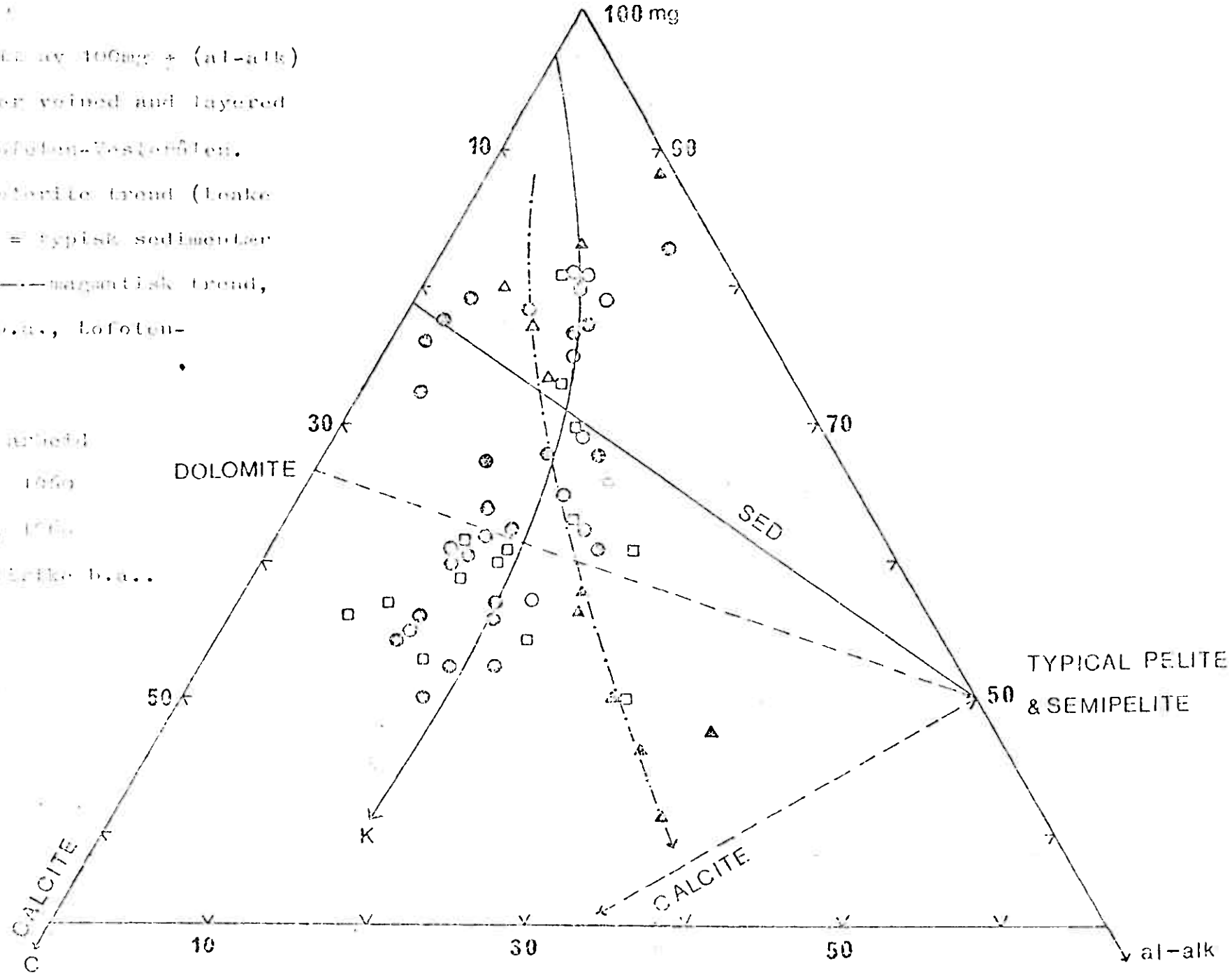


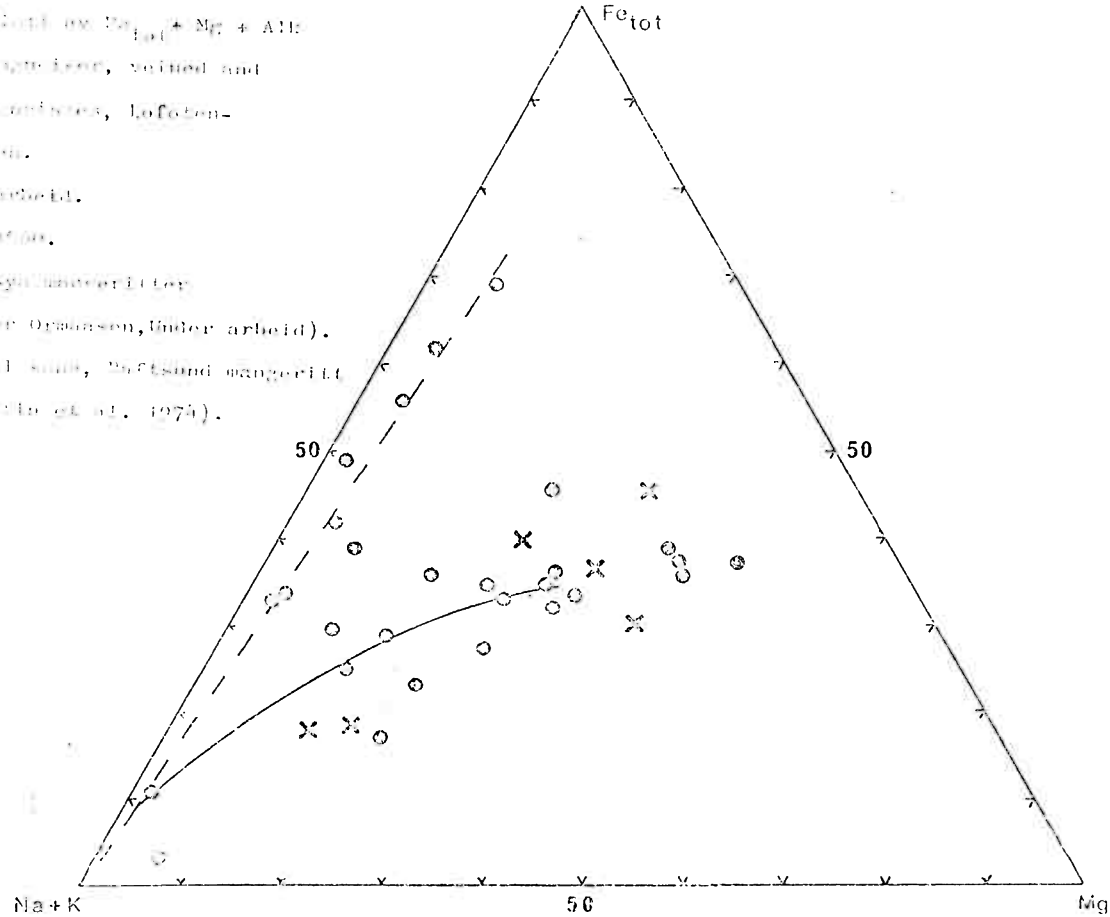
Fig. 1. Plot of Fe_{tot} + Mg + Alk
[illegible], veined and
[illegible], Lofoten-
[illegible].

○ [illegible] arbeid.

× [illegible].

—— [illegible]
(Etter Ormaasen, Under arbeid).

- - - [illegible], Raftsund mangeritt
([illegible] et al. 1974).



De båndete jernmalmenes opprinnelse

De båndete jernmalmene i Lofoten og Vesterålen som er undersøkt i forbindelse med dette arbeid er alle assosiert med metavulkanitter, ofte med typiske metasedimenter innimellom (kalkstein, grafittskifer og kvartsitter). Det er derfor nærliggende å trekke inn en exhalativ sedimentær modell for dannelsen av disse malmene. Recente exhalativ sedimentære jern- og mangan-konsentrasjoner er rapportert av flere (Bonatti & Joensuu , 1966; Boström & Peterson, 1966) fra Stillehavsområdet.

Når det gjelder eldre forekomster, nevner Shatskiy (1964) en manganforekomst i Sentral-Kazakhstan, der de omliggende bergartene består av silika-rike tuffittiske skifere og kvarts-porfyrittiske lavaer. Sundius (1925), Geijer & Magnusson (1944), Oftedahl (1958) og Boström (1973) antar at de prekambriske mellomsvenske jernmalmene kan være av exhalativ-sedimentær opprinnelse.

Gross (1970) skiller mellom to hovedtyper av prekambriske jernformasjoner, Algoma-typen og Lake Superior-typen.

Algoma-typen er dannet i eugeosynklinale belter, og er assosiert hovedsaklig med vulkanske bergarter og gråvakkesedimenter. Tynne lag av grafittskifere, massive sideritt- og karbonatlag, jernsilikater og jernsulfider er også ofte assosiert med denne typen.

Mektigheten på jernformasjoner av Algoma-typen varierer fra <1 m - >100 m, og de strekker seg vanligvis ikke lenger enn noen få kilometer langs strøket. En rekke av disse linseformete legene kan være lenket sammen og distribuert en échelon gjennom et område med vulkanske bergarter.

Lake Superior-typen er dannet i kontinentalhylle omgivelser og er assosiert med kvartsitter, dolomitter og svarte skifere.

Mektigheten av jernformasjoner av Lake Superior-typen varierer fra noen titall av meter opptil flere hundre meter, og vanligvis

strekker den seg over flere hundre kilometer.

Hvis en ut fra dette ser på jernformasjonene som er undersøkt i forbindelse med dette arbeid, har en følgende å gå ut fra:

1. Etter de kjemiske trendene å dømme, er jernformasjonene hovedsaklig assosiert med magmatiske (vulkanske) bergarter.
2. Kalksteiner og dolomitter (metasomatisk omvandlet) fins i Lonkanfjord, Kovvann, Matmoderen og Smorten-Jørendal.
3. Grafittskifere fins i Vestpolltind, Lonkanfjord og Kovvann.
4. Samtlige forekomster har liten mektighet, de er linseformete, og på de forskjellige stedene synes de å være distribuert en échelon.

Disse fire punktene tyder på at de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen representerer Algoma-typen, og det støtter også opp om antakelsen om at de er av en exhalativ-sedimentær karakter.

Når det gjelder pkt. 4, så er det en viktig ting som må tæs i betraktning, nemlig det at bergartene i området har vært utsatt for tektoniske hendelser som har brutt opp lagene. Dette kan være årsaken til at malm-forekomstene opptrer som relativt små linser, og kan synes å opptre en échelon innen hver forekomst.

Metamorfose

De båndete jernmalmene og de omliggende bergartene som er undersøkt i forbindelse med denne oppgaven har alle gjennomgått en regional granulittfacies metamorfose. Orthopyroxen er observert i prøver fra samme forekomster. Mineralparagenesen orthopyroxen-plagioklas, som opptrer hyppig, indikerer "medium pressure granulittfacies" etter Green & Ringwood's (1967) inndeling av granulittfacies (fig. 5). Paragenesen orthopyroxene-olivin-plagioklas, som er observert i en prøve (082) fra Lonkanfjord, indikerer "low pressure granulite facies" (Green & Ringwood, 1967). Grensen mellom "low pressure" og "medium pressure" granulitter er satt ved øvre stabilitet av olivin + plagioklas i en bergart av basaltisk sammensetning med $100Mg/Mg+Fe^{2+} \simeq 60$. I prøve 082 er dette forhold 66, så man kan anta at fra dette at bergartene i Lonkanfjord ligger på grensen mellom "medium pressure" og "low pressure" granulittfacies.

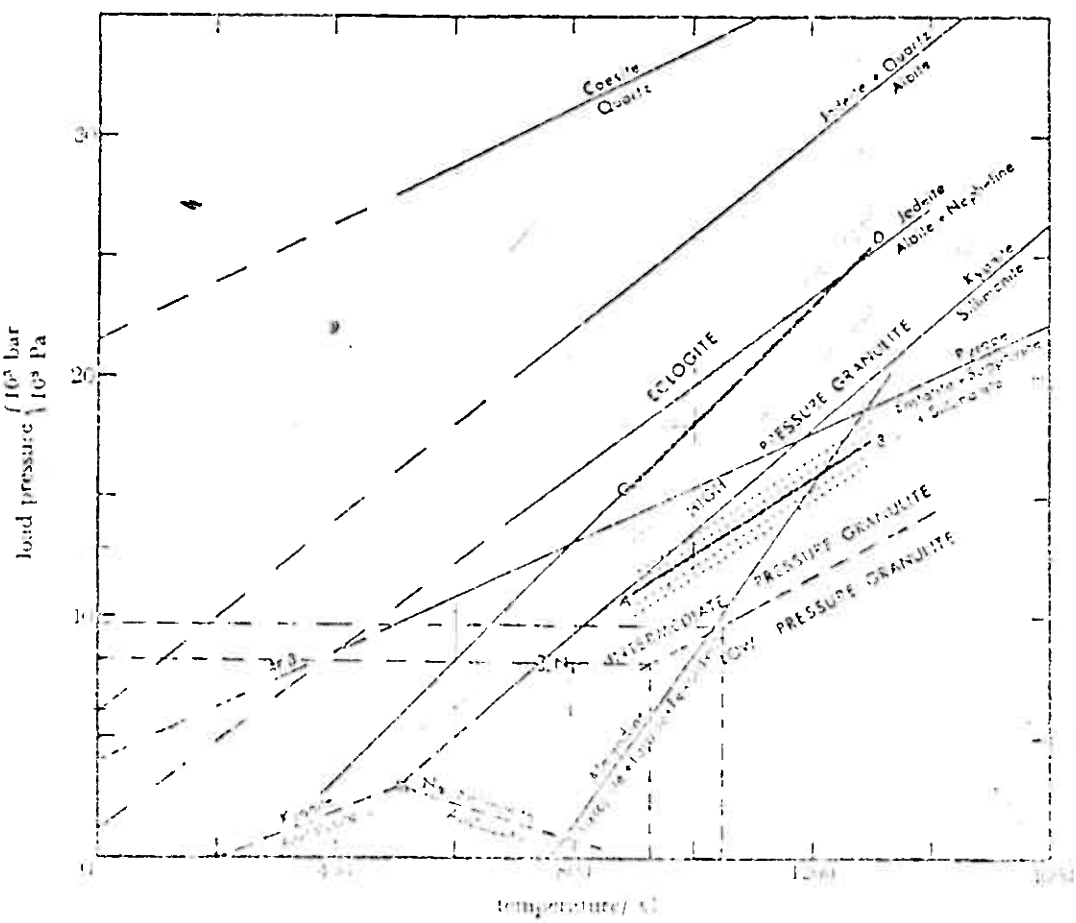


Figure 5. Diagram showing the granulite facies subdivisions in a pressure-temperature diagram. (See Green & Ringwood (op. cit.) 1967 for an explanation of the diagram.)

Kornstørrelse av kvarts i båndete jernmalmer i Lofoten-Vesterålen

Ut fra måling kornstørrelsen av kvarts fra de kvartsbåndete jernmalmene som er undersøkt, er det en tendens i økning av kornstørrelsen fra Vestpolltind i øst til Åsan i vest. Dette kan reflektere en økende metamorfose fra øst mot vest (James, 1955, s. 1475; Gross, 1961; Dorr, 1964), men siden økningen er så liten, tyder det heller på relativt like P-T-betingelser under metamorfosen.

	Variasjon (mm)	Middel (mm)
Kvartsbåndet hematitt Vestpolltind	<0.1 - 6.0	0.9
Kvartsbåndet magnetitt Vestpolltind	0.1 - 0.7	0.4
Kvartsbåndet magnetitt Lahaugen	0.1 - 3.5	1.0
Kvartsbåndet magnetitt Åsan	0.2 - 5.0	1.1

Båndete jernmalmer i Vestpolltind

Alle de undersøkte mineralselskapene i Vestpolltind, unntatt i prøven Ø9 og Ø17 viser likevektstekstur. Korngrensene er alltid skarpe, og det er ingen tegn på sekundærreaksjoner. Det er derfor rimelig å anta at de forskjellige mineralparagenesene representerer likevekt, en likevekt som ble oppnådd under granulittfacies metamorfosen i området.

Kvartsbåndet hematitt

De karakteristiske mineralparagenesene i den kvartsbåndete hematittmalmen i Vestpolltind er kvarts-diopsid-tremolitt og kvarts-diopsid. Disse paragenesene kan skematisk vises i diagrammet CaO-MgO-FeO der

kvarts er tilstede. Diagrammet i fig. 6 viser mineralparagenese for jernmalmer av opprinnelig kvarts-jernkarbonat facies i sillimanitt-sonen (gyldig også i granulittfacies): I tillegg til fasene som er representert i fig. 6 forekommer phlogopitt (manganophyllitt), piemontitt, sillimanitt, hematitt, jacobsitt og kvarts i den båndete hematittmalmen i Vestpolltind.

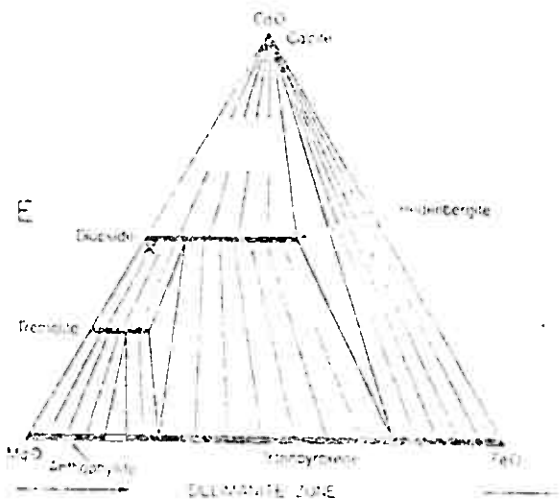


Fig. 6. Sillimanitt-sonen av kvarts-jernkarbonat facies (Klein, 1973). X representerer mineralparagenesen som er funnet i prøvene fra den kvartsbåndete hematittmalmen.

Det er ikke funnet karakteristiske granulittfacies mineraler i den båndete hematittmalmen i Vestpolltind. Dette skyldes sannsynligvis et høyt P_{H_2O} under metamorfosen, idet vannholdige mineraler som tremolitt, phlogopitt (manganophyllitt) og piemontitt opptrer hyppig.

Når det gjelder stabiliteten av piemontitt, har det vært svært forskjellige oppfatninger. Turner (1968, s. 303) sier at piemontitt ikke forekommer eller er sjelden i amfibolittfacies, mens Mekanjuola og Howie (1972) påstår at piemontitt er stabil bare ved de laveste subfacies av grønnskiferfacies.

Stenstrup (1973) konkluderer imidlertid med at piemontitt ikke forekommer så sjelden i høyere metamorfe facies, selv om den ikke er vanlig. Han har i New Mexico observert piemontitt som stabil fase i et område som ligger i staurolitt- til sillimanitt-sonen. Smith og

Albee (1967) har beskrevet piemontitt fra amfibolittfacies bergarter i California. Mineralselskapet representerer likevekt, og de konkluderer ved at denne "uvanlige" mineralogien må ha noe med høye oksydasjonsforhold i bergarter å gjøre.

Det som observeres i Vestpolltind bekrefter at piemontitt er stabil ved høygrads metamorfose. Oksygenfugasiteten er høy, og bergartene er metamorfosert ved granulittfacies P_T + T -betingelser.

Det må imidlertid igjen påpekes at i de bergartene der piemontitt opptrer, ikke fins indikative granulittfacies mineraler. Det er derfor ikke riktig å si at disse bergartene er i granulittfacies, selv om de ligger i et område der granulittfacies bergarter opptrer. Bergartene i området har nok vært utsatt for samme P_T - T -betingelser men varierende P_{H_2O} - P_{CO_2}-forhold i de forskjellige bergartene har vært bestemmende for hvilket mineralselskap som er blitt dannet.

Dette viser hvilken viktig rolle P_{H_2O} og P_{CO_2} spiller under en metamorfose, og det tyder også på at disse komponentene har vært immobile under metamorfosen.

Kvartsbånd med Mn-rik magnetittmalm

Den karakteristiske mineralparagenesen for denne type malm er kvarts-orthopyroxen-pyroxferroitt. Den eneste fasen i tillegg til disse er magnetitt.

Paragenesen orthopyroxen-pyroxferroitt kan skjematisk framstilles i diagrammet CaO-FeO-MnO. Diagrammet i fig. 7 viser mineralparagenesen for høymetamorfe (granulittfacies) Mn-rike jernmalmer av opprinnelig kvarts-Fe-Mn-karbonat facies.

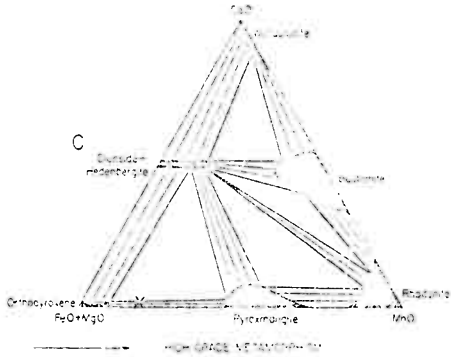


Fig. 7. Høy-gradsmetamorfose av Mn-rik jernformasjon (Klein, 1973). × representerer prøve Ø19.

Kvartsbåndet Mn-fattig, Al-rikere magnetittmalm

Når det gjelder den Mn-fattige, Al-rikere båndete magnetittmalmen i Vestvolltind, kan de primære paragenesene kvarts-Mt/Hc_{ss} og kvartskorund skjematisk framstilles i følgende diagram (fig. 8; Hær, 1968).

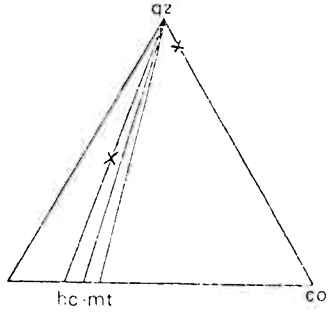


Fig. 8. Fasorelasjoner i systemet FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2. × representerer de to primære granulittfasiens mineralparagenesene i prøve Ø17.

Når det gjelder fig. 8, må det nok en gang understrekes at det gjelder to separate mineralparagenesen i prøve Ø17. Magnetitt [illegible] [illegible] [illegible] [illegible] [illegible] [illegible] [illegible]

Paragenesen kvarts-mt/hc$_{ss}$ er stabil ved høye temperaturer (ca. 600°C v/P_f = 1 kb, og ca. 950°C v/P_f = 8 kb) etter Hsu (1968) og Richardson (1968). Se forøvrig fig. 50.

Paragenesen kvarts-korund er høyst uvanlig.

Når det gjelder stabiliteten av kvarts + korund, er det delte meninger. Aramaki & Roy (1963) har ved eksperimentelle studier i systemet Al_2O_3-SiO_2-H_2O funnet indikasjoner på et stabilitetsfelt for kvarts + korund, og samtidig at vannfrie aluminium-silikater dann metastabilt. De fikk ofte dannet kvarts + korund ut fra forskjellige utgangsmaterialer; blant annet fikk de bare denne paragenesen ved høyere temperatur og trykk når de brukte halloysite ($Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$). Deres eneste sterke argument mot at det fins et stabilitetsfelt for kvarts + korund i en viss del av P-T-diagrammet, er at denne paragenesen til da ikke var funnet i naturen. I enkelte forsøk fikk de først dannet kvarts + mullitt + korund, som senere gikk over til kvarts + korund, dvs. at mullitten dekomponerte. I forsøk med finknust kvarts og korund fikk de ingen reaksjon etter 32 deger ved 691°C og 3900 bar, og bare kvarts + korund ble dannet av en blanding av silica-glass + korund.

Clark et al. (1957) har også fått dannet kvarts + korund ut fra både kaolin og andalusitt, men antar at disse er metastabile faser. En blanding av kaolin og gibbsitt gir også kvarts + korund. Her vil sannsynligvis dehydreringen av gibbsitt favorisere nukleasjon av korund.

Siden Al_2SiO_5-polymorfene opptrer meget hyppig i metamorfe bergarter er det liten sannsynlighet for at disse skal være metastabile faser. Det er mere nærliggende å anta at paragenesen kvarts + korund er metastabil.

Det er imidlertid vanskelig å forstå at kvarts + korund, hvis de er dannet metastabilt, har koeksistert opp til granulitt-facies. Selv om reaksjonshastigheten er lav for reaksjonen kvarts + korund → sillimanitt, så burde en likevel ha fått denne reaksjonen under en regional metamorfose. Derfor er det mulig at kvarts + korund er den stabile paragenesen framfor f.eks. sillimanitt under visse P-T-betingelser.

Når man ser på prøve Ø9 og prøve Ø17, er det interessant å merke seg at man i begge prøver har fått dannet kyanitt sekundært, men ut fra forskjellige utgangsmaterialer. I prøve Ø9 har en overgangen sillimanitt → kyanitt, mens man i prøve Ø17 har kvarts + korund → kyanitt. Da begge prøvene ligger i samme område, må det antaes at P-T-betingelsene har vært de samme for disse. Hvorfor har en da fått dannet sillimanitt i den ene prøven, og ikke i den andre? Dersom paragenesen kvarts + korund er stabil framfor sillimanitt under visse betingelser, synes ikke P-T-forholdene alene å spille den avgjørende rollen. Det må være andre faktorer som avgjør om en skal få det ene eller det andre, f.eks. f_{H_2O}. Siden mineralselskapet i prøve Ø17 er "tørt", mens det i prøve Ø9 opptrer phlogopitt og phengitt, kan dette reflektere en forskjell i f_{H_2O} under metamorfosen dvs. $f_{H_2O}^{Ø9} > f_{H_2O}^{Ø17}$. En dristig slutning av dette er at paragenesen kvarts + korund er stabil framfor sillimanitt i sillimanittsonen når f_{H_2O} bare er lav nok.

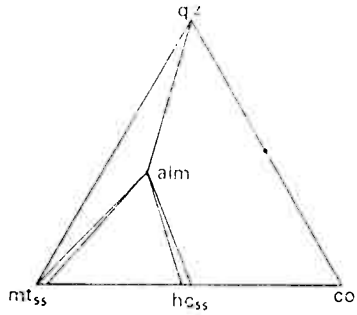


Fig. 9. Faserelasjoner for sekundærparageneser i prøve S17.

Kvartsbåndete, Mn-fattige magnetittmalmer

Når det gjelder den kvartsbåndete jernmalmen i Lahaugen og Åsan, er det karakteristiske mineralselskapet orthopyroxen-klinopyroxen-kvarts med magnetitt i tillegg. Dette mineralselskapet kan skjematisk framstilles i diagrammet CaO-MgO-FeO. Dette diagrammet (fig. 10) er det samme som er brukt for den kvartsbåndete hematittmalmen i Vestpolltind, altså for høymetamorfe jernformasjoner av opprinnelig kvarts-jernkarbonat facies.

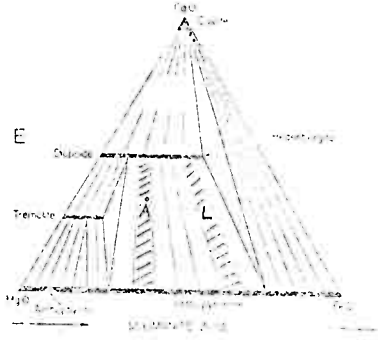


Fig. 10. Kvarts-jernkarbonat-facies bergarter i sillimanittsonen. Å = Åsan. L = Lahaugen. Etter Klein (1973).

Ca-Mg-silikat-båndete magnetittmalmer

Jernmalmene i Lonkanfjord og Kovvann består av alternerende bånd av magnetitt og Mg-rike silikater (forsteritt, enstatitt, diopsid). I en prøve fra Kovvann er også sannsynligvis primær calcitt tilstede. Calcitten er omgitt av en reaksjonssone bestående av serpentin eller talk.

Når det gjelder den stabile paragenesen forsteritt-enstatitt-diopsid, kan den skjematisk framstilles i systemet CaO-MgO-FeO (SiO_2 ikke tilstede som fri fase). Dette diagrammet (fig. 11) representerer kvarts-(jern-)karbonatfacies i granulittfacies i det tilfelle at SiO_2 er i underskudd.

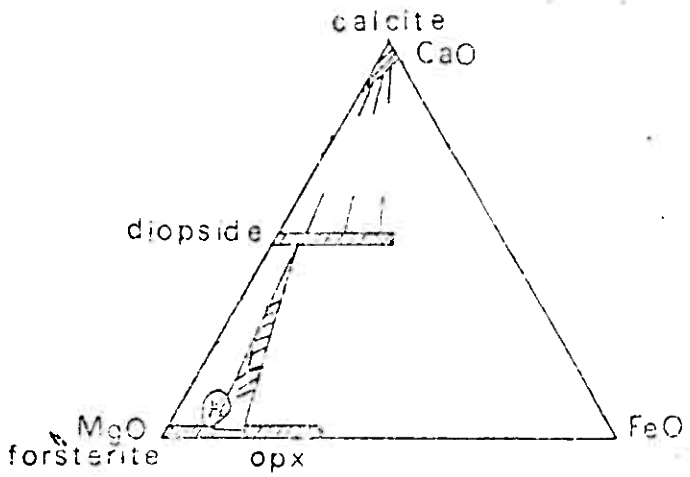


Fig. 11. Høygrads metamorfose av opprinnelig kvarts-(jern-)-karbonat facies bergarter med underskudd av SiO_2. L angir sammensetningen i Lonkanfjord. K angir sammensetningen i Kovvann.

Ca-(Mg,Fe)-Al-silikat-båndete magnetittmalmer

De båndete jernmalmene i Matmoderen og Smørten-Jørendal har en mere kompliseret mineralogi enn de øvrige magnetittmalmene som er undersøkt. Det som først og fremst skiller dem ut er et høyere Al-innhold idet hornblende og tildels biotitt og plagioklas er tilstede.

Karakteristiske paragenoser er kvarts-opx; kvarts-grunerit-biotit; kvarts-hbl-cummingtonitt; kvarts-hbl-biotitt; kvarts-opx-hbl; opx-aktinolitt-biotitt; opx-opx-hbl.

Det som er interessant her er at en finner paragenesen kvarts-opx og kvarts-grunerit/cummingtonitt like ved hverandre. Begge selskaper viser teksturell likevekt, og må antaes å vare dannet under like P_T-T-forhold. P_{H_2O} har imidlertid vært forskjellig, og H_2O synes å ha vært immobil under metamorfosen.

De båndete jernmalmenes opprinnelige karakter av metamorfe utviklinger til høymetamorfe ekvivalenter

Ved å gå ut fra mineralparageneser som er rapportert fra diagenetisk lavmetamorfe jernformasjoner fra forskjellige områder, vil jeg ved hjelp av enkle kjemiske reaksjoner vise at man kan komme fram til de nåværende parageneser, som representerer en regional granulitt-facies metamorfose. Dette er gjort for å vise at de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen er høymetamorfe ekvivalenter av vanlige jernformasjoner.

Det må gjøres oppmerksom på at reaksjonsforløpet er forenklet i denne framgangsmåten, da intermediære stadier i metamorfosen som regel ikke er tatt med. Illustrasjonene som følger etter reaksjonsligningene tar imidlertid med de intermediære stadiene.

Hver type forekomst vil bli behandlet for seg selv.

Kvartsbåndet Mn-rik hematittmalm

Denne malmen kan representere en opprinnelig kvarts-karbonat-silikat-jernoksyd facies jernformasjon. I og med at det ikke fins noen karbonat-faser i de nåværende paragenesene, vil dette være helt hypotetisk. De følgende reaksjoner viser imidlertid at en fra denne modellen kan komme fram til de forskjellige mineralselskapene som er observert.

De fasene som opprinnelig kan ha vært tilstede er:

chert (SiO_2-gel, Na-SiO_2-gel)

Fe-Mn-oksyder (hydroksyder)

dolomitt

calcitt

klorit (Mn-klorit)

K-feltspat (muskovit/sericitt/illitt)

Skjematisk kan en illustrere den opprinnelige hematittmalmen slik (Klein, 1973):

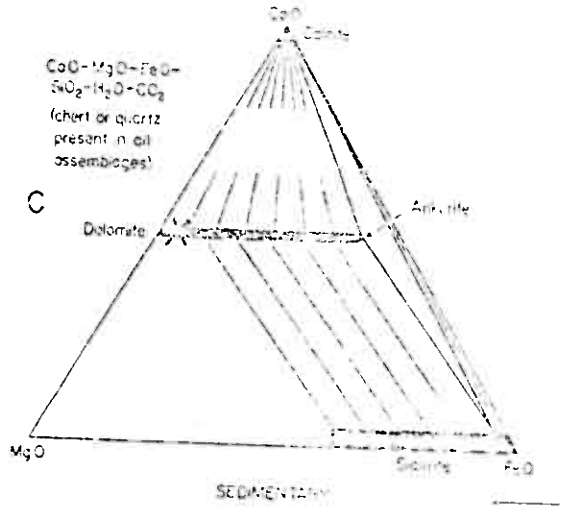


Fig. 12. Sedimentær facies av kvarts-jernkarbonat-facies (Klein, 1973). X representerer mulig opprinnelig paragenese for hematittmalmen i Vestpolltind.

Metamorf utvikling av den båndete hematittmalmen i Vestpolltind

Med de foregående antagelser som utgangspunkt vil den metamorfe utvikling forsøkes belyst ved hjelp av en del reaksjonsligninger.

Paragenesen kvarts-diopsid (D3, D7) er et produkt av opprinnelig koeksisterende dolomitt og chert:

1 Dolomitt + 2 chert ⟶ 1 Diopsid + $2CO_2$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 \longrightarrow CaMgSi_2O_6 + 2CO_2 \qquad (1)$$

I prøve D4 og D5 er paragenesen kvarts-diopsid-manganophyllitt-piemontitt-tremolitt. Følgende reaksjoner illustrerer hendelsesforløpet under metamorfosen:

3Mn-dolomitt+1K-feltspat+1H_2O ⟶ 1Manganophyllitt+3calcitt+3CO_2

$3Ca(Mg,Mn)(CO_3)_2+KAlSi_3O_8+H_2O \longrightarrow K(Mg,Mn)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+3CaCO_3+3CO_2$

3Mn-klorittt+10calcitt+3(3+x)chert+3(1-x)O_2 ⟶ 3tremolitt+2piemontitt+10CO_2+6H_2O

$$3Mg_3(Fe,Mn)_{1-x}Al_xAl_xSi_{4-x}O_{10}(OH)_8+10CaCO_3+3(6+x)SiO_2+3(1-x)O_2 \longrightarrow$$
$$3Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2+3Ca_2Al_{2x}(Fe,Mn)_{1-x}Si_3O_{12}(OH)+10CO_2+8H_2O \quad (2)$$

I tillegg til (2) og (3) har en også hatt reaksjon (1).

Paragenesen kvarts-sillimanitt-phlogopitt (39) er dannet ved reaksjonen:

3dolomitt+1muskovitt+1chert $\longrightarrow$ 1phlogopitt+1sillimanitt+3calcitt+3CO_2

$$3CaMg(CO_3)_2+KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2+SiO_2 \longrightarrow KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+Al_2SiO_5$$
$$+3CaCO_3+3CO_2 \quad (4)$$

I prøve 31A og B har en paragenesen kvarts-tremolitt-diopsid, som er dannet ved reaksjonen:

5dolomitt+8chert+1H_2O $\longrightarrow$ 1tremolitt+3calcitt+7CO_2

$$5CaMg(CO_3)_2+8SiO_2+H_2O \longrightarrow Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2+3CaCO_3+7CO_2 \quad (5)$$

Diopsid er så blitt dannet ved videre reaksjon mellom tremolitt, calcitt og SiO_2.

1tremolitt+3calcitt+2chert $\longrightarrow$ 5diopsid+3CO_2+H_2O

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2+3CaCO_3+2SiO_2 \longrightarrow 5CaMgSi_2O_6+3CO_2+H_2O \quad (6)$$

Jacobsitt og hematitt, der de forekommer sammen, er i likevekt med hverandre. Ingen tegn til avblanding er observert.

Man kan så sette opp dette skjematisk (Klein, 1973):

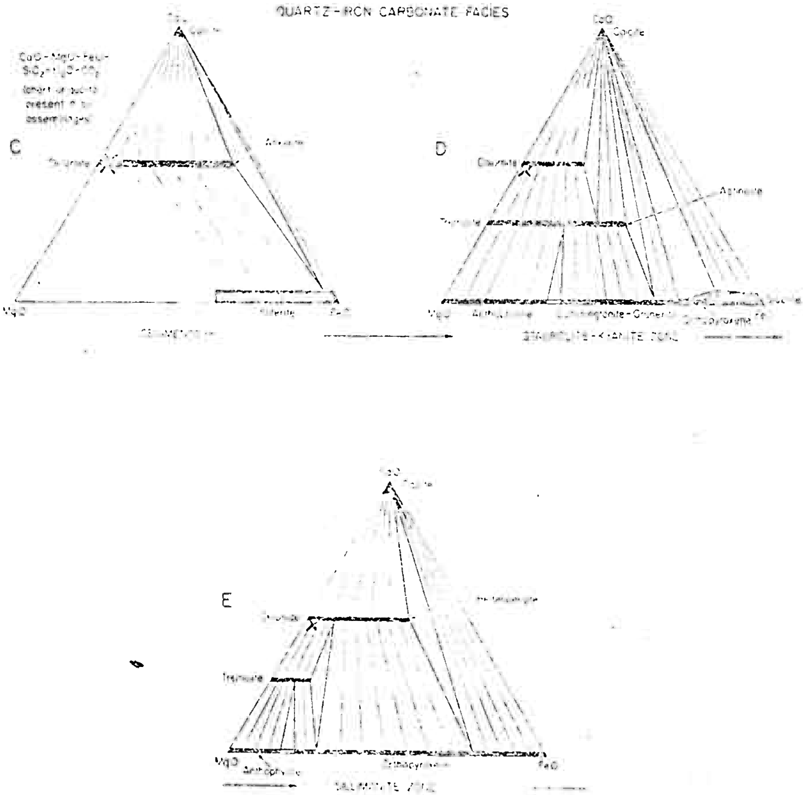


Fig. 13. Reaksjonsforløp for kvarts-jernkarbonat-facies fra sedimentær- til sillimanitt-sone-facies. (Klein, 197[illegible]). X representerer den båndete hematittmalmen i [illegible].

Kvartsbindet Mn-rik magnetittmalm

På samme måte som for den bindete hematittmalmen vil jeg her vise utviklingen fra en vanlig sedimentær Mn-rik jernmalm til en høymetamorf ekvivalent, slik den er representert i prøve 119.

Sannsynlige opprinnelige faser som da kan ha vært tilstede er:

chert (SiO_2-gel)

Fe-oksyder(-hydroksyder)

sideritt-rhodochrositt

Skjematisk kan dette illustreres slik:

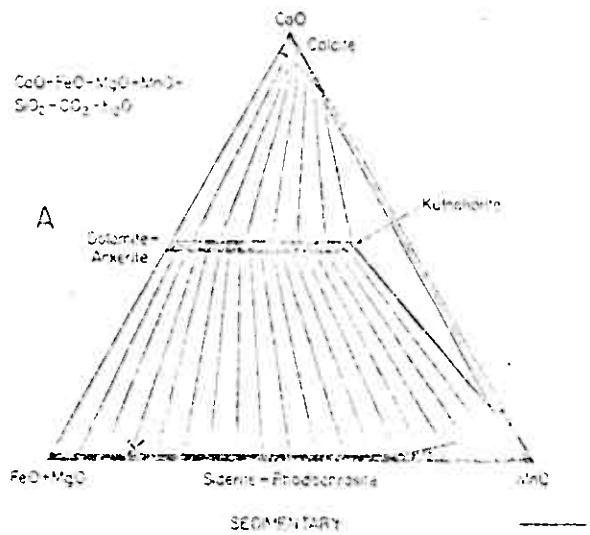


Fig. 14. Sedimentær facies av Mn-rik jernformasjon (Klein, 1973) X representerer mulig opprinnelig paragenese for prøve 119.

Metamorf utvikling av den bindete Mn-rike magnetittmalmen i Vestfoldfjeld

Med de antagelser som er gjort vil den metamorfe utvikling av den kvartsbindete Mn-rike magnetittmalmen forsøkes belyst ved hjelp av reaksjonsligninger.

Kvarts-magnetitt-orthopyroxen-pyroxferroit

I prøve 119 er paragenesen kvarts-magnetitt-orthopyroxen-pyroxferroit. Ved dannelsen av orthopyroxen-pyroxferroit kan man sette opp følgende reaksjoner:

2siderit-rhodochrosit+2chert ⟶ 1opx+1pxf+2CO_2

$$2(Fe,Mn)CO_3 + 2SiO_2 \longrightarrow \underset{(opx)}{(Fe,Mn)SiO_3} + \underset{(pxf)}{(Fe,Mn)SiO_3} + 2CO_3 \qquad (7)$$

2siderit-rhodochrosit+1chert ⟶ 1knebelit+2CO_2

$$2(Fe,Mn)CO_3 + SiO_2 \longrightarrow (Fe,Mn)_2SiO_4 + 2CO_2 \qquad (8)$$

1knebelit+1chert ⟶ 1opx+1pxf

$$(Fe,Mn)_2SiO_4 + SiO_2 \longrightarrow \underset{(opx)}{(Fe,Mn)SiO_3} + \underset{(pxf)}{(Fe,Mn)SiO_3} \qquad (9)$$

Noen reaksjon mellom SiO_2 og jernoksyd i prøve 119 er ikke observert.

Skjematisk fremstilling av metamorfosegangen i '16 (Klein, 1973):

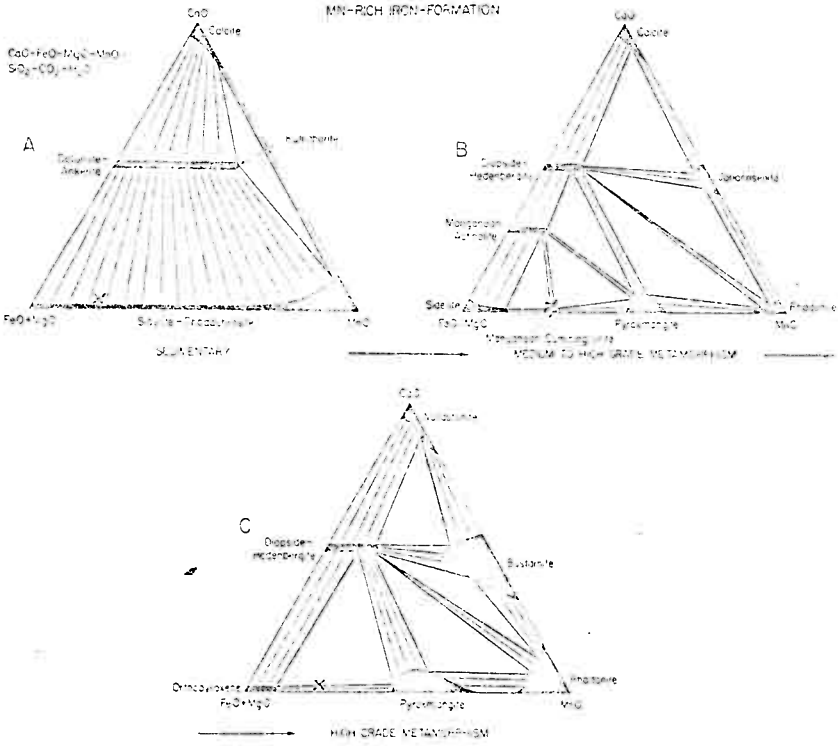


Fig. 16. Reaksjonsforlop for Mn-rike jernformasjoner fra sedimentar- til granulitt-facies (Klein, 1973).
X representerer Mn-rikere magnetitsmalmer i prøve 619, Ventpulitten.

Kvartsbåndet Mn-fattige, Al-rikere magnetittmalm

Hvis man bruker diagrammet i fig. 6, som representerer prøve 717, kan man ut fra Hsu (1968) gå tilbake og finne en mulig opprinnelig paragenese. Ut fra denne kan så en mulig metamorf utvikling beskrives ved hjelp av reaksjonsligninger.

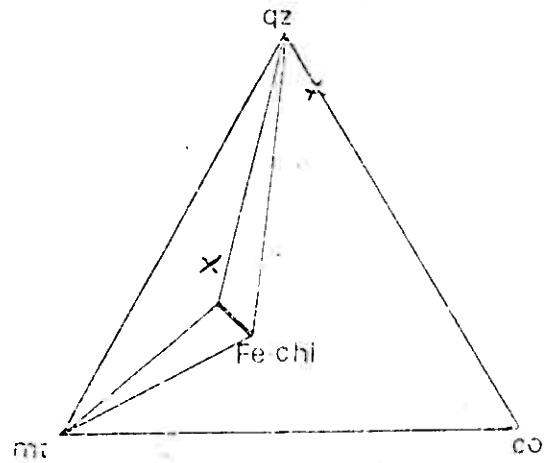


Fig. 16. Sedimentær facies av Al-rik kvartsbåndet magnetittmalm i systemet $FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. x representerer prøve 717. (To parageneser) (Hsu, 1968)

De mulige opprinnelige fasene kan altså ha vært:

chert (SiO_2-gel)

korund ($Al(OH)_3$-gel?) gibbsitt, kaolin)

Fe-kloritt

Fe-oksyder (-hydroksyder)

Metamorf utvikling av den kvartsbåndete Mn-fattige, Al-rikere magnetittmalm

Ved å gå ut fra de mineralparageneser som er antatt som opprinnelige sedimentære (diagenetiske), vil den metamorfe utvikling fram til de nåværende mineralparageneser bli diskutert ut fra enkle reaksjoner.

Kvarts-almandin-magnetitt

Ved første metamorfose har en fått dannet hercynitt$_{ss}$ (Hc_{ss}) og magnetitt$_{ss}$ (Mt_{ss}) i likevekt ved at Fe-kloritt har brutt ned. Over

$\sim 850^{\circ}C$ er det fullstendig blandbarhet mellom Mt_{ss} og Hc_{ss}. I 217 er mengdeforholdet mellom Mt_{ss} og Hc_{ss} meget stort (magnetitt er et hovedmineral mens hercynitt er akssessorisk), slik at man kan få en homogen spinellfase ved lavere temperatur enn $850^{\circ}C$. Paragenesen vil da være kvarts-mt_{ss} eller kvarts-mt/hc. (mt/hc indikerer at man ligger over solvuskurven).

Ved avkjøling av systemet vil man få reaksjon mellom spinellfasen og kvarts under dannelse av almandin:

$$5Mt_{2/5}\text{-}Hc_{3/5} + 9\text{kvarts} \longrightarrow 3\text{almandin} + O_2$$

$$5Fe(Fe_{2/5}Al_{3/5})_2O_4 + 9SiO_2 \longrightarrow 3Fe_3Al_2Si_3O_{12} + O_2 \qquad (10)$$

eller:

$$1Mt_{ss} + 3(1-x)\text{kvarts} \longrightarrow (1-x)\text{almandin} + 1/3(5x-2)mt + 1/3(1-x)O_2$$

$$Fe(Fe_xAl_{1-x})_2O_4 + 3(1-x)SiO_2 \longrightarrow (1-x)Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 1/3(5x-2)Fe_3O_4 + 1/3(1-x)O_2 \qquad (11)$$

En avblanding av den homogene spinellfasen vil også foregå:

$$Mt_x\text{-}Hc_{(1-x)} \longrightarrow xMt + (1-x)Hc$$

$$Fe(Fe_xAl_{(1-x)})_2O_4 \longrightarrow xFe_3O_4 + (1-x)FeAl_2O_4 \qquad (12)$$

Reaksjonene (10), (11) og (12) representerer altså en retrograderingsprosess etter denne modellen. Retrograderingen har foregått ved at trykket har holdt seg relativt konstant, mens temperaturen har sunket, men den kan også skyldes en senere lavere-grads metamorfose, f.eks. i forbindelse med Lødingen granitten (1450 m.y.) eller 1100 m.y. episoden.

<u>Kvarts + korund $\longrightarrow Al_2SiO_5$-fase (kyanitt?)</u>

Korund kan ha blitt dannet av enten gibbsitt eller kaolin ved dehydrering:

$$2Al(OH)_3 \longrightarrow Al_2O_3 + 3H_2O$$

$$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \longrightarrow 2Al_2O_3 + 4SiO_2 + 4H_2O$$

Paragenesen korund-kvarts antaes å ha vert stabil når den først er dannet, opp i sillimanittsonen. Da imidlertid ΔV for reaksjonen

kvarts + korund ⟶ kyanitt

er negativ, vil denne reaksjonen løpe lettere enn f.eks.

kvarts + korund ⟶ andalusitt/sillimanitt

hvor $\Delta V > 0$.

Det er derfor sannsynlig at reaksjonen mellom kvarts og korund har skjedd ved overgangen fra sillimanitt- til kyanitt-sonen.

Skjematisk kan metamorfosegangen for 517 framstilles slik (Hsu, 1968):

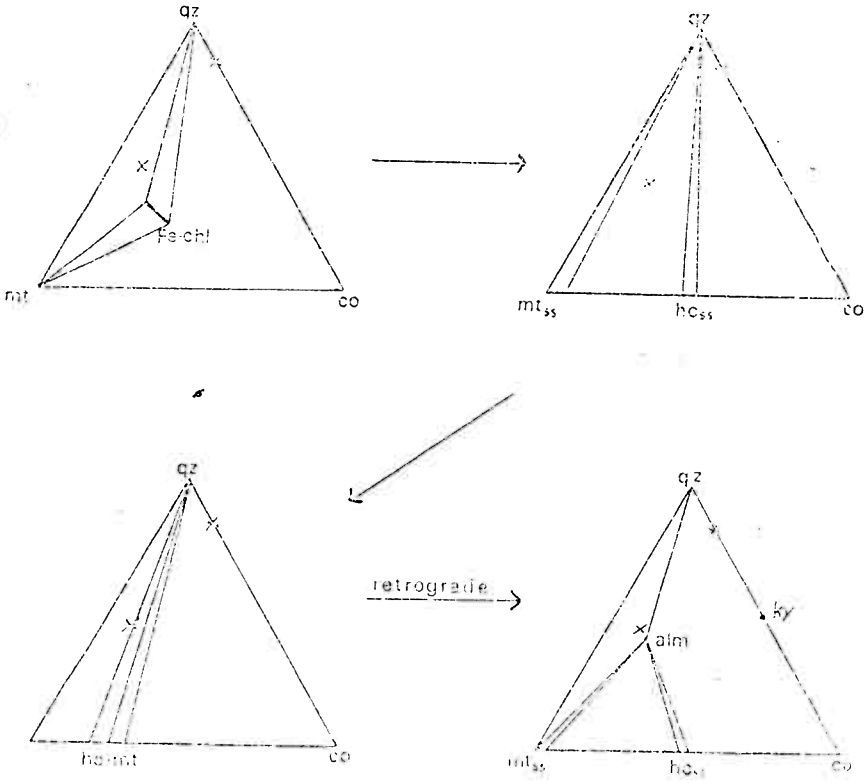


Fig. 17. Metamorfosegang for prøve 517. x representerer de ha aktuelle mineralselskapene.

Kvartsbåndet Mn-fattig magnetitt malm

De kvartsbåndete malmene i Lahaugen og Åsan har sannsynligvis vært en kvarts(silica)-jernoksyd-jernkarbonat facies jernformasjon, der silica har vært i overvekt i forhold til karbonat. Ut fra denne antakelse kan følgene faser opprinnelig ha vært tilstede:

en silica-fase

Fe-oksyder/hydroksyder

ankeritt/ferrodolomitt

sideritt

Skjematisk kan en illustrere dette slik (fig. 18) (Klein, 1973):

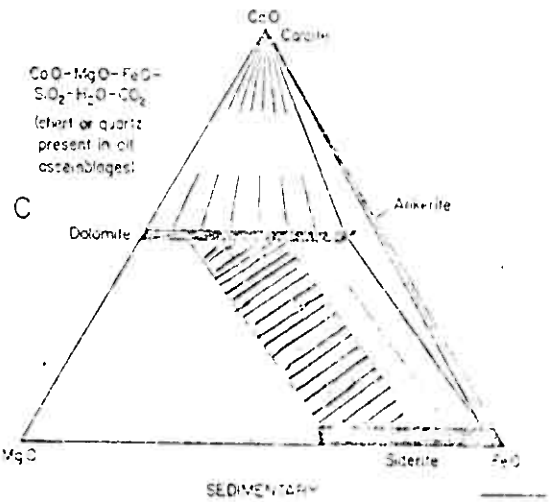


Fig. 18. Sedimentær facies av kvarts-jernkarbonat facies (Klein, 1973). Skravert felt markerer sammensetningene i Lahaugen og Åsan.

Metamorf utvikling

Med antakelsen om en opprinnelig kvarts-jernoksyd-jernkarbonat facies jernformasjon, vil de nåværende mineralparageneser kvarts-cpx-opx og kvarts-opx kunne framkomme etter følgende to enkle reaksjoner:

$$Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2 + 2SiO_2 \longrightarrow Ca(Fe,Mg)Si_2O_5 + 2CO_2$$

$$\text{ferrodolomitt/ankeritt} + SiO_2 \longrightarrow \text{Hedenbergitt} + CO_2$$

$(Fe,Mg)CO_3 + SiO_2 \longrightarrow (Fe,Mg)SiO_3 + CO_2$

Sideritt + $SiO_2 \longrightarrow$ ferrohypersthen + CO_2

Skjematisk kan reaksjonsforløpet framstilles slik (fig. 19) (Klein, 1973):

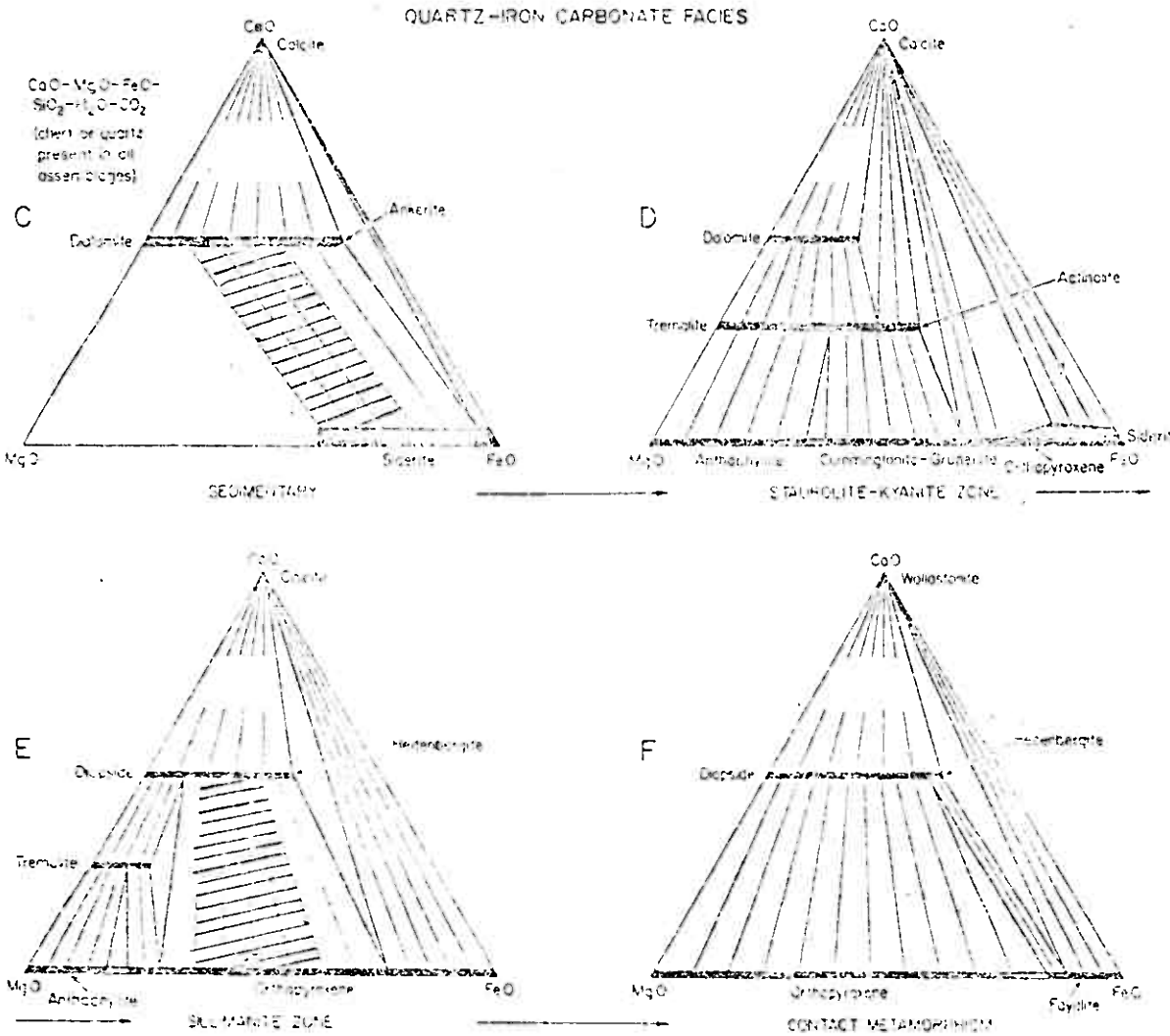


Fig. 19. Reaksjonsforløp for kvarts-jernkarbonat facies. Skravert felt angir sammensetning i Lahaugen/Åsan.

Ca-Mg-silikat-båndet magnetittmalm

Den båndete malmen i Lonkanfjord og Kovvann kan opprinnelig ha vært enten en kvarts(silica)-jernkarbonat facies jernformasjon eller en kvarts(silica)-jernoksyd-karbonat facies jernformasjon. Ut fra disse to modellene kan man si ved hjelp av enkle reaksjoner komme fram til de nåværende paragenesen.

A. Opprinnelig silica-jernkarbonat facies

Hvis malmene opprinnelig har vært silica-jernkarbonat facies jernformasjoner, og man ser bort fra metasomatose, er det rimelig å anta at det har vært underskudd av silica. De fasene som kan ha vært tilstede er:

silica

sideritt

dolomitt

Unetamorfe og lavmetamorfe jernformasjoner bestående av alternerende bånd av silica og karbonater (sideritt, dolomitt, ferrodolomitt-ankeritt og calcitt) er rapportert fra flere steder (James, 1954; LaBerge, 1964; French, 1968; Trendall & Blockley, 1970). LaBerge (1964) gir eksempler på dannelse av granulær magnetitt fra sideritt i unetamorfe til lavmetamorfe deler av jernformasjoner i Lake Superior området.

De følgende 3 reaksjoner kan ut fra dette antaes å ha foregått for malmene i Lonkanfjord og Kovvann:

$$6(Fe_xMg_{(1-x)})CO_3+6(1-x)SiO_2+xO_2 \longrightarrow 2xFe_3O_4+6(1-x)MgSiO_3+6CO_2$$

$$\text{sideritt} + SiO_2 + O_2 \longrightarrow \text{magnetitt+enstatitt} + CO_2$$

$$6(Fe_xMg_{(1-x)})CO_3+3(1-x)SiO_2+xO_2 \longrightarrow 2xFe_3O_4+3(1-x)Mg_2SiO_4+6CO_2$$

$$\text{sideritt} + SiO_2 + O_2 \longrightarrow \text{magnetitt+forsteritt} + CO_2$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 \longrightarrow CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$$

$$\text{dolomitt} + SiO_2 \longrightarrow \text{diopsid} + CO_2$$

Den regelmessige båndingen er imidlertid vanskelig å forklare ut fra denne modellen.

B. Opprinnelig jernoksyd-silica-karbonat facies

En annen modell er at malmen opprinnelig har bestått av alternerende bånd av magnetitt og silica/karbonat, med silica i underskudd i forhold til karbonat.

Primær calcitt (sedimentær, diagenetisk) med en reaksjonssone av talk eller serpentin tyder på en Mg-metasomatose.

Man kan ha hatt følgende faser tilstede:

magnetitt

calcitt

dolomitt/ferrodolomitt

sideritt

silica

Ved reaksjoner mellom silica og karbonater og tilførsel av magnesium, har en fått dannet de Mg-rike silikatene enstatitt, forsteritt og diopsid.

C. Opprinnelig jernoksyd-karbonat facies

Den tredje muligheten er at malmen opprinnelig har bestått av alternerende lag av magnetitt og karbonat, dvs. følgende faser:

magnetitt

calcitt

dolomitt/ferrodolomitt

sideritt

De nåværende paragenesene kan så ha oppstått ved tilførsel av silica og magnesium.

Hvilken av disse tre modellene som er den riktige, er umulig å avgjøre ut fra de data som foreligger, men det er nok sannsynlig at det har vært en kombinasjon av metamorfose og metasomatose.

Det viktigste er imidlertid at det her har vært en overvekt av karbonat i forhold til silica, i motsetning til hva tilfellet er i Vestpelltind og Lehauren/Åsen.

Båndete magnetitt-silicat-malmer i Matmoderen og Smorten-Jørendal

De båndete jernmalmene i Matmoderen og Smorten-Jørendal viser vekselagring mellom magnetitt og silikater. Enkelte steder er det et tildels høyt innhold av Al-holdige silikater, som tyder på at det opprinnelig har vært Al-holdige silikater tilstede som sedimentære faser. Disse jernmalmene må derfor antaes å representere opprinnelige jernoksyd-silikat facies jernformasjoner.

Diagenetiske og lavmetamorfe silikatfacies malmer består av en kompleks blanding av vannholdige jernsilikater (grønalitt, minnesotaitt, stilpnomelan), karbonater (sideritt, dolomitt/ankeritt, calcitt), silica (chert, kvarts) og jernoksyder/hydroksyder. Under en metamorfose vil en rekke komplekse reaksjoner finne sted, og det vil bli dannet typiske amfibolrike og pyroxenrike bergarter.

Mueller (1960), Kranck (1961), Klein (1966) og Butler (1969) rapporterer komplekse silikat-kvarts-karbonat selskaper fra metamorfe jernformasjoner i Labrador-trauet, hvor amfiboler eller pyroxener er de vanligste fasene. Likeledes beskriver James (1955), Gundersen & Schwartz (1962), Babcock (1968), French (1968), Bonnichsen (1969), Griffin & Morey (1969) og Morey et al. (1972) komplekse metamorfe silikat-selskaper i Lake Superior området.

For å komme fram til de forskjellige nåværende mineralparagenesene i Matmoderen og Smorten-Jørendal kan en sette opp sannsynlige sedimentære/diagenetiske selskaper og utvikle disse gjennom reaksjoner.

Grunerite-hornblende-kvarts

Stilpnomelan vil bryte ned ved metamorfose etter følgende reaksjon (French, 1968):

$$2(Ca,Na,K)_4(Al_2Fe_{35}Mg_9)(Si_{63}Al_9)(O,OH)_{216}\cdot nH_2O \longrightarrow$$

stilpnomelan

$$\sim 11(Fe,Mg)_7Si_8O_{22}(OH)_2 + \sim 3(Ca,Na,K)_{2,6}(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2$$

gruneritt hornblende

$$+ \sim 26SiO_2 + \sim 44H_2O$$

Orthopyroxen-actinolitt

Ved reaksjon mellom minnesotaitt, ferrodolomitt og kvarts vil en få dannet orthopyroxen og actinolitt (modifisert etter Klein, 1973):

$$2(Fe,Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 2Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2 + 3SiO_2 \longrightarrow$$

minnesotatitt ferrodolomitt

$$Ca_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3(Fe,Mg)SiO_2 + 4CO_2 + H_2O$$

actinolitt orthopyroxen

Ellers kan gruneritt/cummingtonitt dannes på forskjellige måter (French, 1968):

$$7(Fe,Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2 \longrightarrow 3(Fe,Mg)_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 4SiO_2 + 4H_2O$$

minnesotaitt gruneritt

$$7(Fe,Mg)CO_3 + 8SiO_2 + H_2O \longrightarrow (Fe,Mg)_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 7CO_2$$

sideritt gruneritt

Kommentar til det foregående

Hvis de opprinnelige jernsilikatene er Al-fattige, vil det ikke være mulig å skille mellom de metamorfe produktene etter disse og de metamorfe produktene etter silica-karbonat facies. Når det derfor noen steder er foreslått opprinnelig silica-karbonatfacies og andre steder jernsilikat facies, er dette bygget på den kjennsgjørning at noen steder er det "tørre" mineralselskaper tilstede, mens andre steder er det overvekt av H_2O-holdige faser. Der det er "tørre" selskaper, er det sannsynlig at karbonat har vært stilstede sammen med silica. En reaksjon mellom disse to medfører at CO_2 blir frigitt, og N_{CO_2} i den fluide fase vil øke i forhold til

X_{H_2O}, og sjansen til å få "tørre" selskaper blir større.

Karbonatbergartene i Lonkanfjord-Vestpollen kontra tilsvarende i Kovvann. Dannelse av magnesioferrit

Karbonatbergartene i Lonkanfjord-Vestpollen og i Kovvann ligger alle i mafiske granulitter/amfibolitter av basaltisk sammensetning. De er mineralogisk like, og kan muligens representere samme horisont. Det som skiller dem er $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$-forholdet. I Lonkanfjord-Vestpollen er dette forholdet (ut fra mineralkjemien) ~ 0 mens det i Kovvan er > 0.

Da kalksteinen i Lonkanfjord og Vestpollen ligger nær en intrusiv grense (Raftsund mangeritten), mens kalksteinen i Kovvann ikke gjør det, kunne en forklare det relativt høye Fe^{3+}-innholdet i de to førstnevnte bergartene ved at oksyderende fluider fra Raftsund mangeritten har trengt gjennom kalksteinene og oksydert opp alt jern til treverdig. Dette med et høyt Fe^{3+}/Fe^{2+}-forhold i kalksteiner som ligger nær intrusive kontakter, er observert fra utallige steder. Man har der fått dannet Fe^{3+}-rike mineraler som andraditt, epidot, hematitt etc. Raftsund mangeritten er imidlertid sterkt redusert (Griffin, Heier, Taylor & Weigand, under trykking), så det er lite sannsynlig at det høye Fe^{3+}/Fe^{2+}-forholdet skyldes denne. Det er mere sannsynlig at det har vært en opprinnelig forskjell i mineralogien i kalksteinene, at man i Kovvann har hatt magnetitt og i Lonkanfjord og Vestpollen hematitt som oksyd-faser. Ved intrusjonen av Raftsund mangeritten, har gassene fra magmaet muligens inneholdt en del HCl, som i første omgang har reagert med hematitt (Draper, 1933):

$$Fe_2O_3 + 6HCl \longrightarrow 2FeCl_3 + 3H_2O$$

og deretter har den fluide fase reagert med periklas og gitt magnesioferritt:

$$2FeCl_3 + 3H_2O + MgO \longrightarrow MgFe_2O_4 + 6HCl$$

Likevektsbetingelser

Før de metamorfe betingelsene blir diskutert, er det nødvendig å undersøke om de forskjellige fasene som vil bli benyttet til beregning av intensive parametere er i likevekt.

Elementfordeling mellom de ulike fasene vil bli lagt til grunn for dette.

Fordeling av Mg og Fe mellom koeksisterende pyroxener

Fordeling av jern og magnesium mellom koeksisterende pyroxener, som her antaes å være ideelle binære løsninger, er gitt ved ligningen (Kretz, 1961):

$$\frac{X_{Mg}^{opx}(1-X_{Mg}^{cpx})}{(1-X_{Mg}^{opx})X_{Mg}^{cpx}} = K_{D(Mg)}^{opx-cpx}$$

hvor K_D er distribusjonskoeffisienten for reaksjonen

$$MgSiO_3 + FeCaSi_2O_6 \rightleftharpoons FeSiO_3 + MgCaSi_2O_6$$

og

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$$

I fig. 19A er samtlige pyroxenpar fra dette arbeid plottet i diagrammet $X_{Mg}^{opx}/(1-X_{Mg}^{opx}) - X_{Mg}^{cpx}/(1-X_{Mg}^{cpx})$. Det viser seg at de fleste ligger langs kurven $K_D = 0.55$. Dette gjelder samtlige pyroxener fra Kovvann, Lahaugen, Vestpolltind, Åsan og Lonkanljord. Ut i fra dette kan en slutte at disse pyroxenparene er i likevekt med hverandre, og at de er ekvilibrert ved omtrent samme P-T-betingelser.

Denne K_D-verdien, 0.55, stemmer godt overens med K_D-verdien som er funnet for pyroxenpar fra Madras charnockitter (K_D = 0.54, Howie, 1963).

Pyroxenparene fra Smorten grupperer seg alle rundt K_D = 0.40. Det som skiller disse fra pyroxenene fra de andre lokalitetene er

at klinopyroxenene fra Skorten inneholder fra 5 - 8.5% akmitt, mens det vanlige for de andre er < 3.5%. Dette kan være årsaken til at de har forskjellig K_D-verdi. Dersom en "korrigerer" akmitt-innholdet i klinopyroxenene fra Skorten ned til under 3.5%, vil nemlig disse også falle langs K_D = 0.55.

Det en iallefall kan slutte av dette er at de analyserte pyroxen-parene fra de enkelte forekomster representerer likevekt.

I fig. 20 og 21 er noen av pyroxenparene plottet i systemet Ca-Mg-(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn). For enkelthets skyld er bare en del av pyroxenparene plottet, da mange plotter så tett at diagrammet blir rotete og uoversiktlig istedenfor å skulle være illustrativt.

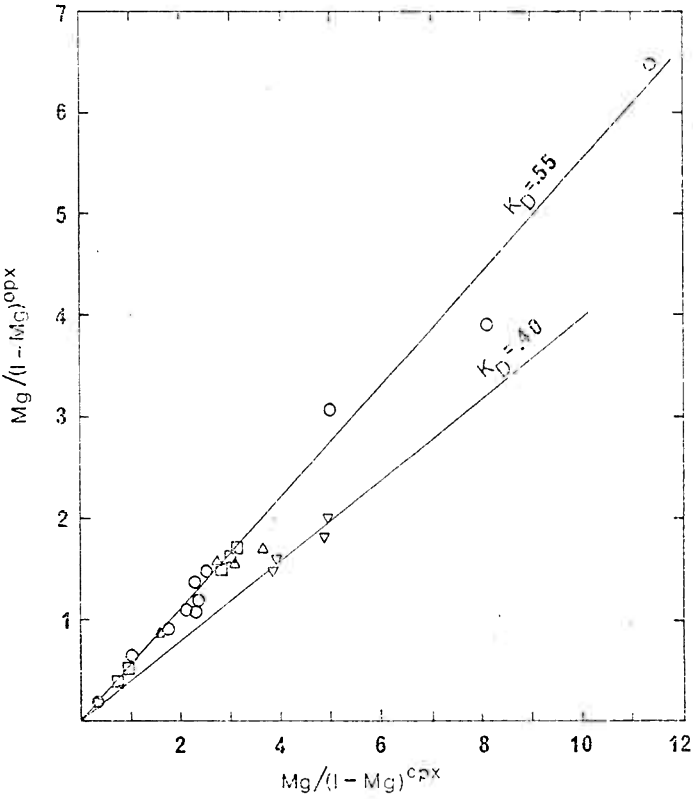


Fig. 19A. Fordeling av Mg mellom koeksisterende pyroxener.

○ Lonkanfjord.

◐ Raffsund mangerlit.

△ [illegible].

□ [illegible].

▲ [illegible].

▽ [illegible].

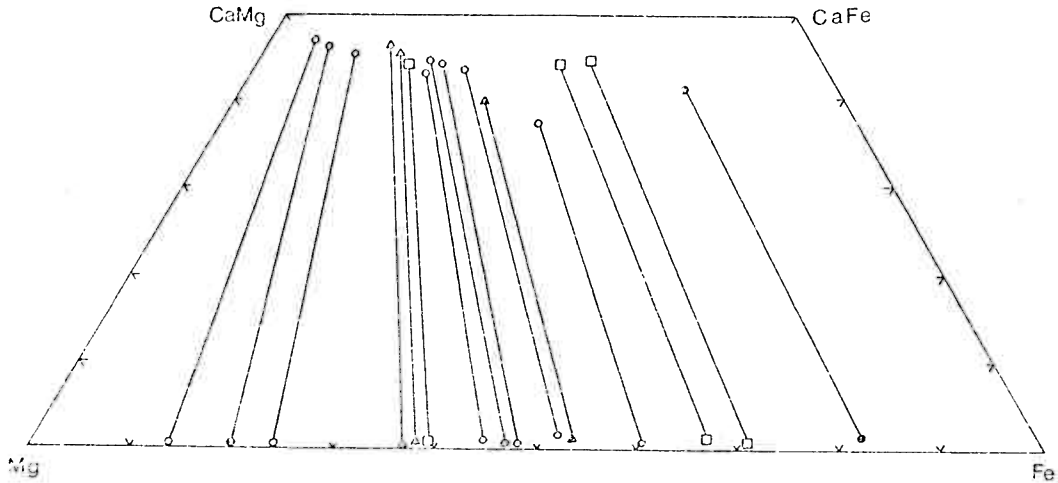


Fig. 20. Koebsistorende pyrox-
ener med K_D 0.55. Symbolene
er de samme som i fig. 10A.

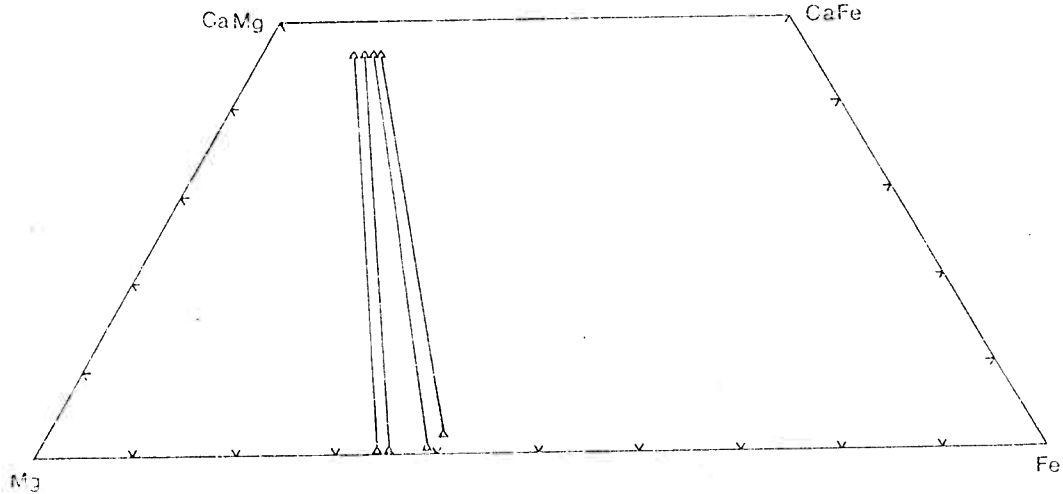


Fig. 21. Kocksilaterende pyroxener, Smorten. K_D 0.40.

Fordeling av Mn mellom koeksisterende pyroksener

Fordelingen av Mn mellom koeksisterende pyroksener er gitt ved ligningen

$$K_{D(Mn)}^{opx-cpx} = \left(\frac{Mn}{Mg+Fe^{2+}+Mn}\right)^{opx} \Big/ \left(\frac{Mn}{Mg+Fe^{2+}+Mn}\right)^{cpx} = \frac{X_{Mn}^{opx}}{X_{Mn}^{cpx}}$$

I fig. 22 er X_{Mn}^{opx} plottet mot X_{Mn}^{cpx} for koeksisterende pyroksener fra samtlige forekomster som her er undersøkt (unntatt Motmoderen). Alle faller relativt bra langs kurven K_D = 1.18, bortsett fra prøve 063 som er en Raftsund mangeritt (K_D = 0.77).

Ut fra dette kan man igjen anta at det eksisterer likevekt mellom de koeksisterende pyroksenene.

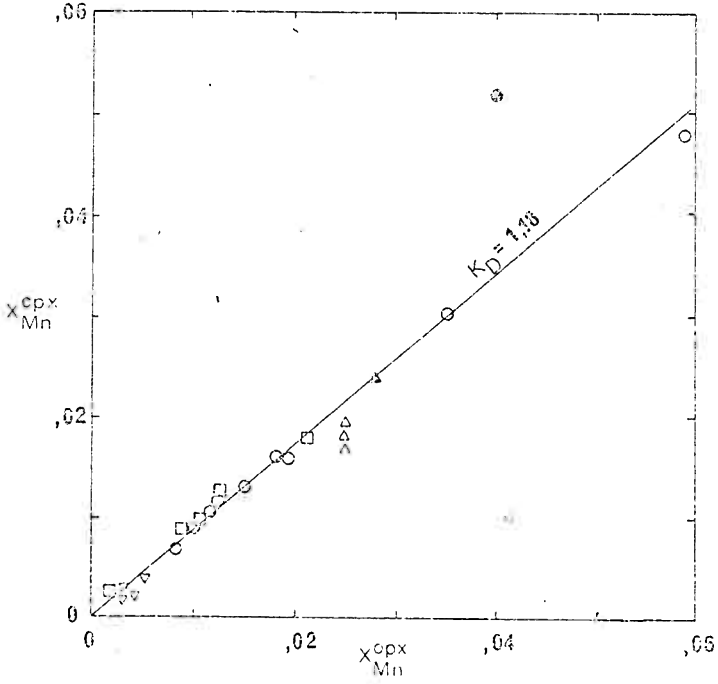


Fig. 22. Fordeling av Mn mellom koeksisterende opx - cpx.
Symbolene er de samme som i fig. 19.

Fordeling av Mg og Fe^{2+} mellom koeksisterende olivin og orthopyroxen

For å undersøke om det er likevekt mellom de koeksisterende ol-opx parene som vil bli anvendt til beregning av fysikalske parametere under metamorfosen, er $(X_{Fe}/X_{Mg})^{ol}$ plottet mot $(X_{Fe}/X_{Mg})^{opx}$ (fig. 23). Det viser seg at de stort sett plotter langs en likevektskurve som er eksperimentelt bestemt ved 900°C av Medaris (1969). Ut fra dette må en kunne anta at også disse mineralparene representerer likevekt.

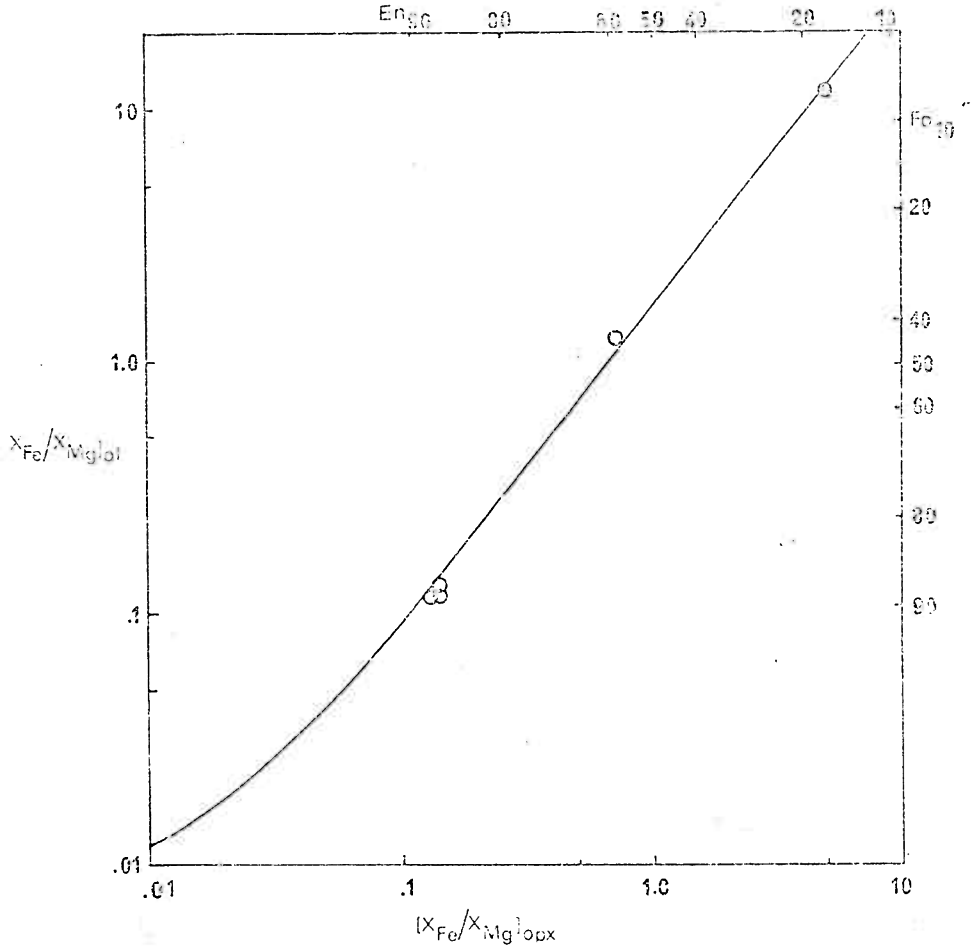


Fig. [illegible]. Fordeling av Fe^{2+} mellom

[illegible] - olivin,

[illegible] (1960).

Metamorfe betingelser

Ut fra mineralparageneser og mineralkjemi vil de metamorfe betingelsene for jernformasjonene og de omliggende bergarter bli diskutert.

Fordelingen av elementer mellom koeksisterende faser vil bli lagt til grunn for beregninger av T, P_{tot} og f_{O_2}.

De metodene som vil bli brukt er utarbeidet av Buddington & Lindsley (1964), Williams (1971), Smith (1971), Wood & Banno (1973) og Perchuk (1973).

Først vil hovedmetamorfosen (granulitt-facies) bli behandlet. Deretter blir den senere metamorfosen (retrograd eller en lavere metamorfosegrad) tatt opp til diskusjon.

Til slutt følger en oppsummering av P-T-f_{O_2}-betingelsene ved de to hendelsene.

Koeksisterende Mt-Usp-solid solution og Ilm-Hm-solid solution kan benyttes til å beregne T-f_{O_2}-forhold i en bergart ved ekvilibrering av disse mineralene. Eksperimentelle data er gitt av Buddington & Lindsley (1964).

Da koeksisterende Mt_{ss}-Ilm_{ss} forekommer i de fleste bergartene som er undersøkt, burde dette geotermometeret/oksygenbarometeret være meget brukbart. Det som imidlertid er tilfelle, er at i alle disse prøvene er den primære Mt_{ss}-fasen oksydert med utskillelse av ilmenitt-lameller langs {111}:

$$Mt_{USP\text{-}rik} + O_2 \longrightarrow Mt_{USP\text{-}fattigere} + Ilm$$

I to prøver ble det funnet enkelte magnetittkorn som ikke viste tegn til avblanding, og disse ble analysert på EMP sammen med den koeksisterende ilmenitt-fasen. Det er imidlertid vanskelig å si om de analyserte magnetitt-fasene representerer den opprinnelige sammensetningen.

Ut fra sammensetningen av de koeksisterende Fe-Ti-oksyder kan man gå inn på diagrammet (fig. 34) (Buddington & Lindsley, 1964) og finne f_{O_2}-T-forholdene under metamorfosen (Tabell 31). Det gir en temperatur på 1040°±50°C for Lonkanfjord og 940°±50°C for Vestpolltind.

Prøve	Mt_{ss}	Ilm_{ss}	T°C	log f_{O_2}
082	Mt_{49}	Hm_{15}	1040	- 9.6
012	Mt_{48}	Hm_{9}	940	-11.6

Tabell 31. Sammensetning av Mt_{ss}-Ilm_{ss} og tilhørende T-log f_{O_2}-verdi.

082 Mafisk granulitt i kontakt med Raftsund mangerittan, Lonkanfjord.

012 Felsisk granulitt, Vestpolltind.

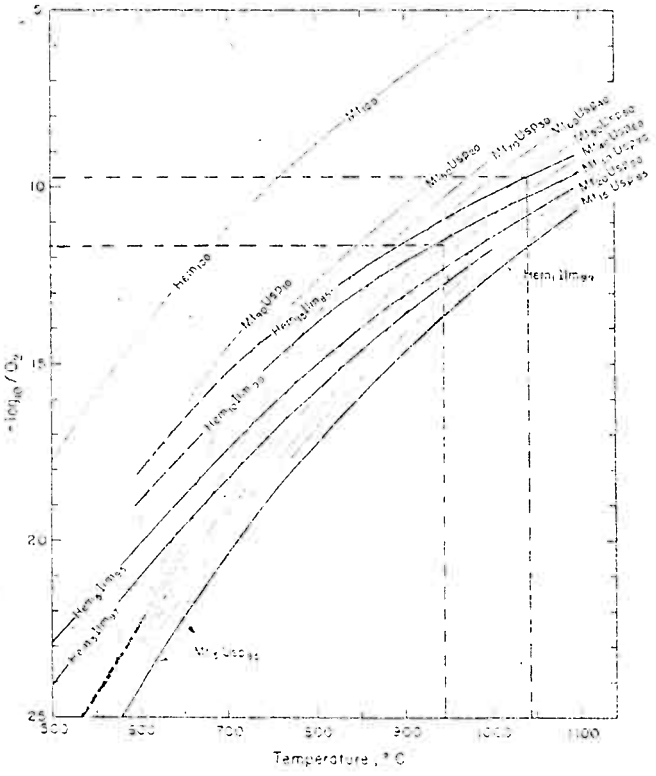


Fig. 24. Mt_{ss} - Ilm_{ss} likevekter etter Buddington & Lindsley (1964).

Koeksisterende pyroksener

Wood & Banno (1973) og Perchuk (1975) har utviklet hvert sitt geotermometer basert på fordelingen av Mg og Fe mellom koeksisterende klinopyroksen-orthopyroksen.

[illegible]

skjellige temperaturer på de samme pyroxenparene, men det ser ut til å være en viss korrelasjon mellom dem. En ting som er felles for begge er at de gir lavere temperatur når X^{px}_{Fe} øker.

Beregnete temperaturer etter disse to metodene er gitt i tabell 32 og 33.

Forekomsten i Lonkanfjord, som er påvirket av Raftsund mangeritten gir temperaturer fra 820-960°C med Wood & Banno's metode, og 725-870°C med Perchuk's metode.

I de andre forekomstene er spredningen mindre (p.g.a. færre prøver?), men temperaturene beregnet ut fra Perchuk ligger konsekvent ca. 100° lavere enn de fra Wood og Banno.

Temperaturene som er beregnet ut fra Wood & Banno's geotermometer divergerer en del fra de temperaturer Glassley (1974) har kommet fram til for diopsid-dolomitt isograden som går over Langøy. Hans temperaturer ligger i området 650-675°C for denne isograden, og en noe lavere temperatur for pargasitt-isograden, som i den sørlige delen faller sammen med orthopyroxen isograden i området. Kovvann ligger omtrent på pargasitt og orthopyroxen isograden, og de temperaturene som er beregnet ut fra Wood & Banno og fra Perchuk fra denne forekomsten gir henholdsvis 810-840°C og 710-760°C.

Metz (pers.comm.) sier at han for overgangen diopsid + dolomitt ⟶ forsteritt + calcitt + CO_2 får temperaturer som ligger 50-100° høyere enn Skippen's (1971) data, som Glassley bygger på. Ved det trykk som antaes å ha eksistert under granulittfacies metamorfosen i Lofoten-Vesterålen, vil diopsid-dolomitt isograden ligge på ca. 700-750°C.

Når det gjelder Wood & Banno's geotermometer er det viktig å merke seg at de ikke skiller mellom M_1- og M_2-posisjonene i pyroxenen når det gjelder fordelingen av Mg og Fe^{2+}. De antar at Mg og Fe^{2+} vil fordeles likt mellom de to posisjonene, mens Jensen (1973) har vist at Mg sterkt vil foretrekke M_1-posisjonen, som er den minste.

Fe^{2+} ligger i størrelse mellom de to posisjonene, og vil derfor kunne gå inn i begge.

Verdien av Perchuk's geotermometer er uviss, men temperaturene fra Kovvann ut fra dette synes å stemme godt overens med temperaturene for diopsid-dolomitt isograden.

I de geotermometerene som er benyttet i dette arbeid, er det antatt at trykket har lite å si for fordelingen av elementer mellom forskjellige faser. Trykket som antaes å ha eksistert under granulittfacies metamorfosen i Lofoten-Vesterålen, 8-10 kb, er imidlertid så høyt at det kan ha hatt en innvirkning på elementfordelingen.

Det at det synes å være en sammenheng mellom T_{ber} og X_{Fe}^{OPX} for både Perchuk's og Wood & Banno's geotermometere er også verdt å merke seg. Det kan enten skyldes at termometerene er dårlig kalibrerte for høyere X_{Fe}, eller at det reflekterer at Fe-rike pyroxener ekvilibreres ved lavere temperaturer enn Mg-rike. Hvis dette siste er tilfelle, skulle de Mg-rikeste pyroxenparene gi den temperaturen som ligger nærmest toppen av metamorfosen. Dette vil for Lonkanfjord gi (prøve 003) 980±50°C (usikkerheten er oppgitt av Wood & Banno) med Wood & Banno's termometer, og 870°C med Perchuk's termometer.

Sammenligner man med temperaturen som er beregnet ut fra koeksisterende mt-ilm fra samme forekomst, 1040±50°C, ser man at det gir Wood og Banno's termometer et atskillig bedre resultat enn Perchuk's. Dette også sett på bakgrunn av at hele Lonkanfjord-forekomsten er omgitt av Raftsund manseritten og er termisk påvirket av denne. Griffin et al. (under trykking) har estimert krystallisasjonstemperaturen for Raftsund manseritten til 900±100°C, noe som altså stemmer godt overens med de temperaturer som her er beregnet for Lonkanfjord.

Tabell 32. Temperaturberegninger basert på koeksisterende opx-cpx etter Wood & Banno (1973)

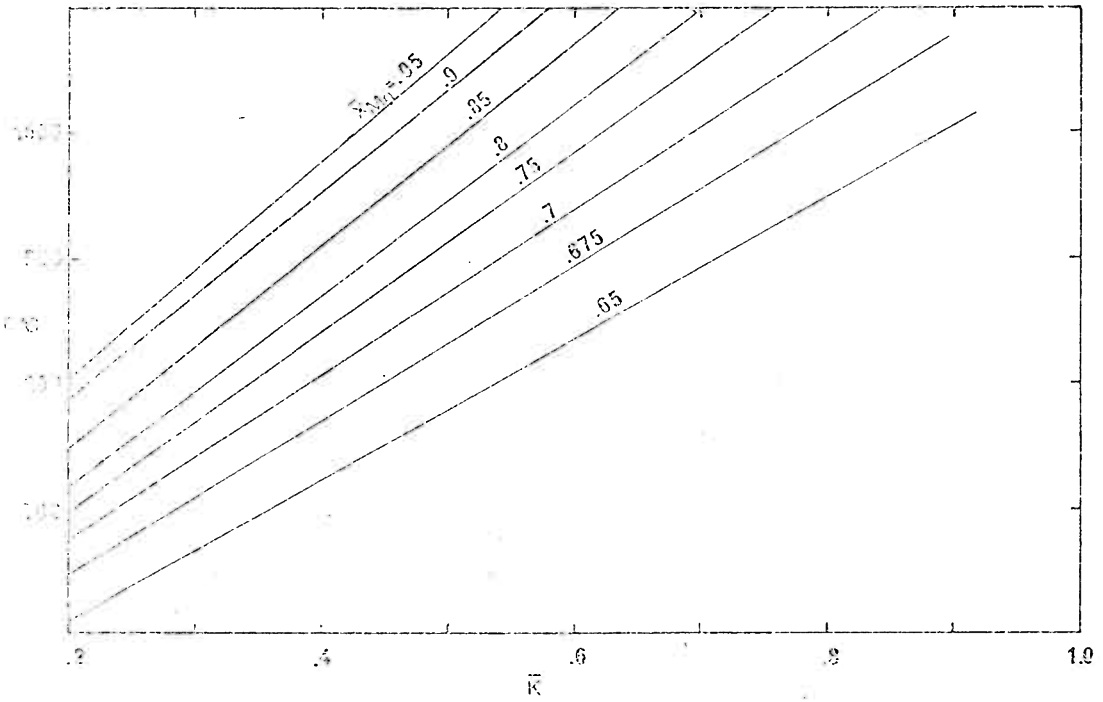
Prøve	X_{Fe}^{opx}	$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}$	$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}$	T (°C) ±60
003	0.123	0.044	0.731	950
047	0.498	0.036	0.220	829
017	0.195	0.036	0.308	890
015	0.230	0.046	0.534	915
050	0.392	0.046	0.340	862
032	0.405	0.073	0.316	924
051	0.466	0.030	0.255	872
052	0.471	0.037	0.253	820
013	0.578	0.051	0.147	739
069	0.810	0.007	0.029	780
Ko3	0.345	0.027	0.389	807
Ko4	0.365	0.037	0.365	840
Ko5	0.359	0.028	0.376	809
LA5	0.642	0.022	0.101	803
LA9	0.358	0.035	0.384	850
LA13	0.710	0.014	0.077	771
Å4	0.375	0.045	0.352	857
Å7	0.371	0.039	0.356	845
SM5	0.349	0.034	0.414	826
SM7	0.334	0.039	0.432	845
SM10	0.374	0.028	0.371	801
SM13	0.402	0.031	0.294	824
M12	0.506	0.056	0.212	885

Tabell 35. Temperaturberegninger basert på koeksisterende opx-cpx etter Perchuk (1973)

Prøve	$\bar{X}_{Mg}$	$\bar{K}$ $(FeO)^{cpx}/FeO^{opx}$ wt%	T°C
003	0.91	0.294	870
017	0.85	0.236	770
015	0.82	0.290	790
050	0.68	0.354	755
082	0.65	0.424	725
Ko3	0.75	0.226	710
Ko4	0.70	0.341	760
Ko5	0.73	0.260	730
Å6	0.68	0.352	745
Å7	0.69	0.340	750
SM6	0.74	0.236	720
SM7	0.73	0.214	710
SM10	0.74	0.199	695
SM13	0.70	0.273	720
LA9	0.69	0.341	760

$$\bar{X}_{Mg} = \frac{1}{2}(X^{cpx}_{Mg} + X^{opx}_{Mg}) \qquad X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$$

$$\bar{K} = \frac{(FeO)^{cpx}\ wt\%}{FeO^{opx}\ wt\%} = -\exp\left[\frac{\Delta\bar{G}^{cpx}_{FeO} - \Delta\bar{G}^{opx}_{FeO}}{RT}\right]$$



[illegible] Mrebbels opx - opx geotermometer.

Oksygenfugasiteten i Raftsund mangeritten

I prøve 082 er paragenesen olivin-orthopyroxen-magnetitt-ilmenitt, og i en prøve av Raftsund mangeritten (069) er paragenesen den samme. Begge disse prøvene er tatt omtrent på grensen mellom mangeritt og metasuprakrustaler, og man kan derfor anta samme ekvilibrerings-temperatur for Fe-Ti-oksydene i de to prøvene. I og med at både sammensetningen av ilmenitten i prøve 069 og temperaturen fra mt_{ss}-ilm_{ss} i prøve 082 er kjent, kan man ut fra fig. 24 finne f_{O_2} og den opprinnelige sammensetningen av mt_{ss} i prøve 069 ved likevekt mellom de aktuelle Fe-Ti-oksydene.

	Ilm_{ss}	T^oC	Mt_{ss}	log f_{O_2}
069	Ilm_{92}	1040	Mt_{17}	- 11.3

Disse verdiene, som ligger nær opptil det Griffin et al. (under trykking) har kommet fram til for Raftsund mangeritten, vil sammen med andre analyseresultater, bli brukt i det følgende.

Beregning av P_T ut fra koeksisterende olivin-orthopyroxen-magnetitt

Williams (1971) gir en metode for å beregne trykket for en bergart ut fra sammensetningen av koeksisterende olivin, orthopyroxen og magnetitt når T og f_{O_2} er kjent. Metoden bygger på eksperimentelle data for systemet Fe-MgO-SiO_2-O_2.

Utgangspunktet blir her tatt i reaksjonen

$$Fe_3O_4 + 3FeSiO_3 \rightleftharpoons 6FeSiO_2 + \tfrac{1}{2}O_2$$

Reaksjonskonstanten, K_{OMP} er gitt ved

$$K_{OMP} = \frac{f_{O_2}^{\frac{1}{2}} \cdot a_{fa}^{6}}{a_{fs}^{3} \cdot a_{mt}} \qquad (1)$$

der a_{fa} = aktiviteten av fayalitt i olivin

a_{fs} = aktiviteten av ferrosilitt i orthopyroxen

a_{mt} = Fe_3O_4 i magnetitt-ulvøspinell fasen

For å kunne bergne P ut fra de gitte data, går man ut fra ligningen

$$\log K_{OPM} = \frac{A}{T} + B + \frac{C(P-1)}{T} \qquad (2)$$

hvor $A = -\Delta H_r/2.303R$ og $B = \Delta S_r/2.303R$.

Ved å kombinere ligning (1) og (2) kan man så beregne P når temperatur, oksygenfugasitet og sammensetningen av olivin, orthopyroxen og magnetitt er kjent.

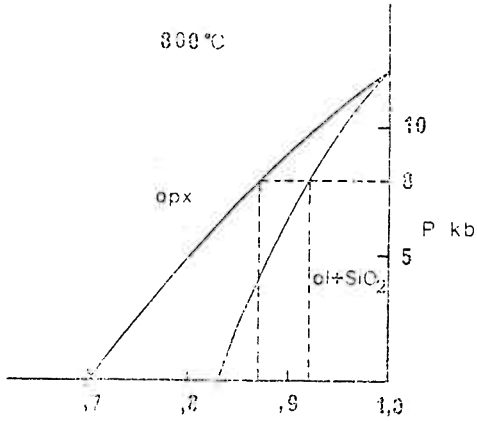
I tabell 34 er dette satt opp skjematisk for prøvene 069 og 082:

	X^{ol}_{Fa}	X^{opx}_{Fs}	X_{Mt}	$T^{o}C$	$\log f_{O_2}$	P (kb)
069	0.92	0.87	0.17	1040	- 11.3	9.5
082	0.56	0.42	0.49	1040	- 9.6	10.5

Etter dette skulle P_T i Lonkanfjord ligge på ca. 10 kb. Ut fra de temperaturer som er beregnet ut fra Wood og Banno's geotermometer og som skulle angi ekvilibreringstemperaturen for pyroxenene (og olivinene) i prøvene 069 og 082 (henholdsvis 780±60 og 925±60°C), er den her anvendte temperaturen (1040±50°C) noe for høy. Trykkestimate gir likevel en indikasjon på hvilken størrelsesorden trykket under metamorfosen (og ved intrusjonen av Raftsund mangeritten) var på.

Smith (1971) gir også en metode for beregning av trykk for koeksisterende jernrike oliviner og orthopyroxener (fig. 26). I prøve 069 er olivinen en Fa_{92} og orthopyroxenen en Fs_{87}. Dette gir etter fig. 26 P ~ 11.5 kb ved 1050°C og P ~ 8 kb ved 800°C.

I prøve 219 fra Vestpolltind er det koeksisterende Fe-Mn-rike orthopyroxener og pyroxferroitter og kvarts. Orthopyroxenen er både ekstremt Mn-rik og ekstremt Mg-fattig. Dersom en her setter $Fe^{2+} \equiv Mn^{2+}$, er dette en ren orthoferrosilitt. Stabilitetsområdet for orthoferrosilitt er [illegible] i fig. 27 ([illegible], 1971).



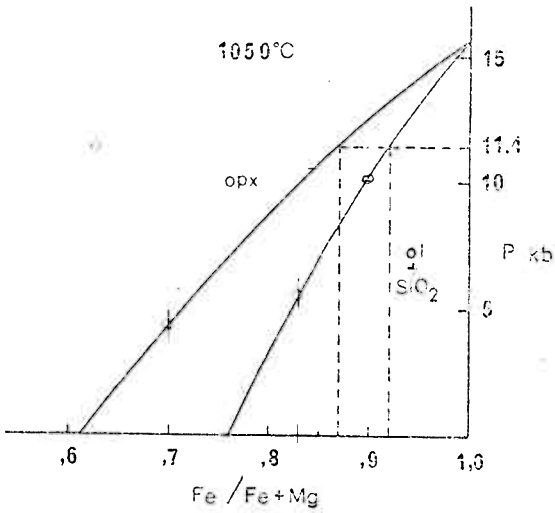


Fig. 26. Stabilität [illegible]
[illegible] (Smith 1974).

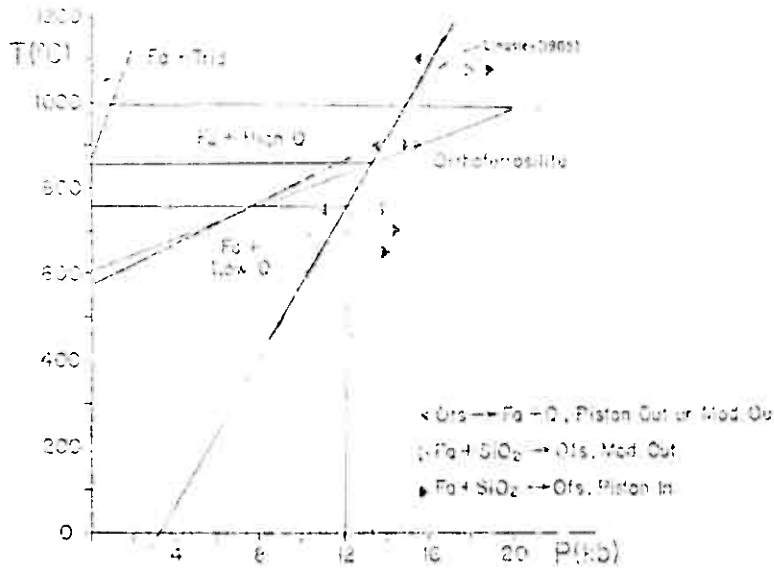


Fig. 27. P-T-relasjoner i systemet $FeO-SiO_2$ (Smith, 1971).

Ut fra dette og den temperaturen som er funnet for metamorfosen i Vestpolltind (940±50 for mt-ilm og 870±60 for opx-opx i prøve 712) skulle trykket under metamorfosen ha ligget på ca. 14 kb. Dette synes imidlertid å være alt for høyt.

Hvilken rolle inntreden av Mn i gitteret har for stabiliteten av orthoferrosilitt, er uklart, men ut fra partisjonskoeffisient diagrammer (Jensen, 1973) passer Mn^{2+} bedre inn i M_2-posisjon i orthopyroxen-gitteret enn Fe^{2+}. Dette kan tyde på at orthoferrosilit vil stabiliseres ved lavere P-T-forhold når Mn^{2+} inngår i gitteret. Fe^{2+} ligger i størrelse midt mellom M_1- og M_2-posisjonene og kan følgelig gå inn i begge posisjoner, mens Mn vil foretrekke M_2-posisjonen.

Knebelitt, $(Fe,Mn)_2SiO_4$, har ikke vært stabil sammen med kvarts ved de p-T-forhold som eksisterte under metamorfosen. Men samtidig har ikke orthopyroxen med det samme Mn/Fe forhold vært stabil, og heller ikke en pyroxferrolitt. Dette må være årsaken til at en har fått dannet to $(Fe,Mn)SiO_3$-faser med noe forskjellig Mn/Fe forhold. Hvis oksygenfugasitten (f_{O_2}) hadde vært høyere, ville det vært mindre [illegible] [illegible] Mn/Fe^{2+}-forholdet hadde

da vært høyere og pyroxferroitt ville sannsynligvis være den eneste fasen; og omvendt, hvis f_{O_2} hadde vært lavere, ville en ha fått bare orthopyroxen.

Paragenesen olivin-plagioklas som P-T-indikator

Green & Ringwood (1967) har satt grensen mellom "low pressure" og "medium pressure" granulittfacies ved øvre stabilitet for paragenesen plagioklas-olivin i en basaltisk bergart med $100Mg/Mg+Fe^{2+}$ = 60. Prøve 082 fra Lonkanfjord er av basaltisk sammensetning, $100Mg/Mg+Fe^{2+}$ = 66, og den kan derfor sammenlignes med Green & Ringwood's utgangsbergart. Prøve 082 inneholder også paragenesen plagioklas-olivin-orthopyroxen. Andre basaltiske bergarter fra samme lokalitet med $100Mg/Mg+Fe^{2+} \sim 60$ inneholder paragenesen plagioklas + orthopyroxen. Dette tyder på at bergartene ligger på grensen mellom "low pressure" og "medium pressure" granulittfacies. Man kan derfor gå inn i P-T-diagrammet (fig. 5) og finne P-T-forholdene ved overgangen fra "low pressure" til "medium pressure" granulittfacies.

Går man ut fra ekvilibreringstemperaturen for Fe-Ti-oksydene i bergarter, 1040±50°C, gir dette et P = 9.7±0.8 kb, mens det for ekvilibreringstemperaturen for de koeksisterende pyroxenene i bergarten 925±60°C gir 8.1±0.8 kb. Disse trykkestimatene ligger i samme område som de som er beregnet etter Williams (1971) og Smith (1971).

Retrograd metamorfose

Metamorfe betingelser

Ut fra mineralparageneser og mineralkjemi vil de metamorfe betingelsene under den sekundære metamorfosen i Vestpolltind blir diskutert.

Kvartsbåndet hematittmalm

Mineralparagenesene i den kvartsbåndete hematittmalmen i Vestpolltind indikerer sterkt oksyderende forhold (hematitt-paragenesen). Hematitten inneholder opptil 5 [illegible] Mn_2O_3, og jacobsitten opp[illegible]

20 wt % Mn_2O_3*. Treverdig mangan er altså tilstede i relativt store mengder. Foruten oksydene inneholder også piemontitten opptil mer enn 10 wt % Mn_2O_3. Jern foreligger hovedsaklig som treverdig. f_{O_2} må altså ligge mellom Mt-Hm-bufferen og Mn_3O_4-Mn_2O_3-bufferen, sannsynligvis nærmere den første (fig. 28).

I en av prøvene, 09, er sillimanitt tilstede. Dette tilsier at bergartene ligger i sillimanittsonen (dvs. øvre del av amfibolitt-facies eller granulittfacies).

I prøve 09 er det også funnet sekundær kyanitt etter sillimanitt, og sekundær phengitt. Dette tyder på en retrograd prosess eller to metamorfoser, en granulittfacies og en lavere, i området, der P har vært relativt konstant mens T har sunket. En har da gått fra sillimanittsonen over i kyanittsonen. Det at en finner både sillimanitt og kyanitt i samme bergart, behøver ikke å indikere at en ligger på likevektskurven for overgangen sill → ky. P.g.a. at denne overgangen er treg, kan en finne sillimanitt metastabilt i stabilitetsområdet for kyanitt.

---

* Det er her regnet med at alt Fe i jacobsitten foreligger som Fe^{3+}, idet Fe^{2+} oksyderes lettere enn Mn^{2+}. Dette er imidlertid en grov antagelse, i og med at Fe_3O_4-Fe_2O_3-bufferen ligger mellom MnO-Mn_3O_4 og Mn_3O_4-Mn_2O_3-bufferen. Det er derfor riktigere å anse jacobsitten som en Fe_3O_4-Mn_3O_4-solid solution.

Velde (1967) har diskutert phengitt-stabiliteten som en funksjon av Si^{4+}-innholdet. Ren muskovitt har et Si^{4+}-innhold på 3.0 $[KAlAlSi_{3.0}O_{10}(OH)_2]$. Når innholdet av Mg og Fe^{2+} øker, vil også innholdet av Si^{4+} øke. Velde (1967) mener at i et system som er mettet på K, Al, $Mg(Fe^{2+})$, og Si, vil en phengitts sammensetning være avhengig kun av de rådende P-T-betingelser. Ut fra eksperimentelle resultater (Velde, 1965) har han tegnet opp stabilitetskurver for phengitter med forskjellige innhold av Si^{4+} i et P-T-diagram (fig. 29).

Brown (1968) mener derimot at variasjonen i Si^{4+}-innholdet i phengitt er sterkt avhengig av bergartskjemien, og at Si^{4+}-innholdet ikke er definert entydig ved gitte P-T-forhold. Hæck (1974) antyder omtrent det samme.

Guidotti (1969) konstaterer at Si^{4+}-innholdet i phengitt avtar med avtakende metamorfose, eller øker med P el. P_{H_2O}. Bruken av phengitt-innholdet i muskovitt som metamorf indikator vil imidlertid bare være brukbar i spesielle begrensete mineralselskaper (Guidotti, 1969, 1973). Råheim (1974) viser at i et metamorft område viser phengitten ingen variasjon i Si^{4+}-innholdet med variasjon i whole rock-kjemien. Dette skulle tyde på at man kan bruke Si^{4+}-innholdet i phengitt som indikator for P-T-forhold i metamorfe områder dersom det er rik tilgang på elementer som Mg, Al, Fe og Si.

I prøve 39 er det ved siden av phengitt også phlogopitt, sillimanitt (→ kyanitt) og kvarts, så systemet skulle være mettet m.h.t. de foran nevnte komponenter. Phengitten skulle derfor gi P-T-relasjoner for en retrograd metamorfose i området. EMP-analyser av phengitten viser at den inneholder $Si_{3.2}$, og en har da P-T-relasjonene uttrykt ved kurve $Si_{3.2}$ i Fig. 29. For å finne de riktige P-T-forholdene må en enten kjenne P eller T for metamorfosen, eller en må ha andre likevektskurver som skjærer phengitt-isoaraliter-

kurven. Likevektskurven mellom sillimanitt og kyanitt kan brukes. Den skjærer ikke stabilitetskurven for phengitten i Ø9, men fører til at temperatur-intervallet kan bestemmes til ±50°C ved P = 10 kb.

Når det gjelder prøve Ø17, er det sannsynlig at den nåværende paragenesen magnetitt-almandin-kvarts er frankommet ved den samme metamorfe hendelsen som har ført til overgangen sill-ky og dannelsen av phengitt i prøve Ø9. Rester av hercynitt (ikke i kontakt med kvarts) støtter opp under dette.

Hvis de tidligere antakelser som er gjort (under: Metamorfosegangen ...) holder, kan man bruke resultatene fra Hsu (1968) for å komme fram til P-T-forholdene under den retrograde prosessen i Vestpolltind området. Man kan også få en minimumstemperatur for toppen av den prograde metamorfosen, dersom en bruker de trykk-estimater som er beregnet for Lonkanfjord. P_T er der beregnet til å ligge mellom 8 og 10 kb.

Antar man at oksygenfugasiteten har ligget omkring FMQ-tufferen (noe som er rimelig å anta), kan man bruke kurvene til Hsu (Hsu, 1968, fig. 7, p. 81) og Richardson (1968, fig. 6, p. 483) for å vise P-T-relasjonene for de forskjellige fasene i systemet Fe-Al-Si-O-H.

Disse kurvene kan man ekstapolere til høyere P-T-forhold, og sette dem sammen med stabilitetskurven for phengitten i Ø9 (fig. 30).

P-T-kurven for nedbrytning av almandin til Fe-kloritt+kvarts+magnetitt skjærer stabilitetskurven for phengitt ($Si_{3.2}$) i P = 8.5 kb og T = 630°C. Dette vil representere minimumsverdier for den retrograde metamorfosen. Samtidig er kyanitt den stabile Al_2SiO_5-fase. (Ø3). Ved 8.5 kb gir dette en maksimumstemperatur på 740°C. Ved 10 kb vil temperaturen ligge mellom 680 og 800°C.

Den øvre stabilitetsgrensen for almandin ved FMQ-bufferen er representert ved reaksjonen:

$$\text{alm} \rightleftharpoons \text{He-Mt} + \text{qtz} \ .$$

Likevektskurven for denne reaksjonen går gjennom P = 8.5 kb, T = 950°C og P = 10 kb, T = 960°C. Denne likevektskurven er imidlertid svært usikker. Den er ikke bestemt ved høyere trykk enn 4 kb (Richardson, 1968), og ekstrapoleringen kan ha ført til store avvik fra det som er riktig.

En annen ting som må taes i betraktning er at i alle disse forsøkene er $P_f = P_{H_2O} = P_T$, mens systemene i prøvene 48 og 317 representerer et tørrere system.

Den fluide fasen i metamorfe bergarter består hovedsaklig av H_2O og CO_2. I granulittfacies bergarter er vanligvis $X_{CO_2} > X_{H_2O}$, eller iøvrigt er $P_{H_2O} < P_T$. Prøve 317 representerer et tørt system (ingen H_2O-holdige faser), mens 38 inneholder phlogopitt og phengitt som H_2O-holdige faser. P_{H_2O}/P_T vil da være større i 38 enn i 317. Kurven for phengitt-stabilitet etter Velde (1967) vil da være "riktigere" enn kurvene for almandin-stabilitet (Hess, 1968; Richardson, 1968) slik som de er brukt her på de to systemene. Velde (1967) har også vist at hvis $P_{H_2O} < P_T$ vil dette ha liten innvirkning på stabilitetskurven for phengitt.

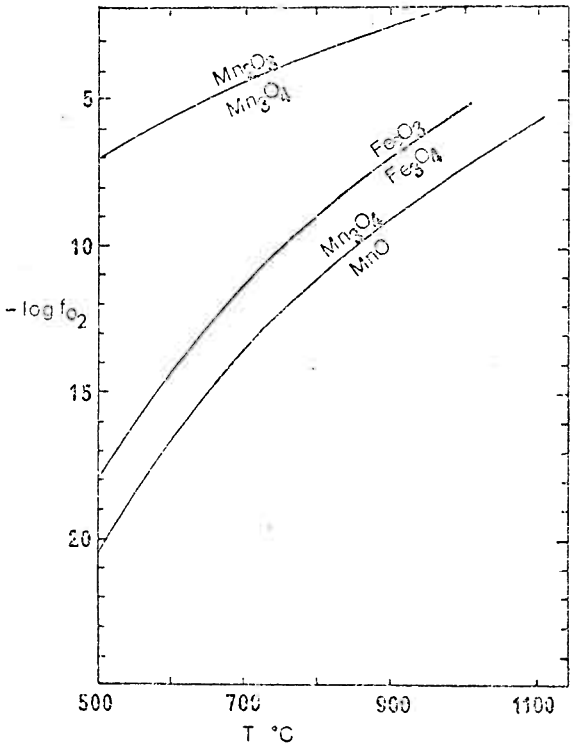


Fig. 28. Plot av f_{O_2} mot T för buffersystemen MnO-Mn_3O_4 (Hahn & Muan, 1960), Fe_3O_4-Fe_2O_3 (Eugster & Wones, 1962) och Mn_3O_4-Mn_2O_3 (Coughlin, 1954).

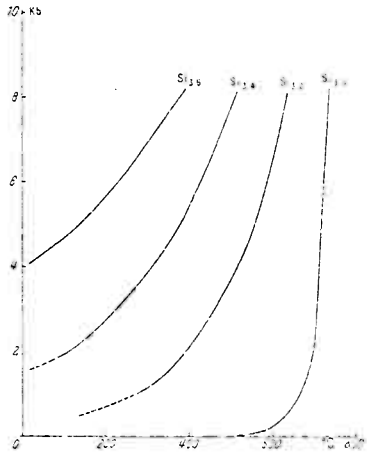


Fig. 29. Stabilitetskurver for forskjellige phengittiske micaer (Velde, 1967).

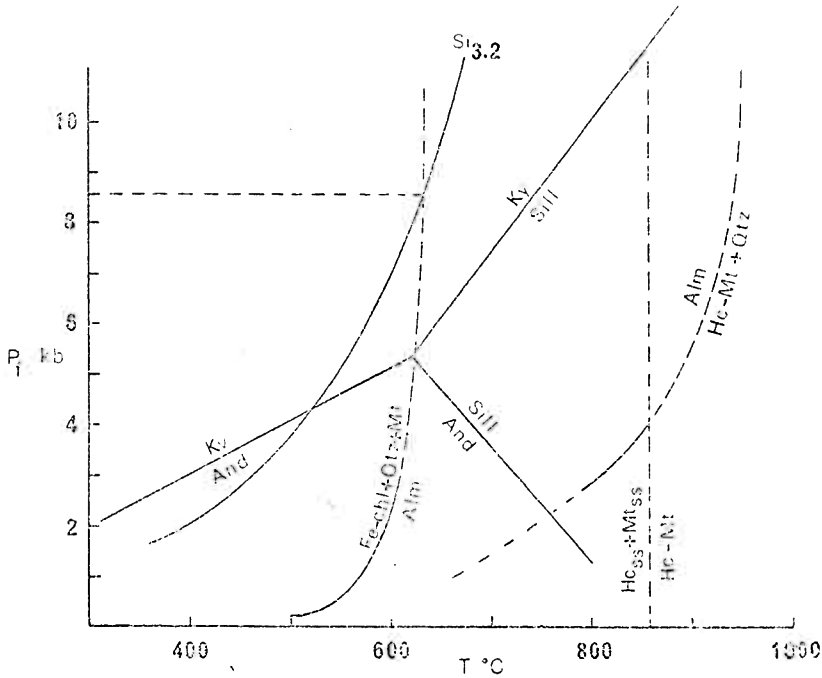


Fig. 20. Stabilitetsrelasjoner i systemet FeO - Fe_2O_3-Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O.- P - T. Stabilitetskurve for phengitt ($Si_{3.2}$) etter Velde 1967; stabilitet av Al_2SiO_5 etter Richardson et al. (1968, 1969). Stabilitet av almandin etter Hsu (1968) og Richardson (1968).

Oppsummering av de metamorfe betingelsene

Man kan oppsummere de metamorfe betingelsene under granulittfacies-metamorfosen (1650m.y.) i Lofoten-Vesterålen slik:

Ut fra fordelingen av elementer mellom koeksisterende faser synes det å ha eksistert temmelig like P-T-forhold over hele området.

Temperaturberegninger basert på koeksisterende magnetitt$_{ss}$-ilmenitt$_{ss}$ og klinopyroxen-orthopyroxen gir følgende verdier:

Kovvann, Lahaugen, Åsan og Smorten: 770-860°C (W & B) eller 685-760 (Perchuk).

Vestpolltind: 840±50 (Mt-ilm) og 885±30 (W & B).

Lonkanfjord: 1040±50 (Mt-ilm) og maks. 960±30 (W & B).

Lonkanfjord og Vestpolltind forekomstene gir begge høyere temperaturer enn de øvrige. For Lonkanfjords vedkommende skyldes dette at forekomsten er termisk påvirket av Raftsund mangeritten.

Foruten de temperaturestimatene som er gjort utfra mt-ilm og opx-opx i Vestpolltind, indikerer koeksisterende kvarts + hercynitt (prøve 217) også en høy temperatur (900-950°C). Disse høye temperaturene kan indikere at også denne forekomsten er termisk påvirket av Raftsund mangeritten.

Ellers har temperaturen i området ligget på mellom 800 og 850°C (Wood & Banno) eller 710-780°C (Perchuk). Hvilken av disse temperaturer som er mest riktige, er det vanskelig å avgjøre. De viser imidlertid at temperaturen har vært temmelig konstant over hele området, når en ser bort fra Lonkanfjord og Vestpolltind.

Trykkestimater fra Lonkanfjord indikerer et totaltrykk under metamorfosen på minst 8 kb. Trykket har sannsynligvis ligget på mellom 8 og ~10 kb, som tilsvarer en dybde på mellom 25 og 30 km. Dette gir en temperaturgradient på ca. 35°C/km.

Metamorfe betingelser under den sekundære metamorfosen i Vestpolltind

Ut fra de sekundære mineralselskaper i prøve 19 og 117 er de metamorfe betingelsene under den sekundære metamorfosen beregnet til T = $\sim 530^{\circ}$ ved minimum 8.5 kb.

Dette trykket stemmer godt overens med de trykkestimater som er gjort for Lonkanfjord. Det er derfor nærliggende å anta at de sekundære mineralselskapene i Vestpolltind området skyldes en tilnærmet isobar avkjøling.

Konklusjon

Ut fra de data som er kommet fram under studiene av de høymetamorfe jernformasjonene i Lofoten og Vesterålen, er det mulig å sette opp en sannsynlig modell for disse malmenes dannelsesmåte og -miljø, opprinnelige natur, metamorfe historie og metamorfe betingelser.

Dannelsesmåte og miljø

De båndete jernmalmene som er undersøkt i forbindelse med dette arbeid, er alle assosiert med metavulkanitter. Det er derfor sannsynlig at malmene har en genetisk relasjon til disse, dvs. at den vulkaniske aktivitet var jernkilden. Bergartene er sannsynligvis dannet i et marint miljø (bor i prøve Ø16 og Ø17 fra Vestpolltind tyder på dette).

Regionalt kan man dele inn de dominerende assosierte bergartene på følgende måte fra øst mot vest:

Vestpolltind: Marine K-rike metatuffer/-tuffitter

Lonkanfjord og Kovvann: Basiske metavulkanitter

Lahaugen og Åsan: Intermediære metavulkanitter

Smorten-Jørendal: Marine Na-rike til alkali-intermediære metatuffer/-tuffitter.

Når det gjelder bergartene i Matmoderen, er disse vanskelig å plassere da de i en stor grad er metasomatisk omvandlet. Det som imidlertid dominerer her er kvartsofeltspatiske bergarter, sammen med omvandlete kalksteiner. Ut fra kjemien som er gjort på bergartene fra Matmoderen er det imidlertid umulig å si noe om deres opprinnelse, bortsett fra kalksteinene. De kvartsofeltspatiske bergartene kan altså enten være av sedimentær eller magmatisk opprinnelse. En ting som kan peke i retning av magmatisk opprinnelse er likhetene mellom malmene i Matmoderen og Smorten. De kan representere samme horisont, og altså samme vulkanske virksomhet.

Green & Jorde (1971) nevner kvartsbåndete magnetittmalmer på Moskenesøy i forbindelse med intermediære gneisser. Disse kan sammenlignes med tilsvarende i Åsan og Lahaugen.

Det kan derfor konkluderes med at de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen er av en exhalativ sedimentær opprinnelse.

Man kan også ut fra de metamorfe mineralselskapene i de forskjellige malmforekomstene anta en forskjell i opprinnelige facies. Dette kan skjematisk settes opp på følgende måte:

Metamorf	Opprinnelige facies
<u>Vestpolltind</u>	
Kvarts-Mn-silikat-båndet hematittmalm	Fe-Mn-oksyd-silikat-silica facies
Kvarts-Fe-Mn-silikat båndet magnetittmalm	Fe-oksyd-Fe-Mn-karbonat-silica facies
<u>Lonkanfjord-Kovvann</u>	
Ca-Mg-båndet magnetittmalm	Fe-oksyd-karbonat facies
<u>Lahaugen-Åsan</u>	
Kvartsbåndet magnetittmalm	Fe-oksyd-silica facies
<u>Matmoderen-Smorten-Jørendal</u>	
Silikatbåndet magnetittmalm	Fe-oksyd-silikat facies

Det ser altså ut som om det er en sammenheng mellom typer av ekstrusiver og de assosierte jernmalm facies.

De K-rike metatuffene/tuffittene er assosiert med Mn-rike båndete jernmalmer av opprinnelig oksyd-silikat-silica-(karbonat)- og oksyd-karbonat-silica-facies. De basiske metavulkanittene er assosiert med malmer av oksyd-karbonat facies. De intermediære metavulkanittene er assosiert med oksyd-silica-facies malmer og de Na-rike til alkaliintermediære metatuffene/-tuffittene er

assosiert med oksyd-silikat-facies jernmalmer.

De kvartsbåndete malmene på Moskenesøy (Green & Jorde, 1971) faller også inn i dette mønsteret.

Heier (1960) stiller spørsmålet om disse båndete jernmalmforekomstene kan representere en og samme horisont, som ved tektoniske bevegelser er brutt opp i mindre, isolerte forekomster. Ut fra at de forskjellige forekomstene representerer forskjellige facies av jernformasjoner, og at disse er assosiert med forskjellige metavulkanitter, er det rimelig å anta at ihvertfall de forskjellige typene representerer forskjellige horisonter, mens samme type kan representere en og samme horisont. Dette siste er det imidlertid umulig å si noe sikkert om ut fra de foreliggende data.

Således kan altså Lonkanfjord og Kovvann representere samme horisont. Det samme gjelder Lahaugen og Åsan, og Matmoderen og Smorten-Jørendal.

Sammenligning med de mellomsvenske jernmalmene

De båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen og de assosierte metasuprakrustalene kan til en viss grad sammenlignes med tilsvarende bergarter i de mellomsvenske jernmalmfelter (leptitt/helleflint-formasjonen).

Sundius (1923) og Magnusson (1970) deler inn leptitt-/helleflint-formasjonen i en undre del som vesentlig består av Na-rike bergarter av vulkanogen opprinnelse (tuffer), og en øvre del som vesentlig består av K-rike bergarter. Disse siste antaes også å være av vulkanogen opprinnelse. Over leptittformasjonen følger sure til basiske effusiver/intrusiver (lavaer og sills), og over disse igjen sedimentære bergarter (grå vakker, grå og grønne skifere og svartskifere rike på grafitt og pyrit (Magnusson, 1970).

Malmene som er assosiert med de Na-rike leptittene/helleflintene i Mellomsverige er Na-fattige båndete magnetitmalmer med vek[illegible]

lag av kvarts ± Al-holdige silikater ± karbonater. (Magnusson, 1970) Disse kan sammenlignes med malmene på Matmoderen og Smorten-Jørendal

Linser og lag av kalksteiner og dolomitter opptrer også i den mellomsvenske leptitt/helleflint-formasjonen. Disse er representert i Matmoderen og Smorten/Jørendal området ved kalksteiner og kalk-magnesium-jern-silikat bergarter.

Vekselagring mellom magnetitt og leptitt er et vanlig fenomen i Mellomsverige, og det er også observert på Smorten.

I forbindelse med de K-rike vulkanittene i Mellomsverige opptrer Mn-rike jernmalmer. Disse består av to hovedtyper, en jaspis-båndet hematitt-malm og en kvarts/Fe-Mn-karbonat-båndet magnetitt-malm (Magnusson, 1970). Disse er så å si identiske med malmene som opptrer i Vestpolltind, men malmene her er av høyere metamorfose-grad.

De Mn-holdige jernmalmene i Vestpolltind kan altså sammenlignes med de tilsvarende i Mellomsverige. Selve malmen er av samme karakter, og de opptrer i samme type bergarter.

Aldersrekkefølgen av de forskjellige "etasjene" i den mellom-svenske leptitt-/helleflint-formasjonen kan skjematisk framstilles slik (Sundius, 1923):

5. Konglomerat
4. Mindre diskordans
3. Skiferetasjen
2. Øvre helleflintetasjen
1. Undre helleflintetasjen

Intrusjon av urgranitter

2a. Intrusjon og delvis ekstrusjon av grønnsteiner

Etasje 1 består av Na-rike leptitter, karbonatbergarter og båndete jernmalmer.

Etasje 2 består av K-rike leptitter og båndete Fe-Mn-malmer.

Etasje 2a består av intermediære til basiske effusiver/intrusiver. Etasje 3 består av grävakker, grå til grønne skifere og svartskifere.

Hvis man ut fra dette forsøker å sette opp en tilsvarende stratigrafi for Lofoten-Vesterålen, ville gneisene i Smorten-Jørendal- og Matmoderen-området være de eldste. De neste bergartene i aldersrekkefølgen ville være enten de K-rike bergartene i Vestpolltind eller de intermediære til basiske bergartene i Åsan, Lahaugen, Kovvan og Lonkanfjord. Som de yngste bergartene, tilsvarende skiferetasjen i Mellomsverige, kan regnes de sedimentære bergartene i Jennestad-området (kalksteiner, grafittskifere etc.).

Om denne stratigrafiske rekkefølgen er riktig, er det ut fra de foreliggende data umulig å si. Det er imidlertid stor likhet mellom de enkelte sekvenser i Mellomsverige og Lofoten-Vesterålen. En mer detaljert undersøkelse av gneisene i Lofoten og Vesterålen er nødvendig for om mulig å få et klarere bilde av de forskjellige bergartstypers utbredelse og genetiske forhold.

Aldersmessig er det også god overensstemmelse mellom de båndete jernmalmene i Lofoten-Vesterålen og de tilsvarende i Mellomsverige.

Metamorf alder av malmene i Lofoten-Vesterålen er ca. 1850 m.y. (Taylor, pers. oppl.). Et lavt initialforhold ($^{87}Sr/^{86}Sr$) tyder på en kort forhistorie for malmene og de omliggende gneiser, og malmenes opprinnelige alder antaes å ligge mellom 2000 og 2200 m.y. (Taylor, pers. oppl.).

Dateringer av synkinematiske mangeritter og granitter i Lofoten-Vesterålen gir 1750-1850 m.y. (Rb/Sr, Taylor, pers. oppl.), mens K/Ar-dateringer av tilsvarende synkinematiske intrusiver (tonalitter granodioritter og granitter) i Mellomsverige gir fra 1750-1[illegible] m.y. ([illegible], 1960). Også her antaes malmene å ha en alder på nøe over 2000 m.y.

Ut fra alle disse likhetspunktene mellom de båndete jernmalmene, de assosierte suprakrustalene og de synkinematiske intrusivene i Lofoten-Vesterålen og i Mellomsverige kan det synes som om disse områder har hatt en ganske lik geologisk utvikling, med den forskjell at de synkinematiske intrusivene i Lofoten-Vesterålen representerer en dypere del av jordskorpen enn de tilsvarende i Mellomsverige.

Av noenlunde samme alder som jernmalmene i Lofoten-Vesterålen er jernmalmene i Sør Varanger antatt å være (J.A.W. Bugge, pers. oppl.). Bugge (1970) antar også at jernmalmene i Lofoten-Vesterålen kan være en vestlig rest av de finnmarkske.

Metamorf historie

Ut fra dateringer foretatt av P.N. Taylor kan man danne seg et bilde av de båndete jernmalmers metamorfe historie. I det følgende vil det gis en kort oversikt over det mulige forløp, fra malmenes avsetning til den siste daterte hendelse, 1100 m.y. siden (P.N. Taylor, pers.oppl.). Interpretasjonene bygger delvis på Griffin (pers.oppl.).

Malmenes alder antaes å ligge mellom 2200 og 1900 m.y. De ble dannet i et område med stor vulkansk aktivitet, og antaes å være av ekshalativ-sedimentær opprinnelse.

Sergartene gjennomgikk en granulittfacies metamorfose, med intrusjoner av synkinematiske mangeritter og granitter for 1850-1750 m.y. siden. En remobilisering av jernmalmene i Smorten-Jørendal og Matmoderen kan sannsynligvis settes i forbindelse med dette. Dette er noe Bugge også har påpekt tidligere (pers.oppl.). Det samme gjelder sekundær kismineralisering i de jernmalmene som ligger i nærheten av mangeritter (Gullhaugfjord, Matmoderen, Smorten-Jørendal). Skarndannelse i Matmoderen må settes i forbindelse med mangeritten på Austvagøy.

Ved 1100 m.y. får en isoklinalfolding av gneiser og mangeritter og en retrograd metamorfose av mangeritter og granulitter. Isoklinalfolding er observert på Smorten og Matroderen. Retrograd metamorfose er observert i Smorten-Jørendal området, Kovvann og Vestpolltind. Disse kan høre til 1100 m.y. hendelsen.

Hendelsesforløpet er skjematisk framstillet i tabell 34.

Når det gjelder de metamorfe betingelsene under hovedmetamorfosen, så tyder temperaturberegningene på at temperaturen har vært noenlunde den samme over hele området (700-850°C), bortsett fra de områder som ligger nær Raftsund mangeritten (Lonkanfjord og Vestpolltind). Disse forekomster synes å være termisk påvirket av Raftsund mangeritten, idet temperaturen her har ligget på ca. 850-950°C.

Trykket har i Lonkanfjord-Vestpolltind-området sannsynligvis ligget på mellom 8 og 10 kb.

Det er også klart ut fra mineralparagenesene fra de foreskjellige områdene at samtlige forekomster er i granulittfacies.

Tabell 34. Jernmalmene og de omliggende bergarters historie kan skjematisk framstilles på følgende måte:

Granulittfacies metamorfose, 1850-1750 m.y.

Isoklinal folding og retrograd metamorfose av gneiser og mangeritter	1100 m.y.
Intrusjon av Lødingen granitter	1450 m.y.
Retrograd effekt påvirker mangerittene på Hamarøy, danner "Tysfjord-granitten"	1600-1450 m.y.
Intrusjon av Raftsund-mangeritten, påvirker suprakrustalene i Lonkanfjord. Metasomatose av kalksteiner, sekundær kismineralisering i jernmalmen	1700 m.y.
Intrusjon av Lofoten-mangeritter, påvirker delvis suprakrustalene i Smorten-Jørendal området. Remobilisering av jernmalmen og sekundær kismineralisering	1775 m.y.
Intrusjon av grå mangeritt på Austvågøy, påvirker suprakrustalene på Matmoderen. Skarndannelse, remobilisering av jernmalmen og sekundær kismineralisering.	1830 m.y.
Avsetning av suprakrustalserier m/båndete jernmalmer.	2200-2000 m.y.

Takk

Jeg vil takke mine veiledere prof. K.S. Heier og Dr. W.L. Griffin for den veiledning de har gitt meg i forbindelse med denne oppgaven. Ved siden av rent faglig veiledning har Griffin også instruert i bruk av electron mikrosonde.

B. Bruun og B. Jensen, begge Min.-Geol. Museum har instruert i bruk av hhv. AA- og XRF-instrumentene.

Jeg vil videre rette en takk til cand.real. L.-R. Neumann, cand.real. E. Tveten og hovedfagsstudentene D. Ormaasen, O. Malm og S. Jacobsen for mange givende diskusjoner angående problemer i forbindelse med oppgaven. En takk også til resten av staben ved Mineralogisk-Geologisk Museum som har ytt sin bistand til å løse forskjellige praktiske problemer.

Videre vil jeg få takke familiene T. Johanssen, Jennegrind og A. Angell, Hopen for deres gjestfrihet i forbindelse med feltarbeidet sommeren 1971.

Til slutt vil jeg rette en spesiell takk til min kone Sonja, som har vært forståelsesfull og hjelpsom under de mange depresjonene.

Referanser

Ananaki, S.& R. Roy, 1963: A new polymorf of Al_2SiO_5 and further studies in the system Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Am. Min. 48, p. 1323-47.

Babcock, L.L., 1966: Manganese minerals from Champion Mine, Marquette County, Michigan. The Compass of Sigma Gamma Epsilon 43, p. 162-70.

Bence, A.E. & A.L. Albee, 1968: Empirical correction factors for electron probe microanalyses of silicates and oxides. Jour. Geol. 76, p. 382-403.

Bonatti, E. & O. Joensuu, 1966: Deep-sea iron deposit from the South Pacific. Science 154, p. 643-45.

Bonnichsen, B., 1969: Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota. Mineralog. Soc. America Spec. Paper 2, p. 217-41.

Boström, K., 1973: The Origin of Iron-Manganese Rich Sediments on Active Ocean Ridges. Contr. Nr. 0000 from the Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami.

Boström, K. & H.T. Peterson, 1966: Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. Econ. Geol. 61, p. 1258-65.

Brown, E.H., 1968: The Si^{4+} content of natural phengites: a discussion. Contr. Miner. Petrol. 17, p. 73-81.

Buddington, A.F. & D.H. Lindsley, 1964: Iron-titanium oxide mineral and synthetic equivalent. J. Petrol. 5, p. 310-61.

Bugge, J.A.W., 1970: Malmgeologisk oversikt over Sydvaranger. Foredrag på bergingeniørmøte i Kirkenes 16/10 1970.

Butler, P. jr., 1969: Mineral Compositions and Equilibria in the Metamorphosed Iron Formation of the Gagnon Region, Quebec, Canada. Jour. Petrol. 10, p. 56-102.

Carstens, C.W., 1939: Kort oversikt over Norges jernmalmforekomster (oxydmalmer). T.U. nr. 16.

Chao, E.C.T. et al., 1970: Pyroxferroite, a new calcium-bearing iron silicate from Tranquility Base. Proc. of the Apollo 11 Lunar Sci. Conf. Vol. 1, p. 65-79.

Clark, S.P., E.C. Robertson & F. Birch, 1957: Experimental Determination of Kyanite-Sillimanite Equilibrium Relation at High Temperature and Pressures. Am. J. Sci. 255, p. 628-640.

Coughlin, J.P., 1954: Contribution to the Data on Theoretical Metallurgy, XII. Heats and Free Energies of Formation of Inorganic Oxides. U.S. Bureau of Mines, Bull. No. 542.

Davidson, L.R. & C.I. Mathison, 1973: Manganiferous orthopyroxenes and garnets from metamorphosed iron formations of the Cue-Yalgoo district, Western Australia. N. Jb. Miner. Mh. 2, pp. 47-57.

Dorr, J.V., 1964: Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol. 59, p. 1203-40.

Draper, R.B., 1935: The synthesis of magnesioferrite and some observations on mineralization. Am. J. Sci. 30, ser. 5, p. 106-1

Eugster, H.P. & D.R. Jones, 1962: Stability relations of the ferruginous biotite, annite. Jour. Petrol. 3, p. 82-125.

Evans, B.W., D.M. Shaw & D.R. Haughton, 1969: Scapolite stoichiomet Contr. Mineral and Petrol. 24, p. 293-305.

Ford, W.E. & W.M. Bradley, 1913: Pyroxmangite, a New Member of the Pyroxene group and its Alteration Product, Skemmatite. Am. J. Sci. 4 ser. v. 36, p. 169-74.

Fredrickson, A.F. & R.C. Reynolds, jr., 1960: How measuring paleosalinity aids exploration. Oil and Gas J. 58, p. 154-58.

French, B.M., 1968: Progressive contact metamorphism of the Biwabik Iron Formation, Mesabi Range, Minnesota. Min. Geol. Surv. Bull. 45, 103 p.

Geijer, P. & N.H. Magnusson, 1944: De Mellansvenska Järnmalmernas Geologi. S.G.U. Ser. Ca. No. 35.

Glassley, W., 1974: Diverging Isograds in a Granulite Facies Terrane: Implications for the Orthopyroxene Isograd. Contr. no. 106 in the Norwegian Geotraverse Project. Unpubl.

Granger, H.C. & R.B. Raup, 1964: Stratigraphy of the Dripping Spring Quartzite, Southeastern Arizona. U.S.G.S. Bull. 1183.

Green, D.H. & A.E. Ringwood, 1967: An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta 31, p. 767-833.

Green, T.H. & K. Jorde, 1970: Geological notes on Vestvågøy, Lofoten. Unpubl.

Green, T.H. & K. Jorde, 1971: Geology of Moskenes, Lofoten, North Norway. N.G.U. 270, p. 47-76.

Griffin, W.L., K.S. Heier, P.N. Taylor & P.W. Weigand, 1974: General Geology, Age and Chemistry of the Raftsund Mangerite Intrusion, Lofoten-Vesterålen. N.G.U. 312 p. 1-30 (under trykkin

Griffin, W.L. & G.B. Morey, 1964: The Geology of the Isaac Lake Quadrangle, St. Louis County, Minnesota. Min. Geol. Surv. Univ. of Minnesota, SP-8.

Gross, G.A., 1961: Metamorphism of iron-formations and its bearing on their beneficiation. Canadian Min. and Metall. Bull. 54, nr. 545, p. 30-37.

Gross, G.A., 1979: The depositional environment of [illegible] of Precambrian iron-formations. I: [illegible] and manganese deposit. Proc. of the Clay Symposium 1979, p. 45-[illegible]

Gruner, J.W. & C.A. Thorl, 1937: The occurrence of [illegible] antigorite-talcstar in chalcs and [illegible]. Am. Min. 22, p. [illegible]-15.

Guidotti, C.V., 1968: A comment on Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire. Scotland, by B.C.M. Butler, and its implications for the Phengite Problem. J. Petrol. 10, p. 164-70.

Guidotti, C.V., 1973: Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. Contr. Min. Petrol. 42, p. 33-42.

Gundersen, J.N. & G.M. Schwartz, 1962: The Geology of the metamorphosed Biwabik Iron-Formation, eastern Mesabi district, Minnesota. Minn. Geol. Surv. Bull. 43, 139 p.

Halm, W.C. jr. & A. Muan, 1960: Studies in the System Mn-O: The Mn_2O_3-Mn_3O_4 and Mn_3O_4-MnO Equilibria. Am. J. Sci. 258, p. 66-78.

Harder, H., 1959: Beitrag zur Geochemie des Bors. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. 5, 67,5, p. 123.

Harder, H., 1961: Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Geochim. Cosmochim. Acta 21, p. 284-94.

Heier, K.S., 1960: Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway. N.G.U. 207, 246 p.

Heier, K.S., 1962: The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. N.G.T. 42, p. 157-65.

Heier, K.S., 1966: Upubl. data. Min. Geol. Museum, Oslo.

Howie, R.A., 1955: The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. Trans. Royal Soc. Edinburgh 62, pt. 3, p. 1554-55.

Hsu, L.C., 1968: Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A Model for Garnet Equilibria. Jour. Petrol. 9, p. 40-83.

Höck, V., 1974: Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. Contr. Min. Petrol. 43, p. 261-73.

James, H.L., 1954: Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geology 49, p. 235-93.

James, H.L., 1955: Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. Geol. Soc. Am. Bull. 66, p. 1455-88.

Jensen, D.E., 1973: Patterns of trace element partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta 37, p. 2227-42.

Klein, C., 1966: Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, southwestern Labrador. Jour. Petrol. 7, p. 246-305.

Klein, C. jr., 1974: Changes in Mineral Assemblages with Metamorphism of Some Banded Precambrian Iron-Formations. Econ. Geol. [illegible] p. [illegible].

Kranck, S.H., 1961: A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. Jour. Petrol. 2, p. 137-84.

Kretz, R., 1961: Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. J. Geol. 69, p. 361-87.

Krogh, E.J. (under trykking). Grandidierite, first occurrence in Norway. Contr. to the mineralogy of Norway. N.G.T. 1975.

LaBerge, G.L., 1964: Development of magnetite in iron-formations of the Lake Superior region. Econ. Geol. 59, p. 1313-42.

Larsson, W., 1932: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. Geol. Inst. Upsala 24, p. 47-196.

Leake, B.E., 1964: The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites. Jour. Petrol. 5, p. 238-54.

Lovering, J.F. & J.R. White, 1964: The Significance of Primary Scapolite in Granulitic Inclusions from Deep-seated Pipes. Jour. Petrol. 5, p. 195-218.

Magnusson, N.H., 1960: Age determinations of Swedish Precambrian Rocks. G.F.F. 82, p. 407-32.

Magnusson, N.H., 1970: The Origin of the Iron Ores in Central Sweden. Part I. S.G.U. Ser. C. Nr. 643.

Makanjuola, A.A. & R.H. Howie, 1972: The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from Ile de Croix, Brittany, France. Contr. Mineral. and Petrol. 36, p. 83-112.

Medaris, L.G. jr., 1969: Partitioning of Fe^{++} and Mg^{++} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. Am. J. Sci. 267, p. 345-66.

Morey, G.B. et al., 1972: Observations on the contact metamorphism of the Biwabik Iron Formation, East Mesabi district, Minnesota. Geol. Soc. America Mem. 135, p. 225-84.

Morton, R.D. & M.L. Carter, 1963: On the occurrence of Mn-poor Piemontite and Withamite in Norway. Contr. to the Mineralogy of Norway no. 21. N.G.T. 43, p. 445-55.

Mueller, R.F., 1960: Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. Am. J. Sci. 258, p. 449-97.

Neumann, E.-R. PYROX. Computerprogram for å beregne strukturformeller ut fra et minerals kjemiske sammensetning. Tilgjengelig på Min.-Geol. Mus. Oslo.

Oftedahl, Chr., 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 80.

Perchuk, L.L., 1973: Equilibrium between clinopyroxene and orthopyroxene in igneous rocks (Russ.) Akad. Nauk SSSR. Inst. of experimental mineralogy. Physical and chemical petrology, part III.

Poulsen, A.O., 1952: The Iron Ore Resources of Norway. XIX Congrès Geologique Internat. Alger.

Poulsen, A.O., 1956: The occurrence of manganese ores in Norway. XX Congreso Geologico Internacional, Mexico.

Poulsen, A.O., 1964: Norges gruver og malmforekomster. II Nord Norge. N.G.U. 204.

Richardson, S.W., 1968: Staurolite Stability in a Part of the System Fe-Al-Si-O-H. Jour. Petrol. 9, p. 467-88.

Richardson, S.W., P.M. Bell & M.C. Gilbert, 1968: Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 and 1500°C. Am. J. Sci. 266, p. 513-41.

Richardson, S.W., M.C. Gilbert & P.M. Bell. 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: The aluminum silicate triple point. Am. J. Sci. 267, p. 259-72.

Råheim, A., 1974: Petrology of the Strathgordon Area, Western Tasmania: Si^{4+}-content of Phengite Mica as Monitor of Metamorphic Grade. Under trykking.

Saxén, M., 1925: Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. Fennia 45, p. 18.

Shatskiy, N.S., 1964: On manganiferous formations and the metallogeny of manganese, Paper I. Volcanogenic-sedimentary manganiferous formations. Intern. Geol. Rev. 6, p. 1039-56.

Sheppard, R.A. & A.J. Gude, 1965: Potash Feldspar of Possible Economic Value in the Barstow Formation, San Bernardino County, California. USGS Circ. 500.

Sheppard, R.A. & A.J. Gude, 1973: Boron-bearing potassium feldspar of authigenic origin in closed-basin deposits. USGS Jour. Res. vol. 1, no. 4, p. 377-82.

Sjögren, H., 1908: Om järnmalmarna i granit på Lofoten och om parallellstrukturen hos de randiga torrstenerna. Geol. Fören. förhandl. 30, 5, p. 352-85.

Skippen, G.B., 1971: Experimental data for reactions in siliceous dolomites. J. Geol. 79, p. 457-81.

Smith, D., 1971: Stability of the assemblage Iron-rich Orthopyroxene-olivine-quartz. Am. J. Sci. 271, p. 370-82.

Smith, D. & A.L. Albee, 1967: Petrology of a piemontite-bearing gneiss, San Gorgonio Pass, California. Contr. Min. and Petrol. 16, p. 189-203.

Stormer, H.J., 1973: Does Piemontite Represent Only Greenschist Facies Metamorphism. A discussion. Contr. Min. and Petrol. 40, p. 79-82.

Sundius, N., 1943: Erythrite-fillveite nucleoli. S.G.U. Ser. C, 442.

Sundius, N., 1931: On the triclinic manganiferous pyroxenes. Am. Min. 16, p. 411 og 469.

Sundius, N., 1932: Über den sogenannten Lisenanthophyllit der Eulysite. Årsbok S.G.U. 26, no. 2.

Thoresen, K. PROBEKOR. Computerprogram for beregning av oksyd wt% ut fra korrigerte EMP-telletall. Tilgjengelig på Min.-Geol. Mus. Oslo.

Thoresen, K. & O. Solberg. PROBELAV. Computerprogram for korreksjon av telletall fra EMP-analyser. Tilgjengelig på Min.-Geol. Mus. Oslo.

Trendall, A.F. & J.G. Blockley, 1970: The Iron Formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. Western Australia Geol. Survey Bull. 119, 336 p.

Tsuru, K. & N.F.M. Henry, 1937: An iron-rich optically-positive hypersthene from Manchuria. Min. Mag. 24, p. 527-28.

Tull, J.F., 1973: The geology and structure of Vestvågøy in Lofoten, North Norway. Upubl. Ph.D. thesis, Rice University.

Turner, F.J., 1968: Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. McGraw Hill.

van de Pijpekamp, B., E.A.J. Burke & P. Maaskant, 1970: Magnesioferrite, a mineral new for Långban, Sweden. Arkiv Mineral. Geol. 5, 1.

Velde, B., 1965: Phengitic micas: Synthesis, stability and natural occurrence. Am. J. Sci. 263, p. 886-913.

Velde, B., 1967: Si^{4+} Content of Natural Phengites. Contr. Mineral. and Petrol. 14, p. 250-58.

Vogt, J.H.L., 1897: Über magmatische Ausscheidungen von Eisenerz im Granit. Zeitschr. f. prakt. Geol. XV, p. 96-99.

Vogt, J.H.L., 1919: Norges jernmalmforekomster. N.G.U. 89.

Walker, K.R., C.A. Joplin, J.F. Lovering & R. Green, 1969: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of north-western Queensland. Jour. Geol. Soc. Australia 6, p. 149-78.

Weiss, M.P., 1954: Feldspathized shales from Minnesota. Jour. Sed. Petr. 24, p. 276-74.

Whitaker, J.H. & A.F. Hallimond, 1919: The acid hearth and slag. Jour. Iron & Steel Inst. 99, p. 189-242.

Williams, W.J., 1971: Reaction constants in the system Fe-[illegible]-SiO[illegible] in air at 1 atm. between 900° and 1300°C: experimental results. [illegible] Geol. 270, p. 334-60.

Wor[illegible] J. & [illegible] Hemo, 1970: Hypersthene-Orthopyroxene and Orthorhombic-Monoclinic Pyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. [illegible] Petr. 23, p. 103-20.

[illegible]

[illegible] rock analyses as reined & layered [illegible] (Weber 1960)

[illegible] or bonytter i dome [illegible].

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
[illegible]	[illegible]	22/55	132 a	3/56b	3/56a	80.1	81/56	77/56	147 b	58/56	70/56	45/55
[illegible]	55.6	53.7	61.80	46.87	73.37	67.58	42.5	46.2	50.45	38.37	58.0	58.3
[illegible]	1.17	1.47	0.40	1.81	0.29	0.36	1.67	1.50	0.72	2.14	0.33	0.83
[illegible]	15.3	17.7	18.91	16.75	14.37	15.60	11.2	15.6	17.13	16.02	17.0	13.0
[illegible]	1.97	5.22	1.30	3.45	0.58	0.50	7.15	4.38	2.87	5.23	0.10	1.56
[illegible]	[illegible]	3.50	3.40	0.29	1.52	3.85	11.82	3.45	7.15	[illegible]	3.44	3.15
[illegible]	[illegible]	0.13	0.01	0.15	0.01	0.02	0.18	0.22	0.14	0.14	0.12	0.03
[illegible]	4.30	3.80	1.68	5.33	0.43	1.70	7.46	6.53	7.24	4.53	2.98	7.06
[illegible]	11.30	7.78	2.08	7.69	2.04	2.11	12.73	11.75	9.63	6.68	2.80	3.97
[illegible]	1.00	4.50	4.37	3.35	3.23	[illegible]	3.11	4.07	3.46	4.50	4.89	3.11
[illegible]	[illegible]	2.02	4.45	[illegible]	3.96	3.79	0.67	0.37	0.39	0.57	5.10	4.44
[illegible]	--	--	0.35	0.70	0.00	tr	--	--	0.11	0.04	--	--
[illegible]	[illegible]	88	70	35	60	108	135	137	143	56	379	170

[illegible] [illegible] [illegible] [illegible].

[illegible] [illegible] [illegible] [illegible].

[illegible] DIX [illegible].

Whole rock analyser av V & L gneisser (Heier 1966, nonbl.) som er benyttet i denne oppgaven.

	37/66	40/66	41/66	42/66	43/66	44/66	51/66	72/66	73/66	74/66
SiO_2	53.[illegible]	49.71	58.12	72.84	65.67	73.70	56.06	74.52	64.56	67.90
TiO_2	0.54	1.76	0.53	0.16	0.57	0.07	0.98	0.23	0.73	0.86
Al_2O_3	17.[illegible]	16.[illegible]	13.57	14.17	15.50	13.76	15.53	11.42	16.[illegible]	15.13
Fe_2O_3	2.[illegible]	[illegible]	1.28	0.26	1.76	0.23	4.05	2.63	1.46	0.45
[illegible]	[illegible]	7.[illegible]5	3.80	0.70	3.30	0.49	3.35	1.73	1.71	1.32
[illegible]	[illegible]	0.1[illegible]	0.07	0.02	0.04	0.01	0.25	0.02	0.06	0.04
[illegible]	3.51	3.17	2.52	0.64	2.44	0.50	2.39	0.16	0.78	1.54
[illegible]	1.59	6.75	3.51	0.98	2.46	0.90	6.56	0.25	1.40	2.[illegible]
[illegible]	[illegible]	3.70	4.55	2.70	4.3[illegible]	3.10	2.30	3.39	4.[illegible]	3.10
[illegible]	[illegible]	1.13	4.45	6.57	3.36	6.20	7.13	3.39	6.23	0.46
[illegible]	[illegible]	0.30	0.11	0.01	0.10	0.03	0.33	---	0.29	0.21

31/66 Monzonitisk granulitt, Kr. Abergen, Langöy.

37/66 Intermediær h.a., Sandset fergested, Langöy

40/66 Basisk granulitt, vegskjæring v. Solheim, Langöy

41/66 Kvartso-feltspatisk granulitt --------"-------

42/66 ---------"--------- andesitt --------"-------

43/66 Kvartso-feltspatisk granulitt, Strömsjöen, Langöy

44/66 ----------"----------, ---------"--------

72/66[a] Röd granitgneis, Smorten, Vestvågöy

73/66 Rödlig hvit biotitt-gneisgranitt, 4.6km SV for Smorten

74/66 Grå stripet gneis, 6.5km fra veien til Malanes, Vestvågöy

[illegible]

[illegible]

Granulitter: Metamorfe bergarter inneholdende orthopyroxen.

Amfibolitter: Metamorfe bergarter bestående hovedsaklig av hornblende + plagioklas; orthopyroxen er ikke tilstede.

Alkali-rike bergarter: Dette uttrykket er noen steder feilaktig benyttet for kvartsofeltspatiske bergarter med et høyt Alk/Ca forhold. Dette gjelder de kvartsofeltspatiske bergartene i Vestpolitiet og Skarten-[illegible].

Primære faser: Faser som har vart stabile under [illegible] del av granulittfaciles metamorfosen, dersom [illegible] annet ikke er spesifisert.

Sekundære faser: Faser som er [illegible] sekundært ved f.eks. retrogradering.

Orthogneiser: Gneiser av opprinnelige magmatiske bergarter.

Paragneiser: Gneiser av opprinnelige sedimentære bergarter.