



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVEIGELOGI



**Elementmobilitet under metasomatiske prosesser i dioritt
på Vannøya**

Julia Alexandra Sen

Mai, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVEIGELOGI



Elementmobilitet under metasomatiske prosesser i dioritt
på Vannøya

Julia Alexandra Sen
Mai, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

FORORD

Jeg vil gjerne takke mine veiledere førsteamanuensis Kåre Kullerud og professor Richard. A. Engh for en interessant og utfordrende oppgave samt hjelp og støtte underveis.

En stor takk til Muriel Erambert ved UiO for hjelp under mikrosondeanalyser, Jesus de la Rosa ved Universitetet i Huelva for utførelsen av XRF analyser, Edel Ellingsen og Kristina Hansen for fremstilling av tynnslip.

Videre vil jeg takke professor Erling Ravna, post. doktor. Pritam Nasipuri og min medstudent Nadya Priyatkina for uvurderlig hjelp. Takk for at dere har tatt dere tid til å diskutere spørsmål knyttet til denne masteroppgaven.

Takk til mine medstudenter og venner Sandra, Marianne, Torgeir, Ania, Morten, Alexey, Arne, Kenneth, Malin, Håvard, Ane, Maria, Vårin, Julie, Audun, Henrik, Kjetil, Carine, Emil, Karina, Laura og Ravna for den flotte studietiden vi har hatt sammen og for koselige stunder på brakka.

Mine beste Eirin, Heidi, Kamila og Susanna, takk for at dere har vært med meg gjennom alle opp- og nedturer i løpet av dette året!

SAMMENDRAG

Vannøya ligger lengst nord i Vest- Troms gneisregionen, en provins bestående av neoarkeiske til mesoproterozoiske bergarter av varierende sammensetning. Området var utsatt for en langvarig fase med rifting som skjedde som følge av oppsprekkingen av det Arkeiske kontinentet. Hovedfasen av riftingen fant sted for 2.5-2.4 Ga siden.

Den mafiske intrusjonen på Vannøya har vært utsatt for en omfattende metasomatose, som førte til at de opprinnelige magmatiske mineralene ble fullstendig erstattet av metamorfe mineraler. På grunn av dette er den kjemiske sammensetningen til protolitten ukjent. Den metasomatiske hendelsen var antagelig knyttet til deformasjon. Store deler av intrusjonen består imidlertid av en bergart som ikke har vært deformert og bevarte sin primære magmatiske tekstur. Fluidinnfiltreringen forårsaket hydrering av bergarten under grønnskiferfacies forhold. Den observerte omvandlingen av aktinolitt til hornblende tyder på at de eksotermiske reaksjonene under denne hendelsen førte til en temperaturøkning tilsvarende øvre grønnskiferfacies (under 500°C).

Dannelsen av albittiserte og homogent epidotiserte partier i bergarten, kuleformede domener anrikt på epidot, og lignende domener anrikt på biotitt var forårsaket av tilførselen og/eller omfordelingen av elementer som Na, Ca, Si, Fe, Al, Sr, K, Rb, Ba og REE. Den metasomatiske prosessen bestod av tre faser, som foregikk muligens samtidig: albittisering, epidotisering og dannelse av partier anrikt på biotitt. Innfiltreringen av et fluid som var anrikt på Na førte til at det ble dannet albittiserte partier i bergarten. Dette fluidet initierte mobilisering av Ca fra magmatiske mineraler. Elementet ble oppløst i fluidfasen og inkorporert i epidot i deler av bergarten der forholdene var gunstige for krystalliseringen av mineralet. Bergarten anrikt på epidot viser en anrikning på REE, Sr og Pb, noe som indikerer mobilitet til disse elementene under metasomatosen. Betydelige mengder av kalium var også oppløst i fluidet. XRF- dataene viser at Cs, Rb, Ba og Li har høyere verdier i bergarten anrikt på biotitt. Dannelsen av de epidot- rike og de biotitt- rike domenene kunne ha skjedd samtidig, siden fraksjoneringen av elementene som blir inkorporert i strukturen til epidot og biotitt ikke var konkurrerende.

Opprinnelsen til fluidet er antatt å være marin, på grunn av omfattende albittisering i enkelte områder, noe som innebærer introduksjon av store mengder Na. Opptreden av turmalin indikerer tilstedeværelse av bor under omdanningen, som igjen støtter den overnevnte hypotesen. Interaksjoner av fluidet med de omkringliggende sedimentene er også sannsynlig.

INNHALDSFORTEGNELSE

1. Innledning.....	1
1.1 Hensikten med oppgaven.....	1
2. Regional og lokal geologi.....	5
2.1 Geografisk plassering og regional geologi.....	5
2.2 Vannøyas geologi.....	9
3. Bergartsbeskrivelse.....	14
3.1 Innledning.....	14
3.2 Feltarbeid.....	14
3.3 Feltopptreden og mesoskopiske trekk.....	16
3.4 Mikroskopiske trekk og tynnslipbeskrivelse.....	20
3.5 Oppsummering.....	32
4. Mineralkjemi.....	35
4.1 Innledning.....	35
4.2 Metode.....	35
4.3 Resultater.....	35
5. XRF- analyser.....	43
5.1 Innledning.....	43
5.2 Metode.....	43
5.3 Hovedelementgeokjemi.....	44
5.4 Variasjoner av sjeldne jordartselementer.....	46
5.5 Variasjoner av inkompatible elementer.....	50
5.6 Elementmobilitet.....	56
6. Tolkning av resultater og diskusjon.....	70
6.1 Innledning.....	70

6.2 Tolkning av de petrografiske observasjonene.....	70
6.3 Tolkning av mineralkjemiske analyser.....	72
6.4 Tolkning av XRF- analyser.....	76
6.5 Elementmobilitet under metasomatose, omdanningssekvens og metamorfe facies...	83
6.6 Tektonisk setting og opprinnelse av fluidet.....	92
7. Konklusjon.....	101
Referanser.....	104
Appendiks 1.....	113
Appendiks 2.....	116
Appendiks 3.....	120

KAPITTEL 1

INNLEDNING

1.1 Hensikten med oppgaven

Interaksjoner mellom fluider og bergarter er en viktig geologisk prosess, som ofte fører til betydelige endringer i bergartens opprinnelige kjemiske sammensetning. Undersøkelser av slike prosesser er ofte forbundet med komplikasjoner siden fluider som har ført til omvandlingen ikke alltid kan identifiseres. Høy alder av bergarten gjør det ytterligere utfordrende å bestemme mekanismer for omvandlingsprosesser, siden endringer i tektonisk setting og paleomiljø, samt deformasjonshendelser etter fluidinnfiltreringen, kan påvirke effekten av denne omvandlingen. Dette arbeidet omhandler en intrusiv bergart av paleoproterozoisk alder som har gjennomgått flere stadier med deformasjon og metamorfose. Deler av intrusjonen består imidlertid av en bergart som ikke har vært deformert, men viser tegn til en omfattende fluidomvandling. Formålet med undersøkelser gjort på denne bergarten er å beskrive effekter av fluidomvandlingen der deformasjonsprosesser og forandringer i trykk ikke hadde betydelig innflytelse. Dette arbeidet har til hensikt å beskrive kjemiske endringer som skjedde under interaksjoner mellom fluidet og bergarten, gi svar på hvilke elementer som har vært mobile under prosessen, og hvilken type metamorfose som ble forårsaket av fluidomvandlingen. Det blir forsøkt å bestemme opprinnelsen til fluidet, og finne ut om de observerte forandringene skjedde under samme fase av omvandlingen, eller om prosessen foregikk over flere stadier. En mulig regionalkorrelasjon vil også bli gitt. I forbindelse med dette arbeidet er det viktig å introdusere begrepet *metasomatose*.

Metasomatose

Metasomatose er en prosess der reaksjoner mellom mineraler i en bergart og fluidet som gjennomstrømmer denne bergarten, kan føre til betydelige endringer i bergartens kjemiske sammensetning (Vernon & Clarke, 2008, s. 228). Metasomatose trenger nødvendigvis ikke å være assosiert med tektoniske hendelser (Putnis & Austrheim, 2010).

Fluidier som er involvert i omdannelsesprosesser av bergarter kan ha forskjellig opprinnelse:

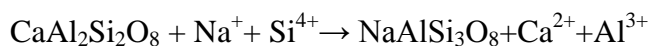
- 1) Fluidet kan bli dannet under dehydreringen av hydrøse mineraler som foregår på store dyp (metamorft fluid) (f.eks. Rumble & Hoering, 1986; Selverstone et al., 1991).
- 2) Fluidet kan bli frigitt under krystalliseringen av dype magmatiske intrusjoner (magmatisk fluid)
- 3) Meteorisk fluid
- 4) Interaksjoner mellom en bergart og havvann kan også føre til metasomatisk omvandling. (Vernon & Clarke, 2008. s. 216)

Fluidier som kommer fra de forskjellige kildene har relativt distinkte sammensetninger av hydrogen og oksygen isotoper, og opprinnelsen til et fluid kan derfor bestemmes ved bruk av analyser av stabile isotoper utført på bergarter, hydrøse mineraler og fluid-inkludjoner (Vernon & Clarke, 2008. s. 213).

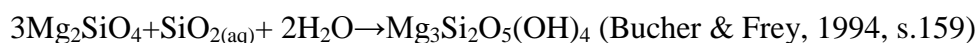
Massetransport under metasomatose skjer både gjennom adveksjon av et fluid gjennom en bergart og diffusjon gjennom dette fluidet (Putnis & Austrheim 2010). Diffusiv metasomatose er drevet av forskjeller i kjemisk potensial som finnes i systemet (Frantz & Mao, 1976, 1977; Brady, 1977; Joesten, 1977, 1991; Joesten & Fisher, 1988). Infiltrasjonsmetasomatose som involverer adveksjon av et fluid er avhengig av permeabiliteten til en bergart, og fluidgjennomstrømning mellom soner med forskjellige kjemiske egenskaper foregår gjennom aktive permeable systemer (Norton, 1988). Diffusjon i fast fase ("solid-state diffusion"), som er en prosess der massetransport foregår gjennom mineralkorn i en bergart, spiller en betydelig rolle bare under høye temperaturer (Putnis, 2002; John & Schenk, 2003). Effekter av metasomatose er ofte synlige i regionalskala. På den minste skala som omfatter enkeltkorn av mineraler i en bergart, kan prosessen beskrives som en rekke reaksjoner der koplet oppløsning-utfelling langs kontaktflater mellom mineralkorn er hovedprosessen (Putnis & Austrheim, 2010). Denne prosessen innebærer at et reaktivt fluid idet det gjennomstrømmer en bergart, løser opp de opprinnelige mineralene langs kontaktflatene mellom fluidet og mineralkornene. Produktene blir så transportert og felt ut utenfor reaksjonssonen (Putnis & Austrheim, 2010). Prosessen er en veldig effektiv mekanisme for mineral-reekvilibrering og kan være drevet av veldig små forskjeller i fri energi mellom reaktant-fasen og produkt-fasen (Putnis & Austrheim, 2010).

Fluidgjennomstrømning er avhengig av tilstedeværelse av transportveier der fluidet kan strømme. Dannelsesmekanismer av slike transportveier er dilatans på enkeltkornskala og hydraulisk oppsprekking. Begge disse mekanismene aktiveres av pågående metasomatose og eventuelt deformasjon, som fører til at permeabilitet i bergarten øker. Dette viser at permeabilitet blir påvirket under deformasjons- og omdannelsesprosesser, og permeabiliteten til protolitten trenger nødvendigvis ikke å spille en viktig rolle (Putnis & Austrheim, 2010).

Reaksjoner som finner sted under metasomatiske prosesser er utvekslingsreaksjoner og netto-overføringsreaksjoner (Thompson, 1982). En metasomatisk prosess kan involvere begge typer reaksjoner (Barton et al., 1991). Enkle utvekslingsreaksjoner er for eksempel utveksling av K og Na i feltspat og glimmermineraler. Slike reaksjoner endrer kjemisk sammensetning og masse til mineraler, men opprettholder antall mineraler og antall mol av hvert mineral som er involvert i en slik reaksjon. Endringer i volum er ganske små (Vernon & Clarke, 2008. s. 213). Et eksempel på en utvekslingsreaksjon er omvandling av anortitt-komponenten i plagioklas til albitt (Thompson, 1982).



Netto-overføringsreaksjoner endrer antall mol av komponenter i systemet, selv om mange slike reaksjoner inneholder vanligvis en substitusjonskomponent. Netto-overføringsreaksjoner fører ofte til betydelige endringer i volum (Barton et. al., 1991). Et eksempel på en slik reaksjon er hydrering av olivin (Barton et. al., 1991):



Det finnes flere typer metasomatose. I forbindelse med dette arbeidet er det viktig å nevne Na og Na- Ca metasomatose, Ca-metasomatose og K-metasomatose omtalt. Alle disse typene av metasomatose er dominert av utvekslingsreaksjoner (Vernon & Clarke, 2008. ss.234- 235).

Na- og Na- Ca metasomatose

Denne typen metasomatose er karakterisert ved at Na blir tilført systemet og erstatter Ca eller K. Utveksling av Ca for Fe og Ca for Mg kan også forekomme. Mafisk plagioklas blir erstattet med albitt, og mafiske magmatiske mineraler blir erstattet med kloritt og aktinolitt. Epidot er ofte også til stede (Vernon & Clarke, 2008. s. 235). Mineralselskap typisk for Na- Ca metasomatose er albitt+ aktinolitt+ titanitt± kvarts± magnetitt± diopsidisk klinopyroksen

(Williams, 1988; de Jong & Williams, 1995). Slik omvandling er typisk for mafiske til intermediære bergarter i undersjøiske hydrotermale systemer og i bergarter av diorittisk til monzonittisk sammensetning som forekommer i form av øybue- intrusjoner assosiert med magmatiske eller subaerile hydrotermale systemer (Hollister, 1975; Carten, 1986; Barton et al., 1991). Na- Ca metasomatose blir ofte assosiert med komplekse hydrolytiske kjemiske endringer. Hvis dette er tilfellet, blir prosessen kalt ”spilittisertig” (spilittisk omvandling). Spilittisering fører ofte til at det dannes stedvis partier anrikt på Na (for eksempel i form av albitt) og partier anrikt på Ca (for eksempel epidot) (Vernon & Clarke, 2008. s.237). Spilittisk omvandling finner sted og kan bli bevart i lav-temperatursmiljø, for eksempel i lokale hydrotermale og regionale overlageringsmetamorfe miljø (Vernon & Clarke, 2008. s.238).

Ca- metasomatose

Ca- metasomatose fører til dannelsen av epidot-rike bergarter (epidositter). Ca erstatter Mg, K og Na. Denne typen metasomatose er karakteristisk for basaltiske bergarter på havbunnen (Schiffmann & Smith, 1988). Utveksling av elementene fører til at plagioklas blir erstattet med epidot, K- feltspat av zeolitter og ilmenitt med titanitt og magnetitt (Vernon & Clarke, 2008. s. 235).

K- metasomatose

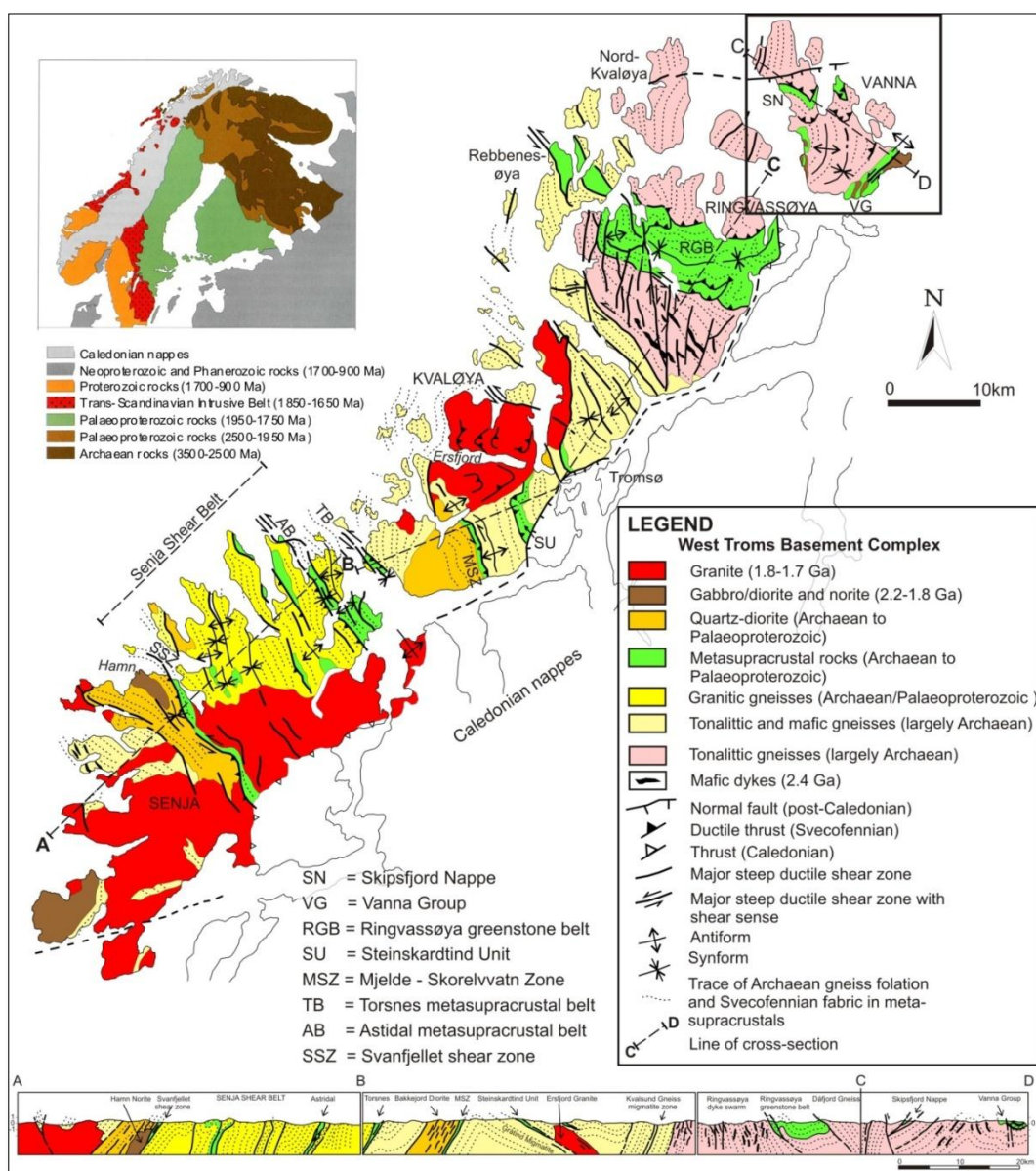
Denne typen metasomatose er karakterisert ved at K erstatter Na og Ca, som fører til at plagioklas blir erstattet av K-feltspat ± muskovitt. Mafiske mineraler blir erstattet med biotitt (Barton et al., 1991). Tilførsel av Si og metaller samt hydrering og dannelse av glimmermineraler kan også forekomme (Vernon & Clarke, 2008. s.235).

KAPITTEL 2

REGIONAL OG LOKAL GEOLOGI

2.1 Geografisk plassering og regional geologi

Vannøya ligger ytterst i Karlsøy kommune. Geologisk sett tilhører Vannøya Vest-Troms gneisregion, som er et område som strekker seg fra øya Senja i sørvest til Vannøya i nordøst (se fig. 2.1-1).



Figur 2.1-1: Geologisk kart over Vest- Troms gneisregion (fra Bergh et al. 2010). Svart firkant viser lokalisering til figur. 2.2-1.

KAPITTEL 2 REGIONAL OG LOKAL GEOLOGI

Den geologiske utviklingen av Vest-Troms gneisregion er omfattende og kompleks. Følgende beskrivelse av regionalgeologi i området rundt Vannøya gir en generell oversikt over de viktigste strukturelle enhetene innenfor gneisregionen.

Vest- Troms gneisregion er antatt å være en del av den nordlige marginen av det Fennoskandiske skjold (Henkel, 1991; Olesen et al., 1997), og består av bergarter av neoarkeisk til mesoproterozoisk alder (2.89- 1.57Ga) (Bergh et al., 2010).

I sørvest grenser Vest- Troms gneisregionen til Lofoten- Vesterålen suiten som består av gabbro, anortositt, mangeritt, charnokitt og granitt (Griffin et al., 1978; Corfu, 2004). I øst er regionen avgrenset fra de kaledonske skyvedekkene av steile normalforkastninger av mesozoisk alder og lav-vinklede skyveforkastninger av kaledonsk alder (Andersen & Forslund, 1987; Olesen et al., 1987; Zwaan et al., 1998)(se fig. 2.1-1). Selv om Vest-Troms gneisregion befinner seg rett vest for de kaledonske skyvedekkene, er regionen relativt svakt påvirket av den kaledonske orogenesen (Tull, 1977; Brueckner, 1971; Dallmeyer, 1992; Motuza, 1998), og mange teksturelle elementer av arkeisk til paleoproterozoisk alder er bevart (Bergh et al., 2010).

Bergartene i Vest-Troms gneisregionen kan bli delt inn i 4 grupper (se fig. 2.1-1):

1) Neoarkeiske gneiser av varierende sammensetning.

Disse gneisene dominerer den nordøstlige delen av Vest-Troms gneisregionen, der de for det meste er av tonalittisk sammensetning, men bergarter med en annen sammensetning forekommer også. Mot sørvest blir sammensetningen av bergartene mer heterogen, for det meste granittisk, som for eksempel på Senja (Bergh et al., 2010) (se fig 2.1-1). Grensen mellom disse to bergartsenheter er markert av det 30 km brede Senja-skjærbeltet som er orientert NV-SØ (Zwaan, 1995) (se fig 2.1-1). De eldste bergartene i området er tonalitter som tilhører Dåfjord-komplekset på Vannøya (2885 ± 20 Ma, U-Pb zirkon, Bergh et al., 2007) og på det østlige Ringvassøya (2849 ± 3 Ma, U-Pb zirkon, Zwaan & Tucker, 1996). De tonalittiske gneisene viser en foliasjon samt en rekke deformasjonsstrukturer, slike som boudinerte mafiske ganger som opptrer i svermer og tette intrafoliale asymmetriske folder. Disse strukturene indikerer kontraksjon i retningen ØNØ-VSV til Ø-V og dannelse av skyveforkastninger. Flerfase refolding er vanlig og tyder på en langvarig neoarkeisk

KAPITTEL 2 REGIONAL OG LOKAL GEOLOGI

deformasjon (Bergh et al., 2010). De fleste tonalittiske gneisene viser mineralselskap som er typiske for amfibolittfacies metamorfose (Zwaan, 1992a).

2) Neoarkeiske og paleoproterozoiske suprakrustale bergarter som ligger over de neoarkeiske gneisene.

De dominerende metasuprakrustale beltene er orientert NV-SØ (se fig 2.1-1). De omfatter Svanfjellet- (Zwaan, 1995; Armitage, 2004), Astridal- (Pedersen, 1997) og Torsnesbeltene (Nyheim et al., 1994). Mindre suprakrustale belter som finnes lenger nord er Mjelde-Skorelvvatnbeltet (Armitage, 1999; Armitage & Bergh, 2005), Steinskardtindbeltet og en enhet bestående av deformert kvartsitt på Sandøya (sør for Rebbenøya) (Gjerløw, 2008). Brede metasuprakrustale belter nord i Vest- Troms gneisregionen er representert av Ringvassøya grønnsteinsbeltet (Zwaan, 1989) (se fig 2.1-1) og sedimentære bergarter som tilhører Vannagruppa (Bergh et al., 2007). Noen av disse beltene kan bli sporet flere kilometer langs strøket mens andre er diskonformt foldet. De metasuprakrustale beltene har vært utsatt for mylonittisering av svekofennisk alder og medium- til høygradsmetamorfose. Relikte vulkanske og sedimentære strukturer er imidlertid bevart og bekrefter den metasuprakrustale opprinnelsen til beltene (Zwaan, 1989; Nyheim et al., 1994; Pedersen, 1997; Motuza et al., 2001a). Bergarter som er vanlige for de metasuprakrustale beltene er metakonglomerater, metapsammiter, glimmerskifre, vulkanske bergarter av mafisk til intermediær sammensetning, og forekomster av massive kropper av sulfid- malm (Sandstad & Nilsson, 1998). De eldste suprakrustale bergartene er påvist fra Ringvassøya grønnsteinsbeltet (~2.85-2.83 Ga) (Motuza et al., 2001a, Kullerud et al., 2006a).

3) Neoarkeiske og paleoproterozoiske mafiske ganger.

Mafiske ganger av neoarkeisk og paleoproterozoiske alder som opptrer i svermer, intruderte tonalittene på Ringvassøya og Vannøya (Kullerud et al., 2006b), Senja (Zwaan, 1992a; Armitage, 2004) og Kvaløya, der 2670 Ma gamle mafiske ganger intruderte Bakkejorddioritten (Kullerud et al., 2006a). Gangene på Ringvassøya er av gabbroisk til norittisk sammensetning (Kullerud et al., 2006b). Ifølge geokjemiske analyser av sporelementer kan sammensetningen til de mafiske gangene på Ringvassøya bli klassifisert som intraplate- tholeiitter (Kullerud et al., 2006b). Gangene er for det meste udeformerte, men de viser lokalt mylonittiske teksturer i kontaktsoner (Kullerud et al., 2006b). De fleste

gangene er orientert N-S til NNV-SSØ. De varierer i tykkelsen fra få desimeter til mer enn 100 m og kan være flere kilometer lange. Noen av gangene intruderte parallelt med hovedfoliasjonen i gneisen og det kan være vanskelig å skille dem fra de eldre mafiske bergartene, mens noen kutter hovedfoliasjonen i gneisen (Zwaan, 1989; Bergh & Armitage, 1998). En sill bestående av dioritt intruderte sedimentære bergarter tilhørende Vannagruppa på Vannøya (se fig. 2.2-1). Denne intrusjonen er av en yngre alder (Bergh et al., 2007).

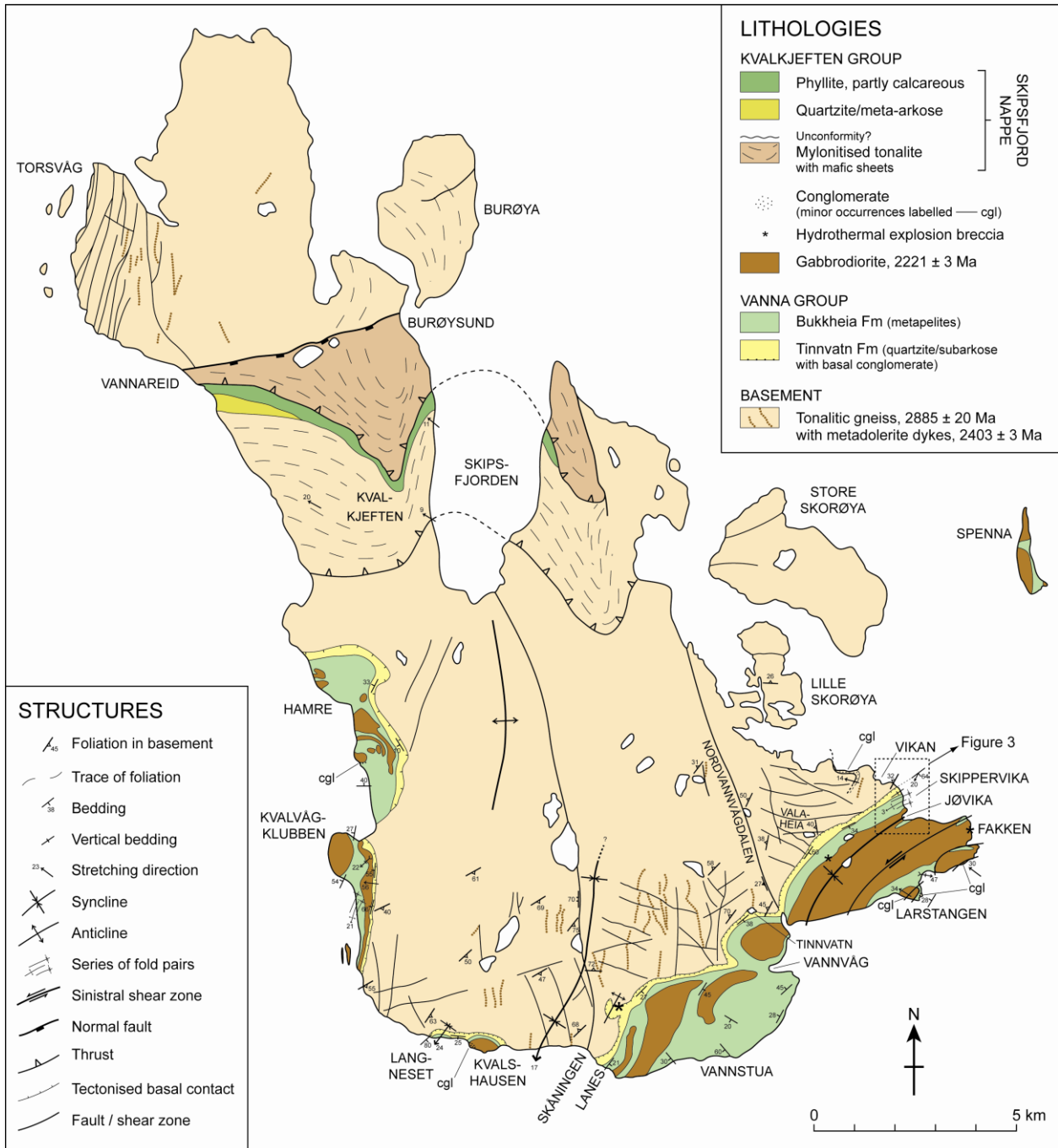
4) Paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner.

De neoarkeiske gneisene av Vest-Troms gneisregionen ble intrudert av en rekke felsiske og mafiske plutonske bergarter, som Ersfjordgranitten på Kvaløya (Andersen, 1979) og granitoide og mafiske plutoner på Senja (f. eks. Hamn noritt) (se fig 2.1-1) (Bergh et al., 2010).

Ved U-Pb datering av zirkon, er krystalliseringsalderen til Ersfjordgranitten bestemt til å være 1792 ± 5 Ma (Corfu et al., 2003a). Senere metamorfe hendelser har vært påvist ved bruk av U-Pb metoden utført på titanitt, og alderen til disse metamorfe hendelsene er 1769 ± 3 Ma og 1756 ± 3 Ma (Corfu et al., 2003a). Ersfjordgranitten (Andresen, 1979) er for det meste homogen og grovkornet med en godt bevart magmatisk tekstur (Bergh et al., 2010). Ifølge Bergh et al. (2010) er de intrusive kontaktene til de omkringliggende gneisene steile og er påvirket av mylonittiske skjærsoner. Aldre av disse skjærsonene er ikke bestemt, men de ble sannsynligvis dannet etter intrusjonen av den granittiske plutonen. Intrusjonen av granitten kan muligens ha skjedd samtidig med kontraksjon og en metamorf hendelse under amfibolittfacies forhold som påvirket de metasuprakrustale beltene (Bergh et al., 2010). De senere stadiene av intrusjonen er representert av granittpegmatittiske ganger i de omkringliggende gneisene og i de metasuprakrustale beltene (Bergh et al., 2010). To ganger som kutter gneisfoliasjonen i Astridalbeltet er med U-Pb zirkon-metoden datert til 1725 ± 22 Ma og 1562 ± 2 Ma (Corfu et al., in prep).

Hamn noritten på Senja (se fig. 2.1-1) er massiv og har en vel bevart magmatisk lagning. Denne intrusjonen er mindre påvirket av senere deformasjonshendelser (Bergh et al., 2010). En nærliggende sverm av mafiske dolerittiske ganger vest og sør på Senja kan genetisk sett være relatert til Hamn noritten (Zwaan, 1995).

2.2. Vannøyas geologi



Figur 2.2-1: Geologisk kart over Vannøya fra Bergh et al. (2007)

KAPITTEL 2 REGIONAL OG LOKAL GEOLOGI

Grunnfjellsbergarter

Berggrunnen på Vannøya består av kvarts- feltspattiske intrusive og metamorfe bergarter av tonalittisk til anortosittisk sammensetning (Opheim & Andersen, 1989; Grogan & Zwaan, 1997). Mafiske ganger som opptrer i svermer finnes lokalt på øya. Tilsvarende ganger på Ringvassøya er datert til 2403 ± 3 Ma (Kullerud et al., 2006b). De opptrer i de tonalittiske gneisene og kan observeres på Nordvannvågdalen, Torsvåg og Burøysund (se fig. 2.2-1). De mafiske intrusjonene kutter ikke kontakten mellom gneisene og de overliggende metasedimentene (Johansen, 1987), noe som tyder på at intrusjonene kom på plass før sedimentene ble avsatt (Bergh et al., 2007). Gangene er kuttet av forskjellige lav- til høyvinklede mylonittiske skjærsoner (Bergh et al., 2007).

Metasedimentære bergarter (Vannagrappa)

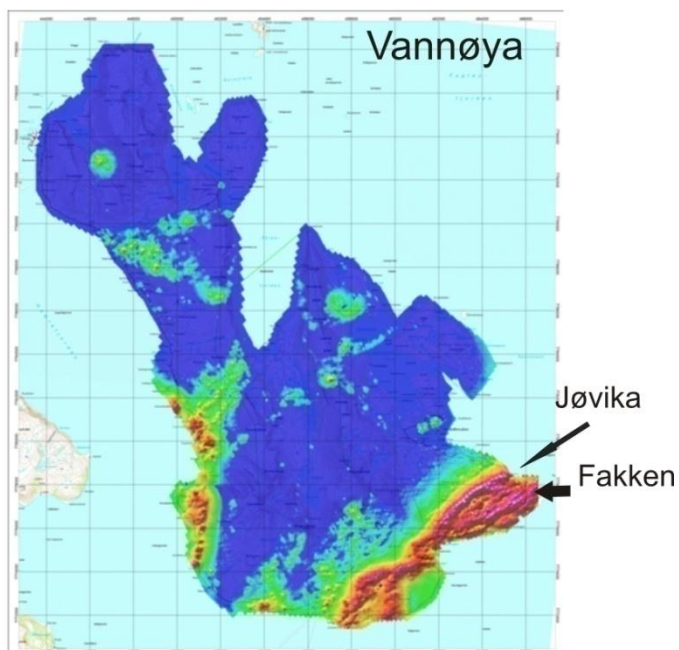
Metasedimentene i Vannagrappa ble avsatt som plattform- deltaiske til grunnmarine sedimenter på kontinentalmarginen under oppsprekkingen av det arkeiske kontinentet. Sedimentene ble avsatt i perioden 2.4- 2.22 Ga. Provenansen til metasedimentene i Vannagrappa er antatt å være de nærliggende gneisene på Ringvassøya, Kvaløya og Senja (Bergh et al., 2007), siden analyser av detritale zirkoner som finnes i metasedimentene i Vannagrappa gir neoarkeiske til paleoproterozoiske aldre på 2.9- 2.7 Ga (Corfu et al., 2003a; Kullerud et al., 2006 a, b). Vannagrappa er minst 180m tykk og er delt inn i to formasjoner (se fig. 2.2-1) (Binns et al., 1980):

- 1) Den underliggende Tinnvatnformasjonen, som består av deltaiske arkose sandsteiner og siltsteiner.
- 2) Den overliggende Bukkheiaformasjonen, som består av grunnmarine slamsteiner i veksling med kvarts- og karbonatrike sandsteiner og siltsteiner.

Lagningen til de sedimentære bergartene tilhørende Vannagrappa samt kontakten mot berggrunnen stuper steilt mot sørøst. Lagningen er foldet, imbrikert og metamorfosert til biotittgrad (Johansen, 1987). De metasedimentære bergartene av Vannagrappa er en del av Vest- Troms gneisregionen og representerer autoktone bergarter på Vannøya (Bergh et al., 2007).

Dioritt

Slamsteinene i Bukkheiaformasjonen er intrudert av dioritt, som verken kutter den sedimentære lagningen eller kontakten mellom metasedimentene og de underliggende gneisene, og er derfor antatt å være en sill (se fig. 2.2-1) (Binns et al., 1980; Johansen, 1987). Ifølge de nylig foretatte geomagnetiske undersøkelsene utført av NGU, viser denne intrusjonen en tydelig magnetisk anomali (se fig. 2.2-2), som tyder på at bergarten har et høyt innhold av magnetitt. Kontakten til metasedimentene varierer fra magmatisk til sterkt tektonisert. Skifrig og mylonittisert dioritt opptrer lokalt innenfor kontaktsonene (Bergh et al., 2007). Alderen til intrusjonen av dioritt ble datert til 2221 ± 3 Ma (Bergh et al., 2007). Intrusjonen kom på plass under en lang fase karakterisert ved ekstensjon og vulkanisme som følge av oppsprekningen av det Arkeiske superkontinentet. Hovedfasen av riftingen skjedde i perioden 2.5- 2.4 Ga (f. eks. Strachan & Holdsworth, 2000), og var etterfulgt av en periode på ca 200 Ma der det ikke var mye magmatisk aktivitet. En ny periode med magmatisme inntraff ved ca 2200 Ma. Flere mafiske og ultramafiske intrusjoner av denne alderen er påvist i den nordlige delen av Finland (Hanski et al., 2001). Opptreden i klastiske sedimenter, den kjemiske sammensetningen og de karakteristiske trekkene til krystaller av titanitt og zirkon gjør det mulig, ifølge Bergh et al. (2007), å trekke en link mellom disse intrusjonene og dioritten på Vannøya.



Figur 2.2-2: Geomagnetisk kart over Vannøya. Intrusjonen av dioritt har anomalt høye farger (rød, rosa og lilla). (Rodionov, 2011).

Deformasjon av Vannagruppas metasedimenter og den diorittiske intrusjonen

Ifølge Bergh et al., (2007) viser de metasedimentære bergartene og diorittintrusjonen en kompleks deformasjon. Hele den metasedimentære sekvensen samt intrusjonen og kontakten til underlaget er skråstilt og foldet av makroskala nesten vertikale synklinale og antiklinale folder orientert NØ- SV. Foldene har steile foldeflanker som heller for det meste mot SØ. Andre strukturer som tyder på en omfattende deformasjon er akseplankløv og relaterte skyveforkastninger med assosierte skrå, steile, semi-duktil, sinistrale strike-slip skjærsoner. Skjærsoner er påvist både i de metasedimentære bergartene og inne i dioritt- sillen. Deformasjonshendelsen som førte til dannelsen av alle strukturene er klassifisert som transpresjon, og er tydeligvis et resultat av en kontraksjons- og strike- slip deformasjon som fant sted i den svekofenniske perioden (ca 1768 Ma). Det faktum at dioritten er deformert på samme måte som metasedimentene, samt opptreden av sedimentære xenolitter i dioritten tyder på at intrusjonen foregikk samtidig eller rett etter konsolideringen av sedimentene og før deformasjonen fant sted Bergh et al., (2007).

Priyatkina et al. (2011) har foreslått at intrusjonen av dioritt samt de metasedimentære bergartene har vært utsatt for minst to deformasjonshendelser, muligens under den svekofenniske perioden. Den første deformasjonshendelsen foregikk under grønnskiferfacies forhold og var assosiert med en infiltrasjon av et vannholdig fluid, mens den andre hendelsen var assosiert med et CO₂-holdig fluid, noe som førte til en omfattende karbonatisering og albittisering av bergartene. Mafiske og intermediære bergarter som har vært påvirket av de to deformasjonshendelsene er observert flere steder på Vannøya, for eksempel på Jøvika, Fakken og Kvalshausen (se fig. 2.2-1).

Skipsfjorddekket

Området vest og øst for Skipsfjorden har tydelig vært påvirket av den kaledonske orogenesen og består av alloktone bergarter. Skipsfjorddekket består av to lag med mylonittiske gneiser (undre og øvre lag) separert av metasedimentære bergarter tilhørende Kvalkjefthgruppa (se fig. 2.2-1). Kvalkjefthgruppa består av kvartsitter og meta- arkose metamorfosert til grønnskiferfacies (Oppheim & Andersen, 1989). Skipsfjorddekket er adskilt fra tonalittene nord på Vannøya av en stor normalforkastning som er orientert ØNØ-VSV. Denne forkastningen er muligens av mesozoisk alder (Oppheim & Andersen, 1989; Grogan

KAPITTEL 2 REGIONAL OG LOKAL GEOLOGI

&Zwaan, 1997). I sør har Skipsfjorddekket en skyvekontakt mot gneisene i berggrunnen (Bergh et al., 2007).

KAPITTEL 3

BERGARTSBESKRIVELSE

3.1 Innledning

I dette kapitlet beskrives feltområdet, feltopptreden (hhv. 3.2 og 3.3) og petrografi (3.4) til den undersøkte intrusive bergarten, som ifølge Binns et al. (1980) og Johansen (1987) er en dioritt. Beskrivelsen er basert på feltobservasjoner og studier av 24 tynnslip.

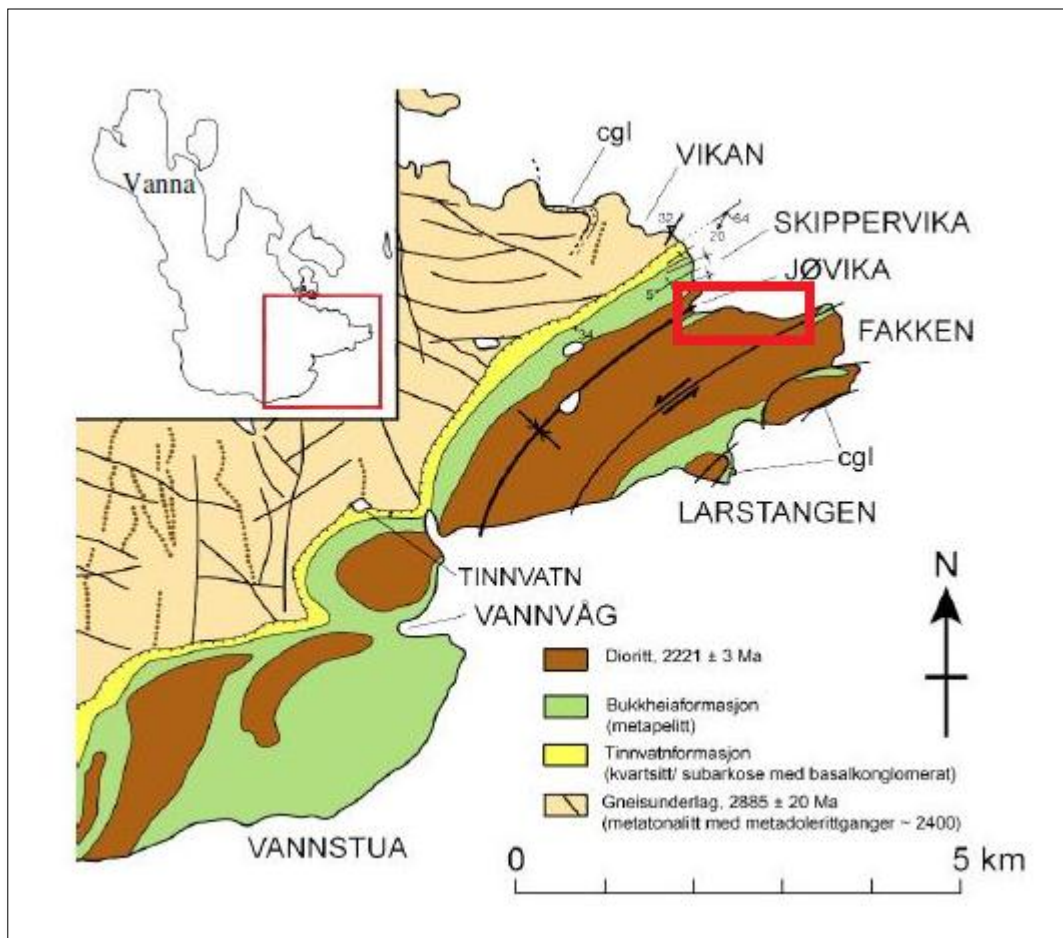
Målet er å beskrive endringene som blir observert når den minst omdannede bergarten blir sammenlignet med de mer omdannede variantene av denne bergarten. Et forslag på å identifisere forskjellige omdanningsstadier og opprette en logisk rekkefølge av omvandlingsprosessen vil bli gitt i delkapitlene 3.4 og 3.5.

3.2 Feltarbeid

Hovedoppgaven i forbindelse med feltarbeidet var å samle prøver av minst mulig deformert dioritt som har tydelig vært påvirket av et hydrøst fluid og, hvis mulig, finne prøver av bergarten som ikke har vært metasomatisert.

Feltområdet var begrenset til ei strekning i den sørøstlige delen av Vannøya (se fig.3.2-1). Strekningen starter i den nordlige kontaktsonen mellom dioritten og metasedimentene i

Bukkheiaformasjonen i nærheten av Jøvika og følger kystlinja 400-500 meter mot sørøst.



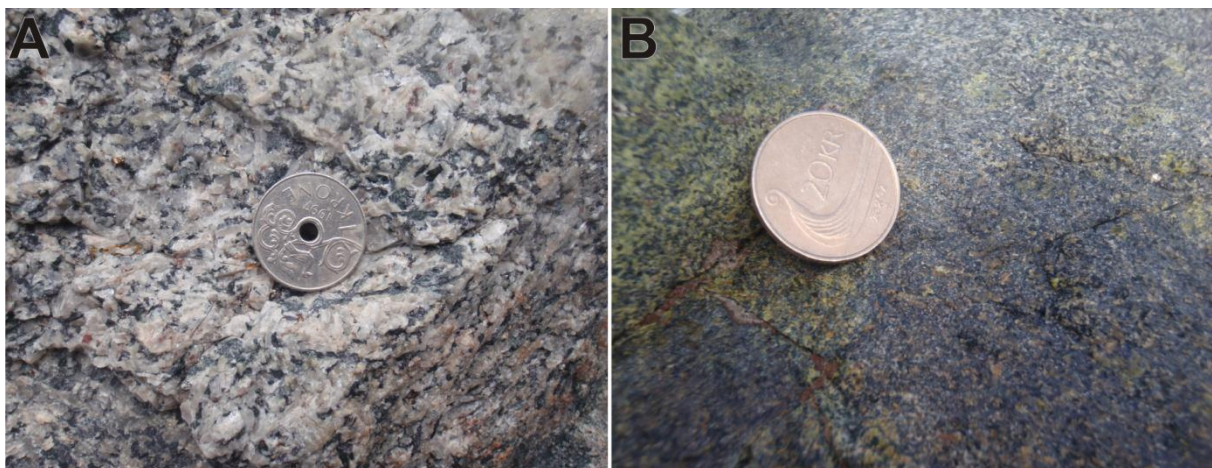
Figur 3.2-1: Kart over feltområdet. Feltområdet er markert med en rød firkant på begge kartene. Modifisert etter Bergh et al. (2007) og Knudsen (2007).

Prøvene som ble samlet inn i forbindelse med dette arbeidet stammer både fra berggrunnen og fra rullesteiner som finnes på lokaliteten i store mengder. Siden denne intrusjonen av dioritt er den eneste i området som har det karakteristiske flekkete utseende (se delkapittel 3.3), er det ingen grunn til å tvile på at rullesteinene kommer fra samme bergart. Rullesteinene har dessuten vært utsatt for abrasjon og overflaten trenger ikke å bli fjernet i forbindelse med tillagningen av XRF- og tynnslip- prøver.

3.3 Feltopptreden og mesoskopiske trekk

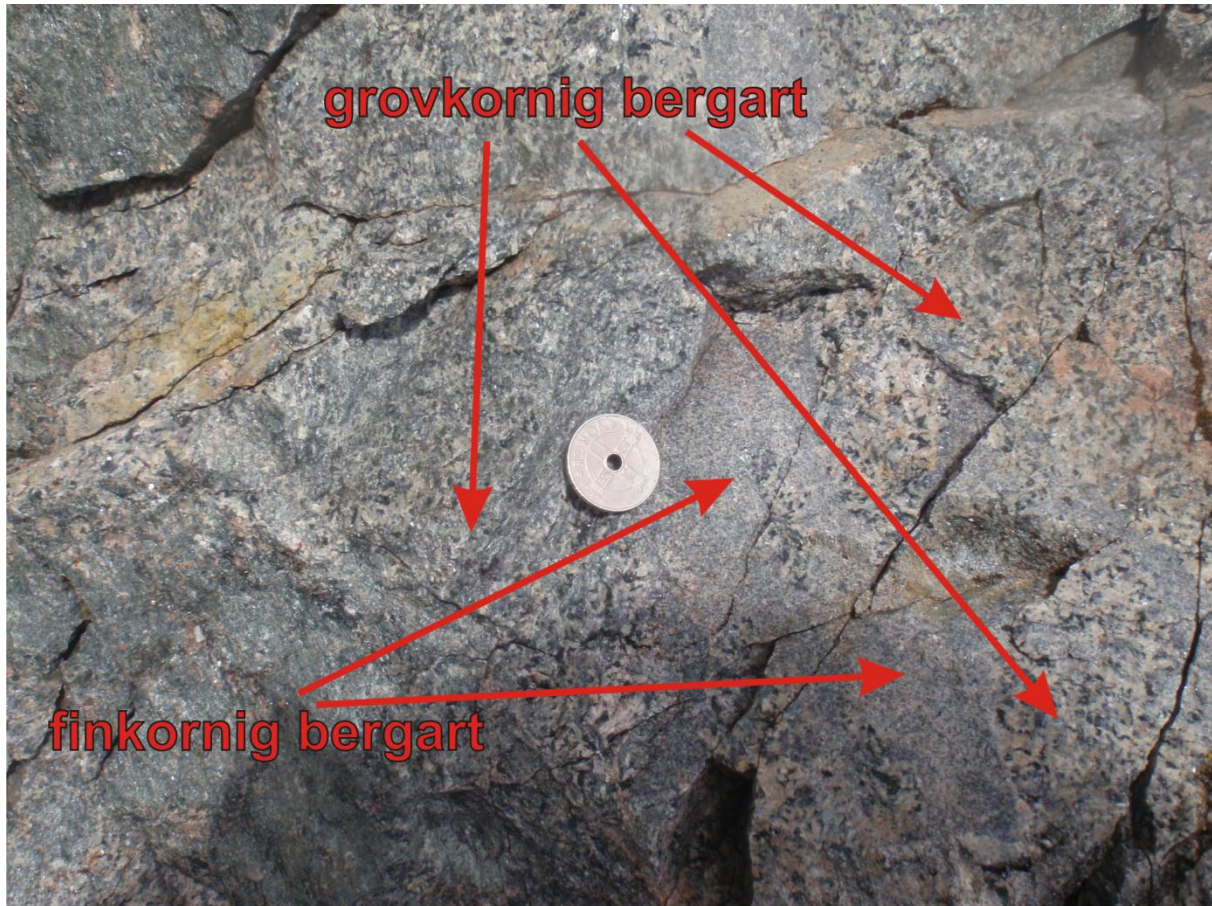
I det undersøkte området er dioritt gjennomslått av flere generasjoner av sprekker som tyder på at den intrusive bergarten har vært utsatt for sprø deformasjon. Flere duktile skjærsoner som kutter bergarten har vært observert både på den undersøkte lokaliteten (se delkapittel 3.2) og i tillegg på en lokalitet ved Rødbergan der intrusjonen danner en sterkt foliert skjærson mot metasedimentene i Bukkheiaformasjonen. Dette studiet er begrenset bare til den udeformerte bergarten.

Bergarten varierer mye i kornstørrelse, tekstur, mineralinnhold og metamorfosegrad. Fargen varierer fra lysegrå til mørkegrønn (se fig.3.3-1), i tillegg finnes det også en "flekete" variant av bergarten (se fig.3.3-3), der matriksen mellom runde aggregater rike på biotitt eller epidot er lyse- til mørkegrå med små, men synlige inneslutninger av epidot. Den lysegrå varianten av bergarten er karakterisert ved en ganske grovkornet tekstur, der enkeltkorn av amfibol og plagioklas er godt synlige i håndstykke (se fig.3.3-1:A). De største kornene som er synlige er korn av plagioklas som kan være opptil 1 cm målt langs den lengste akse og korn av amfibol, som kan være opptil 7 mm målt langs den lengste akse. Denne bergarten ser ut til å være uomdannet når en observerer den i felt og representerer sannsynligvis protolitten til de mer omdannede partiene. Den mørkere dioritten er middels- til finkornig (amfibolkorn kan være opptil 3 mm målt langs den lengste akse, plagioklaskorn er ikke synlige) og er ofte mer omdannet enn den lyse varianten av bergarten da den inneholder ganske mye epidot som gir bergarten en grønnaktig farge (se fig. 3.3-1:B)



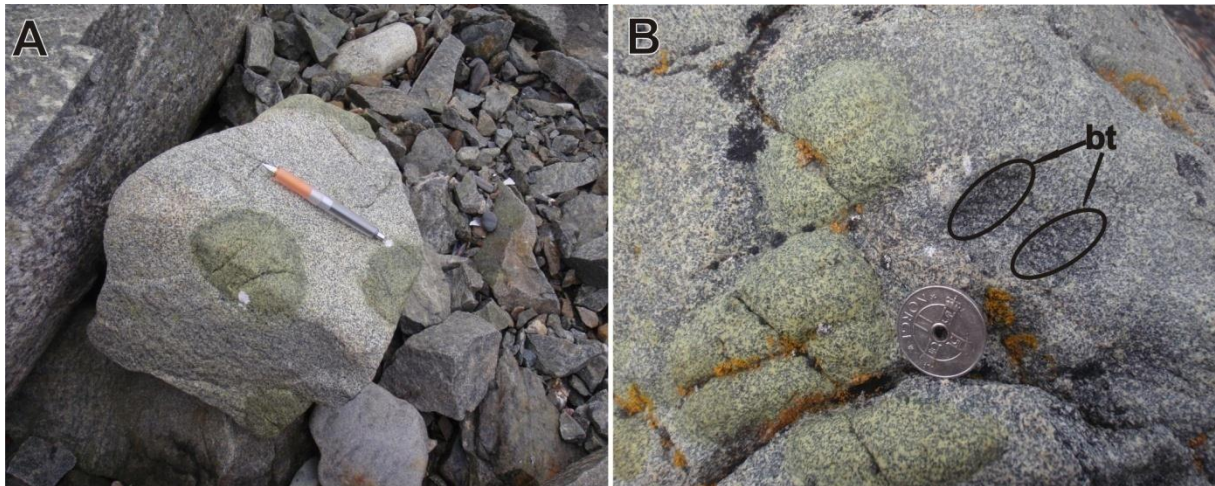
Figur 3.3-1: Bildene viser hvordan bergarten ser ut i felt. A: den grovkornige, lyse typen av dioritt. B: den finkornige, mørke typen av dioritt.

Generelt sett ser det ut som at bergartskroppen ikke er homogen, men består av flere intrusjoner som varierer i mineralsammensetning, tekstur og farge. På lokaliteten i figur 3.3-2 er den grovkornige dioritten intrudert av opp til 5 cm mektige ganger av en mer finkornig bergart.



Figur 3.3-2: Bildet viser at dioritten har en ikke-homogen litologi, der den grovkornige dioritten er intrudert av en mer finkornig bergart.

Feltobservasjoner tyder på at den opprinnelige magmatiske dioritten har vært utsatt for metasomatose, store områder bærer preg av en omfattende epidotisering. Store bergartsblokker har den karakteristiske grønne fargen av finkornig epidot. Epidot-rike partier forekommer imidlertid også i form av mer spesifikke strukturer: runde til avlange og ”eggformede” aggregater av epidot opptrer i store deler av det undersøkte feltområdet der dioritten har fått et ”flekkete” utseende (se fig. 3.3-3:A, B).



Figur 3.3-3: Bildene viser de karakteristiske aggregatene som finnes i bergarten. A: Runde aggregater av epidot i dioritt. B: To elongerte aggregater som er anriket på biotitt. Aggregatene har svakt konkave overflater. Til venstre for ansamlingene av biotitt er tre store epidot- "boller".

Disse strukturene finnes ikke bare på overflaten, men danner en slags 3-dimensjonale kuleformete domener inne i bergarten. Aggregatene varierer ganske mye i størrelsen, fra 1 cm til ca 20 cm i diameter eller målt langs den lengste akse for mer avlange domener.

Aggregatene har ganske skarpe grenser mot den omkringliggende uomvandlede bergarten (se fig.3.3-3:A). Andre typer strukturer epidot forekommer i er:

- årer (sjeldne), som også er skarpt avgrenset og ikke ser ut til å ha blitt dannet i sprekker
- sprekke- innfyllinger der epidot opptrer sammen med en amfibol- antageligvis aktinolit
- sprekke- innfyllinger uten aktinolit
- elongerte aggregater som kan måle opptil 1.5 m langs den lengste akse (se fig.3.3-4). Disse strukturene kan ha blitt dannet i assosiasjon med sprekker. Strukturene er gjennomsett av to sett med sprekker som er dannet med en 90° vinkel på hverandre.



Figur 3.3-4: Bildet viser elongerte aggregater anriket på epidot. Aggregatene er gjennomgått av sprekker.

Tredimensjonale aggregater av biotitt er også observert i den omvandlede bergarten (se fig. 3.3-3: B). Disse strukturene har den typiske mørkegrå/svarte fargen til biotitt, og har vanligvis en svakt konkav overflate på grunn av forvitring. Aggregatene av biotitt er mindre i størrelsen enn flekkene anriket på epidot (de største observerte var opptil 5 cm langs den lengste akse) og er ofte mer utstrakte enn runde. Biotitt danner ingen flere strukturer enn disse aggregatene.

På grunnlag av de observerte variasjonene i litologien kan bergarten bli delt inn i følgende enheter:

- 1) grovkornet lite omvandlet bergart
- 2) grovkornet homogent epidotisert bergart
- 3) grovkornet bergart med aggregater av epidot
- 4) middels- til finkornet homogent epidotisert bergart
- 5) middels- til finkornet bergart med aggregater bestående av epidot og biotitt.

Utfelling av karbonat, kvarts, pyritt, aktinolit og hematitt har vært observert flere steder og er assosiert med sprekkeflater.

3.4 Mikroskopiske trekk (tynnslipbeskrivelse)

Mikroskopering

24 tynnslip som var fremstilt på et laboratorium ved IG har vært analysert ved bruk av et polarisasjonsmikroskop med gjennomfallende lys. De opake fasene har vært undersøkt ved bruk av et polarisasjonsmikroskop med påfallende lys. De petrografiske observasjonene er basert på lærebøker av Nesse (2000), A. J. B. Thompson & J. F. H Thompson (1996) og MacKenzie et al., (1982). Forkortelser av mineralnavn i dette, samt i de påfølgende kapitlene er basert på artikkelen til Siivola & Schmid (2007).

Følgende mineraler er observert i bergarten:

Hovedmineraler (generelt): plagioklas, amfibol, epidot, magnetitt, titanitt, biotitt (kan stedvis opptre som et hovedmineral).

Aksessoriske mineraler (generelt): pyritt, chalcopyritt, hematitt, kvarts, turmalin, kloritt og klinozoisitt.

Hvilke mineraler som opptrer som hovedmineraler og hvilke som opptrer i små mengder varierer imidlertid i de forskjellige prøvene som følge av forskjellig omdanningsgrad og de opprinnelige variasjonene i den primært magmatiske bergarten.

Med utgangspunktet i omdanningsgrad, og variasjoner i mengden av de forskjellige mineralene ble tynnslipene delt inn i 6 grupper. Variasjoner i litologi beskrevet i delkapittel 3.3 er ikke tatt i betraktning. Prøvene i hver gruppe har slike lignende trekk som omdanningsgrad, opptreden og mengde av forskjellige mineraler, kornstørrelse, kornform og tekstur. Omdanningsgraden øker fra gruppe 1, som kan bli beskrevet som en bergart bestående av metamorfe mineraler, men der den opprinnelige magmatiske teksturen er veldig godt bevart, og til gruppene 5 og 6 som er betydelig omdannet, der en del av de opprinnelige mineralene har blitt erstattet av andre mineraler. Det var ikke mulig å plassere gruppene i en rekkefølge som kunne representere en systematisk økning i omdanningsgraden, det vil si at det ikke nødvendigvis er slik at omdanningsgraden øker systematisk fra bergarten i gruppe 1 og at bergarten i gruppe 6 representerer den siste fasen i omdanningsprosessen. Dette blir omtalt nærmere i delkapittel 3.5

De seks grupper er følgende:

Gruppe 1: prøvene 438, 435c, 435b. Denne bergarten er antatt å være protolitten til de mer omdannede bergartene i gruppene 2, 3, 5 og muligens 6. Derfor blir denne bergarten omtalt som ”protolitt” i de senere kapitlene. Bergarten i alle tyunnslipene i denne gruppa er en svakt omdannet og veldig svakt deformert grovkornet bergart som består av plagioklas, amfibol, titanitt og magnetitt. Aksessoriske mineraler er pyritt, biotitt, chalcopyritt, kloritt og kvarts.

Tekstur

Bergarten er karakterisert ved en primær magmatisk tekstur. Teksturen er ekvigranulær og ingen foretrukket orientering av mineralene er observert. Noen av amfibolkornene er poikilittiske, det vil si at de inneholder små inneslutninger av andre mineraler, i dette tilfellet oksider, pyritt og små mengder av titanitt. Men det er ikke mulig å si ut fra observasjonene om den poikilittiske tekturen en magmatisk eller metamorf (se fig.3.4-1:B).

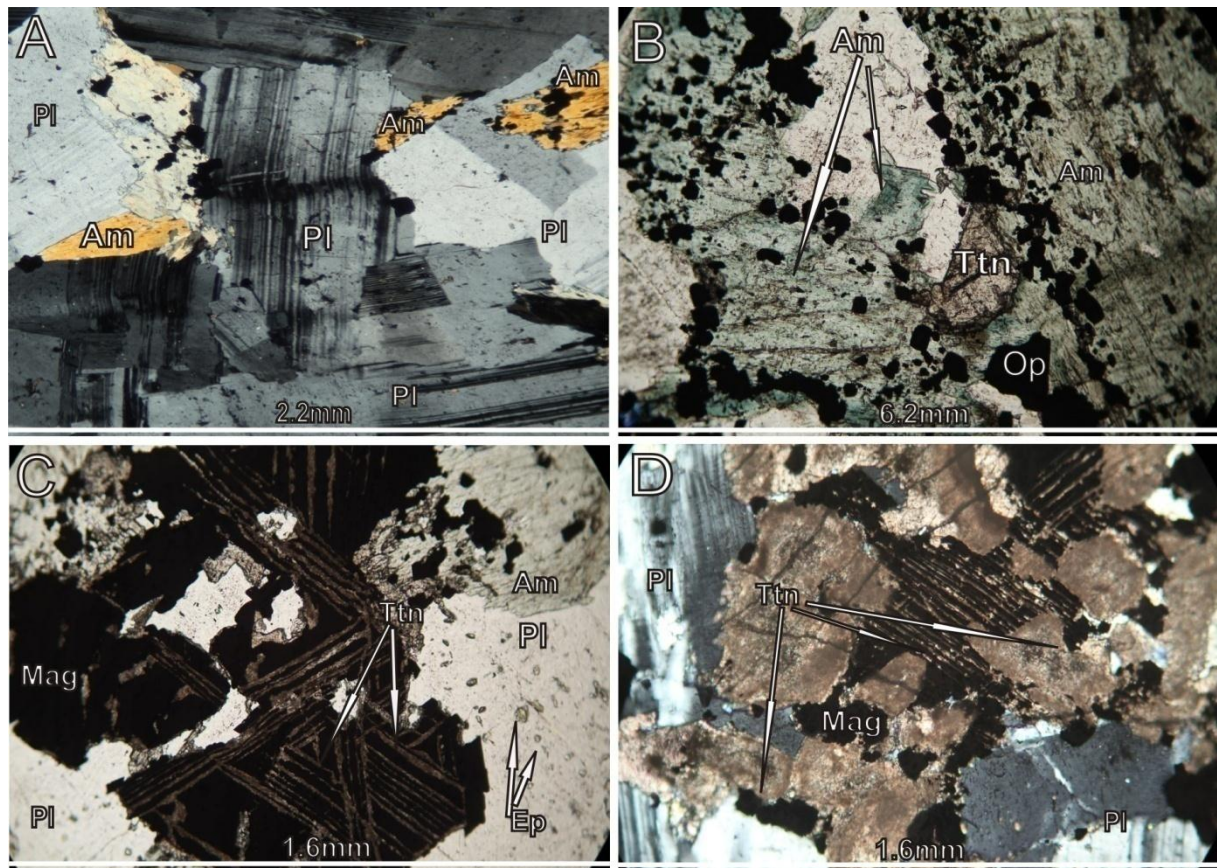
Mineralogi

Hovedmineraler

Plagioklas: modalinnholdet varierer mellom 50 % og 60 % i de tre tyunnslipene. Minerallet opptrer for det meste i form av store subhedrale til anhedrale korn opptil 6 mm målt langs den lengste aksene, er fargeløst i planpolarisert lys og er karakterisert ved lavt relieff, lave interferensfarger (første ordens hvit eller grå), skrå utsløkning, dannelse av albitt-tvillinger og enkelte steder Carlsbad- tvillinger. Tvillingstripene i noen av plagioklaskornene er bøyd (se fig.3.4-1:A). Mange av plagioklaskornene (spesielt i prøvene 435b og 435c) viser begynnende saussurittisering: plagioklas inneholder små korn av epidot/epidotgruppemineraler (vanskelig å identifisere på grunn av veldig små kornstørrelser) (se fig.3.4-1:C). Små korn av biotitt finnes også inne i plagioklasen.

Amfibol: modalinnholdet varierer mellom 15 og 25 %. Amfibol har en distinkt grønn egenfarge og er pleokroitisk. Noen korn har imidlertid en brunaktig farge. Minerallet viser et tydelig kløv, der kløvflatene krysser hverandre med ca 60/120° vinkler. Amfibolkornene er anhedrale, med en gjennomsnittlig størrelse på 0.35- 4 mm målt langs den lengste aksene. Det finnes fargeforskjeller innenfor samme korn: flere amfibolkorn har en mørkere rand rundt en lysegrønn kjerne, men mange har også mørkegrønne partier midt i kornet. Inklusjoner av små

korn av opake mineraler, slike som pyritt og oksiderer typiske for amfibolkornene i denne gruppa (se fig.3.4-1:B).



Figur 3.4-1: Mikroskopbilder av bergarten i gruppe 1. A: Bøyde plagioklas tvillinger (krysspolarisert lys). B: Amfibolkorn med poikolittisk tekstur og tydelig optisk sonering. C: Tre sett av titanitt lameller i et korn av magnetitt. Det store plagioklaskornet til høyre er delvis saussurittisert. D: Anhedrale korn av titanitt og lameller av titanitt. Bilde B-D: planpolarisert lys.

Titanitt: mineralet har et veldig høyt relieff, svak brun egenfarge, er svakt pleokroittisk og har ekstremt høye interferensfarger. Titanitt opptrer på tre følgende måter:

- 1) som tynne, rette, parallelt orienterte lameller inne i korn av magnetitt (se fig. 3.4-1:C, D). I et og samme korn kan lamellene forekomme i form av 3 sett orientert med ca 60° vinkler på hverandre. Noen av lamellene er bøyd.
- 2) som irregulære anhedrale aggregater rundt og inne i korn av magnetitt (se fig. 3.4-1: D).
- 3) som anhedrale og subhedrale enkeltkorn av varierende størrelse (0.2 - 1.2 mm langs den lengste aksene) (se fig. 3.4-1:B).

Lameller av titanitt er mest karakteristiske for tynnslipene 435b og 435c, mens i 438 opptrer mineralet for det meste i form irregulære sammenvokste aggregater som er assosiert med magnetitt.

Det er vanskelig å estimere mengden av titanitt i tynnslipene på grunn av at mineralet ofte opptrer i form av lameller.

Magnetitt: modalinnholdet varierer mellom ca 10 og 15 %. Magnetitt er opak og dens mengde, kornstørrelse og form har blitt estimert ved bruk av et pålysmikroskop. Som nevnt ovenfor, inneholder korn av magnetitt ofte lameller av titanitt og/eller assosiert med anhedrale korn av titanitt (se fig. 3.4-1:C, D). Kornstørrelse varierer mye: inne i amfibolkorn kan korn av magnetitt være veldig små, mindre enn 0.02 mm langs den lengste akse, men ellers kan kornstørrelsen være opptil ca 3 mm langs den lengste akse. Store korn er anhedrale, mens små kan være sub- til euhedrale.

Aksessoriske mineraler.

I denne gruppa opptrer epidot, klinoisitt, biotitt, kvarts, pyritt, chalkopyritt og hematitt som aksessoriske mineraler.

Epidot/epidotgruppemineraler opptrer i form av små korn inne i plagioklaskorn som følge av saussurittiseringsprosessen. Noen få små korn av biotitt og kvarts har også vært observert inne i plagioklaskornene.

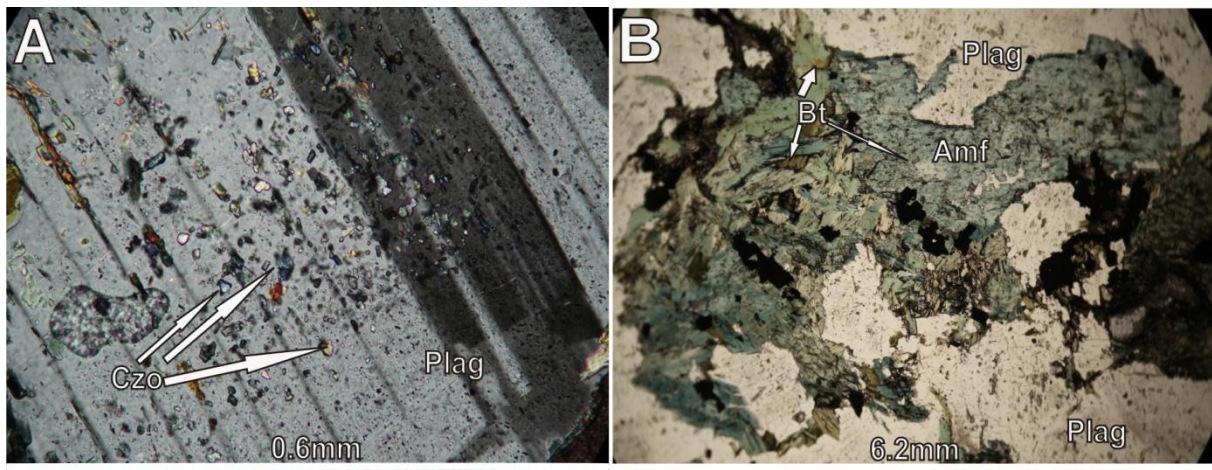
Gruppe 2: prøvene 444k og 436b. Bergarten i disse tynnslipene er mer omdannet enn i gruppe 1, men mindre omdannet enn i de øvrige gruppene. Det karakteristiske er at den opprinnelige magmatiske tekturen er bevart. Den viktigste faktoren for å samle disse prøvene i egen gruppe er graden av omdanning av plagioklas.

Tekstur

Denne gruppa viser i grove trekk samme tekstur som beskrevet for gruppe 1.

Mineralogi

Mineralogien til bergarten i tynnslipene 436b og 444k er ganske lik mineralogien til bergarten i gruppe 1, både med hensyn på mineralinnholdet og teksturer. Hovedmineralene er de samme som i gruppe 1. I motsetning til gruppe 1, der biotitt finnes som få enkeltkorn, begynner mineralet å bli et viktig aksessorisk mineral i gruppe 2. Biotitt finnes som små korn inne i plagioklas- og amfibolkorn, samt i form av større anhedrale korn (0.35-0.75 mm målt langs den lengste akse) (se fig. 3.4-2: B). Bergarten i gruppe 2 er også mer rik på epidot/epidotgruppemineraler på grunn av en mer omfattende saussurittisering. Små korn av klinozoisitt er også påvist i denne gruppa, mineralet er karakterisert ved anomale førsteordens interferensfarger og manglende egenfarge i planpolarisert lys (se fig. 3.4-2: A). Titanittlameller i korn av magnetitt er mer irregulære og forgreinede enn i gruppe 1. Amfibolkornene viser tydelige fargevariasjoner, noen korn har stedvis fått en mørkegrønn/grønnblåfarge (se fig. 3.4-2: B).



Figur 3.4-2: Mikroskopbilder av bergarten i gruppe 2. A: Inklusjoner av saussuritt i plagioklas (krysspolarisert lys). B: Overvekst av biotitt på amfibol. Amfibolkornet viser optisk sonering (planpolarisert lys).

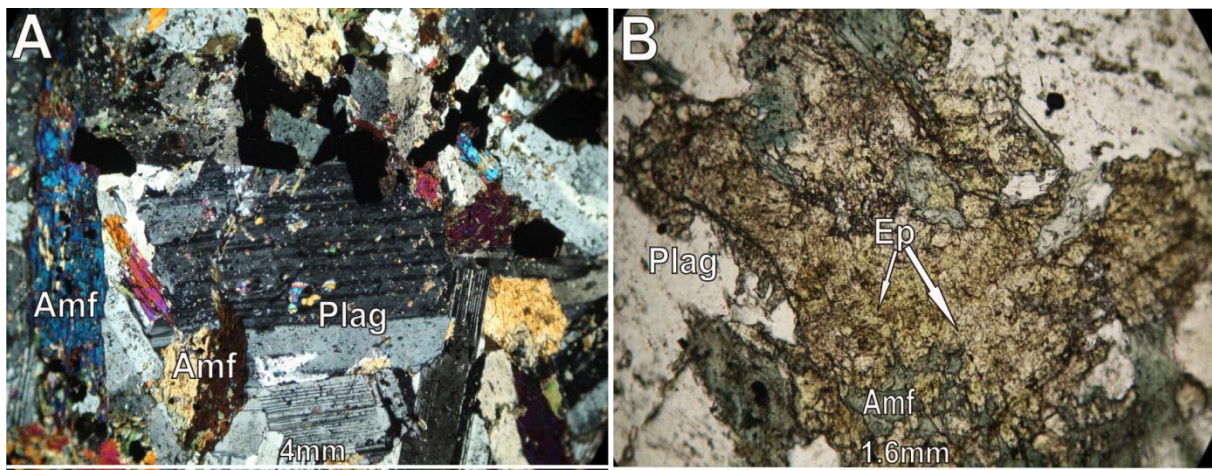
Gruppe 3: prøvene 440, 439, 442. Bergarten i denne gruppa er karakterisert ved en mer omfattende saussurittisering og omvandling selv om korngrensene er fremdeles godt bevarte og enkeltkorn er gjenkjennbare.

Tekstur

Teksturen er ganske lik teksturene i gruppe 1 og 2. Plagioklas forekommer i form av subhedrale ekvigranulære korn og ingen foretrukket orientering er observert.

Mineralogi

Bergarten består av 40-50 % plagioklas, 20-35 % amfibol, ca 15 % opake mineraler, 10-15 % titanitt, opptil 15 % biotitt, mest i prøve 440. Amfibolkornene har veldig irregulære grenser og viser optisk sonering med lysegrønn kjerne og mørkere rand. Mineralet er sterkt omdannet, ser ut som at amfibol blir erstattet av biotitt. Biotitt dannes også inne i plagioklasen. Epidot er et viktig aksessorisk mineral som forekommer ikke bare som følge av saussurittiseringen av plagioklas, men også som små aggregater bestående av større korn. Slike aggregater viser tydelige fargevariasjoner (se fig. 3.4-3:B). Noen plagioklaskorn har en kjerne som er mer overvokst av epidot enn randen (se fig. 3.4-3:A). Lameller av titanitt er ikke så vanlige for denne gruppa som for gruppe 1 og 2. Irregulære lameller finnes i magnetitt i tynnslip 442, men for det meste forekommer titanitt i form av anhedrale irregulære korn assosiert med korn av magnetitt. Aksessoriske mineraler er hematitt og pyritt.



Figur 3.4-3. Mikroskopbilder av bergarten i gruppe 3. A: Plagioklaskornet som ligger i midten av bildet har mange korn av epidot/epidotgruppemineraler i kjernen, mens den lysegrå randsonen er mindre omdannet (krysspolarisert lys). B: Et område som er rikt på epidot. Epidot viser fargevariasjoner, der noen partier har en sterk gul farge, mens andre partier har en svakere farge (planpolarisert lys).

Gruppe 4: prøvene 447b, 434a og 434b. Bergarten er karakterisert ved en finere kornstørrelse og en annerledes tekstur enn bergarten i gruppene 1, 2 og 3. Omvandlingsgraden er omtrent den samme som i gruppe 3, men gruppe 4 inneholder litt mer epidot og dette mineralet opptrer på en annerledes måte enn i de andre gruppene.

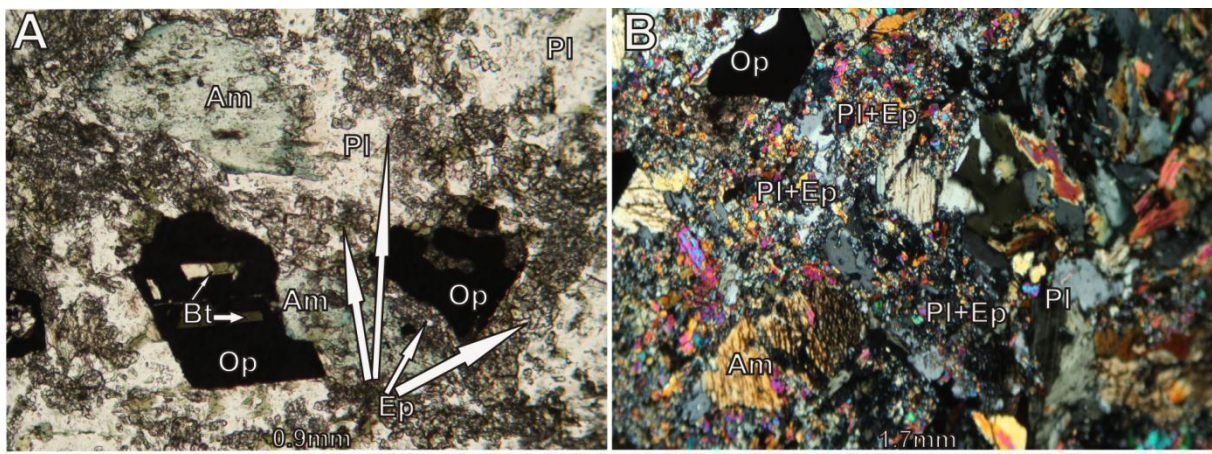
Tekstur

Selv om bergarten er ganske omdannet er det fremdeles mulig å antyde den opprinnelige tekturen, som ser ut til å være ganske annerledes enn i gruppene 1-3. Kornene av plagioklas er elongerte og smale, og danner et slags nettverk der mellomrommet er fylt av andre mineraler, slike som amfibol, titanitt og opake mineraler. Som følge av dette kan ikke denne tekturen kalles ekvigranulær, men heller holokrystallin. Ingen foretrukket orientering er observert. Den nåværende tekturen er karakterisert ved dannelsen av finkornige epidot-domener, som representerer tydeligvis omvandlings- strukturer (se fig. 3.4-4).

Mineralogi

Hovedmineraler er plagioklas (20-35 %), amfibol, epidot og opake mineraler (ca 10 %). Det er vanskelig å estimere mengden av amfibol og epidot i prøvene fordi at amfibol er sterkt omdannet og grensene mellom amfibolkornene og andre mineraler er diffuse. Epidot opptrer på følgende måter:

- 1) i form av ekstremt små korn samlet i irregulære aggregater som er ofte utstrakte og det ser ut som at de dannes rundt korn av andre mineraler (se fig.3.4-4:A)
- 2) i form av domener med en større kornstørrelse som ser ut til å erstatte plagioklaskorn (se fig. 3.4-4:B).
- 3) som små korn i plagioklas- og amfibolkorn.



Figur 3.4-4: Mikroskopbilde av bergarten i gruppe 4. A: Utstrakte aggregater av finkornig epidot (planpolarisert lys). B: Nedbrytning av plagioklas. Plagioklas blir erstattet av epidot (krysspolarisert lys).

Saussurittisering av plagioklas er omfattende, enkelte steder har plagioklas blitt nesten fullstendig erstattet av epidot (se fig. 3.4-4:B). Klintzoisitt finnes som et produkt av

saussurittiseringsprosessen. Klinozoisitt opptrer i form av bitte små korn som vokser på tvers av den lengste akse til plagioklaskornene. Titanitt forekommer for det meste i form av korn assosiert med magnetitt, lameller er sjeldne. Aksessoriske mineraler er pyritt, biotitt, turmalin og klinozoisitt. Biotitt opptrer ofte sammen med amfibol, som små korn i den finkornige matriksen sammen med andre mineraler og inne i korn av opake mineraler (se fig.3.4-4:A).

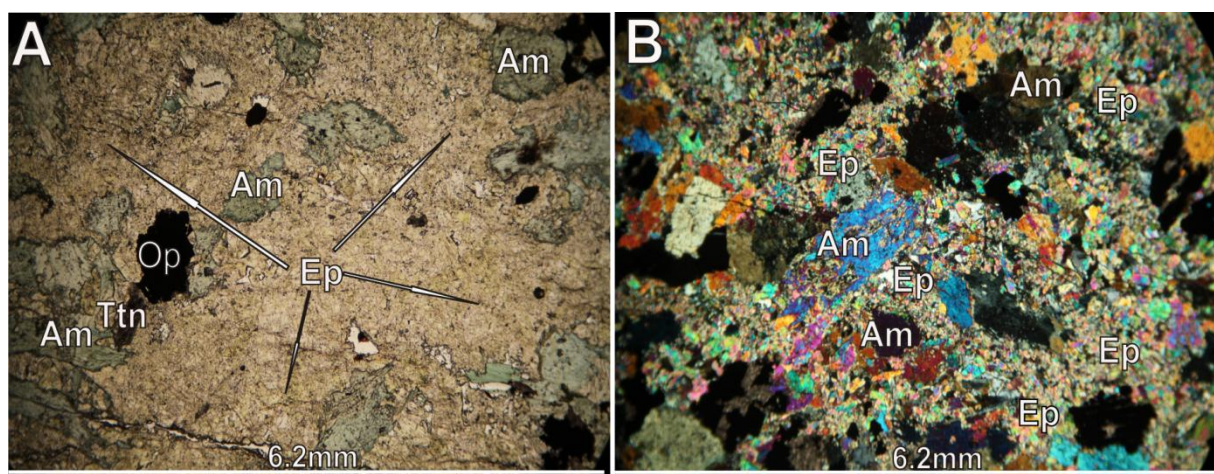
Gruppe 5: prøver 443 og 444omd. I motsetning til protolitten som er karakterisert ved et høyt innhold av plagioklas, inneholder tynnslipene i gruppe 5 veldig lite plagioklas men mye epidot.

Tekstur

Bergarten består av en finkornig grunnmasse av epidot som inneholder større korn av epidot og andre mineraler (se fig. 3.4-5).

Mineralogi

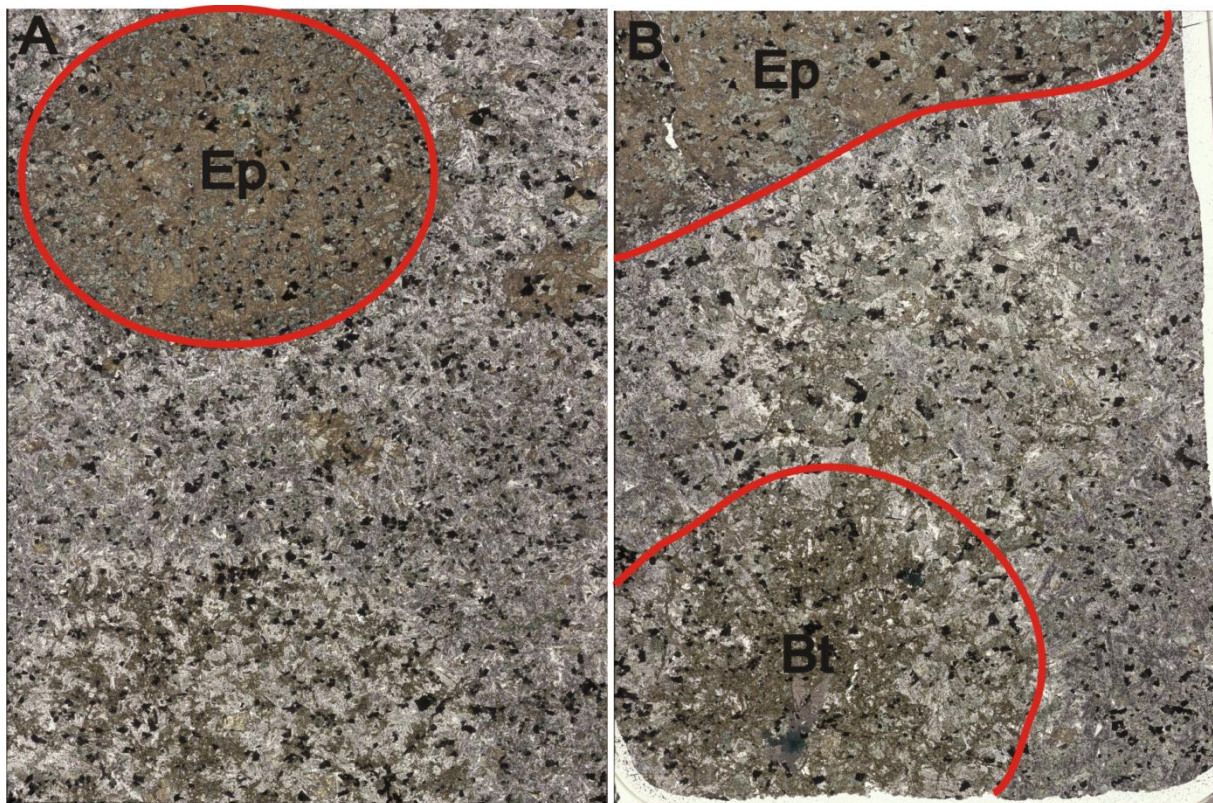
Mellom 50 og 60 % av bergarten i denne gruppa består av finkornig epidot. Det finnes imidlertid aggregater av epidot med større kornstørrelser. Generelt sett varierer størrelsen av epidotkornene fra mindre enn 0.02 mm til ca 0.6 mm (se fig. 3.4-5:B). Epidot viser fargevariasjoner: mesteparten av epidot-matriksen har en karakteristisk svakgul egenfarge, mens noen partier i matriksen har en sterk gul farge (se fig 3.4-5:A). Anhedrale korn av amfibol med irregulære grenser og tydelige fargevariasjoner utgjør 20-30 % av bergarten. Mange amfibolkorn viser lamellære tvillinger.



Figur 3.4-5. Mikroskopbilder av bergarten i gruppe 5. A: Anhedrale korn av amfibol, opake mineraler og titanitt i en matriks av epidot. Matriksen viser fargevariasjoner (planpolarisert lys). B: Bildet viser variasjoner i kornstørrelsen av epidot i matriksen (krysspolarisert lys).

Opake mineraler utgjør ca 10 % av bergarten, blant disse er oksider, pyritt i 443 og chalcopyritt i 444omd. Titanitt opptrer som aksessorisk mineral og forekommer for det meste som anhedrale korn sammen med magnetitt, noen få lameller av titanitt er også til stede. Andre aksessoriske mineraler er saussurittisert plagioklas, veldig små mengder av biotitt, kloritt og turmalin (i prøve 443).

Gruppe 6: prøver VEP01, VEP02, VEP03, VEP04, VEP06, VEP07, VEP09, VEP10, VEP11, VEP13, VEP14. Fellestrekket for disse prøvene er opptreden av separate, mer eller mindre orbikulære domener (ofte tydelig avgrenset) hvor noen er anrikt på epidot, mens andre er anrikt på biotitt (se fig. 3.4-6). Epidot- og biotittanrikede domener er adskilt av en sone der bergarten er mer rik på plagioklas og den primært magmatiske teksturen er bevart (se fig. 3.4-9: C og D). Denne bergarten blir omtalt som "lite omdannet" i de påfølgende kapitlene.



Figur 3.4-6. Skanner- bilder av tynnslip VEP3 (A) og VEP13 (B) som viser domener anrikt på epidot og biotitt.

Tekstur

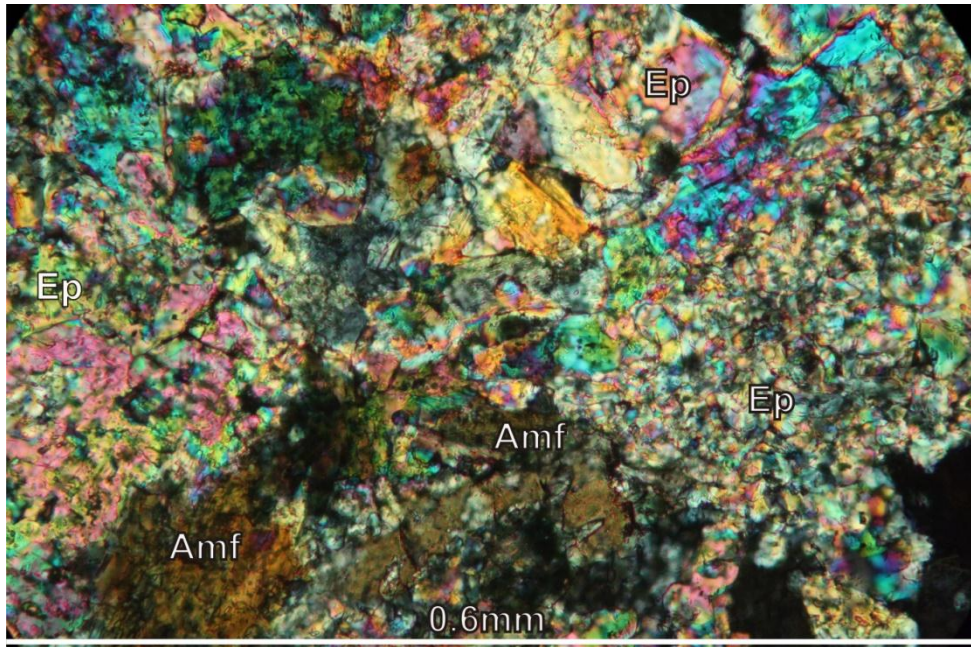
Den opprinnelige magmatiske tekturen er godt synlig i sonen mellom domenene anrikt på epidot og biotitt, denne tekturen tilsvare tekturen i bergartene i gruppene 1-3. Orbikulære domener som er anrikt på epidot inneholder omvandlede korn av amfibol, titanitt, plagioklas og opake mineraler som befinner seg i en finkornig matriks av epidot. Domener som er anrikt på biotitt danner finkornige aggregater. Mineralet viser stedvis dannelsen av matriks.

Mineralogi

Orbikulære domener anrikt på epidot (se fig 3.4-9: A).

Hovedmineraler:

- epidot (70-80 %), opptrer i form av en veldig finkornet matriks (de største kornene er opptil 0.2 mm i diameter), der det er vanskelig å skille mellom enkeltkornene (se fig. 3.4-7). Det finnes tydelige fargeforskjeller i epidotmatriksen.



Figur 3.4-7. Mikroskopbilde som viser hvordan epidotmatriksen ser ut. Grensene mellom enkeltkornene er svært diffuse. Krysspolarisert lys.

- amfibol som forekommer i form av større anhedrale korn med irregulære grenser (de største kornene er opptil 1.25 mm målt langs den lengste akse). Kornene av amfibol er veldig

omdannede (se fig. 3.4-7), med irregulære grenser og mange inneslutninger av epidot og titanitt.

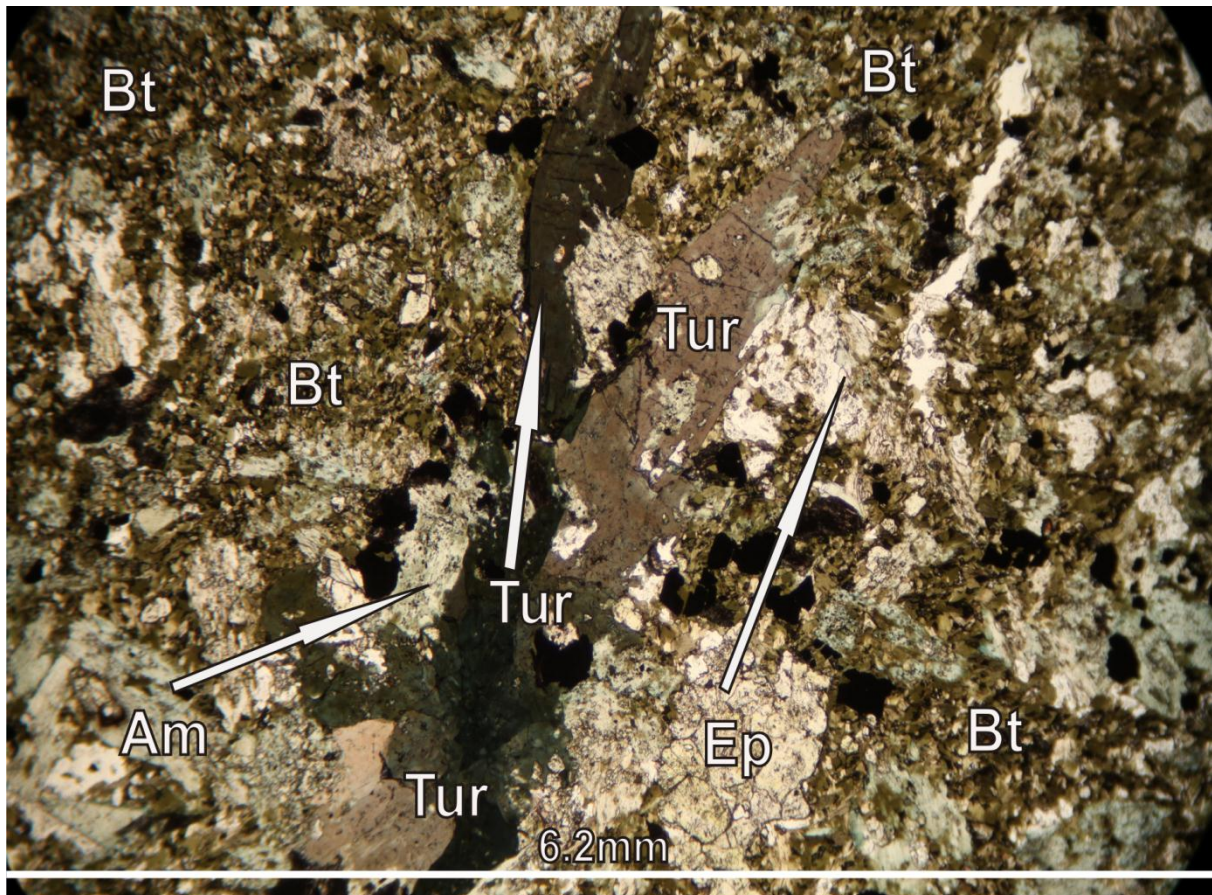
Aksessoriske mineraler er plagioklas som er sterkt saussurittisert, opake mineraler (oksid, pyritt, chalkopyritt og titanitt i form av anhedrale irregulære korn av varierende størrelse (0.05-1.5 mm målt langs den lengste akse), kvarts, biotitt (forekommer i assosiasjon med amfibol) og turmalin. Turmalin forekommer i små mengder i form av anhedrale krystaller av varierende størrelse. Mineralen er sterkt pleokroittisk, de fleste kornene er av en mørk blågrønn farge, noen er imidlertid rosa og grå.

Orbikulære domener anrikt på biotitt (se fig. 3.4-9:B)

Hovedmineraler:

- biotitt (60-70 %) opptrer i form av små anhedrale til subhedrale korn (ca 0.02-0.26 mm målt langs den lengste akse). Biotitt danner matriks bare enkelte steder, men for det meste opptrer mineralen i form av aggregater som er dannet mellom og rundt korn av andre mineraler, slike som plagioklas og amfibol. Noen plasser er det tydelig at biotitt gradvis erstatter amfibolkorn.
- amfibol som opptrer i form av sterkt omvandlede anhedrale korn som inneholder korn av epidot, biotitt og opake mineraler
- epidot som forekommer a) i form av veldig små korn som stedvis fyller rom mellom korn av andre mineraler og b) større avrundete subhedrale korn (0.1- 0.25 mm i diameter)
- opake mineraler.

Aksessoriske mineraler er sterkt saussurittisert plagioklas, titanitt, turmalin og kvarts. I noen tynnslip (f.eks VEP13) forekommer turmalin i form av store aggregater (ca 3 mm målt langs den lengste akse) som består av anhedrale enkeltkorn (0.25-2 mm målt langs den lengste akse) (se fig. 3.4-8).



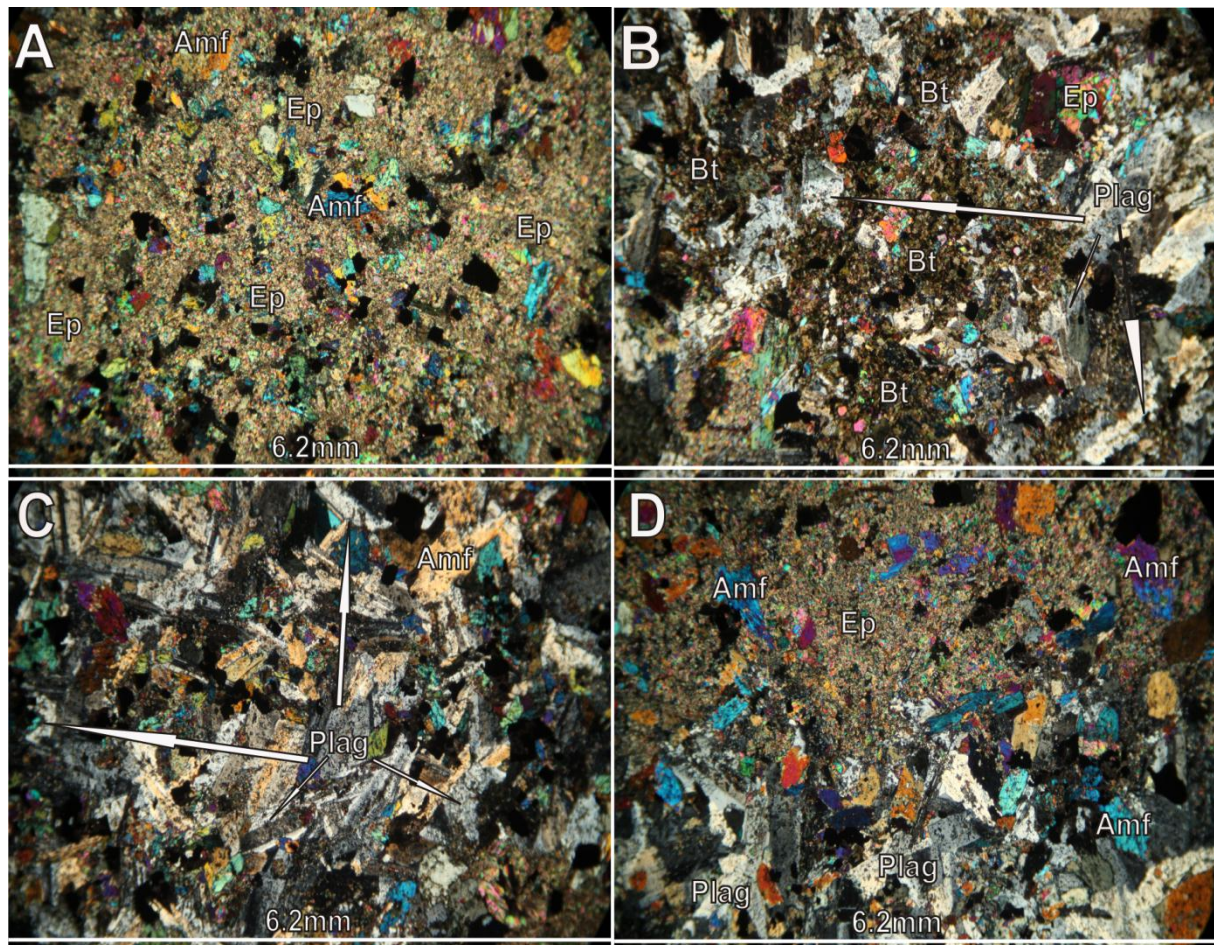
Figur 3.4-8. Mikroskopibilde av tynnslip VEP13. Bildet viser et stort aggregat av turmalin bestående av flere korn med forskjellig størrelse og form. Planpolarisert lys.

Sone der den primært magmatiske tekturen er bevart (se fig. 3.4-9:C)

Hovedmineraler:

- sterkt saussurittisert plagioklas (ca 40 %), som opptrer i form av 0.7-1.35 mm (målt langs den lengste akse) store korn. På grunn av den omfattende saussurittiseringen har korn grensene blitt uklare og det er vanskelig å si noe om kornformen, men det fremkommer tydelig at plagioklaskornene ikke har noen foretrukket orientering.
- sterkt omdannet amfibol i form av anhedrale korn som viser tydelige fargevariasjoner og inneholder små korn av epidot
- epidot som erstatter plagioklas som følge av saussurittiseringsprosessen. Epidot finnes også i form av små korn inne i amfibolkornene, og også som større aggregater bestående av mange små korn. Epidot viser tydelige fargevariasjoner.
- opake mineraler

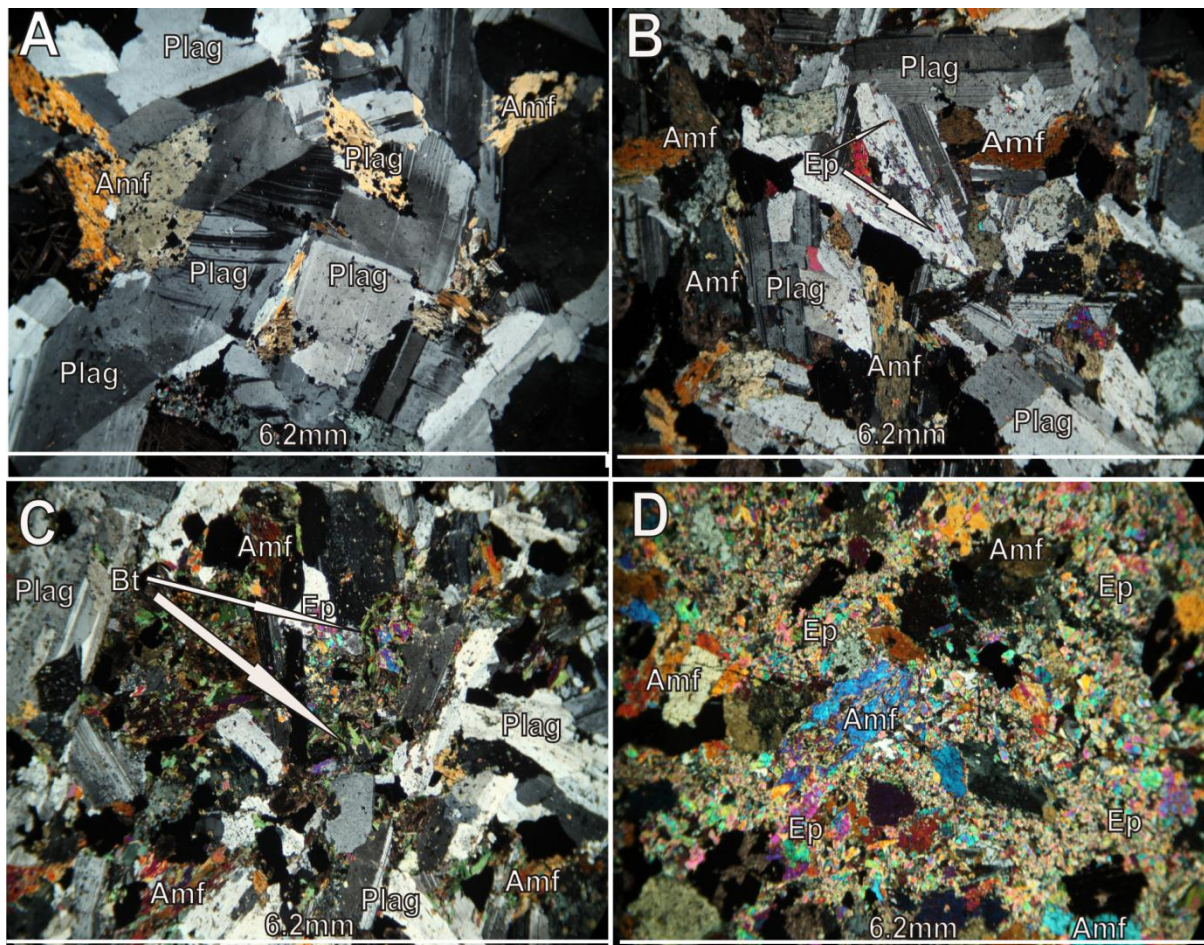
Aksessoriske mineraler er titanitt, biotitt, kvarts, små mengder sulfider, stort sett pyritt, men chalcopyritt er også observert.



Figur 3.4-9: Mikroskopbilder av bergarten i gruppe 6. A: Viser teksturen til domenet anriket på epidot. B: Et domene anriket på biotitt. C: Sone med en magmatisk tekstur D: Grense mellom domenet anriket på epidot og sonen der den primære tekturen er bevart. Krysspolarisert lys.

3.5 Oppsummering

Basert på de petrografiske observasjonene som er beskrevet ovenfor ser det ikke ut til å være mulig å opprettholde en fullstendig sekvens der en ser at omvandlingsgraden øker fra en gruppe til neste. Gruppene 1, 2, 3 og 5 danner en slik sekvens (se fig. 3.5-1), mens gruppe 4 og gruppe 6 skiller seg ut og må omtales utenfor denne sekvensen.



Figur 3.5-1. Mikroskopbildene viser hvordan omdanningsgraden øker fra bergarten i gruppe 1 (A) (tynnslip 435b), gruppe 2 (B) (tynnslip 444k), gruppe 3 (C) (tynnslip 440b) til bergarten i gruppe 5 (D) (tynnslip 443b). Gruppe 4 og 6 er ikke med i denne sekvensen. Krysspolarisert lys.

Den metamorfoserte og svakt deformerte bergarten i gruppe 1 har bevart sin opprinnelige magmatiske tekstur. Gruppene 2, 3 og 5 inneholder samme mineraler og den opprinnelige tekturen er gjenkjennbar, selv om bergarten i disse gruppene er åpenbart mer omdannet. Saussurittiseringsgraden øker gradvis fra gruppe 1, der plagioklas er saussurittisert bare i en liten grad, til gruppe 5, der plagioklas er nesten fullstendig omvandlet til epidot. Gruppene 2 og 3 antas å representere mellomstadier i denne omvandlingsprosessen. Et bevis på at det er logisk å plassere disse gruppene i en slik rekkefølge er at bergarten i prøve 444k (gruppe 2) er protolitten til bergarten i tynnslip 444omd (gruppe 5), siden de kommer fra samme prøve, der 444omd representerer en sterkt omdannet variant av 444k. En interessant observasjon er at innholdet av biotitt øker fra gruppe 1 til gruppe 3, i takt med økende saussurittisering, men biotitt er nesten fraværende i bergarten i gruppe 5. Denne observasjonen må tolkes ved hjelp av geokjemiske analyser.

Bergarten i gruppe 4 har sannsynligvis en litt annerledes protolitt enn bergarten i gruppe 1, siden den kommer fra kontaktsonen mellom den intrusive bergarten og de sedimentære bergartene i Vannagruppen. Teksturen er finkornet, noe som kan tyde på at denne bergarten stammer fra en avkjølingsmargin. Opptreden av epidot i denne gruppa skiller seg fra hvordan mineralet opptrer i de andre gruppene. Det er mulig at denne omvandlingstypen representerer et forstadium til dannelsen av epidot- rike orbikulære aggregater som er observert i bergarten i gruppe 6. I bergarten i gruppe 4 kan en se klart at epidot begynner å samles i store aggregater og danner også matriks, mens korn av andre mineraler fremdeles er gjenkjennbare, noe som tyder på at prosessen ikke har gått så langt som i bergarten i gruppe 6. Små aggregater av biotitt er observert i prøve 447b, men disse er av mye mindre størrelser enn aggregatene bestående av epidot.

KAPITTEL 4

MINERALKJEMI

4.1 Innledning

I dette kapitlet gis en presentasjon av mineralanalyser utført på elektronmikrosonde. Mikrosondeanalyser ble delvis brukt for å identifisere hvilke mineraler som er tilstede i bergarten, men hovedsakelig for å bestemme den kjemiske sammensetningen av mineralene. De kjemiske dataene er plottet i klassifikasjonsdiagrammer som er relevante for de analyserte mineralene. Samtlige mikrosondeanalyser er gitt i appendiks 1.

4.2 Metode

Mineralanalyser ble utført på en elektronmikrosonde av typen Cameca SX 100 ved Instituttet for geofag ved Universitetet i Oslo.

Kvantitative analyser ble utført med WDS (Wavelength Dispersive System). De fleste av WDS- analysene ble utført med en fokusert stråle, men for noen mineraler (for eksempel biotitt og albitt) måtte strålen defokuseres til $\approx 10 \times 10 \mu\text{m}^2$ for å unngå fordamping av de letteste elementene. Akselerasjonsspenningen som ble brukt under prosedyren var 15kV, og strømstyrken var 15nA. Kvalitative bestemmelser ble gjort med EDS (energy dispersive system).

Fem tynnslip der bergarten er karakterisert ved en forskjellig omdanningsgrad ble valgt ut for mikrosondeanalyser. Totalt ble det utført 57 kvantitative analyser, av disse ble 21 analyser utført på amfibol, 16 på epidot, 9 på biotitt, 4 på kloritt, 2 på plagioklas, 3 på titanitt og 2 på turmalin.

4.3 Resultater

De 5 tynnslipene som ble valgt for mineralkjemiske analyser er følgende: 435b, 438, 444omd, VEP13 og 447b.

Plagioklas

Det ble utført 3 kvalitative analyser (EDS) av plagioklas i tynnslip 435b, 3 kvalitative

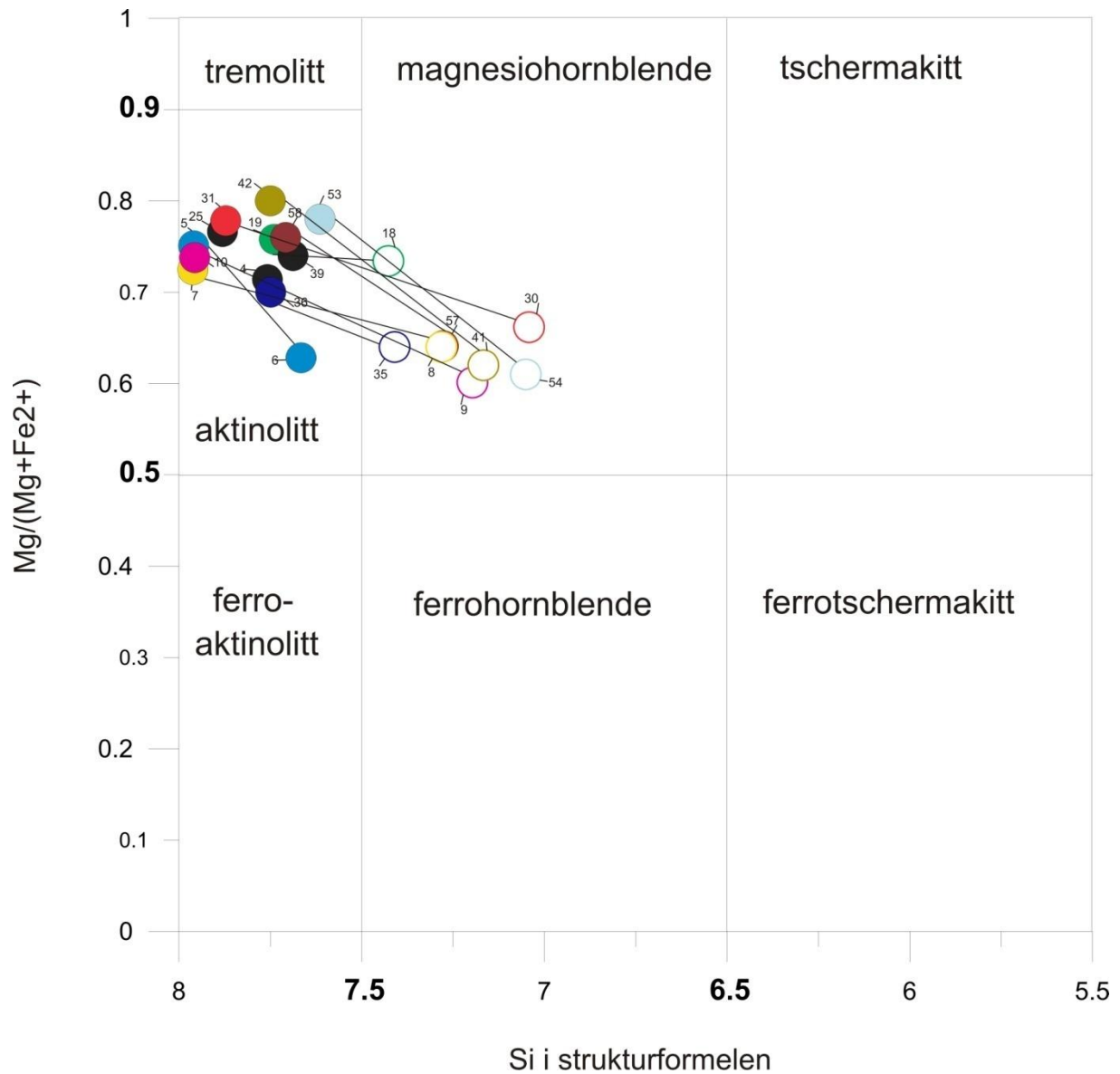
KAPITTEL 4 MINERALKJEMI

analyser i tynnslip VEP13 og 2 kvalitative analyser i tynnslip 447b. De kvalitative analysene har påvist at mineralet er ren albitt. To kvantitative analyser av plagioklas ble utført på tynnslip 438. Strukturformlene ble beregnet ved å normalisere til 5 kationer, dvs. at en antar at $Ca+Na+Al+Si=5$. De kvantitative analysene viser også at plagioklas har en sammensetning som tilsvarer albitt- endeledet, siden innholdet av Ca er ekstremt lavt.

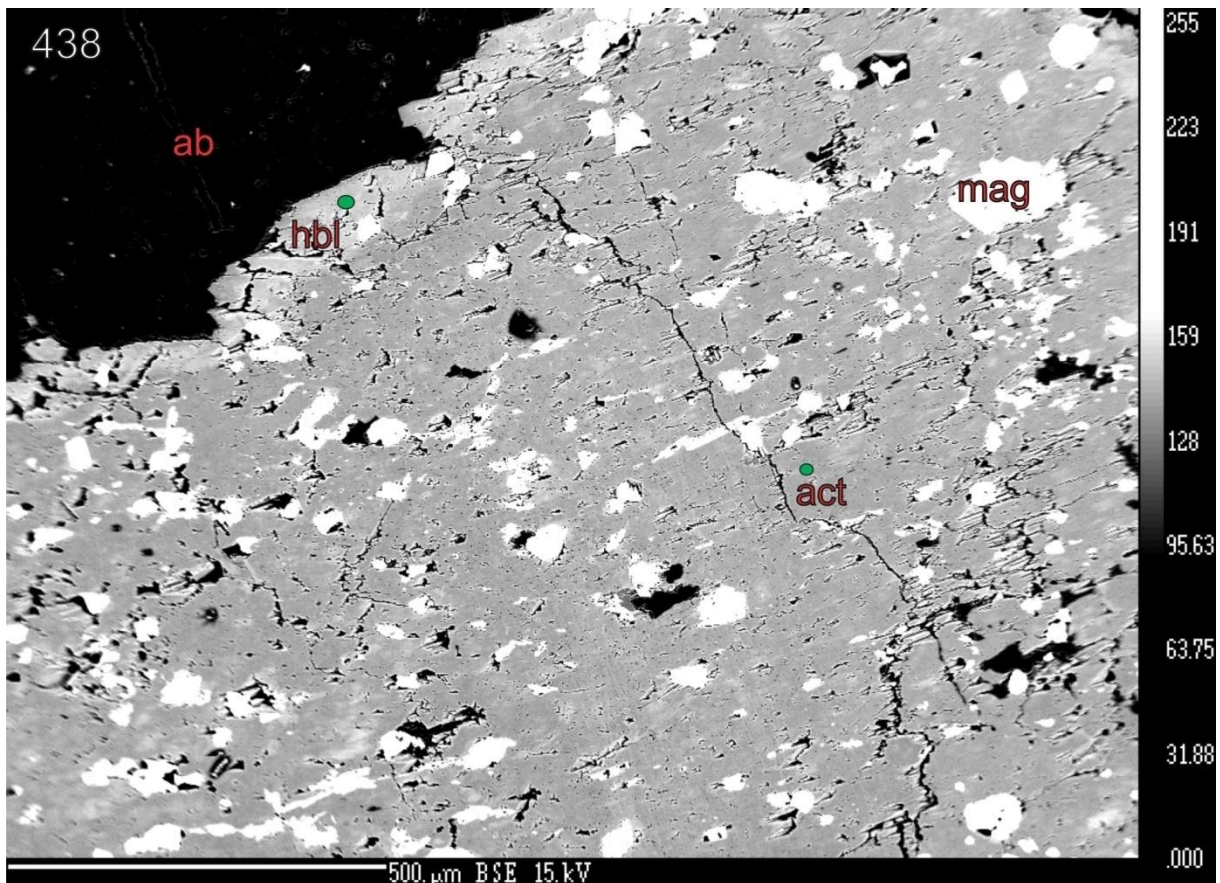
Amfibol

Amfibol ble analysert i tynnslipene 435b og 438, 444 omd, VEP13 og 447b. Strukturformlene har blitt beregnet ved å normalisere summen av kationer på T og C posisjonene (Leake et al., 1997) til 13 kationer, dvs. at en antar at $(Si+Al+Ti+Fe^{2+}+Mn^{2+}+Mg+Cr+V)=13$. Dette betyr at det kun er Ca, Na og K som sitter på B (Ca og Na) og A (Na og K) posisjonene. Ifølge klassifikasjonen av amfibolgruppemineraler etter Leake et al. (1997) tilhører alle kornene av amfibol som har vært analysert gruppen av kalsiumrike amfiboler der $Ca_B \geq 1.5$ og $(Na+K)_A \leq 0.50$. Klassifisert etter innholdet av Si i strukturformelen og forholdet $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ er de analyserte kornene enten aktinolitt, der Si-innholdet er 7.5-8 og $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 0.5-0.9, eller magnesiohornblende, der Si- innholdet er 6.5-7.5 og $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ er 0.5-0.9 (se fig. 4.3-1). De optisk sonerte kornene av amfibol (se kapittel 2) viser også en kjemisk sonering. De fleste kjemiske analysene ble utført på korn som viser sonering. Dermed var det mulig å presentere analysene parvis (se fig. 4.3-1) der den ene analysen ble utført på et område karakterisert ved en lysere farge, og den andre på et mørkere område i kornet (mørke områder oppstår både i form av en rand rundt en lysere kjerne og også som mørkere områder i midten av kornet).

KAPITTEL 4 MINERALKJEMI



Figur 4.3-1. Analyser av amfibol plottet i et klassifikasjonsdiagram modifisert etter Leake et al. (1997). Punktene er merket med tall som representerer analyse- nummer. Punkter av samme farge som er knyttet med en tie-line markerer analysene som var utført på sonerte korn. Svarte sirkler representerer analysene utført på usonerte korn.



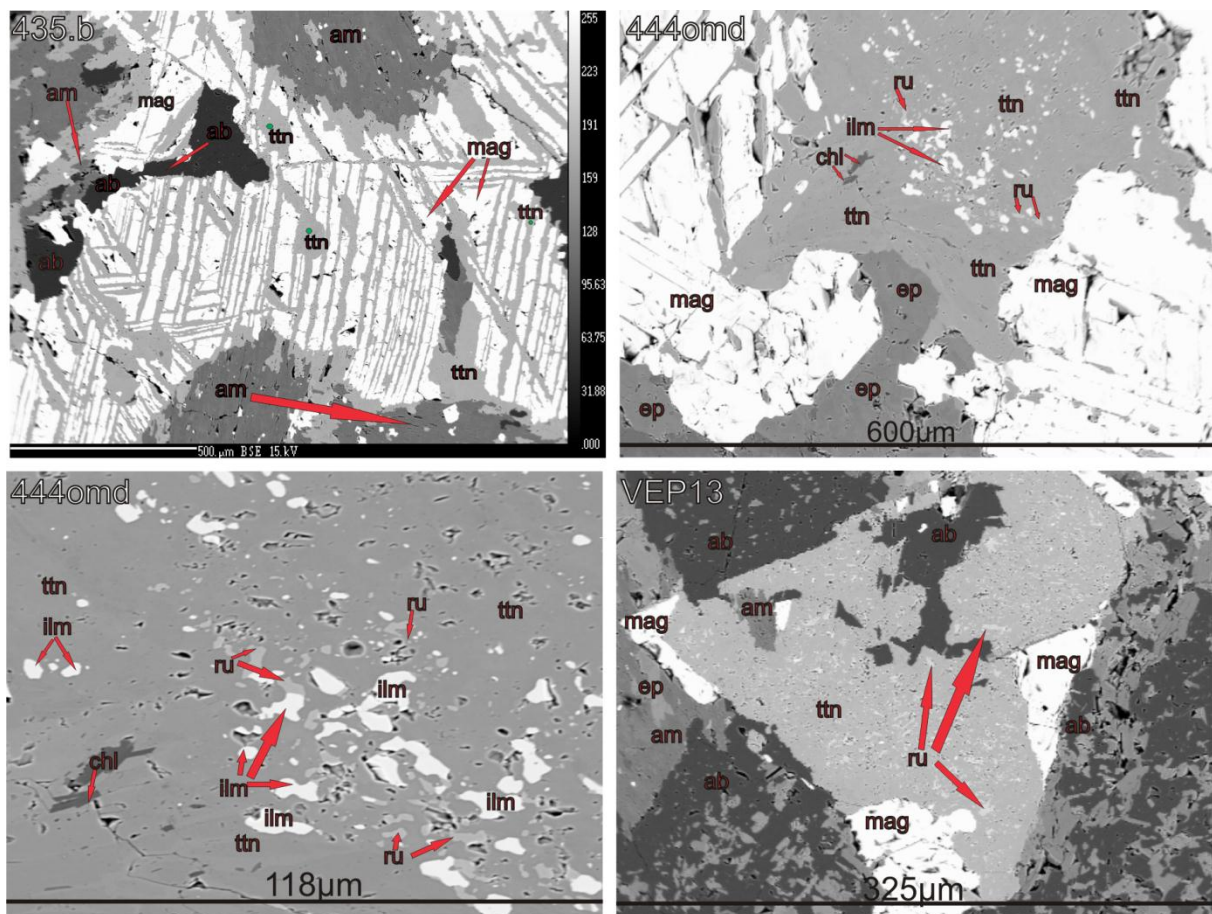
Figur 4.3-2 Backscatter bilde av tynnslip 438 som viser et sonert korn av amfibol med inklusjoner av magnetitt. Størstedelen av kornet som er middels grå består av aktinolitt, mens randsonen er lysere og består av magnesihornblende. De grønne punktene markerer steder der kvantitative analyser ble tatt.

Resultatene bekrefter antagelsen at områder karakterisert ved en mørkere farge i et polarisasjonsmikroskop (lysere farge i et backscatter bilde) består av magnesihornblende, mens områder med en lysere farge består av aktinolitt (se fig 4.3-2). Punktene 5 og 6 plotter begge i aktinolitt- området, selv om amfibolkornet viste en tydelig optisk sonering. Som en ser fra figur 4.3-1 har punkt 6 en sammensetning som er nærmere magnesihornblende, mens punkt 5 har et høyere innhold av Si i strukturformelen og plotter derfor innerst i aktinolitt-feltet. Analyser utført på sonerte korn viser en generell trend der det ene punktet som plotter i aktinolitt- feltet har et høyere $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ forhold enn det tilsvarende punktet som er klassifisert som hornblende. De fleste analysene viser at amfibolkornene i alle tynnslipene inneholder mindre mengder titan og mangan. Noen få analyser indikerer tilstedeværelse av krom i veldig små mengder.

Oksider og sulfider

Kvantitative analyser av mineraler som er opake i et polarisasjonsmikroskop har bekreftet at

bergarten inneholder titanitt, magnetitt, Ti-oksider (antagelig rutil), ilmenitt og pyritt. Tre kvalitative analyser av titanitt ble tatt på tynnslip 435b (se fig 4.3-3).



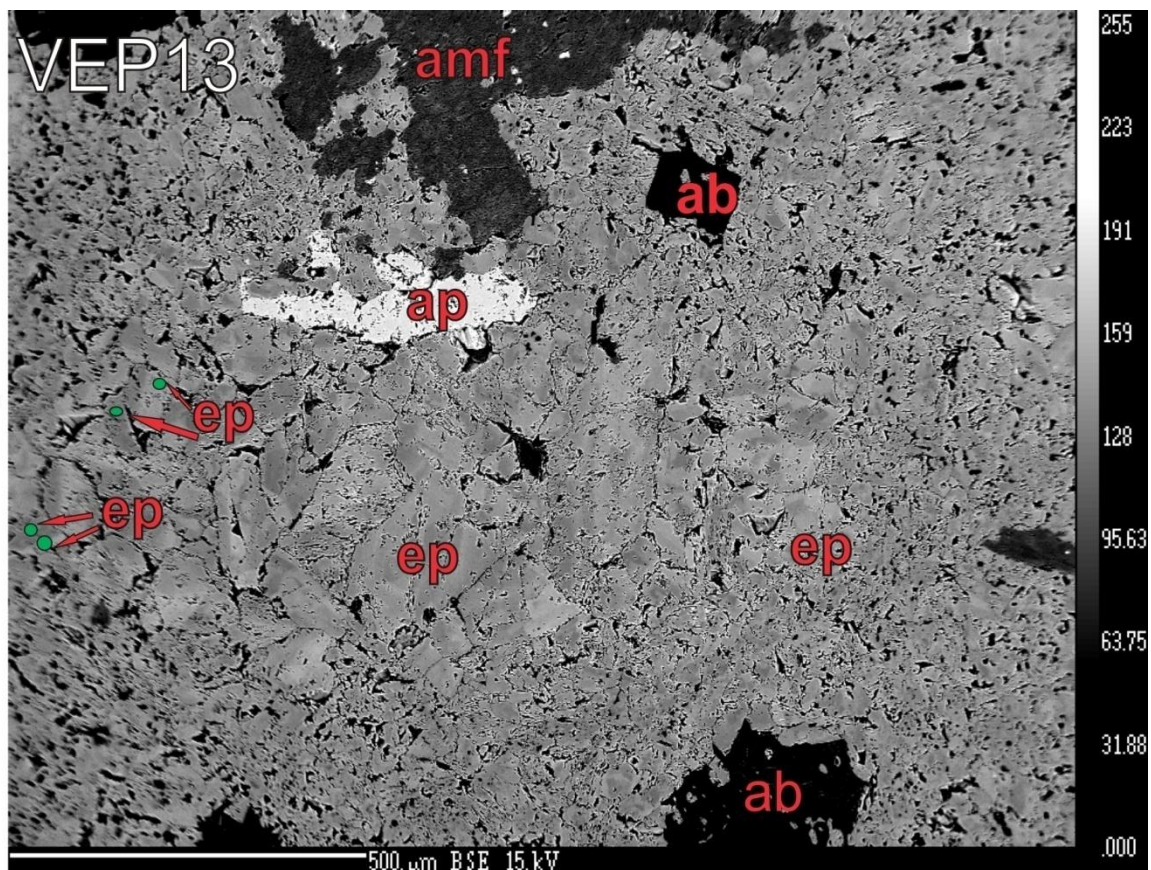
Figur 4.3-3 Backscatter bilder som viser opptreden av oksider i tynnslipene 435b, 444omd og VEP13. Bestemmelse av fasene er gjort ved bruk av EDS. De tre grønne punktene på bildet 435b markerer steder der kvantitative analyser av titanitt ble tatt.

Ved bruk av EDS har det blitt påvist at lameller av titanitt forekommer sammen med magnetitt. Magnetitt forekommer også i form av større korn (se fig 4.3-3: 444omd og VEP13). Små korn av ilmenitt og rutil opptrer som inneslutninger i større korn av titanitt (se fig 4.3-3: 444omd og VEP13).

Epidot

Seks kvalitative analyser av epidot ble utført på tynnslip VEP13, 7 analyser ble utført på tynnslip 447b og 3 analyser ble utført på tynnslip 444omd. Beregninger av strukturformlene ble gjort ved å normalisere til 8 kationer, dvs. $Ca+Al+Fe^{3+}+Si=8$. Denne beregningsmetoden er blant metodene som er anbefalt av Franz & Liebscher (2004). Petrografiske undersøkelser

påviste optisk sonering hos epidotkorn (se kap. 3). For noen optisk sonerte korn ble parvise analyser utført av områder som er karakterisert ved en lys farge og områder karakterisert ved en mørk farge (se fig. 4.3-4). Optisk sonering forekommer ikke i form av kjerne- rand sonering: mørke og lyse områder forekommer usystematisk inne i epidotkorn.

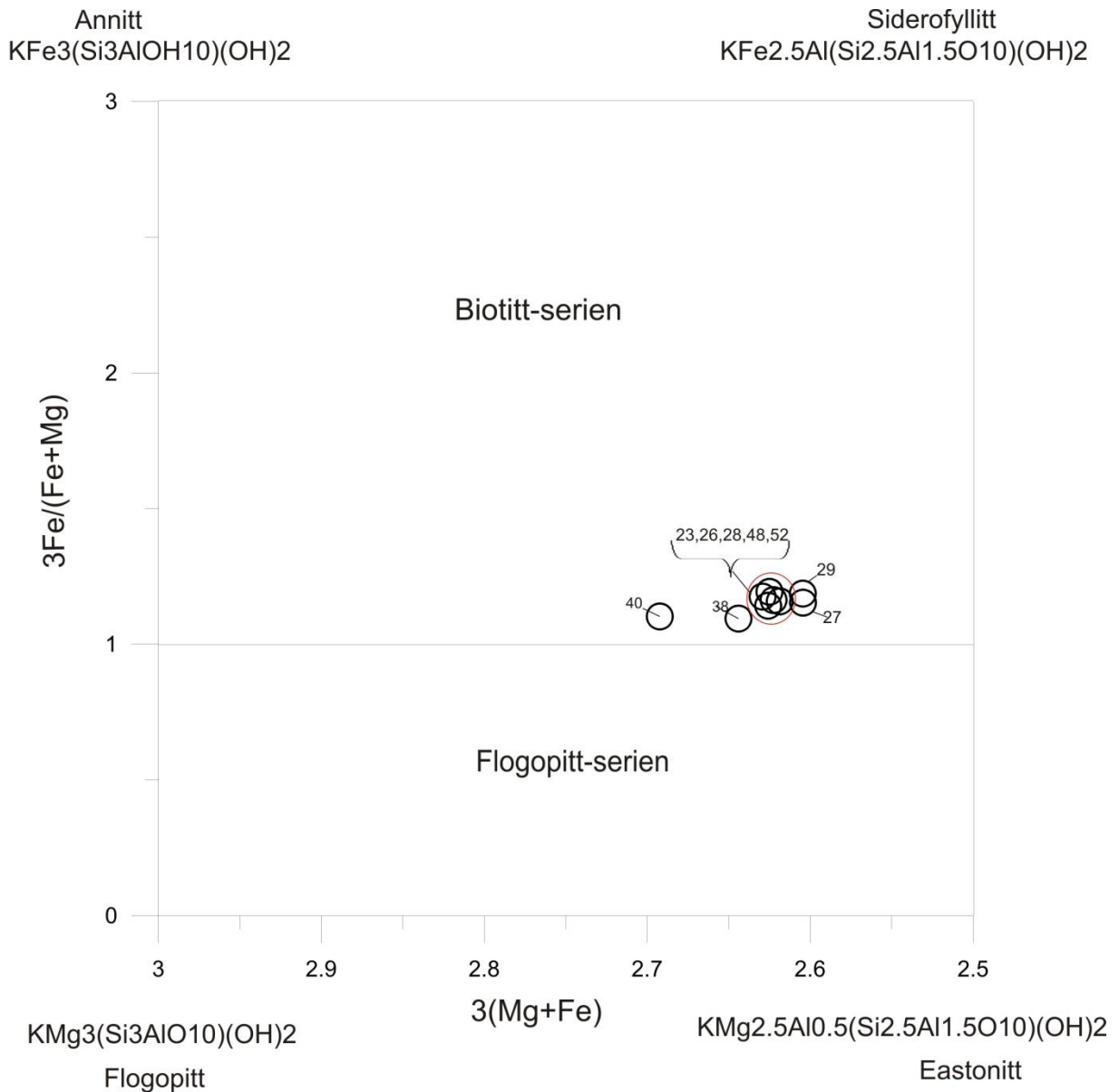


Figur 4.3-4. Backscatter bilde av et område rikt på epidot i tynnslip VEP13. Bildet viser at epidot i dette området er sonert. De grønne punktene markerer steder der kvantitative analyser ble tatt. EDS- analyser har påvist tilstedeværelse av apatitt i dette tynnslipet.

Analysene viser at områder i epidotkorn som er karakterisert ved en lysere farge i et backscatter bilde er rikere på Fe og fattigere på Al enn de mørke områdene (se fig 4.3-4). De mineralkjemiske analysene viser også at epidot i prøvene inneholder mindre mengder Mn og i noen tilfeller veldig små mengder Ti.

Biotitt

Fem analyser av biotitt ble utført på korn fra sonen anriket på biotitt i tynnslip VEP 13, og 4 analyser ble utført på korn i tynnslip 447b. Resultatene er presentert i figur 4.3-5. Beregninger av strukturformelen ble gjort ved å normalisere til 8 kationer, der $K+Fe+Mg+Al+Si = 8$.



Figur 4.3-5 Analyser av biotitt plottet i et klassifikasjonsdiagram modifisert etter Deer et al. (1966). Punktene er merket med tall som representerer analyse- nummer.

Som en ser fra figur 4.3-5 plotter alle punktene i biotitt-feltet, ganske nært overgangen til flogopitt. Analysene viser at biotitt inneholder mindre mengder Ti, Mn, Na og i noen tilfeller små mengder av Cr.

Andre mineraler

Det ble utført 4 kvalitative analyser av kloritt i tynnslip 447b. To kvalitative analyser av

KAPITTEL 4 MINERALKJEMI

turmalin ble utført på tynnslip VEP13. Resultatene viser at den kjemiske sammensetningen til turmalin befinner seg mellom endeleddene schorl: $\text{NaFe}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$, og dravitt: $\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$

I tillegg til mineralene nevnt ovenfor ble det ved hjelp av EDS- analyser påvist at tynnslip VEP 13 inneholder zirkon og apatitt (for apatitt se fig 4.3-4). Disse mineralene ble funnet inne i sonen som er anrikt på epidot.

KAPITTEL 5

XRF- ANALYSER

5.1 Innledning

I dette kapitlet gis en presentasjon av XRF- analyser som ble utført på den undersøkte bergarten. Hovedelementkjemi (5.3), variasjoner i innholdet og mønstre til sjeldne jordartselementer (5.4) samt inkompatible elementer (5.5) vil bli brukt til å lage en oversikt over elementmobiliteten som har funnet sted under omvandlingen (5.6).

5.2 Metode

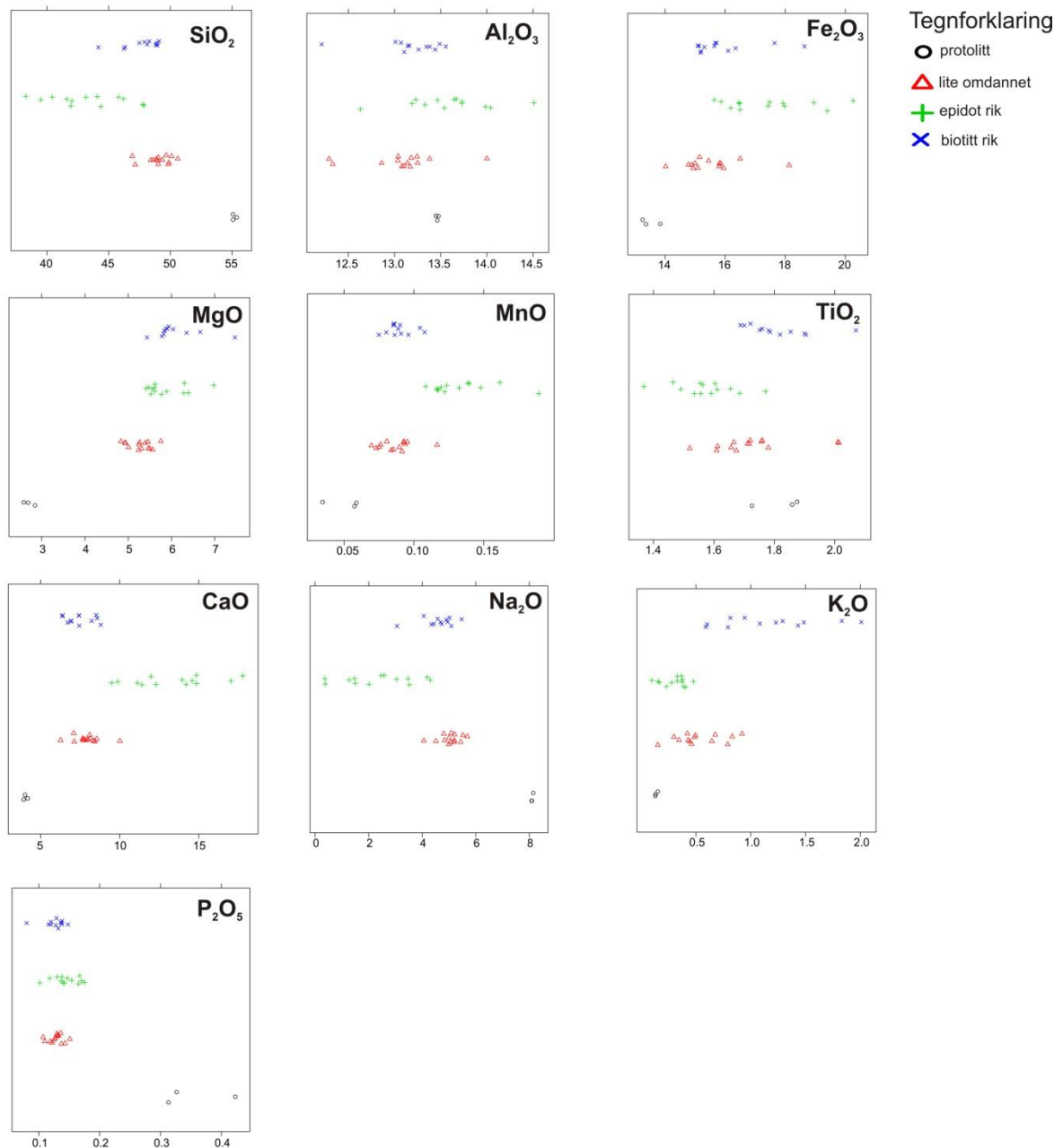
Førtifire pulveriserte prøver av den undersøkte bergarten ble valgt for XRF analyser av hoved- og sporelementer. Analysene ble utført ved Universitetet i Huelva, Spania. Hovedelementer ble analysert på et røntgen fluorescence (XRF) instrument, mens sporelementer ble analysert ved bruk av ICP-ICP – MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

En oversikt over XRF- dataene finnes i appendiks 2. Av de 44 prøvene representerer prøver 435b, 435c og 438 den minst omvandlete varianten av bergarten, omtalt som ”protolitt”. Fjorten prøver markert med ”lite omdannet” er tatt fra den grå, tilsynelatende lite omvandlete bergarten som befinner seg mellom kulene anriket på epidot eller biotitt. Tretten prøver av epidot- rike kuler er markert med ”ep”, og 12 prøver av biotitt- rike kuler er markert med ”bt”. Sett med prøver av den lite omvandlete bergarten, epidot- rike prøver og biotitt- rike prøver som stammer fra samme bergartsstykke eller samme rullestein har samme prøvenummer. Prøvene 444k og 444omd blir omhandlet for seg selv, siden de representerer et sett med prøver der 444k ble klassifisert som omvandlingstype 2 ifølge de petrografiske observasjonene, mens prøve 444omd ble klassifisert som type 5. Prøve 444omd stammer fra en epidot- rik bergart karakterisert ved en distinkt grønn farge der utbredelsen av epidot ikke er lokalisert til kuleformede domener.

5.3 Hovedelementgeokjemi

Innholdet av hovedelementer er presentert i appendiks 2 og 3. En grafisk presentasjon er gitt i figur 5.3-1. Innholdet av SiO_2 varierer fra 39.5 wt% til ca 55 wt% . De tre prøvene av protolitten inneholder mest SiO_2 - ca 55 wt % . De fleste av prøvene av den lite omdannede bergarten og bergarten som er rik på biotitt inneholder mellom 45 og 50 wt % SiO_2 . Innholdet av SiO_2 er lavest for prøvene som er anrikt på epidot: de fleste av disse prøvene inneholder mellom 41 og 44 wt % SiO_2 . Innholdet av Al_2O_3 er på mellom 12 og 14 wt % , der de fleste prøvene inneholder ca 13 wt % Al_2O_3 . Det er ikke observert noen systematiske variasjoner i innholdet av Al_2O_3 . Innholdet av Fe_2O_3 varierer fra ca 13 til 20 wt % , der prøvene av protolitten viser lavest innhold av dette oksidet: ca 13 wt % . Prøvene av den lite omdannede bergarten og bergarten anrikt på biotitt inneholder omtrent like mye Fe_2O_3 : ca 15-16 wt % , mens prøvene anrikt på epidot inneholder mer Fe_2O_3 : de fleste prøvene inneholder mellom 16 og 18 wt % .

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER



Figur 5.3-1. Diagrammer som representerer variasjoner i innholdet av hovedelementer i bergartsgrupper "protolitt", "lite omdannet", "epidot rik" og "biotitt rik". Den tilsynelatende variasjonen langs y-aksen er for å unngå overlapping mellom punktene.

Innholdet av MgO er på mellom ca 2.5 wt % og 7.5 wt %, der de fleste prøvene av den lite omdannede bergarten og bergarten anriket på biotitt eller epidot inneholder ca 5.5 til 6 wt %. Protolitten skiller seg imidlertid ut ved at alle de tre prøvene inneholder ca 2.5 wt % MgO. Innholdet av MnO i den lite omdannede- og biotitt- rike bergarten varierer mellom 0.07 og 0.1 wt%, bergarten anriket på epidot viser høyere verdier: 0.11- 0.18 wt %, mens protolitten inneholder minst MnO: 0.03-0.05 wt%. TiO₂ varierer fra ca 1.3 til 2 wt %, de fleste prøvene

inneholder mellom 1.5 og 2 wt % TiO_2 . Innholdet av TiO_2 viser ingen systematiske variasjoner. Innholdet av CaO er høyest i bergarten anrikt på epidot: mellom ca 10 og 17 wt %. Prøvene av bergarten anrikt på biotitt og den lite omdannede bergarten inneholder omtrent like mye CaO, der de fleste verdiene ligger på mellom 6 og 8 wt %. Prøvene av protolitten inneholder minst CaO: ca 4 wt %. Innholdet av Na_2O varierer fra 1.2 til 8.1 wt %, der protolitten har de høyeste verdiene: ca 8 wt %, og bergarten anrikt på epidot har det laveste innholdet, der de fleste prøvene inneholder mellom 1 og 4 wt % Na_2O . Bergarten anrikt på biotitt og den lite omdannede bergarten inneholder omtrent like mye Na_2O , der innholdet ligger på ca 4-5 wt %. Innholdet av K_2O som varierer fra 0.1 til 2 wt%, er lavest i prøvene av protolitten: ca 0.13 wt%, og høyest i bergarten anrikt på biotitt: mellom 1 og 2 wt%. De fleste prøvene av den lite omdannede bergarten inneholder ca 0.3- 0.7 wt% K_2O , og prøvene av bergarten anrikt på epidot inneholder ca 0.3- 0.4 wt% K_2O . Innholdet av P_2O_5 ligger på mellom 0.12 og 0.16 wt % for de fleste prøvene, unntatt de tre prøvene av protolitten, som inneholder mer P_2O_5 : 0.3- 0.4 wt%.

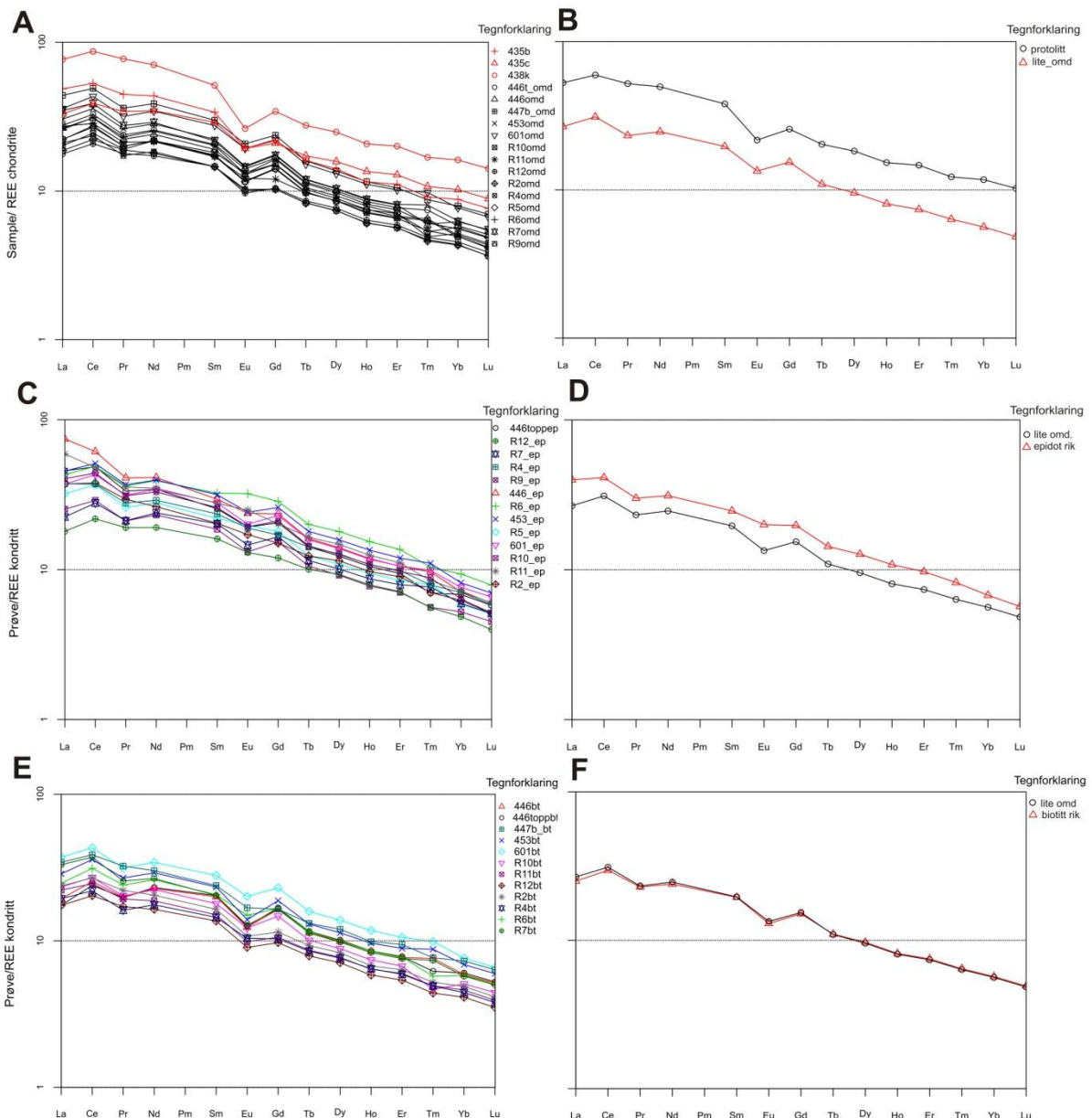
Både prøve 444k og 444omd inneholder betydelig mer Fe enn prøvene som er plottet i figur 5.3-1 (se appendiks 2). Innholdet av SiO_2 forandrer seg fra ca 47 wt % i prøve 444k til 36 wt % i prøve 444omd. Sammenlignet med prøve 444k, viser prøve 444omd en markant anrikning av CaO og Al_2O_3 , samtidig som denne prøven er fattigere på Na_2O og K_2O enn 444k.

5.4 Variasjoner av sjeldne jordartselementer

Figur 5.4-1:A-F gir en oversikt over variasjonene i mønstre av sjeldne jordartselementer i protolitten, kulene anrikt på epidot, kulene anrikt på biotitt og den grå lite omdannede bergarten som befinner seg mellom kulene av biotitt og epidot. Figur 5.4-1:A viser at selv om alle prøvene av den lite omdannede bergarten har et likt mønster av REE, viser prøvene at innholdet av REE varierer over et ganske bredt spekter. De tre prøvene av protolitten plotter øverst i det samme diagrammet, men en kan se klart at prøve 438 er anrikt på REE sammenlignet med de to andre prøvene av protolitten (435b og 435c) som plotter innenfor spekteret til prøvene av den lite omdannede bergarten. På grunn av at det finnes bare tre analyser av bergarten omtalt som ”protolitt” er det vanskelig å anslå hvordan innholdet av REE varierer i den mist omdannede bergarten. Derfor er det mer hensiktsmessig å sammenligne innholdet av REE mellom den lite omdannede bergarten, de epidot- rike prøvene og de biotitt- rike prøvene. De gjennomsnittlige verdiene plottet i figur 5.4-1:B viser at mønstrene til den lite omdannede bergarten og protolitten er ganske like, med en negativ Eu-

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE

anomali som er typisk for begge gruppene. Den samme figuren viser at innholdet av REE er høyere i protolitten. Denne konklusjonen er imidlertid usikker pga datamangelen for protolitten som er nevnt ovenfor. Ut fra de tilgjengelige dataene fremkommer det tydelig at protolitten er svakt anrikt på elementene MREE (Sm-Ho) og HREE (Er-Lu) sammenlignet med den lite omdannede bergarten. Den negative Eu- anomalien er imidlertid mer fremtredende i mønsteret til protolitten.

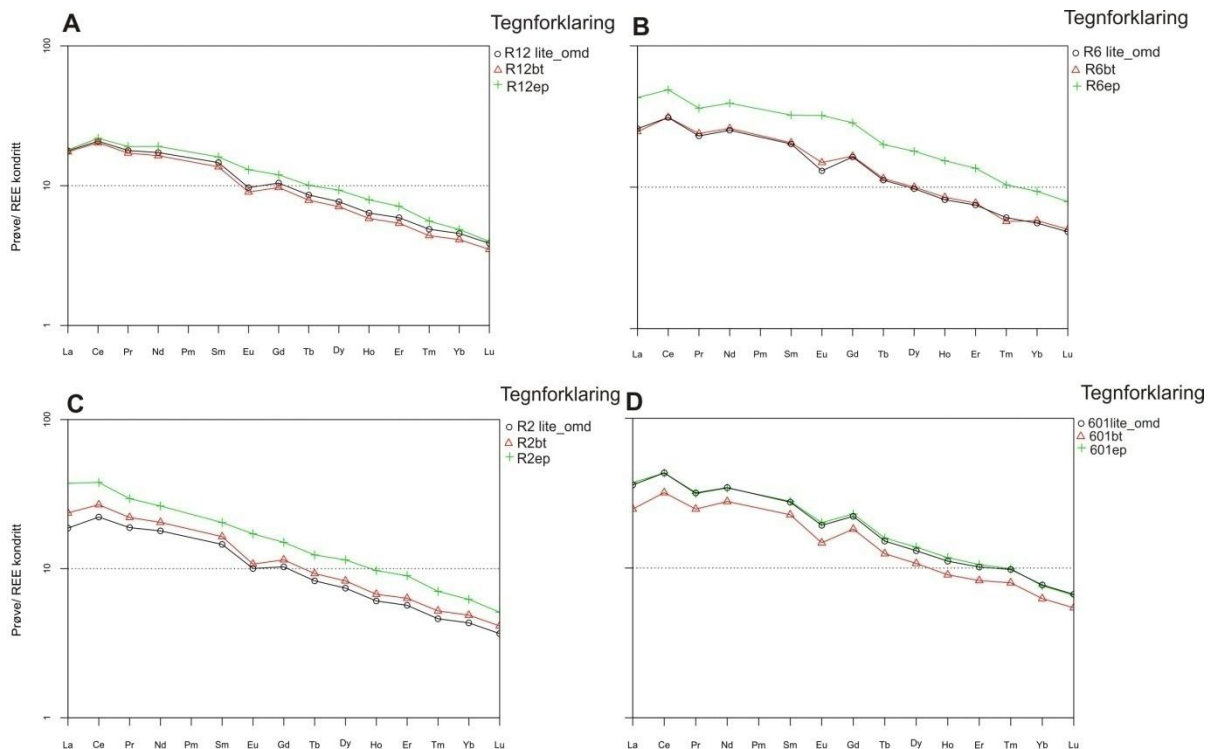


Figur 5.4-1. Spider diagrammer som viser variasjoner i mønstre av sjeldne jordartselementer normalisert etter Boynton (1984). Diagram A representerer dataene for de tre prøvene av protolitten og prøvene fra den lite omdannede bergarten mellom kulene anrikt på epidot eller biotitt. Diagram B representerer de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten og protolitten. Diagram C representerer dataene for prøvene anrikt på epidot. Diagram E representerer dataene for prøvene anrikt på biotitt. Diagrammene D og F representerer de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten plottet sammen med de gjennomsnittlige verdiene for hhv epidot- rike bergarten og biotitt- rike bergarten (se tegnforklaring).

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE

Figur 5.4-1:C representerer variasjoner av REE i kulene anriket på epidot. Bergarten anriket på epidot inneholder mer REE enn den lite omdannede bergarten. Den negative Eu- anomalien som er tydelig i mønsteret til både protolitten og den lite omdannede bergarten er ikke like fremtredende i den epidot- rike bergarten. De fleste prøvene har en svakt negativ Eu- anomali. Prøvene R12 ep, R2 ep og R5 ep har ikke en negativ Eu- anomali samtidig som prøvene R6ep og R11ep har en svakt positiv Eu- anomali. De gjennomsnittlige verdiene plottet i figur 5.4-1:D viser at innholdet av Eu i den epidot- rike bergarten er generelt sett høyere enn i den lite omdannede bergarten. Både innholdet av LREE og HREE er høyere i den epidot- rike bergarten sammenlignet med den lite omdannede bergarten.

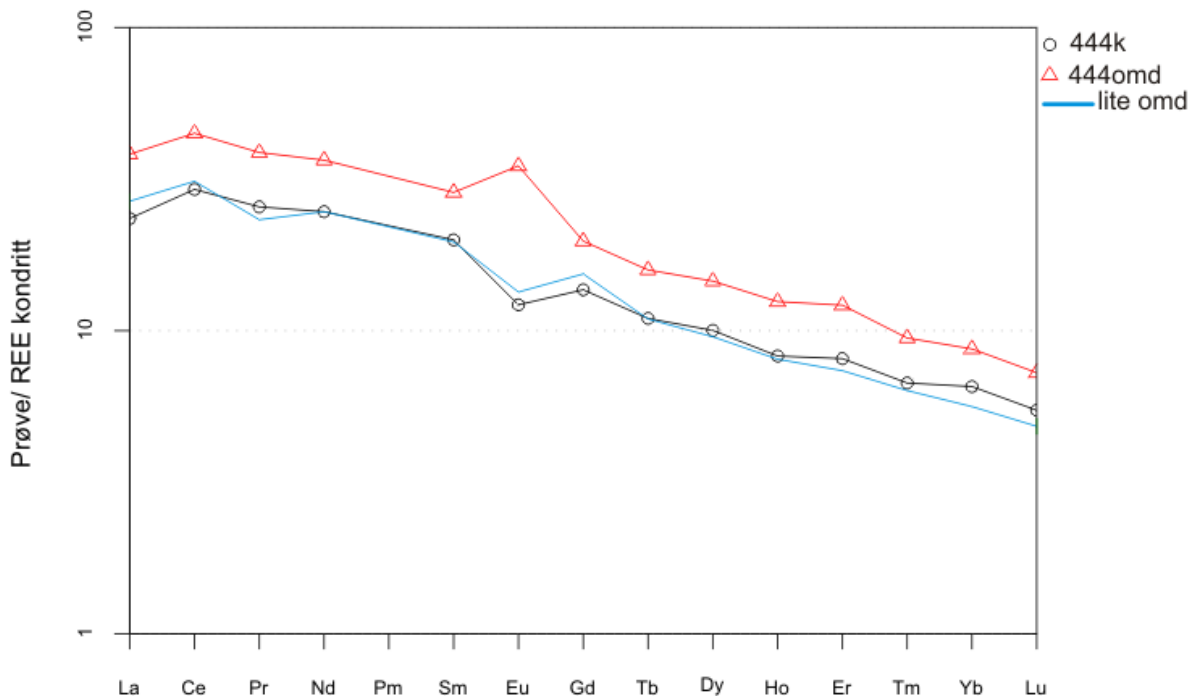
REE mønsteret til bergarten anriket på biotitt (se fig. 5.4-1:E og F), er nesten identisk med mønsteret til den lite omdannede bergarten. En negativ Eu- anomali er typisk for prøvene anriket på biotitt. Sammenlignet med mønsteret til bergarten anriket på biotitt, ser det ut som at den epidot- rike bergarten har et mer fraksjonert mønster: forholdet mellom de gjennomsnittlige kondritt- normaliserte verdiene av La/Yb er 5.9 i domene anriket på epidot, 4.4 i domene anriket på biotitt og 4.76 i bergarten mellom anrikningene på epidot og biotitt. Denne forskjellen kan forklares ut fra observasjonene at den epidot- rike bergarten har gjennomgått en fraksjonert anrikning på Eu samt at anrikningen på HREE har vært lavere. Innholdet av La er høyere i prøvene R11ep og 446ep enn den gjennomsnittlige verdien av La i prøvene anriket på epidot.



KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

Figur 5.4-2. Spider diagrammer som representerer variasjoner av sjeldne jordartselementer i fire utvalgte sett av prøver. A:prøve R12; B: prøve R6; C: prøve R2; D: prøve 601. Kondritt- normaliserte verdier etter Boynton (1984).

Figur 5.4-2 viser resultatene for 4 bergartsprøver som inneholder kuler anriket på biotitt og epidot. For R12, R6 og R2 er de epidot- rike prøvene (ep- prøvene) mest anriket på REE. De 4 prøvene viser at innholdet av REE varierer for hvert sett av prøver. Prøvene R6 og 601 inneholder generelt sett mer REE enn R2 og R12. Prøve 601 skiller seg ut ved at prøven anriket på epidot har samme innhold av REE som prøvene av den lite omdannede bergarten, og kurvene har nesten identiske mønstre (se fig.5.4-2:D). Prøvene anriket på biotitt plotter ganske likt prøvene av den lite omdannede bergarten, bortsett fra prøve 601, der 601bt har et lavere innhold av REE sammenlignet med 601 lite_omd og 601ep. Et høyere innhold av Eu som er generelt sett karakteristisk for epidot- rike kuler fremkommer tydelig fra resultatene presentert i figur 5.4-2. Allikevel, kan innholdet av Eu i epidot- rike prøver variere fra prøve til prøve. R6ep har en positiv Eu- anomali, prøve R2ep og R12ep har verken negativ eller positiv Eu- anomali, mens prøve 601ep har en negativ Eu- anomali. Prøve R6 viser en større spredning i verdiene enn de andre prøvene. Forskjellen i innholdet av REE i R6 ep sammenlignet med R6bt og R6 lite_omd er betydelig høyere enn hos prøvene 601, R2 og R12.



Figur 5.4-3. Spider diagram som viser variasjoner i mønstre av sjeldne jordartselementer i prøve 444k og 444omd. Den blå linja representerer de gjennomsnittlige verdiene til den lite omdannede bergarten. Kondritt- normaliserte verdier etter Boynton (1984).

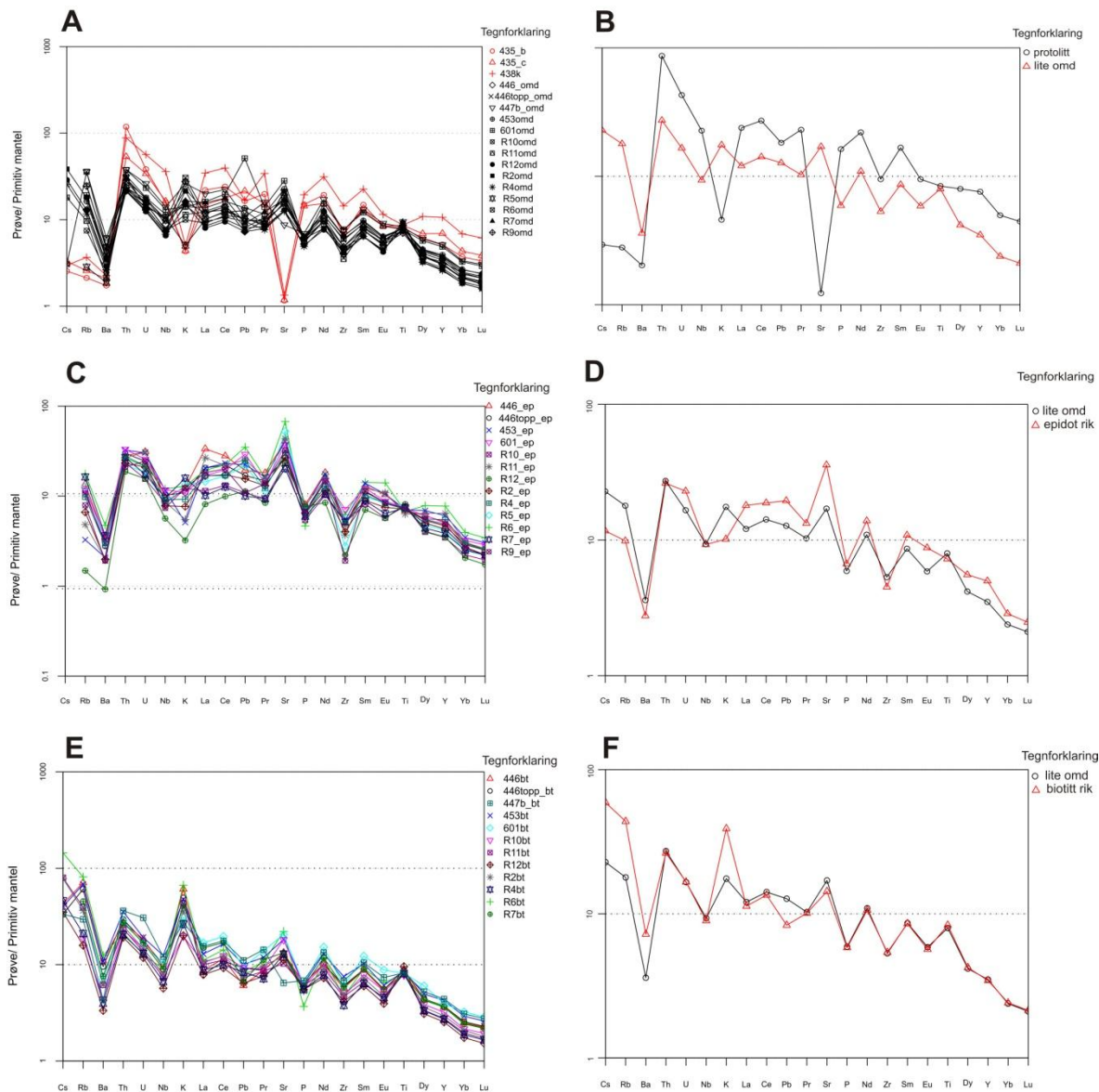
KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE

Figur 5.4-3 viser plottene for prøve 444k og 444omd samt de gjennomsnittlige verdiene av REE i prøvene av den lite omdannede bergarten. Prøve 444k er karakterisert ved en lav omdanningsgrad (ifølge de petrografiske observasjonene) og både innholdet og mønsteret av REE i denne prøven er ganske lik de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten. Prøve 444omd er karakterisert ved en høy omdanning og en homogen utbredelse av epidot og viser et høyere innhold av REE enn prøve 444k og den lite omdannede bergarten. Det mest iøynefallende er at prøve 444omd har en sterk positiv Eu- anomali i motsetning til prøve 444k som har en negativ Eu- anomali.

5.5 Variasjoner av inkompatible elementer

Figur 5.5-1:A-F gir en oversikt over variasjoner i mønstre av inkompatible elementer i protolitten, kulene anriket på epidot, kulene anriket på biotitt og den grå lite omdannede bergarten som befinner seg mellom kulene av biotitt og epidot.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER



Figur 5.5-1. Spider diagrammer som representerer variasjoner i mønstre av inkompatible elementer, normalisert til primitiv mantel etter Sun & McDonough (1989). Diagram A representerer dataene for protolittene og den lite omdannede bergarten mellom kulene anriket på epidot eller biotitt. Diagram B representerer de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten og protolittene. Diagram C representerer dataene for prøvene anriket på epidot. Diagram E representerer dataene for prøvene anriket på biotitt. Diagrammer D og F representerer de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten plottet sammen med de gjennomsnittlige verdiene for hhv epidot- rike bergarten og biotitt- rike bergarten (se tegnforklaring).

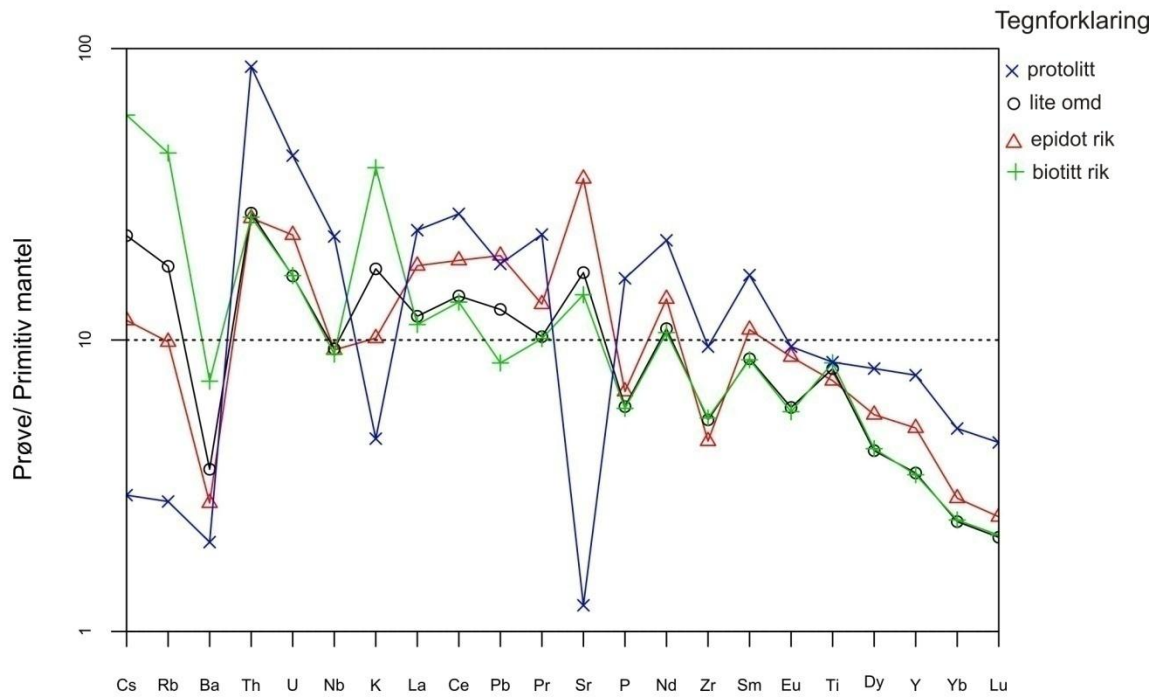
Figur 5.5-1:A representerer mønstre av inkompatible elementer til protolittene og den lite omdannede bergarten. Figur 5.5-1:B viser gjennomsnittet av verdiene plottet i figur 5.5-1:A. Mønsteret til den lite omdannede bergarten er mer jevn enn mønsteret til protolittene. Alle prøvene av den lite omdannede bergarten viser samme mønster. Prøve 601 avviker fra det generelle mønsteret ved å ha et lavere innhold av Cs og et høyere innhold av Pb enn gjennomsnittet. Prøvene av protolittene er tappet for slike elementer som Cs, Rb, Ba, K, Sr og

er anrikt på andre inkompatible elementer sammenlignet med den lite omdannede bergarten, bortsett fra Ti som har samme konsentrasjon i begge gruppene.

Figur 5.5-1:C viser innholdet og mønsteret til inkompatible elementer i kulene anrikt på epidot. I figur 5.5-1:D er de gjennomsnittlige verdiene til den epidot- rike bergarten plottet sammen med de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten. Kulene anrikt på epidot har generelt sett et litt høyere innhold av inkompatible elementer sammenlignet med den lite omdannede bergarten. Innholdet av Cs, Rb, Ba og K er imidlertid mye lavere i den epidot- rike bergarten enn i den lite omdannede bergarten. Spesielt prøve R12ep skiller seg ut ved å ha et lavere innhold av elementene nevnt ovenfor enn de gjennomsnittlige verdiene for den epidot- rike bergarten. En relativ anrikning av REE og Sr i de epidot- rike kulene er tydelig ut fra diagrammet i figur 5.5-1:D.

Figur 5.5-1:E viser mønsteret av inkompatible elementer i prøvene anrikt på biotitt. Alle prøvene plottes i samme mønster uten store avvik, bortsett fra prøve R6 som ser ut til å inneholde mer Cs og mindre P enn gjennomsnittet. Denne prøven har også høyest innhold av Rb, K og Sr av alle prøvene anrikt på biotitt.

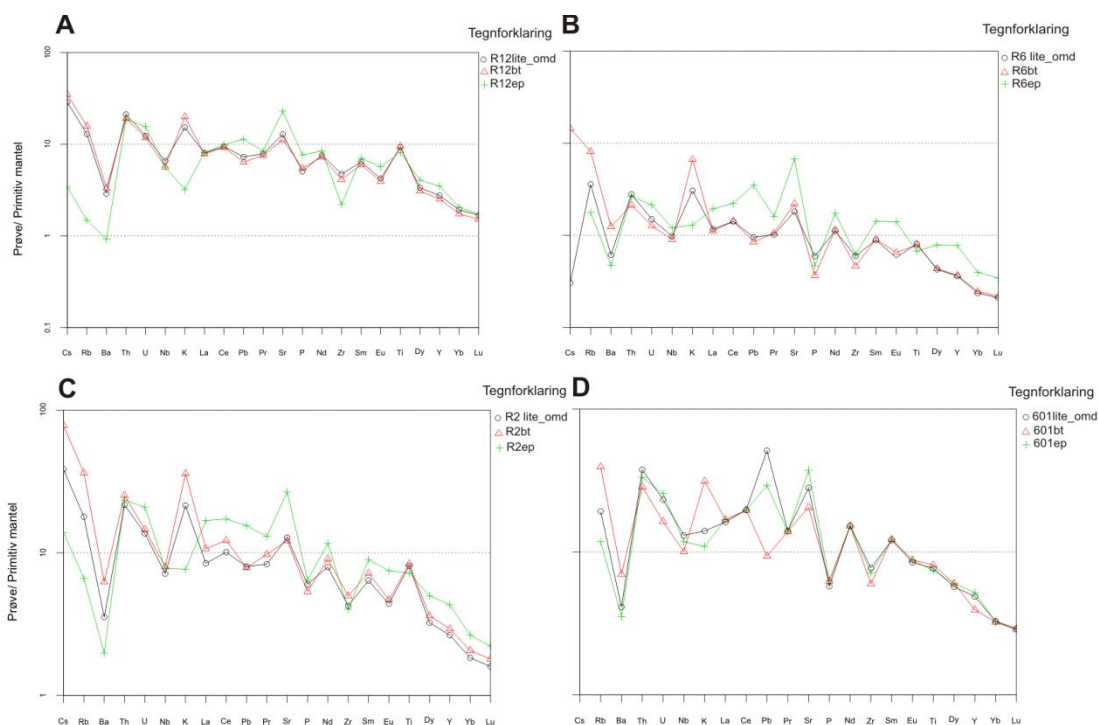
Figur 5.5-2 viser plottet av de gjennomsnittlige verdiene til prøvene anrikt på biotitt, prøvene anrikt på epidot, den lite omdannede bergarten og protolitten. Diagrammet viser at prøvene anrikt på biotitt har et høyere innhold av slike elementer som Cs, Rb, Ba og K enn både den epidot- rike bergarten og den lite omdannede bergarten, mens prøvene anrikt på epidot har høyest innhold av Sr, Pb og REE. Innholdet av andre inkompatible elementer er generelt sett lavere i bergarten anrikt på biotitt sammenlignet med bergarten anrikt på epidot. Mønsteret til kurven til den biotitt- rike bergarten er identisk med kurven til den lite omdannede bergarten for elementene P- Lu. Prøvene av protolitten viser betydelige avvik fra mønstrene til de andre omdanningsgruppene. Prøvene har en sterk negativ Sr- anomali, er også tappet på K, Cs, Rb og Ba samt har en positiv Th- anomali. Innholdet av slike elementer som U, Nb, P, Zr samt REE er betydelig høyere enn i de andre gruppene. Innholdet av Pb og Eu i protolitten og prøvene anrikt på epidot er likt.



Figur 5.5-2. Spider diagram som viser variasjoner i mønstre av de gjennomsnittlige verdiene av inkompatible elementer til bergarten anriket på epidot, bergarten anriket på biotitt, den lite omdannede bergarten og protolitten. Verdiene er normalisert til primitiv mantel etter Sun & McDonough (1989).

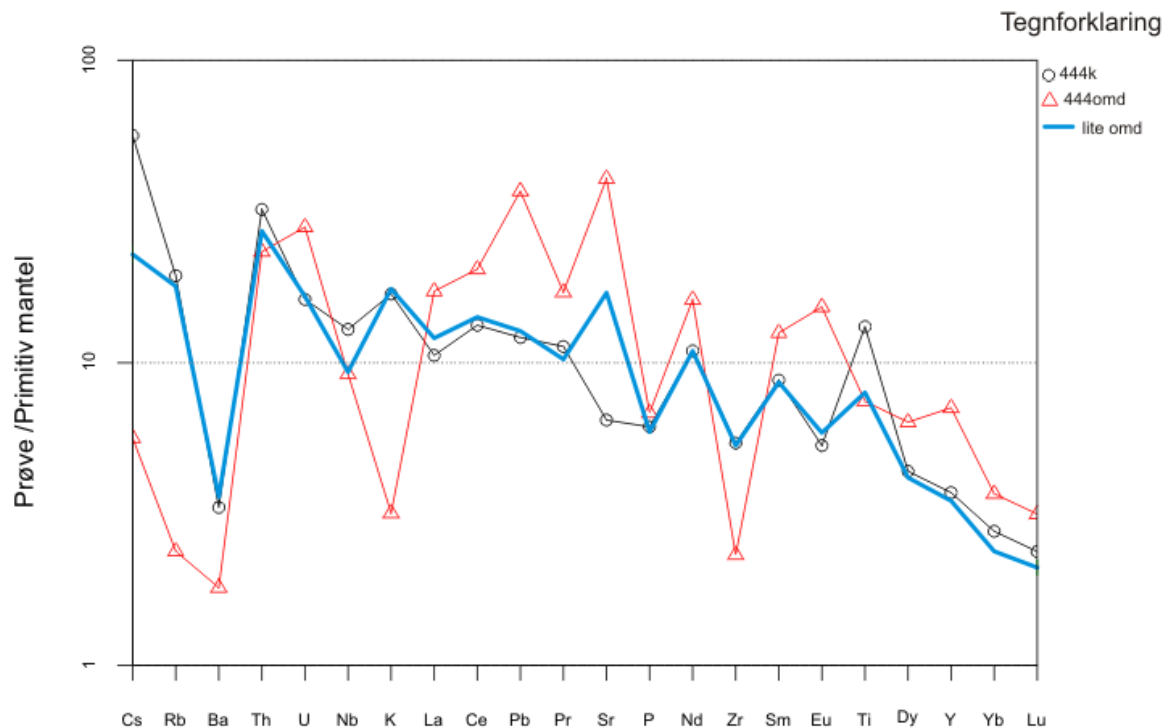
De generelle trendene som er typiske for hver omdanningsgruppe kan også observeres i figur 5.5-3, der 4 sett av prøver er plottet i samme diagram.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE



Figur 5.5-3. Spider diagrammer som representerer variasjoner av inkompatible elementer i fire utvalgte sett av prøver. A: prøve R12; B: prøve R6; C: prøve R2; D: prøve 601. Verdiene er normalisert til primitiv mantel etter Sun & McDonough (1989).

Prøvene R12 og R6 viser mindre spredning i innholdet av inkompatible elementer sammenlignet med R2 og 601. R2 og 601 er generelt sett rikere på inkompatible elementer enn R12 og R6. Alle de epidot-rike prøvene er anriket på Sr og REE samtidig som de viser lavest innhold av Cs, Rb, Ba og K i forhold til prøver anriket på biotitt og prøver av den lite omdannede bergarten. Biotitt-rike prøver har høyest innhold av de elementene som epidot-rike prøver er tappet på, dvs. K, Rb, Ba og Cs. Prøve 601 inneholder ikke Cs. Prøve R12 lite_omd og R12bt plotter nesten likt, allikevel inneholder R12bt litt mer K enn R12 lite_omd. Prøve R6bt inneholder mer Cs, Rb, Ba og K enn prøve R6lite_omd, mens innholdet av andre elementer i disse to prøvene er ganske likt. Det samme gjelder for prøve R2bt og R2lite_omd, og 601bt og 601lite_omd. Innholdet av Pb i prøve 601 avviker fra den generelle trenden: 601lite_omd viser en positiv Pb-anomali, der innholdet av dette elementet er høyest blant alle andre prøver.

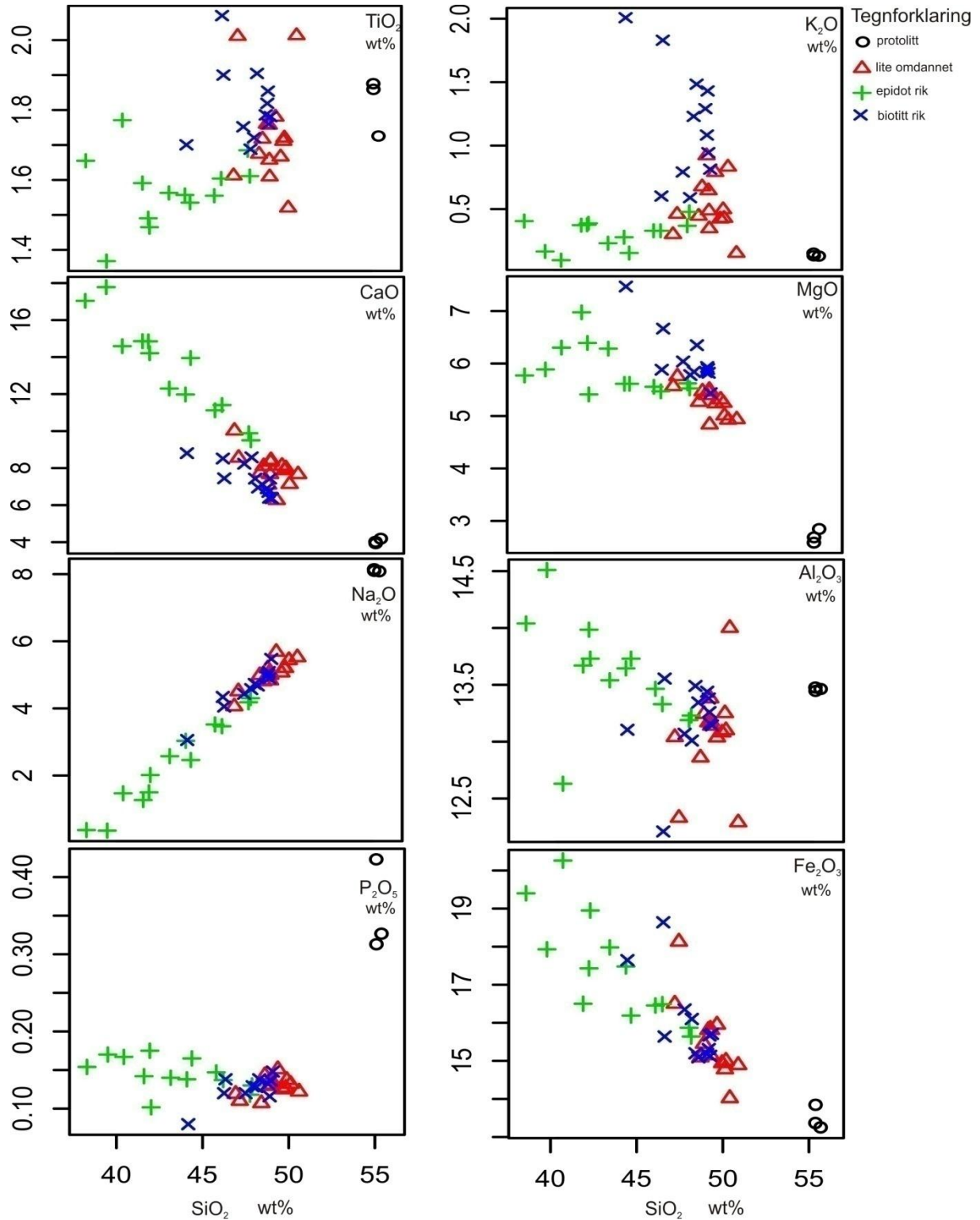


Figur 5.5-4. Spider diagram som viser variasjoner i mønstre av inkompatible elementer i prøve 444k og 444omd. Den blå linja representerer de gjennomsnittlige verdiene til den lite omdannede bergarten. Verdiene er normalisert til primitiv mantel etter Sun & McDonough (1989).

Trenden som har vært observert i mønstrene av sjeldne jordartselementer for prøve 444k og de gjennomsnittlige verdiene til den lite omdannede bergarten (se fig. 5.4-3) kan også observeres i figur 5.5-4: prøve 444k plotter ganske likt de gjennomsnittlige verdiene for den lite omdannede bergarten. En iøynefallende forskjell er imidlertid i innholdet av Sr. Den lite omdannede bergarten viser en anrikning på Sr sammenlignet med 444k. Innholdet av Ti er betydelig høyere i prøve 444k sammenlignet med den lite omdannede bergarten. Kurven til prøve 444omd kan sammenlignes med de gjennomsnittlige verdiene for bergarten anriket på epidot (se fig. 5.5-2): prøve 444k har også et lavt innhold av Cs, Rb, Ba og K, sammenlignet med prøve 444k. Samtidig inneholder prøve 444omd betydelig mindre Zr enn prøve 444k, noe som ikke er observert hvis en sammenligner de gjennomsnittlige verdiene for prøvene anriket på epidot med prøvene av den lite omdannede bergarten. Innholdet av Pb, Sr samt REE er høyere i prøve 444omd enn 444k. Denne trenden er også tydelig for de gjennomsnittlige verdiene av prøvene anriket på epidot (se fig. 5.5-2).

5.6 Elementmobilitet

Harker diagrammer ble plottet for å finne ut hvilke elementer som har vært mobile under omvandlingsprosessen, og hvilke elementer som viser like korrelasjonsmønstre.

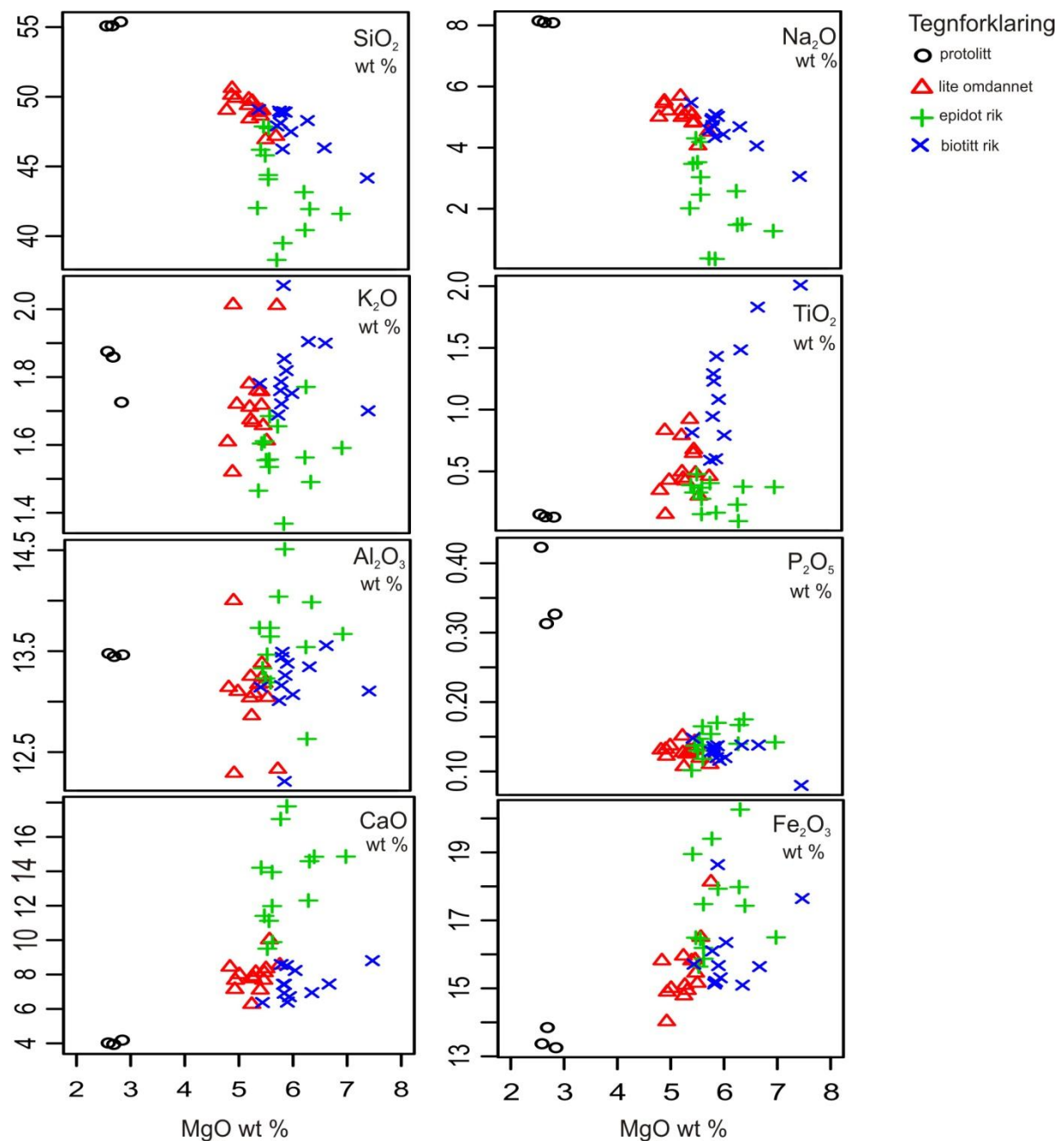


Figur 5.6-1: Harker diagrammer som viser plott av SiO₂ mot andre hovedelementer.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

Innholdet av Na_2O viser en god positiv korrelasjon med SiO_2 (se fig. 5.6-1). Dette gjelder for både protolitten, den lite omdannede bergarten og kulene anriket på biotitt og epidot. CaO korrelerer negativt med SiO_2 , en trend som er mest fremtredende i de epidot- rike prøvene. Bergarten anriket på epidot viser en antydning til en negativ korrelasjon mellom SiO_2 og hhv Al_2O_3 og Fe_2O_3 . Verdiene til protolitten, bergarten anriket på biotitt og den lite omdannede bergarten plotter ganske samlet for alle elementene bortsett fra K og Ti, mens verdiene til bergarten anriket på epidot viser en større spredning (se fig. 5.6-1).

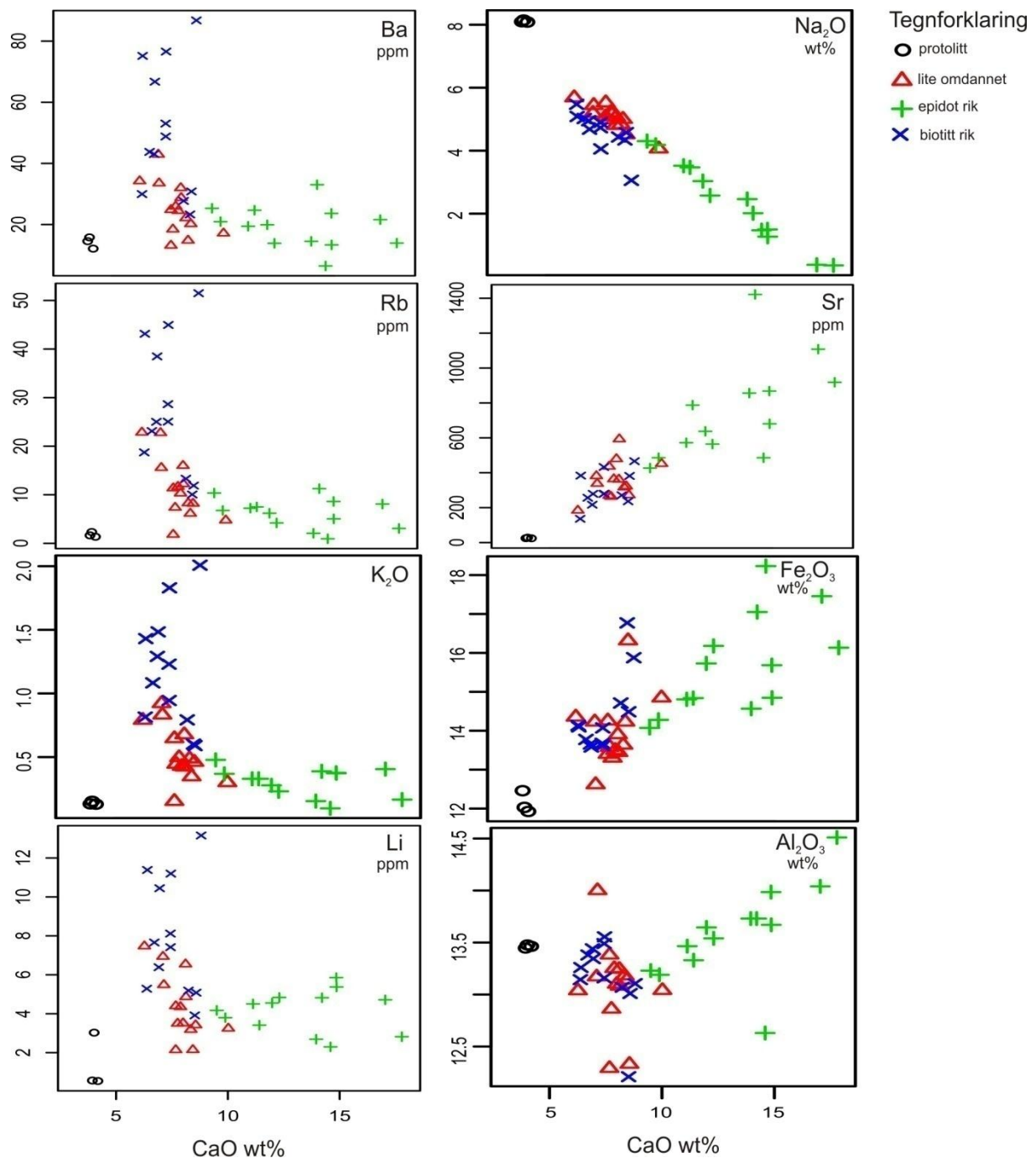
MgO i prøvene anriket på biotitt viser en viss negativ korrelasjon med SiO_2 og Na_2O (se fig. 5.6-2). Det finnes ingen korrelasjoner mellom MgO og andre hovedelementer.



KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

Figur 5.6-2. Harker diagrammer som viser plott av MgO mot andre hovedelementer.

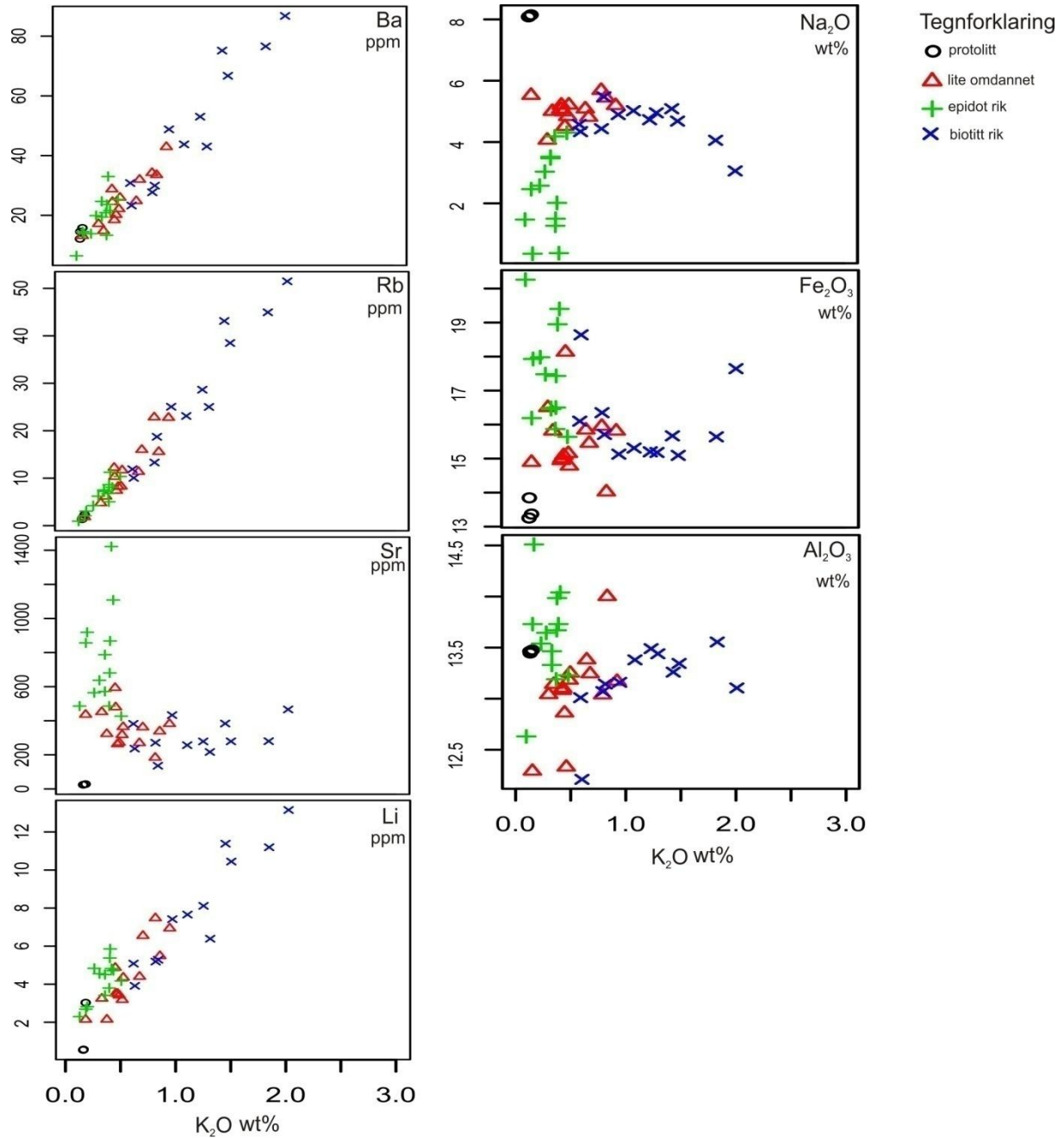
Som det er presentert i figur 5.6-3, viser CaO i alle prøvene en god negativ korrelasjon med Na₂O. Allikevel er trenden litt mindre fremtredende i prøvene anriket på biotitt. Prøvene av bergarten anriket på epidot viser en forholdsvis god positiv korrelasjon mellom CaO og hhv Al₂O₃ og Fe₂O₃. Av sporelementene, har CaO en positiv korrelasjon med Sr i den epidot-rike bergarten. Korrelasjonsmønstre mellom CaO og hhv Rb, Ba, Li og K₂O viser ganske like trender, selv om ikke noen god korrelasjon mellom CaO og disse elementene er observert.



Figur 5.6-3. Harker diagrammer som viser plott av CaO mot utvalgte hovedoksider samt noen sporelementer.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

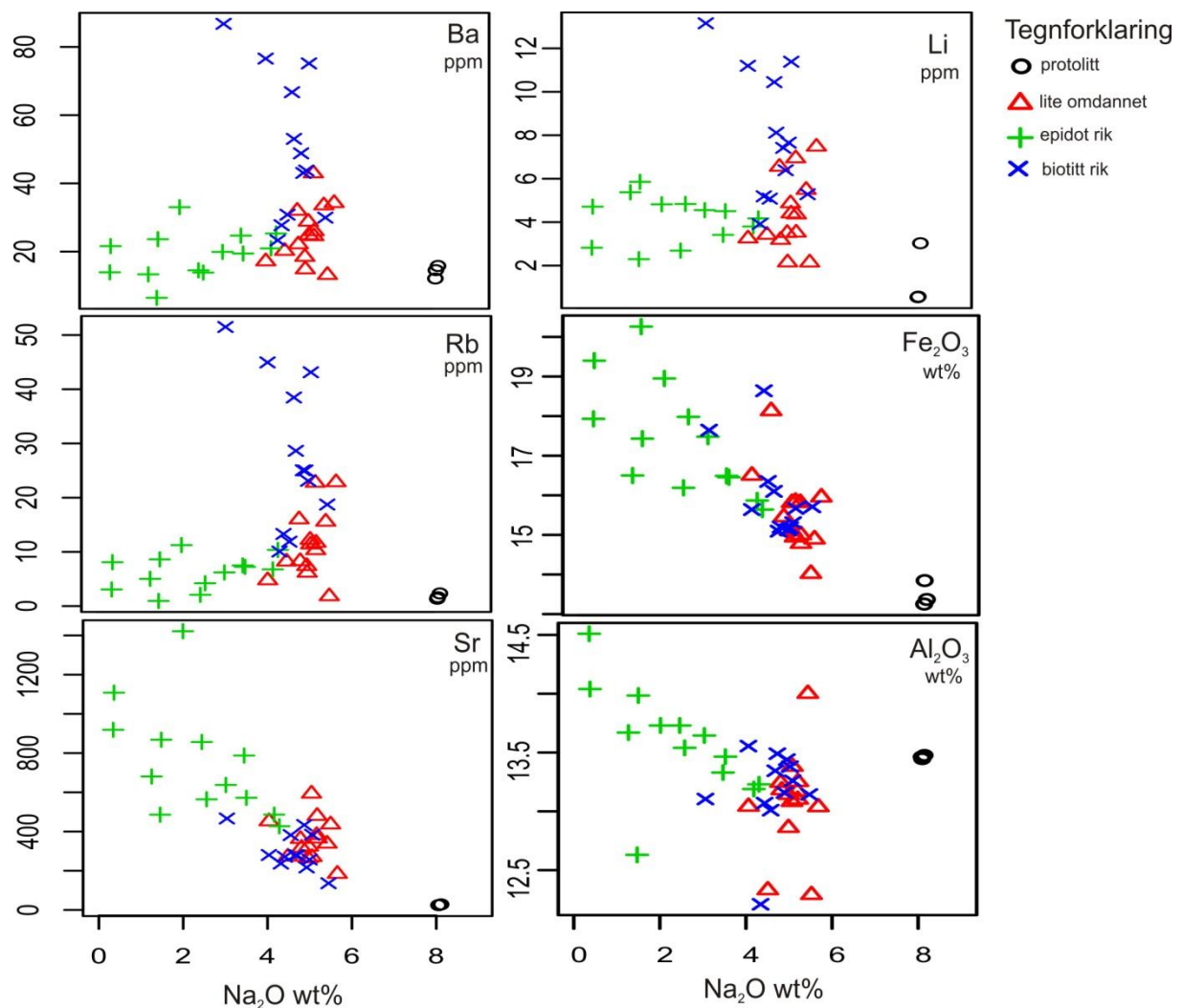
I motsetning til CaO, korrelerer K_2O veldig bra med Ba, Rb og Li (se fig. 5.6-4). Dette gjelder spesielt for prøvene av bergarten anriket på biotitt. Det finnes ingen korrelasjon mellom K_2O og Sr. Heller ikke noen av hovedelementene ser ut til å korrelere med K_2O .



Figur 5.6-4: Harker diagrammer som viser plott av K_2O mot utvalgte hovedelementer samt noen sporelementer.

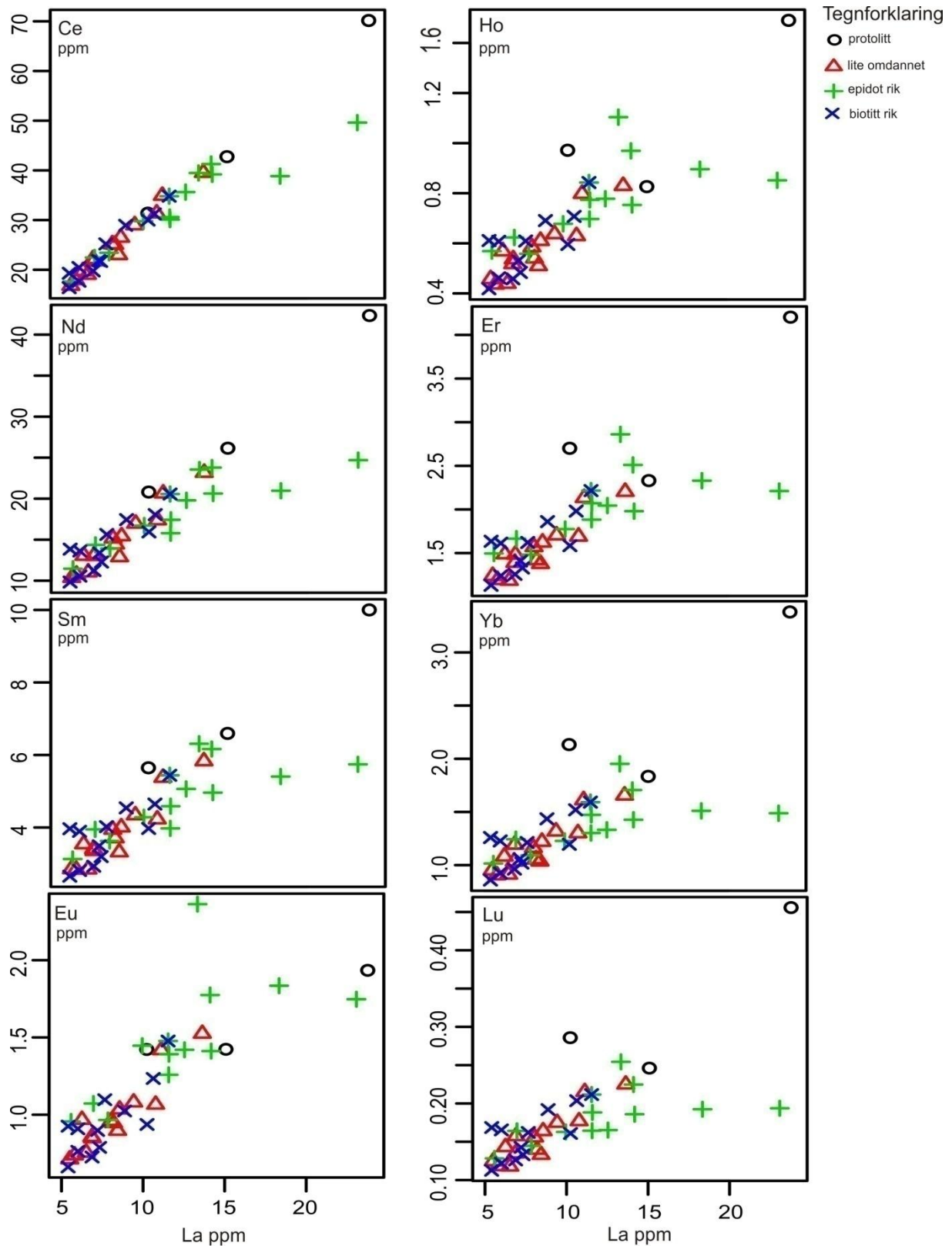
På lik linje med SiO_2 viser Na_2O i prøvene anriket på epidot en negativ korrelasjon med Al_2O_3 og Fe_2O_3 (se fig.5.6-5). Sr i den epidot- rike bergarten korrelerer negativt med Na_2O . Denne trenden er ikke observert hos bergarten anriket på biotitt og den lite omdannede bergarten. Ba,

Li og Rb viser ingen korrelasjon med Na₂O, men disse sporelementene viser like trender når de er plottet mot Na₂O.



Figur 5.6-5. Harker diagrammer som viser plott av Na₂O mot utvalgte hovedelementer samt noen sporelementer.

Figur 5.6-6 viser at i prøvene av den lite omdannede bergraten og bergarten anriket på biotitt, korrelerer La veldig bra med andre LREE, slike som Ce og Nd. Denne korrelasjonen blir mindre for tyngre elementer. I prøvene av bergarten anriket på epidot har La fremdeles en god korrelasjon med Ce og Nd, mens tyngre elementer korrelerer dårlig med La i bergarten anriket på epidot.

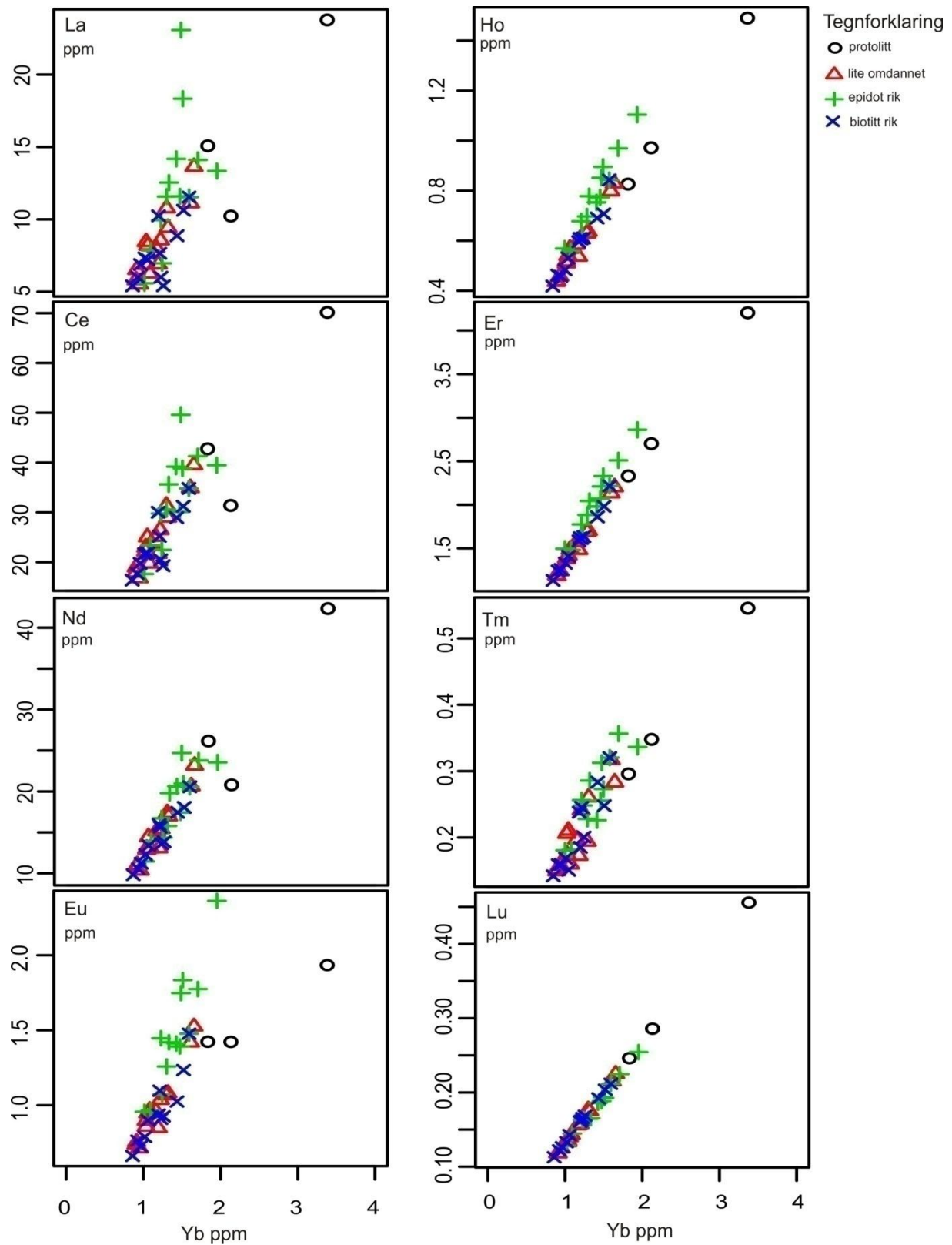


Figur 5.6-6. Harker diagrammer som viser plott av La mot LREE og HREE.

Ytterbium, som er et av de tunge REE, korrelerer best med andre tunge elementer, slike som Lu, Er og Ho, mens korrelasjonen med La og Ce blir svakere (se fig. 5.6-7). Prøvene som er

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

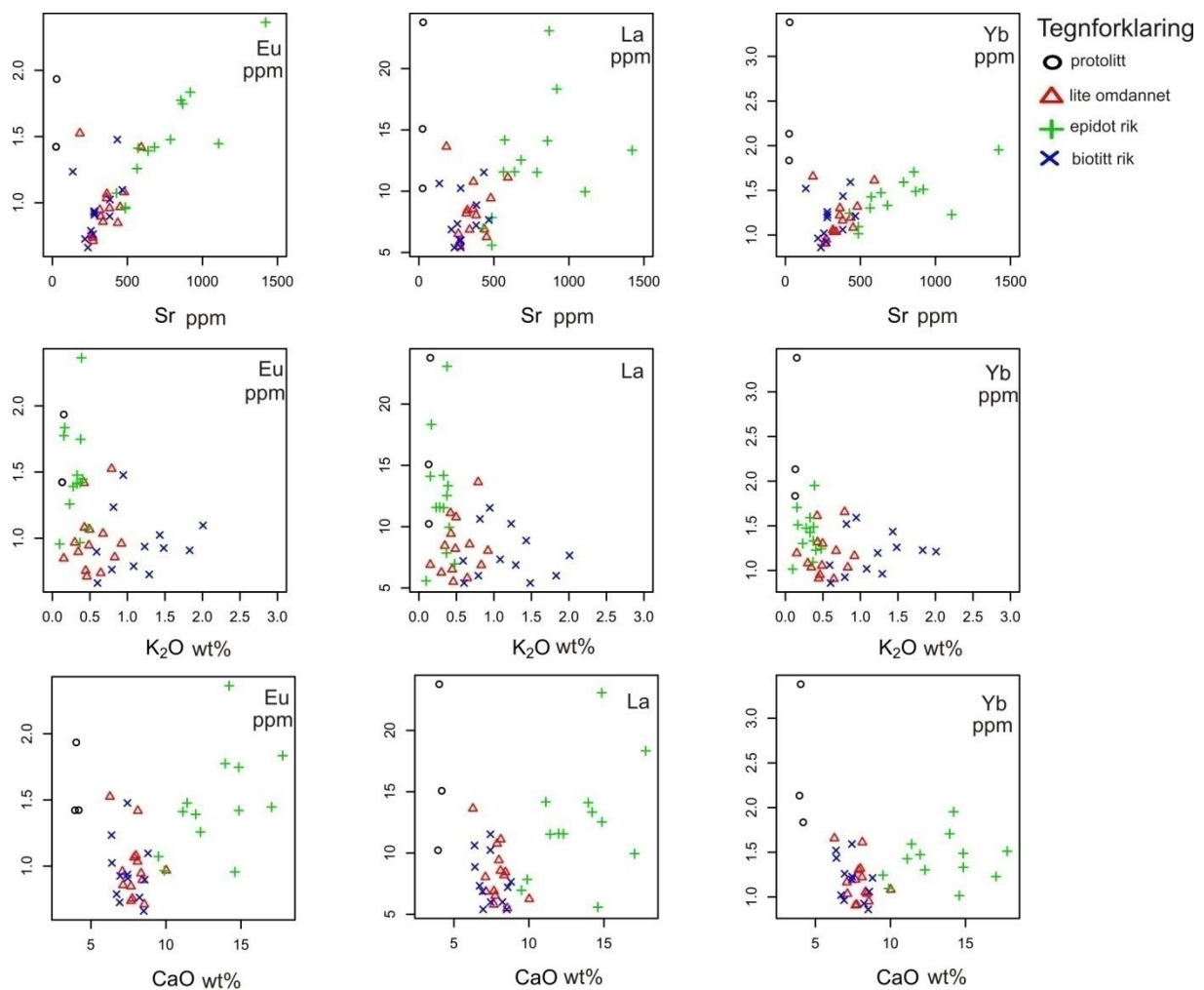
anriket på epidot viser mer spredning av verdiene og dermed svakere korrelasjonstrender enn prøvene av bergarten anriket på biotitt og den lite omdannede bergarten.



Figur 5.6-7. Harker diagrammer som viser plott av Yb mot andre REE.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

Som det har vært påvist tidligere (se fig. 5.3-1), har bergarten anriket på epidot et høyt innhold av CaO, samtidig som disse prøvene ikke viser en negativ Eu- anomali som er typisk for de andre bergartsgruppene (fig.5.4-1:A-F). Figur 5.6-8 viser at dette stemmer bra overens: prøvene av den epidot- rike bergarten har en svak positiv korrelasjon mellom CaO og Eu, men prøvene av den biotitt- rike bergarten og den lite omdannede bergarten ikke har en slik korrelasjon. Sr, som korrelerer veldig bra med CaO (se fig. 5.6-3), viser en bra korrelasjon med Eu, spesielt i prøvene av bergarten anriket på epidot. Korrelasjonsmønstrene av CaO med Eu, La og Yb er ganske like korrelasjonsmønstrene av Sr med Eu, La og Yb. Selv om det ikke er noen korrelasjon mellom Sr og La, og Ca og La, ser det ut som at La er anriket i prøvene som har høyest innhold av Ca og Sr, dvs. prøvene anriket på epidot. K₂O viser ingen korrelasjon med Eu, La og Yb. Plottene av K₂O mot disse elementene viser imidlertid like mønstre.



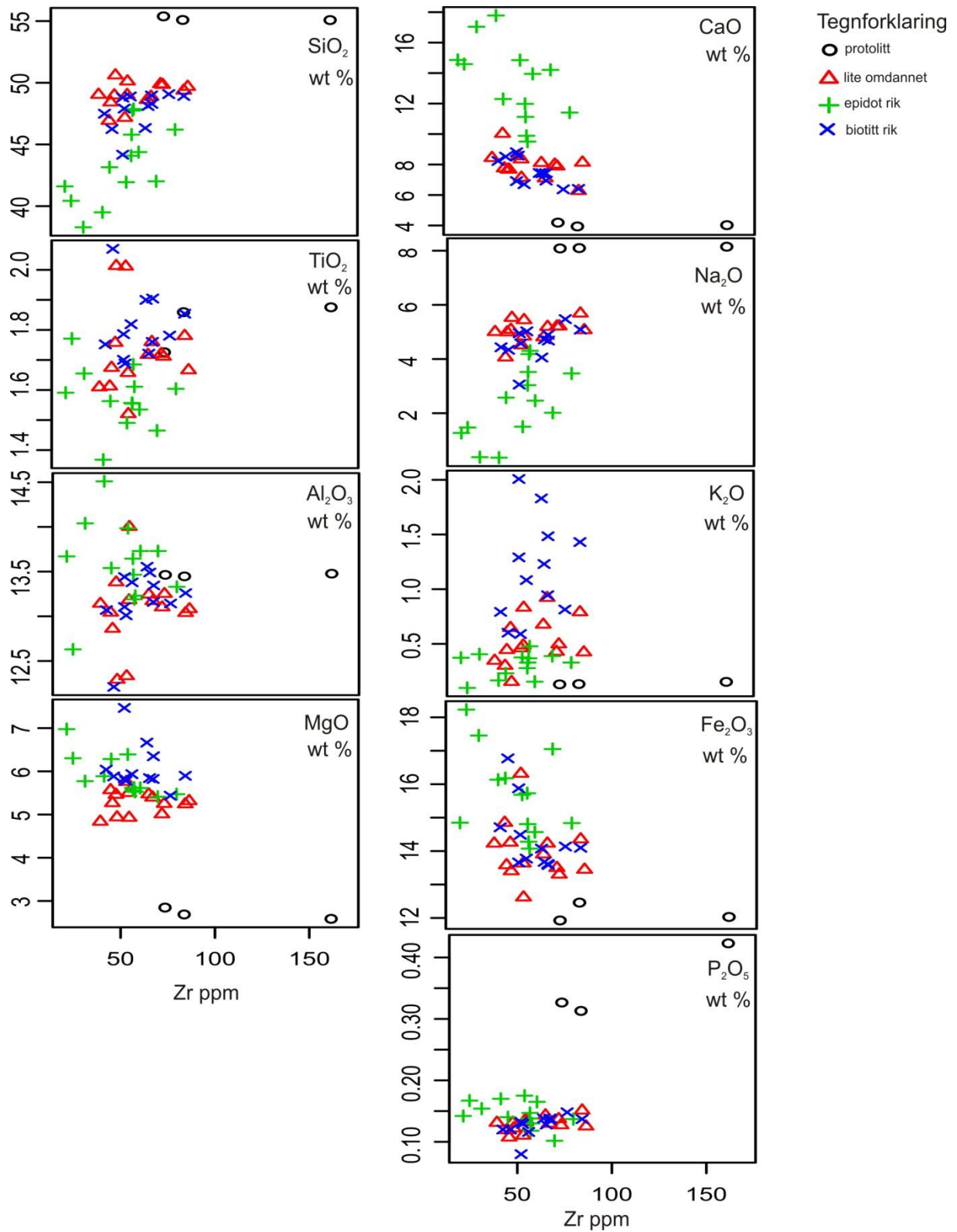
Figur 5.6-8. Variasjonsdiagrammer som viser plott av CaO, K₂O og Sr mot Eu, La og Yb.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE

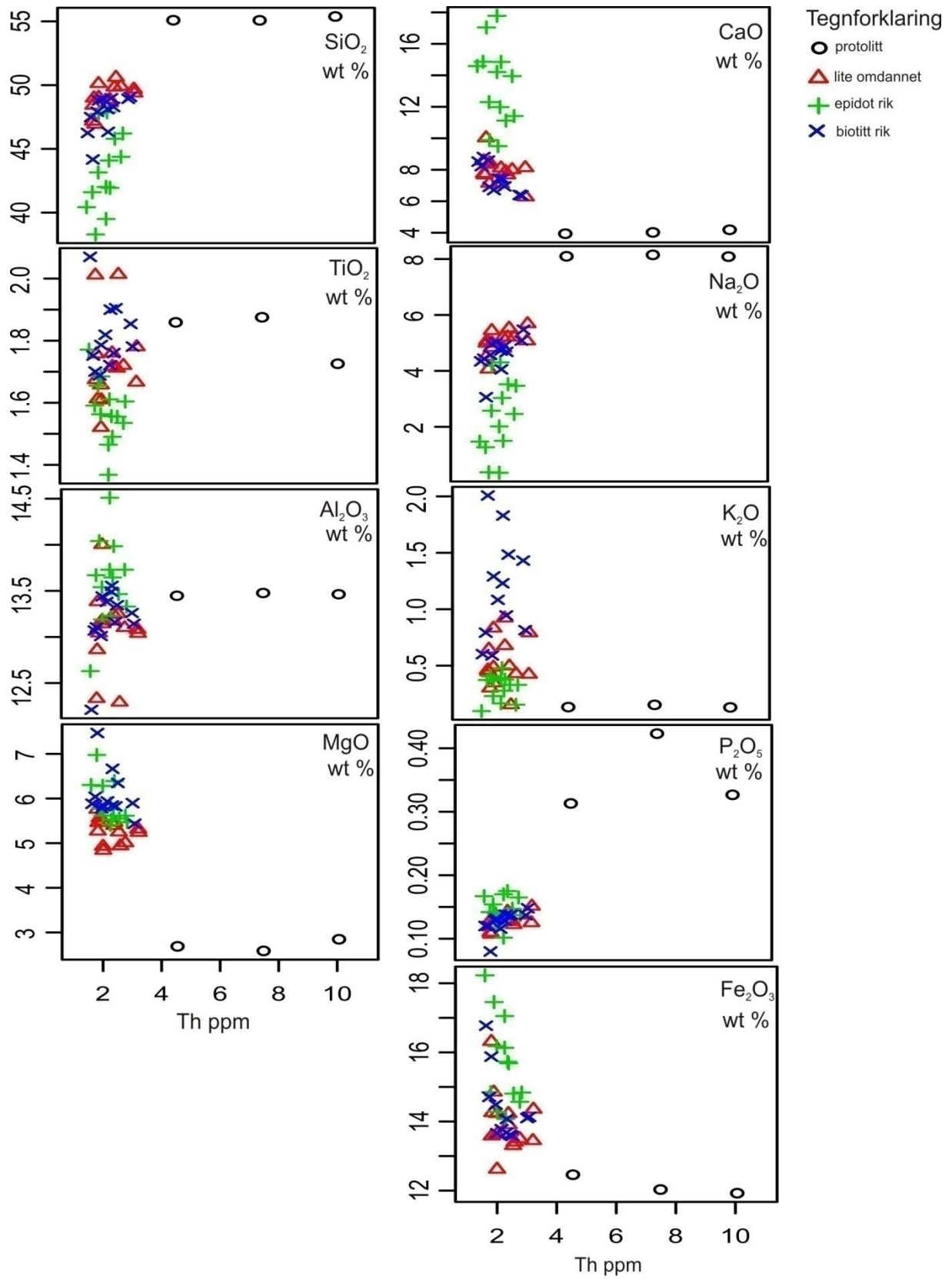
Figur 5.5-2 viser at Th og Nb plotter likt i den lite omdannede bergarten, domeneene anrikt på biotitt og domeneene anrikt på epidot. P, Zr og Ti har nesten like verdier i de sistnevnte gruppene. Figur 5.6-9 viser at Zr korrelerer ikke med noen av hovedelementene (det kan se ut fra plottet at det er en viss sammenheng mellom Zr og CaO, men korrelasjonskoeffisienten beregnet ved hjelp av Excel ga en verdi på bare -0.54). Innholdet av dette elementet ser ut til å variere lite i den lite omdannede, den epidot- rike og den biotitt- rike bergarten. Den ene prøven av protolitten (438) plotter allikevel ganske annerledes, og har et mye høyere innhold av Zr enn alle de andre prøvene. Figur 5.6-10 viser at på lik linje med Zr, er innholdet av Th konstant for de fleste prøvene uansett omdanningsgruppe, bortsett fra alle de tre prøvene av protolitten, der Th har annerledes verdier enn de andre prøvene. Dette gjelder også for elementene Nb og P (se fig. hhv 5.6-11 og 5.6- 12).

Zr viser veldig gode korrelasjoner med Th og Nb uansett omdannings type og grad (se fig. 5.6-13), mens elementet ikke korrelerer med verken Ti eller P. Korrelasjon mellom Y og Zr er veldig god i den biotitt- rike og den lite omdannede bergarten, mens i prøvene anrikt på epidot viser elementene bare en svak lineær trend.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

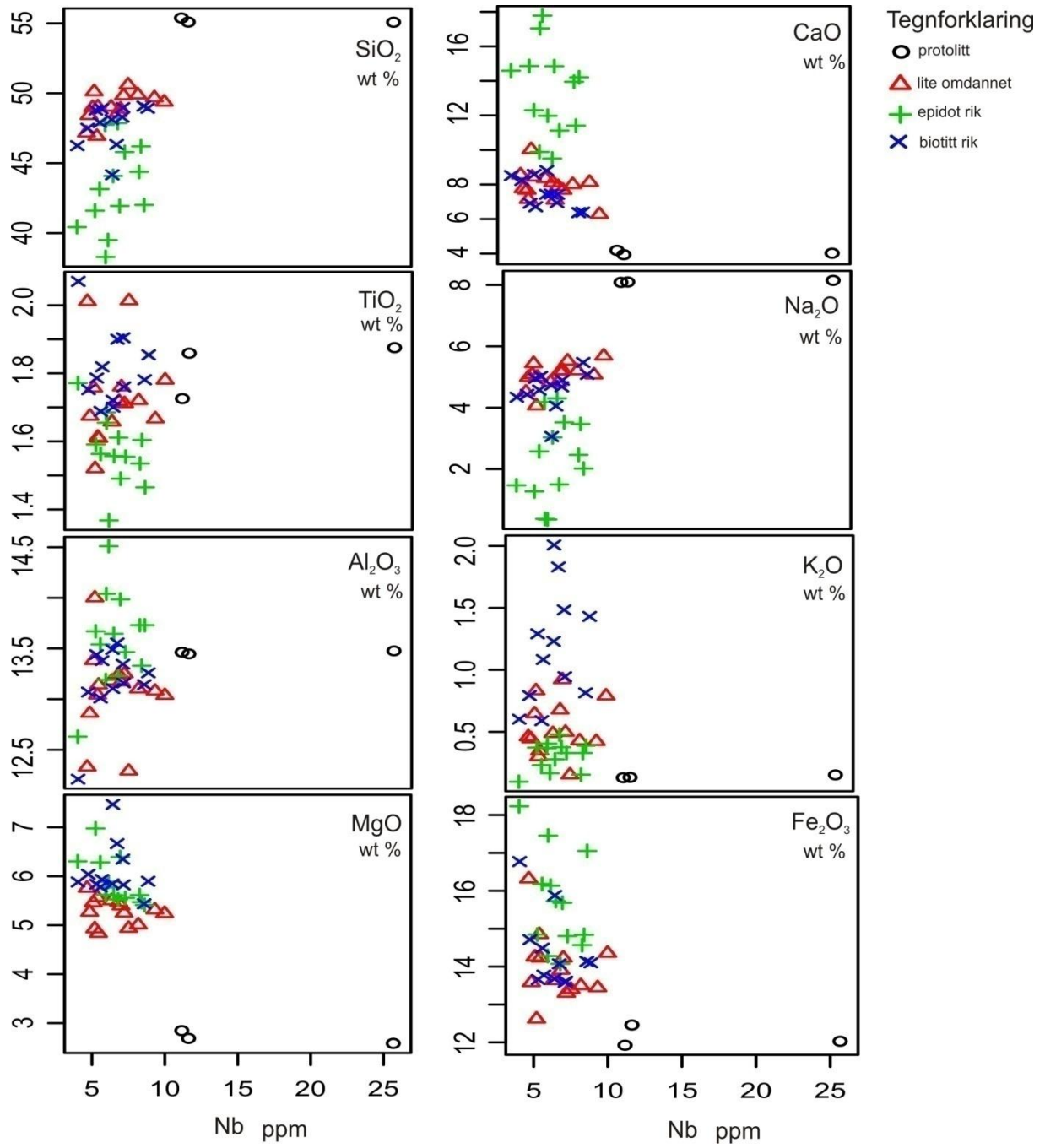


Figur 5.6-9. Harker diagrammer som viser plott av Zr mot hovedelementer.



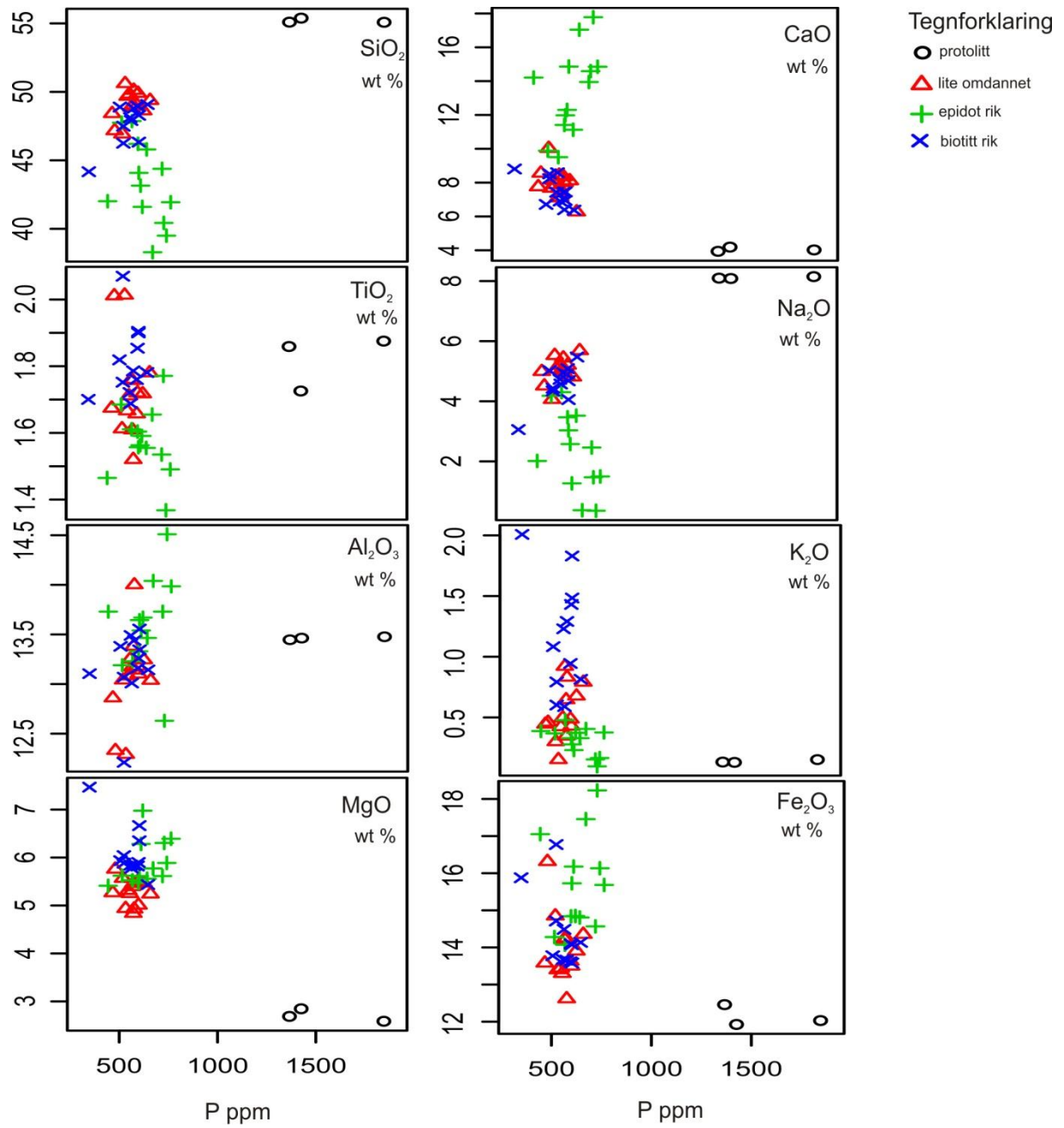
Figur 5.6-10. Harker diagrammer som viser plott av Th mot hovedelementer.

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSER

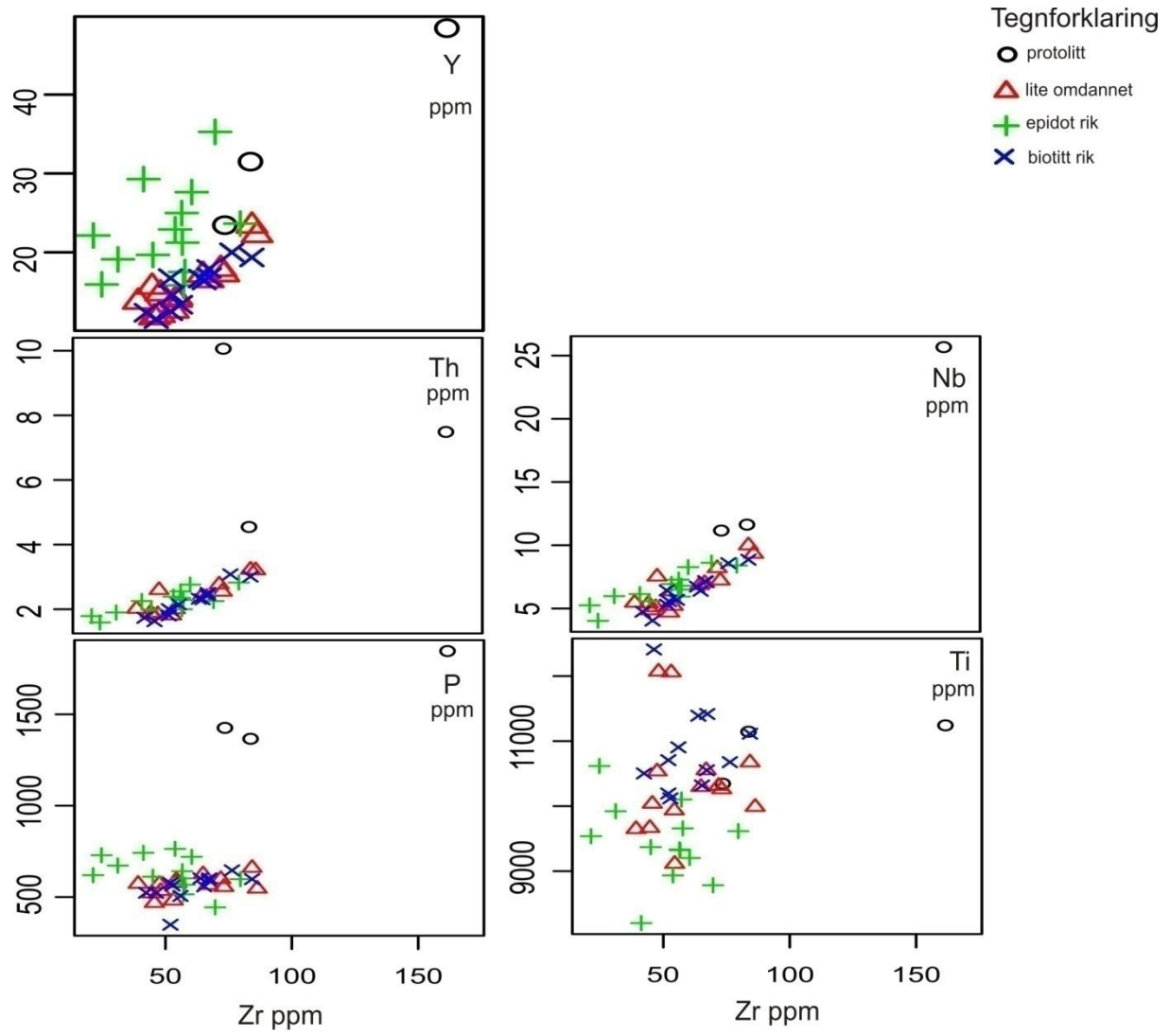


Figur 5.6-11. Harker diagrammer som viser plott av Nb mot hovedelementer

KAPITTEL 5 XRF- ANALYSE



Figur 5.6-12. Harker diagrammer som viser plott av P mot hovedelementer



Figur 5.6-13. Harker diagrammer som viser plott av Zr mot Y, Th, P, Nb og Ti.

KAPITTEL 6

TOLKNING AV RESULTATER OG DISKUSJON

6.1 Innledning

I dette kapitlet gis en tolkning samt diskusjon av resultatene av de petrografiske observasjonene (6.2), de mineralkjemiske analysene (6.3) og XRF- analysene (6.4). Forløpet og de karakteristiske trekkene til den metasomatiske prosessen vil bli gitt i delkapittel 6.5. Delkapittel 6.6 redegjør for den undersøkte bergartens tektoniske affinitet, regional korrelasjon samt opprinnelsen til fluidet som førte til omvandlingen.

6.2 Tolkning av de petrografiske observasjonene

Med utgangspunktet i de petrografiske observasjonene ble 6 omdanningstyper identifisert. Bergarten i gruppe 1, som betegnes som protolitt består av følgende mineraler: plagioklas, amfibol, opake mineraler, titanitt og mindre mengder av epidot, klintzoisitt, kvarts og biotitt. Vanligvis inneholder uomdannet dioritt natrium-rik til intermediær plagioklas ($>Ab_{50}$) og det mafiske mineralet kan være amfibol og/eller pyroksen (Kearey, 2001, s. 75). Ifølge de petrografiske observasjonene inneholder bergarten i de undersøkte tynnslipene ikke pyroksen men et mineral som tilhører amfibolgruppa. Antagelsen at den opprinnelige magmatiske bergarten inneholdt pyroksengruppemineraler som ble senere erstattet av amfibol kunne ikke bekreftes ut fra petrografiske observasjoner. I den friskeste varianten av bergarten som finnes i felt, dvs. prøvene 438, 435b og 435c er det ikke observert noen rester etter pyroksen om mineralet var til stede før omvandlingen fant sted. Amfibol i bergarten i gruppe 1 viser tydelige fargevariasjoner som tyder på at mineralet er kjemisk sonert som følge av en eller flere metamorfe hendelser (se fig. 3.4-1:B).

Med utgangspunktet i beskrivelsen av prøvene i kapittel 3 fremkommer det tydelig at det finnes klare forskjeller i omdanningsgraden av bergarten. Bøyde plagioklas- tvillinger, samt undulerende utslukning av både plagioklas- og amfibolkorn indikerer at bergarten har vært deformert (se fig. 3.4.1:A). Rekrystallisering/ reorientering av mineralkorn er imidlertid ikke observert i noen av de foreslåtte omdanningsstadiene, noe som tyder på at

deformasjonsgraden var veldig lav. Derfor blir det videre antatt at de observerte forandringene i mineralseskap og tekstur var forårsaket av fluidomvandlingen alene.

Ifølge geokjemiske undersøkelser utført av Johansen (1987), er dioritten metasomatisk omvandlet (se også Hughes, 1973, Sandwall, 1982). Denne observasjonen stemmer bra overens med observasjonene gjort i forbindelse med dette arbeidet. En kan legge merke til at omvandlingsgraden øker fra gruppe 1 til gruppe 2 (se fig. 3.5-1:A, B). Amfibolkornene i gruppe 2 inneholder flere inneslutninger av små irregulære korn av biotitt, som ofte er assosiert med kløvet i amfibolkornene (se fig. 3.4-2:B). Dette kan skyldes at bergarten ble gjennomstrømt av et fluid som tilførte et overskudd av K til bergarten og/ eller at kalium i de allerede eksisterende mineralene ble mobilisert ved introduksjon av en fluidfase.

Omvandlingen av amfibol til biotitt ble sannsynligvis initiert langs kløv- flatene i amfibolkorn. Idet fluidomvandlingen ble mer omfattende, ble plagioklas i bergarten utsatt for en mer markant saussurittisering. Dette kan bli observert i bergarten i tynnslipene i gruppe 3 (se fig.3.4-3:A). Noen plagioklaskorn i denne gruppa er rikere på inneslutninger av epidot/epidotgruppemineraler i midten av kornet mens randsonen er lite saussurittisert. Denne observasjonen er ikke systematisk, men dette er et tegn på at det kan finnes kjemiske variasjoner i den kjemiske sammensetningen av plagioklas. Disse variasjonene kan forklares på følgende måter:

- 1) den opprinnelige magmatiske plagioklasen var kjemisk sonert som følge av fraksjonert krystallisering, der den sentrale sona ble dannet først og var derfor mer rik på anortitt, mens randen som ble dannet senere, var rikere på albitt. Under senere metamorfe hendelser var denne randsona mer stabil på grunn av et høyere innhold av Na, og ble derfor mindre saussurittisert.

- 2) de opprinnelige plagioklaskornene kan ha fått en senere påvekst av albitt under den samme metamorfe hendelsen som førte til at magmatisk plagioklas i bergarten ble omdannet til albitt.

Bergarten i gruppe 4 er karakterisert ved en finkornig tekstur, noe som indikerer at denne bergarten var i utgangspunktet annerledes enn bergartene i gruppene 1, 2, 3 og 5 (se fig. 3.4-4:B) Bergarten stammer fra en avkjølingsmargin til de sedimentære bergartene og har derfor en finere kornstørrelse som følge av en brå avkjøling og dermed en raskere krystallisering.

Bergarten i gruppe 5 er karakterisert ved en så omfattende omvandling av plagioklas, at mineralet som var dominerende i bergarten i gruppe 1, er nesten helt nedbrutt.

Hovedmineralet epidot danner en matriks som viser fargevariasjoner: noen partier skiller seg ut ved en sterk gul farge, noe som tyder på at epidot i disse partiene har en annerledes kjemisk sammensetning (er sannsynligvis rikere på Fe) (se fig. 3.4-5:A). Det interessante er at det er veldig lite biotitt i bergarten i denne gruppa og kornene av amfibol er mye mindre omdannet enn i gruppene 3 og 4. Dette indikerer at gruppe 5 har vært utsatt for fluid-metasomatose der et Ca-holdig fluid var involvert, mens det ikke var noe tilførsel av K som kunne føre til dannelsen av biotitt. Samtidig kunne de termodynamiske forholdene i systemet ha vært slike at det var mer gunstig energetisk sett å danne epidot, som tok opp Ca, mens K var oppløst i fluidet og fraktet til områder i bergarten der dannelsen av biotitt var foretrukket. Teksturen i bergarten i gruppe 5, der større korn av amfibol og opake mineraler opptrer i en finkornig matriks av epidot, er en omvandlingstekstur fordi at måten epidot opptrer på, samt dens mengde er typiske for metamorfe/ metasomatiserte bergarter.

Separate ansamlinger av biotitt og epidot i bergarten i gruppe 6 (se fig.3.4-6:A, B) tyder på at bergarten har fått tilført både K og Ca under metasomatosen, og at disse elementene hadde tendens til å diffundere i forskjellige retninger under gitte P-T forhold. Ut fra petrografiske undersøkelser er det vanskelig å bestemme om tilførselen av K- og Ca-holdige løsninger skjedde samtidig. Tilstedeværelsen av turmalin som er et karakteristisk mineral i denne gruppa, tyder på at systemet har også fått tilført bor.

6.3 Tolkning av mineralkjemiske analyser

Plagioklas

Ifølge tynnslipstudier utført av Johansen (1987), som brukte Michel Levy metoden (Kerr, 1959), er anortittinnholdet i plagioklas tilnærmet lik An_{30} . Dermed ble det konkludert at med forbehold om innholdet av SiO_2 i de enkelte av prøvene, kunne bergarten klassifiseres som en dioritt. Denne konklusjonen stemmer ikke overens med de mineralkjemiske analysene utført i forbindelse med dette arbeidet. Åtte mikrosonde- analyser utført på plagioklaskorn i 4 tynnslip der bergarten er karakterisert ved en forskjellig omdanningsgrad, har påvist at den kjemiske sammensetningen til mineralet tilsvarende endeledet albitt. Det vil si at til og med den minst omvandlete bergarten i gruppe 1 ikke inneholder primært magmatisk plagioklas, og at

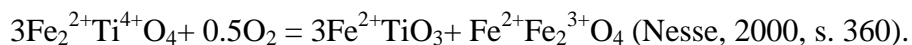
mineralet har blitt fullstendig erstattet av det Na- rike endeledet. En metasomatisk prosess som fører til at feltspat blir omdannet til albitt kalles albittisering og krever at Na- ioner blir introdusert til bergarten (Kearey, 2001, s. 6). Fraværet av plagioklas og tilstedeværelsen av albitt beviser at bergarten ikke kan klassifiseres med utgangspunktet i den kjemiske sammensetningen til plagioklas. Det har vært foreslått (se delkapittel 6.2) at primær plagioklas kunne vært kjemisk sonert. Siden det finnes kun albitt i bergarten, er det vanskelig å bestemme om den primære plagioklasen var sonert eller om mineralet har fått en påvekst av albitt under metasomatosen.

Amfibol

Opptreden av hornblende i form av randsonering og i assosiasjon med kløvflater i aktinolitt (se fig.3.4-1:B) tyder på en metamorf opprinnelse av mineralet. Aktinolitt er et mineral som er vanlig i grønnskiferfacies (f. eks. Bucher & Frey, 2004, s. 261). Hornblende kan være et primært mineral i bergarten dioritt (Maitre, 2002, s. 60) eller dannes under progradsmetamorfose. Metamorf hornblende forekommer i bergarter av mafisk sammensetning som har gjennomgått metamorfose under minst øvre grønnskiferfacies forhold (Bucher & Frey, 2004, side 263).

Oksider

Magnetitt danner ofte oktaedriske partings- flater i form av tre sett orientert med 60° vinkler på hverandre (Frondel & Ashby, 1937). Den kjemiske sammensetningen til magmatisk magnetitt er representert av en fast løsning mellom Fe₃O₄ (magnetitt) og Fe₂TiO₄ (ulvøspinel) (Nesse, 2000, s. 360). Metamorf magnetitt mister ulvøspinel- komponenten som følge av oksidering og danner ilmenitt og lav- Ti magnetitt:



Denne reaksjonen fører til dannelsen av avblandingslameller bestående av ilmenitt inne i korn av magnetitt. Slike lameller har vært påvist fra flere studier (f. eks Bray, 1939). Ifølge petrografiske observasjoner utført i forbindelse med dette arbeidet (bekreftet av mineralkjemiske analyser) har det allikevel blitt påvist at lameller inne i magnetittkorn består av titanitt som i den minst omvandlete bergarten ser ut til å ha blitt dannet langs partings- flatene i korn av magnetitt (se fig. 3.4-1:C). Mikrosonde analyser har påvist tilstedeværelse av

små inneslutninger av rutil og ilmenitt inne i korn av titanitt (se fig.4.3-3:444omd og VEP13). Inklusjoner av ilmenitt i titanittkorn er sannsynligvis rester etter ilmenitten som ble dannet under nedbrytningen av den primært magmatiske magnetitten. Idet temperaturen sank, førte reaksjoner til at TiO_2 ble fjernet fra ilmenitt og titanitt ble dannet. Det at ilmenitt og rutil forekommer sammen med titanitt og magnetitt er en indikator på skiftende $f\text{O}_2$ og $f\text{H}_2\text{O}$ under metamorfe reaksjoner som har funnet sted i bergarten (Rene, 2008). Opptreden av ilmenitt- og rutilinneslutninger i korn av titanitt kan tyde på høy fugasitet av oksygen (Rene, 2008). Dannelsen av titanitt krever at Ca er til stede i systemet. Dette elementet ble mobilisert under albittiseringsprosessen som frigjorte Ca fra anortitt- komponenten i plagioklas.

Epidot

Innholdet av mineralet øker i takt med økende omdanningsgrad, men den kjemiske sammensetningen til de analyserte epidotkornene viser ingen betydelige variasjoner, bortsett fra at innholdet av Fe er høyere i korn eller ansamlinger av epidot karakterisert ved en mørkere farge (appendiks 1). Ifølge Grapes & Hoskins (2004), er sonering som forekommer hos epidot for det meste vekstsonering, som kan allikevel være påvirket av diffusjonsprosesser. Årsaken til dette er at mineralet opptrer som oftest i bergarter som ikke har vært utsatt for temperaturer høyere enn $700\text{ }^\circ\text{C}$. Sonering er avhengig av $f\text{O}_2$ som er kontrollert internt av faste faser i bergarten eller eksternt av en fluidfase. Irregulære soneringsmønstre som forekommer i ansamlinger av små korn av epidot, slike som i den undersøkte bergarten (se fig.3.4-5:A), er ifølge (Franz & Liebscher, 2004), ofte observert i lav-T metamorfe bergarter. Den omfattende epidotiseringen av bergarten i gruppe 4-6 tyder på høy aktivitet av Ca i systemet (Harpum, 1954).

Biotitt

Biotitt forekommer i varierende mengder i alle prøvene. Den kjemiske sammensetningen til de analyserte kornene som kommer fra prøve 447b (gruppe 4) og VEP13 (gruppe 6) plottes konsekvent i feltet for biotitt- serien men ganske nært overgangen til eastonitt- endeledet i flogopitt- serien (4.3-5). Dette er et tegn på at biotitt er forholdsvis fattig på Fe og at en del Al befinner seg i tetraedriske posisjoner der den substituerer for Si. Store mengder epidot i den betydelig omdannede bergarten tyder på at mye av Fe var i form av Fe^{3+} - ioner, noe som igjen

er et bevis på oksiderende forhold under fluidomvandlingen. Det at innholdet av Fe i biotitt ikke er så høyt, kan dermed forklares som følge av fraksjoneringen av Fe^{3+} kationer, som tas opp i strukturen til epidot lettere enn i strukturen til biotitt.

Andre mineraler

Turmalin har blitt påvist i omdanningstypene 4, 5, og 6. Dannelse av turmalin krever tilstedeværelse av B- ioner i systemet, som igjen er avhengig av innholdet av B i protolitten og i fluider som kommer i kontakt med protolitten (Henry & Dutrow, 1996). Bor er mobil i de fleste vannholdige løsninger. Fluider kan føre enten til konsentrasjoner av elementet eller til dets spredning i systemet (Henry & Dutrow, 1996). De kjemiske analysene viser at $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ i de to analyserte kornene er omtrent lik 0.56 og 0.6. Ifølge Henry & Dutrow (1996) skal turmalin klassifiseres som schorl når $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$ er mellom 0.0 og 0.4. I mafiske bergarter er sammensetningen til metamorf turmalin typisk dravittisk (Henry & Dutrow, 1996), noe som stemmer bra overens med resultatene av mineralkjemiske analyser. Det er vanskelig å si med sikkerhet om B- ioner kom fra den magmatiske protolitten eller om bergarten har fått tilført bor under fluidomvandlingen. Av de mineralene som kan inkorporere bor i mafiske magmatiske bergarter, inneholdt protolitten plagioklas, og pyroksen og/eller Ca-holdig amfibol som primært magmatiske mineraler. Disse mineralene kan inneholde bor i bare veldig små mengder (0-300 ppm (Henry & Dutrow, 1996)). Mengde turmalin i den omvandlete bergarten tyder derfor på at B ble tilført under metasomatosen. Johannessen (in prep) har påvist at både tonalitt og konglomerat som finnes i det samme området som den undersøkte bergarten, inneholder sekundær turmalin. Siden både tonalitt og konglomerat er eldre enn dioritt, kan den sekundære utfellingen av turmalin i alle bergartene, tyde på at hele lagrekka ble utsatt for metasomatose med et fluid som blant annet inneholdt bor, og at metasomatosen fant sted etter at dioritten kom på plass.

6.4 Tolkning av XRF- analyser

Hovedelementer

Vulkanske bergarter klassifiseres som intermediære når innholdet av SiO_2 er 63-52 wt %; som basiske når innholdet av SiO_2 er 45-52 wt %; som ultrabasiske når SiO_2 er lavere enn 45 wt % (Le Bas & Streckeisen, 1991). Dataene presentert i appendiks 2, viser at hvis dette kriteriet tas som et klassifiseringsgrunnlag, faller prøvene innefor både det intermediære, basiske og ultrabasiske spekteret. Tatt i betraktning at i ett sett av prøver som er tatt fra samme bergartsstykke (se f. eks. prøve R2lite_omd, R2bt og R2ep) (se appendiks 2), varierer innholdet av SiO_2 så mye at de tre prøvene kan klassifiseres som forskjellige bergartstyper, kan en konkludere med at SiO_2 må ha vært mobilisert og at denne klassifikasjonsmetoden gir ingen fornuftige resultater, spesielt hvis metoden anvendes på bergarten som inneholder domener anrikt på biotitt eller epidot. SiO_2 og Na_2O viser en klar positiv korrelasjon i alle prøvene samtidig som disse elementene korrelerer negativt med CaO , Fe_2O_3 og Al_2O_3 (denne korrelasjonen er mest fremtredene i bergarten anrikt på epidot) (se fig. 5.6-1). Dette indikerer at fjerning av Si og Na, Fe og Al fra bergarten karakterisert ved en lavere omdanningsgrad (den lite omdannede bergarten) korrelerer med anrikningen av Ca, Fe og Al i de epidot- rike domeneene. Denne trenden er også observert i prøvene 444k og 444omd. Økende innhold av volatile komponenter ser ut til å korrelere med anrikningen av Ca, Fe og Al (se appendiks 3). K_2O korrelerer ikke med noen av hovedelementene, noe som tyder på at krystallisering av epidot og biotitt foregikk som to separate ikke- konkurrerende prosesser, og at tilførselen av K ikke førte til fraksjonering av noen av hovedelementene (se fig. 5.6-4). MgO viser en svak negativ korrelasjon med SiO_2 og Na_2O i prøvene anrikt på biotitt (se fig. 5.6-2). Dette kan tyde på at dannelsen av biotitt, som tar opp Mg, skjedde etter at prosessen som førte til mobiliseringen av SiO_2 og Na_2O hadde opphørt (økende innhold av Mg samt et konstant innhold av Si og Na kunne ha ført til en viss negativ korrelasjon mellom disse elementene). MgO har sannsynligvis vært mobilt bare i en liten grad, siden innholdet av MgO varierer lite i den lite omdannede, den biotitt rike og den epidot- rike bergarten. Omvandlingsprosessene har snarere ført til en viss omfordeling av Mg mellom hornblende, aktinolit og biotitt enn at elementet ble tilført med fluidet. Denne omfordelingen kan forklare hvorfor innholdet av Mg viser bare en ubetydelig økning i den biotitt- rike bergarten sammenlignet med den lite omdannede bergarten (se fig. 5.3-1). Et lavere innhold av MgO i 444omd sammenlignet med

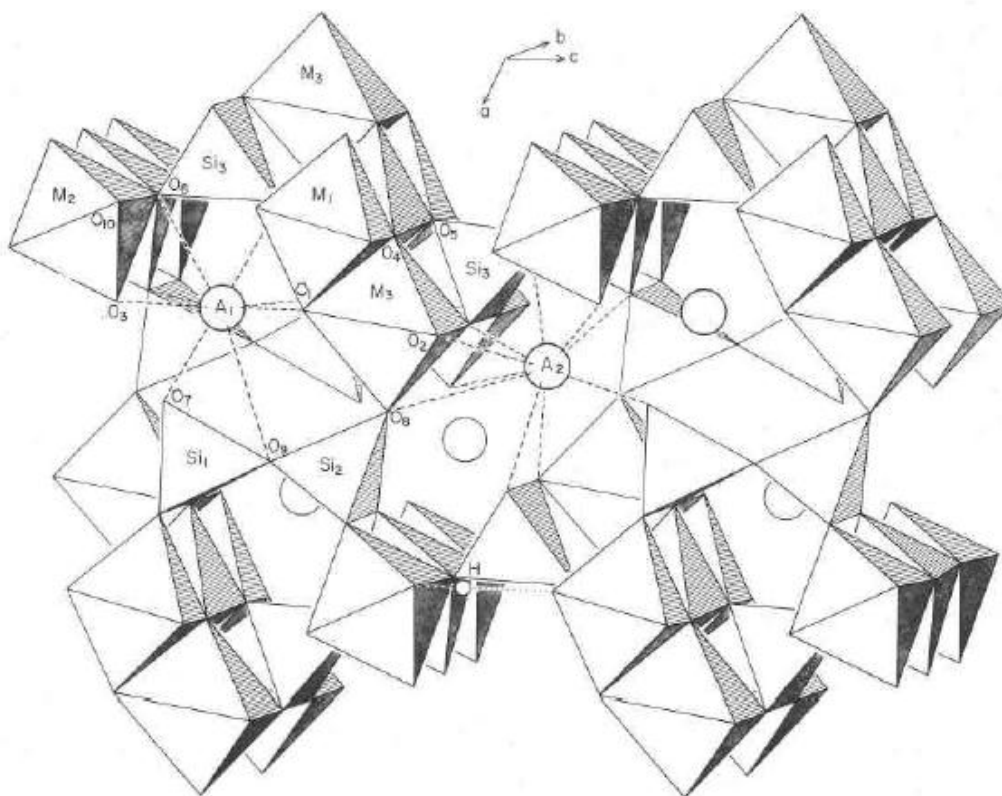
444k (se appendiks 3) kan forklares ut fra observasjonen at 444omd inneholder nesten ikke biotitt, samtidig som 444k ser ut til å inneholde mer amfibol enn 444omd. En høyere konsentrasjon av MnO i bergarten anriket på epidot (se fig. 5.3-1) tyder på at elementet har vært mobilisert og tatt opp i strukturen til epidot. Innholdet av fosfor viser ingen betydelige variasjoner i den lite omdannede, den epidot- rike og den biotitt- rike bergarten, noe som kan være en indikasjon på immobilitet av elementet (se fig. 5.3-1).

Prøvene av protolitten viser ganske annerledes verdier på de fleste hovedelementene, for eksempel et betydelig høyere innhold av SiO₂ og P₂O₅ samt lavere konsentrasjoner av Fe₂O₃, MgO og MnO. Dette kan bekrefte antagelsen at disse prøvene stammer fra en del av intrusjonen som hadde i utgangspunktet en annerledes kjemisk sammensetning enn prøvene av den lite omdannede bergarten (som ga opphav til domener anriket på biotitt og epidot).

Sjeldne jordartselementer og inkompatible elementer

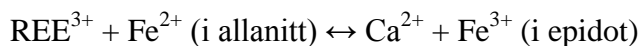
Sjeldne jordartselementer i protolitten, den lite omdannede bergarten, bergarten anriket på epidot eller biotitt viser like mønstre, noe som tyder på at bergarten, uansett omdanningsgrad, var mer rik på LREE enn HREE (se fig. 5.4-1: A- F).

Prøvene anriket på epidot har et høyere innhold av REE sammenlignet med prøvene av bergarten anriket på biotitt og den lite omdannede bergarten, grunnet at epidot kan ta opp betydelige mengder sjeldne jordartselementer (f. eks. Giere & Sorensen, 2004). Epidotgruppemineraler inkorporerer REE³⁺ i A posisjoner, der Ca²⁺ kationer vanligvis befinner seg (se fig. 6.4-1)

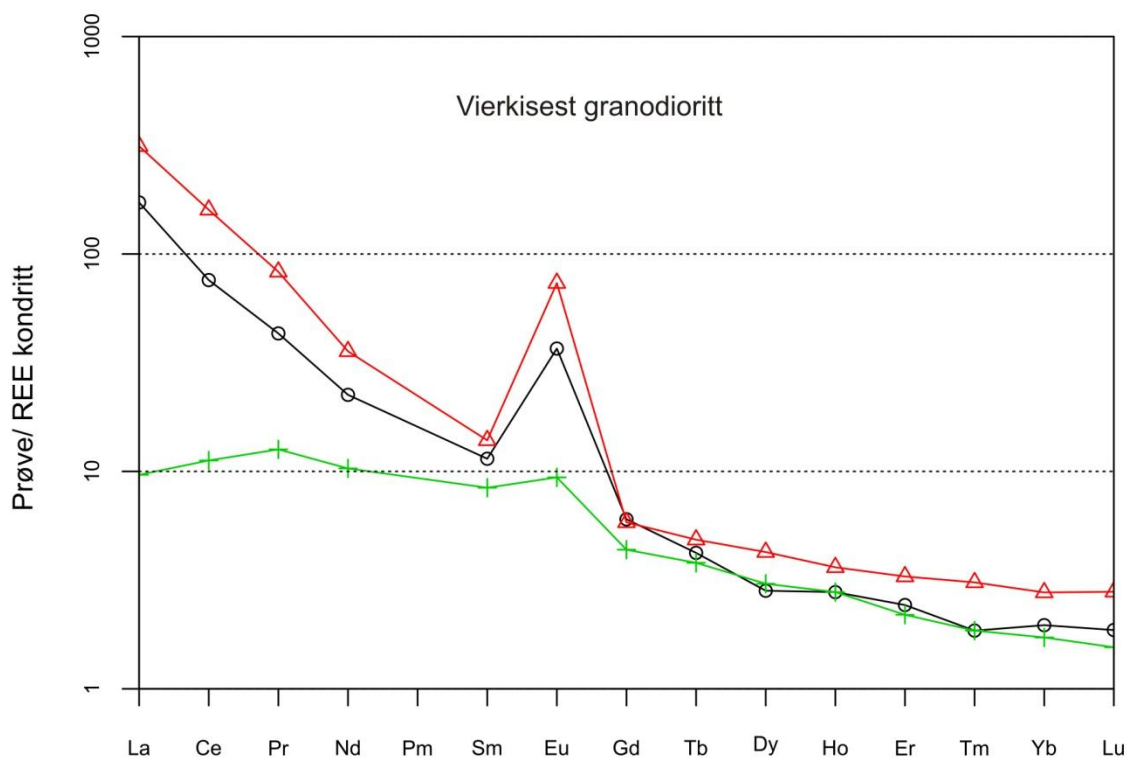


Figur 6.4-1. Den generelle strukturen til epidotgruppemineraler (Dollase, 1971).

Den trivalente ladningen til REE er derfor ofte balansert ved at et divalent kation (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+}) substituerer for et trivalent kation i M posisjoner (Giere & Sorensen, 2004). Epidot danner en koblet substitusjon med allanitt, et epidotgruppeminerale som er rikt på REE, ved en følgende mekanisme:



Allanitt har annerledes optiske egenskaper enn epidot, og ifølge de petrografiske observasjonene inneholder ikke bergarten allanitt, men bare epidot. Anrikning av REE i den epidot- rike bergarten må derfor i en viss grad skyldes opptaket av REE i epidot. Ifølge El Korh et al. (2009) kan epidot kontrollere det meste av REE budsjettet under både retrograd- og progradmetamorfose. Benevnning "REE- rik epidot" brukes for epidot som inneholder REE i wt % (Giere & Sorensen, 2004). Opptreden av sjeldne jordartselementer i epidotgruppemineraler er for det meste beskrevet for allanitt. Av dataene som er tilgjengelige for REE- rik epidot, kan en nevne artikkelen til Bea (1996) (se fig. 6.4-2).



Figur 6.4-2. Spider diagram som viser REE mønstre i tre prøver av granodioritt fra Vierkiseset (data fra Bea (1996)). Kondritt- normaliserte verdier etter Boynton (1984).

De tre prøvene av magmatisk epidot er tatt fra en bergart med en granodiorittisk sammensetning. De to øverste prøvene viser et fraksjonert mønster der LREE er anriket, samt at prøvene har en markant positiv Eu- anomali. Den tredje prøven har en mye flatere kurve med en mindre tydelig Eu- anomali. Dette tyder på at fraksjonering av REE i epidot i samme bergart kan være signifikant (Giere & Sorensen, 2004). Det må imidlertid nevnes at i bergarten som ble undersøkt i forbindelse med dette arbeidet, er epidot uten tvil metasomatisk, noe som gjør at mineralet kan muligens ikke sammenlignes med magmatisk epidot. Ifølge Zhironov et al. (1961) er opptaket og mønstre av REE i epidotgruppemineraler avhengig av krystalliseringen av andre REE- holdige mineraler. Effekten av den konkurrerende krystalliseringen av andre REE- holdige mineraler er observert ikke bare i magmatiske, men også i metamorfe og metasomatiserte bergarter (Giere & Sorensen, 2004). Forskjellene i REE- mønstre i bergarten anriket på epidot (se fig. 5.4-2: A-D) kan skyldes at de presenterte dataene viser resultatene av XRF- analyser utført på pulveret av bergartsprøver og ikke mikrosonde- analyser utført på enkeltkorn av epidot. Selv om prøvene som ble valgt for analyser var

tilsynelatende anrikt på epidot, kan det hende at innholdet av epidot og andre mineraler hadde betydelige variasjoner fra prøve til prøve, men disse variasjonene ikke var synlige i håndstykket. Det er mulig at andre mineraler også har påvirket distribuering av REE.

Ifølge Wakita et al. (1971) foretrekker allanitt å ta opp La, Ce, Pr og Nd som har de største ioneradiene. Semenov (1958) påstår at dette kan være et resultat av at en stor kation- posisjon er tilgjengelig i strukturen til mineralet, og allanitt vil derfor foretrekke å ta opp REE med største ioneradier. Siden allanitt og epidot har like krystallografiske strukturer (se f.eks. Dollase, 1971), kan dette muligens være en forklaring på hvorfor prøvene av bergarten anrikt på epidot viser gjennomsnittlig høyere verdier av REE og en svak fraksjonering mellom LREE og HREE sammenlignet med den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten (se fig 5.4-1:C-F). Figur 5.4-1:C og D viser allikevel at de fleste prøvene anrikt på epidot har en svakt negativ Pr- anomali, noe allanitt vanligvis ikke har. Det har vært påvist at magmatisk allanitt har en tendens til å ha en fraksjonert anrikning på LREE og viser en markant negativ Eu- anomali (Giere & Sorensen, 2004), mens metamorf allanitt ikke har tendens til å ha en negativ Eu- anomali. Det ble ikke funnet noen forklaring på hvorfor innholdet av Eu varierer i magmatisk og metamorf allanitt. I den undersøkte bergarten viser de gjennomsnittlige verdiene av REE i kulene anrikt på epidot, at de fleste prøvene ikke har en negativ Eu- anomali (5.4-1:D). Det er mulig at opptaket av dette elementet i epidotgruppemineraler er avhengig av om prosesser som fører til dannelsen av disse mineralene er magmatiske eller metamorfe/ metasomatiske. Prøvene 444k og 444omd (se fig. 5.4-3) bekrefter at en positiv Eu- anomali samt anrikning på andre REE er typisk for de epidot- rike prøvene.

Eu- anomalier kan brukes som en indikator på redokse forhold under dannelsen av Eu- holdige mineraler, hjelpe til å bestemme opprinnelsen til kildemateriale og beskrive fraksjonering av REE under krystallisering/ differensiering (f. eks. Terakado & Fujitani, 1995). Negative Eu- anomalier dannes antagelig som følge av at Eu^{2+} blir dannet under reduserende forhold, noe som fører til at elementet blir fraksjonert fra andre REE^{3+} (Takahashi et al., 2005).

Positive Eu- anomalier er ikke observert i verken protolitten, den lite omdannede bergarten eller bergarten anrikt på biotitt, bare i den epidot- rike bergarten (5.4-1:A-F). I og med at det er ukjent hvor mye Eu og andre sjeldne jordartselementer den magmatiske bergarten inneholdt før omvandlingen, er det vanskelig å forklare opprinnelsen til Eu- anomaliene i de forskjellige gruppene. En mulig forklaring er følgende:

Basaltisk magmatisk plagioklas kan ha en betydelig anrikning på Eu (f. eks. Gromet & Silver, 1983). Krystallisering av plagioklas under reduserende forhold vil fjerne Eu^{2+} fra smelta, noe som fører til en negativ Eu- anomali i mineraler som krystalliserer senere. Hvis den uomdannede bergarten inneholdt plagioklas anrikt på Eu, ble elementet sannsynligvis mobilisert og fjernet under metasomatosen på lik linje med Ca. Oksiderende forhold under omvandlingen forårsaket en endring i oksideringstilstanden til Eu ($\text{Eu}^{2+} \rightarrow \text{Eu}^{3+}$), noe som utløste lekkasje av Eu fra plagioklas. Dermed ble Eu fraksjonert fra andre REE som befant seg i plagioklas. Derfor viser prøvene av den lite omdannede bergarten og den biotitt- rike bergarten en negativ Eu- anomali, mens andre REE ikke viser betydelige anomalier. Eu ble oppløst i fluidet og inkorporert i strukturen til epidot, noe som stemmer bra overens med at Eu viser en positiv korrelasjon med Ca i de epidot- rike domenene (se fig. 5.6-8). Dette forklarer observasjonen at de fleste epidot- rike prøvene har generelt sett et høyere innhold av Eu. Den markante endringen i innholdet av Eu i prøvene 444k og 444omd (se fig. 5.4-3) kan støtte denne hypotesen. Det er imidlertid ukjent hvor mye Eu og i hvilken oksideringstilstand som fantes i den magmatiske plagioklasen, og videre diskusjon angående opprinnelsen av de observerte Eu- anomaliene blir spekulativ.

Innholdet av Eu varierer fra prøve til prøve (se fig. 5.4-2:A-D), noe som betyr at inkorporering av elementet i epidot var blant annet kontrollert av variasjoner i fluidsammensetningen, raten av fluidinfiltrering og variasjoner i mineralselskap i forskjellige områder i bergarten.

Goldschmidt et al. (1958) la merke til at det er veldig lave konsentrasjoner av Eu i de fleste REE- holdige mineralene mens elementet blir anrikt i mineraler som inneholder Ca, Sr og Pb (Chase et al., 1963). Dette stemmer bra overens med observasjonen at Sr og Pb viser høyere innhold i den epidot- rike bergarten (se fig. 5.5-2). Det er ganske vanlig at disse elementene finnes i epidot, der de substituerer for Ca i divalente A- posisjoner i mineralet: $\text{Ca}_{-1}\text{Sr}_{+1}$, $\text{Ca}_{-1}\text{Pb}_{+1}$ og $\text{Ca}_{-1}\text{Ba}_{+1}$ (Franz & Liebscher, 2004). Det er en fullstendig blandbarhet mellom Ca og Sr i epidotgruppemineraler (Grapes & Hoskin, 2004), og både Sr- holdige og Sr rike epidotgruppemineraler har vært påvist av flere forfattere (f. eks Grapes & Watanabe, 1984; Brastad, 1985; Enami & Banno 2001).

Bergarten anriket på biotitt viser et nesten identisk mønster av REE med prøvene av den lite omdannede bergarten (se fig. 5.4-1:F). Prøven 444k plotter også ganske likt de gjennomsnittlige verdiene av prøvene av den lite omdannede bergarten (se fig. 5.4-3). Siden den største forskjellen mellom bergarten anriket på biotitt, bergarten anriket på epidot og den lite omdannede bergarten er i innholdet av epidot og albitt, tyder de like mønstrene av REE til den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten samt et høyere innhold av REE i den epidot-rike bergarten på at REE er for det meste inkorporert i epidot.

Figur 5.5.1: E-F og 5.5-2 viser at innholdet av inkompatible elementer er litt lavere i bergarten anriket på biotitt sammenlignet med bergarten anriket på epidot og den lite omdannede bergarten. Variasjonene er imidlertid mest fremtredende hvis en ser på innholdet av Cs, Rb, Ba og K. Disse elementene er anriket i de biotitt- rike prøvene. Dette kan forklares ut fra det faktum at de store posisjonene i strukturen til biotitt (12- koordinasjon) er vanligvis opptatt av store kationer, slike som K^+ og Ba^{2+} . Sporelementer som Rb^+ og Cs^+ kan substituere for K i disse posisjonene (Higuchi & Nagasawa, 1969). Derfor er det ganske logisk at prøvene anriket på biotitt viser høyere innhold av disse elementene. Samtidig er de biotitt- rike prøvene tappet for slike elementer som REE, Sr og Pb, som blir inkorporert i epidot. Kurvene til den biotitt-rike og den lite omdannede bergarten er ganske like, bortsett fra elementene anriket i den biotitt- rike bergarten. Innholdet av La, Ce, Pr og Sr er veldig likt i disse to gruppene, samt at kurvene er identiske for elementene P- Lu. Dette kan tyde på at de overnevnte elementene enten forble immobile i disse to omdanningsgruppene eller ble fjernet under tidlige stadier av omvandlingen. Det som er klart er at disse elementene ikke var involvert i prosesser som førte til dannelsen av biotitt.

Elementene Th, Nb, P, Zr og Ti har samme verdier i bergarten anriket på epidot, bergarten anriket på biotitt og den lite omdannede bergarten, mens innholdet av disse elementene i prøvene av protolitten er forskjellig (se fig. 5.5-2). Det er mulig at Th, Nb, P, Zr og Ti forble immobile i både protolitten og de andre omdanningsgruppene, og verdiene er forskjellige fordi at protolitten og den lite omdannede bergarten var i utgangspunktet forskjellige. Dette er i overensstemmelse med at innholdet av hovedelementer i protolitten er ganske annerledes enn i den lite omdannede bergarten (se fig. 5.3-1 og delkapittel 5.3). Det er sannsynlig at Sr, samt Cs, Ba, Rb, K, som også viser negative anomalier i protolitten og lavere verdier i den lite omdannede bergarten sammenlignet med bergarten anriket på biotitt (se fig. 5.5-2), har blitt

tilført med fluidet. Innholdet av Ti er ganske likt i alle gruppene, noe som kan tyde på at elementet var immobilisert under alle stadiene av omvandlingen, og det har skjedd bare en omfordeling av Ti mellom sekundære mineraler som ble dannet under metasomatosen.

Figur 5.5-3:A-D viser at selv om de fire prøvene viser den samme trenden som de gjennomsnittlige verdiene plottet i figur 5.5-2, kan innholdet av inkompatible elementer variere fra prøve til prøve. Prøve 601 (se fig. 5.5-3:D og 5.4-2: D) viser at 601bt har den karakteristiske trenden til prøvene anriket på biotitt: denne prøven har høyest innhold av Cs, Rb, Ba og K blant de tre prøvene fra bergartsstykket 601, mens 601 ep viser lavere verdier av Sr og REE enn de som er typiske for prøvene anriket på epidot. Dette kan muligens indikere at dannelsen av det K-rike domenet fant sted før dannelsen av domenet anriket på epidot. Det er imidlertid usikkert hvor mye epidot og biotitt fantes i denne prøven. Det er mulig at innholdet av biotitt var mye høyere enn innholdet av epidot, noe som førte til at trenden til den epidot-rike prøven var mindre fremtredende. I prøve R12 er innholdet og mønstrene til den lite omdannede og den biotitt-rike bergarten ganske like for alle elementer (se fig. 5.5-3:A og 5.4-2:A). De overnevnte variasjonene kan skyldes både forskjellene i omdanningsgraden og forurensningene i prøvene som ikke var synlige i håndstykket (f.eks. anrikinger av biotitt inne i prøven av den lite omdannede bergarten). Det finnes en viss usikkerhet angående hvor store mengder sjeldne jordartselementer og andre inkompatible elementer som finnes i de forskjellige gruppene, siden det ikke ble gjort mikrosonde-analyser på REE i epidot og andre mineraler.

6.5. Elementmobilitet under metasomatose, omdanningssekvens og metamorfe facies

Undersøkelsene gjort i forbindelse med dette arbeidet har bekreftet at bergarten har vært utsatt for en omfattende metasomatose. Mobilitet av slike elementer som Si, Na, Fe, K, Rb, Ba, Cs, Ca, Sr og REE har vært påvist (se avsnitt 6.4).

Harker diagrammene i delkapittel 5.6 som viser korrelasjonsmønstre til de forskjellige hoved- og sporelementene samt tolkning i delkapittel 6.4, viser at den metasomatiske omvandlingen kan generelt sett beskrives ved hjelp av tre hovedprosesser:

- 1) Mobilisering av SiO_2 og Na_2O som har en perfekt positiv korrelasjon i alle prøvene.
- 2) Mobilisering av CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Sr og REE.
- 3) Mobilisering av K, Cs, Rb, Ba, Li.

Disse to første prosessene er nært koblet til hverandre. Fjerning av Si og Na, Fe og Al fra den lite omdannede bergarten korrelerer med anrikingen av Ca, Fe og Al i de epidot-rike domene. Mobilisering av CaO , Fe_2O_3 og Al_2O_3 må ha skjedd som følge av albittiseringen der Si og Na var mobile. Siden både Ca, Fe og Al viser gode positive korrelasjoner bare i bergarten anriket på epidot, tyder dette på at alle disse elementene ble tatt opp i epidot.

K korrelerer bra med hhv Rb, Ba og Li i alle gruppene, men spesielt i domene anriket på biotitt (se fig. 5.6-4). Cs følger disse elementene, men innholdet av Cs er generelt veldig lavt. REE var sannsynligvis ikke involvert i dannelsen av biotitt, siden verken K eller andre elementer som korrelerer med K, korrelerer med sjeldne jordartselementer (se f.eks fig. 5.6-8). Cs, Rb, Ba og Li viser heller ikke noen korrelasjoner med REE. Disse plottene er ikke presentert i dette arbeidet).

Introduksjon av et Na- holdig fluid forårsaket omvandling av den opprinnelige magmatiske bergarten. Erstatning av plagioklas med albitt og magmatisk amfibol/pyroksen med aktinolitt frigjør mye Ca (f. eks. Smith, 1968). Effekten av denne prosessen kan nå observeres i bergarten som ifølge de petrografiske observasjonene beskrives som den minst omvandlete ("protolitt"). Na- metasomatose forårsaket mobiliteten av Ca, Si, Fe og Al. Opptreden av store mengder epidot krever at betydelige mengder Fe^{3+} og Al er tilgjengelige. Derfor er det rimelig å anta at disse elementene fantes i fluidet. Innholdet av kvarts i alle tynnslipene som har blitt undersøkt er veldig lavt, mens mineralet opptrer i store mengder i form av utfellinger i sprekker i bergarten, noe som tyder på at betydelige mengder Si var oppløst i fluidet.

Dannelse av domener anriket på epidot er ikke observert i deler av intrusjonen som prøvene 438k, 435b og 435c kommer fra. Det er sannsynlig at fluidet fraktet med seg de oppløste

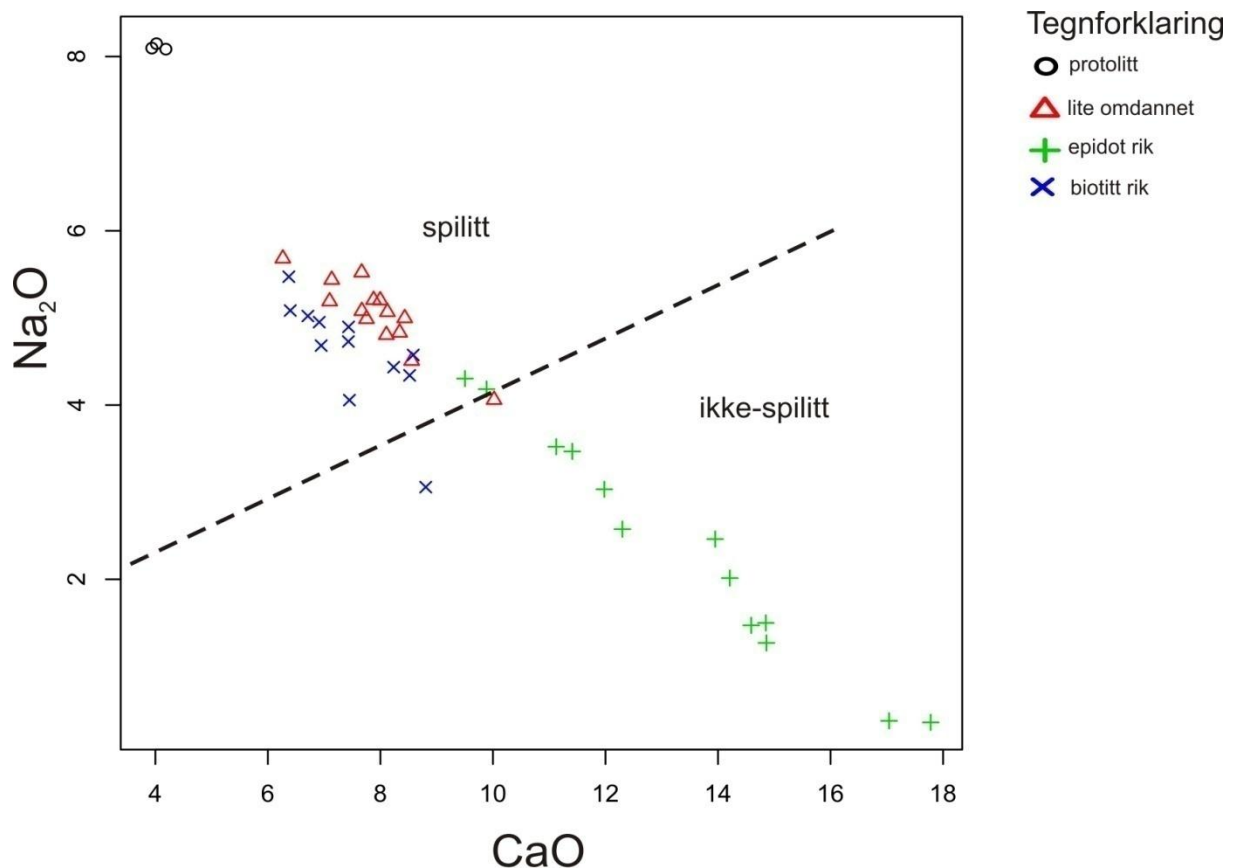
elementene til steder der de termodynamiske forholdene tillot krystalliseringen av epidot. Smith (1968) undersøkte bergarter med en basisk sammensetning som viser dannelsen av partier anrikt på epidot. Det ble påvist at utfelling av Ca- holdige stabile faser, slike som epidot, pumpellyitt og prehnitt ikke var observert i områdene der Ca ble frigjort, og forfatteren foreslår at mye Ca migrerte over avstander på 1-2 meter før en slik utfelling fant sted. Ifølge undersøkelsene gjort i forbindelse med dette arbeidet viser den friskeste varianten av bergarten en omfattende albittisering uten at epidot forekommer i denne bergarten i store mengder. Dette indikerer at Ca ble fraktet bort med fluidet. Prøvene 444k og 444omd viser også at bergarten består av et albittisert parti og et parti som viser en homogen epidotisering. Grensen mellom disse partiene er ganske skarp. I andre områder av intrusjonen forekommer domener anrikt på epidot med varierende avstander fra hverandre. Det er ukjent i hvilken grad de forskjellige delene av intrusjonen var utsatt for påvirkningen av fluidet. Tatt i betraktning de kjemiske og teksturelle variasjonene som finnes i bergarten, er det ytterligere utfordrende å finne ut hvorfor noen partier viser en homogen epidotisering, mens i andre partier forekommer anrikningene på epidot i form av kuleformede domener av varierende størrelse.

Na- metasomatose som førte til albittiseringen kan ha forårsaket lekkasje av Eu og andre REE fra plagioklas. Sr kan også være anrikt i plagioklas, fordi at posisjonen i plagioklas som inneholder Ca eller Na kan også ta opp Sr, som har en lik ioneradius som Ca (Higuchi & Nagasawa, 1969). Mobilisering av Sr og REE gjenspeiles i et høyere innhold av disse elementene, samt korrelasjoner mellom Ca, Sr og REE i bergarten anrikt på epidot. Etter at store mengder Ca ble frigjort fra strukturen til plagioklas og andre magmatiske mineraler, skiftet fluidet sammensetningen og førte til Ca- metasomatose. Anriking på Ca skjedde samtidig med anrikningen på REE, noe som tyder på at sjeldne jordartselementer var oppløst i fluidet. Dette bekreftes ved at Ca viser gode korrelasjoner med Eu og Sr, samtidig som Eu og Sr viser svake positive korrelasjoner med La og Yb samt høyere verdier av disse elementene i bergarten anrikt på epidot (se fig. 5.6-8). Dermed fant mobiliseringen av sjeldne jordartselementer sted mest sannsynligvis allerede under de første stadiene av omvandlingen. Lavere innhold av REE i den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten kan tyde på at disse elementene ble fjernet fra de magmatiske mineralene, og inkorporert i strukturen til epidot, noe som førte til høyere verdier av REE i den epidot- rike bergarten. Denne tolkningen er imidlertid noe usikker siden Zr, et element som er antatt å være immobil, viser gode positive

korrelasjoner med Y (se fig. 5.6-13) og REE (plottene er ikke presentert i dette arbeider, men de er veldig like plottet av Zr mot Y) i den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten, mens verdiene for den epidot- rike bergarten ikke viser noen gode trender for disse elementene.

Dette kan være en indikasjon på at REE har på lik linje med Zr vært relativt immobile i disse gruppene, og at noe REE ble tilført fra en ekstern kilde.

Siden introduksjon av Na førte til oppløsningen av Ca fra plagioklas, er det logisk å si at bergarten ble utsatt for Na- Ca metasomatose, der tilførselen av Na skjedde først og anrikningen av Ca i fluidet skjedde som følge av dette. Denne prosessen kalles ”spilittisering” (se kapittel 1) og fører ofte til dannelsen av områder i bergarten der albitt og epidot er anrikt. Dette stemmer veldig bra overens med observasjonene gjort i forbindelse med dette arbeidet. Bergartsgruppene omtalt som ”protolitt”, og ”lite omdannet” representerer spilittiserte områder i bergarten, der albitt forekommer i store mengder. Mens de epidot- rike kulene ble dannet som følge av at Ca ble tilført. Figur 6.5-1 viser at de aller fleste prøvene av den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten faller innefor spekteret for spilittiserte bergarter, mens de fleste prøvene av kulene anrikt på epidot faller utenfor dette spekteret. Dette stemmer bra overens med observasjonen at innholdet av Na er betydelig lavere i bergarten anrikt på epidot (se fig. 5.3-1), og prosessen som førte til dannelsen av denne bergarten var Ca- metasomatose.



Figur 6.5-1. Na₂O- CaO- diagram for spilittiserte og ikke- spilittiserte bergarter (etter Sandwall, 1982).

Elementene K, Cs, Rb, Ba, Li viser positive anomalier i bergarten anriket på biotitt, noe som ikke ble observert i verken protolitten eller den lite omdannede bergarten. I og med at den magmatiske sammensetningen til bergarten er ukjent, er det vanskelig å bestemme om disse elementene kom fra en ekstern kilde, eller om de ble fjernet fra magmatiske mineraler og inkorporert i biotitt. Elementene Li, K, Rb og Cs befinner seg i gruppe IA i det periodiske systemet. Disse elementene har like egenskaper, derfor er det ganske logisk at de oppfører seg likt i geologiske systemer. Ba derimot befinner seg i gruppe IIA på lik linje med Ca og Sr. For den undersøkte bergarten gjelder det allikevel at Ba følger elementene i gruppe IA. Dette kan forklares ut fra det faktum at Ba er vanlig å finne i biotitt, mens elementet går inn i epidot i en mye mindre grad.

Hvorvidt K- metasomatose var utbredt i bergarten kan diskuteres, siden verken muskovitt eller K-feltspat ble observert i bergarten, men effekten av tilførselen av K fremkommer tydelig ut fra nedbrytningen av amfibol til biotitt (se fig.3.4-2:B). Siden anrikningene av biotitt og epidot forekommer i separate kuleformede domener, er det ganske sannsynlig at de

kunne ha blitt dannet samtidig under en prosess der elementene som foretrekker å bli inkorporert i strukturen til epidot og biotitt fraksjonerte fra fluidet og diffunderte i den retningen som var mest foretrukket energetisk sett for hvert gitt element. Dette kan være en forklaring på hvorfor bergarten i gruppe 5 (klassifisert etter de petrografiske observasjonene) ikke inneholder biotitt, men viser en omfattende epidotisering.

Antagelsen at elementene Zr, Th og Nb har vært immobile bekreftes ved at ingen av elementene korrelerer med noen av hovedelementene som har vært mobile (se fig. hhv 5.6-9, 5.6-10 og 5.6-11), samt at Zr viser gode korrelasjoner med hhv Th og Nb og (se fig. 5.6-13). Forholdet mellom Nb og Th, og Zr og Nb er også omtrent likt uansett omdanningstype (epidot-eller biotitt- rik) og omdanningsgrad (protolitt, lite omdannet bergart).

Det ble også antatt at elementene Ti og P har vært immobile, siden de viser ganske like verdier i bergarten anrikt på biotitt, bergarten anrikt på epidot og den lite omdannede bergarten (se fig. 5.5-2). Likevel, viser verken Ti eller P en god korrelasjon med Zr (se fig. 5.6-13). De ubetydelige variasjonene i innholdet av P (0.12-0.16 wt %) fremkommer imidlertid mer tydelig i figur 6.6-3, noe som gir en grunn til å tro at elementet har vært mobilt. Plottet av Zr mot Ti viser en stor spredning i verdiene av Ti og ingen trender er observert (se fig. 5.6-13). Innholdet av Ti varierer likevel ikke mye, og fraværet av en god korrelasjon med den sannsynligvis immobile Zr kan tyde på at det har funnet sted en omfordeling av Ti under omvandlingen (f.eks når magmatisk magnetitt ble omdannet til andre Ti- holdige faser, slike som ilmenitt, titanitt og rutil).

Ifølge Johansen (1987) viser Zr lineære trender med Si, Mg, P, Nb og Y. Elementene Ca og Na som ble antatt å være mobile under metasomatosen viser også lineære trender med Zr ifølge forfatteren, som konkluderer med at omvandlingsprosesser kan gi slike trender på lik linje med magmatiske prosesser. Undersøkelsene gjort i forbindelse med dette arbeidet har ikke påvist at Zr korrelerer med Si, Mg, P, Ca eller Na (se fig.5.6-9). Det kan diskuteres om prøvene som ble undersøkt av Johansen (1987) viser gode korrelasjoner mellom Zr og henholdsvis Na, Ca og Mg. Ut fra figurene i arbeidet til Johansen (1987) viser disse elementene antydning til lineære trender, men siden forfatteren ikke gir noen korrelasjonskoeffisienter er det vanskelig å estimere hvor gode disse trendene er. Gode korrelasjoner mellom Zr og henholdsvis Nb og Y (med Y- bare i den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten) har vært bekreftet (se fig. 5.6-13).

Metamorfe facies

Binns et al. (1980) og Johansen (1987) beskriver omdanningsgraden til den undersøkte bergarten som grønnskiferfacies. Ifølge Knudsen (2007) viser bergarten en progradsmetamorfose fra grønnskifer- til amfibolittfacies, noe som ifølge forfatteren er indikert av neoblaster av hornblende og epitaktisk hornblende som overvokser aktinolit. Prøvene av bergarten som ble undersøkt av Johansen (1987) varierer i sammensetningen fra mafisk til intermediaer. Siden mobilitet av slike elementer som Na, Ca, Si, K har blitt påvist, må bergarten klassifiseres med utgangspunktet i innholdet av immobile elementer. Slike diskrimineringsdiagrammer anvendt på bergarten undersøkt i forbindelse med dette arbeidet viser at prøvene faller for det meste innefor det basaltiske feltet (se delkapittel 6.6).

Ifølge Bucher & Frey (1994, ss. 252- 253) har basalt og gabbro solidus temperaturer på ca 1200°C dvs. at hydrøse mineraler finnes vanligvis ikke som primære mineraler i slike bergarter. Det er vanlig å finne delvis bevarte magmatiske mineraler og mikrostrukturer i subgrønnskiferfacies, men de forsvinner under grønnskiferfacies forhold. Hydrering av basalt fører til eksotermiske reaksjoner som frigjør store mengder varme. Reaksjonsvarme som blir frigjort når klinopyroksen og plagioklas i den magmatiske basalten blir erstattet av lav temperaturs- hydrøse mineraler, slike som prehnitt+ kloritt+ zeolitter kan øke temperaturen med 100°C. Det er mulig at denne temperaturøkningen som oppstod under det første stadiet av omvandlingen førte til progradsmetamorfose av den undersøkte bergarten.

Fluid- bergart interaksjoner forårsaker en omfattende omfordeling av kjemiske elementer. Heterogen hydrering fører til sporadisk fordeling og selektiv vekst av lavgradsmineraler i hulrom og sprekker, og topotaksisk vekst av slike mineraler etter magmatisk plagioklas, klinopyroksen, ilmenitt, hornblende og opake mineraler. I det mest enkelte tilfellet av hydreringen, er ingen relikte magmatiske mineraler bevart, og alle magmatiske mineralselskap er erstattet av stabile lav- T mineralselskap (Bucher & Frey 1994, s 253). Dette er observert i bergarten undersøkt i forbindelse med dette arbeidet.

Redoks - reaksjoner som involverer fasekomponenter med Fe^{3+} er vanlige og viktige (Bucher & Frey 1994, s. 259). Det at inneslutninger av rutil og ilmenitt forekommer i korn av titanitt (se figur 4.3-3: 444omd og VEP13), indikerer at forholdene var ganske oksiderende, noe som

KAPITTEL 6 TOLKNING AV RESULTATER OG DISKUSJON

betyr at betydelige mengder Fe i bergarten var i form av Fe^{3+} . Dette betyr at hvilke sekundære mineraler som er dannet og deres kjemi vil i stor grad være relatert til Fe^{3+} - Al_1 utveksling (Bucher & Frey 1994, s. 259). Dette er en forklaring på hvorfor epidot finnes i bergarten i store mengder, mens kloroisitt er nesten fraværende. Store mengder Ca frigjort under reaksjoner mellom fluidfasen og de magmatiske mineralene førte til at dannelsen av aktinolit var foretrukket fremfor dannelsen av kloritt, som finnes bare i små mengder i den mest omvandlete bergarten.

Det dominerende mineralselskapet i den undersøkte bergarten er epidot+ aktinolit+ albitt + kloritt±kvarts, som er det karakteristiske mineralselskapet for grønskiferfacies (Bucher & Frey, 1994 s. 273). Grønskiferfacies er per definisjon en lavgrads metamorf facies, der temperaturspekteret varierer mellom 300°C til 500°C (Bucher & Frey, 1994 s. 269). Biotitt som også finnes i bergarten i store mengder, er et mineral som begynner å dannes ved ca 400°C når det erstatter hvit glimmer som er mer typisk for subgrønskiferfacies (Bucher & Frey, 1994 s. 275).

Selv om mineralselskapet epidot+ aktinolit+ albitt+ biotitt+ kloritt+ titanitt+ magnetitt+ ilmenitt+ hematitt± aksessoriske mineraler er representert i alle prøvene av den undersøkte bergarten, viser innholdet av disse mineralene betydelige variasjoner, noe som ble brukt til å identifisere 6 typer av omdanningen basert på de petrografiske observasjonene (se delkapitlene 3.4 og 3.5). Disse forskjellene gjorde det mulig å fastslå at selv om hele intrusjonen var sannsynligvis utsatt for samme trykk- og temperaturforhold, var omvandlingen i en stor grad styrt av andre faktorer, slike som de opprinnelige kjemiske og teksturelle variasjonene i bergarten og raten, samt mekanismen av fluidinnfiltreringen. Det at bergarten i gruppene 1 og 2 ikke viser dannelsen av store mengder epidot, mens bergarten i gruppe 5 er homogent epidotisert og bergarten i gruppe 6 viser dannelse av kuleformede domener bestående av store mengder epidot og biotitt, har mest sannsynligvis med variasjoner i de sistnevnte faktorene å gjøre.

Fraværet av den uomvandlete magmatiske bergarten samt de lokale variasjonene i intrusjonen gjør det vanskelig å bestemme hvilke mineralreaksjoner som har funnet sted under omvandlingen. Binns et al. (1980) og Johansen (1987) påstår at både den lyse, grovkornige varianten av bergarten og den mørke, finkornige varianten viser primært magmatiske

mineralselskap bestående av plagioklas (An_{30}) og aktinolitt. Bergh et al. (2007) tilføyer at bergarten inneholder primært magmatisk magnetitt, mens Priyatkina et al. (2011) sier at protolitten inneholdt hornblende som et magmatisk mineral. Ingen av disse påstandene har blitt bekreftet av undersøkelsene gjort i forbindelse med dette arbeidet. Antydningen at bergarten inneholdt magmatisk plagioklas er sannsynligvis riktig, i og med at mineralet er typisk for basaltiske bergarter. Aktinolitt som er observert i store mengder er ikke et typisk magmatisk mineral i verken dioritt eller basalt, men mineralet er et vanlig omvandlingsprodukt av klinopyroksen eller hornblende. Priyatkina et al. (2011) beviser ikke påstanden at bergarten inneholdt magmatisk hornblende, heller ikke undersøkelsene utført i forbindelse med dette arbeidet gir noen sikre svar, derfor går det sannsynligvis ikke an å bestemme om bergarten inneholdt magmatisk hornblende eller pyroksen.

Amfibolkorn i alle prøvene gir en indikasjon på flerfase metamorfe hendelser.

Overvoksninger av metamorf hornblende rundt korn av aktinolitt og opptreden av hornblende inne i korn av aktinolitt kan tolkes som følgende: 1) hvis den magmatiske bergarten inneholdt hornblende, ble dette mineralet omdannet til aktinolitt under retrogradmetamorfose; 2) hvis derimot protolitten inneholdt pyroksen (sannsynligvis klinopyroksen), ble mineralet fullstendig omdannet til aktinolitt. Under en senere metamorfose-hendelse ble den retrograderte bergarten utsatt for en høyere temperatur og aktinolitt begynte stedvis å omdannes til hornblende gjennom både diffusjons- og vekstsonering. Begge forslagene indikerer at det må ha funnet sted en progradmetamorf hendelse etter at det magmatiske mineralselskapet hadde blitt erstattet av mineraler som er typiske for grønskiferfacies.

Ifølge Bucher & Frey (1994, ss. 276-277), er prograd metamorfose i metabasitter gjenspeilet av to viktige kjemiske forandringer:

1) plagioklas skifter sammensetning fra albittisk til mer Ca-rik plagioklas (f. eks andesin, oligoklas). Substitusjonen mellom albitt og ortoklas er ikke kontinuerlig (på grunn av et blandbarhetsgap mellom de to endeledene), og kan derfor brukes til å definere overgangen fra grønskifer- til amfibolittfacies.

2) amfibol skifter også sammensetning: mineralet begynner å ta opp mer alkali-elementer og aktinolitt erstattes av alkaliholdig hornblende.

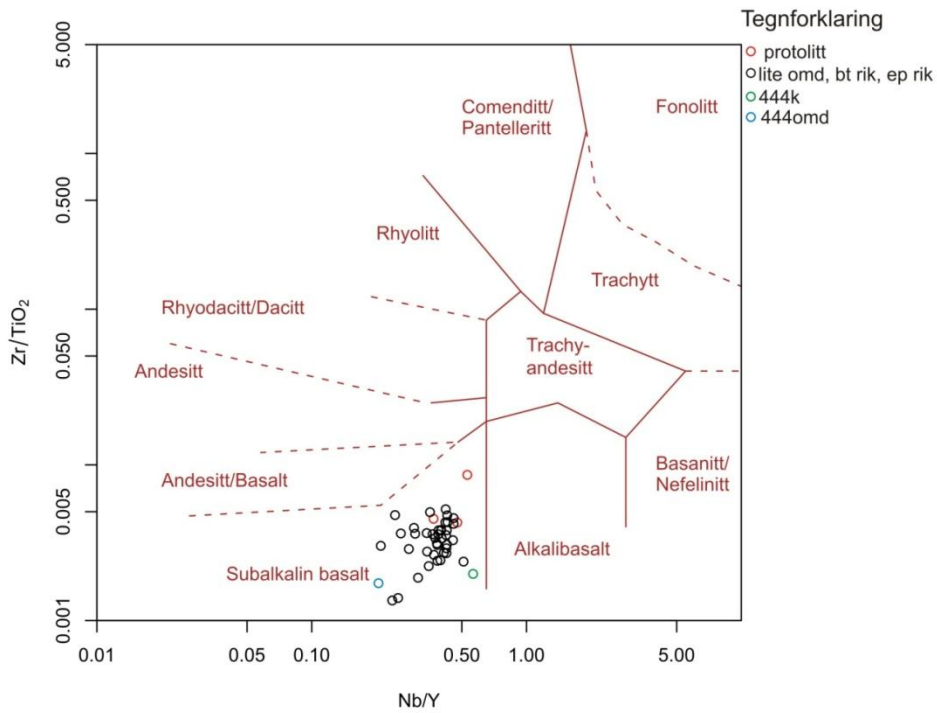
Erstatning av Ab+Act med Pl+Hbl skjer først ved ca 500°C. Anortitt komponenten blir dannet på grunn av at epidot og kloritt blir nedbrutt. Dette fører også til dannelsen av tschermak-komponenten i amfibol (Bucher & Frey, 1994, s. 277). Det ble ikke observert at plagioklas i den undersøkte bergarten inneholder anortitt- komponent, heller ikke at amfibol inneholder tschermak- komponent (se fig. 4.3-1), noe som fører til en konklusjon at temperaturen under den progradmetamorfe hendelsen ikke oversteg 500°C.

6.6 Tektonisk setting og opprinnelse av fluidet

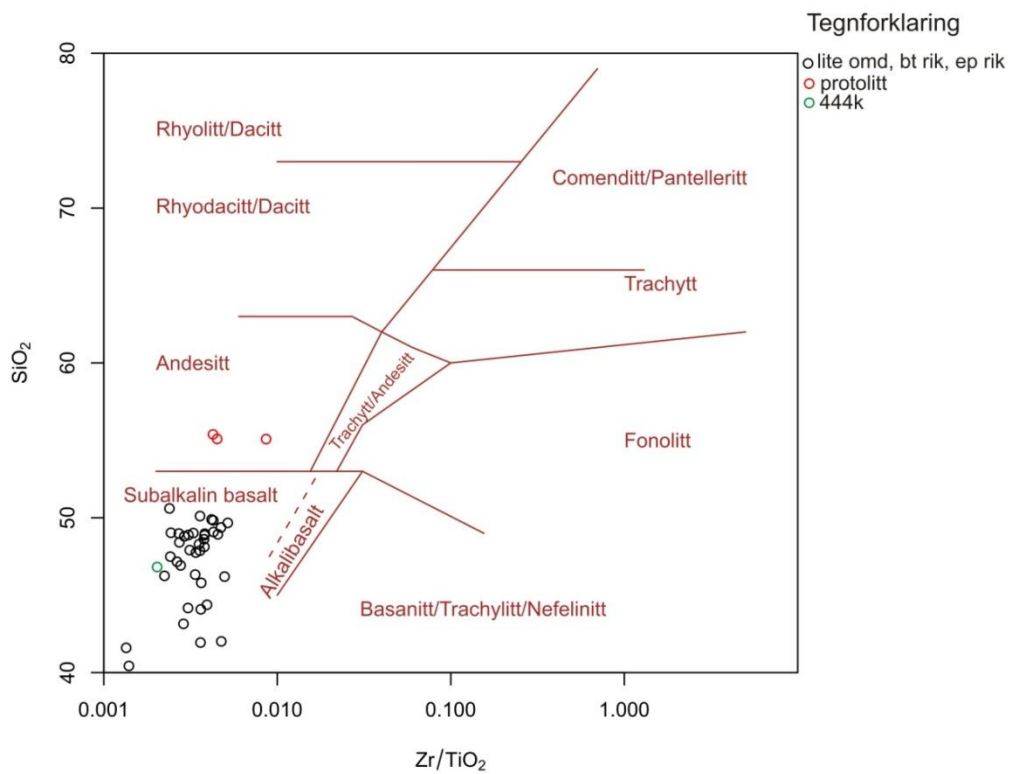
Som det har vært diskutert i delkapittel 6.5, har de fleste elementene i den undersøkte bergarten vært mobile, noe som gjør utvalget av klassifikasjonsdiagrammer begrenset. Elementene Ti, Zr, Nb, Y, La, Th, Si og P ble brukt til å bestemme bergartens affinitet og tektonisk setting. En kan imidlertid si med sikkerhet at bare Th, Zr og Nb har vært immobile. Graden av mobilitet til de andre overnevnte elementene er uklar.

Figur 6.6-1 viser at alle prøvene plotter i feltet for subalkalin basalt, mens figur 6.6-2 viser at hvis en bruker SiO₂ som den ene diskrimineringsfaktoren, plotter de tre prøvene av den minst omdannede bergarten ("protolitt") i andesitt- feltet. Det er mulig at Si var mobil i en mindre grad i protolitten, som er karakterisert ved bevarte magmatiske teksturer og en lav omvandlingsgrad (sammenlignet med bergarten anrikt på biotitt eller epidot, og den lite omdannede bergarten). Hvis denne antagelsen er riktig, kan den bekrefte observasjonen gjort av Johansen (1987), som påstod at de forskjellige delene av intrusjonen varierer i sammensetningen fra mafisk til intermediær.

KAPITTEL 6 TOLKNING AV RESULTATER OG DISKUSJON



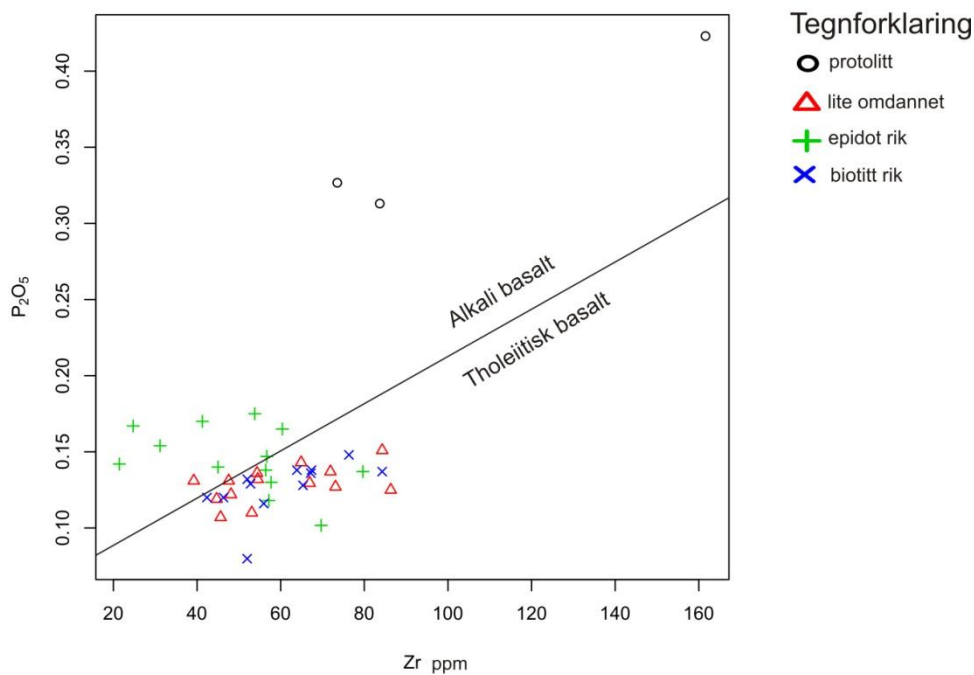
Figur 6.6-1. Diskriminasjonsdiagram basert på Nb/Y og Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977).



Figur 6.6-2. Diskriminasjonsdiagram basert på Zr/TiO₂ og SiO₂ (Winchester & Floyd, 1977).

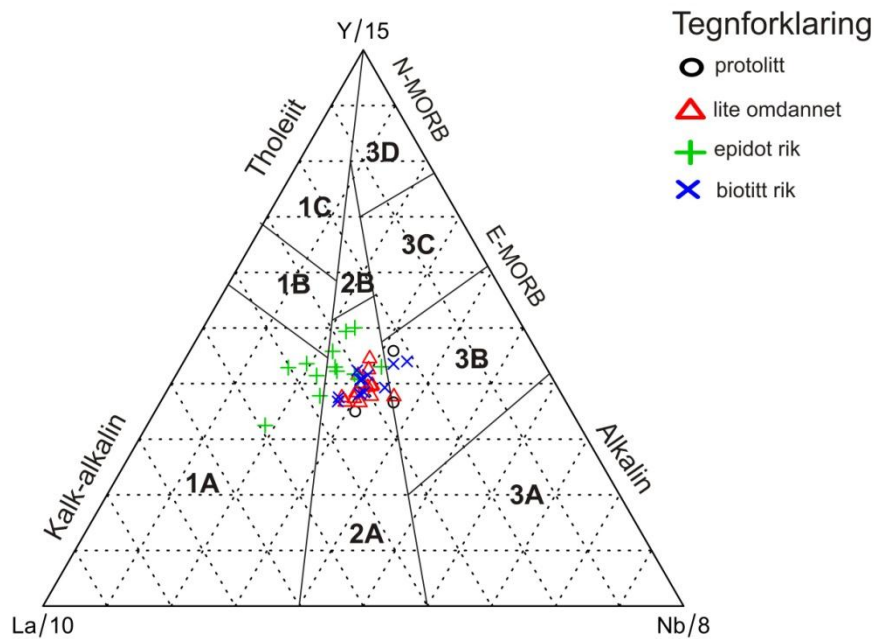
Videre undersøkelser (se fig.6.6-3) viser at prøvene av den lite omdannede og den biotitt- rike bergarten plottes konsekvent i feltet for tholeiitter. De fleste av prøvene av den epidot- rike

bergarten, og prøvene av protolitten plotter som alkalibasalt. Dette skyldes tydeligvis mobiliteten av P. I og med at de epidot- rike partiene representerer en omdannet variant av bergarten omtalt som ”lite omdannet”, kan en konkludere med at den uomdannede bergarten var av typen tholeiitt. I videre diskusjon blir ikke de epidot- rike prøvene tatt hensyn til. De tre prøvene av protolitten, som hadde et mye høyere innhold av P tyder på at denne delen av intrusjonen hadde en annen kjemisk sammensetning og kan muligens klassifiseres som alkalibasalt.



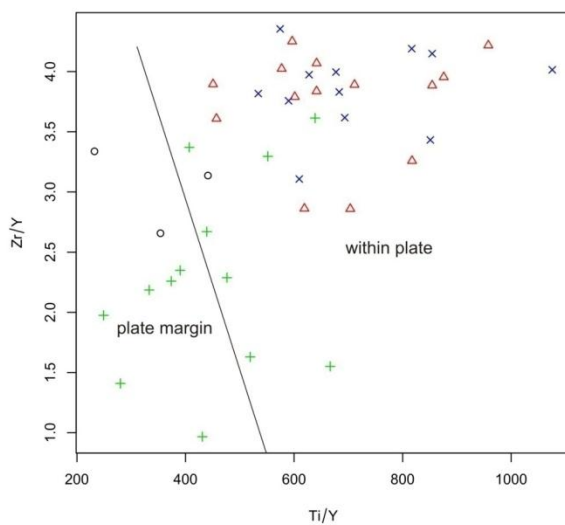
Figur 6.6-3. Diskriminasjonsdiagram basert på Zr og P_2O_5 (Winchester & Floyd, 1976).

Hvis elementene La, Y og Nb brukes som et diskriminasjonsgrunnlag, plotter de fleste prøvene ganske samlet i feltet for kontinental basalt (se fig.6.6-4). Alle prøvene av den lite omdannede bergarten plotter konsekvent i dette feltet.



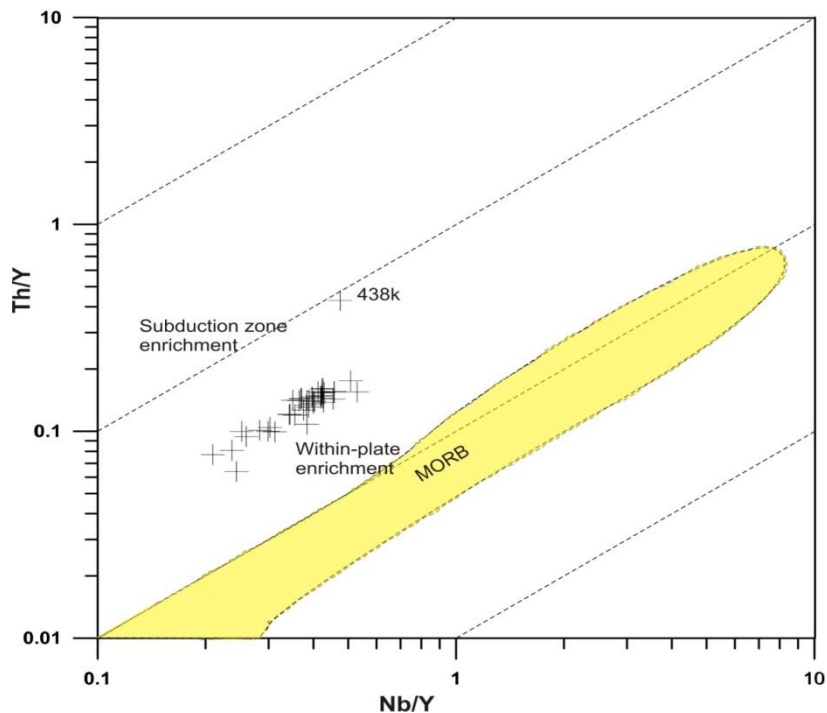
Figur 6.6-4. Trekantdiagram basert på La/10- Y/15-Nb/8. 1A- kalkalkalin basalt, 1C- "volcanic-arc" tholeiitt, 1B- overgangsfelt mellom 1A og 1C, 2A- kontinental basalt, 2B- "back- arc basin" basalt, 3A- alkali basalt fra intrakontinentale rifter, 3B og 3C- E-MORB, 3D- N-MORB (Cabanis & Lecolle, 1989).

Figur 6.6-5 viser at alle prøvene av den lite omdannede bergarten plottes i intra-plate feltet. Det at to prøver av protolitten plottes i plate- margin feltet, kan være en bekreftelse på en annen geokjemisk affinitet til denne delen av intrusjonen.



Figur 6.6-5. Diskriminasjonsdiagram basert på Ti/Y og Zr/Y (Pearce & Gale, 1977). Symboler som i figur 6.6-4.

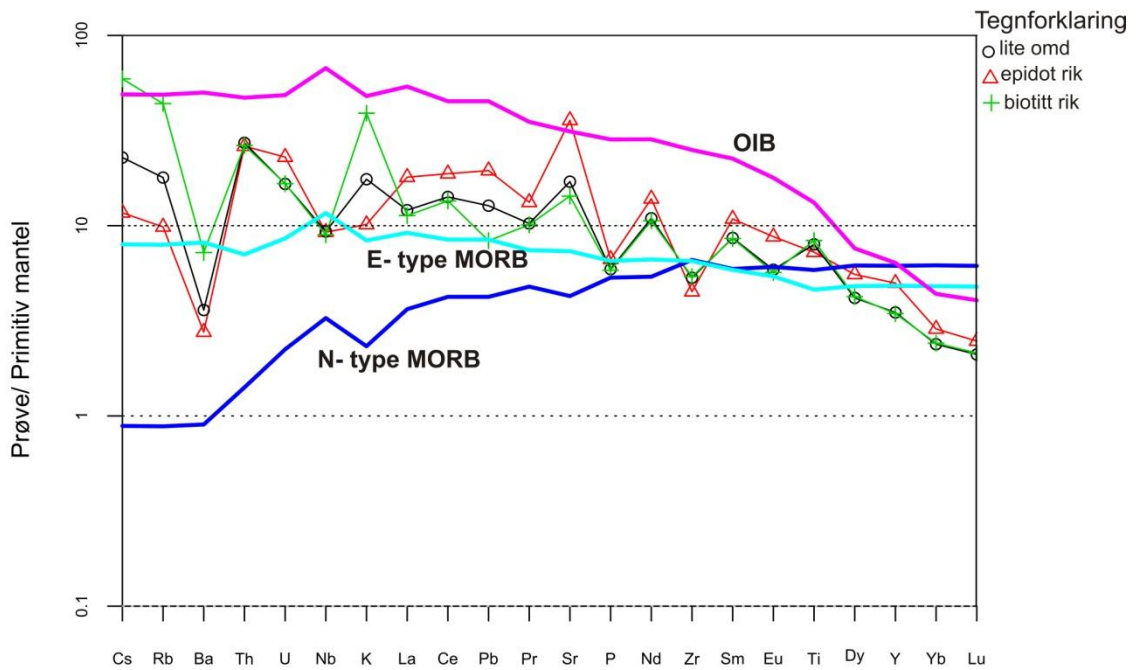
Figur 6.6-6 viser at alle prøvene har en intra-plate affinitet basert på elementene Th og Nb, som ikke har vært mobile.



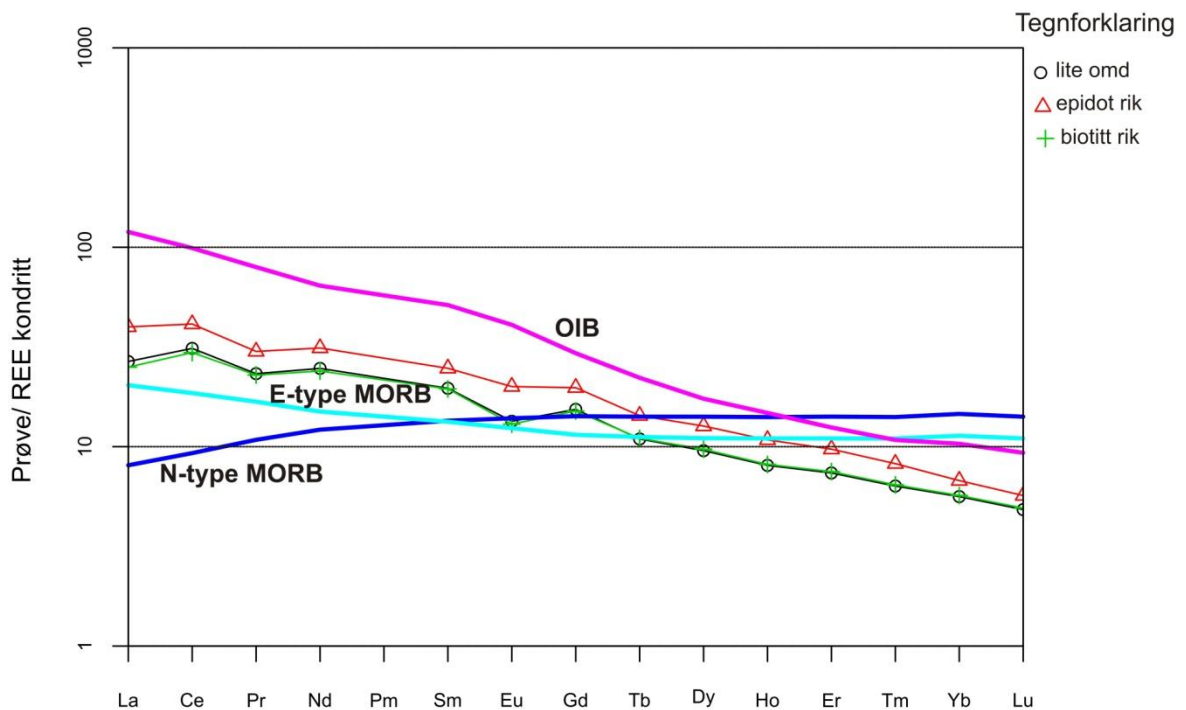
Figur 6.6-6. Diskriminasjonsdiagram basert på Nb/Y og Th/Y (Pearce, 1983).

Figur 6.6-7 og 6.6-8 viser at trenden til mønstrene av inkompatible elementer og sjeldne jordartselementer ligner på trenden av oseaanske øybuer. Marzoli et al. (2000) påpeker at kontinentale basalter har en annen geokjemi enn MORB, men viser mange likhetstrekk med OIB. Dette kan observeres i de overnevnte diagrammene. Kullerud et al. (2006b) beskriver REE-mønstre til basaltiske og gabbro-norittiske ganger som finnes på Ringvassøya og er datert til 2403 ± 3 Ma. Mønstrene har samme trender med en anrikning på LREE som har vært observert i prøvene av bergarten undersøkt i forbindelse med dette arbeidet.

KAPITTEL 6 TOLKNING AV RESULTATER OG DISKUSJON



Figur 6.6-7. Primitiv mantel- normaliserte mønstre (Sun & McDonough (1989)) av incompatible elementer til prøvene av den epidot rike, den biotitt- rike og den lite omdannede bergarten, samt mønstre til N-MORB, E-MORB og OIB. Verdier av N-MORB, E-MORB og OIB etter Sun & McDonough (1989)



Figur 6.6-8. Kondritt normaliserte mønstre av REE til prøvene av den epidot rike, den biotitt- rike og den lite omdannede bergarten, samt mønstre til N-MORB, E-MORB og OIB (normaliseringsverdier etter Boynton (1984). Verdier av N-MORB, E-MORB og OIB etter Sun & McDonough (1989).

Ifølge Kullerud et al. (2006b) er de mafiske intrusjonene på Ringvassøya ikke deformert men omdannet, noe som førte til at bergartene ble anriket på Ba, Sr, K og Rb. Den geokjemiske signaturen til intrusjonen på Vannøya viser mange likhetstrekk med intrusjonene på Ringvassøya. Selv om det ikke ble gjort grundige undersøkelser angående metamorfose grad til intrusjonene på Ringvassøya, beskriver Kullerud et al. (2006) at de primært magmatiske mineralene, slike som pyroksen, plagioklas og andre mineraler, viser en nedbrytning til amfibol, biotitt, sericitt og epidot, noe som er også observert i bergarten på Vannøya. De mafiske gangene på Ringvassøya kan ifølge Kullerud et al. (2006b) klassifiseres som intraplate- tholeiitter. Undersøkelsene gjort på intrusjonen på Vannøya bekrefter at bergarten kan også klassifiseres som en intra- plate tholeiitt. Den lignende geokjemiske signaturen samt det at intrusjonen på Vannøya kom på plass også som følge av oppsprekningen av det Arkeiske kontinentet (under en senere fase) (Bergh et al., 2007, se delkapittel 2.3), tyder på at det er mulig å trekke en link mellom de mafiske gangene på Ringvassøya og den undersøkte bergarten på Vannøya.

Johansen (1987) konkluderte med at den primære sammensetningen til dioritten var tholeiittisk med MORB affinitet. Prøvene som ble undersøkt av forfatteren viste en overgang fra MORB til WPB, som ble forklart til å være et resultat av alkali- metasomatose bergarten ble utsatt for. Johansen (1987) brukte mange av de samme diskriminasjonsdiagrammene som ble brukt i dette arbeidet. I tillegg brukte han slike elementer som FeO, MgO, Na₂O, K₂O, Al₂O₃ og Sr, som gir antagelig upålitelige resultater grunnet deres mobilitet. Johansen (1987) foreslo at intrusjonen kom på plass som følge av riftingen som skjedde under den kaledonske deformasjonen. Intrusjonen ble imidlertid senere datert og viser prekambrisk alder, slik at opprinnelsen til bergarten ikke er relatert til den kaledonske orogenesisen.

Siden det ikke finnes en helt uomodnet variant av bergarten, er det vanskelig å si hvordan mønstrene til REE og inkompatible elementer til denne bergarten kunne se ut. Lavt innhold av REE (se fig. 6.6-7 og 6.6-8) kan tyde på at magmaen var primitiv. Priyatkina et al. (2011) som undersøkte området i intrusjonen som var omvandlet med et CO₂-holdig fluid, fant ut at prøvene plottet i feltet for intra- plate basalt. Allikevel, viste prøvene hennes en kontinuerlig trend der prøvene med en mafisk sammensetning plottet i overgangsfeltet som er felles for MORB og WP- basalter, og prøvene av en mer felsisk sammensetning plottet i feltet som er

unikt for WP- basalter. En slik trend kan tyde på at diskriminasjonsdiagrammet basert på innholdet av Zr og Ti ikke ga et pålitelig resultat.

Manglende undersøkelser angående opprinnelse, tektonisk setting og regionale korrelasjoner til den undersøkte bergarten gjør det vanskelig å bestemme nøyaktig i hvilken grad de presenterte diagrammene er troverdige. Det kan med en viss sikkerhet sies at bergarten har en tholeiittisk intra-plate affinitet.

Opprinnelse og sammensetning til fluidet som førte til metasomatose av den magmatiske bergarten, samt tidsperioden der fluidinnfiltreringen fant sted er ukjent og har ikke vært undersøkt i tidligere arbeider. Undersøkelsene gjort i forbindelse med dette arbeidet gjør det til en viss grad mulig å bestemme graden av mobilitet til de forskjellige elementene, og komme med et forslag om hvor fluidet kunne kommet fra.

Albittisering som skjedde under det første stadiet av omvandlingen tyder på at et overskudd av Na ble tilført med et fluid. Høyt innhold av Na, LILE og Pb kan være forårsaket av havbunns hydrotermal omvandling eller av interaksjoner med fluider derivert fra sedimenter (Sorensen et al., 1997). Det kan hende at begge prosessene har funnet sted under omvandlingen. Det at bergarten har vært i kontakt med havvann er ganske sannsynlig, siden variasjoner i innholdet av Na tyder på tilførselen av dette elementet fra en ekstern kilde. Tilskuddet av bor som førte til dannelsen av turmalin, støtter denne hypotesen. Samtidig kunne omvandlingen av slamsteinene i Bukkheia formasjonen som bergarten intruderte i, kunne ha gitt opphav til K- rike fluider som forårsaket de observerte anomaliene i mønstrene til inkompatible elementer i intrusjonen. Både den underliggende tonalitten samt sedimentene er metasomatisert (Johannessen, in prep.). Dette kan være et tegn på at hele lagrekka ble omvandlet på samme tidspunkt.

Fluidet kunne også hatt en magmatisk opprinnelse. Mikkelvik- komplekset på Ringvassøya består av nefelinsyenitter og andre alkaline magmatiske bergarter, og er datert til 2695 ± 15 Ma. Disse bergartene viser en anrikning av Rb, Ba, K, Sr og Na som er antatt å være et resultat av at bergarten ble dannet i et tektonisk miljø relatert til en "hot-spot". Anrikningen av de overnevnte elementene i mantelreservoaret kunne ha oppstått som følge av resirkuleringen av subduert skorpe og sedimenter (Zozulya et al., 2009). Selv om den mafiske

intrusjonen på Vannøya er av en yngre alder, kan en ikke se bort fra at mantelen som var kilden til nefelinsyenittene på Ringvassøya fortsatt kunne befinne seg under Vest- Troms gneisregionen og gitt opphav til fluider anrikt på Rb, Ba, K, Sr og Na. Priyatkina et al. (2011) har beskrevet at en del av intrusjonen på Vannøya har gjennomgått metasomatose med et veldig reaktivt CO₂-holdig fluid, som førte til dannelsen av en eksplosiv breksje der fluidet kom i kontakt med den magmatiske bergarten. Selv om forfatteren ikke kommer med noen forslag angående opprinnelsen til fluidet, er det rimelig å anta at dette fluidet ikke var av en meteorisk eller havvannsopprinnelse, noe som tyder på at en magmatisk opprinnelse av fluidet var mest sannsynlig. Dette bekrefter i sin tur at den underliggende magmaen hadde en særegen sammensetning, og kunne gitt opphav til fluider anrikt på inkompatible elementer.

KAPITTEL 7

KONKLUSJON

Resultater av undersøkelsene utført i forbindelse med dette arbeidet gjør det mulig å komme til følgende konklusjoner:

- Deformasjonsgraden i den delen av intrusjonen som har vært undersøkt var veldig lav. Metasomatosen er imidlertid omfattende og en helt uomdannet magmatisk bergart finnes ikke. I den friskeste varianten av bergarten som ikke ser ut til å være omdannet i håndstykke (derfor ble den omtalt som "protolitt") er alle magmatiske mineraler erstattet av metamorfe mineraler. Ut fra de petrografiske og geokjemiske undersøkelsene som ble gjort, gikk det ikke an å bestemme om det mafiske magmatiske mineralet var amfibol eller pyroksen.
- Forskjellig innhold av hoved- og sporelementer i bergarten omtalt som "protolitt" og bergarten omtalt som "lite omdannet" indikerer at intrusjonen ikke hadde en homogen kjemisk sammensetning. Noen deler av intrusjonen har en intermediær sammensetning, mens andre har en basaltisk sammensetning.
- Bergarten ble utsatt for flere metamorfe hendelser, der retrogradsmetamorfose under grønnskiferfacies forhold skjedde først. En progradsmetamorf hendelse påvist ved dannelsen av en metamorf hornblende, skjedde på et senere tidspunkt, men temperaturen nådde ikke 500°C som definerer overgangen til amfibolittfacies. Dette indikerer at den progradsmetamorfe hendelsen foregikk under øvre grønnskiferfacies forhold.
- Ifølge de petrografiske observasjonene kan bergarten bli delt inn i 6 typer av omdanning, som er karakterisert ved forskjellig grad av albittisering, epidotisering og opptreden av biotitt. Disse stadiene kan imidlertid ikke plasseres i en rekkefølge, men heller representerer forskjellene i omvandlingen som er forårsaket av variasjoner i sammensetningen til den opprinnelige bergarten, graden av fluidinnfiltrering og variasjoner i fluidsammensetningen.

KAPITTEL 7 KONKLUSJON

- Fluidomvandlingen kan karakteriseres som Na- Ca og K- metasomase. Albittisering (Na-metasomatose) forårsaket lekkasje av Ca fra magmatisk plagioklas og amfibol (eller pyroksen). Dette førte til Ca - metasomatose som forårsaket dannelsen av homogent epidotiserte partier i intrusjonen, samt kuleformede domener anrikt på epidot. K- metasomatose var karakterisert ved mobiliteten av K, Cs, Rb, Ba og Li og førte til dannelsen av kuleformede domener anrikt på biotitt.
- Det er sannsynlig at dannelsen av epidot- rike og biotitt- rike domener skjedde samtidig. Prosesser som førte til krystalliseringen av biotitt og epidot var tydeligvis ikke konkurrerende. Elementene som foretrakk å gå inn i strukturen til epidot og biotitt diffundererte i forskjellige retninger, noe som var bestemt av de forskjellige termodynamiske egenskapene til elementene og variasjoner i sammensetningen til bergarten.
- Prøvene anrikt på epidot viser, i motsetning til de andre prøvene, en anrikning på REE. Dette indikerer at sjeldne jordartselementer har vært mobile under metasomatosen.
- Tilstedeværelsen av en negativ Eu- anomali, som er typisk for prøvene av den lite omdannede bergarten, tyder på at elementet ble fraksjonert fra andre REE. Denne fraksjoneringen kan være av magmatisk opprinnelse, men det er også mulig at den var forårsaket av endringen i oksideringstilstanden til Eu under metasomatosen. De fleste prøvene anrikt på epidot viser en positiv eller ingen Eu- anomali, noe som indikerer at elementet var oppløst i fluidet på lik linje med andre REE og inkorporert i epidot.
- Tilførsel av Na og B fra en ekstern kilde er veldig sannsynlig. K, Rb, Ba, Li, Sr og REE var muligens fjernet fra de magmatiske mineralene og inkorporert i sekundære mineraler, men tilskuddet av disse elementene fra en ekstern kilde kan ikke utelukkes, tatt i betraktning sammensetningen til de omkringliggende bergartene og regionale korrelasjoner mellom intrusjonen på Vannøya og de mafiske gangene på Ringvassøya.
- Elementene Th, Nb og Zr forble immobile under omvandlingen.
- De kjemiske forandringene som skjedde under metasomatosen, særlig anrikning på Na og B, tyder på en marin opprinnelse av fluidet. Interaksjoner med fluidet og sedimentene er også

KAPITTEL 7 KONKLUSJON

sannsynlig. Hvis den kjemiske sammensetningen til den uomvandlete bergarten hadde vært kjent, ville det vært mulig å bestemme om K, Rb, Ba og Sr var tilført fra en ekstern kilde. En magmatisk opprinnelse av fluidet kan ikke utelukkes, siden mafiske magmatiske bergarter anriket på disse elementene har vært beskrevet fra Ringvassøya (Zozulya et al., 2009). Det er mulig at magmakilden til disse gangene kunne ha gitt opphav til et fluid anriket på alkalielementer.

- Den opprinnelige bergarten hadde sannsynligvis en intra- plate tholeiittisk affinitet, noe som stemmer bra overens med regionale korrelasjoner og tidligere arbeider angående tektonisk setting og geologisk historie til Vest- Troms gneisregionen.

REFERANSER

Anderesen, A. 1979: The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 101, 291-298.

Andersen, A. & Forslund, T. 1987: Post- Caledonian brittle faults in Troms: Geometry, age and tectonic significance. *Abstract. The Caledonian and Related Geology of Scandinavia*. Symposium, Cardiff, September 1987.

Armitage, P. E. B. 1999: *Kinematic analysis of a Precambrian metasupracrustal deformation zone between Mjelde and Skorelvvatn, Kvaløya, Troms*. Unpublished Cand. Scient. Thesis, University of Tromsø, 173 pp.

Armitage, P. E. B. 2004: Structural geological reconnaissance in the Svanfjellet Shear Zone, Senja, 6-9 Aug. 2004. Unpublished report, University of Tromsø, 46 pp.

Armitage, P. E. B. & Bergh, S.G. 2005: Structural development of the Mjelde- Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology* 85, 117-132.

Barton, M. D., Ilchik, R. P. & Marikos, M. A. 1991: Metasomatism. In: Kerrick, D. M. (ed.): *Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 26, 321-50.

Bea, F. 1996: Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, vol. 37, pp 521-552.

Bergh, S.G. & Armitage, P. E. B. 1998: Structural reconnaissance field work on western Ringvassøy. Unpublished *University of Tromsø Report*, 32 pp.

Bergh, S.G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage P.E.B., Davidsen, B., Johansen, H.W., Pettersen, T. & Knudsen, S. 2007: Low- grade sedimentary rocks on Vanna, North- Norway: a new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4- 2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 87, pp. 301-318. Trondheim. ISSN 029-196X.

Bergh G.S., Kullerud, K., Armitage, P.E.B, Zwaan, K.B., Corfu, F., Ravna, E.J.K & Myhre, P.I 2010: Neoarchaeon to Svecofennian tectonomagmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 90, pp 21-48. Trondheim. ISSN 029-196X.

Binns R. E., Chroston, P.N & Matthews, D. W. 1980: Low- grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 359, 61-70.

Binns R. E. 1983: Rapport om berggrunnsgeologiske undersøkelser på Kvaløy og Ringvassøy, Troms, sommeren 1983. *Norges geologiske undersøkelse Rapport* 046/83.016D, 24 pp.

- Binns R. E. 1984: Rapport om berggrunnsgeologiske undersøkelser i Ringvassøy/ Kvaløy området, Troms, sommeren 1984. Unpublished, *Norges geologiske undersøkelse Report* 062/84.024D.
- Boynton, W. V. 1984: Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. *In:* Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, pp. 63- 114.
- Brady, J. B. 1977: Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 113- 26.
- Brastad, K. 1985: Sr metasomatism and partition of Sr between the mineral phases of a meta-eclogite from Bjørkedalen, West Norway. *Tschermaks Mineral Petrog Mitt* 34:87-103.
- Bray, J. M. 1939: Ilmenite- Hematite- Magnetite Relations in some Emery Ores. *Am. Mineral.*, vol. 3, pp. 162- 170.
- Brueckner, H. K. 1971: The age of the Torset granite, Langöy, Northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 51, 85- 87.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition. Springer-Verlag.
- Cabanis, B. & Lecolle, M. 1989: Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II* 309, 2023-2029.
- Carten, R. B. 1986: Sodium- calcium metasomatism: chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81, 1495- 519.
- Chase, J. W., Winchester, J. W. & Coryell C. D. 1963: Lanthanum, Europium, and Dysprosium Distributions in Igneous Rocks and Minerals. *Journal of Geophysical Research*, vol. 68, No. 2.
- Corfu, F., Armitage, P. E. B., Kullerud, K & Bergh, S. G. 2003a: Preliminary U- Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 441, 61-72.
- Corfu, F. 2004: Pb- U age, setting and tectonic significance of the anorthosite- mangerite- charnockite- granite suite, Lofoten- Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology* 45, 1799-1819.
- Dallmeyer, R. D. 1992: ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages within the Western Gneiss terrane, Troms, Norway: evidence for polyphase Proterozoic tectonothermal activity (Svecokarelian and Sveconorwegian). *Precambrian Research* 57, 195- 206.
- Deer, W. A., Howie, R. A & Zussman, J. 1966: An Introduction to the Rock Forming Minerals. 1st Ed. Longman Group Limited.

Dollase, W. A., 1971. Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *The American Mineralogist* **56**: 447- 464

El Korh, A., Schmidt, S. T., Ulianov, A. & Potel, S. 2009: Trace Element Partitioning in Hp-LT Metamorphic Assemblages during Subduction- related Metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study. *Journal of Petrology*, vol. 50, pp. 1107-1148.

Enami, M. & Banno, Y. 2001. Partitioning of Sr between coexisting minerals of the hollandite- and piemontite- groups in a quartz- rich schist from the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Am Mineral* **86**: 205- 214.

Frantz, J. D. & Mao, H. K. 1976: Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion: I. A theoretical model of monomineralic reaction zone sequences. *Americal Journal of Science*, **276**, 817- 40.

Frantz, J. D. & Mao, H. K. 1977:Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion: II. Prediction of multiminerale zone sequences. *Americal Journal of Science*, **279**, 302-23.

Franz, G. & Liebscher, A. 2004: Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals. An Introduction. *In: Liebscher, A., Franz, G. (eds.) 2004: Epidotes. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 56, pp. 1-82. The Mineralogical Society of America.

Fronde, C. & Ashby, G. E. 1937: Oriented Inclusions of Magnetite and Hematite in Muscovite. *Am. Mineral*. 1937, No. 2, pp. 104- 121.

Gjerløw, E. 2008: *Petrologi og alder av høymetamorfe mafiske bergarter i det vestlige gneiskomplekset i Troms. Unpublished Master thesis*, University of Tromsø, 90 pp.

Giere, R. & Sorensen, S. S. 2004: Allanite and Other REE- Rich Epidote- Group Minerals. *In: Liebscher, A., Franz, G. (eds.) 2004: Epidotes. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 56, pp. 431-439. The Mineralogical Society of America.

Goldschmidt, V. M. 1958. *Geochemistry* (Oxford University Press, London), p. 730.

Grapes R. & Watanabe, T. 1984: Al- Fe³⁺ and Ca- Sr²⁺ epidotes in metagreywacke-quartzfeldspathic schist, Southern Alps, New Zealand. *Am Mineral* **69**:490-498.

Grapes, R. H. & Hoskin P. W. O. 2004: Epidote Group Minerals in Low- Medium Pressure Metamorphic Terranes. *In: Liebscher, A., Franz, G. (eds.) 2004: Epidotes. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 56, pp. 301- 345. The Mineralogical Society of America.

Griffin, W. L., Taylor, P. N., Hakkinen, J. W., Heier, K. S., Iden, I. K., Krogh, E. J., Malm, O., Olesen, K. L., Ormaasen, D. E & Tveten, E. 1978: Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten- Vesterålen, N. Norway. *Journal of the Geological Society of London* **135**, 629- 647.

Grogan, P & Zwaan, K. B. 1997: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Helgøy, M 1:250 000, *Norges geologiske undersøkelse*.

- Gromet, P. L. & Silver, L. T. 1983: Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 47, pp. 925-939.
- Hanski, E., Huhma, H. & Vaasjoki, M. 2001: Geochronology of northern Finland: a summary and discussion. In: Vaasjoki, M. (ed.): *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano- sedimentary sequences*. Geological Survey of Finland, Special Paper 33, 255- 279.
- Harpum, J. R. 1954: Formation of Epidote in Tanganyika. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 65. pp 1075- 1092.
- Henkel, H. 1991: Magnetic crustal structures in Northern Fennoscandia. *Tectonophysics* 192, 57- 79.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L. 1996: Metamorphic Tourmaline and its Petrologic Applications. In: Grew, E. S. & Anovitz, L. M. (eds.) 1996: Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy*, vol. 33, pp.503-558. Mineralogical Society of America.
- Higuchi, H. & Nagasawa, H. 1969: Partition of Trace Elements between Rock- Forming Minerals and the Host Volcanic Rocks. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 7, pp. 281-287. North-Holland Publishing Comp., Amsterdam.
- Hollister, V. F. 1975. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Minerals Science Engineering*, 7, 225-33.
- Hughes, C.J., 1973: Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109. s .513-527.
- Joesten, R. 1977: Evolution of mineral assemblage zoning in diffusion metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 649-70.
- Joesten, R. 1991: Local equilibrium in metasomatic processes revisited: diffusion- controlled growth of chert nodule reaction rims in dolomite. *American Mineralogist*, 76, 743- 56.
- Joesten, R. & Fisher, G. 1988: Kinetics of diffusion- controlled mineral growth in the Christmas Mountains (Texas) contact aureole. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100, 714- 32.
- Johannessen, H: Tinnvatnformasjonen i Vannøyas proterozoiske lagrekke: Sedimentære facies og regional korrelasjon. Matergradsoppgave. In prep. Universitetet i Tromsø.
- Johansen, H. W. 1987: Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sørøst på Vanna, Troms. Unpubl. Cand. Scient thesis, University of Tromsø, 129 pp.
- John, T., Schenk, V. 2003: Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 174-91.

de Jong, G. & Williams, P. J. 1995: Giant metasomatic system formed during exhumation of mid-crustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42, 281-90.

Kearey P. 2001: The New Penguin Dictionary of Geology, 2nd Edition, Penguin Reference.

Kerr, P. F., 1959: Optical mineralogy. McGraw- Hill Book Company, Inc. 442 s.

Knudsen, S. 2007: Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms. Unpublished Master thesis, University of Tromsø, 113 pp.

Kullerud, K., Corfu, F., Bergh, S. G., Davidsen, B. & Ravna, E. K. 2006a. U- Pb constraints of the Archaean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway (Abstract). *Bulletin of the Geological Society of Finland Special Issue I*, p. 79.

Kullerud, K., Skjerlie, K. P., Corfu, F. & DeLaRosa, J. 2006b: The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of Early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research* 150, 183- 200.

Landmark, K. 1973: Beskrivelse til de geologiske kartene Tromsø og Målselv II. Kaledonske bergarter. *Tromsø Museums Skrifter* 15, 1-263.

Le Bas, M. J. & Streckeisen, A. L. 1991: The IUGS Systematics of Igneous Rocks. *Journal of Geological Society*, vol. 148, pp. 825-833.

Le Maitre, R. W. (ed.) 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igenous Rocks. Blackwell Scientific Publications.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997: Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, pp 219-246.

MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H. & Guilford, C. 1982: Atlas of Igneous Rocks and Their Textures, 1st Edition, Wiley.

Marzoli, A., Piccirillo, E. M., Renne, P. R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J. B. & Tongwa, A. T. 2000: The Cameroon Volcanic Line Revisited: Petrogenesis of Continental Basaltic Magmas from Lithospheric and Asthenospheric Mantle Sources. *Journal of Petrology*, vol. 41, pp. 87- 109.

Motuz, G. 1998: Description to the geological map of the eastern part of Kvaløya, Troms country, northern Norway. *Geological Survey of Norway Report 111*, 21 pp.

- Motuz, G., Motuz V., Beliatsky B., Savva, E. 2001a: Volcanic rocks of the Ringvassøya Greenstone Belt (North Norway): Implication for the Stratigraphy and Tectonic Setting. *Journal of Conference* (Abstract). EUG XI, 6 (1), 578.
- Nesse, W. D. 2000: Introduction to Mineralogy. Oxford University Press.
- Norton, D. L. 1988: Metasomatism and permeability. *American Journal of Science*, 288, 604-18.
- Nyheim, H., Bergh, S. G., Krogh, E. J. K & Zwaan, K. B. 1994: Torsnes- skjærsonen i det vestlige (nord- norske) gneistereng, Kvaløya, Troms; evidenser for kompleks skorpeforkortning og orogen- parallell oblik strike- slip. *Nordic Geological Winter Meeting, Luleå*, p. 149.
- Olesen, O., Torsvik, T., Tveten, E., Zwaan, K. B., Løseth, H. & Henningsen, T. 1997: Basement structure of the continental margin in the Lofoten- Loppelhavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on- land structural mapping and paleomagnetic data. *Norsk geologisk tidsskrift* 77, 15- 30.
- Oppheim, J. A. & Andersen, A. 1989: Basement- cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 69, 67-81.
- Pearce, J. A. & Gale, G. H. 1977: Identification of ore deposition environments from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: (Anonymus). Volcanic processes in ore genesis. *Inst. Mining Metallurg.*, London, s. 14-24.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, pp. 230-249.
- Pedersen, B. R. S. 1997: *Strukturell analyse av en prekambrisk, duktilt deformert metasuprkrustalsonne (Astridal- skjærsonen?) på NØ- Senja, Troms*. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Tromsø, 166 pp.
- Priyatkina, N. S., Kullerud, K., Bergh, S. G., Armitage P. E. B., Ravna, E. J. K. 2011: CO₂ sequestration during interactions between fluid and mafic to intermediate intrusive rocks on Vannøya island, West Troms Basement Complex, North Norway. *Proceedings, 10th International Congress for Applied Mineralogy, Trondheim 2011*.
- Putnis, A. 2002: Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. *Mineralogical Magazine*, 66, 689- 708.
- Putnis, A. & Austrheim, H. 2010. Fluid induced processes: Metasomatism and metamorphism. *Geofluids* 10: 254-269.
- Rene, M. 2008: Titanite- Ilmenite- Magnetite Phase Relations in Amphibolites of the Chynov Area (Bohemian Massif, Czech Republic). *Acta Geodyn. Geomater.*, vol. 5, No. 3 (151), 239-246.

- Rodionov, A. 2011: Geomagnetisk kart over Vanna, M 1: 50000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Rumble, D & Hoering, T. C. 1986: Carbon isotopic geochemistry of graphite vein deposits from New Hampshire, U.S.A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1239-47.
- Sandstad, J. S. & Nilsson, L. P. 1998: Gullundersøkelser på Ringvassøya; sammenstilling av tidligere prospektering og feltbefaring i 1997. *Norges geologiske undersøkelse Report 98. 072*. 61 pp.
- Sandwall, J., 1982: Greenstones related to rifting and ocean- basin opening in the Jofjället area, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.*, 103. s. 421- 428.
- Schiffman, D. & Smith, B. M. 1988: Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Soten Graben, northern Troodos Ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research*, 93, 4612-24.
- Selverstone, J., Morteani, G. & Staude, J. M. 1991: Fluid channeling during ductile shearing; transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 419-31.
- Semenov E. I. 1958: Relationship between composition of rare earth elements and composition and structures of minerals. *Geochemistry* 5:574-586.
- Siivola, J. & Schmid, R: 2007: List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Smith, R. E. 1968. Redistribution of Major Elements in the Alteration of Some Basic Lavas during Burial Metamorphism. *Journal of Petrology*, vol. 9, part 2, pp. 191-219.
- Sorensen, S. S., Grossman, J. N. & Perfit, M. R. 1997: Phengite- hosted LILE enrichment in eclogite and related rocks: implications for fluid- mediated mass transfer in subduction zones and arc magma genesis. *Journal of Petrology*, 38, pp. 3-34.
- Strachan, R. A. & Holdsworth, R. E. 2000: Proterozoic sedimentation, orogenesis and magmatism on the Laurentian Craton (2500- 750 Ma). In: Woodcock, N. & Strachan, R. A. (eds.): *Geological History of Britain and Ireland*. Blackwell Science Ltd., 52- 72.
- Sun, S., McDonough, Q. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 42, pp. 312- 345.
- Takahashi, Y., Kolonin, G. R., Shironosova, G. P., Kupriyanova, I., Uruga, T. & Shimizu, H: 2005: Determination of the Eu (II)/ Eu(III) ratios in minerals by X- ray absorption near- edge structure (XANES) and its application to hydrothermal deposits. *Mineralogical Magazine*, vol. 69(2), pp. 179-190.

Terakado, Y. & Fujitani, T. 1995: Significance of iron and cobalt partitioning between plagioclase and biotite for problems concerning the $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ ratio, europium anomaly, and magnetite-ilmenite-series designation for granitic rocks from the Inner Zone of southwestern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2689- 2699.

Thompson, A. B. 1982: Dehydration melting of pelitic rock and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282, 1567- 95.

Thompson, A. J. B. & Thompson, J. H. F. 1996: Atlas of Alteration. A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Assn of Canada.

Tull, J. F. 1977: Geology and structure of Vestvågøy, Lofoten, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 333, 1-59.

Vernon, R. H. & Clarke, G. L. 2008: Principles of Metamorphic Petrology. Cambridge University Press.

Wakita, H., Rey, P. & Schmitt, R. A. 1971: Abundances of 14 rare earth elements and 12 other elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. 2nd Lunar Science Conference, Supplement 2 (2): 1319- 1329. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

Williams, P. J. 1988: Metalliferous economic geology of the Mt Isa Eastern Succession, Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45, 329- 41.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1976: Geochemical magma type discrimination: Applied to altered and metamorphic basic igneous rocks. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 28. s. 459- 469.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geol.*, 20. s. 325- 343.

Zhirov, K. K., Bandurkin, G. A. & Lavrentiev Y. G. 1961: To the geochemistry of rare- earth elements in pegmatites of north Karelia. *Geokhimiya* 11:995-1004 (in Russian).

Zwaan, K. B. 1989: Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbeltet på Ringvassøy, Troms. *Norges geologiske undersøkelse Rapport* 89.101.

Zwaan, K. B. 1992a: Database for alle geologiske opplysninger om forkastninger og skjæresoner som opptrer på kartblad 1: 250 000 Tromsø, *Norges geologiske undersøkelse Rapport* 92.107

Zwaan, K. B. 1992b: Database for alle geologiske opplysninger om den prekambriske geologien på Kvaløya, Troms fylke. *Norges geologiske undersøkelse Rapport* 92.104.

Zwaan, K. B. 1995: Geology of the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway, with special emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 427, 33-36.

Zwaan, K. B., Fareth, E. & Grogan, P. W. 1998: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Tromsø, M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.

Zwaan, K. B. & Tucker, R. D. 1996. Absolute and relative age relationships in the Precambrian West Trosms Basement Complex, northern Norway (Abstract). *22nd Nordic Geological Winter Meeting, Åbo, Finland*, p. 237.

Zozulya, D., Kullerud, K., Ravna, E. K., Corfu, F. & Savchenko, Y. 2009: Geology, age and geochemical constraints on the origin of the Late Archaean Mikkelvik alkaline stock, West Trosms Basement Complex in Northern Norway. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 89, pp. 327- 340, Trondheim.

Biotitt

Punkt	23.VEP13	26.VEP13	27.VEP13	28.VEP13	29.VEP13	Punkt	38.447b	40.447b	48.447b	52.447b
SiO2	37.01	36.67	37.54	37.3	37.22	SiO2	37.56	37.4	37.5	37.27
Al2O3	15.81	15.47	15.13	14.97	15.46	Al2O3	15.41	15.13	14.83	15.21
TiO2	1.5	1.53	1.52	1.55	1.54	TiO2	1.61	1.64	1.71	1.65
FeO	16.02	16.07	15.49	15.69	15.94	FeO	15.1	15.49	15.57	15.47
MgO	13.95	13.65	13.91	13.91	13.66	MgO	14.75	14.96	13.9	14.12
MnO	0.12	0.21	0.12	0.18	0.1	MnO	0.09	0.12	0.14	0.09
Cr2O3	0.06	0.02	0	0.02	0.02	Cr2O3	0.01	0	0	0.01
CaO	0.04	0	0	0	0	CaO	0.01	0	0.07	0
Na2O	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	Na2O	0.05	0.01	0.03	0.07
K2O	10.04	10.11	10.29	10.26	10.25	K2O	10.19	10.12	10.07	10.14
Totalt	94.59	93.76	94.03	93.91	94.2	Totalt	94.78	94.87	93.82	94.03
Strukt.f. norm. til 8 kationer						Strukt.f. nor. til 8 kationer				
Si	2.846	2.849	2.902	2.889	2.878	Si	2.869	2.856	2.91	2.879
Al IV	1.154	1.151	1.098	1.111	1.122	Al IV	1.131	1.144	1.09	1.121
Al VI	0.278	0.265	0.28	0.255	0.286	Al VI	0.256	0.218	0.266	0.263
Ti	0.087	0.089	0.088	0.09	0.09	Ti	0.093	0.094	0.1	0.096
Fe	1.03	1.044	1.001	1.016	1.03	Fe	0.965	0.989	1.011	0.999
Mg	1.599	1.581	1.603	1.606	1.574	Mg	1.679	1.703	1.608	1.626
Mn	0.008	0.014	0.008	0.011	0.007	Mn	0.005	0.008	0.009	0.006
Cr	0.004	0.001	0	0.001	0.001	Cr	0.001	0	0	0
Ca	0.003	0	0	0	0	Ca	0.001	0	0.005	0
Na	0.006	0.004	0.004	0.005	0.001	Na	0.007	0.002	0.004	0.01
K	0.985	1.002	1.015	1.014	1.011	K	0.993	0.986	0.997	1

Kloritt

Punkt	49.447b	50.447b	51.447b	56.447b
SiO2	27.32	27.77	27.39	27.81
Al2O3	19.91	19.13	19.97	18.94
TiO2	0.08	0.03	0.04	0.02
FeO	17.16	17.45	17.33	17.98
MgO	21.49	21.92	21.95	21.31
MnO	0.18	0.15	0.18	0.23
Cr2O3	0	0	0	0
CaO	0.05	0.02	0	0.09
Na2O	0	0	0	0
K2O	0.02	0	0.01	0.03
Totalt	86.21	86.47	86.87	86.41
Strukt.f. norm. til 10 kationer				
Si	2.802	2.841	2.785	2.859
Al IV	1.198	1.159	1.215	1.141
Al VI	1.21	1.148	1.178	1.153
Ti	0.006	0.002	0.003	0.002
Fe	1.473	1.493	1.474	1.546
Mg	3.287	3.342	3.327	3.265
Mn	0.016	0.013	0.016	0.02
Cr	0	0	0	0
Ca	0.005	0.003	0	0.01
Na	0	0	0	0
K	0.003	0	0.002	0.003

REE (i ppm)

Prove	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
435_b	15.08	42.753	5.446	26.153	6.595	1.423	5.654	0.761	4.539	0.826	2.331	0.296	1.835	0.246
435_c	10.229	31.384	4.178	20.809	5.647	1.422	5.43	0.818	5.086	0.972	2.701	0.348	2.134	0.286
438k	23.773	70.154	9.431	42.33	10.001	1.934	8.885	1.307	8.017	1.49	4.204	0.545	3.381	0.456
446t_Lite Omd	8.56	26.49	2.9	15.43	4.01	1.03	4.31	0.54	3.23	0.61	1.62	0.24	1.22	0.16
446_lite omd	8.19	25.05	2.72	14.44	3.71	0.95	3.92	0.49	2.87	0.54	1.42	0.21	1.06	0.14
447b_lite omd	13.63	39.52	4.4	23.17	5.83	1.52	6.14	0.76	4.4	0.83	2.2	0.28	1.66	0.22
R6lite omd	8.04	25.13	2.81	15.16	3.94	0.96	4.24	0.53	3.14	0.58	1.57	0.2	1.16	0.16
R4lite omd	6.518	19.019	2.111	11.022	2.846	0.755	2.66	0.395	2.373	0.439	1.184	0.153	0.912	0.118
R9lite omd	6.87	22.17	2.44	13.02	3.4	0.86	3.68	0.47	2.76	0.52	1.39	0.21	1.03	0.13
453lite omd	9.42	28.98	3.21	16.97	4.34	1.08	4.55	0.57	3.35	0.64	1.7	0.26	1.32	0.17
R5lite omd	6.9	21.71	2.44	13.09	3.35	0.85	3.64	0.46	2.77	0.54	1.48	0.17	1.19	0.16
601lite omd	11.12	34.91	3.87	20.65	5.37	1.42	5.74	0.72	4.2	0.8	2.13	0.32	1.61	0.22
R10lite omd	6.25	19.76	2.33	13.05	3.54	0.97	3.94	0.5	2.99	0.57	1.49	0.16	1.08	0.14
R11lite omd	8.441	22.99	2.591	12.881	3.319	0.896	3.109	0.46	2.773	0.51	1.377	0.175	1.035	0.133
R2lite omd	5.801	17.928	2.3	10.753	2.837	0.738	2.664	0.393	2.384	0.436	1.193	0.15	0.905	0.118
R12lite omd	5.507	16.809	2.177	10.35	2.853	0.712	2.704	0.407	2.472	0.458	1.239	0.158	0.951	0.125
R7lite omd	10.77	31.37	3.36	17.37	4.23	1.07	4.49	0.56	3.33	0.63	1.69	0.19	1.3	0.18
446topp_ep	14.18	39.19	4.07	20.63	4.96	1.41	5.33	0.67	3.96	0.75	1.98	0.23	1.43	0.19
446_ep	23.08	49.61	5	24.69	5.74	1.75	6.1	0.76	4.51	0.85	2.21	0.31	1.49	0.19
R6_ep	13.34	39.47	4.42	23.55	6.31	2.36	7.39	0.95	5.79	1.1	2.86	0.34	1.95	0.25
453_ep	14.11	41.28	4.49	23.79	6.16	1.77	6.73	0.85	5.09	0.97	2.51	0.36	1.71	0.22
R5_ep	9.95	29.78	3.18	16.72	4.28	1.45	4.67	0.59	3.5	0.68	1.78	0.26	1.23	0.16
601_ep	11.54	34.8	3.83	20.57	5.44	1.48	5.95	0.75	4.44	0.84	2.22	0.32	1.59	0.21
R10_ep	7.85	23.42	2.58	13.91	3.63	0.97	3.97	0.5	2.95	0.56	1.48	0.18	1.09	0.14
R11_ep	18.337	38.84	4.346	20.969	5.405	1.835	5.230	0.779	4.758	0.896	2.33	0.273	1.511	0.192
R2_ep	11.57	30.609	3.597	15.791	3.977	1.258	3.892	0.586	3.688	0.697	1.883	0.228	1.302	0.164
R12_ep	5.584	17.631	2.325	11.458	3.13	0.956	3.097	0.476	2.993	0.569	1.496	0.181	1.015	0.128
R7_ep	6.96	22.47	2.59	14.36	3.95	1.07	4.29	0.55	3.25	0.62	1.66	0.25	1.24	0.16
R4_ep	11.588	30.097	3.395	17.425	4.587	1.392	4.407	0.671	4.108	0.774	2.071	0.256	1.473	0.188
R9_ep	12.54	35.63	3.79	19.8	5.06	1.42	5.47	0.68	4.06	0.78	2.04	0.29	1.33	0.17
446topp_bt	5.41	19.29	2.4	13.84	3.97	0.93	4.33	0.55	3.25	0.61	1.64	0.2	1.26	0.17
446bt	6	20.46	2.42	13.62	3.89	0.91	4.24	0.54	3.2	0.61	1.61	0.25	1.23	0.17
R6bt	7.65	25.2	2.92	15.64	4.02	1.1	4.3	0.55	3.23	0.61	1.62	0.19	1.21	0.16
453bt	8.87	28.94	3.27	17.44	4.54	1.02	4.86	0.62	3.65	0.69	1.86	0.28	1.44	0.19
601bt	11.54	34.8	3.83	20.57	5.44	1.48	5.95	0.75	4.44	0.84	2.22	0.32	1.59	0.21
R10bt	7.21	21.85	2.47	13.39	3.5	0.9	3.81	0.48	2.84	0.53	1.41	0.15	1.06	0.14
R11bt	6.873	19.772	2.35	11.227	2.933	0.726	2.736	0.409	2.48	0.458	1.257	0.159	0.963	0.126
R2bt	7.335	21.691	2.689	12.271	3.198	0.789	2.969	0.439	2.667	0.484	1.33	0.169	1.019	0.133
R12bt	5.403	16.4	2.088	9.831	2.658	0.662	2.513	0.373	2.279	0.419	1.131	0.142	0.86	0.113
R7bt	10.24	30.02	3.12	15.95	3.97	0.94	4.27	0.54	3.15	0.6	1.59	0.24	1.2	0.16
R4bt	6.005	17.696	1.97	10.556	2.815	0.763	2.666	0.403	2.448	0.462	1.24	0.159	0.925	0.122
447b_bt	10.627	31.228	3.941	18.055	4.646	1.235	4.259	0.623	3.858	0.707	1.981	0.248	1.52	0.204
444k	7.268	23.623	3.124	14.816	3.887	0.895	3.533	0.52	3.226	0.592	1.698	0.218	1.367	0.176
444omd	11.844	36.179	4.722	21.901	5.575	2.569	5.112	0.752	4.691	0.895	2.549	0.306	1.819	0.234

Andre sporelementer (i ppm)

Prøve	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr	Y	Cs
435_b	12.118	1.351	24.538	73.53	11.163	5.073	8.482	14.699	61.169	23.445	0.02
435_c	14.557	1.637	24.952	83.696	11.63	6.249	8.1	15.14	96.705	31.5	0.026
438k	15.796	2.33	28.319	161.594	25.671	10.628	43.27	10.634	54.369	48.419	0.023
446t_Lite Omd	31.95	15.98	361.76	64.883	6.837	89.18	42.3	24.47	71.83	17.121	<0,01
446_lite omd	22.11	8.27	316.71	54.337	6.349	81.23	40.07	20.49	70.44	13.966	<0,01
447b_lite omd	34.21	22.83	183.68	84.277	9.984	85.9	46.58	23.24	90.07	23.352	<0,01
R6lite omd	42.91	22.74	381.47	66.937	6.997	94.64	53.05	26.61	73.8	16.448	0.02
R4lite omd	18.431	7.362	263.098	45.636	4.845	72.828	33.576	24.133	66.803	11.746	0.202
R9lite omd	33.52	15.55	337.78	54.511	5.193	49.84	28.28	20.52	64.49	14.207	<0,01
453lite omd	24.49	10.3	479.13	71.902	8.18	87.65	48.64	23.27	120.35	17.869	<0,01
R5lite omd	13.14	1.8	435.67	48.113	7.516	70.2	55.28	20.79	85.14	14.765	<0,01
601lite omd	28.74	12.21	592.83	86.328	9.318	113.91	65.49	28.48	134.25	22.162	<0,01
R10lite omd	17.13	4.75	451.5	44.687	5.38	88.07	40.17	22.11	93.03	15.612	<0,01
R11lite omd	14.783	6.137	322.855	39.211	5.448	58.637	36.416	14.335	67.892	13.711	0.143
R2lite omd	24.801	11.35	269.368	47.563	5.094	77.642	36.648	19.676	64.841	12.029	0.304
R12lite omd	20.191	8.195	271.639	53.092	4.668	104.108	46.848	20.582	59.009	12.587	0.228
R7lite omd	25.93	11.66	363.71	73.106	7.206	94.98	45.95	23.27	128.12	17.196	<0,01
446topp_ep	19.43	7.24	572.1	56.67	7.28	90.83	47.83	24.21	96.3	21.22	<0,01
446_ep	23.64	8.62	868.07	53.8	6.94	96	48.12	29.65	74.56	22.9	<0,01
R6_ep	33.02	11.25	1421.63	69.67	8.62	94.46	54.95	26.51	54.95	35.27	<0,01
453_ep	14.51	2.08	856.66	60.4	8.27	84.58	54.06	22.96	103.4	27.63	<0,01
R5_ep	21.6	8.09	1108.13	31.15	5.98	69.89	55	23.47	70.03	19.11	<0,01
601_ep	24.69	7.49	787.41	79.66	8.4	108.93	57.01	25.69	143.3	23.63	<0,01
R10_ep	20.94	6.77	486.03	57.16	5.94	106.05	45.51	24.52	105.13	15.82	<0,01
R11_ep	13.93	3.065	918.712	41.274	6.139	78.532	36.54	19.03	36.54	29.279	0.07
R2_ep	13.859	4.205	564.413	45.013	5.573	99.15	44.559	23.788	55.191	19.673	0.11
R12_ep	6.455	0.941	485.912	24.713	4.022	78.449	35.043	18.947	53.908	15.93	0.027
R7_ep	25.31	10.35	427.11	57.7	6.8	89.11	43.6	24.4	106.5	17.51	<0,01
R4_ep	19.915	6.202	637.463	56.427	6.493	97.991	47.431	25.323	69.632	24.978	0.162
R9_ep	13.34	5.03	680.5	21.4	5.25	51.26	28.23	22.71	61.54	22.13	<0,01
446topp_bt	66.73	38.48	279.2	67.38	7.12	106.56	43.14	27.95	68.2	16.86	0.26
446bt	76.58	44.95	280.16	63.88	6.73	109.9	40.47	30.93	96.7	16.68	0.34
R6bt	86.77	51.49	466.37	51.98	6.43	100.49	44.13	32.18	44.13	16.73	1.14
453bt	75.17	43.13	383.67	84.27	8.86	115.41	56.04	30.73	78.6	19.35	0.32
601bt	48.81	25.05	433.08	67.21	7.16	106.17	47.57	26.75	163.55	17.89	<0,01
R10bt	30.82	11.89	381.88	52.8	5.58	96.94	43.76	26.05	52.77	14.6	<0,01
R11bt	43.061	25.015	216.927	52	5.306	82.855	33.439	18.361	63.042	12.532	0.628
R2bt	43.76	23.113	256.865	55.951	5.686	112.89	39.825	25.185	71.166	13.352	0.617
R12bt	23.296	10.055	236.625	46.32	4.045	41.6	48.301	20.521	48.301	11.537	0.277
R7bt	53.04	28.65	278.71	65.33	6.4	96.54	41.29	24.88	88.11	16.44	<0,01
R4bt	27.736	13.3	271.208	42.363	4.747	77.148	34.147	21.771	51.945	12.343	0.363
447b_bt	29.96	18.726	136.222	76.326	8.582	75.036	42.71	25.887	63.163	19.995	0.263
444k	23.258	12.315	136.387	60.768	9.194	33.522	55.298	23.072	79.592	16.94	0.445
444omd	12.625	1.513	857.099	25.975	6.548	26.354	57.706	15.723	165.351	32.282	0.045

Andre sporelementer (i ppm) (fortsettelse)

Prøve	Ta	Hf	Th	U	Pb	Li	Ge	As	Sn	Sb	Ga
435_b	0.947	1.837	10.063	0.804	1.164	0.544	3.276	1.835	0.482	0.077	14.019
435_c	0.911	2.135	4.545	0.713	1.523	0.57	3.112	1.695	0.588	0.1	15.73
438k	1.497	3.725	7.487	1.186	1.198	3.028	4.674	3.424	0.831	0.138	17.579
446t_Lite Omd	0.57	1.49	2.39	0.37	0.57	6.54	3.12	1.83	1.06	0.16	21.36
446_lite omd	0.5	1.3	2	0.36	0.52	3.18	2.8	1.66	0.68	0.19	18.44
447b_lite omd	2.07	2	3.22	0.55	0.77	7.47	3.97	2.27	1.7	0.34	25.89
R6lite omd	0.79	1.61	2.38	0.31	0.678	6.93	3.24	2.7	0.85	0.19	23.75
R4lite omd	0.619	1.239	1.823	0.27	0.678	3.497	2.347	1.34	0.604	0.096	12.386
R9lite omd	0.41	1.29	2	0.29	0.73	5.48	2.51	1.9	0.6	0.18	18.66
453lite omd	0.63	1.74	2.76	0.38	0.97	3.51	3.27	2.65	0.56	0.19	20.33
R5lite omd	0.67	1.34	2.59	0.3	0.9	2.14	3.04	2.23	0.93	0.25	15.38
601lite omd	0.72	2.03	3.2	0.49	3.64	4.86	3.84	2.92	0.89	0.27	24.18
R10lite omd	0.49	1.17	1.88	0.32	0.75	3.24	2.87	1.64	0.61	0.19	18.99
R11lite omd	0.463	1.073	2.009	0.324	0.724	2.143	2.534	1.515	0.721	0.129	12.825
R2lite omd	0.399	1.214	1.84	0.287	0.568	4.394	2.38	1.393	0.609	0.093	13.782
R12lite omd	0.641	1.362	1.806	0.261	0.517	3.414	2.614	1.36	0.935	0.223	13.311
R7lite omd	0.62	1.73	2.54	0.36	0.65	4.35	3.19	1.68	1.13	0.27	19.07
446topp_ep	0.59	1.39	2.55	0.51	1.2	4.5	3.78	2.17	1.58	0.33	26.76
446_ep	0.59	1.34	2.39	0.65	1.37	5.86	4.15	2.39	1.14	0.31	35.48
R6_ep	0.92	1.74	2.25	0.45	2.49	4.82	4.95	3.04	2.61	0.6	44.74
453_ep	0.69	1.52	2.76	0.64	1.58	2.69	3.97	2.9	1.17	0.31	30.06
R5_ep	0.49	0.99	1.9	0.39	1.54	4.71	3.61	2.61	0.69	0.29	34.98
601_ep	0.66	1.9	2.82	0.54	2.08	3.41	3.87	2.49	1.29	0.27	29.3
R10_ep	0.58	1.37	2	0.33	0.77	3.8	3	1.87	0.72	0.22	20.95
R11_ep	0.551	1.147	2.253	0.651	1.801	2.821	3.64	2.24	1.52	0.276	28.545
R2_ep	0.464	1.217	1.987	0.439	1.101	4.835	3.232	1.836	1.272	0.226	19.956
R12_ep	0.33	0.868	1.59	0.328	0.805	2.297	2.676	1.409	0.947	0.182	17.365
R7_ep	0.53	1.38	2.29	0.37	0.71	4.17	3.02	1.73	0.95	0.22	21.51
R4_ep	0.691	1.531	2.353	0.455	1.755	4.553	3.05	2.003	1.439	0.263	23.698
R9_ep	0.43	0.78	1.79	0.52	0.77	5.38	3.05	1.94	0.98	0.26	23.7
446topp_bt	0.82	1.58	2.5	0.37	0.65	10.44	2.93	1.65	1.36	0.26	26.56
446bt	0.78	1.49	2.32	0.39	0.43	11.2	2.85	1.58	1.35	0.27	28.64
R6bt	0.52	1.32	1.81	0.27	0.6	13.15	3.34	2.11	1.67	0.3	34.96
453bt	0.71	1.96	3.01	0.4	0.71	11.38	3.6	2.39	0.75	0.21	30.47
601bt	0.56	1.6	2.43	0.34	0.66	7.42	3.24	1.88	0.71	0.18	24.3
R10bt	0.52	1.31	1.95	0.31	0.66	5.08	2.77	1.65	0.76	0.22	19.11
R11bt	0.435	1.258	2.003	0.286	0.519	6.39	2.267	1.332	0.924	0.184	16.928
R2bt	0.468	1.417	2.148	0.306	0.559	7.659	2.596	1.58	0.829	0.128	17.708
R12bt	0.398	1.168	1.628	0.247	0.455	3.915	2.528	1.191	0.578	0.127	13.23
R7bt	0.5	1.5	2.31	0.36	0.48	8.12	2.96	1.55	0.7	0.19	24.02
R4bt	0.815	1.191	1.735	0.274	0.592	5.188	2.379	1.276	0.726	0.109	14.344
447b_bt	0.855	1.838	3.079	0.643	0.786	5.286	3.371	1.897	1.193	0.186	18.778
444k	0.644	1.686	2.731	0.34	0.861	3.867	4.257	3.238	0.884	0.172	15.293
444omd	0.509	1.078	1.98	0.59	2.622	1.23	4.594	3.125	1.334	0.277	42.92

Appendiks 3. Tabell som viser variasjoner i innholdet av hovedelementer mellom de forskjellige omdanningsgruppene.

Prøve	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3*	LOI	sum inn	sum ut
Protolitt (gjen)	8.11	2.707	13.462	55.184	0.354	0.138	4.048	1.82	0.05	13.49	0.455		
Lite omd (gjer)	5.042	5.279	13.079	49.033	0.129	0.528	7.932	1.729	0.087	15.526	1.373		
Lite omd-Prot	-3.068	2.572	-0.384	-6.151	0.226	0.39	3.883	0.091	-0.037	2.036	0.918	9.8	-9.603
Lite omd (gjen)	5.042	5.279	13.079	49.033	0.129	0.528	7.932	1.729	0.087	15.526	1.373		
Epidot rik (gje)	2.349	5.879	13.592	43.308	0.145	0.306	13.345	1.573	0.133	17.429	1.753		
Epidot rik- Lite	-2.692	0.6	0.513	-5.725	-0.016	-0.223	5.413	0.156	-0.046	1.903	0.381	8.81	-8.64
Lite omd (gjer)	5.042	5.279	13.079	49.033	0.129	0.528	7.932	1.729	0.087	15.526	1.373		
Biotitt rik (gjer)	4.609	6.079	13.181	47.769	0.127	1.175	7.483	1.811	0.09	15.973	1.4		
Biotitt rik- Lite	-0.433	0.8	0.102	-1.264	0.002	0.647	-0.449	-0.082	-0.003	0.447	0.027	2.023	-2.145
Epidot rik (gjer)	2.349	5.879	13.592	43.308	0.145	0.306	13.345	1.573	0.133	17.429	1.753		
Biotitt rik (gjer)	4.609	6.079	13.181	47.769	0.127	1.175	7.483	1.811	0.09	15.973	1.4		
Epidot rik- bio	-2.26	-0.2	0.411	-4.461	0.018	-0.869	5.862	-0.238	0.044	1.456	0.354	8.083	-7.791
444k	5.766	4.158	11.393	46.863	0.134	0.508	6.038	2.856	0.066	20.9	0.765		
444omd	0.333	3.758	14.837	36.017	0.149	0.096	18.187	1.617	0.145	22.16	1.866		
444omd-444k	-5.433	-0.4	3.443	-10.847	-0.015	-0.413	12.149	1.239	-0.079	1.26	1.101	17.953	-17.093