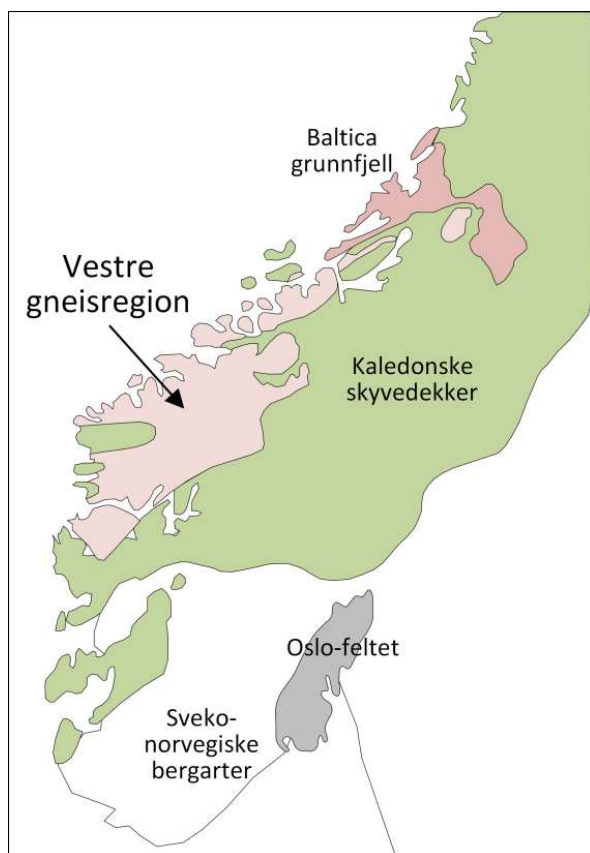


Amfiboler i eklogitter og relaterte bergarter i den vestre gneisregionen, Norge

Olav Revheim

Veddertoppen 48a, 4642 Søgne (olav.revheim@protonmail.com)

Sammendrag. Den vestre gneisregionen (VGR) utgjør berggrunnen i store deler av Vest-Norge mellom Bergen og Trondheim. For mellom 385 og 420 millioner år siden ble kontinentet Baltica skjøvet dypt ned i mantelen i en kollisjon med Laurentia. Bergartene ble utsatt for trykk og temperaturforhold på rundt 35 kbar og mer enn 800 °C (eklogittfacies). Flere steder har bergartene bevart karakteristikk fra før og under disse forholdene. En systematisk gjennomgang av data har vist at amfiboler har blitt dannet både før, under og etter eklogittfacies forhold. Amfibolene viser en stor kjemisk variasjon, og en renormalisering av 170 analyser gir 22 forskjellige amfibolmineraler. Bruk av $f(\text{Al}) = \frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}}$ på disse dataene viser en makro-trend i amfibolsammensetning fra Na- eller Ca-pre-eklogittiske amfiboler via Na-Ca-amfiboler i eklogittfacies bergarter og Ca-amfiboler i post-eklogittiske bergarter. Lokal bergarts og mineral kjemi gir imidlertid stor variasjon i amfibolkomposisjon mellom de forskjellige lokalitetene. Blant annet er dannelsen av de svært sjeldne amfibolene nybøitt og taramitt begrenset til Na- og Al- rike eklogitter.



Figur 1. Geologiske provinser i Sør-Norge. Vestre gneisregion er merket med rosa farge.

Introduksjon

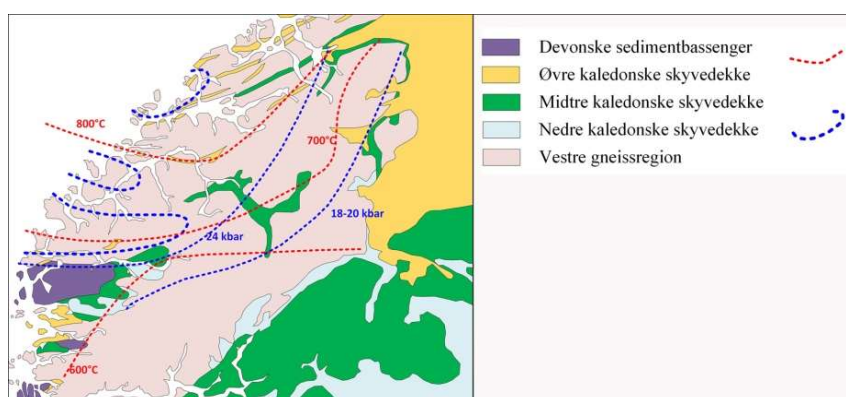
Den vestre gneisregionen er en geologisk provins der bergarter fra dypt nede i mantelen har blitt løftet til overflaten. Mesteparten av berggrunnen har blitt omdannet på vei opp, men det er fremdeles flere hundre lokaliteter der eklogitter, peridotitter og relaterte bergarter kan studeres. Disse bergartene gir en unik anledning til å studere forholdene og prosessene 80 km og mer under jordskorpa.

En gjennomgang av publiserte analyser gir 22 forskjellige amfibolmineraler i eklogittene og relaterte bergarter, noen av dem svært sjeldne. Tre amfiboler (nybøitt, taramitt og ferro-taramitt) er førstegangsbeskrevet fra eklogitter på Nybø og Liset.

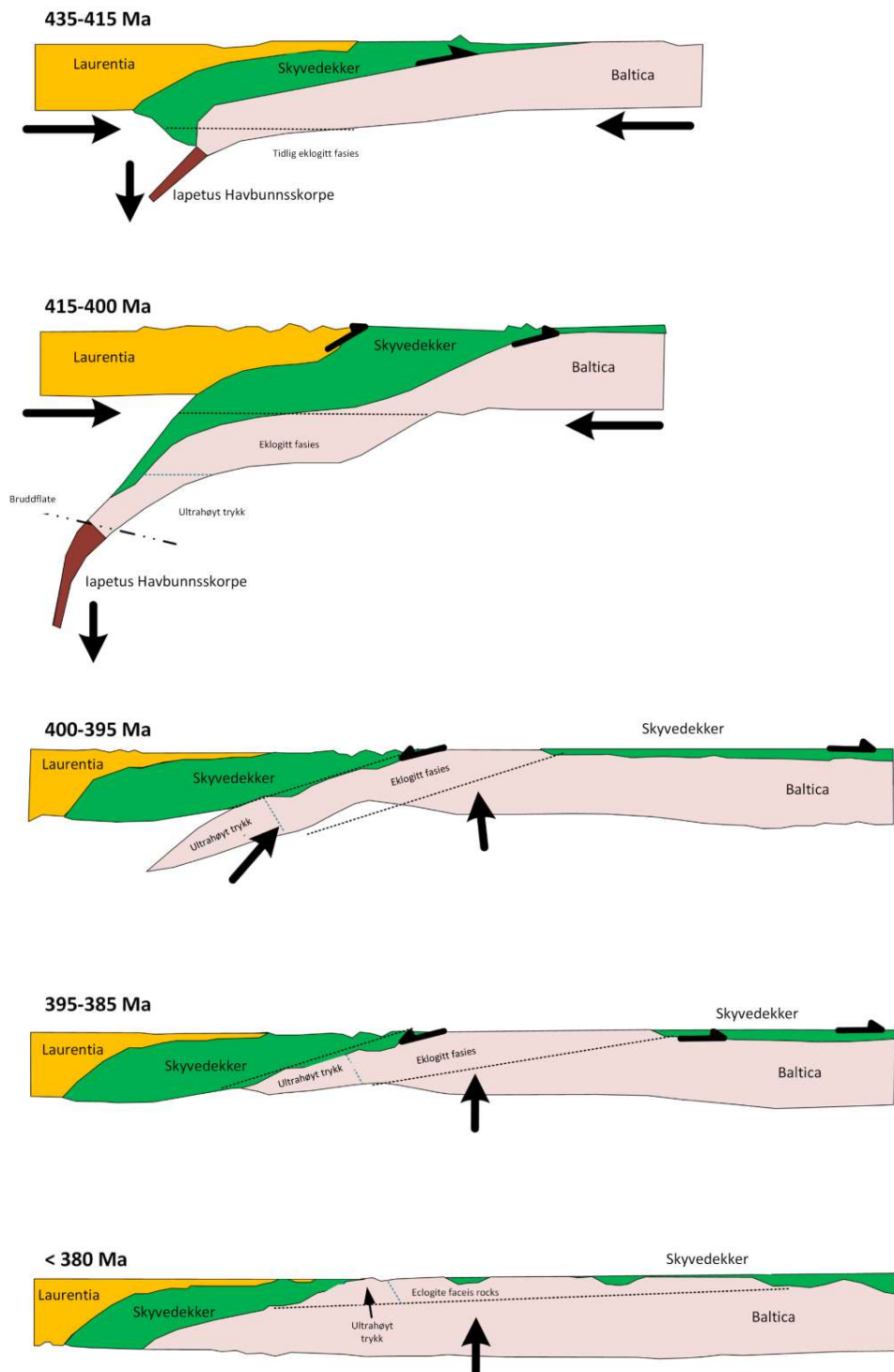
Vestre gneisregion, geologisk bakgrunn

Den vestre gneisregionen (VGR) utgjør berggrunnen i store deler av Vest-Norge mellom Bergen og Trondheim (Fig. 1). De eldste bergartene er ca. 1700 millioner år gamle. Store deler av berggrunnen ble dannet eller omdannet i den svekonorvegiske fjellkjeden for rundt 900-1200 millioner år siden (Fig. 2).

Den foreløpig siste bergartsdannende hendelsen er kontinentkollisjonen mellom Laurentia og Baltica for mellom 420 og 385 millioner år siden mot slutten av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Det er denne kontinentkollisjonen som er hovedansvarlig for hvordan berggrunnen ser ut i dag. Eklogittene ble også dannet i denne kollisjonen ved at kontinentalskorpen tilhørende Baltica-kontinentet ble skjøvet dypt ned i mantelen (ca. 85 km eller mer). De delene som ble skjøvet lengst ned ble utsatt for trykk og temperaturforhold på opp mot 35 kbar og mer enn 800 °C (eklogittfacies). Mot slutten av fjellkjedefoldingen ble bergartene løftet opp til overflaten igjen (Fig. 3). Bergartene ble i hovedsak omdannet til amfibolittfacies-gneiser under oppløftingen, men eklogittfacies-bergarter har blitt bevart på flere hundre lokaliteter. Eklogittfacies-bergarter har to vidt forskjellige opprinnelser. «Eksterne» eklogittfacies-bergarter har sin opprinnelse fra Baltica kontinentalplate, mens «interne» eklogittfacies-bergarter har sin opprinnelse fra dypt i mantelen. En gjennomgang av dannelsen av eklogitter og relaterte bergarter er gitt av Revheim (2022a; 2022b).



Figur 2. Geologisk kart over vestre gneisregion med trykk og temperaturgrenser inntegnet. Det er en grov trend med økende trykk fra sørøst mot nordvest. Både vestre gneisregion og skyvedekkene ble dannet mot slutten av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Vestre gneisregion består av kontinentale bergarter fra Baltica. Det nedre og midtre skyvedekket består også av baltiske bergarter, mens det øvre skyvedekket består av havbunnsbergarter og ofiolitter fra Iapetus-havet som lå mellom Laurentia- og Baltica- kontinentene.



Figur 3. Kollisjonen mellom Laurentia og Baltica skjedde for mellom 435 og 385 million år siden. Kontinentene ble skjøvet mot hverandre, og Baltica ble skjøvet ned i mantelen. For mellom 415-400 millioner år siden var berggrunnen på det dypeste, og store deler av Baltica ble utsatt for eklogittfacies trykk og temperatur. Frem mot 385 millioner år siden ble bergartene, som nå er den vestre gneisregion, løftet opp. På vei opp gjennomgikk omtrent 95 % av berggrunnen en amfibolittfacies retrograd hendelse.

Amfibolgruppen

Amfibolgruppen er en stor gruppe bergartsdannende mineraler med over hundre godkjente mineraler. Mange av disse kan være nesten umulige å skille fra hverandre selv ved kjemisk analyse. I Norge bruker vi ofte samlebegrepet «hornblende» for mange av disse mineralene.

Det store antallet amfibolmineraler skyldes at amfibolmolekylet tillater mange forskjellige grunnstoffer i formelen. Den generelle formelen for amfiboler kan uttrykkes som $AB_2C_5T_8O_{22}W_2$, (Hawthorne *et al.* 2012) der

A = □, Na, K, Ca, Pb²⁺

B = Li, Na, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Ca

C = Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Zn, Co, Ni, Al, Fe³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺, Zr

T = Si, Al, Ti⁴⁺

W = (OH), F, Cl, O

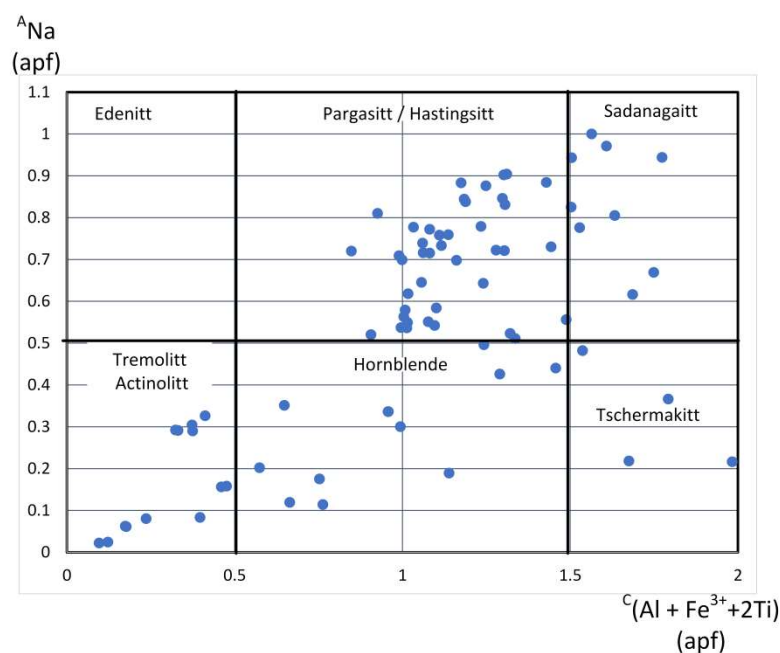
Det er en flytende overgang mellom de fleste amfibolene, der grunnstoffer «bytter plass» etter bestemte krystallkjemiske regler basert på lokal kjemi, trykk og temperaturforhold. «Plassbytterne» (substitusjonene) kan være en «like for like» substitusjon ($Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$, $Na \leftrightarrow K$, $(OH) \leftrightarrow F$) eller koblete substitusjoner der grunnstoffene bytter plass i par ($MgSi \leftrightarrow {}^CAl{}^TAl$, $\square Si \leftrightarrow Na{}^TAl$). ^C og ^T indikerer formelplasseringen av grunnstoffet. Amfibolnomenklaturen skiller mellom mineraler (like for like substitusjon) og rotnavngrupper (koblet substitusjon) der pargasitt, ferro-pargasitt, kalium-pargasitt osv. er mineraler i pargasitt-rotnavngruppen. En gjennomgang av amfibol-supergruppen er gitt av Revheim (2020a).

Amfiboler i VGR

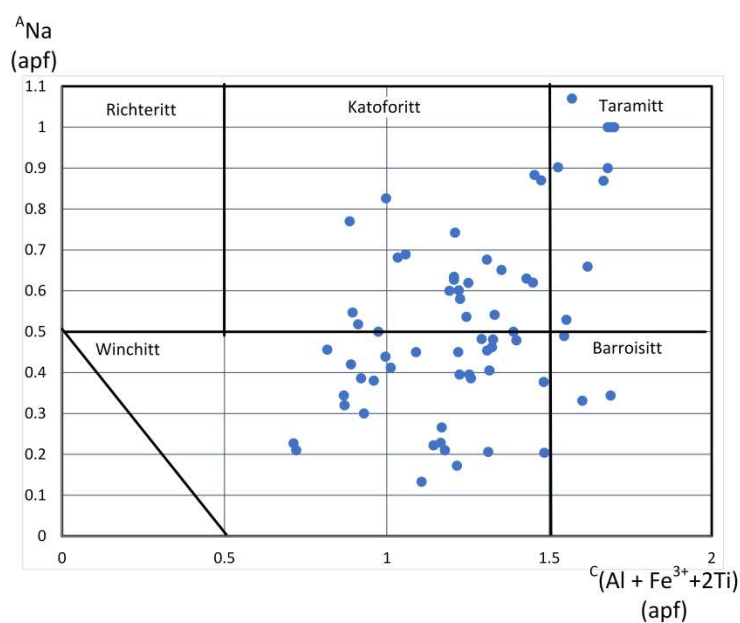
I eklogittfacies-bergarter finnes amfiboler oftest som millimeter- eller mikrometer-store korn eller krystallinske aggregater. Amfibolene opptre både som inneslutninger i andre mineraler, som selvstendige korn og som omvandlingsprodukt av klinopyroksen, ortopyroksen eller granat. Inneslutninger av amfibol i granat er ofte så innkapslet at de har beholdt sammensetningen de hadde da de ble dannet (Medaris *et al.* 2018). Amfibolkorn i eklogittmatriks er dannet under utviklingen av eklogittene, men senere enn granat og omfasitt (Lappin & Smith 1981; Jamtveit 1987). Mange eklogitter er helt eller delvis omdannet til amfibolitt (Carswell *et al.* 2003 og andre). Pyroksener og granater har ofte en korona av omvandlingsprodukter.

En systematisk gjennomgang av 170 analyser har gitt 22 forskjellige amfiboler fra eklogittbergartene (Tabell 1, slutten av denne artikkelen). Amfibolanalysene er normalisert og navnsatt i henhold til den nyeste amfibolnomenklaturen (Hawthorne *et al.* 2012) ved bruk av normaliseringsmetodikk publisert av Locock (2014). Resultatene er vist i Fig. 4, Fig. 5 og Fig. 6.

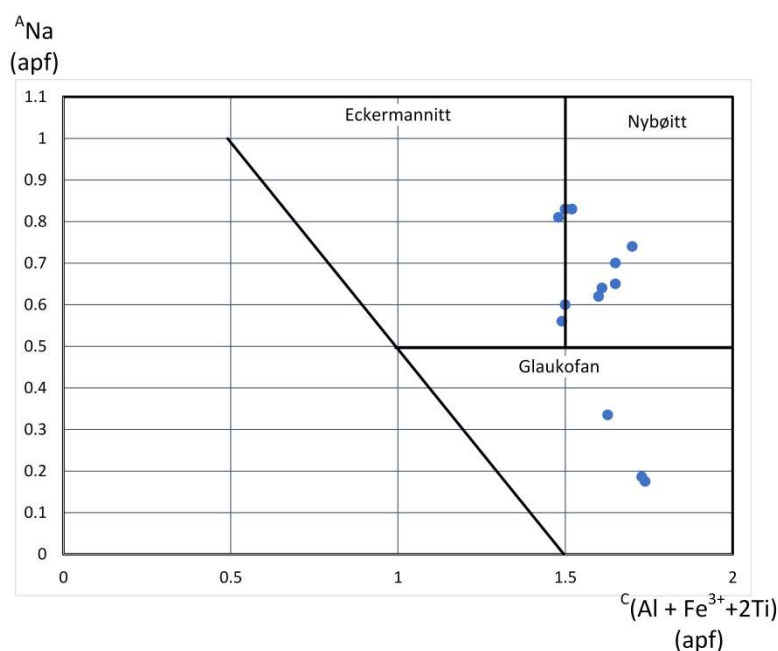
- De fleste amfibolene danner kontinuerlige serier med en rekke andre amfiboler, og den kjemiske sammensetningen er ofte nær midtpunktet mellom to eller flere mineraler. Det betyr at selv små variasjoner i analyseresultatene kan gi flere forskjellige amfibol-navn.
- Formlene er kalkulert, og vanlige feilkilder her er primært kalkulasjonen av Fe³⁺ som kan være opptil 30 % feil.



Figur 4. Plott av Ca-amfibol-sammensetninger fra vestre gneisregion. Analysene er plottet med $C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$ langs x-aksen og $A Na$ langs Y-aksen. Dette plottet viser hvilken rotnavngruppe en amfibol tilhører. Plottet er brukt av Hawthorne et al. (2012) i amfibolnomenklaturen for å vise grensene mellom rotnavngruppene.



Figur 5. Plott av Na-Ca-amfibol-sammensetninger fra vestre gneisregion. Analysene er plottet med $C(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$ langs x-aksen og $A Na$ langs Y-aksen. Dette plottet viser hvilken rotnavngruppe en amfibol tilhører. Plottet er brukt av Hawthorne et al. (2012) i amfibolnomenklaturen for å vise grensene mellom rotnavngruppene.



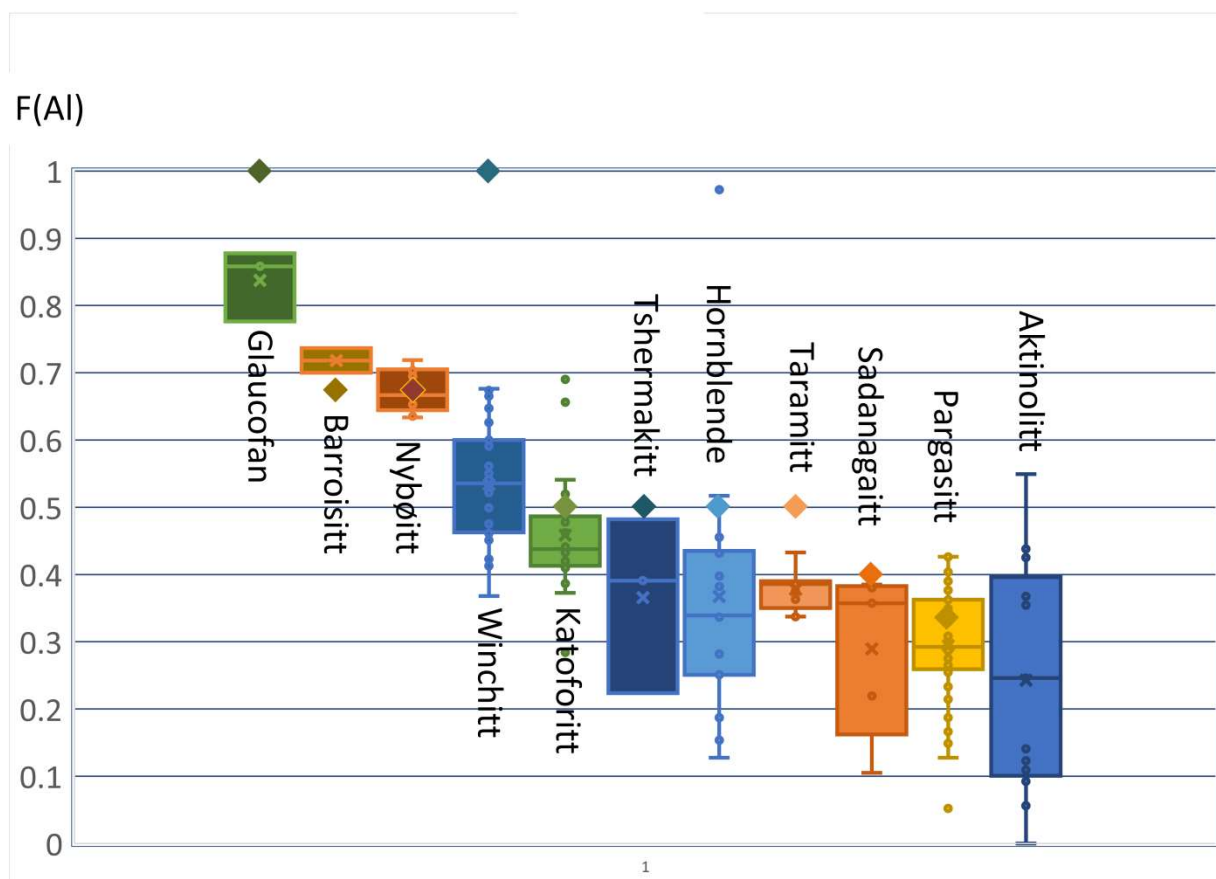
Figur 6. Plott av Na-amfibol-sammensetninger fra vestre gneisregion. Analysene er plottet med $C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ langs x-aksen og ^ANa langs Y-aksen. Dette plottet viser hvilken rotnavngruppe en amfibol tilhører. Plottet er brukt av Hawthorne et al. (2012) i amfibolnomenklaturen for å vise grensene mellom rotnavngruppene.

Diskusjon

Eklogittfacies starter ved så høye trykk at plagioklas ikke lenger er stabilt. Plagioklas og andre vanlige mineraler ved blåskifer-, amfibolitt- og granulittfacies erstattes i hovedsak med granat (almandin-pyrop) og omfasitt. Ved overgangen vil vannholdige mineraler (amfibol, glimmer, epidot og andre mineraler som inneholder (OH)-grupper) forsvinne og overgangen til eklogittfacies regnes generelt som en dehydrering av bergarten (Bucher & Grapes 2011). Hughes *et al.* (2021) fant ut at granat dannet fra en amfibol fra en før-eklogittisk amfibolitt ved overgangen til eklogittfacies vil frigjøre (OH)-gruppene fra amfibolen.

Vann er nødvendig for å sette i gang de kjemiske reaksjonene i overgangen til eklogittfacies (Svensen *et al.* 2001). Det er mange eksempler i den vestre gneisregionen på “tørre” bergarter som ikke er omdannet til eklogitt, selv om trykk og temperatur skulle tilsi dette (Mørk 1985; Carswell *et al.* 2003; Krabbendam *et al.* 2000). Det at vann bidrar til dannelsen av eklogitter gjør at små mengder (OH)-holdige mineraler, som forskjellige amfiboler, klinozoisitt og fengitt kan bli nydannet i eklogitter. Den kjemiske sammensetningen er annerledes i amfiboler som er dannet i eklogittfasen enn de opprinnelige før-eklogittiske amfibolene som igjen er forskjellig fra amfiboler dannet i omvandlede eklogitter etter granat og pyroksen.

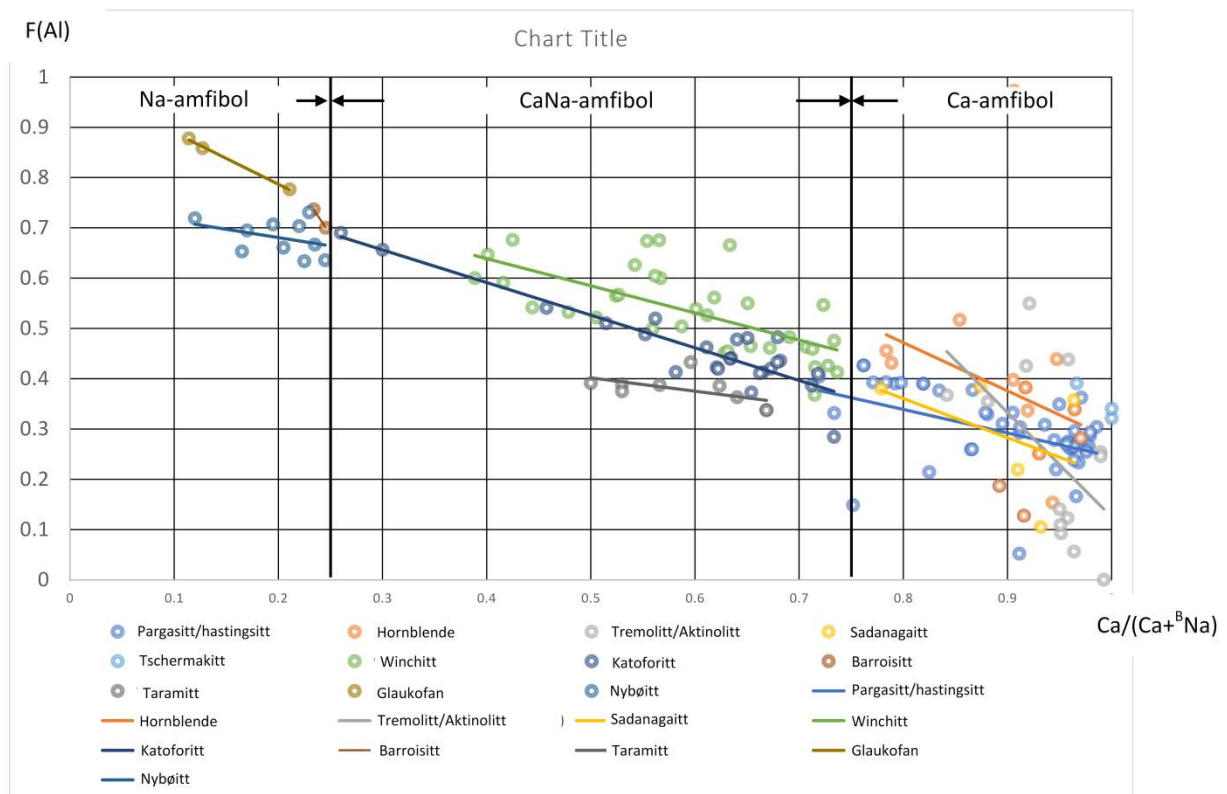
Endringene i den kjemiske sammensetningen av amfiboler fra før-eklogittiske bergarter, eklogitter og fra omvandlede eklogitter skulle derfor kunne si noe om endringer i trykk- og temperaturforhold gjennom hele den metamorfe syklusen i kontinentkollisjonen mellom Laurentica og Baltica. Smith (1982) etablerte en sammenheng mellom plasseringen av Al i amfibolmolekylet og forholdet mellom trykk og temperatur forholdene når amfibolen ble dannet: $f(\text{Al}) = ^C\text{Al}/(^C\text{Al} + ^T\text{Al})$ der $f(\text{Al})$ øker med økende trykk og minker med synkende trykk relativt til temperaturen (Fig. 7).



Figur 7. Boks-diagram som viser variasjonen i $f(\text{Al})$ (Y-aksen) for amfiboler fra VGR. Den fargede boksen viser verdiene som 50 % av analysene faller innenfor (for pargasitt, faller 50 % av analysene mellom 0.25 og 0.35). Den horisontale streken innenfor boksen viser gjennomsnittsverdien for $f(\text{Al})$ for hver amfibol rotnavngruppe. Den vertikale streken utenfor viser minimum og maksimumsverdiene for $f(\text{Al})$ for hver amfibol. Det er noen få analyser som faller utenfor minimum/maksimum verdien (fylte sirkler). Verdiene fra disse analysene avviker i så stor grad fra de resterende at de regnes som ugyldige i dette diagrammet. De ruterformede symbolene viser teoretisk $f(\text{Al})$ for en endepunkts analyse.

Modellen er ikke perfekt, og Oberti *et al.* (2003) diskuterte dens begrensinger, da spesielt hvordan (og til dels hvorfor) Ca/Na forholdet, Fe, F, silika- og vannmetning påvirker og til dels overstyrer Smiths $f(\text{Al})$ modell. Til tross for kompleksiteten har Braathen & Erambert (2014) brukt amfibol-sammensetninger, sammen med granat og glimmer for å bestemme trykk og temperaturforhold for de forskjellige metamorfe episodene i eklogitten i Engebøfjellet. Med ett unntak gir resultatene ved bruk av amfiboler sammenlignbare resultater som ved andre metoder. Smiths modell er også anerkjent som god tommelfingerregel (Oberti *et al.* 2007b) og fungerer bra for å forklare hvorfor Na-Ca-amfiboler ofte er dominerende i eklogitter.

Blåskifer er dannet ved høyt trykk og lav temperatur, noe som gir svært høy $f(\text{Al})$. Eklogitt er dannet ved høyt trykk og middels til høy temperatur (høy $f(\text{Al})$), og amfibolitt er dannet ved middels trykk-middels temperatur (middels $f(\text{Al})$). I en overgang fra blåskifer til eklogitt vil $f(\text{Al})$ synke.

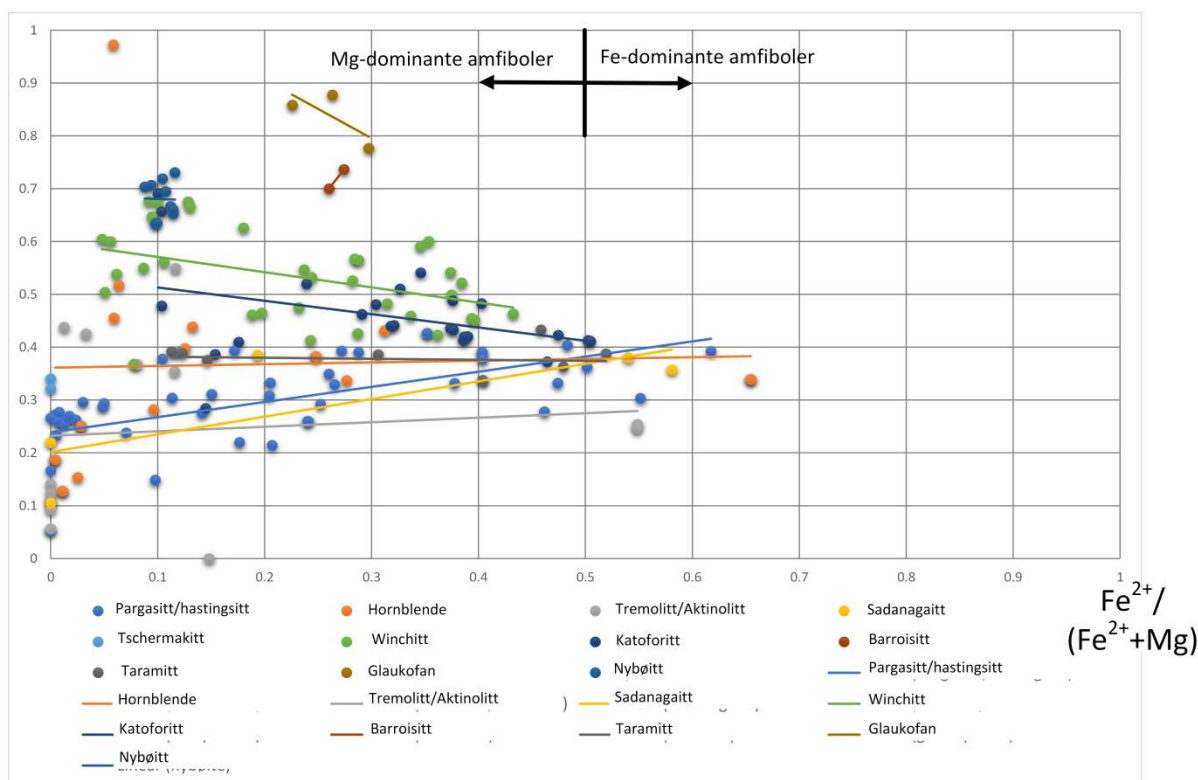


Figur 8. Plot av $f(\text{Al})$ på y-aksen mot $\text{Ca}/(\text{Ca} + {}^{\text{B}}\text{Na})$ på X-aksen. Åpne sirkler viser faktiske analyser, mens linjene viser gjennomsnittsverdier for de forskjellige rotnavngruppene. Plottene viser både den faktiske variasjonen av $f(\text{Al})$ og mer generiske trender. Det er en tydelig trend at $f(\text{Al})$ synker med økende Ca- innhold i amfibolen i VGR. Dette er relatert til substitusjonen ${}^{\text{B}}\text{NaSi} \leftrightarrow \text{Ca}^{\text{T}}\text{Al}$ der et økende Ca-innhold henger sammen med et økende ${}^{\text{T}}\text{Al}$ -innhold. Dette øker verdien «under streken» i $f(\text{Al})$, noe som fører til en lavere verdi for $f(\text{Al})$. Plottet viser også hvor vanskelig det er å benytte $f(\text{Al})$ for spesifikke analyser, ettersom det er relativt stor variasjon mellom enkeltanalyserne.

Amfibolen går fra glaukofan til winchitt/katoforitt/barroisitt i eklogittfacies og synke ytterligere til pargasitt/hornblende i retrograde amfibolitter (Oberti *et al.* 2003). For eklogitter dannet fra amfibolitt (som er vanlig i VGR) vil $f(\text{Al})$ først øke inn i eklogittfacies for deretter synke igjen ved omvandling av eklogitten (f.eks. fra pargasitt->katoforitt->pargasitt).

$f(\text{Al})$ reflekterer endringer i sammensetningen av amfibolene. Disse endringene er forklart ved substitusjoner. En av de viktigste koblede substitusjonene ved trykk og temperaturendringer mellom før-eklogitt, eklogitt og omvandlede eklogitter er ${}^{\text{B}}\text{NaSi} \leftrightarrow \text{Ca}^{\text{T}}\text{Al}$, der en overgang fra venstre mot høyre reduserer $f(\text{Al})$ og fra venstre mot høyre øker $f(\text{Al})$ (Fig. 8). Denne substitusjonen er styrende for overgangen mellom glaukofan $\rightarrow$ barroisitt $\rightarrow$ tschermakitt, for nybøitt $\rightarrow$ taramitt $\rightarrow$ sadanagaitt og mellom winchitt $\leftrightarrow$ magnesio-hornblende og mellom katoforitt $\leftrightarrow$ pargasitt. For alle disse overgangene er mineralet med høyest $f(\text{Al})$ listet først. Andre viktige substitusjoner eklogittbergartene i VGR er $\square\text{Si} \leftrightarrow {}^{\text{A}}\text{Na}^{\text{T}}\text{Al}$ (glaukofan $\leftrightarrow$ nybøitt, hornblende $\leftrightarrow$ pargasitt, winchitt $\leftrightarrow$ katoforitt) og ${}^{\text{B}}\text{Na}^{\text{C}}\text{Al} \rightarrow \text{CaMg}$ (taramite $\leftrightarrow$ pargasite, glaucophane $\leftrightarrow$ winchite). I tillegg er substitusjoner som $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$, $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ og $(\text{OH}) \leftrightarrow \text{F}$ vanlige (Fig. 9). Det er kombinasjonen av alle disse substitusjonene som gir så stor variasjon i sammensetningen av og trykk/temperaturstabiliteten til amfibolene i VGR.

F(Al)



Figur 9. Plot av $f(\text{Al})$ på y-aksen mot $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ på X-aksen. Selv om en økning i Fe^{2+} -innholdet i en amfibol ikke har en direkte sammenheng med $f(\text{Al})$ viser trendlinjene i dette plottet at en økende $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ kompliserer bruken av $f(\text{Al})$ og illustrerer dermed en av begrensningene listet av Oberti *et al.* (2003). Fylte sirkler er individuelle analyser. Linjer er gjennomsnittsverdier.

Relasjonen mellom glaukofan, nybøitt og taramitt er interessant og mye studert. Nybøitt danner en kontinuerlig serie med glaukofan og forholdet mellom dem er diskutert for både syntetiske (Pawley 1989; Welsh & Graham 1992; Howe *et al.* 2018) og naturlige amfiboler (Ungaretti *et al.* 1981; Oberti *et al.* 2003). Welsh & Graham (1992)) har fremstilt amfiboler i trykk/temperaturforhold i området 18-31 kbar/680-950 °C og fant mest glaukofanholdige amfiboler ved 30 kbar/800 °C og den mest nybøitt-rike amfibolen ved 21-24 kbar/800-850 °C. Den naturlige konklusjonen er at glaukofan går mot nybøitt ved trykk rundt 20 kbar og lik eller høyere temperatur enn det som er typisk for glaukofan (Howe *et al.* 2018). Dette er også støttet av $f(\text{Al})$, som er høyere for glaukofan enn for nybøitt. Det er bare to spørsmål til denne konklusjonen:

- 1) Nybøitt har omtrent den samme $f(\text{Al})$ som barroisitt. Hvorfor dannes nybøitt i stedet for barroisitt som er vanligere?
- 2) Nybøitt er stabil i eklogitter som har vært utsatt for ultrahøyt trykk (25-45 kbar) (Yamasaki *et al.* 2018). Oberti *et al.* (2007a) spekulerer i om nybøitt kan eksistere sammen med diamant, dette er i motsetning til resultatene fra syntetisk fremstilte nybøitter.

Det synes som om nybøitt kun dannes i bergarter som er rikere på Na og Al enn «normale» eklogitter (Yamasaki *et al.* 2018; Oberti *et al.* 2007a), og at det er bergartskjemien som styrer hvorvidt det er nybøitt eller Na-Ca amfiboler som dannes. Yamasaki *et al.* (2018) beskriver dette som et enten-eller-forhold. Dersom nybøitt er tilstede, så finnes ikke barroisitt eller katoforitt og omvendt. Et "normalt" glaukofan- utgangspunkt (basalt eller gabbro) vil i naturen gi en Na-Ca-amfibol som barroisitt ved

overgangen til eklogittfacies. En gjennomgang av Na-Ca-amfiboler er gitt av Revheim (2020b). Siden nybøitt krever et annet kjemisk utgangspunkt enn «vanlig» glaukofan, vil syntetisk nybøitt ha blitt dannet under andre forutsetninger enn naturlig nybøitt. Endrede kjemiske forutsetninger for utgangspunktet vil også gi endringer i trykk/temperatur-stabiliteten for resultatene, noe som kan besvare begge spørsmålene over.

Fra de fleste lokalitetene hvor taramitt er funnet, er det en åpenbar antagelse at taramitt er dannet som et omvandlingsprodukt av nybøitt (Ungaretti *et al.* 1981; Oberti *et al.* 2003; Oberti *et al.* 2007a) i overgangen fra eklogittfacies til amfibolittfacies.

Sadanagaitt er det teoretiske endeledet i serien nybøitt-taramitt-sadanagaitt (${}^B\text{NaSi} \rightarrow \text{Ca}^T\text{Al}$) (Oberti *et al.* 2007a). Selv om tre analyser fra VGR gir mineraler i sadanagaitt-rotnavngruppe, er det ingenting som tyder på at de har blitt dannet via denne serien. Ingen av de tre lokalitetene hvor sadanagaitt-mineraler har blitt identifisert er spesielt Na-rike og en omvandling av taramitt ved lavere trykk og temperatur vil mer sannsynlig ende opp som pargasitt gjennom substitusjonen ${}^B\text{Na}^C\text{Al} \rightarrow \text{CaMg}$. Sadanagaitt er den amfibolen med høyest Al-innhold og regnes primært som en amfibol som finnes i bergarter ved høy temperatur/moderate trykk (Shimazaki *et al.* 1984). Det er interessant at sadanagaitt rotnavn-amfiboler er identifisert fra tre forskjellige lokaliteter i VGR og både som inneslutning i granat og i omvandlede eklogitter. Riktignok vil ferro- og ferri-sadanagaite være stabile ved lavere trykk og temperaturforhold enn sadanagaitt, men en såpass sjelden amfibol med «ekstrem» komposisjon bør kunne gi viktig informasjon om forholdene den ble dannet under.

Konklusjoner

I de metamorfe bergartene i VGR har amfiboler blitt dannet gjennom hele den metamorfe syklusen via subduksjon og heving av Baltica kontinentplaten. Amfibolene viser en generell trend i sammensetning fra Ca- eller Na-pre-eklogittamfiboler via Na-Ca-amfiboler i eklogittfacies til Ca-amfiboler i post-eklogittbergarter. Til tross for denne generelle trenden er det en stor variasjon i den kjemiske sammensetningen av amfibolene basert på lokal kjemi i miljøet amfibolene ble dannet.

En konsekvens av dette er at det er svært komplisert å benytte amfiboler til petrografisk og geologisk analyse til tross for det store antallet amfiboler som er analysert. Arbeidet til Braathen & Erambert (2014) på eklogittene i Engebøfjellet, og arbeidet til Ungaretti *et al.* (1981) og Oberti *et al.* (2002, 2007a) har gjort på taramitt og nybøitt viser at det er mulig å bruke amfiboler til å få ytterligere kunnskap om de metamorfe prosessene og forholdene under kontinentkollisjonen mellom Baltica og Laurentia. Dette vil imidlertid kreve analyser ikke bare av amfibolene, men også andre mineraler dannet under samme forhold.

Det synes mulig at systematisk arbeid på amfiboler i VGR vil kunne gi mer kunnskap ikke bare om berggrunnen i VGR, men også mer generelt om hvordan amfiboler kan brukes i forskning på eklogitter.

Referanser

- Anderson, E.D. & Moecher, D.P. (2007): Omphacite breakdown reactions and relation to eclogite exhumation rates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **154**, 253-277.
- Apeiranthiti, D. (2016): *An investigation of the metamorphic evolution of the Kvalvika garnet peridotite body, Flemsøya, Nordøyane, WGR, SW Norway*. Master thesis, Utrecht University. 67 pp.

- Beyer, E.E., Griffin, W.L. & O'Reilly, S.Y. (2006): Transformation of Archaean lithospheric mantle by refertilization: evidence from exposed peridotites in the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Petrology* **47**, 1611-1636.
- Braathen, A. & Erambert, M. (2014): Structural and metamorphic history of the Engebøfjellet Eclogite and the exhumation of the Western Gneiss Region, Norway. *Norwegian Journal of Geology* **94**, 53-76.
- Brueckner, H.K., Carswell, D.A., Griffin, W.L., Medaris Jr, L.G., van Roermund, H.L.M. & Cuthbert, S.J. (2010): The mantle and crustal evolution of two garnet peridotite suites from the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides: an isotopic investigation. *Lithos* **117**, 1-19.
- Bucher, K. & Grapes, R. (2011): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media. 441 pp.
- Carswell, D.A., Harvey, M. & Al-Samman, A. (1983). The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. *Bulletin de Minéralogie* **106**, 727-750.
- Carswell, D.A., Krabbendam, M., Cuthbert, S.J., Eide, E.A., Brueckner, H.K. & Medaris Jr, L.G. (2003): Guidebook to the field excursions in the Nordfjord-Stadlandet-Almklovdalen area. *Norges Geologiske Undersøkelse Report* **2003-56**. 137 pp.
- Engvik, A.K. & Andersen, T.B. (2000): Evolution of Caledonian deformation fabrics under eclogite and amphibolite facies at Vardalsneset, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 241-258.
- Eskola, P. (1921): On the eclogites of Norway. *Videnskapsselskapets Skrifter, I, Matematisk-Naturvidenskabelig Klasse* **1921** **8**, 1-118.
- Hacker, B.R., Andersen, T.B., Johnston, S., Kylander-Clark, A.R., Peterman, E.M., Walsh, E.O. & Young, D. (2010): High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. *Tectonophysics* **480**, 149-171.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. & Welch, M.D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* **97**, 2031-2048.
- Howe, H., Pawley, A.R., & Welch, M.D. (2018): Sodium amphibole in the post-glaucophane high-pressure domain: The role of eckermannite. *American Mineralogist* **103**, 989-992.
- Hughes, L., Cuthbert, S., Quas-Cohen, A., Ruzié-Hamilton, L., Pawley, A., Droop, G. & Burgess, R. (2021): Halogens in eclogite facies minerals from the Western Gneiss Region, Norway. *Minerals* **11**, 760.
- Jamtveit, B. (1987): Metamorphic evolution of the Eiksunddal eclogite complex. Western Norway, and some tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 82-99.
- Krabbendam, M., Wain, A. & Andersen, T.B. (2000): Pre-Caledonian granulite and gabbro enclaves in the Western Gneiss Region, Norway: indications of incomplete transition at high pressure. *Geological Magazine* **137**, 235-255
- Lappin, M.A. & Smith, D.C. (1981): Carbonate, silicate and fluid relationships in eclogites, Selje district and environs, SW Norway. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **72**, 171-193.

- Locock, A.J. (2014): An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences* **62**, 1-11.
- Medaris Jr, L.G., Brueckner, H.K., Cai, Y., Griffin, W.L. & Janák, M. (2018): Eclogites in peridotite massifs in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides: Petrogenesis and comparison with those in the Variscan Moldanubian Zone. *Lithos* **322**, 325-346.
- Mørk, M.B.E. (1985): A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunnmøre, western Norway. *Chemical Geology* **50**, 283-310.
- Oberti, R., Boiocchi, M. & Smith, D.C. (2003): Fluoronyböite from Jianchang (Su-Lu, China) and nyböite from Nybø (Nordfjord, Norway): a petrological and crystal-chemical comparison of these two high-pressure amphiboles. *Mineralogical Magazine* **67**, 769-782.
- Oberti, R., Boiocchi, M., Smith, D.C. & Medenbach, O. (2007a): Aluminotaramite, aluminomagnesirotaramite, and fluoro-alumino-magnesirotaramite: Mineral data and crystal chemistry. *American Mineralogist* **92**, 1428-1435.
- Oberti, R., Hawthorne, F.C., Cannillo, E. & Cámara, F. (2007b): Long-range order in amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **67**, 125-171.
- Oberti, R., Cannillo, E. & Toscani, G. (2012): How to name amphiboles after the IMA2012 report: rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles. *Periodico di Mineralogia* **81**, 257-267.
- Pawley, A.R. (1989): *Experimental studies of the structure, stability and thermochemistry of amphiboles in the systems Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and Na₂O-CaO-MgO-SiO₂-H₂O*. Doctoral dissertation, University of Edinburgh, 214 pp.
- Revheim, O. (2020a): *The amphibole supergroup. Figures*.
<https://www.mindat.org/article.php/3934/The+Amphibole+Supergroup> [lest aug. 2022]
- Revheim, O. (2020b): Sodium-calcium amphibole subgroup.
<https://www.mindat.org/article.php/3966/Sodium-Calcium+Amphibole+Subgroup> [lest aug. 2022]
- Revheim, O. (2022a): The UHP Western Gneiss Region, Norway, part I: Eclogite facies and geologic setting,
<https://www.mindat.org/article.php/4329/The+UHP+Western+Gneis+Region%2C+Norway%2C+part+I%3A+Eclogite+facies+and+geologic+setting> [lest aug. 2022]
- Revheim, O. (2022b): The UHP Western Gneiss Region, Norway, part II: Eclogite facies HP/UHP rocks,
<https://www.mindat.org/article.php/4330/The+UHP+Western+Gneis+Region%2C+Norway%2C+part+II%3A+Eclogite+facies+HP+UHP+rocks> [lest aug. 2022]
- Revheim, O. (2022c): The UHP Western Gneiss Region, Norway, part III: Some localities.
<https://www.mindat.org/article.php/4351/The+UHP+Western+Gneis+Region%2C+Norway%2C+part+III%3A+Some+localities> [lest aug. 2022]
- Shimazaki, H., Bunno, M. & Ozawa, T. (1984): Sadanagaite and magnesio-sadanagaite, new silica-poor members of calcic amphibole from Japan. *American Mineralogist* **69**, 465-471.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Banks, D.A. & Austrheim, H. (2001): Halogen contents of eclogite facies fluid inclusions and minerals: Caledonides, western Norway. *Journal of Metamorphic Geology* **19**, 165-178.

- Tropper, P., Manning, C.E., Essene, E.J. & Kao, L.S. (2000): The compositional variation of synthetic sodic amphiboles at high and ultra-high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **139**, 146-162
- Ungaretti, L., Smith, D. & Rossi, G. (1981): Crystal-chemistry by X-ray structure refinement and electron microprobe analysis of a series of sodic-calcic to alkali-amphiboles from the Nybö eclogite pod, Norway. *Bulletin de Minéralogie* **104**, 400-412.
- Yamasaki, S., Nakamura, D. & Hirajima, T. (2018): Amphibole in UHP eclogite from the Sulu region, eastern China. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* **113**, 135-151.
- Welch, M.D. & Graham, C.M. (1992): An experimental study of glaucophanic amphiboles in the system Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-SiF₄ (NMAF): some implications for glaucophane stability in natural and synthetic systems at high temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 248-259.