

Alf Olav Larsen og Torfinn Kjærnet (red.)

# Norsk mineralsymposium 2017



# **Norsk mineralsymposium**

## **2017**

Redigert av

Alf Olav Larsen og Torfinn Kjærnet

Stathelle 2017

## **Norsk mineralsymposium 2017**

Redaksjon: Alf Olav Larsen og Torfinn Kjærnet

ISBN: ISBN 978-82-690027-2-0

Trykk: Lasertrykk.no AS, Oslo

Bestilling: Torfinn Kjærnet, Krabberødstrand terrasse 11, 3960 Stathelle (torfinn2@online.no)

Pris: kr. 150 + porto

### **Forsidebilde:**

Gadolinitt fra Igletjønn, Hidra. Utsnitt av den samme stoffen som ble fotografert av Jens Omvik ca. 1913, se artikkel s. 29, hvor denne stoffen er vist i Fig. 5 A.

Samling: Gunnar Helvig Hansen

Foto: Øivind Thoresen

## **Forord**

Det er med glede vi kan presentere årets publikasjon fra Norsk mineralsymposium, som ble avholdt i Langesund den 20.-21. mai 2017. Mange forfattere har bidratt med interessante artikler om norsk og internasjonal mineralogi. Det ble avholdt en workshop om mineraifotografering under ledelse av Øivind Thoresen.

Symposiet i år ble arrangert av Peter Andresen, Svein Arne Berge, Henrik Friis, Torfinn Kjærnet, Alf Olav Larsen, Knut Edvard Larsen og Øivind Thoresen.

Vi takker alle bidragsyttere og deltagere for at symposiet kan bli et vellykket arrangement, og vi håper at det kan videreføres også i fremtiden. Imidlertid vil det være naturlig etter hvert å justere både form og innhold.

## **Innholdsfortegnelse**

<i>Alf Olav Larsen, Fred Steinar Nordrum &amp; Jörgen Langhof</i> Berylliummineraler fra Langøy, Kragerø	5
<i>Alf Olav Larsen &amp; Arne Åsheim</i> Pegmatittene på Vætingheia, Fyresdal	17
<i>Gunnar Helvig Hansen</i> Jens Omvik og hans notater om gadolinit fra Hidra	29
<i>Gunnar Raade</i> Magnesite deposits at Modum – how did they form?	37
<i>Øyvind Sunde, Henrik Friis &amp; Tom Andersen</i> Variasjon i kjemisk sammensetning av wöhleritt: en mulig petrologisk indikator på pegmatittsmelten	57
<i>Frode Andersen</i> Pegmatittganger og mineraler på Hoftøya og Langøya ved Færder i ytre Oslofjord.	69
<i>Alf Olav Larsen, Holly J. Stein, Judith L. Hannah &amp; Aaron Zimmerman</i> Re-Os ages for molybdenites from the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, Oslo Rift, south Norway	77
<i>Kåre Kullerud, Jana Kotková &amp; Radek Škoda</i> Selenium-bearing minerals from the Kongsberg Silver Deposit	85
<i>Jon Erik Eriksen</i> Mineralforekomster i Harstad og omegn anno 2016/2017, en oppdatering	91
<i>Heine Buus Madsen</i> The mineralization and operation of the Nalunaq Gold Mine, Southern Greenland	103
<i>Knut Edvard Larsen</i> Noen funn av mineraler i Norge 2016-2017	109
<i>Alf Olav Larsen, Knut Edvard Larsen og Roy Kristiansen</i> Mineralogia Norvegica	117

# Berylliummineraler fra Langøy, Kragerø

Alf Olav Larsen<sup>1</sup>, Fred Steinar Nordrum<sup>2</sup> og Jörgen Langhof<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Bamseveien 5, 3960 Stathelle (alf.olav.larsen@online.no)

<sup>2</sup>Steenstrups gate 27, 3616 Kongsberg (fred.steinar@gmail.com)

<sup>3</sup>Naturhistoriska riksmuseet, Box 50007, S-104 05 Stockholm, Sverige (jorgen.langhof@nrm.se)

## Introduksjon

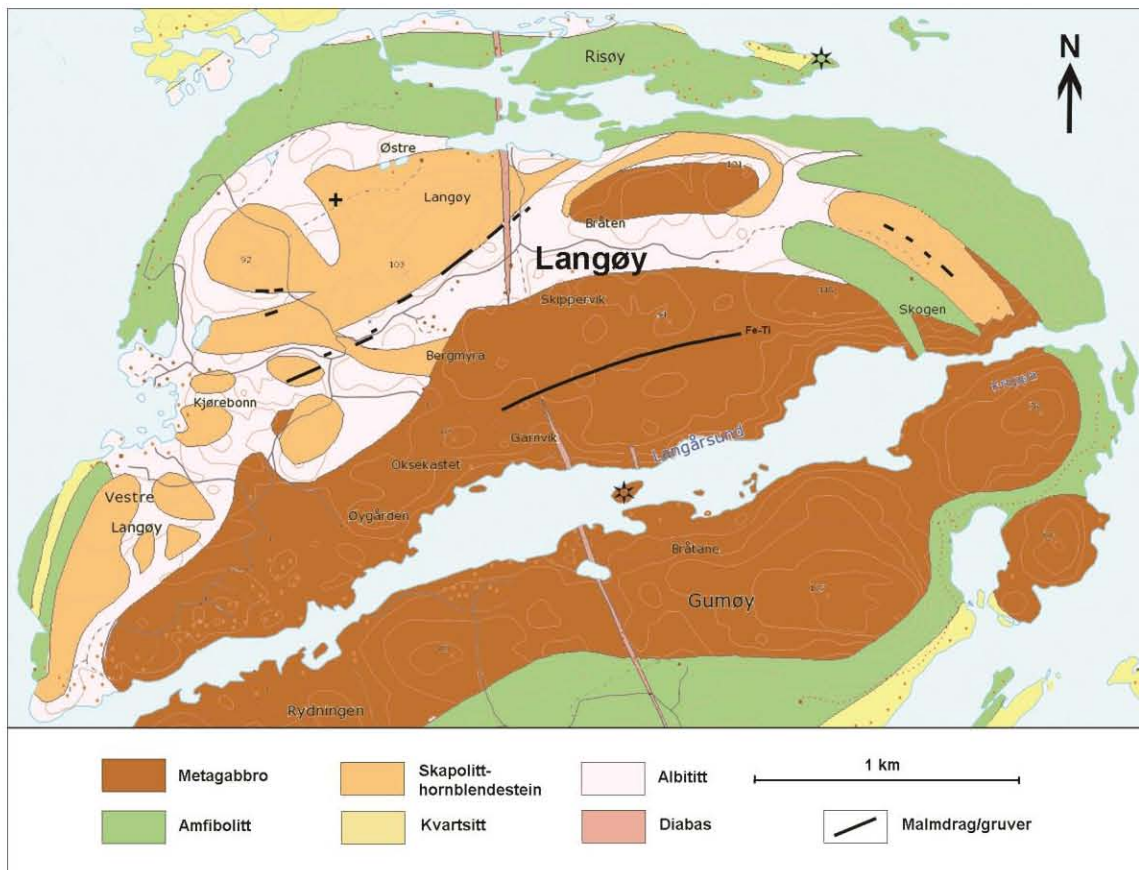
I den omfattende artikkelen om «*Jernertsernes Forekomst ved Arendal, Næs og Kragerø*» av Kjerulf og Dahll (1861) ble det kort nevnt (s. 326) at «*Paa et Sted (ved Kirkegaarden) sees desuden smaa smukke Rutilkrystaller samt grøn Bergl* (sic! skal være beryl). Innholdet i denne notisen har blitt gjentatt av Vogt (1918) og Brøgger (1934). Det har blitt hevdet at dette er beryllvarianten smaragd og mange mineralsamlere har lett etter forekomsten. Så vidt vites er det ingen som med sikkerhet har gjenfunnet stedet og derved ei heller smaragd.

I nyere tid har gamle stuffer av beryll fra Langøy vist seg å inneholde mer enn bare beryll. Meget vakker bertranditt og mikrokrystaller av bazzitt har kommet fram ved å løse opp kalsitt fra en stuff. Denne artikkelen vil presentere området på Langøya hvor beryllen kan ha blitt funnet samt dokumentere de ulike mineralene i paragenesen.

## Geologiske forhold

Den sentrale delen av Langøy og Gumøy er dominert av et 4 km<sup>2</sup> stort metagabbromassiv som har intrudert eldre lagrekker av sandstein (nå kvartsitt) og basiske vulkanitter (nå amfibolitt). Metagabbromassivet strekker seg som en oval enhet langs begge sider av Langåresund. Det opprinnelige gabbromassivet har gjennomgått en betydelig omvandling og består nå av en skapolitt-hornblende-bergart. En ca. 1 km lang, smal sone av stedvis relativt rik ilmenittmalm strekker seg fra Nygård og østover Geiteryggåsen. Denne malmsonen er sannsynligvis av magmatisk opprinnelse dannet samtidig med gabbrointrusjonen. Ved Langåresund opptrer breksjerte partier og slepper med glidespeil. Det er tydelig at disse tektoniske påvirkningene har bidratt til at dagens Långåresund ble en svakhetszone som under siste istid lettere ble erodert enn den mer massive metagabbroen og derved ble et naturlig skille mellom Langøy og Gumøy.

På Langøy er metagabbromassivet omgitt av en 500 - 1000 m bred sone av albittiserte, skapolittiserte og breksjerte bergarter (Fig. 1). Det er ingen skarp grense mellom metagabbro og de omgivende bergartene. Albittisering, breksjering, skapolittisering, intrusjon av mindre kropper av en finkornet gabbroid bergart, granittpegmatitter og gjennomsettende diabasganger tilhører episoder som har funnet sted etter gabbromassivets intrusjon. Karakteristisk for Langøy er opptreden av jernmalmarer (dels magnetittimpregnasjon, dels karbonat/magnetittårer) som opptrer i skapolitt-hornblendebergarten som danner en bred bué utenfor det sentrale metagabbromassivet. Disse jernmalmarerene har vært gjenstand for en utstrakt gruvedrift i perioder fra 1647 og fram til 1966. Tilsvarende malmarer opptrer også på Gumøy. En kronologisk oversikt over bergverksdriften på Langøy er kort sammenstilt av Berg & Nordrum (1985). De geologiske forholdene på Langøy har vært undersøkt og diskutert bl.a. av Vogt (1918), Brøgger (1934) og Wiik (1962).



**Fig. 1.** Geologisk kart over Langøy og deler av Gumøy. Kun de viktigste malmdragene er vist. Beryllforekomsten skal være nær kirkegården som er angitt med et kors på nordvestsiden av Langøy. De geologiske grensene er vesentlig fra NGU nasjonal berggrunndatabase 1:50 000.

## Forekomsten

Kjerulf & Dahll (1861) anga at beryllforekomsten skulle ligge ved kirkegården på Langøy. Kirkegården ble anlagt av Peder Anker i 1805. Det var imidlertid ingen mer spesifikk stedsangivelse for forekomsten, men det er grunn til å anta at funnet har kommet for dagen ved skjerping eller gruvedrift. Da er det mest naturlig å tenke på malmdraget og graven som kalles Rødløgen (Fig. 4). Den ligger like i nærheten av kirkegården, nærmest parallelt med veien som går forbi kirkegården og fram til skolehuset og Østre Langøy gård. Rødløgen gruve ligger umiddelbart i veikanten ca. 125 m vest for kirkegården. I dag er dette en delvis gjenrast synk som er par meter dyp (Fig. 2). På motsatt side av veien er det foretatt litt skjerpevirksomhet i form av noen grunne sprengninger. I moderne tid har det vært foretatt grundige søk i terrenget for om mulig å finne beryll, men uten resultat. Kjerulf & Dahll (1861) nevnte at beryllen opptrer sammen med vakre, små rutilkrystaller. Stuffer med mørkt rødbrune rutilkrystaller ble for flere tiår siden funnet ved krysset hvor veien til kirkegården tar av fra Bjelvikveien, omkring 250 m sydvest for kirkegården (Fig. 3). Her opptrer en sterkt brekksjert skapolitt-hornblendestein rik på druser med kvarts, feltspat og kloritt og i sjeldne tilfeller rutil. Drusene er ofte fylt med karbonater (kalsitt og ankeritt). Ved overflateforvitring blir de jernholdige karbonatene omdannet til en rødbrun leire som dominerer området bergartoverflate. Funnet med rutilkrystaller kan være en indikasjon på at beryllforekomsten muligens kan ha vært i dette området. Men, inntil noen gjenfinner beryll vil den nøyaktige lokaliteten forbli ukjent.



*Fig. 2. Rødlogen gruve. Veien til kirkegården sees i høyre side av bildet.*



*Fig. 3. Veiskjæringen ved Bjelvikveien, nær veikrysset mot kirkegården. Dette er stedet hvor det tidligere ble funnet velutviklede rutilkrystaller.*





**Fig. 4.** Utsnitt av et kart som ble tegnet av Asmundsen i 1813 og fremlagt av Tellef Dahll ved en utmålsforretning i 1873. Kirkegården sees i øvre del av kartet. Malmdraget «Rødløgens Opmaaling» går parallelt veien til kirkegården og L7 angir Rødløgen gruve. Rutenettet angir tønner land og horisontal lengde av en rute er ca. 85 m. NGU Bergarkivet K2592.

## Mineralene

### Generell paragenese

Stoffene med beryll består av en mørk og ganske tett og massiv bergart med knoller av subhedrale, smaragdgrønne beryllkrystaller opptil 8 x 7 cm store. PXRD-analyse av bergarten viser at den hovedsakelig består av kloritt med mindre mengder kvarts, kalsitt, mikroklin og bertranditt. Av makroskopiske mineraler er det observert innvokste, mørkerøde til røde krystaller av rutil (<3 mm), kvarts som masser og delvis utviklet som krystaller mot hulrom som er fylt med hvit, grovkrySTALLIN kalsitt. Denne kalsitten er stedvis naturlig etset vekk. Dette kan tyde på at stoffene er tatt nær markoverflaten. I den største prøven på Naturhistoriska riksmuseet (NRM #56:0001) er det observert bertranditt. Beryll sitter aldri i direkte tilknytning til de kalsittfylte hulrommene, men derimot alltid helt innesluttet i den mørke bergartsmassen.

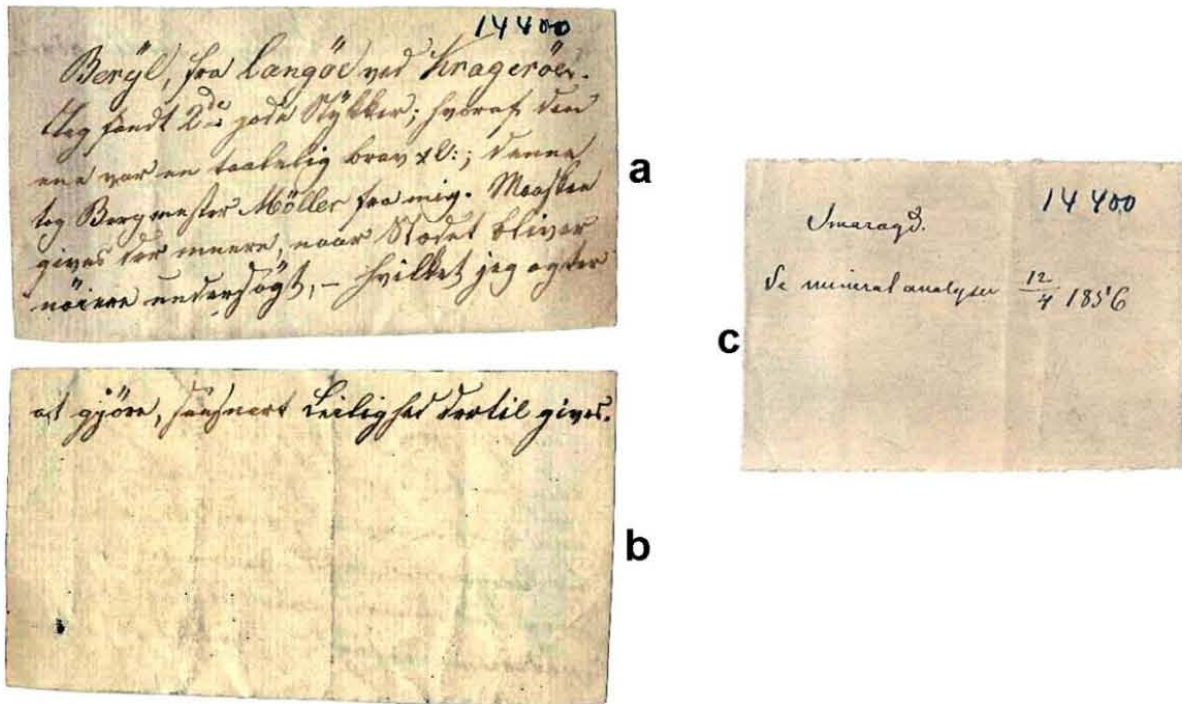
Beryll,  $Be_3Al_2Si_6O_{18}$

NRM har 5 stuffer med beryll fra Langøy:

Stoff NRM #LK4612 er anskaffet (ved kjøp/bytte) fra Wiborg, men ukjent år. Stoffen måler 4 x 2,5 cm og har en trykt etikett (Fig. 6).

Stoff NRM #g14400 er den eldste stoffen, sannsynligvis anskaffet i 1855 (ved kjøp/bytte) fra Samuel Wiborg (1793-1861), som var mineralhandler i Brevik og svoger til den mer kjente mineralog og prest Hans Morten Thrane Esmark. Wiborgs originaletikett er vist i Fig. 5a,b, hvor han med en bitter undertone skriver at bergmester Nikolai Benjamin Møller tok fra ham en god beryllstuff. Samtidig antydte han at det antagelig kunne være mer materiale å finne. Dette skulle Carl Gustav Mosander (1797-1858, intendent ved Mineralogiska avdelingen, NRM i perioden 1841-1858) erfare ved et besøk

året etterpå. Prøven ble analysert av Mosander den 12. april 1856 som da tilførte stoffen en ny, ekstra etikett (Fig. 5c).



**Fig. 5.** Venstre side: Wiborgs etikett (a: forside, b: bakside) til prøve NRM #g14400. Teksten lyder: «Beryl, fra Langöe ved Krageröen. Jeg fandt 2<sup>de</sup> gode Stykker; hvoraf den ene var en taalelig brav xl.; denne tog Bergmester Möller fra mig. Maaskee gives der meere, naar Stædet bliver nærmere undersøgt, - hvilket jeg agter at gjøre, saasnart Leilighed dertil gives.»

Høyre side: Mosanders etikett (c) til samme stoff med tekst: «Smaragd. Se mineral analysen 12/4 1856»



**Fig. 6.** Etiketter for de tre stoffene som ble innsamlet av Mosander i juli 1856, samt Wiborgs trykte etiketten for stoff LK4612.

Stuff NRM #56:0001 (tidligere #LK4609) er den største stoffen (14 x 11 cm) (Fig. 7). Stuff NRM #56:0002 (tidligere #LK4610) er 7 x 8 cm. Stuff NRM #56:0003 (tidligere #LK4611) er 7 x 7 cm. Samtlige stuffer har originaletiketter skrevet av Mosander (Fig. 6). De tre stoffene NRM #560001-560003 ble innsamlet av Mosander ved et besøk i Kragerø i juli 1856. Dette er dokumentert i ”*Journal vid Riks-musæi Mineralogiska Afdelning*” av Mosander, s. 114 (NRM sitt arkiv): *Under julii månad besökte Intendenten Kragerö och der efter öarne i trakten af Brevig under hvilken excursion mineralier insamlades och hemfördes....*”



**Fig. 7.** Beryll (var. smaragd) fra Langøy (NRM #56:0001, samlet av Mosander i juli 1856.  
Foto: A.O. Larsen.

Geologisk Museum i Oslo har én stoff (k.nr. 31537) av beryll fra Langøy. Stoffen er 5-6 cm stor og veier 116 g. Det er et grovt krystallfragment og langs den ene siden er det en del av en krystallflate. Beryllen er grønn og delvis transparent. Det er ingen informasjon om opprinnelse for denne stoffen.

I forbindelse med datainnsamling til en artikkel om mineralene i Sulitjelma gjennomgikk Fred Steinar Nordrum NRM sitt mineralmagasin (Nordrum 2004a,b). Han observerte en eske med 5-6 stuffer som var merket "Smaragd, Langø, Kragerø". Dette ble fortalt til Vegard Evja, som videreførte

opplysningen til Arnfinn Juliussen. Juliussen dro umiddelbart til Stockholm hvor han fikk byttet til seg en av stoffene, med gersdorffitt som motytelse. Stoffen med gersdorffitt stammet fra Vegard Evja, som derfor fikk anledning til å overta stoffen med beryll. Evja beholdt stoffen et par år, men den ble deretter overlatt til Bjørn Skår. På stoffen var det et område med kalsitt. Skår etset bort kalsitten med saltsyre og blottla derved en druse med mikrokrystaller (Fig. 8). Han beholdt noe løsmateriale etter syrebehandlingen, men overlot hovedstoffet til Nordrum. Mikrokrystaller på druserommene ble undersøkt av Alf Olav Larsen, som identifiserte bertranditt (PXRD) og bazzitt (SEM/EDS).



**Fig. 8.** Druserommet som ble syret frem og hvor de sekundære berylliummineralene ble blottlagt. Bildet viser kvarts- og bertrandittkrystaller samt grønnlig kloritt. Bildebredde ca. 4 cm. Samling: A.O. Larsen. Foto. G. Jenssen.

Det har tidligere vært antydnet at den grønne beryllen fra Langøy er en smaragd, men uten at dette er verifisert. Smaragd er per definisjon en beryll hvor de kromofore elementene er Cr og/eller V gir en intens grønn farge, mens Fe bidrar til et blålig tone. En kjemisk analyse ble derfor utført ved at en bit av den grønne beryllen ble oppløst med en blanding av H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, HF og HNO<sub>3</sub> i lukket system i mikrobølgeovn og utvalgte elementer ble bestemt med ICP-OES. Som det framgår av resultatene i Tabell 1 er konsentrasjonen av både Cr og V innenfor intervallet av konsentrasjoner for disse elementene i verdens mest kjente smaragder (Le 2008). Dette viser at beryllen fra Langøy er en ekte smaragd.

**Tabell 1.** Partiell kjemisk analyse (angitt i ppm) av beryll fra Langøy sammenlignet med intervaller av elementkonsentrasjoner for 27 smaragder fra 13 ulike lokaliteter (Syd-Amerika, Europa, Afrika, Asia) (Le 2008).

	Langøy	Le (2008)
Sc	<5	10 - 660
V	248	110 - 820*
Cr	1077	60 - 4240
Mn	7	3 - 380
Fe	5210	20 - 8930
Ni	<5	<10 - 175
Cu	7	(ikke angitt)
Zn	5	(ikke angitt)

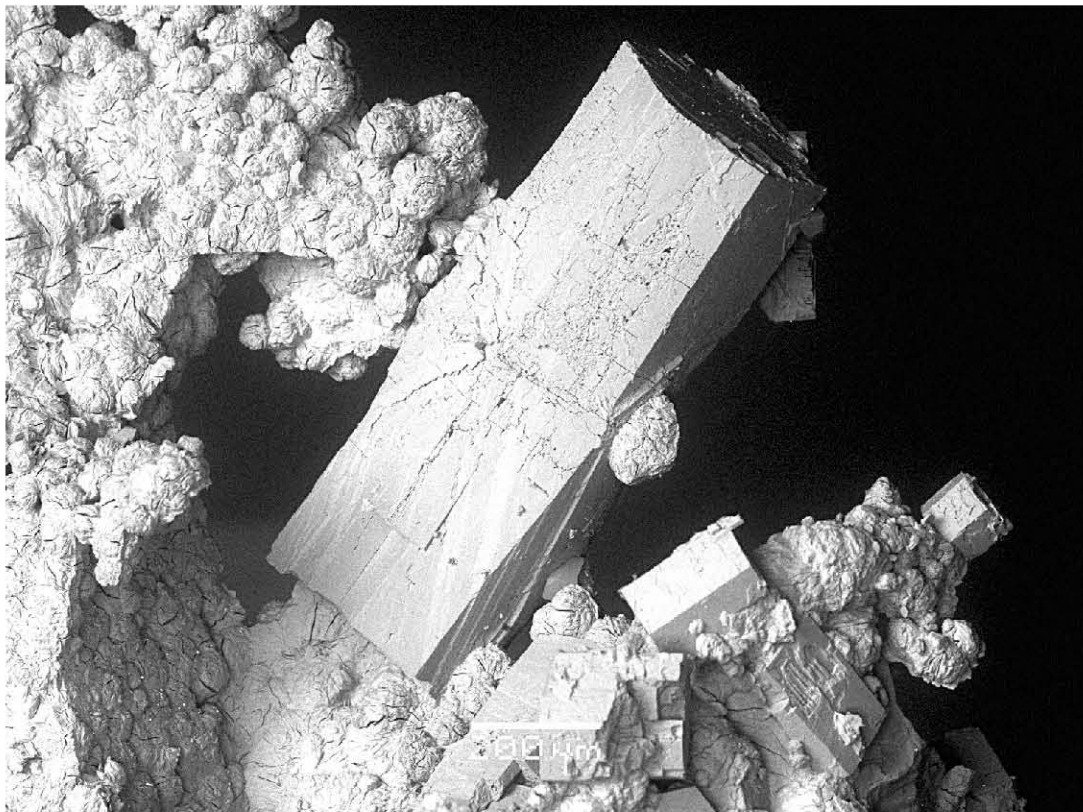
\* En smaragd (Kina) viste 5870 ppm V.

Bazzitt,  $Be_3Sc_2Si_6O_{18}$

Bazzitt er observert som en stor sjeldenhet i det utsyrede druserommet i den ene stoffen som er omtalt ovenfor. Mineraliet opptrer som lyseblå, heksagonale prismer opptil 1 mm lange (Fig. 9, 10). Aksessoriske mineraler er bertranditt og kloritt.



**Fig. 9.** En heksagonal krystall av bazzitt sammen med vannklar bertranditt og lysegrønne kuler av kloritt. Mineraliet er syret ut av kalsitt, se teksten. Bildebredde 2 mm. Samling: Bjørn Skår. Foto: O.T. Ljøstad.



**Fig. 10.** SEM-foto av bazzitt fra Langøy. Krystallen er 0,8 mm lang. Aksessoriske mineraler er bertranditt (nedre del av bildet) og kuleformede aggregater av kloritt. Samling: Fred Steinar Nordrum. SEM-foto: A.O. Larsen.

*Bertranditt,  $Be_4Si_2O_7(OH)_2$*

Bertranditt ble observert relativt rikelig i druserommet i stoffen som ble syrebehandlet. Mineralet opptrer som aggregater av vannklare, tykke tavler opptil 2 mm lange (Fig. 11, 12). Bertranditt ble også observert i den største prøven ved NRM (#56:0001) som svakt vingule, tavleformede krystaller.



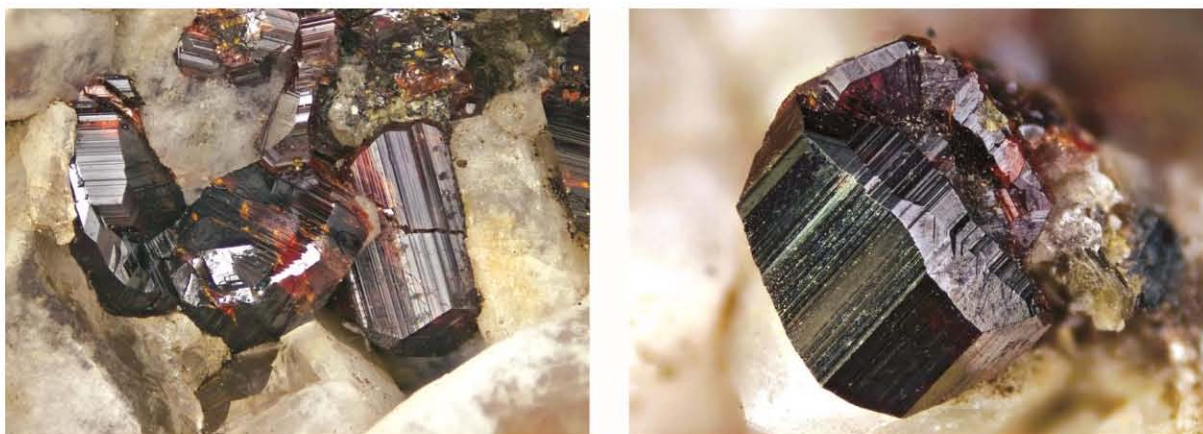
*Fig. 11. Aggregat med tavleformede krystaller av bertranditt fra Langøy. De største krystallene er ca. 2 mm lange. Samling: Bjørn Skår. Foto: O.T. Ljøstad.*



*Fig. 12. Rikelig med tavleformede bertrandittkrystaller sammen med lysegrønne knoller av kloritt. De største krystallene er ca. 2 mm lange. Samling: Bjørn Skår. Foto: O.T. Ljøstad.*

## Rutil, $TiO_2$

Allerede Kjerulf og Dahll (1861) nevnte at vakre rutilkrystaller opptrådte sammen med beryll fra Langøy. Forekomsten av rutil i området ved kirkegården er bekreftet i nyere tid. Sterkt stripete, gjennomskinnelige, rødbrune rutilkrystaller opptil 5 mm lange opptrer i kvartsdruser sammen med kloritt i veiskjæringen ved Bjelvikveien (Fig. 13). En lignende rutilkrystall er observert i det utsyrede druserommet som er vist i Fig. 8.



**Fig. 13.** Rutilkrystaller fra veiskjæringen ved Bjelvikveien. Venstre foto: bildebredde 5,5 mm; høyre foto: bildebredde 4,2 mm. Samling: A.O. Larsen. Foto: O.T. Ljøstad.

### Sammendrag og konklusjoner

I 1855 og 1856 ble det innsamlet prøver med krystaller av grønn beryll på Langøy ved Kragerø av Wiborg og Mosander. Seks prøver havnet i Naturhistoriska riksmuseets samling i Stockholm, hvor de ble funnet fram for noen år siden. En av stoffene ble tilbyttet en norsk samler. På denne var det et område med kalsitt, og da kalsitten ble syret bort, kom det fram en druse med mange små krystaller av bertranditt, bazzitt og en liten rutilkrystall samt noe kvarts.

Beryllen er nå analysert og verifisert som ekte smaragd, det vil si at grønnfargen i hovedsak skyldes innholdet av krom og vanadium. Til å være smaragd er krystallene store, opptil 8 cm lange og 3-4 cm i diameter. Smaragden har god farge, men det er ikke funnet gjennomsiktede partier av fasettkvalitet. Deler av krystaller er gjennomskinnelige.

Forekomsten er ikke gjenfunnet, og den kan være sprengt bort. Det er derfor vanskelig å trekke slutninger om dannelsesmåten.

Muligens har Be-rike løsninger fra nærliggende granittpegmatitter lutet ut krom fra gabbrobergarter og ført til dannelsen av smaragden. Den omgivende bergart på stoffene, som hovedsakelig består av kloritt, kan være et omvandlingsprodukt forårsaket av løsningene.

Senere, omfattende hydrotermal aktivitet i randsonen av gabbromassivet med albittisering, skapolittisering samt breksjiering kan være medvirkende til dannelsen av de sekundære Be-mineralene på bekostning av den primære beryllen, og påfølgende utfelling av kalsitt i hulrom.

## Takk

En stor takk til O.T. Ljøstad og Gunnar Jenssen for fotografering av diverse stuffer. Også takk til Henrik Friis for informasjon om beryllmaterialet ved Geologisk museum. En stor takk til Arne Åsheim for den kjemiske analysen av beryllen. En undersøkende ekskursjon til Langøy i mai 2016 ble styrket ved deltagelse av Lars Gustafsson, Knut Edvard Larsen og Torfinn Kjærnet. Sistnevnte bidro dessuten med faglig kommentarer og innspill til manuskriptet.

## Referanser

- Berg, B.I. & Nordrum, F.S. (1985): Bergverk i Telemark. Del I: Malmgruver. *Telemark Historie, Tidsskrift for Telemark Historielag* **6**, 16-35.
- Brøgger, W.C. (1934): On several Archean rocks from the south coast of Norway. II. *Videnskaps-Akademiets Skrifter I*, **1934**, No. **1**, 421 s.
- Kjerulf, T. & Dahll, T. (1861): Om jernertsernes forekomst ved Arendal, Næs og Kragerö. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne* **11**, 293-359.
- Le, T. T. H. (2008): *Microscopic, chemical and spectroscopic investigations on emeralds of various origins*. Dissertation, Johannes Gutenberg-University Mainz, Germany. 113 s. <http://ubm.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2008/1673/pdf/diss.pdf>
- Nordrum, F.S. (2004a): Mineralene i Sulitjelma kobbergruver, Fauske. *Stein* **31 (3)**, 3-23.
- Nordrum, F.S. (2004b): Naturhistoriska riksmuseet i Stockholm. *Stein* **31 (3)**, 24-25.
- Vogt, J.H.L. (1918): Jernmalm og jernverk. *Norges Geologiske Undersøkelse* **85**, 181 s.
- Wiik, V.H. (1962): *Geologiske undersøkelser på Langøy ved Kragerø*. Upublisert hovedoppgave i mineralogi og petrografi, Universitetet i Oslo. 101 s.





# Pegmatittene på Vætingheia, Fyresdal

Alf Olav Larsen<sup>1</sup> og Arne Åsheim<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Bamseveien 5, 3960 Stathelle (alf.olav.larsen@online.no)

<sup>2</sup>Glimmervegen 28, 3931 Porsgrunn (ar-aash@online.no)

## Innledning

Pegmatitter i Telemark er oftest forbundet med Bamble, Kragerø og Tørdal. Imidlertid finnes det interessante lokaliteter også andre steder i fylket, men svært lite av dette er dokumentert og publisert. Unntaket er pegmatittbruddet på Klauvreid i Tokke som ble beskrevet av Larsen & Åsheim (2008) og Åsheim & Larsen (2008). Dessuten er driftshistorien til glimmerbruddet på Sinnesheia i Vrådal godt dekket av Sanden (1990). Fra Fyresdal ble det av Schetelig (1922) gitt en kortfattet beskrivelse av en angivelig ceriumrik gadolinit, men uten nærmere omtale av funnstedet. Vi vil her dokumentere lokaliteten og omstendighetene omkring dette funnet som ble gjort for vel 100 år siden, samt beskrive andre pegmatitter i dette området.

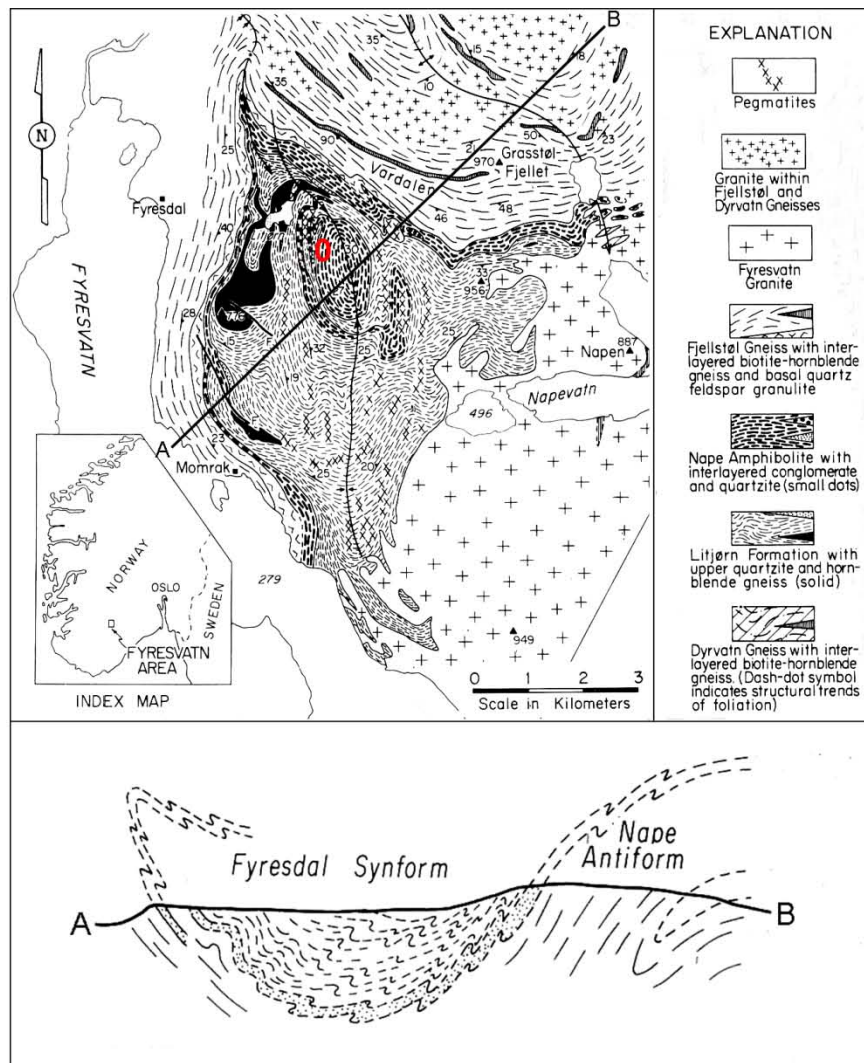
## Geologiske forhold

Berggrunnen i de sentrale deler av Telemark består av proterozoiske, suprakrustale bergarter som utgjør en opptil 7000 m tykk sekvens av felsiske og mafiske metavulkanitter, kvartsitter, konglomerater, skifre og marmor. Bergartene er dannet i tidsintervallet mellom den gotiske (ca. 1650-1520 Ma) og svekonorvegiske orogenese (ca. 1140-900 Ma). Den stratigrafiske inndelingen ble første gang etablert av Dons (1960a,b), men senere noe modifisert (angitt fra eldst til yngst): Rjukan-gruppen, Vindegg-gruppen, Heddal-gruppen og Bandak-gruppen. Den siste, store geologiske hendelse var intrusjoner av granitter gjennom perioden 1100-850 Ma. Innenfor alle disse bergartskompleksene er det et utall mineraliserte ganger, særlig med kvarts ± karbonater, sulfider og aksessoriske mineraler. Disse forekomstene har tidligere dannet grunnlaget for en betydelig gruvevirksomhet (Dons 1963; Nordrum & van der Wel 1981) Det er også stedvis opptreden av betydelige granittpegmatittganger. De mineraliserte gangene er oftest et resultat av lokal tektonikk, mens mineralselskapet gjerne er kontrollert av granittintrusjonene og deres interaksjon med vertsbjergartene.

I Fyresdal finner man den sydlige utløperen av Telemark-suprakrustalene. Øst for Fyresvatn opptrer dels bergarter tilhørende Bandak-gruppen, dels Rjukan-gruppen og dels granittisk gneis og granitt (Fyresvatn-granitten). Dette bergartskomplekset har blitt beskrevet av Stout (1972; 1974). Høydedraget øst for den nordre delen av Fyresvatn kalles Vætingheia (omkring 650 m.o.h.). Bergartene her er tolket som en del av Rjukan-gruppens bergarter. Stout (1972) benevnte dette som Litjønn-formasjonen; en synform med folierte gneiser og amfibolitter, ofte i så fin skala at kun hovedbergartene i området kan vises på et ordinært geologisk kart (Fig. 1). Det opptrer dessuten enkelte lokale bånd av kvartsitt.

På Vætingheia opptrer mange store pegmatittganger, vesentlig med strøk omkring N-S, konkordant med de omgivende bergartene. Disse gangene stikker opp som lange rygger i terrenget, ofte med lite vegetasjon, og er derfor et dominerende trekk i landskapet. Pegmatittene er gjennomgående fin- til middelskornet, men kan lokalt være relativt grovkornete med halvmeterstore feltspatindivider,

muskovittbøker opptil 25 cm i diameter og kvartsmasser på flere kubikkmeter. Lite skriftgranitt, ingen utpreget finkornet grensesone mot sidebergarten samt konkordant opptrøden kan tyde på at pegmatittene er av anatektisk opprinnelse.



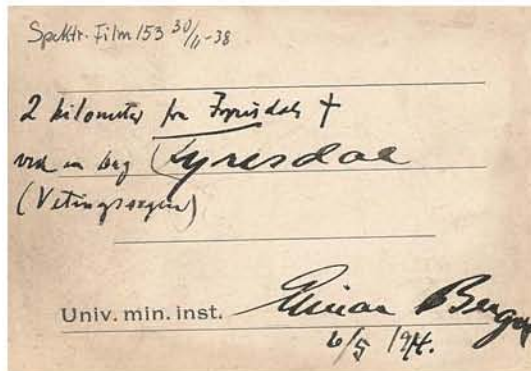
**Fig. 1.** Geologisk kartskisse over Litjønns-formasjonen på østsiden av Fyresvatn med et profil A-B som viser Fyresdal-synformen (vertikalsnitt, nedre skisse). Rød oval angir området med de omtalte pegmatittbruddene på Vætingheia. Figuren er en sammenstilling fra Stout (1972, Fig. 2; 1974, Fig. 4).

## Pegmatittbruddene

### Forhistorien

Gadolinit fra Fyresdal er første gang nevnt av Schetelig (1922) hvor det ble opplyst at mineralet opprinnelig ble levert til W.C. Brøgger, som skrev bl.a. «Im Jahre 1914 brachte mir Herr Chemiker Einar Bergve ein kleines Material von schwarzen Krystallen eines gadolinit-ähnlichen Minerals von einem Pegmatitgang in Fyrrisdal, aufgeschlossen an der Ostseite des Sees Fyrrisvand, etwas 2 Km von Fyrrisdal (Moland) Kirche in Telemarken». Einar Bergve, som leverte gadoliniten, var

opprinnelig fra Fyresdal (se faktarute). Bjørlykke (1939, s. 23) nevnte at stedet skal være «ved en sag (Vetingsagen)», slik det er angitt på etiketten for vedkommende prøver ved Geologisk Museum, Oslo (Fig. 2). Sagverket er forlenget borte, men fundamentet kan fremdeles sees nedenfor et vannfall ca. 90 m NØ for den største pegmatittbruddet (Fig. 3).

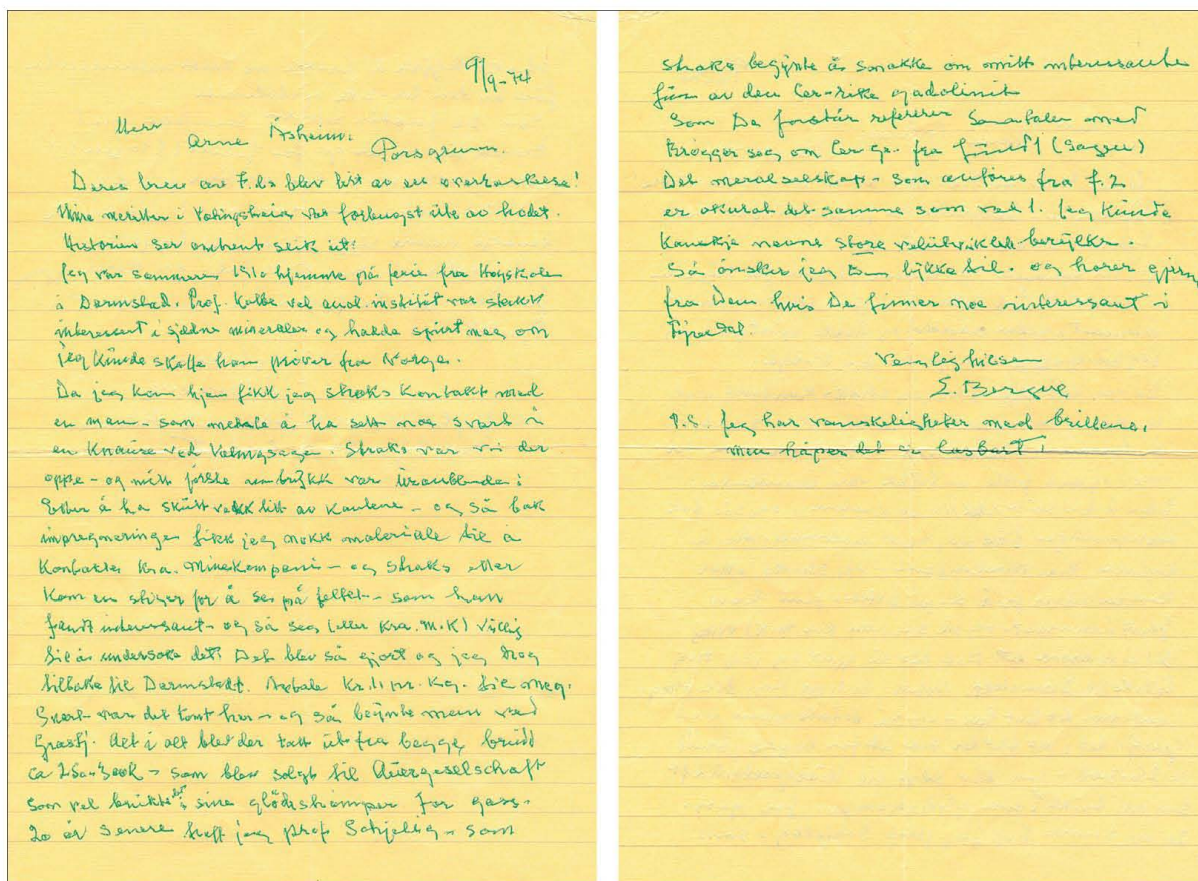


**Fig. 2.** Etiketten som medfølger prøven med gadolinit. Her er navnet Vetingsagen angitt, og det framgår at stoffen stammer fra Einar Bergve, datert 6/5-1914.



**Fig. 3.** Fossefallet fra Bjønnetjønn. Store steiner som fundament til Vætingssaga ligger på venstre side av kulpen, angitt med stiplede linjer. Foto: A.O. Larsen.

En av forfatterne (AÅ) fattet interesse for forekomstene på Vætingheia allerede på 1970-tallet og korresponderte med Einar Bergve ved to anledninger i september 1974 (Fig. 4). Derved ble det sikret førstehånds informasjon om forekomstene. Bergve kunne opplyse at han var hjemme på ferie i Fyresdal sommeren 1910 fra sin utdanning ved Høyskolen i Darmstadt. Professor Kalbe ved Analytisk Institutt (Darmstadt) var svært interessert i sjeldne mineraler og hadde spurt om Bergve kunne skaffe prøver fra Norge. Han tok straks kontakt med en mann som mente å ha sett et svart mineral i en knaus ved Vætingssaga. Straks tok de en tur og sprengte litt på stedet. Bergve samlet noe materiale. Han viste dette til Christiania Minekompani som fattet interesse og ville utnytte forekomsten. Dette ble gjort og Bergve fikk en avtale om royalty på kr. 1 pr. kg materiale. Den første forekomsten (Vætingssagen I) var ganske liten, og man begynte snart på den andre forekomsten (Vætingssagen II). Ifølge Bergve ble det tatt ut 200-300 kg gadolinit fra forekomstene. Dette ble solgt til Auergesellschaft GmbH.



**Fig. 4.** Faksimile av det første brevet fra Einar Bergve til Arne Åsheim datert 9/9-74 hvor Bergve ganske detaljert forteller om funnet på Vætingheia.

### Vætingsaga I pegmatittbrudd

Bruddet befinner seg på en kulle ca. 30 m SØ for utløpet av Bjonnetjønn. Dette er i den nordre, utkilende delen av en ca. 160 m lang pegmatittgang som stryker NNV-SSØ. Gangen er ved bruddet omkring 4 m mektig og har et steilt fall mot Ø. For øvrig har pegmatittgangen betydelig dimensjoner og er 15-20 m mektig i den sydlige delen. Pegmatitten er middelskornet og består av kvarts, beige kalifeltspat, hvit plagioklas og muskovitt i flak opptil få cm i diameter.

Dette var forsøksbruddet som først ble åpnet i forbindelse med uttak av gadolinit på Vætingheia i 1911, men ble ganske snart gitt opp til fordel for forekomsten som ligger 75 m mot SV (Vætingsaga II). Det er sprengt ut en grunn skjæring, omkring 2,5 m lang og 1 m bred, i en liten knaus på ryggen av pegmatittgangen (Fig. 5).

### Vætingsaga II pegmatittbrudd

Bruddet befinner seg ca. 70 m NNØ for osen i nordenden av Grastjønn. Dette er i den nordre enden av en ca. 100 m lang pegmatittgang som stryker NNV-SSØ og som ved bruddet er omkring 10 m mektig. Gangen ender umiddelbart nord for bruddet. Mot syd kiler pegmatittgangen gradvis ut.



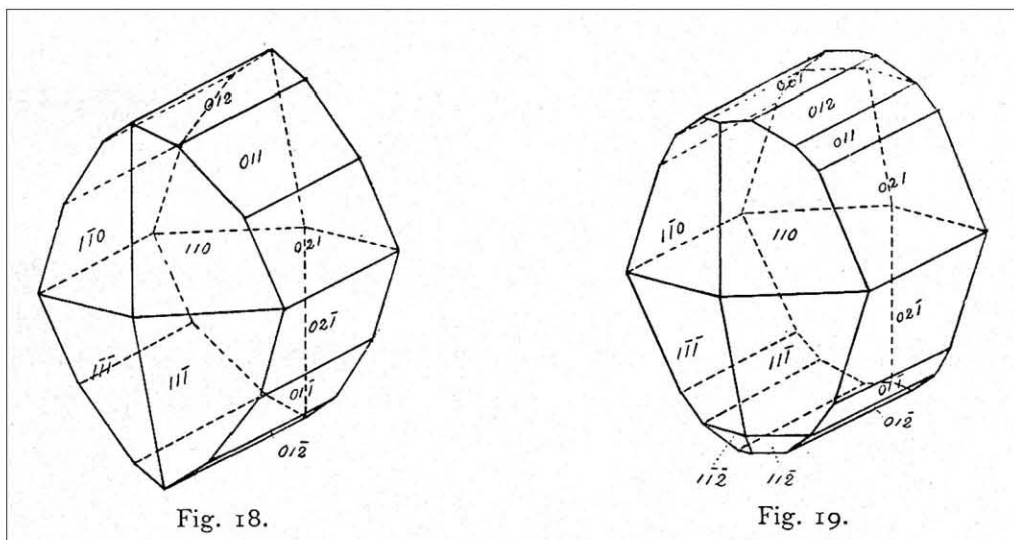
*Fig. 5. Pegmatittbruddet Vætingsaga I sett mot vest. Foto: A.O. Larsen.*



*Fig. 6. Pegmatittbruddet Vætingsaga II sett mot vest. Foto: A.O. Larsen.*

Pegmatitten er middelskornet og består av hvit plagioklas, beige kalifeltspat, muskovitt i flak opptil flere cm og små mengder biotitt. Det er observert sammenvoksinger med muskovitt som en sone rundt et senter av biotitt. Det opptrer lysgrønn til blågrønn, matt beryll i krystaller opptil 5-10 cm i lengde, gadolinit-(Y) i krystaller opptil noen cm store og masser opptil flere kilo samt små mengder monazitt-(Ce). Gadolinitkrystallene var velformede (Fig. 7 og 8).

Hovedbruddet er en 10 m lang, 2,5 m bred og inntil 2,5 m høy dagstrosse på vestsiden av en liten kolle (Fig. 6). Det er også foretatt mindre sprengningsarbeid litt syd for hovedbruddet og på motsatt side av samme kolle. Dessuten er det sprengt ut et par grunne og smale skjæringer videre sydover i den utkilende delen av pegmatitten.



**Fig. 7.** Krystalltegninger av gadolinit-(Y) fra Vætingheia (Schetelig 1922).



**Fig. 8.** Krystall av gadolinit-(Y) fra Vætingheia. Tilsvarende høyre krystalltegning ovenfor. Samling: Geologisk Museum k.nr. 21360. Foto: Ø. Thoresen.

Schetelig (1922) opplyste at gadolinitten fra Fyresdal var spesielt høyt anrikt på *ceritoksider*, som var betegnelsen på de lette sjeldne jordartene (*LREE*: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd). De øvrige sjeldne jordartene ble kalt *ytterjordene*. I dag betegnes disse som de tunge sjeldne jordartene (*HREE*: Y, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). For å verifisere analyseresultatene som ble publisert av Schetelig (1922) ble en prøve av gadolinitt fra Vætingheia II analysert ved hjelp av ICP-MS og ICP-OES med hensyn på de sjeldne jordartene samt Th og U. Tabell 1 viser en oversikt over analyseseriene utført med 99 års mellomrom. Det er en viss overensstemmelse mellom de to analyseseriene dersom man sammenligner summen av henholdsvis *LREE* og *HREE*. Schetelig fremhevet at det ikke var tilstrekkelige mengder *ceritoksider* til å kalle mineralet for *cer-gadolinitt*, og at en ekte *cer-gadolinitt* med overvekt av  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  ikke var kjent. Eksistensen av et slikt mineral ble først dokumentert da gadolinitt-(Ce) ble beskrevet fra Bjørkedalen, Porsgrunn av Segalstad & Larsen (1978). Gadolinitten fra Vætingheia har et ganske lavt innhold av Ce, men er derimot, som normalt for de fleste gadolinitter, anrikt på Y. Ifølge nomenklaturen i henhold til Levinson (1966) skal betegnelsen derfor være gadolinitt-(Y), som er det vanligste mineral innen gadolinittgruppen.

**Tabell 1.** Partiell kjemisk analyse (vekt-%) av gadolinitt-(Y) fra pegmatittbruddet Vætingheia II sammenlignet med analyseresultatene utført av A. Rødland i 1917 og publisert av Schetelig (1922).

	Vætingheia II (A. Åsheim)		Schetelig (1922)
$\text{La}_2\text{O}_3$	0,33	$\Sigma\text{LREE} =$ 17,10	$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 =$ 23,40
$\text{Ce}_2\text{O}_3$	2,45		
$\text{Pr}_2\text{O}_3$	0,71		
$\text{Nd}_2\text{O}_3$	5,62		
$\text{Sm}_2\text{O}_3$	3,88		
$\text{Eu}_2\text{O}_3$	0,01		
$\text{Gd}_2\text{O}_3$	4,10	$\Sigma\text{HREE} =$ 31,43	$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3 =$ 30,89
$\text{Tb}_2\text{O}_3$	0,79		
$\text{Dy}_2\text{O}_3$	2,21		
$\text{Ho}_2\text{O}_3$	0,55		
$\text{Er}_2\text{O}_3$	1,26		
$\text{Tm}_2\text{O}_3$	0,15		
$\text{Yb}_2\text{O}_3$	1,05		
$\text{Lu}_2\text{O}_3$	0,10		
$\text{Y}_2\text{O}_3$	25,32		
$\text{ThO}_2$	0,52		
$\text{UO}_2$	0,17		-

#### Bjønnetjønn pegmatittbrudd

Bruddet befinner seg på en fremtredende fjellrygg syd for Grastjønnrista, ca. 150 m Ø for midten av Grastjønn og ca. 250 m SSV for sydenden av Bjønnetjønn. Her opptrer en meget stor pegmatittgang som med mindre avbrudd kan følges minst 450 m i terrenget. Gangen er opptil 25 m mektig og har et steilt vestlig fall. Pegmatitten er gjennomgående middelskornet, men lokalt kan den være særdeles



grovkornet. Dette er tilfelle ved omtalte brudd (Fig. 9). Her opptrer store kvartsmasser med muskovittkrystaller opptil 20-25 cm i diameter og ½ m store stolper av plagioklas og kalifeltspat. I tillegg er det funnet monazitt-(Ce) i opptil flere centimeter store masser, samt små korn av magnetitt og rødbrun granat.

Prøvedriften i forekomsten ble foretatt i 1939 av Olav Nygård og Olaus Skogstad fra Fyresdal. Olavs sønn Sveinung var med på arbeidet. Han var da 9 år gammel. Et prøveparti med glimmer ble fraktet med hest og slede ned til bygden. Videre drift ble ikke aktuelt (S. Nygård, pers. medd. 2014). Prøvedriften ble foretatt på østsiden av pegmatittryggen hvor det ble utsprengt store blokker over en strekning på 8,5 m. Det ligger fremdeles store «bøker» av glimmer igjen i bruddet.

Omkring 60 m N for omtalte brudd, og i den samme pegmatittryggen, er det flåsprengt en liten salve. Her opptrer betydelige mengder matt, blågrønn beryll i opptil flere centimeter tykke årer og 1 m i lengde samt fingerstore, grove, matte krystaller (Fig. 10).



*Fig. 9. Pegmatittbruddet ved Bjonnetjønn sett mot nord. Foto: A.O. Larsen.*



*Fig. 10. En flere centimeter tykk åre av blågrønn beryll i pegmatitt. Fra forekomsten omkring 60 m N for Bjønnetjønnbruddet. Hammeren er 30 cm lang. Foto: A.O. Larsen.*

## Konklusjon

Den relativt beskjedne virksomheten som har vært utført i de store pegmatittgangene har vist at disse forekomstene er stedvis relativt rike på aksessoriske mineraler, spesielt Be-mineraler (gadolinit-(Y) og beryll). Dette kan være et viktig faktum ved senere prospektering i området.

Den tidlige kontakten med Einar Bergve har vært av uvurderlig nytte for å spore opp og dokumentere bruddvirksomheten på Vætingheia; opplysninger som ellers ville ha gått tapt.

## Takk

En hjertelig takk til Gunhild Momrak og Sveinung Nygård for utmerket støtte til feltarbeid og lokalhistoriske opplysninger. Takk til Henrik Friis for opplysninger fra Geologisk Museum og Øivind Thoresen for fotografering av gadolinitstufen ved museet. Tidlige fotografier av Einar Bergve ble velvilligst stilt til rådighet av dennes barnebarn, John Olav Egeland.

## Referanser

- Bergve, E. (1934): [Selvbiografisk notat, s. 41]. *Studentene fra 1909. Biografiske opplysninger samlet til 25-årsjubileet 1934*. Grøndahl & Sønns Boktrykkeri, Oslo.
- Bjørlykke, H. (1939): Feltspat V. De sjeldne mineralene på de norske granittiske pegmatittganger. *Norges Geologiske Undersøkelse* **154**, 78 s.
- Dons, J.A. 1960a: Telemark supracrustals and associated rocks. I: Holtedahl, O. (red.): *Geology of Norway. Norges Geologiske Undersøkelse* **208**, 49-58.
- Dons, J.A. 1960b: The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* **212h**, 1-30.

- Dons, J.A. (1963): Gruber og skjerp innen gradteigkart E36V Kviteseid. *Norges Geologiske Undersøkelse* **216**, 80 s.
- Larsen, A.O. & Åsheim, A. (2008): Klauvreid pegmatittbrudd. Geologi og mineralogi. *Norsk Bergverksmuseum Skrift* **38**, 49-56.
- Levinson, A.A. (1966): A system of nomenclature for rare-earth minerals. *American Mineralogist* **51**, 152-158.
- Nordrum, F.S. & van del Wel, D. (1981): Mineral- stein- og ertsforekomster innen kartblad Sauda (1:250 000). *Norges Geologiske Undersøkelse* **366**, 58 s.
- Sanden, T.O. (1990): Gruvedrift i Vrådal. *Gamalt frå Kviteseid (Årsskrift for Kviteseid Historielag)* **1990**, 20-24.
- Schetelig, J. (1922): Gadolinit. I: Brøgger, W.C., Vogt, T. & Schetelig, J.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. II. Silikate der seltenen Erden (Y-Reihe und Ce-Reihe). *Videnskapselskapets Skrifter, I. Matematisk-Naturvidenskapelig Klasse*, 1922, No. 1, 88-127 (+ Plater XIV-XV).
- Segalstad, T.V. & Larsen, A.O. (1978): Gadolinite-(Ce) from Skien, southern Oslo Region, Norway. *American Mineralogist* **63**, 188-195.
- Stout, J.H. (1972): The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway XIII: Stratigraphic studies of high-grade metamorphic rocks east of Fyresdal. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **52**, 23-41.
- Stout, J.H. (1974): The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway XIV: Structure and metamorphism of Precambrian rocks east of Fyresvatn. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **54**, 305-324.
- Åsheim, A. & Larsen, A.O. (2008): Klauvreid pegmatittbrudd. Driftshistorie. *Norsk Bergverksmuseum Skrift* **38**, 57-62.

**Einar Knutsson Bergve** ble født i Fyresdal den 10. juli 1889 som yngste barn av gårdbruker Knut Tormodsson Bergve (1832–97) og Signe Halvorsdatter f. Moghus (1843–1931). Etter examen artium fra Skiens skole reiste han til Darmstadt i Tyskland og studerte elektrokjemi til diplomingeniør i 1913, og i 1914 til dr. ing. med avhandlingen *Zersetzungsspannungen geschmolzener Salze und deren Änderung mit der Temperatur*. Etter ett år ved Arendal smelteverk, jobbet han fra 1915 til 1928 hos Norsk Hydro, blant annet under den tidligere kjemiprofessor Birger Fjeld Halvorsen ved forsøksstasjonen på Skøyen, som var i virksomhet fra 1919 til omkring 1928. Etter en kort tid som sjef for Rjukanfoss Forniklingsanlegg ble han i 1929 teknisk direktør i sitt eget firma A/S Si-Ko, som var etablert i 1925 for å utnytte hans patenter på tannpasta. Firmaet laget også kosmetikkvarer og barberskum.

Einar Bergve var varapresident i Norsk Kjemisk Selskap fra 1934, president fra 1936 til 1946 og senere æresmedlem. Han var leder for Norsk Parapsykologisk Selskap i 1964-65. Einar Bergve giftet seg i 1923 med Gunvor Arntzen (1895–1974) som var skuespillerinne ved Nationaltheatret. De fikk to barn: Gunn og Bente. Bergve døde den 5. august 1981 i Oslo.

Han sier selv (1934): *Jeg forundrer mig mere og mere over motsetningen mellom vår viden om det døde stoff – og ikke minst over vårt manglende kjennskap til oss selv og andre.*



*Einar Bergve i laboratoriet under sine studier i Darmstadt ca. 1914.*



# Jens Omvik og hans notater om gadolinitt fra Hidra

Gunnar Helvig Hansen

Postboks 329, 4892 Grimstad (post@mineral.no)

## Jens Omvik

Jens Omvik (Fig. 1) ble født 7. november 1877 på gården Omvik ved tettstedet Dimmelsvik i Kvinnherad kommune i Hordaland. Han utdannet seg til lærer ved Seminaret på Stord og ble ansatt ved en privat middelskole på Nes i Romerike. Her traff han Aasta Jenny Tollefesen (1879-1958) fra Grimstad, som også var lærer og som han giftet seg med i 1903. Ekteparet flyttet til Bergen i 1904 hvor Omvik ble ansatt som lærer ved den kommunale middelskolen. Sammen fikk de fire barn, tre døtre og en sønn.



*Fig. 1. Jens Omvik (1877-1916)*

Omvik var meget interessert i geologi og mineralogi, og allerede i 1905 begynte han å studere, ved siden av å være lærer. Senere ble han assistent ved Bergen Museum under ledelse av geologiprofessor Carl Fredrik Kolderup. I 1910-11 var han sammen med Kolderup på geologiske undersøkelser på øyene utenfor Bergen, i Sørfjorden og Samnangerfjorden. Sommeren 1912 innsamlet han bergarter i Sunnfjord og Naustdal, og i 1913 ved Heskestad og Ualand i Rogaland. Samme året samlet han også en del mineraler i Modumfeltet, Buskerud. Gjennom vinteren 1912-13 registrerte og katalogiserte han alle museets magasinerte mineralprøver, inndelt etter sine kjemiske sammensetninger. Et av de større arbeidene han deltok i var de geologiske undersøkelserne ved Kvamhesten, Sogn og Fjordane. Av mangel på topografisk kart måtte han i tillegg til geologisk kartlegging også lage det topografiske underlaget for dette feltet. Arbeidet ble avsluttet i 1915. Omvik deltok på flere lokale ekskursjoner rundt Bergen, hvor han skrev utførlige dagboknotater og registrerte fossiler.

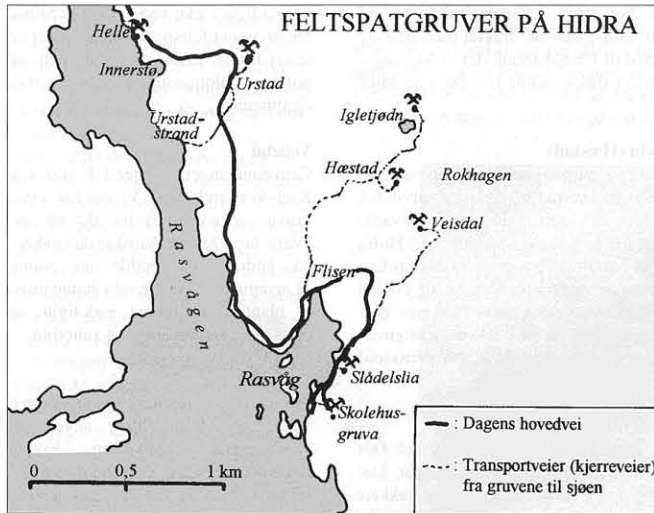
Jens Omvik døde så alt for tidlig den 13. oktober 1916, bare 39 år gammel. Professor Kolderup skrev følgende nekrolog: *«Avdelingen led smertelig tap ved at dens fleaarige assistent, lærer ved Bergens kommunale middelskole, Jens Omvik, avgik ved døden. Omvik, der i 1905 begyndte sine studier ved avdelingen, vakte straks ved sin skarpe intelligens og sin utprægede videnskabelige interesse betydelige forhaabninger. I den tid han kunne avse fra sin lærergjerning studerte han de følgende aar med stor dyktighet ved avdelingen, og fik senere ansettelse som assistent, hvortil han baade ved sin dyktighet og ved utpræget ordenssans egned seg fortrinlig. Alle der de i de senere aar har vanket paa det mineralogisk-geologisk institut vil sikkert ha tat med sig det beste indtryk fra den sympatiske mand med den rolige og behagelige opptreden. Ogsaa paa undersøkelsesreiser i Bergenhusamterne utførte han et fortrinlig assistentarbeide, alltid praktisk og alltid lagelig. Solid og grundig som Omvik var, vilde han ikke begynde nogen selvstendig produksjon, før han hadde faat det tilstrækkelige videnskabelige grundlag. Han syntes selv at han nu kunde vove seg i kast med mindre oppgaver og hadde nettopp gjort forarbeidene til en avhandling om det rike gadolinitmateriale som haves på Bergens Museum, da døden rev ham bort. Til et arbeide som senere vil bli publisert av avdelingens bestyrer om Kvamhestens devonfelt har han levert et utmerket bidrag».*

## **Omviks undersøkelse av gadolinitkrystaller**

Omvik rakk aldri å utgi noen selvstendige publikasjoner. Dette skyldtes, ifølge Kolderup, at han først ville skaffe seg et tilstrekkelig solid, vitenskapelig grunnlag. Han begynte på et større prosjekt vedrørende en krystallografisk undersøkelse av gadolinit fra Hydra. Dette ble muligens initiert ved at han, sammen med Olav Melkild (som også var ansatt som assistent ved Bergen Museum), reiste til Hydra på en ekskursjon/innkjøpstur for Geologisk Museum i Bergen sommeren 1913. På vei fra Eide til Rasvåg besøkte de feltspatgruben ved Li og kjøpte tallrike mineraler av Arnold Pettersen.

Allerede tidlig i 1850-åra var det drift etter feltspat på Hydra, men det var først i 1880-årene det ble satt i gang større, kommersiell drift (Fig. 2 og 3). Da startet Arent Pettersen Veisdal (1837-1918) et selskap som drev flere brudd på feltspat og kvarts. Selskapet drev frem til 1917. I 1927 gjenopptok hans sønn, Arnold Pettersen, gruve drift i bruddet ved Igletjønn som ble drevet til 1931 (Ulland 1994, 2016). Bruddene på Hydra var kjent for sine sjeldne mineraler i velutviklede krystaller, først og fremst gadolinit, men også æschynitt, euxenitt og zirkon (*malakon*). Gadolinitkrystaller fra Hydra rager meget høyt blant norske klassiske mineraler og er meget etterspurt av samlere verden over. De ble distributert av mineraloppkjøpere som Christiania Minecompagnie, Krantz, eller solgt direkte til museer i Norge. Eksempelvis nevner Schetelig (1922, s. 89) at Bergen Museum hadde skaffet seg en prektig samling gadolinitkrystaller fra Hydra for noen år siden. Krystallene ble betegnet å være

«utmerkede både med hensyn på skjønnhet og størrelse». Dette kan ha vært nettopp de stuffene Omvik og Melkild skaffet tilveie. Schetelig (1922) skrev også at de beste gadolinittkrystallene fra Hidra befant seg på Riksmuseet i Stockholm og ble brukt av Eichstädt (1885) som utgangspunktet for bestemmelse av krystalsystemet og øvrige krystallografiske data for gadolinit.



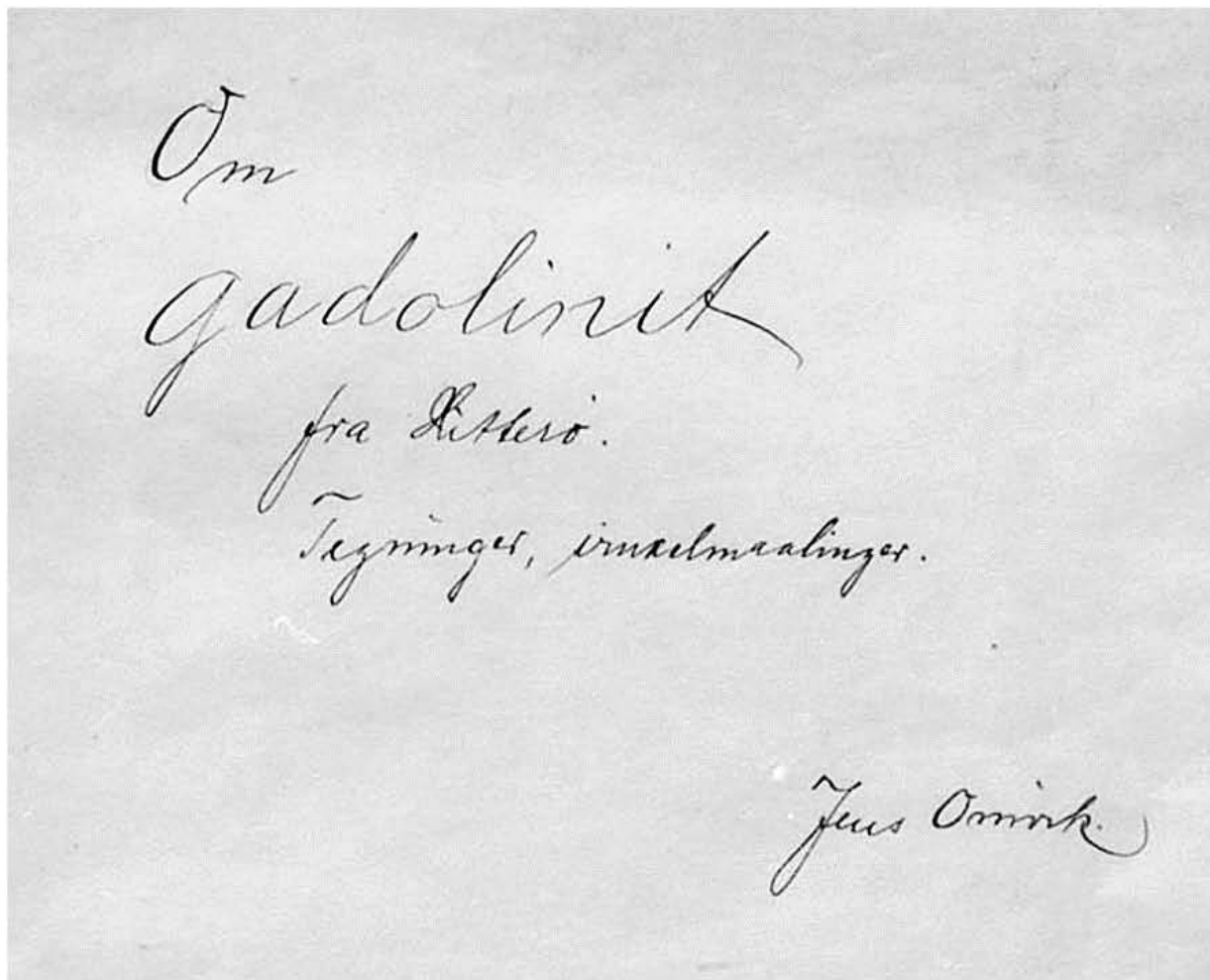
**Fig. 2.** De viktigste feltspatgruvene på Hidra (Ulland 1994).



**Fig. 3.** En av de mange feltspatgruvene på Hidra, Urstad feltspatgruve. Foto fra 2016 av Leif Arne Ulland.

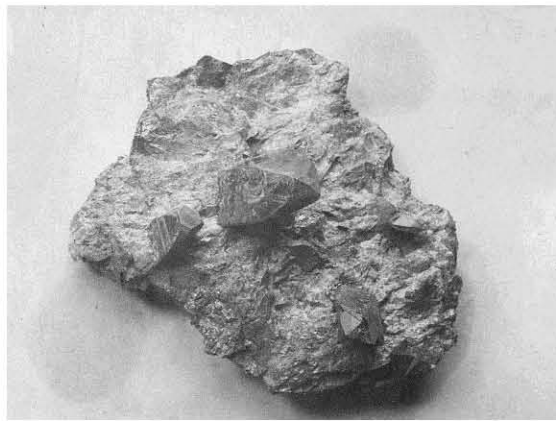


Materialet som Jens Omvik undersøkte omfattet fem store stuffer med velkrystallisert gadolinit (Fig. 5). Han brukte kontaktgoniometer og målte flatevinkler på en rekke av de krystallene som var tilgjengelige for målinger. Tittelen på hans notater, som også kunne ha blitt tittelen på en fremtidig artikkel, er «Om gadolinit fra Hitterö. Tegninger og vinkelmaalinger» (Fig. 4). Arbeidet ble påbegynt høsten 1913, og han skrev mot slutten av notatene at «alle maalinger ferdige 15/3-1915».

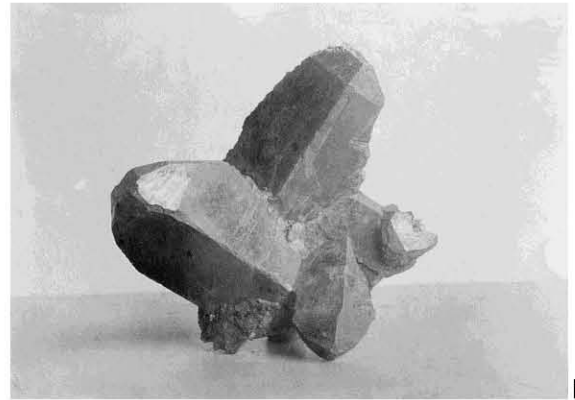


*Fig. 4. Forsiden på Jens Omviks notater. Universitetsbiblioteket i Bergen, mappe Ma 2093.*

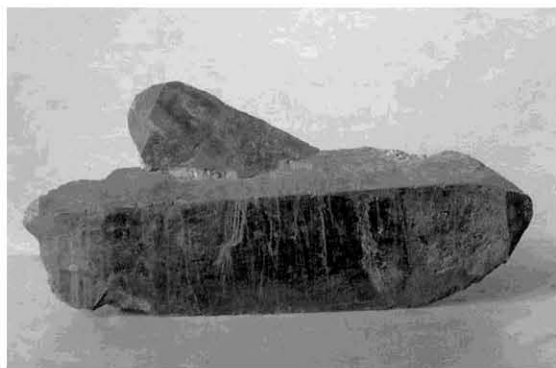
Notatene utgjør 220 sider, herav noen fotografier og noen sider med brev. Det var ikke bare egne målinger, men også en del sider med notater fra gjennomgang av tidligere litteratur om gadolinit. Omvik refererte stadig til artikkelen til Eichstädt (1885), som til da var den grundigste undersøkelsen av gadolinitter. Han laget gode skisser av mange av de målte krystallene og satte opp diverse tabeller med de identifiserte krystallflatene og vinkelmålingene (Fig. 6, 7 og 8). Imidlertid er det et større antall sider med arbeidsnotater som bare han selv kunne ha tydet. Omviks notater er arkivert ved Universitetsbiblioteket i Bergen under filnr. Ma 2093.



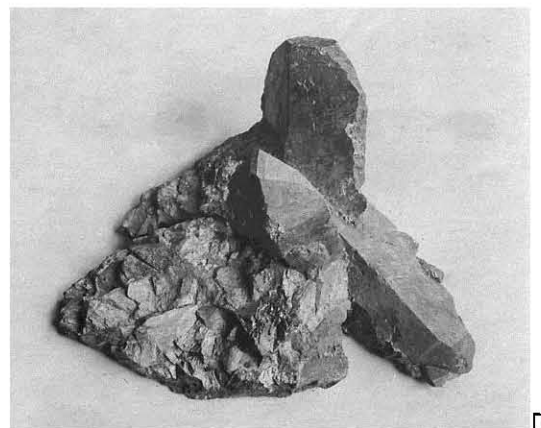
A



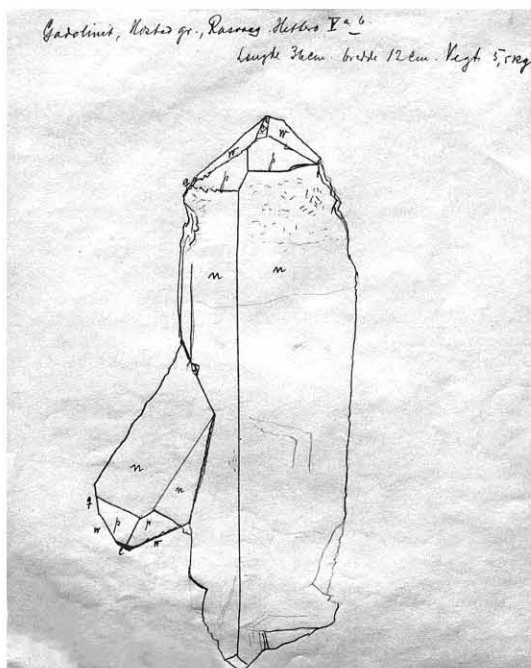
B



C<sup>1</sup>



D



C<sup>2</sup>



E

**Fig. 5.** Omviks fotografier av de fem gadolinitstøffene som han brukte til sine krystallmålinger, med følgende lokalitetsangivelser: Prøvene A, B, C, D: Hæstad (Iglertjern gr.), Rasvaag, Hitterö. Prøve E: Li gr., Rasvaag, Hitterö. I hans notater er det skrevet lite om størrelsene på de ulike stoffene, men Prøve C<sup>1</sup> er angitt på tilsvarende krystalltegning (C<sup>2</sup>) som 36 cm lang, 12 cm bred og med en vekt på 5,5 kg.

Gadolinit, Hortaogr., Rasonay, Helbrö. Tajttogne flater:

1.	$n(110)$	$p(111)$	$c(001)$	$q(011)$	$w(012)$	$\sigma(\bar{1}11)$			
2.	$n(110)$	$p(111)$	$c(001)$	$q(011)$	$w(012)$	$\sigma(\bar{1}11)$			
3.	$n(110)$	$p(111)$	<sup>basen lita</sup> $c(001)$	$q(011)$	$w(012)$	$\sigma(\bar{1}11)$	$t(102)$	$r(112)$	$s(\bar{1}02)$
4.	$n(110)$	$p(111)$	$c(001)$	$q(011)$	$w(012)$	$\sigma(\bar{1}11)$		$r(112)$	$s(\bar{1}02)$ <sup><math>a(100)</math> <math>\bar{a}(\bar{1}00)</math> <math>n(110)</math></sup>
5.	$n(110)$	$p(111)$	$c(001)$	$q(011)$	$w(012)$	$\sigma(\bar{1}11)$			
6.									

Fig. 6. Omviks tabell over identifiserte flater på ulike gadolinitkrystaller.

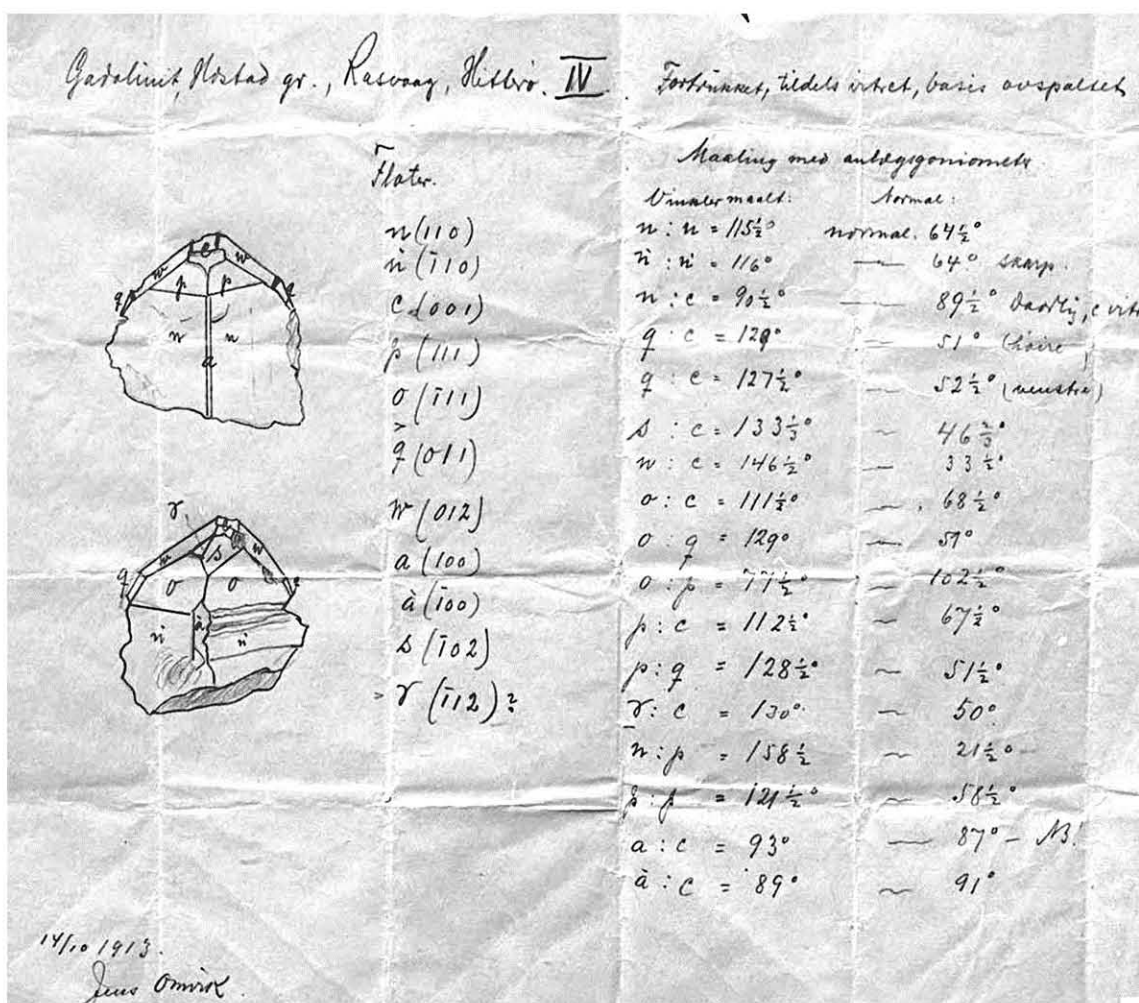
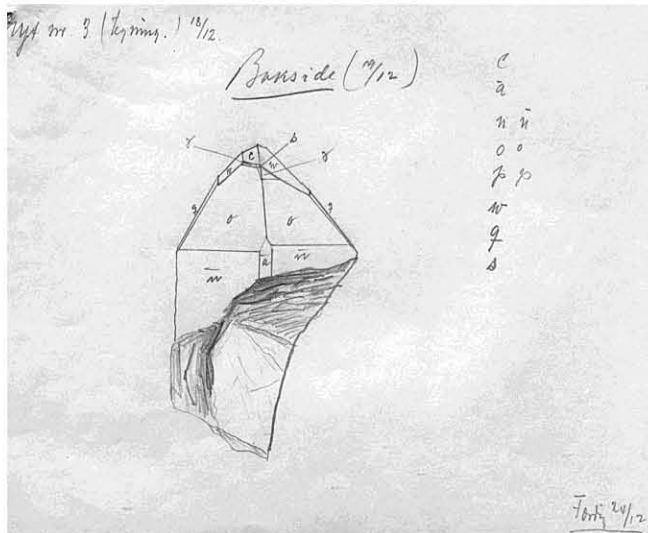


Fig. 7. Et eksempel på Omviks grundige målinger av gadolinitkrystaller, datert 14/10-1913.



**Fig. 8.** En av Omviks tegninger av en gadolinittkrystall med de ulike identifiserte flatene, merket i nedre høyre hjørne «Færdig 24/12», julaften(!) 1913.

## Konklusjon

Det er ikke tvil om at dersom Jens Omvik hadde fått ferdigstillet sitt arbeid, så ville dette ha blitt en grundig krystallografisk beskrivelse av gadolinit fra Hidra. Dette ble til en viss grad gjennomført av Schetelig (1922).

## Takk

Takk til Øystein Jansen, Bergen Naturhistoriske Museum for hjelp ved gjennomgang av stuffer ved museet. En stor takk til Olav Aas og Nils-Erik Moe-Nilssen ved Universitetsbiblioteket i Bergen for utmerket innsats til å framskaffe relevante dokumenter. Takk til Mette Omvik, Bergen for foto av Jens Omvik. Takk også til Leif Arne Ulland for foto av feltspatgruva ved Urstad. En stor takk til Alf Olav Larsen for grundig redigeringsarbeid fra første utkast til endelig artikkel.

## Litteratur

- Eichstädt, F. (1885): Über das Krystallsystem und die krystallographischen Konstanten des Gadolinit. *Bihang till Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar* **10**, No. 18.
- Ulland, L.A. (1994): Gruvedrift. I: Hanssen, J., Hansson, H. & Larsen, O.: *Ytterst mot havet. Kystmuseet Fedrenes Minne 50 år*. Kystmuseet Fedrenes Minne, Hidra. 63-72.
- Ulland, L.A. (2016): Gruvepioneren Arent Pettersen Veisdal og utvinning av feltspat og kvarts på Hidra 1850-1931. *Juleminner fra Flekkefjord 2016*, 17-22.
- Schetelig, J. (1922): Gadolinit. I: Brøgger, W.C., Vogt, T. & Schetelig, J.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmattgänge. II. Silikate der seltenen Erden (Y-Reihe und Ce-Reihe). *Videnskapselskapets Skrifter, I. Matematisk-Naturvidenskapelig Klasse, 1922, No. 1*, 88-127.



# Magnesite deposits at Modum – how did they form?

Gunnar Raade

Naturhistorisk Museum, Universitetet i Oslo, Postboks 1172 Blindern, N-0318 Oslo  
(gunnar.raade@nhm.uio.no; gunn-ra@online.no)

## Introduction

The magnesite-serpentine deposits of the Modum area (Buskerud, South Norway) are well known to Norwegian mineral collectors. About 20 smaller and larger occurrences have been registered (Jøsang 1966), see Fig. 1. Mining for magnesite, to be used for basic furnace linings after calcination to magnesium oxide, was conducted in the period 1905–1960 at 11 localities, the largest and most famous mines being those at Dypingdal, Tingelstadtjern and Overntjern. The complete mineral inventories of these occurrences can be found at *mindat.org* and there is no need for repeating them here. The magnesite deposits at Modum are mineralogically unique, and even remotely similar occurrences seem not to have been observed elsewhere in the world.

Dypingdal is the type locality of two carbonate minerals:

**Hydrotalcite**,  $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (Hochstetter 1842, Raade 2013)

**Dypingite**,  $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2\cdot 5\text{H}_2\text{O}$  (Raade 1970, 2012)

A unique assemblage of new magnesium phosphates is described from Tingelstadtjern (Raade 1999):

**Althausite**,  $\text{Mg}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH},\text{O})(\text{F},\square)$  (Raade & Tysseland 1975, Rømming & Raade 1980)

**Holtedahllite**,  $\text{Mg}_{12}(\text{PO}_3\text{OH},\text{CO}_3)(\text{PO}_4)_5(\text{OH},\text{O})_6$  (Raade & Mladeck 1979, Rømming & Raade 1989)

**Heneuite**,  $\text{CaMg}_5(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$  (Raade *et al.* 1986, Rømming & Raade 1986)

**Phosphoellenbergerite**,  $\text{Mg}_{12}(\text{Mg},\text{Fe},\square)_2(\text{PO}_4,\text{PO}_3\text{OH},\text{AsO}_4)_6(\text{PO}_3\text{OH},\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$  (Raade *et al.* 1998)

**Raadeite**,  $\text{Mg}_7(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_8$  (Chopin *et al.* 2001; observed as an unknown phase by Raade *et al.* 1986)

A metamict, thorium-rich magnesium phosphate was described from Overntjern (Raade 2011).

Apart from having described five new minerals from these deposits, I have also considered their petrogenesis (Raade 1986). The paper is included in a book entitled *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (Regional Presentations)*, published by Theophrastus Publications. This publishing company was run by Professor S. S. Augustithis of the National Technical University of Athens. It published a number of books on various geological topics in the 1970s to 1990s. Unfortunately, some of the books suffered from a limited distribution, and therefore my paper has not been seen by many. I am pleased to have this opportunity to give an extended summary of the results.

## Previous investigations

Raade (1986) reviewed the earlier mineralogical literature on the magnesite deposits and showed that numerous papers were published in the 19th century but relatively little thereafter. Jakob Schetelig (1875–1935) collected a large number of mineral samples from the magnesite localities but did only

publish a short paper on two phyllosilicates (Schetelig 1920). Field work by Henrich Neumann in 1940 was recorded in unpublished reports. An extensive sampling of minerals was conducted by Ottar Jøsang in the years 1953 to 1956, from magnesite mines that were still in operation, along with a detailed mapping of the area. The geological and petrographical results were published (Jøsang 1966), but the mineralogical investigations were never completed. The present author has performed systematic mineral collecting at all deposits in 1976 and later and has published a preliminary account of geochemical work on these samples in the 1986 paper. It contains electron probe microanalyses (EPMA) of almost all of the minerals and trace-element compositions of some of them by instrumental neutron activation analysis (INAA). In addition, oxygen and carbon isotope compositions of magnesite were determined. The most important results of this geochemical work, which has bearing on the origin of the magnesite-serpentine rocks, are summarized in the following.

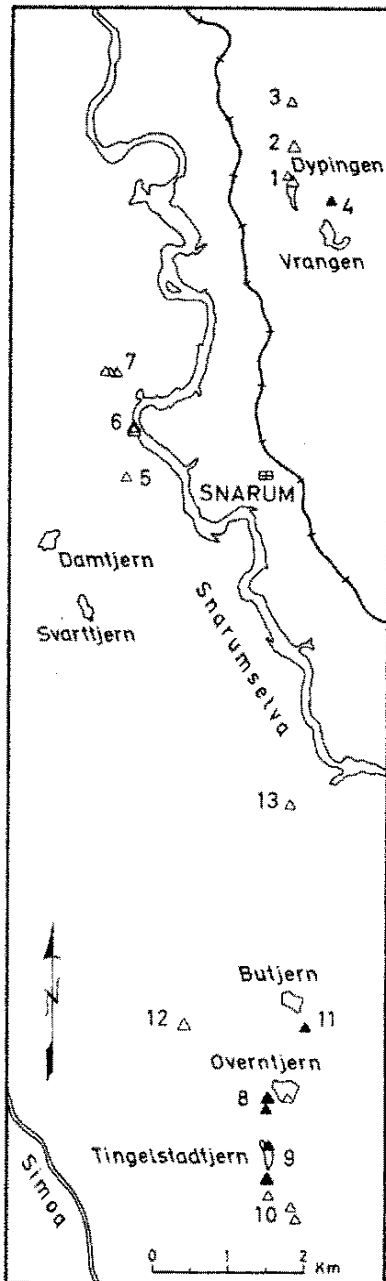
### **Geology of the area**

The main rocks of the Modum Complex are amphibolitized gabbros (metagabbros) and amphibolites in large volumes, banded gneisses, micaschists, sillimanite granites, granitic pegmatites, quartzites, scapolite rocks and different sorts of albitites (Jøsang 1966, Munz & Morvik 1991). The episode of extensive albitization was explained as a result of retrograde fluid infiltration by Munz *et al.* (1994). Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks are found in contact zones between metagabbros and supracrustals (Munz 1990). The general strike of the rocks is north–south, and the distribution of magnesite-serpentine bodies is seen roughly to follow this pattern (Fig. 1).

The serpentine bodies form steeply dipping, elongated lenses up to 100 m long and 20 m wide. They consist mainly of alternating layers of ophimagnesite (a mixture of magnesite and serpentine) and serpentine. Pure, saccharoidal magnesite is rare, but smaller volumes of coarsely crystalline magnesite are found in most of the occurrences. Tectonic influence is evidenced by numerous slickensides, bulging cleavage planes in magnesite and althausite and development of glide twinning on  $\{10\bar{1}1\}$  in hematite. Brecciation of the surrounding rocks seems to be a contemporaneous event. The lensoid bodies of serpentine and magnesite usually have concordant contacts with neighbouring metamorphic rocks.

### **Theories on the origin of the Modum magnesite deposits**

Owing to their economic importance and widespread occurrence worldwide, the origin of magnesite deposits has been extensively studied. The majority seems to have originated as sediments, and some have had a magmatic precursor (Pohl & Siegl 1986). As for the Modum magnesite deposits, thoughts on their primary nature have been briefly expressed by several authors. Schetelig, in a lecture given in 1925, conveyed the view that they were undoubtedly of magmatic origin, designating them as “dunite pegmatites” (Schetelig 1926). This conclusion was mainly based on mineral assemblages. Bugge (1936, 1937) has used the term “circulating fluids rich in MgO and CO<sub>2</sub>” and seems to favour a hydrothermal origin. Based on the occurrence of forsterite pseudomorphs, Faust & Fahey (1962) have classified the Dypingdal deposit as an altered ultramafic body. The careful mapping done by Jøsang (1966) led him to assume that the precursor rocks could have been sedimentary dolomites. He observed that anthophyllite-bearing quartzite remarkably often forms the wall-rock of the magnesite-serpentine bodies, alternately along the hanging wall or the footwall. This feature was interpreted to reflect the presence of a folded metasedimentary sequence in which these rocks occupy a specific



**Fig. 1.** Simplified map of parts of the Modum area in Buskerud, South Norway. Magnesite occurrences are shown by triangles of two sizes, indicating larger and smaller deposits. The presence of phosphate minerals is denoted by filled symbols. The localities are numbered as follows: (1) Dypingdal (nedre), (2) Dypingdal (øvre), (3) Liaæs, (4) Laupmyr, (5) Nes, (6) Langerud, (7) Sandfall, (8) Overntjern, (9) Tingelstadjern, (10) Trekasthøgda, (11) Ammundrud, (12) Hulebak, (13) Flaten. From Raade (1986).

stratigraphic horizon. However, ultramafic rocks may well be strata-bound, having intruded preferentially along a weakness zone of a supracrustal sequence. Petrascheck (1971) has tentatively suggested, based on field observations and microscopic studies, that the rocks might have formed from sedimentary magnesites by metasomatic and metamorphic activity. He admits, however, that the evidences are contradictory. Bugge (1978) favoured a magmatic genesis based on the mode of occurrence and the close spatial relations between the magnesite-serpentine rocks and the albitite rocks of the area that he regarded as magmatic differentiates of a deep-seated basaltic magma. In his monograph on the mineralogy of Norway, Neumann (1985, pp. 93 and 130) puts forward the idea of interpreting the magnesite-serpentine rocks as metamorphosed komatiites (olivine-bearing lavas). It is common to all these opinions that they were not based on any geochemical evidence. This is what I wanted to rectify by publishing my previous paper (Raade 1986).



## General geochemical characteristics

Magnesium-rich carbonates and silicates are the main phases of the Modum deposits. Forsterite from Dypingdal has the composition  $\text{Fo}_{98}\text{Fa}_2$ . Iron is principally present as oxides (hematite and magnetite). Spinel, hydrotalcite and quintinite are the most important aluminium-bearing minerals. Magnesium phosphates and apatite-group minerals occur abundantly only in the Overntjern–Tingelstadjern area, apatite being otherwise known as a great rarity at Laupmyr and Ammundrud. It should be noted that carbonate is present in holtedahllite and phosphoellenbergerite and is a major constituent of heneuite. Both hydroxylapatite and chlorapatite occur at Tingelstadjern. Chlorine in amounts up to 0.60 wt.% was recorded by EPMA in hydroxyl-bearing silicates like phlogopite, clinochlore, amesite and pargasite (Raade 1986). It was not noted in serpentine, but is probably present in minor amounts below the EPMA detection limit. Appreciable amounts of titanium occur in hematite and magnetite (cf. Table 2 and Raade 1982) and to a lesser extent in some silicates (phlogopite, clinochlore and pargasite) (Raade 1986). Szaibélyite is a late-formed magnesium borate occurring in veins and along cracks. The two borosilicates kornrupine and tourmaline (species not determined) are confined to the altered outer zone of the Dypingdal deposit. Sulphides (chalcopyrite and pyrite) are extremely rare in all the magnesite-serpentine bodies.

If the hypothesis of a sedimentary dolomitic protolith tentatively forwarded by Jøsang (1966) were true, the calcium originally present must have been almost completely removed. It has been experimentally demonstrated (Johannes 1970) that the formation of magnesite by magnesium metasomatism of primary calcite or dolomite is possible. However, it may be difficult to envisage that a complete exchange can take place within a large rock volume. Metasomatic processes have indeed taken place in the Modum deposits, but to the effect that calcium has been added at a late stage. Small amounts of coexisting dolomite and calcite are either found to replace massive magnesite or occur as late-formed veins associated with brecciation and slickensiding. Carbonate thermometry, based on the Mg content of calcite coexisting with dolomite, gives a temperature of formation for the former case of 520–560°C and ca. 300°C for the latter (Raade 1986). Also the introduction of boron (as szaibélyite) is a late-stage process. A brown apatite mineral rich in thorium is rather abundant in the Overntjern deposit, and a metamict magnesium phosphate with 12–16 wt.%  $\text{ThO}_2$  is found in small amounts (Raade 2011). Thorium may have been introduced metasomatically after the formation of phosphates. Spinel and magnetite occurring imbedded in hydrotalcite/quintinite may be considered to be of primary origin because of high contents of nickel and chromium (cf. Table 2 and later discussion). Spinel is extremely low in titanium (Table 2 and Raade 1986), as opposed to hematite and some magnetite. Titanium seems to have been introduced at some later stage in the metamorphic and metasomatic history of the rocks.

## Trace elements

### *Experimental*

Trace-element compositions of minerals were determined by INAA at the Mineralogical-Geological Museum (MGM), University of Oslo, using epithermal irradiation. The gamma-ray spectra were recorded with a coaxial Ge(Li) detector and also with a low-energy photon detector (LEPD). A Canberra Series 80 Multichannel Analyzer, Model 8623, was used. The weight of the mineral samples was about 50 mg, and USGS rocks AGV-1 and BCR-1 were applied as standards. Twenty-three samples out of a total of 38 were selected for these analyses. The whole set of 38 samples were at a

later date sent to a commercial laboratory for INAA by thermal irradiation. However, only a limited set of elements can be measured by this method. At the time when the 1986 paper of Raade was prepared, just a small number of data had been processed at the MGM laboratory. Preliminary data for Ni, Co, Sc, Ta and Cs on 22 samples (heneuite was not included) were presented by Raade (1986, Table VII). The full set of trace-element data, from the two laboratories, is listed here in Tables 1 to 4. Not all of these results will be discussed in the present paper; they are collated here in order to be preserved for the future. Minor differences in figures between those in the Raade (1986) table and those given here are the result of using a more refined method of calculation for the latter.

When discussing and interpreting trace-element contents in minerals analysed by INAA, it must be considered that they have been obtained on bulk samples that may contain traces of included phases.

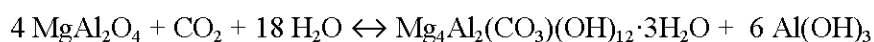
### *Nickel*

Nickel is a key element when it comes to differentiate between sedimentary or magmatic origin of the Modum magnesite-serpentine deposits. The highest contents are found in spinel and magnetite from Dypingdal (304 and 502 ppm Ni, respectively; Table 2), and both are embedded in hydrotalcite. Also the Ni content of hydrotalcite is relatively high, 155 ppm (Table 1). The Ni content of forsterite and serpentine from Dypingdal are 98 and 103 ppm, respectively, and talc, phlogopite and clinocllore have respectively 64, 81 and 144 ppm Ni (Table 3). It should be noted that serpentine from Tingelstadjern has lower Ni contents of 17 and 32 ppm (Table 3). It is well known that the Ni content of olivine from ultramafic rocks is normally of the order of a few thousand ppm (1000 parts per million equal 0.1%). Faust & Fahey (1962) found a large gap in Ni content between serpentines associated with ultramafic rocks and serpentines from other rock types, with values of around 400-3000 ppm for the former and less than 12 ppm for the latter. The Modum serpentines have values in-between and have definitely not sedimentary affinities. The occurrence of serpentine pseudomorphs after forsterite led Faust & Fahey (1962) to classify the Modum deposits as being of typical ultramafic origin, although they did not measure the actual Ni contents of the Modum samples. The Co values are to some extent positively correlated with the Ni values (Tables 2 and 3). However, the Co content of serpentines is not as good an indicator of their origin as Ni (Faust & Fahey 1962). Relatively high Sc contents are found in oxide minerals (Table 2) and in pargasite from Liaæs (Table 3). The concentration of Sc in serpentine is a rather good indicator of geological origin (Faust & Fahey 1962), and the Modum samples fall in the ultramafic category. In a later contribution by Faust (1963), two samples of serpentine from Modum were analysed for Ni (51 and 78 ppm), Cr (2 and 9 ppm), Co (<2 and 8 ppm) and Sc (6 and 2 ppm), confirming their ultramafic affinity.

### *Trace elements in oxides and hydrotalcite/quintinite*

Relatively high concentrations of the trace elements Co, Cr, Ni, Zr and Hf occur in spinel and magnetite from Dypingdal (Table 2). Hydrotalcite/quintinite that surrounds these minerals seems to have inherited this trace-element pattern (Table 1). The contents of Co, Cr and Ni are too high to be entirely caused by inclusions of spinel, and these elements can easily enter the hydrotalcite structure. The formation of hydrotalcite ( $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) and quintinite ( $\text{Mg}_4\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{12}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) must have taken place by reaction of  $\text{CO}_2$ -bearing fluids with primary spinel according to the following principal reactions. Either diaspore or gibbsite may form in the process, and both have been

observed as intergrowths with hydrotalcite/quintinite. The equilibrium mole fraction of CO<sub>2</sub> in the fluid phase for these reactions is low, varying from 0.036 to 0.077.



### *Minor and trace elements in magnesite*

A review of several minor and trace elements in magnesite was published by Möller (1989), including *inter alia* Ni, Co and Cr. It was stressed that results on bulk samples may be unreliable with regard to mineralogical purity of the samples. The data were found to be of little relevance when compared to the results on Modum magnesites given in Table 1. Modum magnesites are from ophimagnesite or from large cleavage fragments and are thought to be quite pure. Only 8 ppm Cr was detected in one of the ophimagnesite samples, and Ni is 13 and 19 ppm in two such samples. Also Co is low with a maximum of 10–12 ppm in magnesite cleavage fragments. This is in contrast to Cr values of 100 to 4000 ppm, Ni from 10 to 100 ppm and Co from 50 to 150 ppm for a limited number of coarse-grained (sparry) magnesites thought to be formed by CO<sub>2</sub> metasomatism of ultramafic rocks (Möller 1989). Magnesites from one such occurrence, the Ochsner serpentinite in Austria, have Cr in excess of 4000 ppm (Dulski & Morteani 1989). Evidently, such amounts of Cr<sup>3+</sup> can hardly enter the magnesite crystal lattice.

Coarsely crystalline magnesite from Modum has 0.06–0.13 wt.% CaO, whereas ophimagnesite has 0.12–0.20 wt.% CaO; the corresponding FeO values are 0.84–1.26 and 0.24–0.52 wt.% (Raade 1986). These differences are not easily explained. Ophimagnesite has 33 and 114 ppm Sr, but only 3 ppm were found in coarse magnesite (Table 1). Ba is not included in the table as only two determinations were made; these are 34 and 20 ppm for samples 9 and 10, respectively. Also Rb is not included; three determinations gave 2.1, 1.5 and 2.1 ppm for samples 3, 10 and 11, respectively. Most ultramafic rocks have very low contents of Sr, whereas metagabbros of the Modum district have up to 320 ppm Sr (Munz *et al.* 1994). Ba values up to 70 ppm have been recorded from ultramafic rocks (Puchelt 1972). Rare earth elements are very low in the Modum carbonates. Because of erratic results, REE data are not included in Table 1. However, sample 10, a coarse magnesite from Tingelstadjern, has (in ppm): La 0.9, Ce 3, Sm 0.05, Eu 0.04, Tb 0.02, Tm 0.04, Yb 0.74 and Lu 0.15. These results are given just for the record and will not be discussed.

### *Arsenic*

Relatively low and variable contents of arsenic are found in carbonates and oxides (Tables 1 and 2), and higher contents occur in some of the phyllosilicates (Table 3). Much higher concentrations are present in the phosphate minerals (Table 4). Raadeite contains on average 0.40 wt.% As<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and the associated minerals holtedahlite, althausite and apatite have 0.08–0.31, 0.17 and 0.68 wt.% As<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, respectively (Chopin *et al.* 2001). EPMA analysis of heneuite gave 1.05 wt.% As<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Raade *et al.* 1986), to be compared with 0.86 and 0.95 wt.% As<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as recalculated from ppm As values in Table 4. Phosphoellenbergerite has as much as 5.5 wt.% As<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Raade *et al.* 1998).

Limestones and dolomites generally have low As contents with average values around 1–2 ppm (Onishi & Sandell 1955a, Onishi 1969). On the other hand, phosphorites and other sedimentary phosphate rocks typically have averages around 20 ppm As (Onishi 1969, Nathan 1984). For peridotites, dunites, serpentinites and gabbros, As contents are rarely above 6 ppm (Onishi & Sandell 1955a). A carbonate-sedimentary precursor of the Modum magnesite deposits can be ruled out and magmatic-metasomatic processes introducing P and As seem to be likely.

### *Antimony*

Contents of Sb in excess of 6 ppm are present in hematite, and around 2 ppm are found in magnetite (Table 2). Magnesites from ophimagnesite have 0.23 and 0.78 ppm Sb (Table 1). The Sb content of serpentine may reach 1 ppm although it was not found in forsterite (Table 3). Concentrations of Sb and As are not correlated in the Modum minerals. For comparison, contents up to 0.11 ppm As are reported in titaniferous magnetite and up to 0.27 ppm in ilmenite from the Skaergaard intrusion, Greenland, and iron-rich olivine may have up to 1.43 ppm (Esson *et al.* 1965). Average values of Sb in ultramafic rocks and limestones are 0.1 and 0.3 ppm, respectively (Onishi & Sandell 1955b). The Sb contents of the Modum oxide minerals are surprisingly high.

### **Chemistry of apatites, including rare earth elements**

EPMA analytical data for two apatite minerals from Tingelstad tjern, combined with CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O determinations performed with a Perkin-Elmer elemental analyser, were published by Raade (1986). A light grey apatite is chlorine-dominated with  $(\text{Cl}_{0.57}\text{F}_{0.32}\text{OH}_{0.22})_{\Sigma 1.11}$ , based on 3 (P+C) apfu (atoms per formula unit). The CO<sub>2</sub> content is 1.07 wt.%. A darker grey apatite is slightly OH-dominated with  $(\text{OH}_{0.32}\text{F}_{0.28}\text{Cl}_{0.13})_{\Sigma 0.73}$ , also based on 3 (P+C) apfu. The reason for the deficiency at the halogen/OH site in this apatite is not known; it could be the effect of an oxy component. The CO<sub>2</sub> content is 0.70 wt.%. These apatites coexist with althausite and the other magnesium phosphate minerals mentioned in the Introduction. A dark brown, Th-bearing apatite occurs at Overntjern. Only an incomplete EPMA analysis was made for this mineral, without quantification of the ThO<sub>2</sub> content. Althausite is abundant also at the Overntjern locality.

Apatite compositions from mafic complexes and lithospheric mantle veins show that fluids with a mantle provenance may be enriched in chlorine relative to fluorine and hydroxyl (Piccoli & Candela 2002). This gives credit to the idea that the Modum apatites are derived from a mafic or ultramafic mantle source.

Contents of REEs (rare earth elements) for all three apatites were determined by INAA. The chondrite-normalized REE patterns are displayed in Raade (1986). All of them show a negative Eu anomaly. The Th-rich apatite from Overntjern has a remarkably different pattern compared to the other two and shows strong depletion of La and Ce and a distinct increase in Lu. Parekh & Möller (1977) have developed a discrimination diagram involving Yb and La, which seems to differentiate between apatites of magmatic and sedimentary origin. The Modum samples plot in the magmatic field.

Comparison with apatites from the well-known apatite vein deposits at Ødegårdens verk in the Bamble Sector, genetically connected to gabbroic intrusions, reveals no immediate chemical relationships to the Modum apatites. Chlorapatite with veins of secondarily formed hydroxylapatite occur at Øde-

gården. These are devoid of fluorine, very low in carbonate (0.08–0.09 wt.% CO<sub>2</sub>), and arsenate was not detected (Morton & Catanzaro 1964). Little is known about the distribution of carbonate-rich apatite (“dahllite”) in these deposits. It is interesting to note that the magnesium phosphate mineral wagnerite, Mg<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)F, has been reported from several places at Ødegården and in the adjacent Havredal locality (Neumann 1985).

### Stable O and C isotopes in carbonates

Data on oxygen and carbon isotope compositions of five coarsely crystalline (sparry) magnesite samples, two ophimagnesite samples and one sample of coexisting dolomite and calcite from a fissure-filling in serpentine are listed in Table 5. The low  $\delta^{18}\text{O}$  value of 4.4 ‰ for the latter is distinctly different from  $\delta^{18}\text{O}$  values of the other samples which are remarkably similar and vary from 11.1 to 13.4 ‰. The two ophimagnesite samples are slightly enriched in the heavy carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C} = -1.3$  and  $-1.6$  ‰) compared to the sparry magnesites. Two different specimens of magnesite cleavage fragments from Dypingdal gave very close values for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , indicating a high degree of isotopic homogeneity.

Raade (1986) has plotted  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) versus  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) for the Modum samples and added literature data available at that time on magnesites from five worldwide localities. Those considered to be of sedimentary origin are characterized by positive  $\delta^{13}\text{C}$  values and high  $\delta^{18}\text{O}$  values (up to 30 ‰). This is clearly at variance with data for the Modum magnesites.

A large number of carbon and oxygen isotope data on magnesites was collated by Kralik *et al.* (1989). Two samples of Modum magnesite show  $\delta^{18}\text{O}$  9.8 and 9.9 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}$  0.7 and 1.4 ‰; for two other samples the values are  $\delta^{18}\text{O}$  11.5 and 14.2 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}$   $-4.4$  and  $-0.5$  ‰ (three of the data sets are from Zachmann 1989). The type of magnesite is not recorded but they are probably ophimagnesites. Kralik *et al.* (1989) concluded that cryptocrystalline to fine-grained magnesite in fractures of ultramafic rocks has a meteoric carbon source and that “most coarse grained spar magnesites crystallized or recrystallized from still disputed precursor carbonates during metamorphic or hydrothermal events”.

Raade (1986) noted that the Modum samples plot in the same area as carbonatites (Deines & Gold 1973) and concluded that the evidence seems to favour metasomatism with CO<sub>2</sub> of mantle-derived origin. A sedimentary origin of the Modum magnesite deposits was considered highly unlikely. It is significant that measurements of magmatogenic CO<sub>2</sub> exhalations yield  $\delta^{13}\text{C}$  values between  $-2$  and  $-6$  ‰ (Hoefs 1973, Allard 1979), cf. Modum magnesite data in Table 5. Regional availability of CO<sub>2</sub>-bearing fluids in the Modum area is testified by extensive hydrothermal calcite deposits at Gampehue in Sigdal and a persistent content of calcite in albitite rocks (Munz *et al.* 1994). However, a genetic relationship between these calcite occurrences and the magnesite deposits is not likely. Munz *et al.* (1994) concluded, based on age relationships and Nd and Sr isotopic signatures, that the albitite-rich rocks did not form from either melts or fluids cogenetic with the gabbros and suggested a crustal source of the albitizing fluids. Stable isotopic data seem not to be available for these calcites.

An occurrence of coarsely crystalline dolomite in large amounts as veins and tabular bodies in association with albitites within the Late Precambrian greenschist-facies metamorphics of Sinai was described by Bogoch *et al.* (1986). The dolomite has mantle-isotopic characteristics ( $\delta^{18}\text{O}$  5.3 to 8.5 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}$   $-7.5$  to  $-8.4$  ‰) and high contents of Cr (77 ppm), Ni (21 ppm) and Sc (70 ppm) which is

different from carbonatites. Taking into consideration also Sr and Nd isotopic data, a multistage model based on a carbonate-bearing peridotitic precursor was suggested (Bogoch *et al.* 1986).

## Discussion

### *Comparison with some mineralogically similar carbonate rocks*

It is well known that minerals like forsterite (with alteration to serpentine), diopsidic clinopyroxene, phlogopite and spinel may form in “impure”, siliceous limestones and dolomites that have been subjected to regional metamorphism. Such rocks are for instance known from the high-grade metamorphic Precambrian of Rogaland (Sauter 1981) and from the Caledonian migmatite and gneiss area of NW Spitsbergen (Bucher-Nurminen 1981).

The Lona mineral locality at Sannidal (Aust-Agder), protected by law against collecting, has some mineral associations that resemble those at Modum. These are the occurrence of blue spinel mantled by hydrotalcite and forsterite pseudomorphosed to serpentine. The Modum area belongs to the Precambrian Kongsberg Sector, and the Lona occurrence is situated in the Bamble Sector. The two sectors are separated by the Permian Oslo graben and are assumed to represent a former continuous area. I sampled the Lona rocks and minerals in 1981 but unfortunately did not have the time to investigate the material in any detail. Additional identified minerals are coexisting calcite and dolomite, late-formed aragonite, diopside, tremolite, phlogopite, unspecified apatite, graphite and secondary rozenite formed on pyrrhotite. Based on mode of occurrence, as a layer in a supracrustal sequence, and mineral associations, the Lona carbonate rock is believed to have a sedimentary origin.

The name “houghite” was introduced by Shepard (1851) for a mineral that later was shown to be identical with hydrotalcite (Fron del 1941). It was found at Somerville, Rossie, St. Lawrence County, New York. It is interesting to note that it forms pseudomorphs after spinel, thus resembling the spinel–hydrotalcite associations found at Dypingdal and at Lona. Associated minerals of “houghite” are dolomite, scapolite, phlogopite, graphite and serpentine (Johnson 1851). The minerals occur in a rock described as crystalline limestone, occurring near beds of sandstone (Johnson 1851). The primary rock was no doubt a calcareous sediment that was subjected to metasomatic and metamorphic activity.

Although the Modum magnesite rocks show mineralogical similarities to the above examples, their origin must be quite different, as argued elsewhere in this paper. A significant contrast is the occurrence of enstatite instead of diopside at Modum which shows that the initial mineral assemblage was extremely poor in calcium.

### *Origin of magnesite rocks*

Number 28 of *Monograph Series on Mineral Deposits* (1989), edited by Peter Möller, was devoted entirely to magnesite, but my 1986 paper is not mentioned. Some individual chapters are referred to here. It gives the overall impression that the origin of some magnesite rocks has been, and still is, quite controversial. Different origins have been proposed in the past for single deposits to the extent that mineralizing fluids may have been either descending or ascending (Pohl 1989). Pohl & Siegl (1986) concluded that “the interpretations of  $\delta^{18}\text{O}$  values offered by different authors appear quite contradictory”. Magnesite  $\delta^{18}\text{O}$  values of 7 to 8.5 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}$  of –3.5 to –4 ‰ were reported from the Ochsner deposit in Austria (Dulski & Morteani 1989), regarded to be formed by  $\text{CO}_2$  metasomatism of

ultramafic rocks. The authors noticed that these values fall within the ranges typical for high-grade metamorphic rocks and are also near to carbonatite isotope values. Their conclusion was that the  $\delta^{18}\text{O}$  data are consistent with a fluid phase of mainly meteoric water at a temperature of about 550°C, but the  $\delta^{13}\text{C}$  data were not considered in their interpretation. It should be noted that these C and O isotope values are in the vicinity of, but distinct from, data on Modum magnesites.

As an overall summary, most magnesite deposits are assumed to be of sedimentary origin. Those associated with ultramafic rocks can form by weathering or hydrothermal alteration of such rocks, resulting in fine-grained or microcrystalline veins and stockworks of magnesite. Extensive  $\text{CO}_2$  metasomatism of ultramafic rocks involves replacement reactions in situ and results in sparry magnesite. Subsequent metamorphic episodes make the picture more complicated.

The magmatic-metasomatic rock type sagvandite deserves to be mentioned briefly, although not related to the Modum magnesite deposits. It was originally described by Pettersen (1883) from Balsfjord, Troms, and is a carbonate orthopyroxenite consisting of about 10% ferrous magnesite and 90% bronzite (Barth 1926). Such rocks, also with olivine, have since been described from many places, and there exists a comprehensive literature on the subject. As a curiosity, Zachmann (1989, Table 4) assigned the enstatite-bearing Modum (Snarum) magnesite rocks to sagvandite.

## Conclusions

The complex metamorphic and metasomatic history of the Modum magnesite deposits is not easily unravelled. It seems clear that forsteritic olivine, enstatite and spinel were constituent phases of a primary ultramafic rock. Enstatite has been identified from the Dypingdal, Overntjern and Tingelstadjern deposits. It is mainly found in the peripheral parts of the magnesite-serpentine bodies and is always more or less altered to talc. Remnants of enstatite in talc from Dypingdal has a high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content of 2.89 wt.%, indicating a minimum temperature of formation of about 760°C, whereas two relatively fresh enstatites from Overntjern have 0.92 and 0.47 wt.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , corresponding to minimum temperatures of ca. 540–470°C (Raade 1986, based on Gasparik & Lindsley 1980). Metamorphic conditions in the Modum area are given as 600–750°C and 6–8 kbar by Munz (1990). The gabbroic rocks of the area intruded at 1000–1100°C and 5–8 kbar and equilibrated at 600–800°C and 7–10 kbar (Munz & Morvik 1991).

Serpentinization of the ultramafic bodies at Modum may have preceded  $\text{CO}_2$  metasomatism or occurred concurrently according to the reaction:  $2 \text{forsterite} + 3 \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 1 \text{serpentine} + 1 \text{brucite}$  (Johannes 1968). Initially formed brucite reacts with  $\text{CO}_2$  to form magnesite:  $\text{Mg}(\text{OH})_2 + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{MgCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ . The chlorine content of the rocks may have played an active role in the breakdown of olivine during serpentinization, whereby  $\text{Fe}^{2+}$  in olivine is taken into solution via an intermediate Cl-bearing phase (Rucklidge & Patterson 1977, Miura *et al.* 1981). Iron is thus redistributed and normally separates as magnetite under relatively reducing conditions (Moody 1976). Hematite is the prevailing iron oxide in the Modum deposits, requiring more oxidizing conditions. As  $\text{CO}_2$  metasomatism obviously has taken place, olivine may have reacted directly to serpentine plus magnesite according to the reaction:  $2 \text{forsterite} + 2 \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow 1 \text{serpentine} + 1 \text{magnesite}$  (Johannes 1969). The reaction of  $\text{CO}_2$ -bearing fluids on spinel, producing hydrotalcite/quintinite plus diaspore/gibbsite, is discussed above.

Main elements of primary silicates and oxides in the Modum deposits are Mg, Fe and Al. The trace-element contents of these minerals must be primordial as well: Ni, Co, Cr, Sc, Zr, Hf, Ta, Sb and As

(cf. Tables 2 and 3). Late-introduced elements are C, B, Ca and Th, whereas Ti could be both primary and late. The source of Sr, Rb, Ba and Cs is uncertain. Locally important concentrations of Mg and Ca phosphates with As and REEs, Cl and F, must have a magmatic origin. Although levels of Ni and Cr are below those expected for an ultramafic precursor, they are certainly higher than for sedimentary-derived magnesite deposits, as discussed above. It is possible that Ni was largely removed by sulphide segregation at depth; the Modum magnesite deposits are conspicuously poor in sulphides, and large-scale Ni-bearing sulphide deposits related to gabbroic intrusions are known in the Ringerike district north-east of Modum. The mineralogical and geochemical characteristics referred to here, coupled with results on O and C isotopes in magnesite, leave no doubt that the Modum magnesite deposits are of ultramafic origin, having been subjected to metasomatic introduction of CO<sub>2</sub> from a mantle source.

### **A note from the author**

It seems appropriate to point out that the present paper builds heavily on my 1986 paper, and that no systematic literature search has been made in later years, although several new references have been added here. This may not necessarily detract from the conclusions presented.

### **Acknowledgements**

A grant from Sulitelmafondet defrayed the costs of EPMA and INAA. Professor H. Puchelt arranged to have stable isotope analyses of carbonates performed at Institut für Petrographie und Geochemie, Universität Karlsruhe. Determination of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O in two apatites was performed by C. J. Elliott of the Department of Mineralogy, British Museum (Natural History), using an elemental analyser. Borghild Nilssen of the Mineralogical-Geological Museum, University of Oslo, measured the REE contents of three apatite samples by INAA. The author's INAA work was supervised by Dr Arild O. Brunfelt and technically assisted by Toril Enger. John Brommeland took part in the Modum field work in the 1970s and in the Lona investigations in 1981. Permission to visit some of the magnesite deposits was granted by Kjell R. Steinsvik.

### **References**

- Allard, P. (1979): <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C and <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S ratios in magmatic gases from ridge volcanism in Afar. *Nature* **282**, 56-58.
- Barth, T. (1926): Sagvandite, a magnesite bearing igneous rock. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **9**, 271-303.
- Bogoch, R., Magaritz, M. & Michard, A. (1986): Dolomite of possible mantle origin, southeast Sinai. *Chemical Geology* **56**, 281-288.
- Bucher-Nurminen, K. (1981): Petrology of chlorite-spinel marbles from NW Spitsbergen (Svalbard). *Lithos* **14**, 203-213.
- Bugge, A. (1936): Kongsberg-Bamble formasjonen. *Norges Geologiske Undersøkelse* **146**, 117 pp.



- Bugge, A. (1937): Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskartter F.35Ø og F.35V. *Norges Geologiske Undersøkelse* **143**, 1-62.
- Bugge, J.A.W. (1978): Norway. In: Bowie, S.H.U., Kvalheim, A. & Haslam, H.W. (Editors), *Mineral Deposits of Europe. Volume I: Northwest Europe*. The Institution of Mining and Metallurgy / The Mineralogical Society, London, 199-249.
- Chopin, C., Ferraris, G., Prencipe, M., Brunet, F. & Medenbach, O. (2001): Raadeite,  $Mg_7(PO_4)_2(OH)_8$ : a new dense-packed phosphate from Modum, Norway. *European Journal of Mineralogy* **13**, 319-327.
- Deines, P. & Gold, D.P. (1973): The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **37**, 1709-1733.
- Dulski, P. & Morteani, G. (1989): Magnesite formation by  $CO_2$  metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rocks of the Ochsner serpentinite (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). In: Möller, P. (Editor), *Magnesite. Monograph Series on Mineral Deposits* **28**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 95-104.
- Esson, J., Stevens, R.H. & Vincent, E.A. (1965): Aspects of the geochemistry of arsenic and antimony, exemplified by the Skaergaard intrusion. *Mineralogical Magazine* **35**, 88-107.
- Faust, G.T. (1963): Minor elements in serpentine – additional data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **27**, 665-668.
- Faust, G.T. & Fahey, J.J. (1962): The serpentine-group minerals. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **384-A**, 92 pp.
- Fron del, C. (1941): Constitution and polymorphism of the pyroaurite and sjögrenite groups. *American Mineralogist* **26**, 295-315.
- Gasparik, T. & Lindsley, D.H. (1980): Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: Prewitt, C.T. (Editor), *Pyroxenes. Reviews in Mineralogy* **7**, 309-339.
- Hochstetter, (1842): Untersuchung über die Zusammensetzung einiger Mineralien. *Journal für praktische Chemie* **27**, 375-378.
- Hoefs, J. (1973): Ein Beitrag zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteine. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **41**, 277-300.
- Johannes, W. (1968): Experimental investigation of the reaction forsterite +  $H_2O \leftrightarrow$  serpentine + brucite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **19**, 309-315.
- Johannes, W. (1969): An experimental investigation of the system  $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ . *American Journal of Science* **267**, 1083-1104.
- Johannes, W. (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **113**, 274-325.
- Johnson, S.W. (1851): On the houghite of Prof. Shepard. *American Journal of Science* **12**, 361-365.

- Josang, O. (1966): Geologiske og petrografiske undersøkelser i Modumfeltet. *Norges Geologiske Undersøkelse* **235**, 148 pp.
- Kralik, M., Aharon, P., Schroll, E. & Zachmann, D. (1989): Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. In: Möller, P. (Editor), Magnesite. *Monograph Series on Mineral Deposits* **28**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 197-223.
- Miura, Y., Rucklidge, J. & Nord Jr., G.L. (1981): The occurrence of chlorine in serpentine minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **76**, 17-23.
- Möller, P. (1989): Minor and trace elements in magnesite. In: Möller, P. (Editor), Magnesite. *Monograph Series on Mineral Deposits* **28**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 173-195.
- Moody, J.B. (1976): Serpentinization: a review. *Lithos* **9**, 125-138
- Morton, R.D. & Catanzaro, E.J. (1964): Stable chlorine isotope abundances in apatites from Ødegårdens verk, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **44**, 307-314.
- Munz, I.A. (1990): Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks and the *P-T-t* path of the Modum Complex, South Norway. *Lithos* **24**, 181-200.
- Munz, I.A. & Morvik, R. (1991): Metagabbros in the Modum Complex, southern Norway: an important heat source for Sveconorwegian metamorphism. *Precambrian Research* **52**, 97-113.
- Munz, I.A., Wayne, D. & Austrheim, H. (1994): Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum Complex, South Norway: evidence for age, source and REE mobility. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 32-46.
- Nathan, Y. (1984): The mineralogy and geochemistry of phosphorites. In: Nriagu, J. O. & Moore, P.B. (Editors), *Phosphate Minerals*. Springer-Verlag, Berlin, 275-291.
- Neumann, H. (1985): Norges mineraler. *Norges Geologiske Undersøkelse Skrifter* **68**, 278 pp.
- Onishi, H. (1969): Arsenic. In: Wedepohl, K.H. (Executive Editor), *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, unpaginated.
- Onishi, H. & Sandell, E.B. (1955a): Geochemistry of arsenic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **7**, 1-33.
- Onishi, H. & Sandell, E.B. (1955b): Notes on the geochemistry of antimony. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **8**, 213-221.
- Parekh, P.P. & Möller, P. (1977): Revelation of the genesis of minerals in paragenesis with fluorides, calcites and phosphates via rare earth fractionation. *International Symposium on Nuclear Techniques in Exploration, Extraction and Processing of Mineral Resources*. IAEA, Wien, March 1977, 353-369.
- Petrascheck, W.E. (1971): Der kristalline Magnesit in Serpentin von Snarum (Norwegen). *Radex-Rundschau* **1971(3)**, 487-491.
- Pettersen, K. (1883): Sagvandit – en ny bergart. *Tromsø Museums Aarshefter* **6**, 72-80.

- Piccoli, P.M. & Candela, P.A. (2002): Apatite in igneous systems. In: Kohn, M.J., Rakovan, J. & Hughes, J. M. (Editors), *Phosphates. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **48**, 255-292.
- Pohl, W. (1989): Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. In: Möller, P. (Editor), *Magnesite. Monograph Series on Mineral Deposits* **28**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1-13.
- Pohl, W. & Siegl, W. (1986): Sediment-hosted magnesite deposits. In: Wolf, K.H. (Editor), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Part IV. Volume 14. Regional Studies and Specific Deposits*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 223-310.
- Puchelt, H. (1972): Barium. In: Wedepohl, K.H. (Executive Editor), *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, unpaginated.
- Raade, G. (1970): Dypingite, a new hydrous basic carboante of magnesium, from Norway. *American Mineralogist* **55**, 1457-1465.
- Raade, G. (1982): Die sogenannten "Martite" von Snarum (Norwegen). *Der Aufschluss* **33**, 405-407.
- Raade, G. (1986): Petrogenesis of serpentine-magnesite deposits at Modum, South Norway: A progress report. In: *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (Regional Presentations)*. Theophrastus Publications S.A., Athens, 451-479.
- Raade, G. (1999): Et unikt mineralselskap av magnesiumfosfater fra magnesitt-serpentin-forekomster på Modum. *Norsk Bergverksmuseums Skriftserie* **15**, 11-14.
- Raade, G. (2011): A metamict, thorium-rich magnesium phosphate from Overntjern, Modum, Norway. *Norsk Bergverksmuseums Skriftserie* **46**, 33-36.
- Raade, G. (2012): Dypingite, my first new mineral – forty-two years later. *Norsk Bergverksmuseums Skriftserie* **49**, 53-63.
- Raade, G. (2013): Hydrotalcite and quintinite from Dypingdal, Snarum, Buskerud, Norway. *Norsk Bergverksmuseums Skriftserie* **50**, 55-57.
- Raade, G. & Mladeck, M.H. (1979): Holvedahlite, a new magnesium phosphate from Modum, Norway. *Lithos* **12**, 283-287.
- Raade, G. & Tysseland, M. (1975): Althausite, a new mineral from Modum, Norway. *Lithos* **8**, 215-219.
- Raade, G., Mladeck, M.H. & Din, V.K. (1986): Heneuite,  $\text{CaMg}_5(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ , a new mineral from Modum, Norway. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* **1986(8)**, 343-350.
- Raade, G., Rømming, C. & Medenbach, O. (1998): Carbonate-substituted phosphoellenbergerite from Modum, Norway: description and crystal structure. *Mineralogy and Petrology* **62**, 89-101.
- Rømming, C. & Raade, G. (1980): The crystal structure of althausite,  $\text{Mg}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH},\text{O})(\text{F},\square)$ . *American Mineralogist* **65**, 488-498
- Rømming, C. & Raade, G. (1986): The crystal structure of heneuite,  $\text{CaMg}_5(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ . *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* **1986(8)**, 351-359.

- Rømming, C. & Raade, G. (1989): The crystal structure of natural and synthetic holtedahlite. *Mineralogy and Petrology* **40**, 91-100.
- Rucklidge, J.C. & Patterson, G.C. (1977): The role of chlorine in serpentinization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **65**, 39-44.
- Sauter, P.C.C. (1981): Mineral relations in siliceous dolomites and related rocks in the high-grade metamorphic Precambrian of Rogaland, SW Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **61**, 35-45.
- Schetelig, J. (1920): Anomit og leuchtenbergit fra Dypingdal, Snarum. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **6**, 109-112.
- Schetelig, J. (1926): Om serpentin-magnesitt-forekomstene i Snarum som eksempel på en magmatisk karbonatbergart. *Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, Årbok 1925*, 25-26.
- Shepard, C.U. (1851): Houghite. *American Journal of Science* **12**, 210.
- Zachmann, D.W. (1989): Mg-carbonate deposits in freshwater environment. In: Möller, P. (Editor), *Magnesite. Monograph Series on Mineral Deposits* **28**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 61-94.

**Table 1.** Neutron activation analytical data for carbonates from Modum magnesite deposits (ppm).

		1	2	3	4	5	6	7
		Magnesite <i>Overtjern</i>	Magnesite <i>Dypingdal</i>	Dolomite <i>Dypingdal</i> EPMA M4 With calcite	Magnesite <i>Langerud</i> EPMA M5 Ophimagnesite	Magnesite <i>Overtjern</i>	Magnesite <i>Langerud</i>	Magnesite <i>Dypingdal</i>
		Cleavage	Cleavage			Cleavage	Cleavage	Ophimagnesite
As	GR	–	–	0	–	–	–	–
As	Ext lab	0	1.8	2.3	2.1	0	0	0
Co	GR	–	–	<u>6.2</u>	–	–	–	–
Co	Ext lab	12	10	8	6	4	9	8
Cr	Ext lab	0	0	0	0	0	0	0
Cs	GR	–	–	0	–	–	–	–
Ni	GR	–	–	2	–	–	–	–
Sb	GR	–	–	0	–	–	–	–
Sb	Ext lab	0	0	0	0	0	0	0.3
Sc	GR	–	–	<u>1.3</u>	–	–	–	–
Sc	Ext lab	2.1	2.6	1.2	4.8	4.2	9.8	1.9
Sr	GR	–	–	148	–	–	–	–
Ta	GR	–	–	<u>2.52</u>	–	–	–	–
U	GR	–	–	<u>0.3</u>	–	–	–	–
		8	9	10	11	12	13	14
		Magnesite <i>Dypingdal</i>	Magnesite <i>Nes</i> EPMA M6 Ophimagnesite	Magnesite <i>Tingelstadjern</i>	Magnesite <i>Tingelstadjern</i>	Dolomite <i>Tingelstadjern</i> EPMA M7 With calcite	Hydrotalcite <i>Dypingdal</i>	Hydrotalcite <i>Dypingdal</i>
		Cleavage		Cleavage	Ophimagnesite		White	Pale blue
As	GR	–	2.5	0.6	17.8	4.7	0.7	–
As	Ext lab	0	1.6	0	12.4	3.1	0	0
Co	GR	–	<u>1.7</u>	<u>1.7</u>	<u>1.7</u>	<u>1.4</u>	<u>5.8</u>	–
Co	Ext lab	6	2	6	3	4	9	10
Cr	Ext lab	0	0	0	8	0	50	46
Cs	GR	–	0	<u>0.14</u>	<u>0.16</u>	<u>0.61</u>	0	–
Ni	GR	–	19	5	13	7	155	–
Sb	GR	–	<u>0.23</u>	<u>0.05</u>	<u>0.78</u>	<u>0.04</u>	<u>0.08</u>	–
Sb	Ext lab	0	0	0	0.8	0	0	0
Sc	GR	–	<u>3.2</u>	<u>5.9</u>	<u>3.6</u>	<u>2.4</u>	<u>0.4</u>	–
Sc	Ext lab	6.1	3.0	6.1	3.5	2.4	0.3	0.4
Sr	GR	–	33	3	114	120	119	–
Ta	GR	–	<u>0.02</u>	0.01	<u>0.04</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	–
U	GR	–	<u>0.3</u>	<u>0.2</u>	<u>0.4</u>	<u>0.3</u>	<u>0.3</u>	–
Hf	GR	–					<u>0.9</u>	–
Zr	GR	–					<u>43</u>	–

**Explanations to Tables 1 – 4:**

“–“ means not analysed “0” means not detected (below detection limit)

Blank fields: unreliable results or below detection limit

Underlined numbers are averages of two to six single determinations

GR: Analyses performed by G. Raade at the Mineralogical-Geological Museum 1984 (epithermal irradiation)

Ext lab: Analyses performed by an external, commercial laboratory 2002 (thermal irradiation)

**Table 2.** Neutron activation analytical data for oxides from Modum magnesite deposits (ppm).

		15	16	17	18	19	20
		<b>Spinel</b>	<b>Spinel</b>	<b>Magnetite</b>	<b>Magnetite</b>	<b>He matite</b>	<b>He matite</b>
		<i>Dypingdal</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Hulebak</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Overntjern</i>
		Separate	Separate		EPMA M22	EPMA old 1	EPMA M18
		Nonmagnetic	Magnetic	In hydrotalcite		Crystal	Twinned
<b>As</b>	GR	3	–	84	19	0	16
<b>As</b>	Ext lab	0	0	8.8	6.8	3.5	7.6
<b>Co</b>	GR	<u>48</u>	–	<u>161</u>	<u>29</u>	<u>3</u>	<u>1</u>
<b>Co</b>	Ext lab	60	65	177	30	12	5
<b>Cr</b>	Ext lab	248	215	55	75	33	99
<b>Hf</b>	GR	<u>21.1</u>	–	<u>4.0</u>	<u>5.8</u>	<u>9.6</u>	~ <u>0.5</u>
<b>Hf</b>	Ext lab	17	1	0	0	7	0
<b>Ni</b>	GR	304	–	502	19	16	0
<b>Sb</b>	GR	<u>0.41</u>	–	<u>1.90</u>	<u>1.25</u>	<u>6.43</u>	<u>6.32</u>
<b>Sb</b>	Ext lab	0.4	0	1.8	2.7	6.1	6.6
<b>Sc</b>	GR	<u>1.0</u>	–	<u>19.5</u>	<u>88.4</u>	<u>46.9</u>	<u>35.0</u>
<b>Sc</b>	Ext lab	1.3	2.7	19	100	46.7	39.9
<b>Sr</b>	GR	297	–	349	50	3	34
<b>Ta</b>	GR	<u>0.09</u>	–	<u>1.36</u>	<u>5.59</u>	<u>2.85</u>	<u>2.11</u>
<b>Zr</b>	GR	<u>719</u>	–	143	<u>120</u>	<u>216</u>	6
<b>U</b>	GR	0.4	–	<u>0.2</u>	0.3	<u>0.4</u>	0.4
<b>TiO<sub>2</sub> %</b>	GR	0.01	–	2.16	6.67	1.86	1.33

**Comments on individual elements in Tables 1 – 4:**

**As:** There are discrepancies between GR and Ext lab results; the short half-life of the product isotope <sup>76</sup>As (26.3 h) should be considered. Epithermal irradiation is preferred, and the GR data are deemed to be best. **Ba:** Thermal irradiation is not suited. **Co:** Reasonable agreement between GR and Ext lab results. **Cr:** Thermal irradiation is preferred. **Cs:** Only by epithermal irradiation. **Hf:** Good agreement between GR and Ext lab results; better sensitivity with epithermal irradiation. **Ni:** Only by epithermal irradiation. **Rb:** Epithermal irradiation preferred. **Sb:** Reasonable agreement between GR and Ext Lab results; better sensitivity with epithermal irradiation. **Sc:** Excellent agreement between GR and Ext lab results. **Sr:** Only by epithermal irradiation. **Ta:** Only by epithermal irradiation. The 1121.2 keV peak from <sup>182</sup>Ta interferes with <sup>46</sup>Sc at 1120.5 keV and was not used. **Th:** Epithermal irradiation is preferred. **Ti:** Excellent agreement with EPMA values for hematite and magnetite reported by Raade (1986). TiO<sub>2</sub> is 0.92 wt.% for sample 34 (pargasite) by EPMA (Raade 1986) versus 0.97 wt.% by INAA (Table 3). **Zr:** Both thermal and epithermal irradiation can be used, but it was not analysed by Ext lab. **U:** Epithermal irradiation is preferred. **REEs:** Nine rare earth elements were analysed; for eight of them, both thermal and epithermal irradiation can be used. The exception is Lu which requires thermal irradiation. There is generally a good agreement between GR and Ext lab results.

**Table 3.** Neutron activation analytical data for silicates from Modum magnesite deposits (ppm).

		21	22	23	24	25	26	27
		<b>Forsterite</b>	<b>Talc</b>	<b>Talc</b>	<b>Phlogopite</b>	<b>Clinochlore</b>	<b>Serpentine</b>	<b>Serpentine</b>
		<i>Dypingdal</i>	<i>Overntjern</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Overntjern</i>	<i>Overntjern</i>
		XRD 1759		XRD 1695	EPMA M12	EPMA M13	XRD 21828	
		Separated	Platy	Massive			Chrysotile	Hematite incl.
As	GR	152	399	2.5	5	56	–	–
As	Ext lab	25.9	55.7	0	0	9.1	67.4	80
Ba	GR				<u>293</u>			
Co	GR	<u>18</u>	<u>2</u>	<u>15</u>	<u>5</u>	<u>20</u>	–	–
Co	Ext lab	20	5	16	11	23	11	4
Cr	Ext lab	0	0	0	32	11	0	0
Cs	GR	0	0.06	<u>0.13</u>	<u>3.2</u>	0.06	–	–
Ni	GR	98	42	64	81	144	–	–
Rb	GR				<u>367</u>			
Rb	Ext lab				233			
Sb	GR	0	<u>0.19</u>	<u>0.25</u>	<u>0.30</u>	<u>0.21</u>	–	–
Sb	Ext lab	0	0.3	0.2	0.8	0	0	1.7
Sc	GR	<u>7.1</u>	<u>0.8</u>	<u>3.5</u>	<u>14.4</u>	<u>10.0</u>	–	–
Sc	Ext lab	7.4	0.6	4.2	12.7	10.6	0.6	3.3
Sr	GR	100	42	58	71	112	–	–
Ta	GR	0.01	0.01	<u>0.02</u>	<u>1.18</u>	<u>0.36</u>	–	–
U	GR	<u>0.3</u>	0.5	0.5	<u>0.2</u>	0.3	–	–
		28	29	30	31	32	33	34
		<b>Serpentine</b>	<b>Serpentine</b>	<b>Serpentine</b>	<b>Serpentine</b>	<b>Enstatite</b>	<b>Enstatite</b>	<b>Pargasite</b>
		<i>Tingelstadjern</i>	<i>Tingelstadjern</i>	<i>Dypingdal</i>	<i>Hulebak</i>	<i>Overntjern</i>	<i>Tingelstadjern</i>	<i>Liaas</i>
								EPMA 3/5/82
		Yellow-green	Darker green	Pseudomorph	Yellow-green	Hematite incl.	Hematite incl.	
As	GR	762	384	101	–	59	–	57
As	Ext lab	126	65.6	14.6	10.9	12	29.3	9.9
Co	GR	<u>1.5</u>	<u>3</u>	<u>8</u>	–	<u>2</u>	–	<u>10</u>
Co	Ext lab	6	4	10	42	13	4	16
Cr	Ext lab	0	0	0	0	0	0	0
Cs	GR	0.02	<u>0.12</u>	0.06	–	<u>2.5</u>	–	<u>1.7</u>
Ni	GR	17	32	103	–	9	–	30
Sb	GR	<u>0.98</u>	<u>1.09</u>	<u>0.32</u>	–	<u>0.55</u>	–	<u>0.33</u>
Sb	Ext lab	0	0.9	0.6	0	0.3	0	0
Sc	GR	<u>3.8</u>	<u>3.8</u>	<u>6.6</u>	–	<u>4.8</u>	–	<u>117</u>
Sc	Ext lab	4.0	3.9	7.6	5.6	4.9	13.7	130
Sr	GR	30	32	96	–	0	–	29
Ta	GR	<u>0.04</u>	<u>0.06</u>	<u>0.06</u>	–	<u>0.04</u>	–	<u>1.55</u>
U	GR	<u>23.9</u>	0.4	<u>0.2</u>	–	0.4	–	0.2
Hf	GR / Ext							<u>8.6</u> / 8
Zr	GR							<u>470</u>
Th	GR / Ext							<u>3.7</u> / 3.9
La	GR / Ext							6.0 / 7.2
Ce	GR / Ext							<u>39</u> / 41
Nd	Ext lab							38
Sm	Ext lab							17
Eu	GR / Ext							<u>3.7</u> / 4.1
Tb	GR / Ext							<u>4.3</u> / 4.3
Tm	GR							3.0
Yb	GR / Ext							<u>25.1</u> / 25.7
Lu	Ext lab							3.75
TiO <sub>2</sub> %	GR							0.97

**Table 4.** Neutron activation analytical data for phosphates from Modum magnesite deposits (ppm).

		35	36	37	38
		<b>Althausite</b>	<b>Althausite</b>	<b>Heneuite</b>	<b>Apatite</b>
		<i>Overntjern</i>	<i>Tingelstadjern</i>	<i>Tingelstadjern</i>	<i>Tingelstadjern</i>
		Brownish	Grey	Type material	
<b>As</b>	GR	–	7048	5590	–
<b>As</b>	Ext lab	8400	9020	6200	705
<b>Ni</b>	GR	–	3	4	–
<b>Sc</b>	GR	–	<u>20.5</u>	<u>71</u>	–
<b>Sc</b>	Ext lab	123	24.7	83.2	1.3
<b>Sr</b>	GR	–	345	56	–
<b>Th</b>	GR	–	<u>0.18</u>	<u>2.3</u>	–
<b>Th</b>	Ext lab	0	2.2	0	18.4
<b>La</b>	GR	–	9.7	27.4	–
<b>La</b>	Ext lab	0	5.0	28.3	500
<b>Ce</b>	GR	–	<u>8</u>	<u>64</u>	–
<b>Ce</b>	Ext lab	0	10	102	1740
<b>Nd</b>	Ext lab	0	0	100	1200
<b>Sm</b>	GR	–	0	<u>25.5</u>	–
<b>Sm</b>	Ext lab	0.3	2.6	32.2	286
<b>Eu</b>	GR	–	<u>0.7</u>	<u>7.2</u>	–
<b>Eu</b>	Ext lab	0	0	9.7	80.3
<b>Tb</b>	GR	–	<u>0.3</u>	<u>6.1</u>	–
<b>Tb</b>	Ext lab	0	0	7.5	60
<b>Tm</b>	GR	–	0.1	2.2	–
<b>Yb</b>	GR	–	<u>1.2</u>	<u>16.3</u>	–
<b>Yb</b>	Ext lab	0	0.8	19	288
<b>Lu</b>	Ext lab	0	0.12	3.0	41.3

**Table 5.** Oxygen and carbon isotope compositions of carbonates from Modum (per mille).

No.	Mineral	Type	Locality	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
1	Magnesite	Coarse cleavages	Overntjern	– 8.0	11.4
2	Magnesite	Coarse cleavages	Dypingdal	– 4.9	11.6
3	Dolomite + calcite	Fissure filling	Dypingdal	– 4.2	4.4
4	Magnesite	Ophimagnesite	Langerud	– 1.3	13.4
5	Magnesite	Coarse cleavages	Overntjern	– 9.0	12.4
6	Magnesite	Coarse cleavages	Langerud	– 3.6	11.6
7	Magnesite	Ophimagnesite	Dypingdal	– 1.6	12.6
8	Magnesite	Coarse cleavages	Dypingdal	– 5.2	11.1





# Variasjon i kjemisk sammensetning av wöhleritt: en mulig petrologisk indikator på pegmatittsmelten

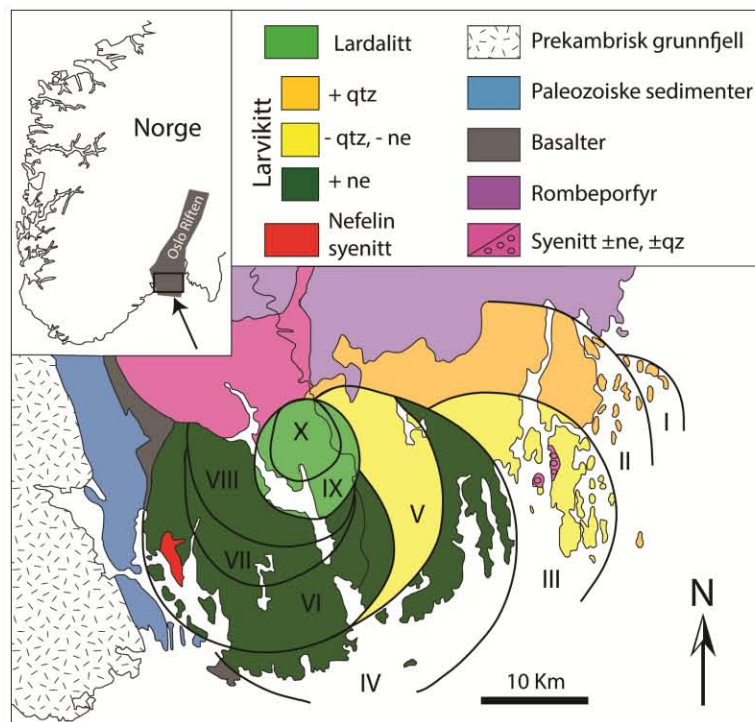
Øyvind Sunde<sup>1\*</sup>, Henrik Friis<sup>1</sup>, Tom Andersen<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Naturhistorisk museum, Postboks 1172, Blindern, 0318 Oslo (\*oyvind.geologi@gmail.com)

<sup>2</sup>Institutt for Geofag, Boks 1047, Blindern, 0316 Oslo.

## Introduksjon

Wöhleritt med ideell formel  $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Zr},\text{Nb})(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{O},\text{F})_2$  er et Na-Zr-disilikat som danner en egen mineralgruppe og er beslektet med mosandritt- og rosenbuschitt-gruppen av mineraler. På verdensbasis er wöhleritt beskrevet som en aksessorisk fase i alkaline komplekser (Chiao & Gault 1979; Mariano & Roeder 1989; Keller & Williams 1995; Biagioni *et. al.* 2012), men i Larvik plutonkompleks (LPC) i Oslofeltet opptre wöhleritt rikelig i mange pegmatitter som et primærmagmatisk mineral. I disse pegmatittene krystalliserte wöhleritt tidlig sammen med mikroklin, nefelin, magnetitt, annitt, og amfibol (Larsen 2010). Strukturelt har wöhleritt en kompleks krystallkjemi med fire rader brede oktaederposisjoner som deler kanter og knyttes sammen av  $\text{Si}_2\text{O}_7$  tetraedere (Mellini & Merlino 1978; Merlino & Perchiazzi 1988; Biagioni *et. al.* 2012). Kontraster i den kjemiske sammensetningen av frisk wöhleritt fra ulike pegmatitter i LPC kan gi informasjon om den opprinnelige pegmatittsmelten og hvorvidt pegmatittene representerer bergarten de sitter i.



**Fig. 1.** Forenklet geologisk kart over larvikitt komplekset. Modifisert etter Petersen (1978) og Dahlgren (2010).

## Geologisk bakgrunn

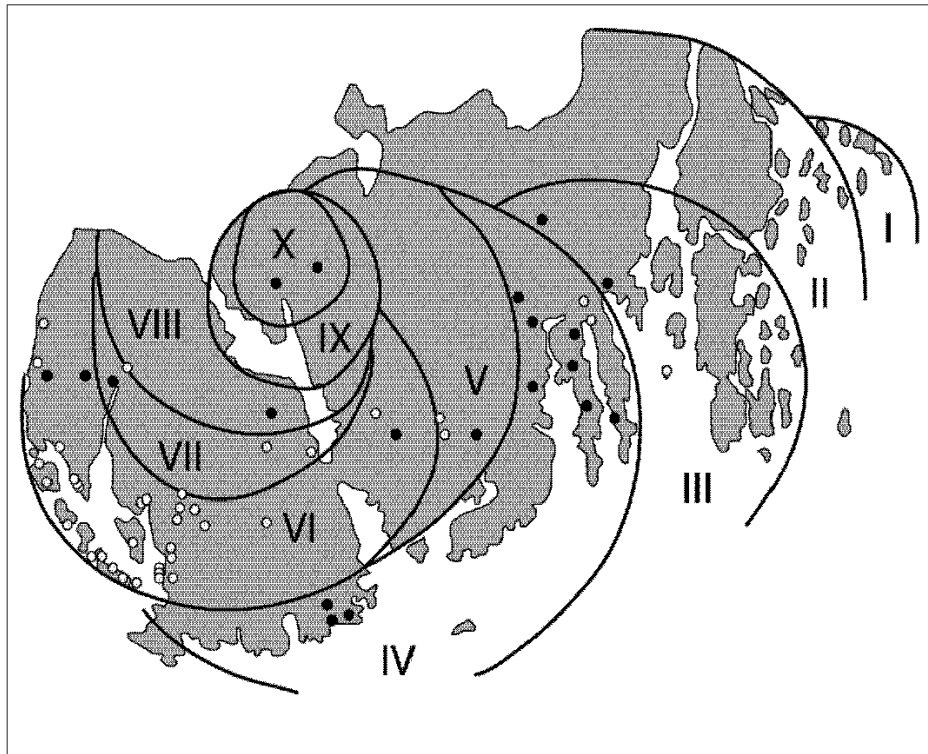
Oslofeltet referer til den kontinentale riftdannelsen for 300 millioner år siden i overgangen karbon – perm, og er relatert til skjærbevegelser i Sorgenfrei-Tornquist-beltet (Neumann *et. al.* 2004). Tektonikken i Oslofeltet strekker seg fra Skagerak i sør til Rena i nord som en grabenstruktur, og feltet er verdenskjent for sine velbevarte permiske intrusiver og eruptiv bergarter mellom Vestfold og Akershus. De intrusive bergartene varierer mellom syenittiske til granittiske sammensetninger (Neumann 1976; Sundvoll *et. al.* 1990; Larsen *et. al.* 2008), men larvikittene utgjør det største og mest differensierte monsonittiske bergartskomplekset i Oslofeltet med en karakteristisk ringstruktur (Fig. 1). Larvikitt er kjemisk sett en monsonitt med ternær feltspat som har en karakteristisk blå schiller (Le Maitre *et. al.* 2002). Ringstrukturene er tolket å representere individuelle plutoner med en kontinuerlig utvikling fra kvartsførende monsonitter i øst (Ring I og II), monsonitt uten kvarts eller nefelin (Ring III og V), til nefelinførende monsonitter i vest (Ring VI, VII, og VIII) (Petersen 1978; Neumann 1980). Ringsegment IX og X består av en annen type nefelinsyenitt (lardalitt) som karakteriseres av en grovkornet sub- til euhedral nefelin, og rombisk feltspat (Le Maitre *et. al.* 2002; Dahlgren 2010).

### *Pegmatittene i LPC*

Pegmatittene opptrer med en kompleks morfologi og mineralsonering med romlig utstrekning som varierer i størrelse; fra de helt små (cm skala) til store ganger med utstrekning på flere titalls meter. Kompleksiteten i pegmatittene er for stor til at det mulig å gi en fullstendig oversikt her, men en generell oversikt er gitt av Dahlgren (Larsen 2010). Med unntak av noen få tilfeller opptrer pegmatittene internt i larvikittkomplekset og innenfor de ulike ringstrukturene (Fig.1). Mineralsoneringen i mange av pegmatittene er kompleks hvor mineralparagenesen endrer seg hurtig horisontalt og vertikalt over korte avstander. Sammenlignet med granittiske pegmatitter med en mer åpenbar mineralsonering som funksjon av krystallisasjonsrekkefølge, er de alkaline pegmatittene i LPC typisk sonerte som følge av gravitasjon, hydrøs omvandling, sekundære faser, og teksturelle forskjeller. Brøgger (1890) oppdaget en viktig forskjell i mineralogien mellom pegmatitter sør for Stavern og på øyene i Langesundsfjorden, hvor grunnstoffer med høy valens (eks.,  $Zr^{4+}$ ,  $Nb^{5+}$ ,  $Ti^{4+}$ ) danner ulike mineraler. Det er vél kjent at en gruppe pegmatitter karakteriseres av mineralsammensetningen pyroklor, zirkonolitt, og zirkon (Stavern-typen), mens pegmatitter i Langesundsfjorden karakteriseres av komplekse Na-Zr-disilikater (eks., eudialytt-gruppen, låvenitt m.fl.) (Andersen 2010; Larsen 2010; Piilonen 2012, 2013). Noen av pegmatittene med kompleks mineralogi opptrer i en tydelig relasjon til nefelinsyenitt, både som sidebergart, men også blandet inn i selve pegmatittkroppen, og et uavklart spørsmål er hvorvidt noen pegmatitter er derivert fra nefelinsyenitt fremfor larvikitt.

### *Prøvemateriale*

Oversikt over prøvelokaliteter i forhold til ringseksjon er vist i Fig. 2. Totalt er wöhleritt fra 43 lokaliteter analysert og for enkelte lokaliteter er flere analyser av ulike korn konsolidert til et gjennomsnittlig representativt datapunkt. Prøvene representerer pegmatitter mellom ringseksjon III – VII, men den største frekvensen av prøver er relatert til ringseksjon VI.



**Fig. 2.** Oversikt over lokaliteter. Hvite sirkler = pegmatitter som er prøvetatt, sorte sirkler = andre lokaliteter.

## Analytiske metoder

### Hovedelementer

Hovedkjemi ble analysert på en Cameca SX100 elektronmikrosonde utstyrt med fem spektrometre (WDS) ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. Mineralprøvene ble støpt inn i epoksy og dekket med et tynt karbonlag. Følgende naturlige og syntetiske standarder ble benyttet i kalibreringen: wollastonitt (Ca  $K\alpha$ , Si  $K\alpha$ ), albitt (Na  $K\alpha$ ), pyrofanitt (Mn  $K\alpha$ , Ti  $K\alpha$ ), zirkon (Zr  $L\alpha$ ), fluoritt (F  $K\alpha$ ), rene metaller (Fe  $K\alpha$ , Nb  $L\alpha$ , Hf  $M\alpha$ ), og syntetiske ortofosfater for REE og Y (Y  $L\alpha$ , La  $L\alpha$ , Ce  $L\alpha$ , Nd  $L\beta$ , Pr  $L\beta$ ) (Jarosewich & Boatner 1991; Donovan *et. al.* 2003). Topp- og bakgrunnsforhold ble akseptert dersom gjennomsnittet av 7 målinger var innenfor  $3\sigma$ . Intensitet ble korrigert for interne grunnstoffoverlapp og grunnmasse effekter ved bruk av PAP prosedyren (Pouchou & Pichoir 1984). Alle formelberegninger (apfu) er gjort med hensyn til 18 anioner.

### Sporelementer

Sporelementer ble analysert på en Bruker Aurora Elite Quadrupole ICP-MS med en montert CTAC LXS213G2+ lasersonde ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. Totalt ble 31 elementer inkludert i oppsettet, men analyser som falt under deteksjonsgrensen er ikke inkludert i dataene. Følgende parametere ble benyttet for samtlige analyser: puls 10 Hz, hviletid 10 ms, åpningstid 12 s, bygetelling 275, og 40  $\mu\text{m}$  punktstørrelse med 40 % laserenergi. For å kontrollere stabilitet og drift i instrumentet ble kjente prøver (NIST 610 og BCR-2G) analysert mellom serier på ti ukjente prøver.

Kvantitative resultater ble registrert ved å normalisere hver analyse til Si-verdier (vektprosent) hentet fra elektronmikroskopde.

## Resultater

### Hovedelementer

Et utdrag av representative hovedelementer er presentert i tabell 1 som gjennomsnitt av flere analysepunkter. Na varierer i snitt mellom 1,6 og 2,0 apfu, Ca 3,7 – 3,9 apfu, Si 3,9 – 4,0 apfu, Zr 0,91 – 0,95 apfu, og Nb 0,6 – 0,8 apfu. Alle prøvene er svært lave i Mg med en større spredning mellom Fe og Mn. Ca og Na er relativt konstant i innbyrdes forhold, og tilsvarende for Nb og Zr (Fig. 3). Ti er relativt konstant omkring 0,1 apfu mens Fe, Mn, Mg varierer i sum mellom 0,2 – 0,4 apfu (Fig. 4).

**Tabell 1.** Representative analyser av hovedelementer i wöhleritt fra LPC. STAUP = Stauper, KAM = Kamfjord pukkerk, HAF = Hafallen, STAL = Stålaker, SAG3 = Sagåsen, TVE5 = Bjørndalen, LAV = Låven, BVK3 = Barkevika (Biong), RONN = Rønningen (Telemarksporten), HED = Hedrum, BJON2 = Bjønneshalvøya nord, BJON3 = Bjønneshalvøya sør, STOK2 = Stokkøya (Båtbukta), ONNA = Ønna, PAUL = Pauler (E18), SKY = Sky (E18). \* = LA-ICPMS.

<i>n</i>	13	10	15	15	10	19	17	21
<i>Lok.</i>	STAUP	KAM	HAF	STAL	SAG3	TVE5	LAV	BVK3
Pluton	3	4	4	5	6	6	6	6
F	4.4(7)	5.2(9)	5.2(6)	3.8(4)	4.1(6)	4.2(4)	4(1)	4.5(6)
Na <sub>2</sub> O	7.1(2)	7.2(2)	7.1(2)	6.5(1)	7.1(2)	7.1(1)	7.8(3)	7.3(4)
FeO	1.6(1)	1.9(2)	1.4(2)	0.8(1)	1.5(1)	1.5(2)	1.5(8)	1.4(4)
MgO	0.29(3)	0.28(1)*	0.26(7)	0.24(1)*	0.27(1)*	0.187(9)*	0.20(8)	0.18(1)*
MnO	0.9(1)	0.9(1)	1.04(7)	1.8(1)	1.09(7)	1.7(4)	1.2(6)	0.9(2)
CaO	26.6(4)	27.2(5)	28.0(8)	27.8(3)	26.9(3)	26.8(5)	25(1)	26.7(5)
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42(6)	0.52(7)	0.3(1)	0.46(7)	0.43(8)	0.3(1)	0.41(7)	0.41(7)
ΣREE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.636	0.639	0.586	0.628	0.677	0.573	0.641	0.689
HfO <sub>2</sub>	0.39(6)	0.39(4)	0.40(7)	0.65(8)	0.43(5)	0.43(6)	0.43(8)	0.40(6)
SiO <sub>2</sub>	29.4(5)	29.8(3)	29.8(4)	29.4(4)	29.5(1)	29.5(3)	29.7(4)	29.8(3)
TiO <sub>2</sub>	1.03(8)	0.84(9)	0.96(8)	0.81(4)	0.78(5)	0.7(1)	1.0(1)	1.2(1)
ZrO <sub>2</sub>	14.1(4)	14.4(4)	14.3(3)	13.9(3)	14.1(3)	14.3(4)	14.5(2)	14.8(4)
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	12.7(6)	12.2(6)	11(1)	13.3(3)	13.4(5)	13(1)	12(2)	13.1(6)
-F=O	-1.88	-2.21	-2.21	-1.63	-1.74	-1.8	-2.1	-1.92
Total	97.68	98.97	98.13	98.21	98.26	98.3	96.28	99.27
F	1.89	2.18	2.17	1.64	1.74	1.80	2.08	1.89
Na	1.85	1.85	1.81	1.68	1.85	1.84	2.00	1.87
Mg	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03
Si	3.91	3.90	3.91	3.92	3.92	3.93	3.92	3.90
Ca	3.81	3.82	3.93	3.97	3.83	3.81	3.66	3.75
Fe	0.18	0.21	0.16	0.09	0.17	0.17	0.17	0.16
Zr	0.92	0.92	0.91	0.90	0.92	0.93	0.94	0.95
Nb	0.77	0.73	0.69	0.80	0.81	0.78	0.74	0.78
Mn	0.11	0.11	0.12	0.21	0.12	0.19	0.14	0.10
Ti	0.10	0.08	0.10	0.09	0.08	0.07	0.11	0.13
Y	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
ΣREE	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
O	2.06	1.77	1.76	2.26	2.22	2.15	1.86	2.06

Tabell 1(forts.)

<i>n</i>	5	15	6	6	7	12	9	12
Lok.	RONN	HED	BJON2	BJON3	STOK2	ONNA	PAUL	SKY
Pluton	6	6	6	6	6	7	7	7
F	4.0(5)	4.9(5)	4.0(3)	4.2(6)	4.5(7)	5.8(6)	4.5(5)	4.1(5)
Na <sub>2</sub> O	6.9(1)	6.2(3)	7.2(1)	7.6(2)	6.93(6)	6.9(2)	6.6(2)	7.1(1)
FeO	1.43(9)	1.3(2)	1.89(9)	1.1(2)	1.2(2)	1.2(3)	1.2(1)	1.5(1)
MgO*	0.186(5)	0.38(5)	0.182(6)	0.166(7)	0.212(5)	0.29(1)	0.27(1)	0.31(1)
MnO	1.4(4)	1.5(4)	0.90(8)	0.81(8)	0.97(9)	2.3(6)	1.6(1)	1.30(9)
CaO	27.1(1)	29.2(7)	26.7(2)	26.3(2)	28.4(3)	26.8(3)	28.0(5)	27.4(5)
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40(2)	0.50(7)	0.39(8)	0.36(3)	0.3(1)	0.5(1)	0.58(4)	0.3(1)
ΣREE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.542	0.581	0.627	0.752	0.557	0.643	0.688	0.68
HfO <sub>2</sub>	0.43(7)	0.46(6)	0.41(5)	0.35(3)	0.40(4)	0.48(7)	0.84(6)	0.44(6)
SiO <sub>2</sub>	29.9(2)	30.0(3)	29.3(2)	29.3(3)	29.5(1)	29.2(5)	29.7(2)	29.8(2)
TiO <sub>2</sub>	0.7(1)	1.14(9)	0.99(3)	1.5(1)	1.38(5)	0.58(5)	0.77(5)	0.81(5)
ZrO <sub>2</sub>	14.9(2)	14.1(3)	14.3(2)	14.4(2)	14.3(1)	14.2(2)	14.0(3)	14.3(3)
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	12(1)	10.8(7)	13.1(3)	13.0(6)	11.3(4)	12.2(6)	12.4(4)	13.1(4)
-F=O	-1.72	-2.08	-1.69	-1.77	-1.91	-2.45	-1.91	-1.75
Total	97.98	98.6	98.11	97.9	97.82	98.35	98.96	99.08
F	1.71	2.05	1.70	1.77	1.90	2.43	1.90	1.73
Na	1.78	1.59	1.88	1.96	1.78	1.78	1.69	1.81
Mg	0.04	0.08	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06
Si	3.95	3.93	3.91	3.90	3.91	3.85	3.92	3.92
Ca	3.83	4.10	3.83	3.75	4.03	3.79	3.96	3.86
Fe	0.16	0.15	0.21	0.13	0.14	0.14	0.13	0.17
Zr	0.96	0.90	0.94	0.94	0.93	0.91	0.91	0.92
Nb	0.77	0.64	0.79	0.78	0.68	0.73	0.74	0.78
Mn	0.17	0.17	0.10	0.09	0.11	0.26	0.18	0.14
Ti	0.07	0.11	0.10	0.15	0.14	0.05	0.08	0.08
Y	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
ΣREE	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
O	2.2	1.89	2.29	2.20	2.07	1.52	2.04	2.22

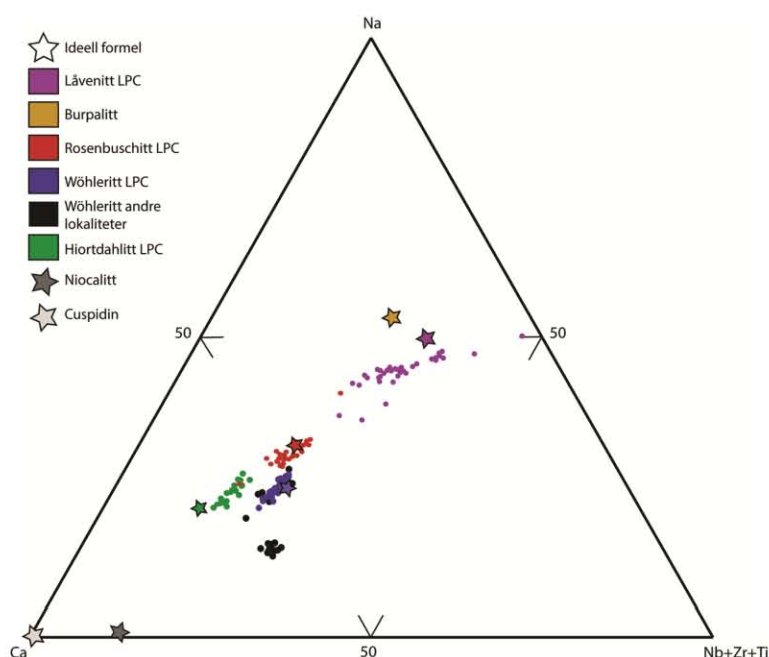
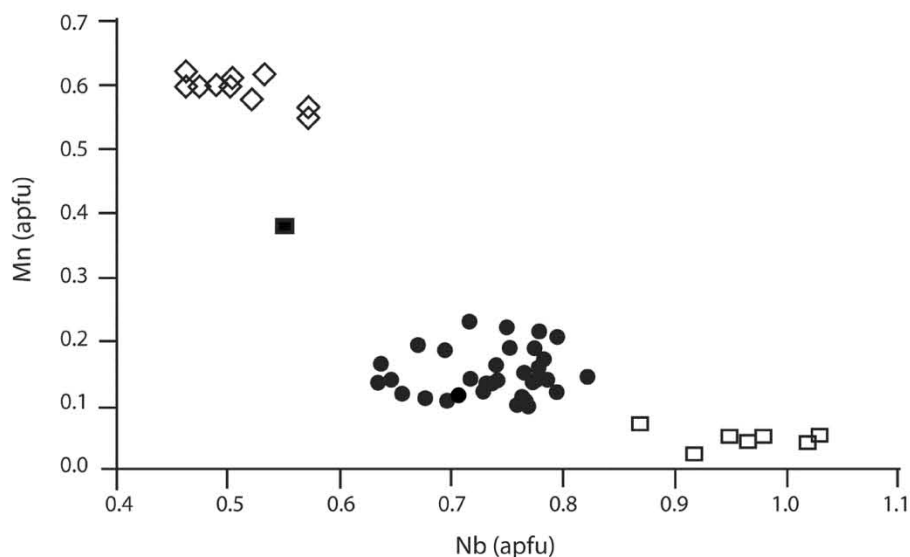


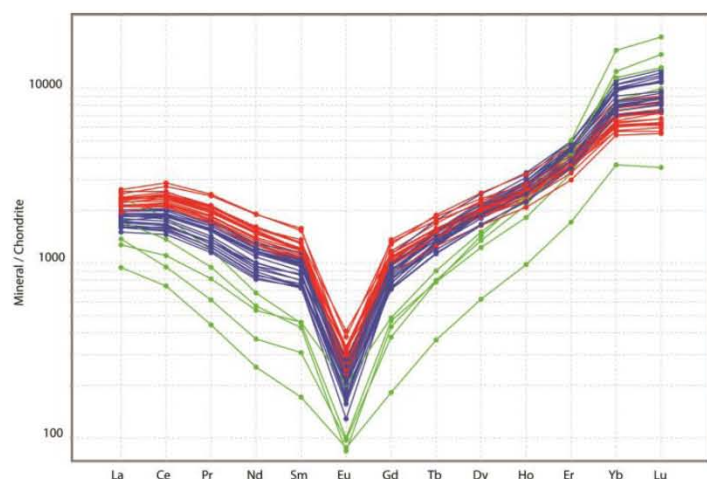
Fig. 3. Ternært plot med endeleddene Na-Ca-(Nb+Zr+Ti) i apfu for noen Na-Zr-disilikater som forekommer i LPC (wöhleritt, hiortdahlitt, rosenbuschitt, og låvenitt). Burpalitt, niocalitt, og cuspidin er lagt inn med ideell formel. Litteratordata fra Mariano & Roeder (1989), Keller & Williams (1995), Chao & Gault (1997), Andersen (2010, 2013) og Biagioni (2012).



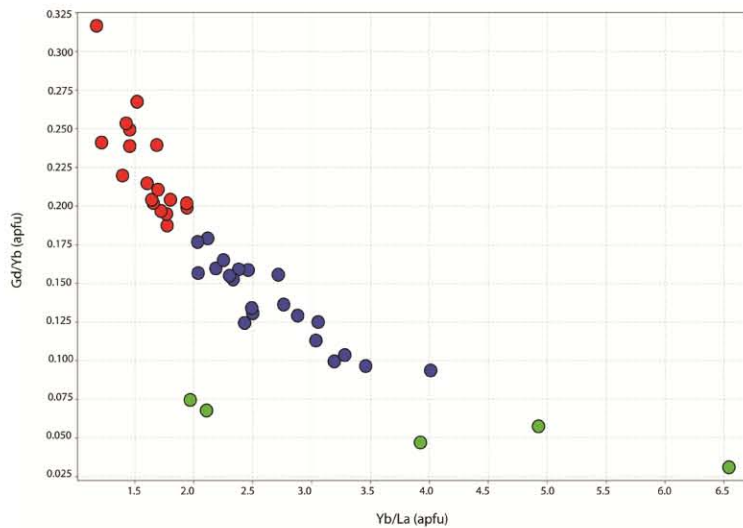
**Fig. 4.** Plot med Mn og Nb sammensetninger (apfu) av wöhleritt fra ulike lokaliteter: Åpen firkant = aksessorisk wöhleritt tilknyttet karbonatitter, sorte sirkler = primær wöhleritt fra LPC, sort firkant = wöhleritt fra Mt. Saint-Hilaire, diamant = wöhleritt fra nefelin syenitt i Los Archipelago. Litteratordata fra Mariano & Roeder (1989), Keller & Williams (1995), Chao & Gault (1997), Andersen (2010, 2013) og Biagioni (2012).

### Sporelementer

Representative analyser av sporelementene vises i tabell 2 og er et gjennomsnitt av flere analysepunkter. Alle punkter er under 15 % av usikkerheten til  $2\sigma$ . Av de analyserte sporelementer er de vesentlige kationer som er innenfor deteksjonsgrensen på massespektrometeret Mn, Fe, Ti, Hf, Y, og REE (La til og med Lu). Al er svært lavt i samtlige prøver ( $< 0,01$  apfu), og Ta, W, U, og Th er ikke inkludert i formelberegningen fordi usikkerheten i analysene er for stor. REE innhold er presentert som et chondrittnormalisert plott etter McDonough & Sun (1995) (Fig. 5) hvor de enkelte profilene representerer én lokalitet. REE viser ulike relative forhold mellom LREE (La - Nd), MREE (Sm - Gd), og HREE (Tb - Lu). HREE er i alle prøvene anriket relativt til LREE i størrelsesorden  $\times 10$ , og figur 6 viser forholdet Yb/La plottet mot Gd/Yb (apfu).



**Fig. 5.** Chondrittnormalisert plot over fordelingen av sporelementer i wöhleritt fra LPC. Normaliseringen er gjort etter McDonough & Sun (1995). Grønn, blå, og rød indikerer tre ulike grupperinger mellom wöhleritt (ref. teksten under diskusjon).



**Fig. 6.** Plot av LREE-MREE-HREE-sammensetning av wöhleritt fra LPC.

**Tabell 2.** Representative analyser av sporelementer. Lokalteter som i Tabell 1.

<i>n</i>	4	9	3	20	10	14
Lok.	STAUP	KAM	HAF	STAL	SAG3	TVE5
Pluton	3	4	4	5	6	6
Mg	1708(153)	1708(130)	1620(165)	1491(106)	1631(146)	1128(91)
Al	189(243)	218(293)	132(6)	226(246)	150(119)	157(78)
P	61(13)	47(19)	60(13)	34(17)	39(6)	43(17)
Ti	6140(184)	5098(364)	6158(311)	5274(301)	4546(270)	4087(473)
Sr	28(30)	23(2)	49(1)	17(65)	63(33)	69(26)
Y	4150(272)	4718(314)	4252(360)	4748(163)	5006(374)	3920(371)
La	513(65)	393(33)	447(37)	411(26)	452(24)	390(43)
Ce	1321(74)	965(84)	1093(83)	838(49)	1154(71)	995(78)
Pr	162(8)	118(9)	132(12)	87(4)	146(9)	116(6)
Nd	583(22)	405(32)	459(39)	259(12)	536(34)	406(18)
Sm	156(4)	113(8)	126(10)	63(3)	149(10)	109(4)
Eu	11.5(4)	8.8(7)	11(1)	4.7(3)	13(2)	10.3(4)
Gd	194(6)	153(10)	161(15)	86(5)	192(12)	142(7)
Tb	51(1)	44(2)	45(4)	28(2)	54(3)	41(2)
Dy	478(13)	453(28)	443(43)	331(28)	536(32)	409(30)
Ho	135(6)	144(9)	130(12)	117(10)	160(10)	126(10)
Er	587(29)	697(47)	578(56)	659(55)	739(43)	592(52)
Tm	121(8)	164(12)	128(11)	182(17)	168(9)	137(12)
Yb	1059(83)	1600(132)	1134(90)	2009(202)	1557(72)	1293(136)
Lu	179(17)	285(26)	182(14)	384(38)	269(9)	226(27)
Hf	3402(130)	3604(122)	3858(74)	5840(424)	4016(294)	3687(383)
Ta	2500(106)	1932(56)	3597(357)	857(103)	1790(340)	2221(216)
W	136(5)	186(40)	216(16)	402(89)	244(32)	228(26)
Pb	164(551)	8(3)	20.2(5)	26(3)	7.9(3)	27(47)
Th	22(14)	25(3)	20(4)	11(1)	27(6)	26(3)
U	14(19)	7(1)	52(21)	0.47(22)	6(5)	12(2)



Tabell 2 (forts.)

<i>n</i>	9	15	6	14	8	8
Lok.	LAV	BVK3	RONN	HED	BJON2	BJON3
Pluton	6	6	6	6	6	6
Mg	1238(235)	1094(177)	1122(57)	2323(561)	1102(69)	999(78)
Al	193(205)	108(30)	123(28)	169(32)	85(25)	78(33)
P	45(31)	44(12)	44(18)	48(21)	40(9)	45(11)
Ti	6354(457)	7237(730)	4393(693)	6292(805)	5343(466)	9222(266)
Sr	85(35)	104(9)	77(14)	26(5)	99(4)	105(8)
Y	3841(131)	3895(387)	3771(214)	4542(493)	3823(125)	3991(183)
La	505(77)	556(21)	385(17)	301(28)	458(11)	623(26)
Ce	1355(224)	1506(73)	943(49)	677(63)	1313(40)	1762(101)
Pr	170(25)	192(9)	114(7)	75(6)	170(4)	229(12)
Nd	626(84)	719(41)	388(24)	245(21)	635(15)	872(54)
Sm	163(17)	188(12)	107(7)	68(5)	173(4)	227(15)
Eu	14(1)	22(1)	11.6(9)	11(1)	13.7(5)	21(1)
Gd	197(15)	221(17)	140(7)	96(8)	208(8)	262(16)
Tb	51(3)	55(4)	40(2)	32(3)	53(2)	63(4)
Dy	463(23)	495(46)	397(27)	370(35)	480(25)	541(31)
Ho	130(5)	136(14)	122(6)	128(12)	132(7)	144(8)
Er	563(23)	577(68)	561(35)	690(67)	554(37)	574(29)
Tm	118(5)	119(16)	126(8)	182(17)	113(7)	112(5)
Yb	1015(55)	999(161)	1165(74)	1850(185)	959(70)	913(50)
Lu	164(8)	157(25)	194(15)	322(35)	152(10)	139(7)
Hf	3927(193)	3851(237)	4110(157)	4160(396)	3405(219)	3274(108)
Ta	2398(184)	2484(254)	2542(237)	1879(490)	1764(140)	2953(151)
W	261(46)	344(137)	261(58)	716(102)	214(39)	298(80)
Pb	11(4)	9(1)	15(5)	15(6)	7.7(5)	10.9(7)
Th	26(12)	26(8)	20(1)	40(5)	21(1)	27(3)
U	18(8)	6(2)	15(8)	26(23)	11(2)	42(3)

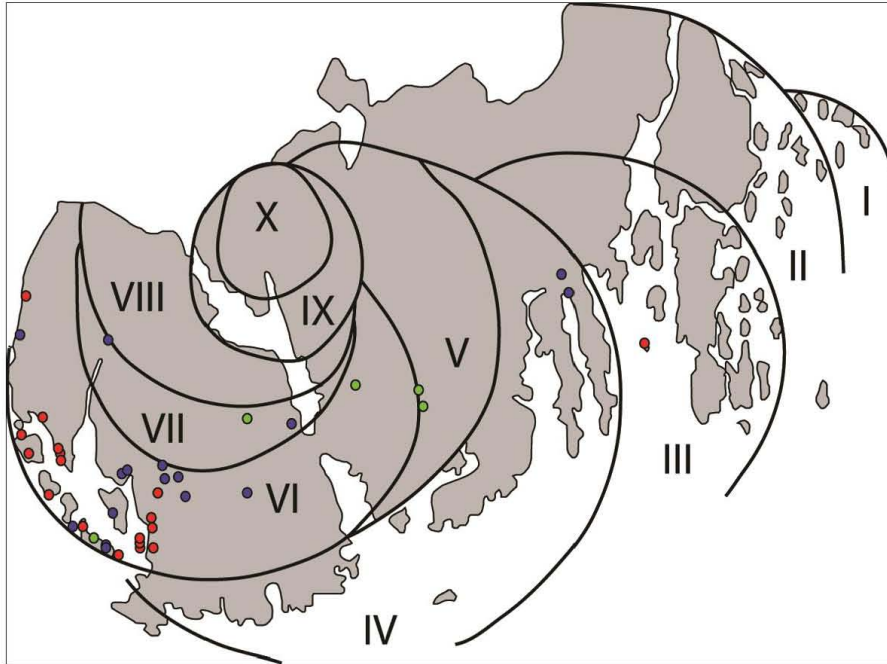
## Diskusjon

### Hoved- og sporelementer

Sammensetningen av hovedelementene i wöhleritt fra LPC sammenlignet med andre lokaliteter (eks., i andre nefelinsyenitter og karbonatitter; Fig. 3 og 4) plottes tett på den ideelle sammensetningen  $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Zr},\text{Nb})(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{F},\text{O}_3)$ . Hovedelementene varierer i svært liten grad fra ringseksjon III til VII, og viser ingen systematisk utvikling mellom ringseksjonene. Flexibilitet i sammensetningen av wöhleritt er strukturelt begrenset med hensyn til bevaring av ladning og kationplasser. For store endringer i Na, Ca, Zr, og Nb forholdet vil implisitt føre til en annen stabil konfigurasjon av koordinasjonspolyedere, og dermed danne et nytt mineral (eksempelvis mellom wöhleritt, låvenitt, rosenbuschitt gruppene). Mn rik wöhleritt er beskrevet fra Los Archipelago (Biagioni 2012) ved en teoretisk koblet substitusjon av  $\text{Nb}^{5+} + 2\text{Na}^+ + \text{O}^{2-} \rightarrow \text{Mn}^{2+} + 2\text{Ca}^{2+} + \text{F}^-$ , men ingen av prøvene fra LPC har noe høyt innhold av Fe, Mn, og Mg. Derimot indikerer sporelementene en større og gjennomgående variasjon som fremgår i kurvaturen på de chondrittnormaliserte REE profilene (Fig. 4, og 6). Ulikt forhold mellom LREE, MREE, og HREE gir en ulik helning på kurvene og viser i hovedsak 3 ulike grupperinger (Fig. 5, 6).

Figur 7 viser wöhlerittgrupperingen i kartbildet basert på sammensetningen av sporelementene. En interessant observasjon er hvordan sammensetningen av sporelementer til wöhleritt fra ringseksjon III

(Stauper) og IV (Hafallen og Kamfjord) er svært like, mens deler av ringseksjon V (Håkestad, Stålake), VI (Hedrum), og VII (Pauler) har et helt annet karakteristisk profil. Prover som er samlet fra pegmatitter som opptrer i nefelinsyenitt (som hovedlithologi, f.eks., Bjønnes-halvøya), delvis i tilknytning til nefelinsyenitt (begrenset til en kontaktsoner), eller uten relasjon til nefelinsyenitt viser ingen innbyrdes forskjeller.



**Fig. 7.** Forenklet oversikt over LPC med lokalitetene som er analysert, og inndelt etter grupperinger basert på sporelement sammensetningen (grønn, blå, rød).

### *Nåværende forståelse av LPC*

Den tradisjonelle tolkningen av LPC er en kontinuerlig utvikling av larvikittmagmaet representert av en serie individuelle plutoner (Fig.1). Petrologiske beskrivelser av larvikittmassivet er i det store bildet mangelfullt (Neumann 1980), og tolkningen av ringstrukturene er i stor grad basert på fremtredende lineamenter i terrenget (Petersen 1978). Senere undersøkelser av Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) har gjort en nyere tolkning av larvikittene ved å kombinere feltkartlegging og geofysiske målinger (magnetiske og radiometriske data), og kartlagt en større intern variasjon i larvikittene og ringstrukturene (Heldal *et. al.* 1999).

### **Konklusjon**

Wöhleritt er et utbredt mineral i mange pegmatitter innenfor LPC og har en varierende sammensetning med hensyn på sporelementer. Som et tidlig utkrystallisert primærmineral er wöhleritt godt egnet til å undersøke kilden som pegmatittene er dannet fra. Pegmatittene som er prøvetatt gjenspeiler sannsynligvis ringseksjonen de opptrer i, men disse passer ikke helt med vår nåværende petrologiske og strukturelle forståelse av de faktiske variasjoner internt i larvikittkomplekset.

## Takk

Stor takk til Alf Olav Larsen for guiding og båtfrakt omkring øyene i Langesundsfjorden, Svein Arne Berge for sprøytekanner og uvurderlige prøver, Peter Andresen for tilsendte prøver og guiding, Knut Edvard Larsen for guiding til Hafallen og Skallist, Torfinn Kjærnet for guiding i Sagåsen, og Ingulv Burvald for god innføring i Tuften. Takk til Muriel Erambert og Siri Simonsen for hjelp til analyser på mikrosonden og massespektrometeret.

## Referanser

- Andersen, T., Erambert, M., Larsen, A.O. & Selbekk, R.S. (2010): Petrology of nepheline syenite pegmatites in the Oslo Rift, Norway: Zirconium silicate mineral assemblages as indicators of alkalinity and volatile fugacity in mildly agpaitic magma. *Journal of Petrology* **11**, 2303-2325.
- Andersen, T., Erambert, M., Larsen, A.O. & Selbekk, R.S. (2012): Petrology of nepheline syenite pegmatites in the Oslo Rift, Norway: Zr and Ti mineral assemblages in miaskitic and agpaitic pegmatites in the Larvik Plutonic Complex. *Mineralogia* **44**, 61-98.
- Biagioni, C., Merlino, S., Parodi, G.C., & Perchiazzi, N. (2012): Crystal chemistry of minerals of the wöhlerite group from the Los Archipelago, Guinea. *The Canadian Mineralogist* **50**, 593-609.
- Brøgger, W.C. (1890): Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Zeitschrift für Krystallographie* **16**, 1-235.
- Chao, Y.G. & Gault, A.R. (1997): Normandite, The Ti-analogue of lävenite from Mont Saint-Hilaire, Quebec. *The Canadian Mineralogist* **35**, 1035-1039.
- Dahlgren, S. (2010): The Larvik Plutonic Complex: The larvikite and nepheline syenite plutons and their pegmatites. I A.O. Larsen (ed). *The Langesundsfjord. History, Geology, Pegmatites, Minerals* (pp. 26-37). Bode Verlag GmbH, Salzhemmendorf, Germany.
- Donovan, J.J., Hanchar, M.J., Picolli, M.P., Schrier, D.M., Boatner, A.L., & Jarosewich, E. (2003): A re-examination of the rare-earth-element orthophosphate standards in use for electron-microprobe analysis. *The Canadian Mineralogist* **41**, 221-232.
- Heldal, T., Kjølle, I., Beard, P.L., Tegner, C. & Lynum, R. (1998): Kartlegging av larvikitt mellom Sandefjord og Porsgrunn. *Norges Geologiske Undersøkelse, Rapport 99.059*, ISSN 0800-3416.
- Jarosewich, E., & Boatner, L.A. (1991): Rare-earth element reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter* **15**, 397 – 399.
- Keller, J. & Williams, C.T. (1995): Niocalite and wöhlerite from the alkaline and carbonatite rocks at Kaiserstuhl, Germany. *Mineralogical Magazine* **59**, 561-566.
- Larsen, A.O. (2010): *The Langesundsfjord. History, Geology, Pegmatites, Minerals*. Bode Verlag GmbH, Salzhemmendorf, Germany.

- Larsen, B.T., Olausen, S., Sundvoll, B., & Heeremans, M. (2008): The Permo-Carboniferous Oslo Rift through six stages and 65 million years. *Episodes* **31**, 52-58.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., & Wooley, A.R. (2002): *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- Mariano A. & Roeder, P. (1989): Wöhlerite: chemical composition, cathodoluminescence and environment of crystallization. *The Canadian Mineralogist* **27**, 709-720.
- Mellini, M., & Merlino, S. (1979). Refinement of the crystal structure of wöhlerite. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **26**, 109-123.
- Merlino, S., & Perchiazzi, N. (1988): Modular mineralogy in the cuspidine group of minerals. *The Canadian Mineralogist* **26**, 933-943.
- Neumann, E.R. (1976): Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo Region plutonic rocks. *Lithos* **2**, 85-109.
- Neumann, E.R. (1980): Petrogenesis of the Oslo Region larvikites and associated rocks. *Journal of Petrology* **21**, 499 – 531.
- Neumann, E.R., Wilson, M., Heermans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J. & Kirstein, L. (2004): Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review: *Geological Society, London, special publication* **233**, 11 – 41.
- Sundvoll, B., Neumann, E.R., Larsen, B.T., & Tuen, E. (1990): Age relations among Oslo Rift magmatic rocks: implications for tectonic and magmatic modelling, *Tectonophysics* **178**, 67-87.
- Petersen, S.J. (1978): Structure of the larvikite-lardalite complex, Oslo-Region, Norway, and its evolution. *Geologische Rundschau* **67**, 330-342.
- Piilonen, P.C., McDonald, A.M., Poirier, G., Rowe, R. & Larsen, A.O. (2012): The mineralogy and crystal chemistry of alkaline pegmatites in the Larvik Plutonic Complex, Oslo rift valley, Norway. Part 1. Magmatic and secondary zircon: implications for petrogenesis from trace-element geochemistry. *Mineralogical magazine* **76**, 649-672.
- Piilonen, P., McDonald, M.A., Poirier, G., Rowe, R., & Larsen, A.O. (2013): Mafic minerals of the alkaline pegmatites in the Larvik Plutonic Complex, Oslo Rift, Southern Norway. *The Canadian Mineralogist* **51**, 735-770.



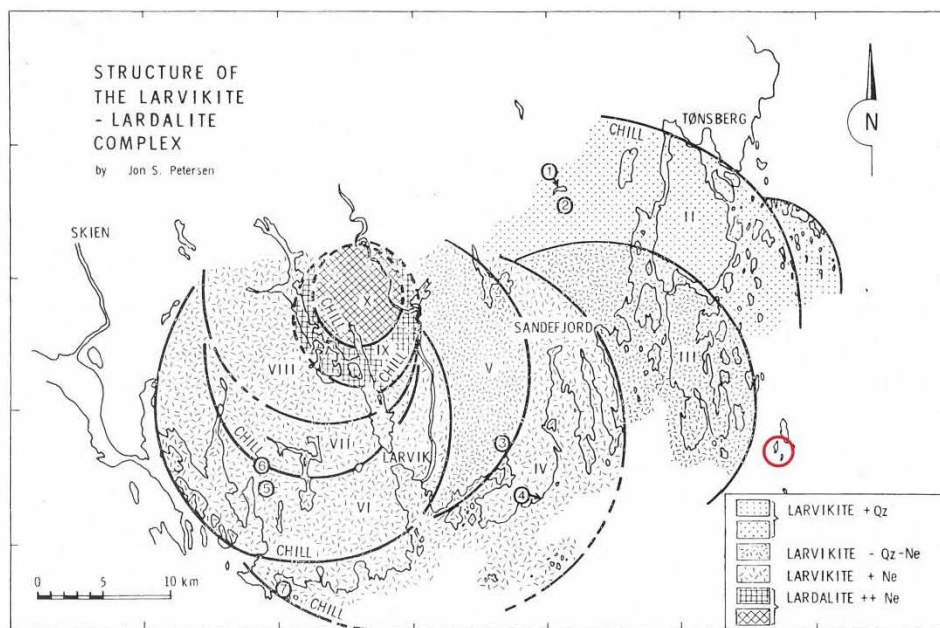
# Pegmatittganger og mineraler på Hoftøya og Langøya ved Færder i Ytre Oslofjord

Frode Andersen

Vestadåsen 8, 3218 Sandefjord (franders@online.no)

## Innledning

Pegmatittganger og deres mineraler i Larvik plutonkompleks (LPC) har vært undersøkt av mineraloger siden slutten av 1700-tallet og LPC er i dag blant et av Norges best beskrevne geologiske områder. Først var det områdene ved Stavern, og litt senere Langesundsfjorden, som fikk oppmerksomheten. Senere er også de mer sentrale delene av området relativt godt beskrevet. De østlige deler av LPC er ennå ikke spesielt godt undersøkt. Denne artikkelen beskriver noen pegmatittganger og mineraler fra øyene helt sydøst i LPC, i området ved Færder i Ytre Oslofjord (Fig. 1).



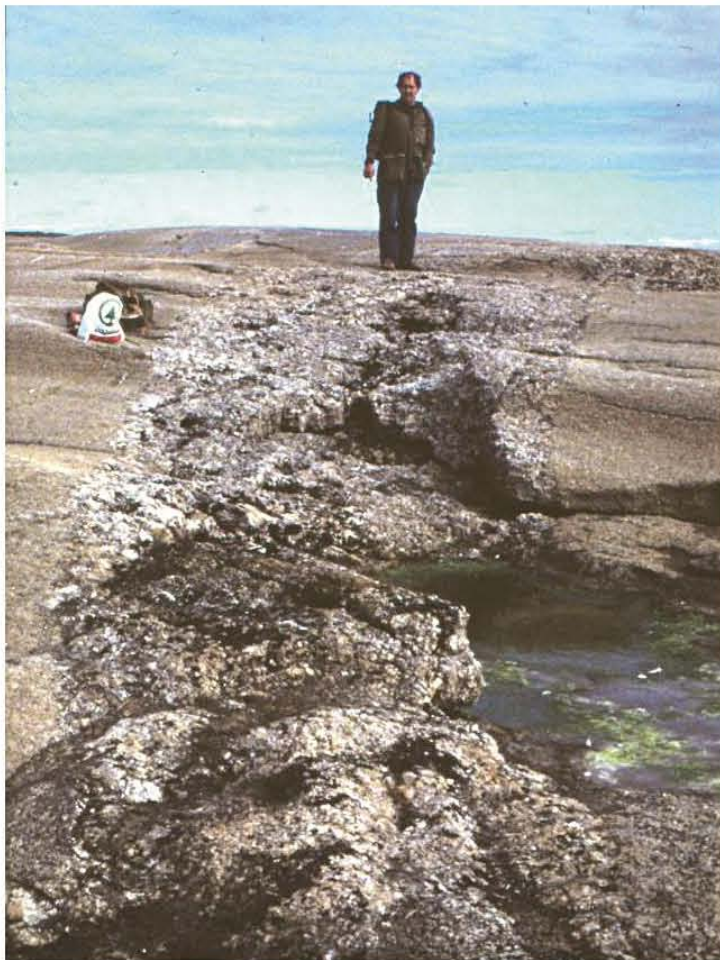
**Fig. 1.** Larvik plutonkompleks, Oslofeltet (Petersen 1978). Hoftøya og Langøya ved Færder er vist med rød sirkel.

Øyene ved Færder består av Store Færder i nord, Hoftøya og Langøya sydvest for Store Færder og øyene Tristein lengst syd. Landemerket Færder fyr i Ytre Oslofjord ligger på Tristein. Øyene ligger ca. 6 – 7 km østsydøst for Verdens Ende lengst syd på Tjøme. Spesielt øyene Hoftøya og Langøya umiddelbart sørvest for Store Færder er rike på pegmatittganger og en del spennende mineraler er funnet der. Funn av mineraler på disse øyene er tidligere kun overfladisk beskrevet (Andersen *et al.* 1996; Larsen *et al.* 2010).

Øyene ved Færder er i dag en del av Færder nasjonalpark i Nøtterøy og Tjøme kommuner i Vestfold fylke. Parken ble opprettet 23. august 2013 og er blant Norges yngste nasjonalparker. Før opprettelsen av nasjonalparken har Hoftøya og Langøya vært beskyttet som sjøfuglreservat med ilandstigningsforbud i hekketiden. Øyenes utsatte beliggenhet helt ytterst i skjærgården og vanskelige ilandstigningsforhold gjør besøk mulig kun i godt vær med rolige vindforhold. Det er en lang rekke ufravikelige regler som gjelder for nasjonalparken, herunder forbud mot sprenging og boring, samt uttak og fjerning av stein og mineraler.

## Innsamling

Mitt første besøk på Hoftøya og Langøya skjedde i juli måned for 40 år siden, sommeren 1977. Den gang var jeg på ferietur i båt med mine foreldre og ved denne anledningen var været så godt at vi hadde en overnatting ved Hoftøya. Jeg var den gang en ung og ikke alt for erfaren mineralsamler. Men de mange store og til dels grove pegmatittgangene på Hoftøya vekket min nysgjerrighet og jeg undersøkte mange av pegmatittene for mineraler. På Hoftøya var det store funnet den gang en pegmatittgang midt inne på øya som var rik på molybdenitt. Den største prøven var en ganske ren og massiv bit med molybdenitt. Prøven er fortsatt i min samling og er en av de bedre molybdenitter jeg har fra LPC.



*En av pegmatittgangene på Hoftøya.  
Fra turen i 1993. Foto: S.A. Berge*

Jeg fikk også kommet meg i land på Langøya sørøst for Hoftøya ved hjelp av en liten robåt. Ved Langøya er det så godt som umulig å få lagt til med en litt større båt. Også Langøya var rik på pegmatittganger. Men her var pegmatittgangene ganske annerledes og mye mindre, selv om de var mer tallrike enn på Hoftøya. Flere av pegmatittgangene på Langøya var rike på kvarts og i flere var det hulrom med røykkvartskrystaller. Sammen med kvartsen fant jeg også fine ægirinkrystaller. Det var nok spesielt kvartskrystallene fra Langøya som gjorde mest inntrykk den gangen og det ble med en god del prøver hjem fra disse øyene. Noen av prøvene har jeg fortsatt i min samling.

Etter hvert som jeg ble en mer erfaren mineralsamler og min interesse for pegmatittgangene og mineralene i LPC økte, så ble det igjen aktuelt å forsøke å besøke disse forekomstene. Sommeren 1993 tillot været en ny tur til øyene ved Færder 9. september. Denne gangen ble også Svein Arne Berge med på turen. Været var godt, men en del dønning og gammel sjøgang gjorde at vi måtte bruke en lett båt for å komme oss i land. På nytt kunne jeg ta disse interessante pegmatittgangene i øyensyn og vi fikk igjen anledning til å undersøke og samle inn litt materiale. Vi klarte også å finne igjen pegmatittgangen med molybdenitt på Hoftøya.

## Hoftøya

Hoftøya er også den største av de to øyene som beskrives her. Det er lite vegetasjon og god blotning av fast fjell på øya. Hoftøya er rik på pegmatittganger som i hovedsak har østsydøstlig strøk og noen av dem kan følges i over 100 meters lengde. Enkelte av pegmatittgangene, spesielt på den sydlige delen av øya, har ganske stor tykkelse, opptil 4 – 5 meter. Flere av disse store pegmatittgangene er svært grovkornet med enkeltindivider av mikroklin og sorte amfiboler (antagelig katoforitt) på opptil en halv meters lengde. Pegmatittene kan ligne på staverntypen av pegmatittganger i sammensetning og oppreden. En pegmatittgang med noe mindre tykkelse på den midtre delen av Hoftøya viste seg å være rik på molybdenitt. De største prøvene med ren molybdenitt var opptil 6 x 5 cm.



*Molybdenitt fra Hoftøya.  
Stoffen er 6x5 cm stor.  
Foto: S.A. Berge*

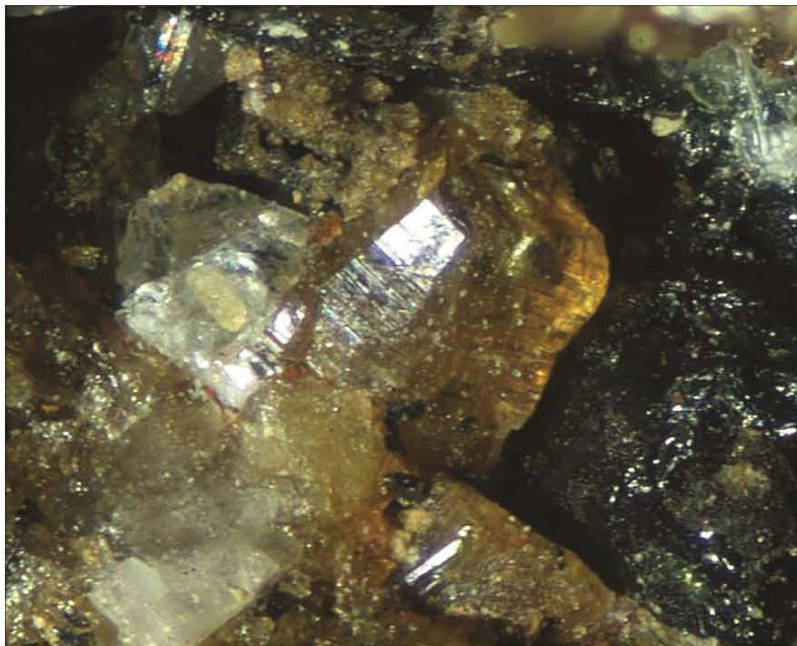


Sammen med molybdenitt og på spekker nær molybdenitten fant vi i 1993 ganske mye av et gulbrunt mineral som opptrådte som sprekkefyllinger og i hulrom som vifteformede mikroaggregater av fibrige krystaller. Analyse av dette mineralet viste at det var **ferrimolybditt** ( $\text{Fe}_2^{3+}(\text{Mo}^{6+}\text{O}_4)_3 \cdot 7-8\text{H}_2\text{O}$ ), et sekundærmineral etter molybdenitt. Dette er den første sikre identifikasjonen av ferrimolybditt fra LPC.

I en grovkornet pegmatittgang sør på Hoftøya ble det funnet en del **ægirin**. Mineralet opptrer for det meste som tynne krystaller i radialstrålige aggregater opp til 3 x 5 cm. Også større enkeltkrystaller med tverrsnitt på 5 x 5 mm og lengde på opptil 3 cm er funnet. Sammen med ægirin er det også funnet typiske rosetter med **astrofyllitt**-krystaller fra en millimeter opp til et par cm store.



*Astrofyllitt fra Hoftøya.  
Bildebredde ca. 2,5 cm.  
Foto: S.A. Berge*



*Bastnäsitt-(Ce)(?) syntaktisk  
sammenvokst med parisitt-(Ce)(?)  
fra Hoftøya. Krystallen er ca. 0,7  
mm lang. Foto. S.A. Berge*

På hulrom i pegmatittgangene er det funnet velutviklede og typiske tønneformede krystaller av **bastnäsitt-(Ce)** opptil 1 mm. Bastnäsitt-(Ce) opptrer sannsynligvis i syntaktisk sammenvoksing med

**parisitt-(Ce)**, som kan ses ved vekselvis lysere og mørkere lag i krystallene. Bastnäsitt-(Ce) og parisitt-(Ce) fra Hoftøya er kun visuelt identifisert. **Hematitt** er funnet som finkornede aggregater på opptil 5 x 8 cm. På hulrom i disse aggregatene er det sammen med kvarts funnet fine, fritt vokste mikrokrystaller av hematitt. En oversikt over mineralene fra Hoftøya er vist i Tabell 1.

## Langøya

På turen i 1977 ble det som nevnt også en tur i land på Langøya, som ligger rundt 500 meter sydøst for Hoftøya. Hele Langøya er svært værutsatt og så godt som helt blottet for vegetasjon. På Langøya har så godt som alle pegmatittgangene et sydøstlig strøk. Pegmatittgangene på Langøya er mye tynnere enn på Hoftøya, sjelden over 1 meter. Pegmatittgangene her er enklere i sammensetning og ikke så grovkornet som på Hoftøya. Et annet særtrekk med pegmatittgangene på Langøya er at de er rike på **kvarts**. De fleste interessante pegmatittgangene ligger på den nordre halvdel av Langøya. For øvrig er pegmatittganger med kvarts et særtrekk for en del pegmatitter i de østlige delene av LPC. Pegmatittgangene er også relativt rike på hulrom og i flere av disse er det funnet gode røykkvartskrystaller. De største røykkvartskrystallene som er registrert er over 10 cm store. Det er flere steder funnet fine, mørk grønne **ægirin**-krystaller opptil 1 x 4 cm innbakt i massiv kvarts. Et mineral funnet i 1977 var en gruppe av gråhvite, grove krystaller delvis innvokst i og på kvarts på ca. 20 x 20 mm og ble flere år senere bestemt til å være **eudidymitt**. En oversikt over mineralene fra Langøya er vist i Tabell 1.



*Gruppe av kvartskrystaller fra Langøya, 12x10 cm.  
Foto. S.A. Berge*

Som en kuriositet skal det nevnes at det på toppen av Langøya er et område hvor det er blottet en fin larvikittbrekksje. Her kan en tydelig se grove larvikittblokker med skarpe kanter som flyter i en finkornet, intrusiv bergart. Hele Langøya er full av sprekker, og larvikitten på øya bærer preg av å ha vært utsatt for stor tektonisk påvirkning.

**Tabell 1.** Mineralene fra Hoftøya og Langøya.

Mineral	Hoftøya	Langøya
Albitt	X	X
Annitt	X	X
Apatitt	X	
Arfvedsonitt (?)	X	
Astrofyllitt (?)	X	
Bastnäsitt-(Ce) (?) [synt. parisitt]	X	
Elpiditt (?)		X
Eudidymitt		X
Ferrimolybditt	X	
Fluoritt	X	
Galenitt	X	
Goethitt (?)	X	X
Hematitt	X	
Kalsitt	X	X
Kloritt (?)	X	
Kvarts	X	X
Katoforitt (?)	X	X
Magnetitt	X	X
Mikroklin	X	X
Molybdenitt	X	X
Montmorillonitt (?)	X	
Parisitt-(Ce) (?) [synt. bastnäsitt]	X	
Pyritt	X	X
Pyroklorgruppeminerale	X	X
Riebeckitt		X
Sideritt (?)	X	X
Sfaleritt	X	
Stilpnomelan	X	
Thoritt	X	
Zirkon	X	X
Ægirin	X	X

*Mineralene i tabellen som er markert med (?) er ikke bestemt med sikkerhet og identiteten er antatt ut fra utseende og sammenlignet med de samme mineraler fra andre forekomster i LPC. Dette gjelder f.eks. identiteten til amfibolene katoforitt og arfvedsonitt som kun kan sikkert bestemmes ved kjemisk analyse.*

## Konklusjon

Denne artikkelen er basert på to besøk på forekomstene i henholdsvis 1977 og 1993. Når dette skrives er det 24 år siden jeg sist besøkte forekomstene. Det er derfor sannsynlig at man med dagens kunnskap om mineralene og pegmatittgangene i LPC, bedre metoder for bestemmelse av mineraler og med mer undersøkelser av disse forekomstene ville kunne ha utvidet listen over mineraler fra Hoftøya og Langøya. Men bare den begrensede kunnskapen vi så langt har om disse forekomstene, viser at også disse områdene av LPC er svært interessante.

Også på øyene Tristein lengst syd, hvor Færder fyr ligger, består berggrunnen av larvikitt og flere pegmatittganger kan sees. Disse pegmatittgangene er ikke undersøkt og mineralsammensetningen er ikke kjent.

## Takk

Jeg vil få rette en takk til Svein Arne Berge for nyttige og utfyllende kommentarer til manuskriptet, bruk av minerallisten, lån av prøver for fotografering og lån av bilder fra turen i 1993. Takk også til Alf Olav Larsen for bestemmelse av ferrimolybditt fra Hoftøya og eudidymitt fra Langøya.

## Referanser

- Andersen, F., Berge, S.A. & Burvald, I. (1996): Die Mineralien des Langesundsfjords und des umgebenden Larvikit-Gebietes, Oslo-Region, Norwegen. *Mineralien-Welt*. 7 (4), 21 - 100.
- Larsen, A.O., Dahlgren, S., Berge S.A., Andersen F., Larsen K.E. & Burvald, I. (2010): *The Langesundsfjord. History, Geology, Pegmatites, Minerals*. Bode Verlag GmbH, Salzhemmendorf, Germany. 239 sider.
- Petersen, J.S. (1978): Structure of the larvikite-lardalite complex, Oslo-Region, Norway, and its evolution. *Geologischen Rundschau* 67, 330-342.



# Re-Os ages for molybdenites from the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, Oslo Rift, south Norway

Alf Olav Larsen<sup>1</sup>, Holly J. Stein<sup>2,3</sup>, Judith L. Hannah<sup>2,3</sup> and Aaron Zimmerman<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Bamseveien 5, N-3960 Stathelle, Norway (alf.olav.larsen@online.no)

<sup>2</sup>CEED (Centre for Earth Evolution and Dynamics), University of Oslo, Norway (holly.stein@colostate.edu) (judith.hannah@colostate.edu)

<sup>3</sup>AIRIE Program, Colorado State University, USA (aaron.zimmerman@colostate.edu)

## Abstract

Here we present molybdenite to constrain the ages of two nepheline syenite pegmatites in larvikite quarries (Saga I and Sagåsen quarries) in the Larvik Plutonic Complex of the Oslo Rift, Norway. We discuss three dates acquired from the Saga I molybdenite, and three dates acquired from the Sagåsen molybdenite and report ages of  $287 \pm 1$  and  $289 \pm 1$  Ma, respectively. The molybdenite samples are hosted in analcime and spreustein (hydrothermally-altered nepheline), a common feature in the region. We interpret the molybdenite dates as the time of hydrothermal alteration of ~290 Ma nepheline syenite pegmatites.

## Introduction

It was not until well into the 20<sup>th</sup> century that it became possible to obtain absolute ages for rocks and minerals. The U-Pb dating technique was first demonstrated by Boltwood (1907) using quantitative Pb and U concentrations in minerals obtained from published literature. Holmes (1911) made the first Pb and U analysis specifically designed for age determination purposes, using a set of 17 mineral samples (13 different species) from the syenite pegmatites in the Larvik Plutonic Complex (LPC). His pioneering work revealed an age of about 370 Ma. The U-Pb method became the prime tool for age determination of minerals and rocks. Several other radiometric dating techniques, however, have been established over the years. The rhenium-osmium (Re-Os) geochronometer is a novel tool for dating sulfides, and its first success was with the mineral molybdenite (Stein *et al.* 2001). Here we use for the first time Re-Os dating of molybdenite from LPC nepheline syenite pegmatites.

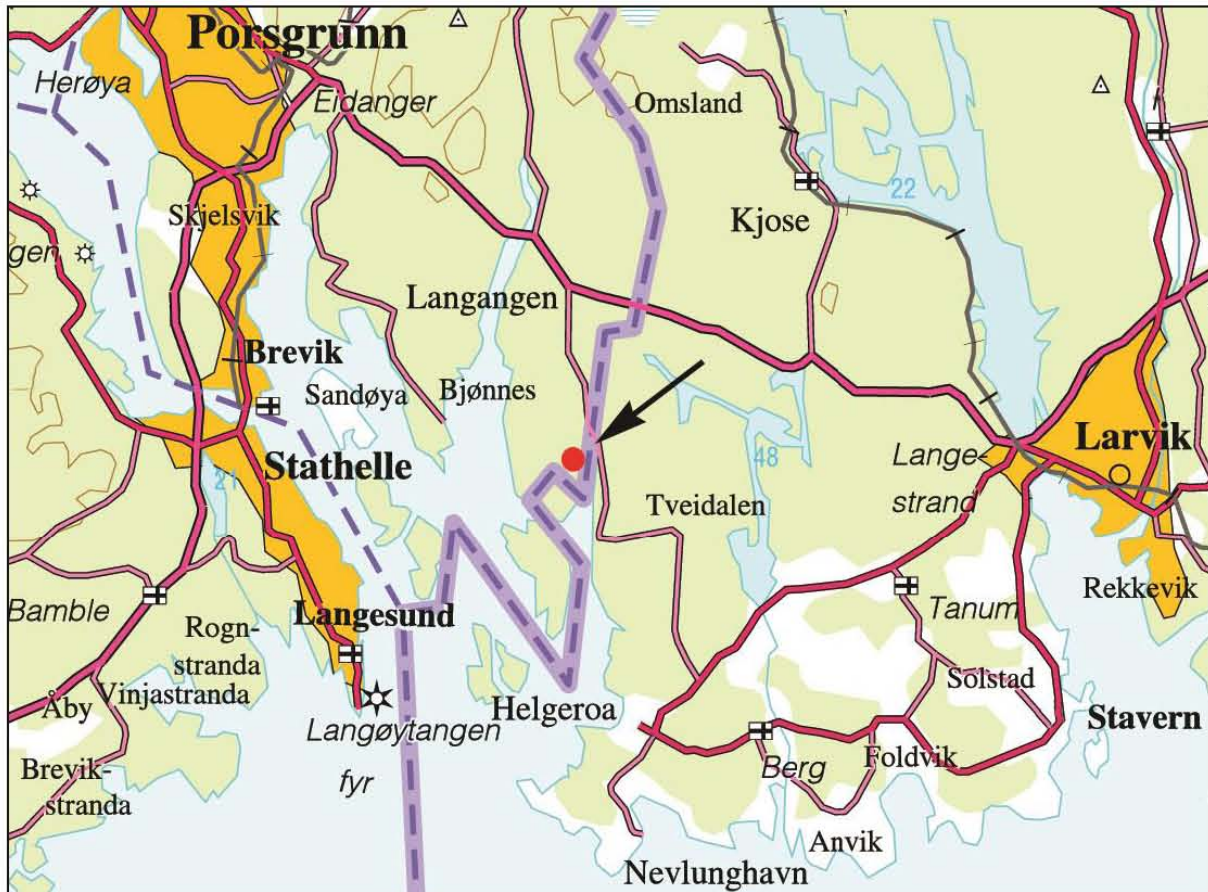
## Sample Descriptions

The syenite pegmatites and their diversity of minerals from the LPC became famous through the classic monograph by Brøgger (1890), updated by Larsen (2011; 2013). The mineral characteristics of the pegmatites span from miaskitic to mildly agpaitic.

Practically all the pegmatites in the LPC have suffered some degree of alteration during multiple events of late-stage, hydrothermal-fluid interactions. Primary (magmatic) minerals, especially nepheline, sodalite and K-feldspar have been altered by hydrothermal fluids resulting in the formation of zeolites and Al-hydroxides. Primary leucophanite and meliphanite have been altered into a plethora of secondary, hydrous Be-minerals. Most of the sulphides have formed from the hydrothermal fluids,

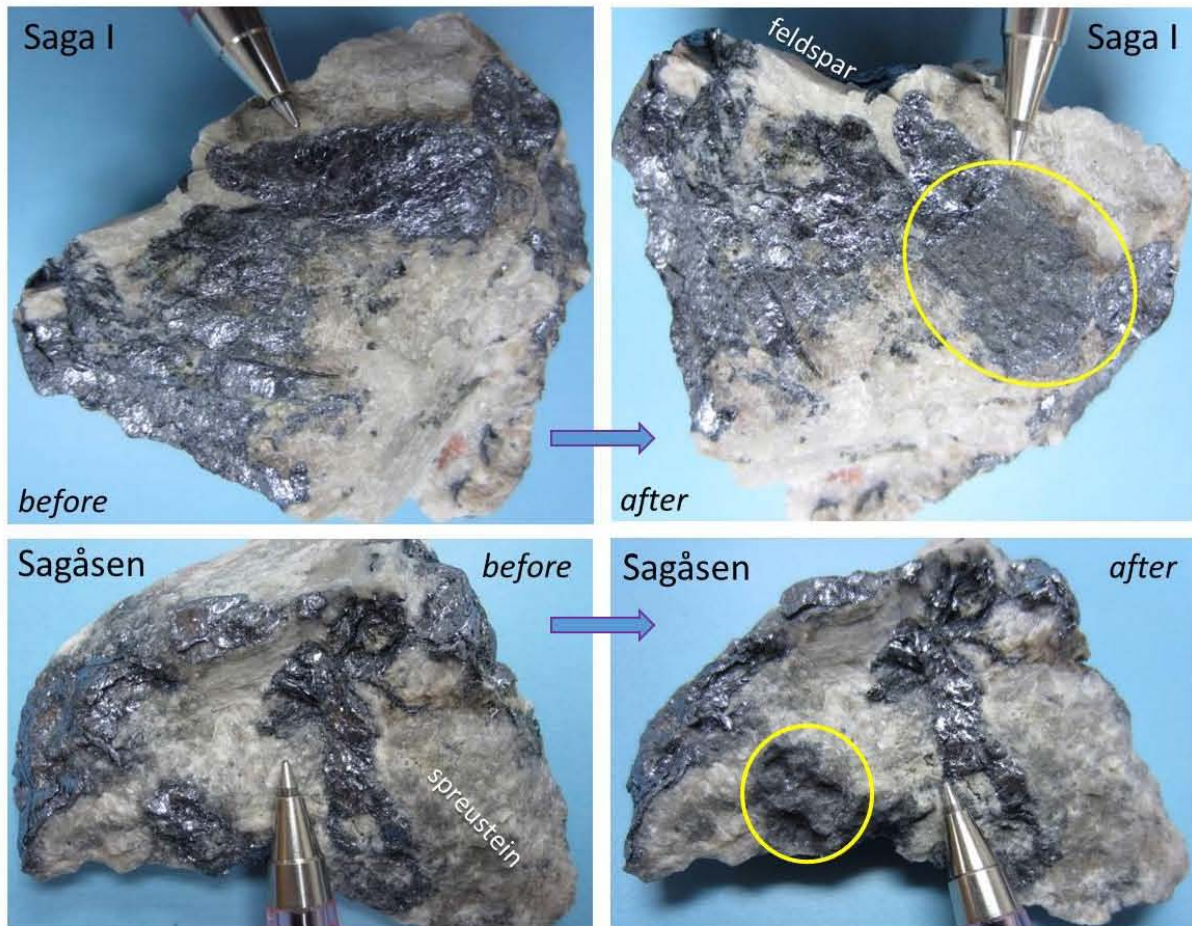
and the crystallization of molybdenite was discussed already by Brøgger (1890, p. 5). He concluded that the mineral was formed late, slightly before the zeolite sequence.

The dated samples were collected by A.O. Larsen from fresh quarry workings in the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, Auen area, Porsgrunn community, Telemark county, Norway. Additional details on these two quarries and their histories can be found in Larsen (2011, p. 54-57). The locations for the Saga I and Sagåsen samples are N59.04366 at E9.83056 and N59.04393 at E9.82876, respectively (Fig. 1).



**Fig. 1.** Map showing the location of the Saga I and Sagåsen quarries (red dot). The violet line indicates the border between Telemark county (left) and Vestfold county (right). Scale: 1 cm  $\approx$  2 km.

Both molybdenites are hosted in analcime and spreustein, a hydrothermal alteration product of nepheline (and/or sodalite) primarily composed of finely fibrous natrolite with minor amounts of boehmite/diaspore (Larsen 1981). Accessory minerals include green, needle-shaped, second generation aegirine. The molybdenite analyzed in this study is shown *in situ* in the collected samples (Fig. 2, before).



**Fig. 2.** Molybdenite-rich samples from hydrothermally-altered nepheline syenite pegmatite in the Larvik Plutonic Complex, Oslo Rift, south Norway. Before drilling for mineral separate and after drilling views are shown. Molybdenite separates were drilled from a single region in both samples, as outlined in the yellow circles. Pen tip for scale.

## Methods

Re (rhenium) and Os (osmium) are highly chalcophile and siderophile elements. Successful Re-Os dating of molybdenite is a recently developed methodology based on the beta decay of  $^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$  (Stein *et al.* 2001) and the discovery that Re and Os can be measured as negative ions using TIMS (Creaser *et al.* 1991). The single mineral dating of molybdenite is based on the fact that initial (or common) Os is rare in this mineral. The Os budget in molybdenite is overwhelmingly radiogenic daughter ( $^{187}\text{Os}$ ), accumulated through time.

Originally aimed at dating molybdenite-bearing assemblages in the ore-forming environment, the method immediately found application for dating other magmatic and metamorphic assemblages where molybdenite was present as an accessory mineral (*e.g.* Stein and Bingen 2002). Subsequently, the Re-Os chronometer in molybdenite found widespread use for reconstruction of shear zone and terrane histories (*e.g.* Stein *et al.* 2004; Zimmerman *et al.* 2008). The Re-Os clock in molybdenite is robust through granulite facies conditions (Bingen and Stein 2003). Rather than closure temperature molybdenite's fallibility lies in its chemical sensitivity to oxidation, and its distaste for Os which can create spatial decoupling of  $^{187}\text{Re}$  parent and  $^{187}\text{Os}$  daughter, particularly in older deformed



molybdenites (Stein *et al.* 2003; Stein 2014). The decoupling issue is easily resolved with smart sampling, for example, removing and analyzing whole crystals for Re-Os isotopic analyses even if those crystals are sub-milligram size (Stein 2006).

A small hand-held drill was used to separate molybdenite from its host rock. The textural and mineralogic context of the molybdenite is carefully documented at the hand specimen scale. During the separation process, we make a visual estimate of any quartz, feldspar, or other silicate that dilutes the molybdenite separate. Silicate contamination does not affect Re-Os dating of molybdenite, as silicates do not take Re and Os into their structure. Any silicate dilution of the molybdenite separate simply lowers the measured Re and Os concentrations proportionately without disturbing the radiometric clock.

A weighed quantity of the molybdenite separate is combined with a mixed Re-double Os spike ( $^{185}\text{Re}$ - $^{188}\text{Os}$ - $^{190}\text{Os}$ ) pioneered by the AIRIE Program (Markey *et al.* 2003). Use of a double Os spike permits precise determination of common Os and corrects for mass fractionation. The sample-spike dissolution-equilibration takes place in a sealed Carius tube, heated at 250°C for 12 hours. Re is subsequently separated and purified using anion exchange chromatography. Os is separated by a two-step solvent extraction followed by micro-distillation. Re-Os isotopic ratios are measured using a Triton TIMS machine at the AIRIE Program, Colorado State University. Samples are archived as part of the molybdenite collection at AIRIE.

## Results

Re and Os concentration data and calculated ages are presented in Table 1. All data are blank corrected and reported at two-sigma uncertainty. These data were acquired from a drilled molybdenite powder extracted from each sample (Fig. 2, after). Three separate Re-Os dates were acquired for each of the two samples, based on two different mineral separates acquired from each sample (see footnotes, Table 1).

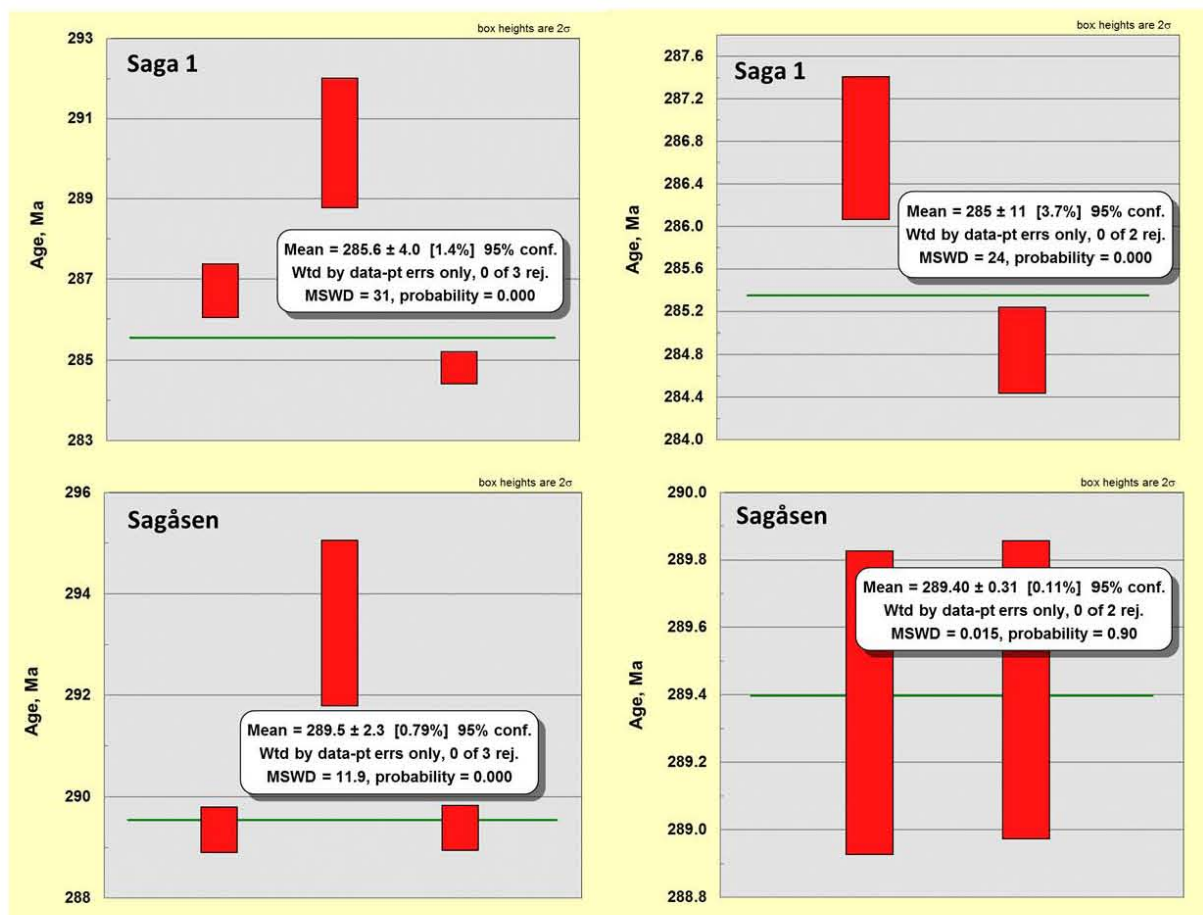
Re concentrations are extremely low for these molybdenites, falling at the low ppb level. Correspondingly, the radiogenic  $^{187}\text{Os}$  concentrations are low, to the point where blank corrections become important. Analytical blanks are run side-by-side with each sample, but knowledge of the true analytical blank in a given analysis of a sample is never known. For nearly all molybdenites, blank corrections are irrelevant (though we make them). In this study, however, careful examination of the data in Table 1 shows how sensitive sample calculations are to the blank concentrations and/or the certainty on a blank determination. We report all the data acquired for these two samples, but blank issues allow us to place less emphasis on the two ages that are slightly older (MD-1573 and MD-1574), as noted in the Table footnotes. Accordingly, we are most confident in the four boxed ages in the data table. These four ages suggest that the molybdenite from Saga I is nominally younger than the Sagåsen molybdenite.

## Discussion

This study clearly illustrates the utility of the Re-Os chronometer in molybdenite, even at Re concentrations in the low ppb range. Knowledge of Re and Os blanks is critical, however, and the blank corrections for each sample must be carefully considered. Also critical is a common Os

component of essentially zero, especially for analyses where the radiogenic  $^{187}\text{Os}$  count is very low. Both of the molybdenite samples in this study fit the criterion for a high  $^{187}\text{Os}$ /common Os situation. Therefore, the discussion for the slight variation in ages can be focused on blank issues, not issues of common Os and guesses on the initial  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  during molybdenite crystallization. These criteria place the most confidence in the boxed ages. Beyond this, the two ages for molybdenite separates registering essentially zero common Os are tied to AIRIE Runs MD-1564 (Saga I =  $287 \pm 1$  Ma) and MD-1591 (Sagåsen =  $289 \pm 1$  Ma).

Analytically speaking, the model ages for the two analyses of Saga I do not analytically overlap whereas the two ages for Sagåsen highly overlap (see probability values, Fig. 3). When comparing Re-Os ages to Re-Os ages, only the analytical error should be used in determining a weighted average, and not the larger multiplicative error added from the  $^{187}\text{Re}$  decay constant uncertainty. When comparing a Re-Os age to an age based on another isotopic clock (*e.g.* U-Pb), however, the larger full uncertainty (analytical +  $^{187}\text{Re}$  decay constant uncertainties) must be used.



**Fig. 3.** Weighted mean Re-Os ages for the Saga 1 and Sagåsen molybdenite samples. Reproducibility cannot be tied to mineral separation, but is a reality in working with young, low Re samples. The variability in ages is tied to blank corrections. Higher blanks, and or a larger uncertainty in a blank Re and/or Os concentration directly impacts the uncertainty on calculated Re-Os ages.

It is important to not become lost in the analytical analysis of ages and over-interpret the nominal difference that could be drawn between the molybdenite ages for these two samples. While the particular molybdenite we analyzed from Saga I may continue to fall slightly younger, should we analyze both molybdenites ten times, a geologic perspective puts these ages into context.

The present Re-Os dating of molybdenite is likely dating a “period” of hydrothermal alteration in these pegmatites. There are probably multiple generations of alteration represented by the late-stage minerals at these localities, not just one alteration event.

## Conclusions

Using the Re-Os chronometer to date hydrothermal molybdenites at the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, we conclude that hydrothermal alteration events affecting nepheline syenite pegmatites in these samples are less than ~290 Ma. The Re-Os ages are  $287 \pm 1$  Ma and  $289 \pm 1$  Ma for the Saga I and Sagåsen molybdenites, respectively.

U-Pb dating on zircon and baddeleyite from larvikite and magmatic zircon from syenite pegmatite at the Tuften quarry in Tvedalen (about 1.8 km SE of Saga I and Sagåsen quarries) was reported by Dahlgren *et al.* (1996) and Dahlgren (1998). Larvikite and pegmatite showed identical ages (within the uncertainties):  $293.2 \pm 1.3$  Ma and  $294.3 \pm 1.2$  Ma, respectively. The slightly lower age found by Re-Os dating of the late-stage molybdenites is not easily interpreted and more study is needed on this topic.

## Acknowledgements

To better understand the thermal history in the Permian of south Norway, this work was partially supported by the Norwegian petroleum industry (Eni, Lundin, Det Norske) under the CHRONOS project (HJS and JLH).

## References

- Bingen, B. & Stein, H. (2003): Molybdenite Re-Os dating of biotite dehydration melting in the Rogaland high-temperature granulites, S. Norway. *Earth and Planetary Science Letters* **208**, 181-195.
- Boltwood, B.B. (1907): The ultimate disintegration products of the radioactive elements. Part II. The disintegration products of uranium. *American Journal of Science* **23**, 77-88.
- Brøgger, W.C. (1890): Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie* **16**, 663 pp + 28 plates.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A. & Wasserburg, G.J. (1991): Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 397-401.

- Dahlgren, S., Corfu, F. & Heaman, L.M. (1996): U-Pb isotopic time constraints, and Hf and Pb source characteristics of the Larvik plutonic complex, Oslo Paleorift. Geodynamic and geochemical implications for the rift evolution. *V.M. Goldschmidt Conference Abstracts. Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg. Germany* **1**, 120.
- Dahlgren, S., Corfu, F. & Heaman, L. (1998): Datering av plutoner og pegmatitter i Larvik pluton-kompleks, sydlige Oslo Graben, ved hjelp av U-Pb isotoper i zirkon og baddeleyitt. *Norsk Bergverksmuseum Skrift* **14**, 32-39 (in Norwegian).
- Holmes, A. (1911): The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society, London* **A85**, 248-256.
- Larsen, A.O. (1981): Boehmite from syenite pegmatites in the Oslo region, Norway. *The Mineralogical Record* **12**, 227-230.
- Larsen, A. O. (2011): *The Langesundsfjord: History, geology, pegmatites, minerals*. Bode Verlag GmbH., Salzhemmendorf, Germany. 240 pp.
- Larsen, A. O. (2013): Contributions to the mineralogy of the syenite pegmatites in the Larvik Plutonic Complex. *Norsk Bergverksmuseum Skrift* **50**, 101-109.
- Markey, R.J., Hannah, J.L., Morgan, J.W. & Stein, H.J. (2003): A double spike for osmium analysis of highly radiogenic samples. *Chemical Geology* **200**, 395-406.
- Stein, H.J. (2006): Low-rhenium molybdenite by metamorphism in northern Sweden: recognition, genesis, and global implications. *Lithos* **87**, 300-327.
- Stein, H.J. & Bingen, B. (2002): 1.05-1.01 Ga Sveconorwegian metamorphism and deformation of the supracrustal sequence at Sæsvatn, south Norway: Re-Os dating of Cu-Mo mineral occurrences. In Blundell, D., Neubauer F. & von Quadt, A. (eds.): *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geological Society, London, Special Publications* **204**, 319-335.
- Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Hannah, J.L. & Scherstén, A. (2001): The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova* **13**, 479-486.
- Stein, H.J., Scherstén, A., Hannah, J.L. & Markey, R. (2003): Sub-grain scale decoupling of Re and <sup>187</sup>Os and assessment of laser ablation ICP-MS spot dating in molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 3673-3686.
- Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Markey, R., Sarkar, S.C. & Pal, A.B. (2004): A 2.5 Ga porphyry Cu-Mo-Au deposit at Malanjkhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Research* **134**, 189-226.
- Zimmerman, A., Stein, H.J., Hannah, J.L., Kozelj, D., Bogdanov, K. & Berza, T. (2008): Tectonic configuration of the Apusini-Banat-Timok-Srednogorie belt, Balkans-South Carpathians, constrained by high precision Re-Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita* **43**, 1-21.

**Table 1.** Re-Os data for molybdenite samples from the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, Porsgrunn, Norway.

AIRI E Run #	Quarry	Re, ppm	Re err, abs (ppm)	Re err, percen t	<sup>187</sup> Os , ppb	<sup>187</sup> Os err, abs (ppb)	<sup>187</sup> Os err, perce nt	Comm on OsC, ppb	OsC err, abs (ppb)	OsC err, perc ent	Age, Ma	Sam ple wt, gra ms
MD- 1564	Saga I	<b>0.01</b> <b>399</b>	0.0000 3	0.19	<b>0.04</b> <b>209</b>	0.0000 6	0.14	<b>0.0000</b> <b>0</b>	0.000 3	39	<b>286.7</b> <b>± 1.1</b>	0.06 55
MD- 1574	Saga I (new separate)	0.00 848	0.0000 1	0.10	0.02 584	0.0001 4	0.54	0.0003 0	0.000 09	31	290.4 ± 1.9	0.11 53
MD- 1590	Saga I (same sep. as MD-1574)	<b>0.01</b> <b>002</b>	0.0000 0	0.038	<b>0.02</b> <b>996</b>	0.0000 4	0.14	<b>0.0004</b> <b>3</b>	0.000 09	22	<b>284.9</b> <b>± 1.0</b>	0.19 82
MD- 1565	Sagåsen	<b>0.01</b> <b>376</b>	0.0000 1	0.07	<b>0.04</b> <b>180</b>	0.0000 6	0.14	<b>0.0013</b>	0.000 3	22	<b>289.4</b> <b>± 1.0</b>	0.06 73
MD- 1573	Sagåsen (new separate)	0.01 708	0.0000 2	0.11	0.05 262	0.0002 9	0.54	0.0001	0.000 1	121	293.4 ± 1.9	0.10 16
MD- 1591	Sagåsen (same sep. as MD-1573)	<b>0.01</b> <b>796</b>	0.0000 1	0.063	<b>0.05</b> <b>456</b>	0.0000 8	0.14	<b>0.0000</b> <b>1</b>	0.000 09	1268	<b>289.4</b> <b>± 1.0</b>	0.20 30

Re-Os data were acquired using a double Os spike and Carius tube dissolution for sample-spike equilibration; sample weights ranged from 66 to 203 milligrams.

Uncertainties reported at two-sigma; uncertainties on reported Re-Os ages include propagation of all analytical uncertainties and the uncertainty in the <sup>187</sup>Re decay constant.

For runs MD-1564 and MD-1565, Re blanks are  $3.46 \pm 0.07$  pg, Os blanks =  $0.676 \pm 0.017$  pg with a <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os =  $0.130 \pm 0.003$ .

For runs MD-1573 and MD-1574, Re blanks are  $0.95 \pm 0.32$  pg, Os blanks =  $1.188 \pm 0.008$  pg with a <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os =  $0.200 \pm 0.001$ .

For runs MD-1590 and MD-1591, Re blanks are  $0.80 \pm 0.03$  pg, Os blanks =  $0.710 \pm 0.019$  pg with a <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os =  $0.350 \pm 0.005$ .

First mineral separate for Saga I (MD-1564) estimated at 80% molybdenite; second mineral separate used in MD-1574 and MD-1590 estimated at 95% molybdenite.

First mineral separate for Sagåsen (MD-1565) estimated at 95% molybdenite; second mineral separate (MD-1573, MD-1591) was 100% pure molybdenite.

Assumed initial <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os for age calculation is 0.2; common Os measured is insignificant relative to determined <sup>187</sup>Os in each sample, and does not affect the age calculation.

Runs MD-1573 and MD-1574 also have a higher Os blank which adds to the uncertainty on the calculated Os concentrations for these two runs; if Os blank is in fact anomalously high, this will push the age older.

Runs MD-1573 and MD-1574 are associated with a less well determined Re blank which propagates into the uncertainty calculated for the age.

# Selenium-bearing minerals from the Kongsberg Silver District

Kåre Kullerud<sup>1</sup>, Jana Kotková<sup>2,3</sup> & Radek Škoda<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Norwegian Mining Museum, P.O. Box 18, N-3602 Kongsberg (kare.kullerud@bvm.no)

<sup>2</sup>Czech Geological Survey, Klárov 3, CZ-118 21 Prague 1, Czech Republic  
(jana.kotkova@geology.cz)

<sup>3</sup>Department of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, CZ-611 37 Brno, Czech Republic (rskoda@sci.muni.cz)

## Introduction

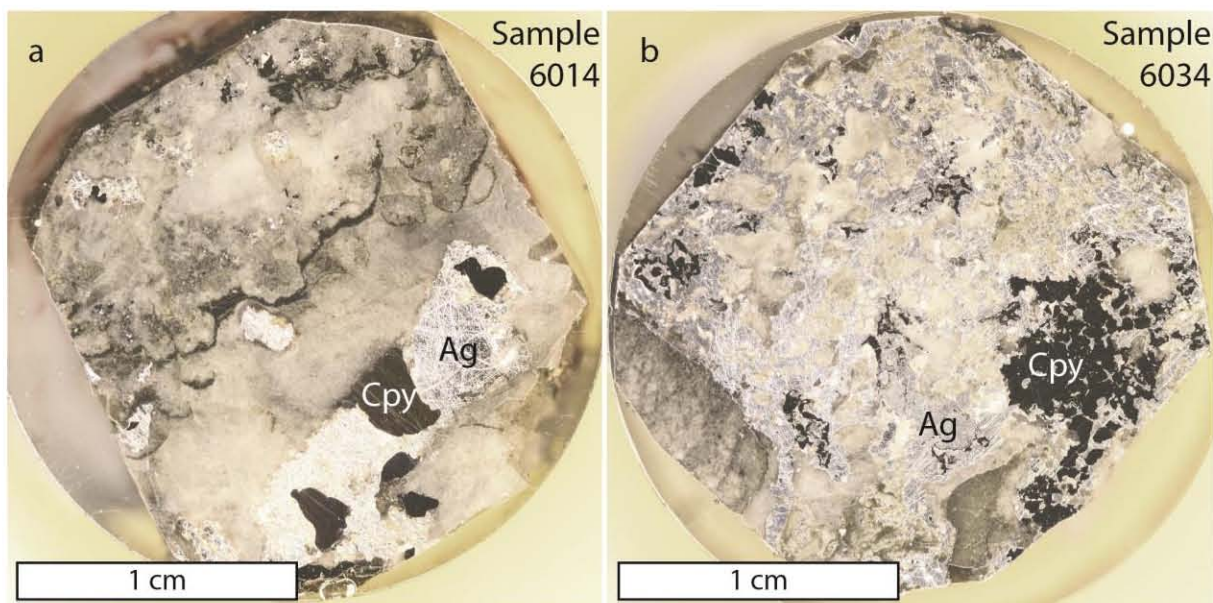
The silver mines at Kongsberg are famous for spectacular samples of wire silver exhibited in numerous mineralogical museums around the world. In addition to native silver, a large number of other minerals have been reported from the deposit, including native elements (Au, As, Cu, S, C), sulphides, sulphosalts, selenides, arsenides, carbonates, sulphates, arsenates and halides, and a range of silicate minerals (Neumann 1944; Johnsen 1986, 1987; Bancroft *et al.* 2001). Very little research has been carried out on the Kongsberg silver deposits since the work of Neumann (1944). Kullerud *et al.* (2016) and Kotková *et al.* (in press), however, contributed to the understanding of mineralizing processes focusing mainly on antimony-mercury-silver minerals using modern methods. The present study focuses on selenium-bearing minerals from the Kongsberg silver deposits.

## Selenium

Selenium (Se) is a non-metal with atomic number 34. In the periodic table, selenium is positioned below sulfur and above tellurium. Selenium readily substitutes for sulfur in sulfides, where it occurs as a trace element. However, selenium also occurs as a mineral-forming element in a substantial number of minerals, *e.g.* in selenides. Furthermore, selenium is taken up by plants and the concentration can be high in coal and other organic-rich deposits, such as black shales. Most selenium that is exploited is produced as a byproduct of copper refining from copper ores (Butterman & Brown 2004).

## Samples studied

During ongoing studies of samples from the Norwegian Mining Museum's collection from the Kongsberg silver deposits, selenium-bearing minerals were observed in two samples from the Southern Vinoren area, about 7 km north of the Jondalen Valley. One of the samples comes from the Norske Løve Mine (sample 6014), while the other one was labelled Southern Vinoren (sample 6034), indicated that it can be from the Norske Løve Mine or one of the other mines in the area. Sample 6014 is composed of a light-green host rock with disseminated grains of native silver and sulfides. Some veins of calcite with native silver and sulfides crosscut the host rock. Isolated silver grains are up to 5 mm in diameter (Fig. 1a). The surface of the sample is covered by erythrite. Sample 6034 is a fragment from a calcite vein with abundant native silver forming a network, and with sulfides, in particular chalcopyrite (Fig. 1b).



**Fig. 1.** Polished slabs of the studied samples, showing the textural relationships between native silver (bright shining), chalcopyrite (dark) and calcite (white).

### Textural occurrences of the Se-bearing minerals

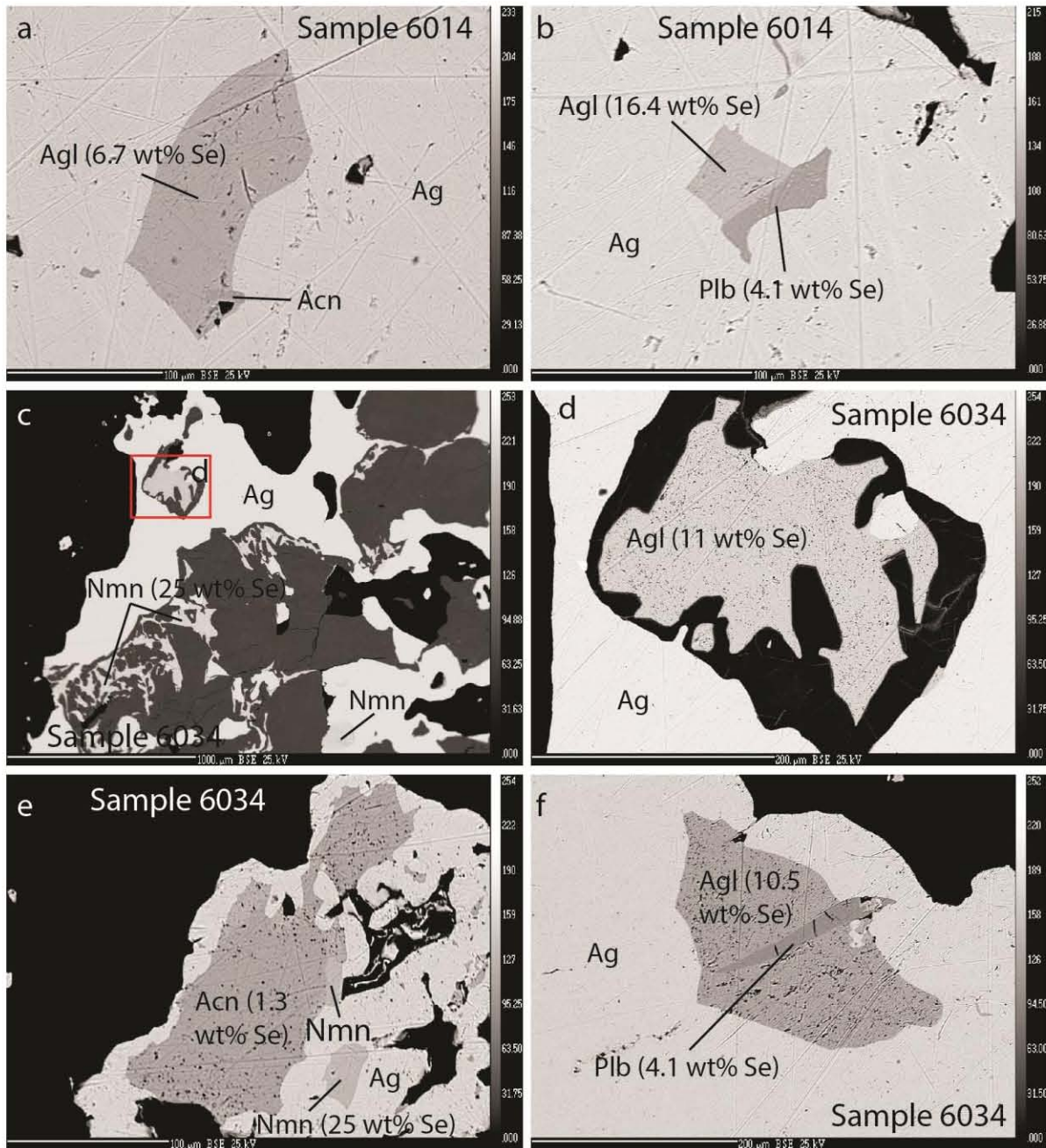
In sample 6014, the Se-bearing minerals occur as small (< 100  $\mu\text{m}$  in diameter) inclusions in native silver. The Se-bearing minerals include aguilarite, naumannite, polybasite and acanthite (see Table 1 for the general formulae of the minerals). Most of the inclusions are mono-mineralic, but inclusions of aguilarite + acanthite (Fig. 2a), and aguilarite + polybasite (Fig. 2b) can be observed.

Figure 2c-d shows naumannite and aguilarite closely associated with chalcopyrite, enclosed in native silver from sample 6034. This sample also contains inclusions in native silver of naumannite + acanthite (Fig. 2e) and aguilarite + polybasite (Fig. 2f).

The contact relationships between silver and the inclusions in silver shown in Fig. 2 suggest that mineral assemblages Ag + acanthite + aguilarite (Fig. 2a), Ag + acanthite + naumannite (Fig. 2e) and Ag + aguilarite + polybasite (Fig. 2b and f) all were in chemical equilibrium.

**Table 1.** General formulae of ore minerals mentioned in the text.

Acanthite	$\text{Ag}_2\text{S}$
Aguilarite	$\text{Ag}_4\text{SeS}$ $= \text{Ag}_2\text{Se}_{0.5}\text{S}_{0.5}$
Naumannite	$\text{Ag}_2\text{Se}$
Polybasite	$(\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$



**Fig. 2.** Textural occurrences of the studied Se-bearing minerals. See text for discussion. Abbreviations of mineral names: Ag = native silver, Acn = acanthite, Agl = aguilarite, Nmn = naumannite, Plb = polybasite.

### Mineral compositions

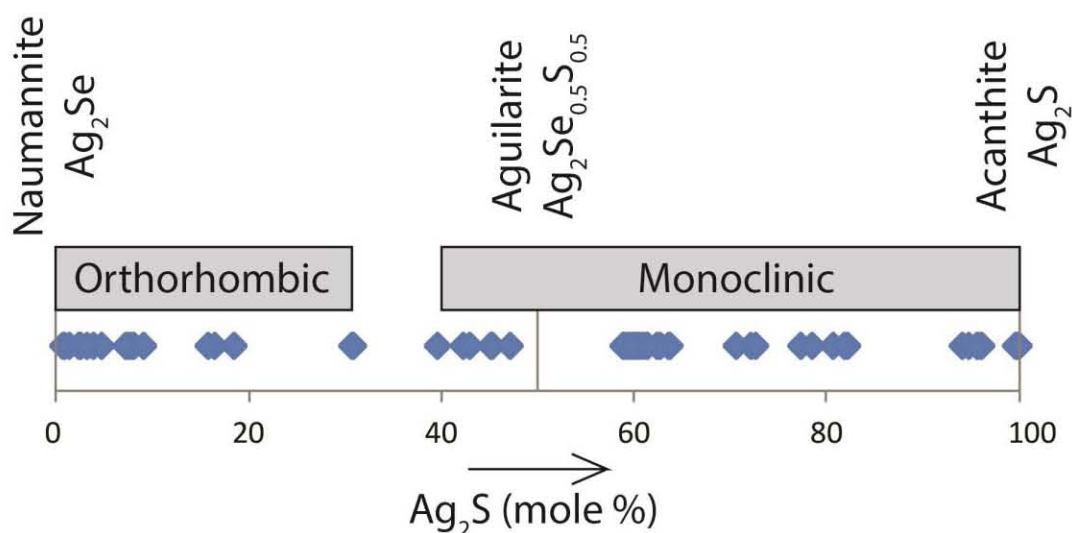
Chemical compositions of the minerals were determined by the use of the CAMECA SX100 electron microprobe at the Masaryk University in Brno, Czech Republic.

Detailed studies of acanthite, naumannite and aguilarite have shown that there are two distinct solid solution series along the  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{Se}$  join: a monoclinic ‘acanthite-like’  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{S}_{0.4}\text{Se}_{0.6}$  series; and



an orthorhombic ‘naumannite-like’  $\text{Ag}_2\text{S}_{0.3}\text{Se}_{0.7}$ - $\text{Ag}_2\text{Se}$  series (Pingitore *et al.* 1992, 1993; Bindi & Pingitore 2013).

The compositions of acanthite, aguilarite and naumannite from the Southern Vinoren deposits show large variations along the binary join  $\text{Ag}_2\text{S}$  -  $\text{Ag}_2\text{Se}$  (Fig. 3). For naumannite, Se varies in the range 18.6 – 26.7 wt%, corresponding to 0.69 – 1 Se atom per formula unit. Aguilarite contains up to 16.4 wt% Se, corresponding to 0.6 atoms per formula unit. Polybasite contains up to 4.1 wt% Se.



**Fig. 3.** Variations in the Se-content of naumannite, aguilarite and acanthite from Southern Vinoren. The monoclinic and orthorhombic solid solution series are from Pal'yanova *et al.* (2014).

## Discussion and conclusions

The presence of naumannite, aguilarite, polybasite and acanthite as inclusions in native silver in the studied samples from the Southern Vinoren area suggests that these minerals formed during the earliest stage of ore formation. We have not observed Se-bearing minerals in samples from other areas in the Kongsberg Silver District, where native silver characteristically contains inclusions of Se-free acanthite and Se-free polybasite (Kotková *et al.* in press). The distribution of Se-bearing minerals in the district can be explained as a result of local variations in the selenium/sulfur activity ratio of the ore-forming fluid, with a much higher selenium/sulfur activity ratio in the Southern Vinoren area than elsewhere.

Whereas monoclinic acanthite and aguilarite, and orthorhombic naumannite are stable at low temperatures, their high-temperature polymorphs are all cubic. Argentite, which is the cubic polymorph of  $\text{Ag}_2\text{S}$ , is stable at temperatures above about 176 °C (Vaughan & Craig 1978). In one of the studied samples, we observed an inclusion of  $\text{Ag}_2\text{S}$  in native silver with a cubic shape, indicating that  $\text{Ag}_2\text{S}$  initially crystallized as argentite at a temperature above 176 °C. Likewise, the cubic polymorph of naumannite is stable at temperatures above 135 °C (Feng *et al.* 2013). Pal'yanova *et al.* (2014) argue that at temperatures between about 176 °C and 592 °C, there is a complete solid solution series between  $\text{Ag}_2\text{S}$  and  $\text{Ag}_2\text{Se}$ . The silver deposits at Kongsberg formed at temperatures above 176 °C (*e.g.* Johansen & Segalstad 1985; Kotková *et al.* in press). It is therefore inferred that acanthite,

naumannite and aguilarite initially crystallized as cubic minerals, notated as  $\gamma\text{-Ag}_2\text{S}_{1-x}\text{Se}_x$  by Pal'yanova *et al.* (2014). The Se-content of the minerals was controlled by the selenium/sulfur activity ratio of the ore-forming fluid during mineral growth. Whether acanthite, naumannite or aguilarite formed during cooling of their cubic polymorph depended solely on the initial Se-content of the cubic phase.

## References

- Bancroft, P., Nordrum, F.S. & Lyckberg, P. (2001): Kongsberg revisited. *Mineralogical Record* **32**, 181-205.
- Bindi, L. & Pingitore, N.E. (2013): On the symmetry and crystal structure of aguilarite,  $\text{Ag}_4\text{SeS}$ . *Mineralogical Magazine* **77**, 21-31.
- Butterman, W.C. & Brown Jr., R.D. (2004): Mineral commodity profiles, Selenium. *US Geological Survey Open-File Report* **03-018**.
- Feng, D., Taskinen, P. & Tesfaye, F. (2013): Thermodynamic stability of  $\text{Ag}_2\text{Se}$  from 350 to 500 K by a solid state galvanic cell. *Solid State Ionics* **231**, 1-4.
- Johansen, H. & Segalstad, T.V. (1985): Gangmineraldannelsen i Kongsberg Sølvforekomst. Malmgeologisk symposium: "Nye malmtyper i Norge". *Bergverkenes Landssammenslutnings Industrigruppe, Bergforskningen* 99 (abstract).
- Johnsen, O. (1986): Kongsberg. Famous mineral localities: the Kongsberg Silver Mines, Norway. *Mineralogical Record* **17**, 19-36.
- Johnsen, O. (1987): Silber aus Norwegen. Zur Bergbaugeschichte und über die Mineralienschatze. *Emser Hefte* **8**, 1-48.
- Kotková, J., Kullerud, K., Šrein, V., Drábek, M. & Škoda, R. (in press): The Kongsberg Silver Deposit, Norway: Ag-Hg-Sb mineralization and constraints for the formation of the deposit. *Mineralium Deposita*.
- Kullerud, K., Kotková, J. & Škoda, R. (2016): Ag-Sb bearing minerals from the Kongsberg Silver Deposit, Buskerud, Norway. *Norsk Mineralsymposium* **2016**, 53-59.
- Neumann, H. (1944): Silver deposits at Kongsberg. *Norges Geologiske Undersøkelse* **162**, 133 pp.
- Pal'yanova, G.G., Chudnenko, K.V. & Zhuravkova, T.V. (2014): Thermodynamic properties of solid solutions in the system  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{Se}$ . *Thermochimica Acta* **575**, 90-96.
- Pingitore, N.E., Ponce, B.F., Moreno, F. & Podpora, C. (1992): Solid solutions in the system  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{Se}$ . *Journal of Material Research*, **7**, 2219-2224.
- Pingitore, N.E., Ponce, B.F., Estrada, L., Eastman, M.P., Yuan, H.L., Porter, L.C. & Estrada, G. (1993): Calorimetric analysis of the system  $\text{Ag}_2\text{S} - \text{Ag}_2\text{Se}$  between 25 and 250°C. *Journal of Material Research*, **8**, 3126-3130.
- Vaughan, D.J. & Craig, J.R. (1978): *Mineral chemistry of metal sulfides*. Cambridge University Press, Cambridge, 493 pp.



# Mineralforekomster i Harstad og omegn anno 2016/2017, en oppdatering

Jon Erik Eriksen

Sildreveien 21, 9414 Harstad (jonerik.eriksen@gmail.com)

## Geologien i Harstad-området

*Den nordlige delen av Hinnøya på det geologiske kartet*

Hinnøya er fastlands-Norges største øy, og det vil derfor i denne sammenheng være nødvendig å begrense seg hovedsakelig til de to nordligste kommunene, Harstad og Kvæfjord. En generell introduksjon til geologien på den nordlige delen av Hinnøya er oppsummert her.



*Utsnitt av NGU berggrunnsgeologiske kart 1:250 000 (Gustavson 1974).*

Foruten en del lokale undersøkelser, utført i forbindelse med malmforekomstene i Kvæfjord, er det gjort lite detaljert geologisk kartlegging på den nordlige delen av Hinnøya. Dersom man studerer NGU sitt berggrunnsgeologiske kart 1: 250 000 (Gustavson 1974), ser man følgende to hovedtrekk: I vest, grunnfjellsbergarter, i hovedsak dypertiver, antatt tilhørende Lofoten-Vesterålen geologiske provins. Her finner vi i bergarter som gabbro, anortositt, mangeritt, granitt, dioritt og et betydelig innslag av migmatitter og granittiske gneiser. Dypbergartene er av eldre proterozoisk alder (1700 til 1950 millioner år), og har intrudert eldre arkeiske granittiske gneiser, ~2500 millioner år gamle. Metamorfosegraden er høy, oftest granulitt-facies. Nedforkastete suprakrustale sedimenter, opprinnelig sedimentære bergarter og vulkanske bergarter avsatt oppå grunnfjellet, opptrer langs mange av fjordarmene og i dalsøkk. Disse omdannede sedimentene er av særlig interesse av den grunn at man i tilknytning til disse finner soner med ertsmineraler (oftest jernmalm) og spennende mineraliseringer i spredte marmor, gjerne i forbindelse med skarndannelse i kontakten mot omkringliggende eruptive bergarter eller skifre. Marmorene opptrer som spredte linser i grunnfjellet, ofte i kontakt med amfibolittiske skifre. Øvrige bergarter innen suprakrustalene er amfibolittiske og grafittrike skifre, meta-sandstein og vulkanske dagbergarter (putelavaer etc.). Lagrekken med omdannede suprakrustaler er igjen intrudert av gangbergarter, i minst to generasjoner (Ofte 1980). Grensen mot de kaledonske bergartene i øst er uskarp og den uklare overgangen skaper forvirring når man studerer kontakten(e) i felt. Salfjellet i Kvæfjord og Høgfjellet i Harstad er for eksempel kjent for kompleks tektonikk (Gustavson 1974) med stor variasjon i bergarter. Andre steder, som i Kasfjord, kan man greit studere den tektoniske kontakten mellom granittisk grunnfjell og kaledonske skifre i en veiskjæring (på nordøstsiden av Kasfjordvatnet).

### *Harstad på det geologiske kartet*

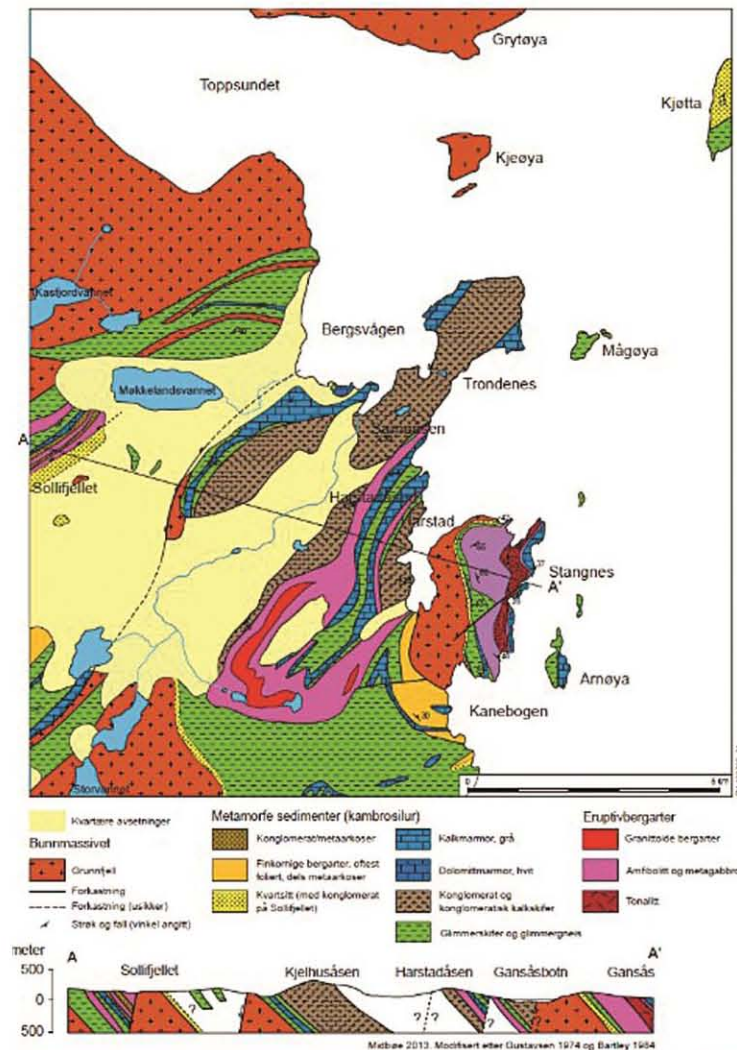
De kaledonske bergartene, som selve Harstad by ligger på, tilhører Ofoten dekkekompleks, nærmere bestemt Evenesgruppen. Disse bergartene utgjør den øverste delen av skyvedekken, de som er sist innkjøvet flere hundre kilometer fra vest/nordvest. Bergartene innen Evenesgruppen viser tegn på høy omdannelsesgrad. Evenesgruppen utgjør en vestlig ytterkant av en større struktur som kalles Ofoten synform, kjent for mektige skifer- og marmorlag. Straumsbotndekket er et eget navn for dekket av finkornete gneiser, kvartsitter og glimmerskifre, som ligger rundt Straumsbotn i Kvæfjord.

Peter Midbøe har utarbeidet et litt mer detaljert geologisk kart over Harstad-området (2013).

### *Topografiske trekk*

I Harstad og Kvæfjord finner vi skoleeksempler på mange av de kjente norske landformene: 1) Spor av **sen-jurasisk forkastningsaktivitet** med dannelse av bratte «slopes» langs forkastningsplan og frittstående forkastningsblokker som utgjør åsrygger i terrenget (nyere geologisk forståelse, se «Diskusjon (iv)»). 2) **Den paleiske flate**: Oppstod som følge av forvitring og erosjon fram til begynnelsen av tertiær. Dette topografiske trekket er lett synlig på avstand og utgjør høyder i landskapet. 3) **Dalsøkk** som har oppstått som følge av **dypforvitring** i varmere og fuktige perioder i tertiær er også synlig flere steder som på Elda i Kvæfjord, hvor en granodiorittisk bergart opptrer nærmest som grus med tallrike kjernesteiner over stort område. Det er også mulig å se antydningen til 4) **tertiære elvedaler** i og med at den paleiske flaten synes å skrå mot øst. 5) **Innlansdisen(es)** herjinger har dannet djupe fjorder og U-daler (f.eks. over Kvæfjordeidet) hvor store breer har funnet veien gjennom tidligere tertiære elvedaler eller langs sen-jurasiske svakhetssoner. 6) **Alpine former**:

Botnbreer har skåret seg inn og dannet skarpe egger og tinder på f.eks Grytøya i nord og på Rolla og Andørja i øst og Melå-tindene i sør og påfølgende avsetning av morener, osv. 7) Strandsoner med bunnmorene og dels marine avsetninger av landhevingen etter siste istid. Disse bakkene utgjør utmerket jordbruksland og har i sin tid muliggjort bosetning på disse breddegrader.



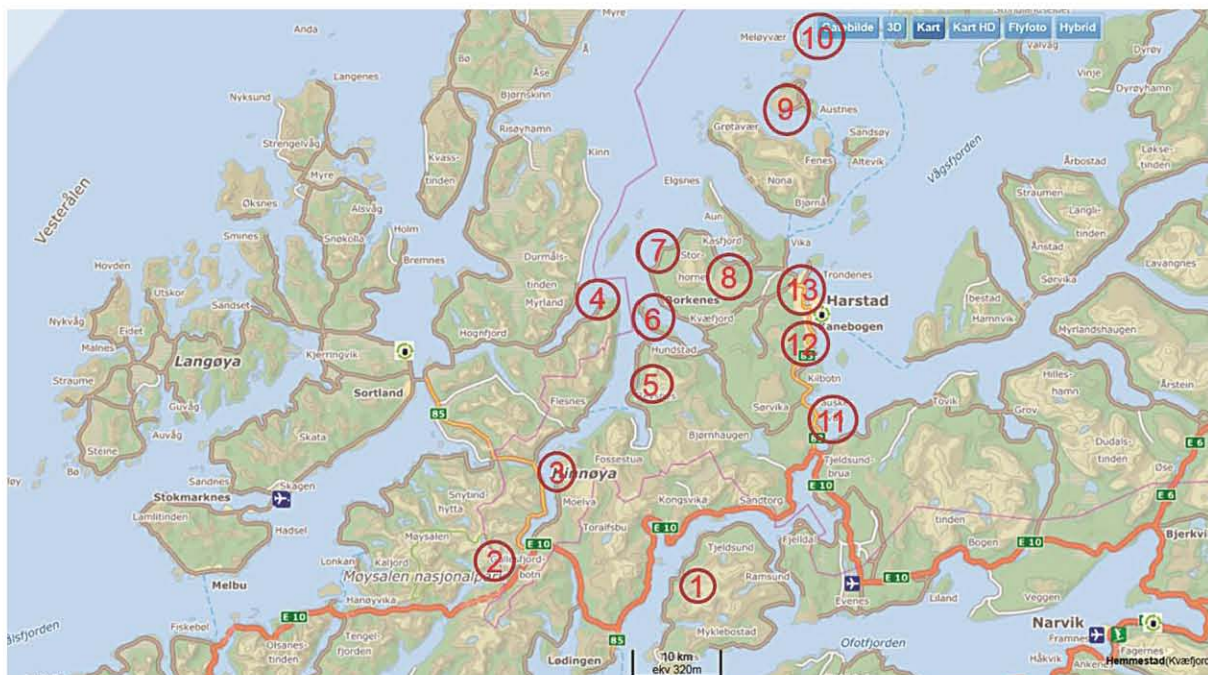
Geologisk kart over Harstad-området (Midtbøe 2013)

### Mineralforekomster på nordlige Hinnøya og omegn

Mange av de kjente lokalitetene i området er blitt funnet ved hjelp av konkurransen «Mineraljakt i nord», et initiativ som i sin tid ble tatt av Tromsø museum og som førte til mange innrapporterte funn.

Gamle gruver og skjerp på jernmalm og kobbermalm er tallrike i Kvæfjord og Harstad kommune. Her kan nevnes Kjengsnes i Austerfjorden (jernmalmfelt), Skår gruve på Kveøya (jernmalm), Straumsbotn og Salfjellet (kobbermalm), Berg- og Gåra gruver på Borkenes (kobbermalm), Kasfjord (jernmalm), Bjarkøy gruver (jernmalm) og Meløyvær gruve (jernmalm). Her er det fristende å ta med følgende sitat fra Per Bøe: «Nord-Norges gruvehistorie er kort fortalt beretningen om de utallige forsøk på gruve drift, forsøk som bare i sjeldne tilfeller førte til stabil og langvarig drift» (Ottar 3-1986).

For øvrig vil det være naturlig å dele inn mineralforekomstene etter geologien i området siden grunnfjell og kaledonske bergarter til en viss grad har vidt forskjellig mineralogi. Innledningsvis er det også funnet plass til et par lokaliteter i tilknytning til marmorert lenger sør på Hinnøya i tillegg til den kjente beryllforekomsten på Tjeldøya, siden disse er innenfor kjerneområdet til Harstad Geologiforening.



*Kart med angivelse av de omtalte lokalitetene.*

### *Forekomster innen grunnfjellet*

**Tjeldøya:** Funn av beryll gjort av Paul Arne Pettersen †, innrapportert i 1987. En rekke beryllførende pegmatitter ligger i den såkalte Gullsfjord granittiske gneis på Tjeldøya. I disse er det funnet beryll, dels som akvamarin med blågrønn farge, stedvis mørk gul heliodor.



*Guloransje beryll (heliodor) fra Tjeldøya. Krystallen er 8 cm lang. Samling og foto: K. Paulsen.*



*Blå beryll (akvamarin) fra Tjeldøya. Krystallen er 7 cm lang. Funnet av K. Paulsen. Samling og foto: Ø. Thoresen.*

*Fasettslipt (trillion-slip, 1,1 karat) akvamarin fra Tjeldøya, utført av Hasse Tranefors.*



Øvrige mineraliseringer er amazonitt, fluorschörl (?), samarskitt i cm-store krystaller, mikrolitt, magnetitt og arsenoflorencitt- (Ce). Forekomstene er undersøkt av blant andre Ingvar Lindahl på slutten av 80-tallet (Lindahl 1990).

**Vestpolltinden:** Erling Ravna (tidl. Krogh) (pers. medd.): I de proterozoiske suprakrustalene sør på Hinnøya (innerst i Øksfjord/Vestpollen) og på Lonkan og Jennestad ved Sortland er det marmor. I Vestpollen og på Lonkan er det bl.a. ren forsteritt ( $\text{Fo}_{100}$ ) og magnesioferritt ( $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ). Forekomstene er så oksidert at  $\text{Fe}^{2+}$  ikke er stabilt. På Vestpolltind er det bl.a. Mn-holdig hematitt, jacobsitt, og det er også funnet granater med et betydelig innhold av  $\text{Mn}^{3+}$ . I tillegg er det funnet Mn-rik ortopyroksen sammen med Fe-rik pyroxmangitt, evnt. Mn-rik pyroxferroitt, pluss en del andre spesielle mineraler. Det har vært gruvedrift på jernmalmen, bl.a. ved Vogts stoll.



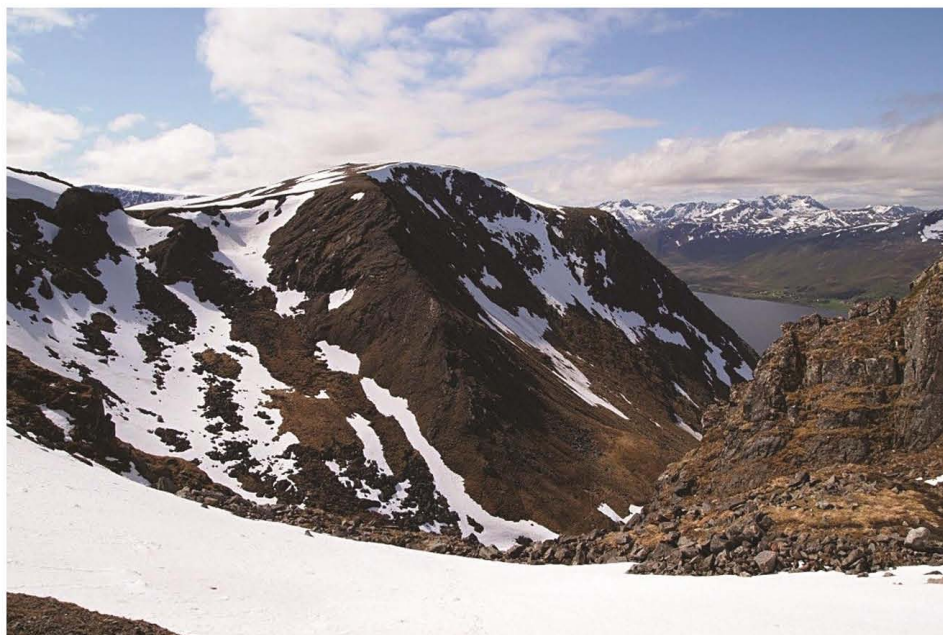
*Vogts stoll, Vestpolltinden. Foto: Svein Erik Fredriksen*



**Mehus i Godfjorden (ofte omtalt som Hinnøyaforekomsten):** Lokaliteten er tidligere utførlig beskrevet og omtalt av Bøe (1997), også i symposiesammenheng, men det er nå akkurat 20 år siden og derfor kanskje verdt en gjensitt. Bøe besøkte lokaliteten første gang i 1996 og fant da flere løsblokker av hvit marmor med svarte ludwigitt-nåler med opptil 2 cm lengde, av og til bunter på 4-5 nåler. Ludwigitt tilhører en undergruppe av sjeldne borater som kun opptrer i marmor og skarn. Interessant nok er også det enda sjeldnere bormineralet warwickitt blitt påvist fra ei blokk i området, noe som visstnok skal være førstegangsregistrering i Europa (SEM-EDS og PXRD utført av Hans Vidar Ellingsen, Per Bøe pers. medd.). Da Bøe neste gang var tilbake i Godfjorden klarte han ikke å finne blokka med warwickitt igjen og den anses som tapt (Per Bøe, pers. medd. 2016). Andre registrerte mikromineraler i Mehus-marmoren er perovskitt ( $\text{CaTiO}_3$ ), brucitt, klinoklor, spinell, hematitt, diopsid og forsteritt. Ved egen befaring i 2016 ble det gjort følgende observasjoner: Det er en del aktivitet i fjæra hvor de beste funnene har vært gjort i forbindelse med naust og båtliv (rydding, tilkjørt masse og støpte båtdrag) som nok kan virke negativt på eventuelle fremtidige undersøkelser. Løsblokkene som Bøe observerte med 6-7 cm lyseblå meionittrike skapolittkrystaller lå der fortsatt. I ei av løsblokkene ble det i tillegg observert mulig wollastonitt ( $\text{CaSiO}_3$ ). Dessuten ble det funnet en magnetittrik vulkansk bergart og cm-lange diopsidkrystaller i uren marmor like nord for selve ludwigitt-lokaliteten.

**Gullesfjorden:** På begge sider av Gullesfjorden opptrer marmor som er antatt å være av sen-proterozoisk alder. Ute på Gullholm ble det i forbindelse med «Mineraljakt i nord» funnet fine små spessartingranater ( $\text{Mn}^{3+}$ ?) i skarn i marmor. Flotte skapolittkrystaller opptrer i en skifer i tilknytning til marmoren.

**Hesjedalen:** I et søkk etter en botnbre i fjellpartiet Horntindan sørøst for Hemmestad finnes en klebersteinsforekomst, fra gammelt av kalt Talggrøtholla, som har vært kjent siden 1600-tallet. I tilknytning til denne klebersteinen opptrer mengder av magnesitt, fint definerte biotittkrystaller samt en rekke andre mineraler, bl.a. apatitt og kvartsvarianten ametyst.



*Hesjedalen i Kvæfjord. Utsyn fra Talggrøtholla (klebersteinsforekomsten) og ned mot Gullesfjorden.*



*Apatittkrystaller, Hesjedalen.  
Bildeutsnittet er ca. 5x4 cm.  
Finner og foto: K. Paulsen.*

**Kveøya:** Den nordlige delen av Kveøya består av dels sulfidforende omdannede sedimenter i veksling med marmor og grafittskifre/hornblende-skifre. Lagrekken er særlig godt eksponert på Øynesset, i fjæra langs hele nordspissen av øya. Metasedimentene er intrudert av en relativt mektig kropp av dioritt, og gir inntrykk av å være av proterozoisk alder. Det spesielle ved de omdannede sedimentene her er at primærstrukturer som for eksempel kryssjikt og traue kan ses i metasandsteinene. Funn av axinit og muligens et lite funn av vesuvianitt. På Skår var det i sin tid drift på en jernforekomst hvor noen tusen tonn jernmalm ble tatt ut. Lokaliteten ligger helt nede i fjæra og her er det funnet axinit (Per Bøe, pers. medd.), skapolitt (5 mm), store aggregater av velutviklede ortopyroksen (augitt eller ægirin), granater (grossular?) og krysotilasbest.

**Elda/Molvik:** Det kan se ut som om den samme sekvensen med omdannede sedimenter på Kveøya er direkte overførbart til dette området nord for Borkenes i Kvæfjord. Mange av de samme mineralene opptrer her i fjæra og i veiskjæringer. Til forskjell fra Kveøya utgjør vulkanske bergarter, putelava etc. her en stor del av den mer eller mindre omdannede lagserien.

**Kasfjord/Høgfjellet:** Typisk for dette området som representerer overgangen mellom grunnfjell og kaledonske bergarter er sulfidmineralisering. På Høgfjellet på østsiden av Kasfjord er det blant annet beskrevet funn av arsenopyritt og magnetitt.

Nede i selve Kasfjord og utover mot Indre Elgsnes finnes store flyttblokker med konglomerat. I dette konglomeratet opptrer pent utviklede epidotkrystaller nærmest som mikromineral i hulrom etter forvitret kalk. Opphavet til dette konglomeratet er hittil ikke helt forstått og konglomerat av denne typen er heller ikke funnet i fast fjell (Peter Midbøe, pers. medd. 2016).

**Ametyst på Bjarkøya:** Kvartsvarianten ametyst er kjent fra nordøstlige deler av Grytøya og antas å være dannet i breksjering i forbindelse med forkastningsaktivitet i sundet mellom Grytøy og Bjarkøy. Grytøya består i all hovedsak av granittiske bergarter. Bjarkøy har større geologisk mangfold og er kjent for de gamle jerngruvene. Andraditt er funnet på den gamle utskipingskaia på Bjarkøy (Kjell Paulsen, pers. medd.).



*Ametyst fra Bjarkøy.  
Stoffen er 8x7x4 cm.  
Samling og foto: K. Paulsen*

**Meløyvær:** Denne lille øygruppa ligger nord for Bjarkøy, ytterst i Vågsfjorden. Her var det i sin tid drift på en jerngruve som i hovedsak lå under havnivå. Deler av gruvetippene ligger oppe i dagen og er rike på malmprøver (hovedsakelig magnetitt) og andre mineraler. Harstad Geologiforening besøkte gruvene senest i 2015 og det ble blant annet funnet fin krysotilasbest, turmalin og flotte malmprøver.

#### *Forekomster i de kaledonske bergartene*

**Brokvik/Gressholman/Fauskevåg:** Meget pene og til dels store almandingranater opptrer i glimmer-/klorittskifer i Fauskevågen og syv andre lokaliteter i dette området, på begge sider av riksveien. Mange av granatene viser forunderlige vekststriper og opptrer gjerne i konkresjoner med mange sammenvoksninger. Ved egen befaring på området er inntrykket det at granatene opptrer i vel så stor grad i omdanningssoner mot mafiske intrusjoner enn som et resultat av regional metamorfose. Dessverre har det vært konflikt mellom grunneiere og mineralsamlere i området, slik at det er tilrådelig å gå pent fram hvis man skal besøke lokaliteten(e).



*Krystaller av almandin, Fauskevåg.  
Krystallene er 2-3 cm store.  
Foto: Jorge Moreira Alves.*

**Gullet på Holtet:** Under utgraving av en kjeller på ei hytte på Øvre Holtet i Harstad på midten av 80-tallet fant Rune Thorbergson flere kvartsprøver som var meget rike på gull. Den totale mengden gullholdig stein var på nærmere ett kilo – bare fra den begrensede utgravingen under hytta (!). Gullet opptrer i en kvartsrik bergart. Funnet ble gjort kjent fem år etter at Thorbergson fant gullet, selvfølgelig med påfølgende oppstyr og mange medieoppslag. Utallige søk etter gulletts kilde ble gjort. Et forsøk på å mute en radius på en kilometer rundt hytta ga heller ingen resultat. Etter hvert ble det antatt at gullet må være transportert dit i siste istid og avsatt som morenemateriale. Dette samsvarer også med det faktum at gullet lå i og over en marin blåleire.



*Gull i kvarts, Øvre Holtet, Harstad. Stoffen er ca. 3x2x1 cm. Foto: K. Paulsen.*

**Grottebadet:** Grottebadet er et stort innendørs badeanlegg i sentrum av Harstad. I forbindelse med byggearbeidene som startet i 1999 ble det funnet lommer med flotte kalsittkrystaller og pyritt. Kalsitten har en egenartet lilla farge. Vinteren 2016/2017 har det pågått arbeid med en veitunnel fra Harstadbotn til Samakrysset nord for sentrum. Det er store forventninger til at det blir gjort funn under dette arbeidet.



*Kalsitt fra druserom, Grottebadet, Harstad. Stoffen er 20x11x10 cm med krystaller opptil 8 cm lange. Foto: K. Paulsen.*

### *Diskusjon*

i) Alderen på de antatt proterozoiske suprakrustalene er gjenstand for diskusjon. Få dateringer er gjort på de vulkanske intrusjonene i Kvæfjord og bergartenes signatur varierer mellom typisk sen-proterozoiske og kambro-siluriske, men siden de vulkanske bergartene ser ut til å ha intrudert de opprinnelig sedimentære bergartene vil man ved hjelp av datering kunne finne en minimumsalder for suprakrustalene. Mineralparageneser og opptreden hos enkelte mineraler som axinitt, magnetitt, orthopyroksen og krysotilasbest kan brukes for å forstå sammenhengen mellom grunnfjell og suprakrustaler, men må brukes med omhu siden mange av de samme mineralene er funnet godt inne i skyvedekkene. Funn av aggregater av orthopyroksen og axinitt er likevel fellesnevner innen mange av forekomstene knyttet til sulfid/-oksidavsetninger og marmorert i grunnfjellet. NGU driver med ressurskartlegging i disse tider i Vesterålen og det er forventet at nye dateringer og en mer detaljert kartlegging vil bli utført i Kvæfjord i de nærmeste årene.

ii) Blant de antatt proterozoiske marmorene i denne østlige delen av grunnfjellet på Hinnøya skiller Mehus-marmoren i Godfjorden seg ut både ved sin mektighet, tekstur og mineralogiske sammensetning. Høyeste punkt på Kvithamran er 76 m over havet og det er ikke kjent hvor dypt marmoren strekker seg under havnivå, men man kan i alle fall se for seg en mektighet på mer enn 100 m. Det er vanskelig å forestille seg hvordan kalkstein av en slik mektighet kan ha blitt avsatt i jordas urtid. Algematter kunne i denne perioden binde kalk, men det er mer tilforlåtelig å se for seg en mektighet på 10-20 m ved slike avsetningsforhold. Marmoren ute på neset bærer preg av rekrystallisasjon med dels grove kalsittkorn, og inneholder sjikt med glimmer. Dette, sammen med mektigheten, er typiske trekk for de kaledonske marmorene inne i Ofoten dekkekompleks og gjør at bildet ytterligere forvirrende. På den annen side er tekturen i hovedsak dannet ved høy regional metamorfose, som samsvarer med den omdannelsesgrad som er antatt i denne delen av grunnfjellet. Tilstedeværelsen av ludwigitt kan ses på som evidens for marmorens antatte proterozoiske alder. I Sverige opptrer mineralet i grunnfjellets jernmalmer av skarntype. Per Bøe fattet interesse for lokaliteten etter at det ble rapportert funn av paragonitt ( $\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ ) i forbindelse med grøftegraving på Mehus. I sine studier av Mehus-marmoren skriver han om paragonitten: «Når kalium er til stede dannes flogopitt i stedet». Flogopitt er et glimmermineral som blant annet opptrer i søvitt,

som er en karbonatitt kjent fra Fensfeltet. Det vil være litt søkt å trekke videre paralleller mellom Fensfeltet og marmorene i Lofoten-Vesterålen, og som Bøe sier i artikkelen om ludwigitten: «Sammenhengen mellom dette mineralet (paragonitt) og geologien i området er foreløpig uklar.» Likevel, øvrige mineralogiske fellesnevner mellom Fensfeltet og Mehus kan nevnes: olivin (forsteritt), spinell, magnetitt og ikke minst perovskitt (CaTiO<sub>3</sub>).

iii) Som nevnt finner vi flere steder i Kvæfjord sekvenser med suprakrustaler nede langs fjordene. Dette bildet er ikke entydig, siden enkelte av marmorene er funnet ganske høyt til fjells. I fra Kasfjord og over Aunfjellet strekker det seg en marmorlire inne i grunnfjellet som kan være en vestlig kaledonsk flanke. Tilsvarende marmorlinse opptrer ute på Havneset nord for Indre Elgsnes. Denne marmoren er i kontakt med en underliggende amfibolittskifer og overliggende granittisk grunnfjell. På Hemmestad i Kvæfjord opptrer det en ganske mektig sekvens av metasedimenter i fjæra fra Ålneset i nord til Lynghammaren i sør. Disse ser ut til å være tektonisert og man finner glimmerskifer med granater i lagrekken, slik man er vant til å se det i de kaledonske bergartene. På den annen side er tilsvarende omdanning og mineraler observert i den sen-proterozoiske Skogvollgruppen på Andøya (B. Davidsen, pers. medd. 2016).

iv) Key (2010) har undersøkt det han kaller «The Austerfjord Thrust and Related Shear Zones, Hinnøy. Arbeidet er bygd på en rekke tidligere undersøkelser. Her har han systematisert grupper med tidligere beskrevne suprakrustaler: Gullesfjord-, Vassvika-, øvre Austerfjord- Kvæfjord- og Hesjevattn grupper. Felles for alle er at de er assosiert med større forkastninger. Denne aktiviteten og de øvrige tektoniske eventene i Austerfjord/Gullesfjord er antatt å være relatert til innskyvningen av de kaledonske dekkene og til kaledonidenes kollaps i Devon.

v) Overgangen mellom grunnfjell og kaledonske bergarter er som nevnt uklar. Stedvis, som like sørvest for Kjelhusåsen i Harstad, kan man finne knusningssoner, som tegn på sprø deformasjon. Det er her antatt at denne sonen representerer en normalforkastning som har oppstått i forbindelse med sen-jurasisk rifting, etter modell fra sokkelen, og at selve Kjelhusåsen representerer en rotert forkastningsblokk. Det antas at dette prinsippet kan forklare hvorfor mange av de proterozoiske suprakrustalene finnes langs fjordarmer og i dalsøkk i regionen. Avhengig av sprang på forkastningen og erosjonsgrad vil man ofte finne enten proterozoiske omdannede sedimenter eller kaledonske bergarter like som en del av strandflaten ved dagens havnivå i Kvæfjord (litt lenger vest, i Sortlandssundet og på Andøya, opptrer til og med mesozoiske (jura/kritt) bergarter like under havflaten og i strandsonen). Påfallende ofte utgjør de omdannede sedimentene også en flate av en viss størrelse og det kan være fristende å spekulere i om dette topografiske trekket kan knyttes til peneplan, eller om flaten kun representerer havets erosjon helt lokalt.

## Referanser

- Bøe, P. (1997): Boratmineralet ludwigitt i høymetamorf marmor i Vesterålen. *Norsk Bergverksmuseum Skrift* **12**, 35-39.
- Gustavson, M. (1974): Harstad. Beskrivelse til berggrunnsgeologiske gradteigskart M 8 - 1:100 000. *Norges Geologiske Undersøkelse* **309**, 1-33.
- Key, T.B. (2010): *Structure and timing of the Austerfjord thrust and related shear zones, Hinnøy, North Norway: Implications for late-stage Caledonian tectonic evolution*. M.Sc theses, Auburn University, Alabama, USA.

- Lindahl, I. (1990): Berylliumsundersøkelse på Tjeldøya, Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse Rapport 90.006*, 79 s.
- Midbøe, P.S. (2009): Geologien i Harstad-området. Harstad Geologiforening 1989-2009. *Hefte, Harstad Geologiforening 2009*, 3-6.
- Often, M. (1980): Geologiske undersøkelser og diamantboring ved Berg Gruve, Borkenes. *Norges Geologiske Undersøkelse, Rapport 1575/1B*, 19 s + bilag.
- Paulsen, K.A. (2009): Litt om mineraler i Harstad og omegn. Harstad Geologiforening 1989-2009. *Hefte, Harstad Geologiforening 2009*, 9-11.
- Steltenpohl, M.G. (1983): The structure and stratigraphy of the Ofoten Synform, North Norway. *Abstracts with Programs - Geological Society of America 15 (2)*, 65.

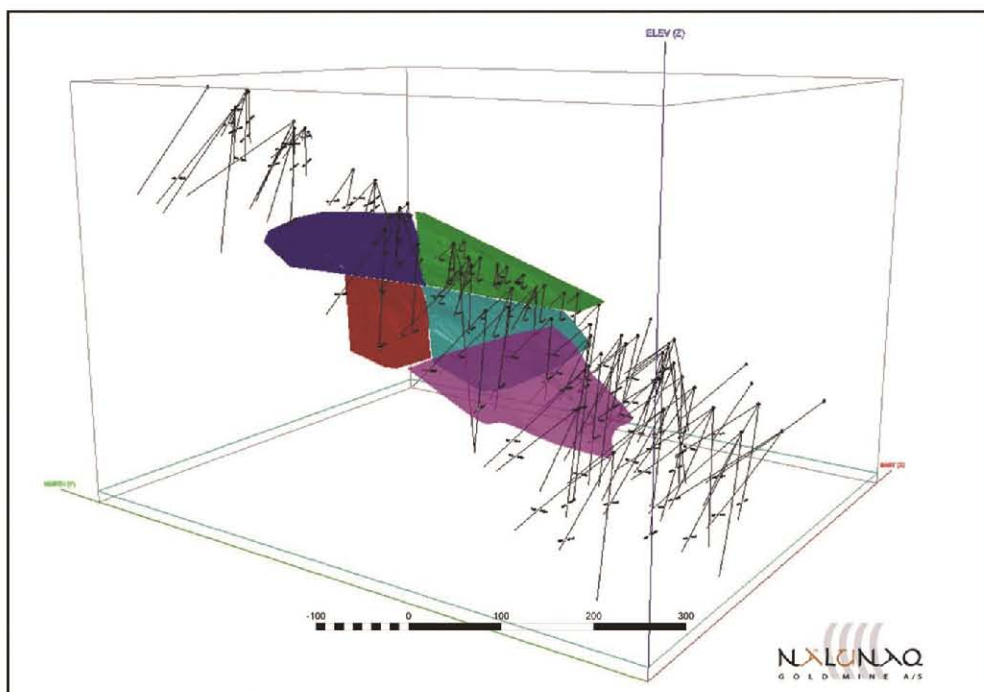




The Nalunaq gold mine is situated within the Psammite zone. The Foreland border zone consists of reworked Archaean basement of the craton and unconformable overlaying Ketilidian supracrustal rocks. The central part is dominated by the Julianehåb batholith, a calc-alkaline batholith which intruded along the southern margin of the North Atlantic craton over a north-dipping subduction zone. The Psammite Zone is composed of basic volcanic rocks, metamorphosed sandstone protoliths, migmatized pelitic and semi-pelitic rocks, calcareous metasediments, bedded massive-pyrrhotite/graphitic-cherts, dolerites, syn- to post-kinematic appinite dykes as well as post-kinematic rapakivi granites. The psammites represents intra- and fore-arc sediments, which are eroded from the Julianehåb batholith and deposited in fluvial to shallow marine environments to the south of the batholith. The basic volcanic rocks are associated with gold, as observed at the Nalunaq Gold Mine. The Pelite Zone to the south consists of pelitic rocks originally deposited as turbidites in an offshore environment distally to the Psammite zone.

## Mineralization

The Nalunaq gold deposit is a high-grade orogenic-type gold mineralisation associated with quartz veins in a narrow ductile shear zone in the Palaeoproterozoic amphibolite facies and metavolcanic rocks (Kaltoft *et al.* 2000). The thickness of the largest gold hosting quartz vein, the so-called Main Vein, is generally around 0.5 m but can be up to 2.1 m and often display pinch and swell structure. Occasionally, quartz is not present at the pinches but then tension gashes often indicate the presence of the Main Vein. The Main Vein has an azimuth of  $\sim 50^\circ$  with an inclination of around  $35^\circ$  and is only displaced by few faults (Fig. 2).



**Fig. 2.** Illustration of the Main Vein and drill holes. The colours indicate different fault blocks (Nalunaq Gold Mine 2006).

The Main Vein occasionally split into several veins, which was linked to a decrease in gold grade. This made it difficult to follow one specific vein, thus it was attempted to keep several of these visible in the adit. However, the grade rarely became very good again after the splits. The split was then interpreted to roughly mark the outer boundary of the gold mineralization.

Mineralogical, the Main Vein is composed mainly of quartz and gold with accessory diopside, plagioclase, muscovite, pyrite, arsenopyrite and scheelite. Diopside is clearly associated with calc-silicate alterations of the metavolcanic hostrocks. The gold primarily occurs in the quartz vein as visible gold flakes up to 2 mm, and as a brownish mass of very fine-grained gold (Fig. 3). When quartz was not present, i.e. in the pinches, the accessory minerals could be used to infer the presence of the Main Vein. Scheelite was particularly helpful because of its fluorescence in UV-light.



**Fig. 3.** Gold flakes in quartz with greyish to brownish parts containing fine grained gold (Foto: H. Buus Madsen).

The highest concentration of gold of more than 4000 g/t was recorded in a well on top of Nalunaq Mountain. However, gold concentrations of up to 200 g/t were occasionally also present in calc-silicate alterations. The average grade of the deposits was 13.3 g/ton with large variation in gold concentration indicating a nugget distribution.

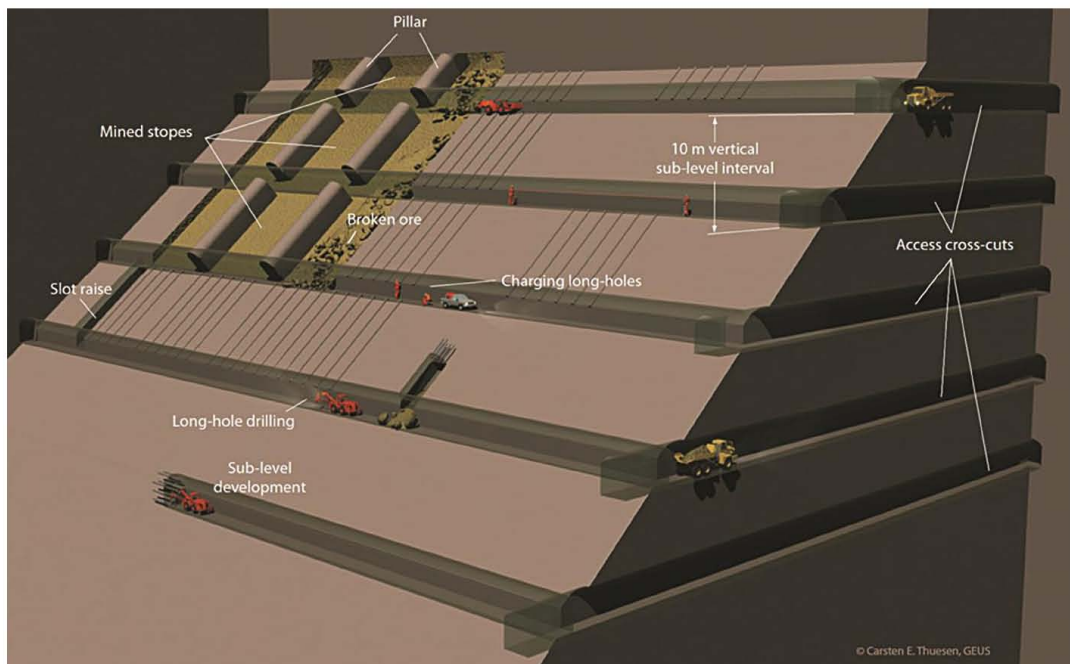
Most of the gold occurs as native gold and sometimes as alloys with silver, but also as maldonite ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ). The presence of maldonite in Nalunaq is the first occurrence of this mineral in Greenland. Gold also occurs together with bismuth and antimony grains in a delicate skeletal network. Chemically, the gold grains are composed of 85–95% gold and 5–15% silver with accessory Bi of 0.3% and Sb of 0.01% (Kaltoft *et al.* 2000). The gold occurs as inclusions in quartz, diopside,

plagioclase, muscovite, arsenopyrite and löllingite, which may indicate that gold precipitated at the same time as these minerals (Kaltoft *et al.* 2000). Additionally, gold flakes were also observed to occur inside 1–2 mm pyrite cubes. Gold is also concentrated within fractures in the quartz vein, which indicate that gold was deposited/remobilized after the host minerals crystallized.

## Mining operation

### *Mining method*

The mining method used was longhole open stope, which involve development of horizontal sub-levels for every 11 m vertical and stopes between the sub-levels (Fig. 4). The sub-levels are driven by using the rescue mining technique, where the waste rock below the inclined Main Vein is blasted and mucked first, and the ore is blasted afterwards. The stopes between the sub-levels are mined by drilling long holes from one sub-level to the other and then blast the holes with explosives. However, for an explosion to expand it needs space, so a raise was driven along the vein by handheld jackleg from one sub-level to the other, creating this space. For every 15 m a rib-pillar was left between the stopes for stability. Due to the low inclination of the Main Vein of 35° some of the ore did not fall down by itself. The ore left in the stopes had to be scraped down which, of course increased the cost of the operation. Roughly 500 t of ore was hauled to the harbor every day.



**Fig. 4.** Schematic 3-D presentation of the mining method (3-D figure by Thuesen, C.E., GEUS).

### *Extraction of gold*

The ore was shipped to Nugget Pond, Canada for processing. First the ore was finely crushed and then sent through a gravity separation process which extracted around 75% of the gold. To extract the remaining gold a Carbon in Pulp leaching method was used. Water and cyanide was added to the

finely crushed ore to form a pulp. The pulp then goes through several tanks where it is stirred to get the gold out into solution by forming gold cyanide ions. To extract the gold the solution was run through tanks with active coal where the cyanide gold ions are adsorbed onto the carbon. Then the gold was extracted from the coal by desorption and electrolysis. Finally, all the gold was melted and poured to gold bullions (Fig. 5). In the period 2004–2008 the Nalunaq Gold Mine produced 10.66 t of gold (Government of Greenland 2017), which is equivalent to a cube of  $0.8 \times 0.8 \times 0.8$  m.



*Fig. 5. First gold bullion from Nalunaq Gold Mine (Foto: Nalunaq Gold Mine).*

### *Mother nature; friend or foe?*

The Kirkespirdalen offers spectacular scenery with mountains, glaciers, flora, fauna and even aurora borealis during winter time. But this scenery offered some challenges for the mining operation. The steep slopes of Nalunaq Mountain were a major challenge when drill sites had to be chosen, where some drill site had to be hand built with rocks found on the mountain. Thus, data coverage was not evenly distributed. Obviously, snow and ice caused problems during the winter, where ice formed at the entrances to the mine making it difficult for the trucks to pass the slippery ice. Snow also had to be cleared from the roads and campsite, but what was even worse was the lurking risk of having avalanches blocking the access to mine and threatening the safety of the workers. When spring arrives one should think that all the challenges with ice are over. But then the sea ice arrives from the east coast of Greenland, blocking the harbour and making it impossible to ship out ore.

## References

- Garde, A.A., Hamilton M.A., Chadwick B., Grocott J. & McCaffrey K.J.W. (2002): The Ketilidian orogen of South Greenland: geo-chronology, tectonics, magmatism, and fore-arc accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence. *Canadian Journal of Earth Sciences* **39**, 765–793.
- Government of Greenland (2017): <https://www.govmin.gl/minerals/geology-of-greenland/mining-projects>
- Gowen, J., Christiansen, O., Grahl-Madsen, L., Pederson, J., Petersen, J.S. & Robyn, T.L. (1993): Discovery of the Nalunaq Gold Deposit, Kirkespirdalen, SW Greenland. *International Geology Reviews* **35**, 1001–1008.
- Kaltoft, K., Schlatter, D.M. & Kludt, L. (2000): Geology and genesis of Nalunaq Palaeoproterozoic shear zone-hosted gold deposit, South Greenland. *Trans. Instn Min. Metall* **109**, B23–B33.
- Secher, K., Stendal, H. & Stensgaard, B.M. (2008): The Nalunaq Gold Mine. *Geology and Ore* **11**, 1–12.

# Noen funn av mineraler i Norge 2016-2017

Knut Edvard Larsen

Geminiveien 13, 3213 Sandefjord (knut.edvard.larsen@online.no)

Artikkelen oppsummerer noen mineralfunn gjort i 2016-2017 i tiden etter mineralsymposiet i 2016. Et par funn som har blitt gjort tidligere, men som først ble offentlig kjent i denne tidsperioden, er også tatt med. Det er hovedsakelig lagt vekt på mineralfunn og lokaliteter som *ikke* tidligere er blitt registrerte eller vært kjent. Av den grunn er oppsummeringen ikke komplett. Funnene er listet opp fylkesvis, sortert etter den enkelte kommune. Det er også tatt med nye mineraler beskrevet fra Norge i samme periode. Nye data som har konsekvenser for oppdateringer av inventarlistene over norske mineraler er også inkludert.

## HORDALAND

### Sveio

*Vandaskog*. Massiv, blå og grønn fluoritt, delvis i slipekvalitet, ble funnet i en breksjert fluorittgang som kom frem under graving av en grøft i mars 2017. Fluoritten opptrer sammen med kvarts. Noen få, små krystaller av fluoritt er observert.

*Avløypeneset, Søndre Langaneset*. Relativ flaterike, 1-2 cm store krystaller av granat (almandin?) i pegmatittmatriks (hovedsakelig i kvarts/muskovitt) ble innsamlet i mars 2017 av medlemmer i Haugaland geologiforening fra et av de gamle feltspatskjerpene i dette området.

## AUST-AGDER

### Evje

*Landsverk I pegmatittbrudd*. Flere gode grupper med sammenvokste, skarpe, terningformede krystaller av pyritt ble funnet i september 2016. Den største krystallen målte 2 x 2 cm, og en av gruppene målte 8 x 7 x 3,5 cm. Det ble også gjort flere funn av kvartskrystaller i 2016.

### Iveland

*Tveit, Steli*. En god prøve med en 2 cm bred, flat krystall av molybdenitt i feltspat ble innsamlet i november 2016.

### Birkenes

*Vegusdal*. Flere velutviklede, sorte, listeformede krystaller av et mineral i euxenittgruppen (polykras-(Y)?) sittende i feltspat, ble innsamlet i august i ett av de gamle pegmatittbruddene ved Vegusdal. En av de beste krystallene målte 1,7 x 0,8 cm. Det ble også gjort et funn av en god krystall av kalifeltspat som målte 14 x 9 x 7 cm.

### Arendal

*Eydehavn, Pinnen*. Et funn av en kalsittstuf med opptil 1 cm store, gulhvite krystaller sammen med kvarts og albitt er rapportert.

## Tvedestrand

*Grenstøl næringspark*. Hvite, delvis klare topper av flaterike kalsittkrystaller ble funnet i april 2016.

Massiv, hvit albitt med schillereffekt (hovedsakelig blå), såkalt "månesten", er også blitt samlet inn herfra.

### Risør

*Søndeled, Ravneberget pukkverk.* I mars 2017 ble ei druse blottet som inneholdt bl.a. grønne og brune titanittkrystaller opptil 10 cm i størrelse. Mesteparten av krystallene var ødelagte, dels pga. sprengning, dels naturlig brukket. Noen biter med sterk grønn farge vil kunne egne seg som fasett-slipemateriale. Titanitten opptrådte sammen med mørk grønne, blanke epidotkrystaller opptil 8 cm i størrelse. Epidotkrystallene var delvis dekket av prehnitt. Drusa inneholdt også gode amfibolkrystaller (hornblende?), opptil 10 cm lange; noen var dekket av små kvartskrystaller og/eller prehnitt. Det ble også gjort funn av chalcopyritkrystaller, hvor den største målte ca. 8 cm. Noen få prøver med 2-3 cm store kalsittkrystaller ble også berget.

## TELEMARK

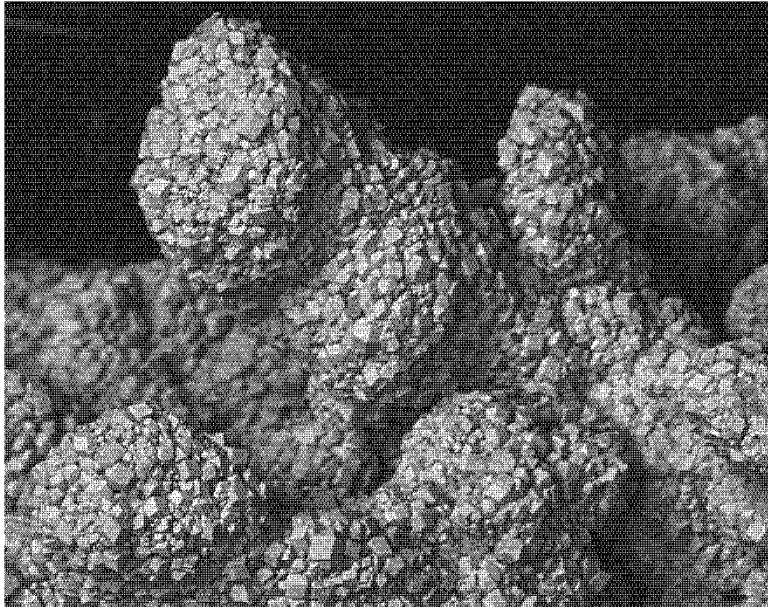
### Kragerø

*Valberg pukkverk.* Høsten 2016 ble det gjort et funn med molybdenitt, delvis som velutviklede krystaller, sammen med massiv kalsitt. Den største krystallen målte 18 cm i diameter og var 5 mm tykk. Opptil 16 cm lange krystaller av skapolitt ble også påtruffet med opptil 16 cm store kalsittkrystaller på. En druse som totalt målte ca. 80 cm x 120 cm produserte noen stuffer med små krystaller av chalcopyritt som sitter på hvit og blek rosa albitt.



*Del av en molybdenittkrystall, 18 cm i diameter, fra Valberg, Kragerø. Samling og foto: Vegard Evja.*

*Sannidal.* Det er funnet et antall stuffer med grupper av opptil 2-3 mm store, vannklare albittkrystaller hvor det var påvokst rødlige, kuleformede aggregater av andraditt. Enkeltkrystallene av granat er kun maksimalt 20 µm store. Granaten er identifisert vha PXRD (T. Kjærnet) og SEM/EDS (A.O. Larsen). Andraditt er vanligvis grønnlig til brunlig med en hvit til grå strek. Rødfargen på denne granaten blir derimot forsterket ved nedknusning, hvilket skulle tilsi at fargepigmentet kan være finfordelt hematitt, men så submikrokrystallinske at det ikke identifiseres med PXRD.



*Mikrokrystaller av andraditt, Sannidal. Bildebredde ca. 0,6 mm. SEM-foto: A.O. Larsen*

I januar-februar 2017 ble noen druser med amfibol (i asbestform og som berglær), antagelig aktinolit, og røykvartskrystaller oppdaget. Røykvartskrystallene målte opptil 14 cm i lengde og noen hadde inneslutninger av aktinolitnåler. Nåler av aktinolit opptil 8-10 cm er også rapportert fra dette funnet.

### **Tokke**

*Dalen.* En druse med fluoritt "i skogen ved Dalen" ble lokalisert i juni 2016, og 29 prøver med lilla fluoritt ble innsamlet. Fluoritten opptrer som små kuboktaedriske krystaller og som kuleformede aggregater i størrelsen 3-7 mm. Overflaten på aggregatene synes å bestå av små krystaller. Et tverrsnitt av aggregatene viser en tydelig sonert vekst. En av de største stoffene med fluoritt målte 9 x 5,5 x 3 cm. Fluoritten viser forøvrig lik habitus med prøver som ble funnet av tyske samlere i mai 1995 i terrenget ovenfor Tveitsto fluorittgruve (Sendelbach 1996).

### **Drangedal**

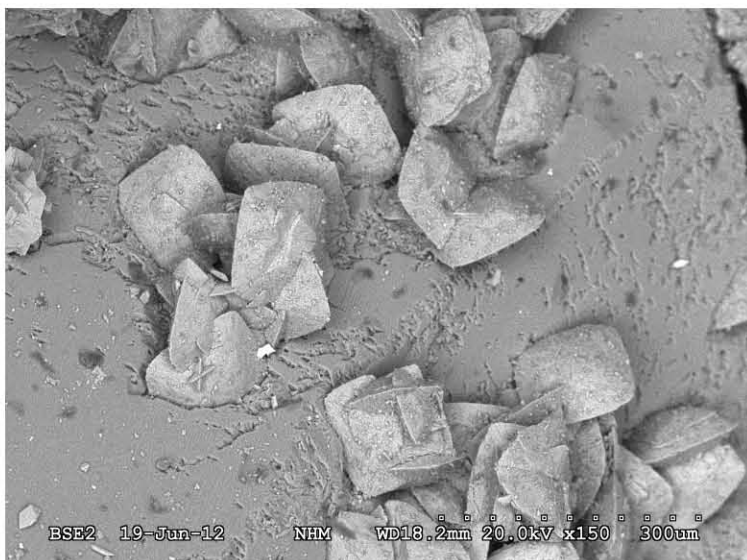
*Tordal, Hefstetjernpegmatitten.* Kristiansen (2017) rapporterer om funn av 3 nye mineraler for Norge fra denne forekomsten. Uedaitt-(Ce), et mineral i allanittgruppen, opptrer som flere cm lange, sorte, grove listeformede krystaller og fragmenter. Plattneritt er funnet som 20-30 µm store, sorte, stråleformede aggregater sittende på kristiansenitt. Nye analyser av noen tidligere innsamlede prøver av bavenitt, viser at dette materialet kan klassifiseres som det nye mineralet bohseit.

### **Porsgrunn**

*Nystrand, Mule sykehjem.* Under bygging av Mule sykehjem ved Porsgrunn ble det oppdaget en knyttnevestor, krystallin masse i en fjellskjæring ved byggets grunnmur. Bergarten på stedet er hornfels. Den krystalline massen består hovedsakelig av lys gråfiolett axinit-(Fe) og et epidotgruppemineral samt mindre mengder av en blågrønn fibrig turmalin. Det opptrer også små mengder chalcopyritt. Videre undersøkelser vil bli foretatt.

*Langangen, E18 Blåfjell.* Et nytt berylliummineral, hydroxylgugiaitt, har blitt godkjent av IMA (IMA 2016-009). Cotypelokalitet for det samme mineralet er Saga I larvikittbrudd, Auen, Porsgrunn (Grice *et al.* 2016).





*Hydroxylgugiaitt, Saga I, Auen,  
Porsgrunn. Samling: R. Kristiansen.  
SEM-foto: H. Folvik.*

*Mørje, Eikevegåsen larvikittbrudd.* I begynnelsen av 2016 ble det startet ny drift nær et gammelt brudd, og funn av bl.a. melifanitt og kankrinitt ble gjort her i en pegmatittgang i april 2016.

## VESTFOLD

### Larvik

*Tvedalen, Johs. Nilsen larvikittbrudd.* I juni-juli 2016 ble en større agpaitisk pegmatitt blottlagt og sprengt bort mellom plan 5 og 6. Det ble funnet gode prøver av grønnlig gule masser av kankrinitt opptil 7,5 x 8 cm, flere centimeterstore masser av et brunlig til rødbrunt eudialyttgruppemineral, foruten massiv, gjennomskinnelig leukofanitt. En krystall av leukofanitt med kantlengder på ca 4,5 cm, frosset i matriks ble også innsamlet. Astrofyllitt opptrådte i mindre mengder som plater og velformede mikrokrytaller. Thoritt ble observert i små masser. Wöhleritt og blå sodalitt opptrådte relativt rikelig. I parallellvekst med wöhleritt eller i forlengelsen av wöhlerittkrystallene opptrådte brunlig til grønnligbrun hiortdahlitt (PXR, T. Kjærnet). I druserom i grov spreustein ble det funnet rikelig med velformede behoittkrystaller sammen med böhmitt. I druserom, i analcim, ble det observert opptil 6 mm store, stjerneformede aggregater av eudidymitt. Mindre mengder chiavennitt i sprekker ble også påtruffet. Hvite eller gulhvite til beige, plateformede aggregater av epididymitt opptrådte stedvis rikelig i analcim. De forekom enten som enkeltskiver eller som rosetter. Særlig attraktive var prøver med skiver av epididymitt påvoksende ca. 1 mm lange, grønne nåler av ægirin. I noen tilfeller var ægirinnålene helt fullstendig dekket av epididymitt-aggregater, slik at epididymitten dannet en sammenhengende skorpe som gir en fingerliknende habitus. I august ble en større salve satt mellom plan 5 og 6, og store mengder av pegmatitten var tilgjengelig i en lengre periode. Foruten videre funn av de tidligere nevnte mineraler ble det også særlig notert funn av helvin i druserom i analcim, og masser av et gult til guloransje eudialyttgruppemineral. Det siste er også observert som sjeldenhet i velutviklede krystaller opptil 1,5 mm i diameter. Et kremgult omvandlingsprodukt av eudialyttgruppe-mineralet er også observert. I denne paragenesen, som har likhet med zirsilitt-(Ce)-paragenesen som er observert i Sagåsen, ble også funnet et vifteformet brunlig mineral som utseendemessig likner tadhikitt-(Ce).

*Tvedalen, AS Granit larvikittbrudd (Tuften).* Det nye mineralet hanesmarkitt er beskrevet fra en pegmatitt i dette bruddet. Det er det tredje naturlige forekommende heksaniobatet som er funnet. Mineralet, som er ekstremt sjeldent, opptrådte som svakt gule 0,3 mm store krystaller og som en tynn hinne i små flekker på gonnarditt. Det er navngitt etter presten og mineralogen Hans Morten Thrane

Esmark (1801-1882) (Friis *et al.* 2016). Et større funn av behoitt ble gjort på plan 5 i desember 2016. I april 2017 ble det gjort nok et funn med natrolitt, chiavennit og gode mikrokrystaller av behoitt i samme pegmatitt. En natrolittstuff på 10 cm x 20 cm med ca. 500 behoittkrystaller ble samlet inn.

*Malerød, Midtjellet larvikittbrudd.* Gjennomskinnelige, lys brune krystaller av petarasitt (< 0,5mm) ble funnet i april 2016, i små druserom på krystaller av analcim sammen med gonnnarditt (visuell identifikasjon). Et hvitt, fibrøst mineral med silkeglans som opptrådte i sammenfiltrede aggregater i likende druser ble tentativt antatt å være hochelagaitt. En foreløpig EDS analyse av en prøver utført av Joy Desór gav et resultat som kan indikere micheelsenitt (analysen viste Y, Ca, Al, P og karbonat). Det er nødvendig med ytterligere analyser for å fastslå identiteten.

### **Sandefjord**

*Vesterøya, Kariåsen idrettsanlegg.* Opptil 1,3 mm lange, fargeløse til hvite, tynne, listeformede og mer korte tyntavlede krystaller av epididymitt er funnet. De opptrådte i et lite hulrom sammen med albitt, ægirin, kloritt og et uidentifisert brunt leirmineral.

### **Hof**

*Haslestad bruk.* I juli 2016 ble det etter en sprengning funnet en stor druse (ca. 50 x 20 cm) med septerkrystaller av kvarts opptil 5 cm store. Krystallene viste den karakteristiske habitus kjent for forekomsten med soner av ametyst og røykvarts. Både løse og krystaller påsittende matriks ble berget.

## **BUSKERUD**

### **Kongsberg**

*Kongsberg.* Prøver med brewsteritt-Ba i opptil 1 cm lange krystaller sammen med hvite harmotom krystaller ble budt frem for salg på Steintreffet på Eidsfoss. Funnet, som angivelig ble gjort for et par år siden i Kongsberg kommune, er foreløpig hemmeligholdt. En artikkel om funnet planlegges for publikasjon i Stein.

### **Røyken**

*Nærnes.* Terningformede, 2-8 mm store pyrittkrystaller er funnet i en ny forekomst i relativt store mengder. Liknende krystaller er tidligere kjent i området bl.a. fra en leirerik sone i gneis under det kambriske peneplan ved den fredede geolokaliteten i Slemmestad sentrum.

*Follestad industriområde, Franzefoss pukk avd. Åros.* Funn i april 2016 av et par hodestore krystaller av røykvarts er rapportert fra pukkverket.

*Follestad industriområde, Follestad avfallsanlegg.* Et funn av topas opptil 2 cm lange ble gjort i en greisegang nær søppelmottaket. Kun en av krystallene (3mm lang) var gjennom-siktig. Gangen inneholdt også molybdenitt og kvarts.

### **Hurum**

En liten druse med topas og røykvarts er funnet i en ikke nærmere angitt lokalitet på Hurumlandet. Den største av topaskrystallene målte 4,5 cm i lengde. En pen prøve med en 11 mm lang topas krystall sittende på en røykvarts ble fremvist på Steintreffet på Eidsfoss.

## **AKERSHUS**

### **Nannestad**

*Engelstadtjernet, Rørosstollen.* Små krystaller av brunrød stilbitt er funnet på tippen.

## ØSTFOLD

### Halden

*Idd, Aspedammen, Herrebøkasa.* Messelitt er identifisert som svært små (80 x 20 µm), hvite, avlange krystaller i vifteformede aggregater på fluorapatitt (Kristiansen 2017).

## OPPLAND

### Lunner

*Grua sentrum.* Kvartskrystaller med gulfarget inneslutninger og albitt ble funnet i oktober 2016, forekomsten er nå under asfalt.

## MØRE OG ROMSDAL

### Aukra

*Rinderøya.* En 12 cm bred stuff påsittende kvartskrystaller med septerhabitus og ametystfarget terminering ble funnet i februar 2017. De ametystfargede delene var rik på inklusjoner av hematitt.

### Vanylven

*Åheim, Almklovdalen, Gusdalen olivinbrudd.* Subhedrale, ca. 1 cm store, sorte krystaller av magnesio-kromittspinell sittende i klinoklormatriks er rapportert funnet.

*Ekremseter olivinbrudd.* En 1 x 1 cm stor peridotkrystall ble funnet i bekken ved bruddet. En 1 x 1 mm velutviklet krystall av et mineral i spinellgruppen (kromitt?) er rapportert fra selve steinbruddet.

## SOGN OG FJORDANE

### Vågsøy

*Kråkenes fyr, Solveggen.* Blant materialet som ble sprengt ut av Kystverket for mange år siden, ble det i juli 2016 påtruffet aggregater av hvite, langprismatiske, parallellvokste krystaller av marialitt i en sort amfibolitt. Aggregatene kan nå en størrelse på opptil 4,5 x 2,5 cm og fremtrer i delvis utvitret form fra matriksen. De opptrer i amfibolittinneslutninger i en megakrystallinsk monzonitt ("øyegneis"). Mineralen ble først funnet her i 1989 og ble dengang identifisert av Sveinung Bergstøl (jf. Larsen 1989).

### Selje

*Liset-eklogitten.* Et Ca-Na-Al-silikat med nefelinstruktur er blitt godkjent av IMA (IMA 2016-070) med navnet davesmithitt. Det har lenge vært kjent som "et mulig nytt Ca-rikt mineral med nefelinstruktur" (Smith *et. al.* 1986).

## SØR-TRØNDELAG

### Meldal

*Svinsås jaspisbrudd.* En pyritt-terning på 1 x 1 cm er funnet.

### Rissa

*Åsly.* Små mengder med molybdenitt i 6-7 mm store aggregater er funnet i en overgang mellom en kvartsåre og granitt.

## NORD-TRØNDELAG

### Leksvik

*FV 715.* I en av de lange veiskjæringene mellom Olsøykrysset mot Vanvikan ble det gjort et funn av hvit stilbitt i små hulrom i en dm-tykk knusningssone.

## NORDLAND

### Tjeldsund

*Tjeldsund bru.* Det er gjort funn av opptil 3 cm store, skarpe granatkrystaller (almandin ?) sittende i glimmerskifer, fra en ikke nærmere oppgitt lokalitet nær Tjeldsund Bru.

### Hamarøy

*Rekvatnet (Goajvojavrrre).* På 1990-tallet ble det gjort funn av flotte, delvis klare, opptil 3 cm enkeltkrystaller og grupper av dolomitt. Funnet er ikke tidligere publisert.

### Ballangen

*Arnesfjellet.* Det er gjort funn av sterkt røde, opptil 12 mm granatkrystaller i hvit feltspatmatriks.

I en pegmatitt på snau fjellet på Arnesfjellet, ikke langt fra den kjente nikkel- og olivinforekomsten som det har vært gruvedrift på tidligere, er det gjort et funn av kyanitt. Mineralet opptrer som klynger av frittstående, tykke, linjalformede krystaller i en matriks av kvarts. Krystallene er delvis gjennomsiktige og blek blå i farge, men viser i enkelte deler en fargesone med en intens blå farge. Pegmatitten, som har vært kjent av samlere i regionen i mange år, har også produsert stuffer med store feltspatkrystaller, noe turmalin og granater.

## TROMS

### Bardu

*Salangsdalen.* En 11 cm lang kvartskrystall med muzo-habitus er rapportert funnet.

### Narvik

*Bjerkvik.* Flere, gode prøver med røykkvarts krystaller med dauphine-habitus er funnet i en druse i pegmatitt øst for tettstedet Bjerkvik. Funnet er gjort tidligere, men rapportert først nå.

## Redefinering og diskreditering

Amfibolet *eckermannitt* er tidligere beskrevet fra hydrotermalt omdannede, peralkaline ultra-kaliumrike syenittanger fra Dalsfjorden, Askvoll i Sogn og Fjordane (Furnes *et al.* 1982). Mineralet ble redefinert av IMA i 2013 (IMA 2013-136) etter den nye nomenklaturen for amfiboler, og amfibolen fra Dalsfjord kan derfor ikke lenger klassifiseres som en eckermannitt. EMP-analysen av mineralet som er publisert i Furnes *et al.* (1982) gir ved bruk av regnearket for klassifisering av amfiboler utviklet av Locock (2014) som resultat en kalium-magnesio-arfvedsonitt. Eckermannitt (ny definisjon) er dermed ikke kjent fra Norge og mineralet kan derfor strykes av inventarlistene.

Mineralet *tombarthitt-(Y)* er diskreditert som eget mineral av IMA i 2016 (IMA 16-K) (Hålenius *et al.* 2016).

## Takk

En stor takk til de som har bidratt med rapporter og opplysninger: Egil Andreassen, Peter Andresen, Svein Arne Berge, Torbjørn Bergo, Jarle Andre Bakken, Sascha Gemballa, Jon Erik Eriksen, Vegard

Evja, Rune Fjellvang, Terje Karstensen, Torfinn Kjærnet, Alf Olav Larsen, Stig Larsen, Roy Male, Jan Roger Moe, Fred Steinar Nordrum, Jørn S. Olsen, Bjørn Kåre Stensvold og Leif Roger Størseth. En takk også til dem som har delt foto og opplysninger på facebookgruppen "Norwegian Rockhounds".

## Litteratur

- Friis, H., Weller, M.T., Kampf, A.R. (2016): Hansesmarkite,  $\text{Ca}_2\text{Mn}_2\text{Nb}_6\text{O}_{19}\cdot 20\text{H}_2\text{O}$ , a new hexaniobate from a syenite pegmatite in the Larvik Plutonic Complex, southern Norway. *Mineralogical Magazine* **80** (in press),  
[prepublisert på <http://forum.amiminerals.it/viewtopic.php?f=5&t=12721> (lest april 2017)]
- Furnes, H., Mitchell, J.G., Robins, B., Ryan, P., Skjerlie, F. J. (1982): Petrography and geochemistry of peralkaline, ultrapotassic syenite dykes of Middle Permian age, Sunnfjord, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **62**, 147-159.
- Grice, J., Kristiansen, R., Friis, H., Rowe, R., Cooper, M., Poirier, G. and Yang, P. (2016): Hydroxylgugiaite, IMA 2016-009. CNMNC Newsletter No. 31, June 2016, page 696. *Mineralogical Magazine* **80**, 691–697.
- Hålenius, U., Hatert, F., Pasero, M. & Mills, S.J. (2016): New minerals and nomenclature modifications approved in 2016. CNMNC Newsletter No. 34, December 2016; *Mineralogical Magazine* **80**, 1315–1321.
- Kristiansen, R. (2017): Fire nye mineraler for Norge. *Stein* **44** (1), 24-27.
- Larsen, E. (1989): Beretningen om en tur til Søre Sunnmøre. *Geo-Posten. Medlemsblad for Ålesund og omegn Geologiforening. Julenummer 1989*, 2 + 6-8.
- Locock, A. J. (2014): An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences* **62**, 1-11.
- Sendelbach, M. (1996): Kugeliger Fluorit aus der Telemark, Norwegen. *Lapis* **21** (6), 24-26.
- Smith, D.C., Kechid, S-A. and Rossi, G. (1986): Occurrence and properties of lisetite,  $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ , a new tectosilicate in the system Ca-Na-Al-Si-O. *American Mineralogist* **71**, 1372-1377.

# Mineralogia Norvegica 2016-2017

Sammenstilt av Alf Olav Larsen, Knut Edvard Larsen og Roy Kristiansen

- Alexandre, P., Peterson, R. & Joy, B. (2015): Sector zoning in uraninite. *Canadian Mineralogist* **53**, 693-703.  
[Uraninitt fra «Roode» (=Råde, Østfold) er brukt til undersøkelsen]
- Alexandre, P., Kyser, K., Layton-Matthews, D., Joy, B. & Uvarova, Y. (2015): Chemical compositions of natural uraninite. *Canadian Mineralogist* **53**, 595-622.  
[Uraninitt fra «Roode, Hidra» (sic.) (=Råde, Østfold) er brukt til undersøkelsen]
- Andersen, F. (2018): Pegmatittganger og mineraler på Hoftøya og Langøya ved Færder i Ytre Oslofjord. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 69-75.
- Berg, B.I. (red), Sæland, F., Nyland, A. J., Østensen, P.Ø., Nordrum, F. S. og Kullerud, K. (2016): *Bergverk i Norge. Kulturminner og historie*. Fagbokforlaget, Bergen. 430 s.
- Bilet, M. & Johansen, J. (2017): Minneord om Per Christian Olsen. *Stein* **44** (1), 42-43.
- Brevik, H. (2017): Hamre kobbergruve, Bygland, Aust-Agder. *Stein* **44** (1), 14-23.
- Edvardsen, S. (2016): Peridot. *Stein* **43** (4), 9.
- Eriksen, J.E. (2017): Mineralforekomster i Harstad og omegn anno 2016/2017, en oppdatering. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 91-102.
- Friis, H., Weller, M.T. & Kampf, A.R. (2016): Hanesmarkite,  $\text{Ca}_2\text{Mn}_2\text{Nb}_6\text{O}_{19} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ , a new hexaniobate from a syenite pegmatite in the Larvik Plutonic Complex, southern Norway. *Mineralogical Magazine* **80**.  
prepublication. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.109>.
- Duran, C.J., Seydoux-Guillaume, A.-M., Bingen, B., de Parseval, P., Ingrin, J. & Guillaume, D. (2016): Fluid-mediated alteration of (Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti) oxide minerals in granitic pegmatite from the Evje-Iveland district, southern Norway. *Mineralogy and Petrology* **110**, 581-599.
- Friis, H. (2016): Hexaniobates, a new group of minerals. *2<sup>nd</sup> European Mineralogical Conference, Book of Abstracts*, 404.
- Grice, J.D., Friis, H. & Kristiansen, R. (2016): New data for chiavennite and ferrochiavennite. *The Canadian Mineralogist* **54**, 21-32.
- Hansen, G.H. (2017): Jens Omvik og hans notater om gadolinitt fra Hidra. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 29-35.
- Janák, M., Uher, P., Ravna, E. K., Kullerud, K. & Vrabc. M. (2015): Chromium-rich kyanite, magnesiostauroilite and corundum in ultrahigh-pressure eclogites (examples from Pohorje Mountains, Slovenia and Tromsø Nappe, Norway). *European Journal of Mineralogy* **27**, 377-392.
- Karlsen, S.L. (2016): Mineralfunn på Eide, Sotra. *Stein* **43** (4), 36-37.
- Kristiansen, R. (2017): Fire nye mineraler for Norge. *Stein* **44** (1), 24-27.

- Kullerud, K., Kotkova, J. & Škoda, R. (2016): Element mobility during formation of the Kongsberg silver deposit. *2<sup>nd</sup> European Mineralogical Conference, Book of Abstracts*, 97.
- Kullerud, K., Kotková, J. & Škoda, R. (2017): Selenium-bearing minerals from the Kongsberg Silver District. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 85-89.
- Kvamsdal, L.O. (2016): Enargitt  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ , første funn av store krystaller i Norge. *Stein* **43** (4), 11-12.
- Larsen, A.O. & Åsheim, A. (2017): Pegmatittene på Vætingheia, Fyresdal. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 17-27.
- Larsen, A.O., Nordrum, F.S. & Langhof, J. (2017): Berylliummineraler fra Langoy, Kragero. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 5-15.
- Larsen, A.O., Stein, H.J., Hannah, J.L. & Zimmerman, A. (2017): Re-Os ages for molybdenites from the Saga I and Sagåsen larvikite quarries, Oslo Rift, south Norway. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 77-84.
- Larsen, K.E. (2016): Noen funn av mineraler i Norge 2015-2016. *Stein* **43** (2), 4-15.
- Larsen, K.E. (2017): Noen funn av mineraler i Norge 2016-2017. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 109-116.
- Larsen, K.E. (2016): Norske typelokaliteter 3. Espedalen nikkelgruver, Vestre Gausdal, Oppdal. *Stein* **43** (4), 4-8.
- Ljøstad, O.T. (2016): Lazulitt fra Heradsbygda, Elverum. *Stein* **43** (2), 25.
- Ljøstad, O.T. (2016): Alanitt-(Y) fra Hundholmen, Tysfjord. *Stein* **43** (2), 34.  
[Tittel er en trykkfeil, omhandler allanitt-(Y) fra Stetind, Tysfjord]
- Marien, C., Dijkstra, A. & Wilkins, C. (2016): Rødbergite - a potential source for REE within the Fen complex, Norway. *2<sup>nd</sup> European Mineralogical Conference, Book of Abstracts*, 519.
- Mills, S.J., Christy, A.G., Schmitt, R.T. (2016): The creation of neotypes for hydrotalcite. *Mineralogical Magazine* **80**, 1023-1029.
- Mitchell, R. H. & Mariano, A. N. (2016): Primary phases in aluminous slags produced by the aluminothermic reduction of pyrochlore. *Mineralogical Magazine* **80**, 383-397.  
[Slagg fra ferronobproduksjonen ved Søve gruver er brukt i studiet]
- Nordrum, F.S. (2016): Anatas og tilknyttede mineraler fra vestlige Hardangervidda. *Stein* **43** (3), 4-48.
- Raade, G. (2017): Magnesite deposits at Modum – how did they form? *Norsk Mineralsymposium 2017*, 37-55.
- Sunde, Ø., Friis, H. & Andersen, T. & Selbekk, R. (2016): Preliminary major-and trace-element data of wöhlerite from miaskitic agpaitic pegmatites of the Larvik Plutonic Complex, Oslo region, Norway. *2<sup>nd</sup> European Mineralogical Conference, Book of Abstracts*, 262.
- Sunde, Ø., Friis, H. & Andersen, T. (2017): Variasjon i kjemisk sammensetning av wöhleritt: en mulig petrologisk indikator på pegmatittsmelten. *Norsk Mineralsymposium 2017*, 57-67.
- Sørli, T. (2017): Gullet i Glisna. *Stein* **44** (1), 4-13.

ISBN 978-82-690027-2-0