

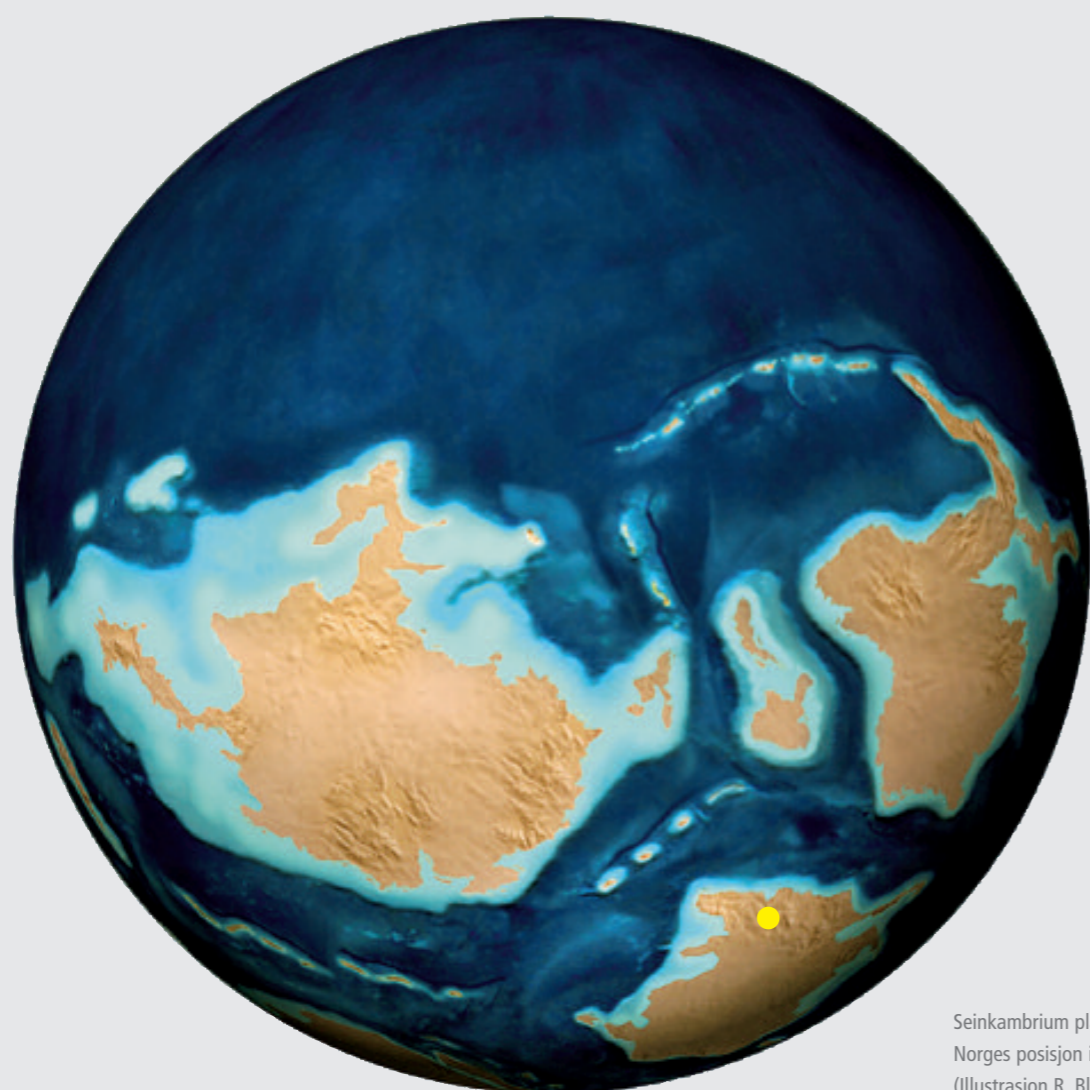
# KAPITTEL 6

HAAKON FOSSEN  
ROLF-BIRGER PEDERSEN  
STEFFEN BERGH  
ARILD ANDRESEN

## *En fjellkjede blir til*

OPPBYGNINGEN AV KALEDONIDENE; CA. 500–405 MILLIONER ÅR

*For over 400–500 millioner år siden reiste det seg en mektig fjellkjede langs landet vårt. Den hadde flere likhetstrekk med dagens Himalaya-fjellkjede, og ingen hendelse har preget den norske berggrunnen mer enn denne langsomme, men bestemte kollisjonen mellom Laurentia og Baltika. Grønnsteinsbeltene med kisleforekomstene våre ble dannet. “Halve Norge” ble forgneiset og forskifret, mens særegne metamorfe bergarter som eklogitt ble til i dypet. Og enorme bergartsmassiver ble flyttet hundrevis av kilometer fra nordvest mot sørøst.*



Seinkambrium platerkonstruksjon.  
Norges posisjon i gult.  
(Illustrasjon R. Blakey)

## DEN KALEDONISKE FJELLKJEDEN

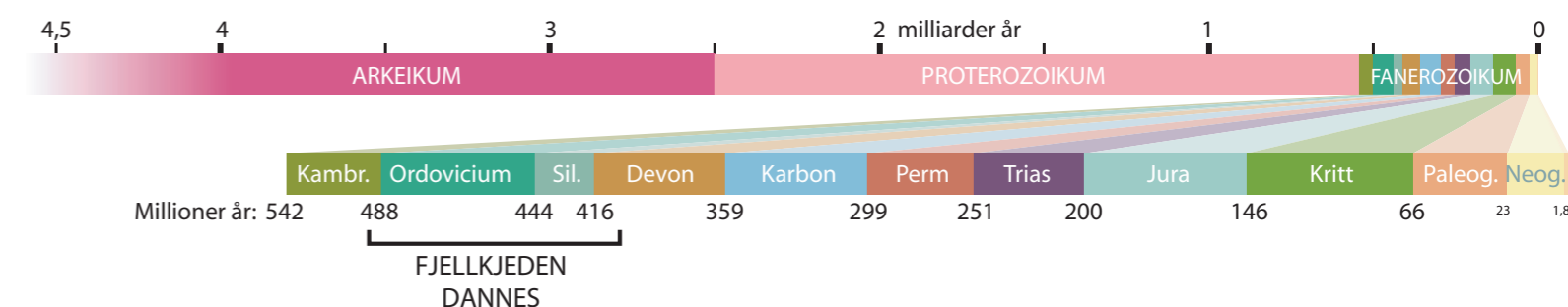
500–405 MILLIONER ÅR

*I kambrium åpnet det seg et havområde mellom Baltika og Laurentia.  
Men før 100 millioner år var gått lukket dette proto-atlantiske havet seg  
mens Skandinavia kolliderte med det Laurentiske kontinentet.*

*Resultatet ble en imponerende fjellkjede –  
den kaledonske fjellkjeden.*

## Innledning

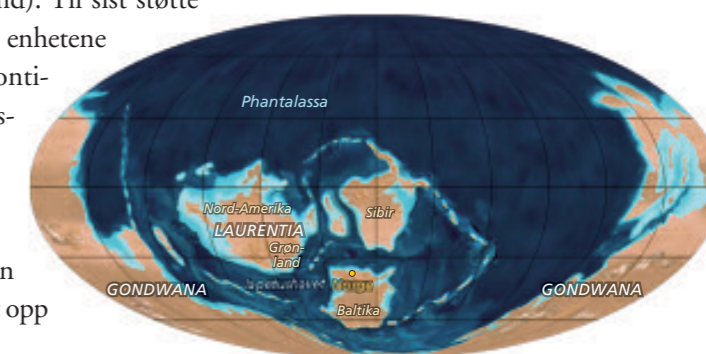
En fjellkjede er mer enn fjelltopper på rad og rekke. Det er belter der hele jordskorpa er påvirket av enorme krefter som elter og omorganiserer jordskorpa fra topp til bunn.



(Illustrasjon: R.W. Williams)

Den kaledonske fjellkjeden strekker seg fra vestlige deler av Europa i sør via Irland, Skottland og Skandinavia til Svalbard i nord, men det er i Norge den er best utviklet og bevart. Motstykket til denne fjellkjeden finner vi i et belte langs østkysten av Nord-Amerika, hvor den går under navnet den appalachiske fjellkjeden, samt på østkysten av Grønland. Det navnet vi bruker, stammer imidlertid fra Skottland (Caledonia), hvor britiske geologer tidlig gjorde viktige undersøkelser og oppdagelser. I dag er det bare nedslippte rester igjen av fjellkjeden. Dagens fjellformer er blitt til ved atskillig yngre geologiske prosesser. Det vi i dag sitter igjen med, er et snitt gjennom en over 400 millioner år gammel fjellkjede som opprinnelig lå dypt nede i det som en gang lignet dagens Himalaya-fjellrekke.

Fjellkjeden vår er preget av at det nordamerikanske kontinentet (Laurentia) med datidens Grønland i spissen, drev mot "Norge" og resten av kontinentet Baltika (Nord-Europa og Russland). Til sist støtte de to kontinentene sammen. Resultatet ble store ødeleggelser av de geologiske enhetene som kom i klemme. Det gjelder spesielt havområdet som befant seg mellom kontinentene og kontinentene på hver side. Svære bergflak ble revet løs og transportert innover kontinentene i form av større og mindre skyvedekker. Under den kaledonske fjellkjededannelsen var fragmenteringen og sammenblendingen av de opprinnelige bergartsenhetene så voldsom at vi nå sitter igjen med et komplisert puslespill der enkelte av bitene mangler. Å rekonstruere en fjellkjedes utvikling er ingen enkel sak, og teoriene og modellene har da også skiftet opp gjennom tiden.



# Iapetus – et forhistorisk atlanterhav

I den kaledonske fjellkjeden som en gang strakte seg så majestetisk langs Norge, finner vi rester etter et gammelt hav – et hav som ble ødelagt da Grønland og Norge kolliderte under fjellkjededannelsen. Lukkingen av dette havet, som kalles Iapetus, ble starten på dannelsen av den kaledonske fjellkjeden

Det er nå enighet om at fjellkjeden består av en rekke skyveflak, hvorav noen ble revet løs fra det prekambriske grunnfjellet og de seinprekambriske til ordoviciske avsetningene på Baltika, mens andre stammer fra det forhistoriske Iapetushavet. Alle disse skyvedekkenene ligger nå stablet oppå hverandre. Sammen danner de løsrevne enhetene en dekkestratigrafi hvor de øverste dekkeenhetene generelt sett er transportert lengst og de underste kortest. I bunnen ligger det mer eller mindre stedegne grunnfjellet med sine påleiringsbergarter (autokton og parautokton). Løsrevne skiver av det baltiske grunnfjellet og sedimentene over refereres til som undre allokton eller undre dekkserie. Mer langtransporterte kontinentale skyvedekker som trolig skriver seg fra den ødelagte og dypereleggende randen til Baltika, danner det neste nivået i dekkepakken (midtre dekkserie). Øverst finner vi rester fra Iapetushavet og kanskje til og med bergarter som opprinnelig hørte til på den laurentiske siden av dette havet (øvre og øverste dekkserie).

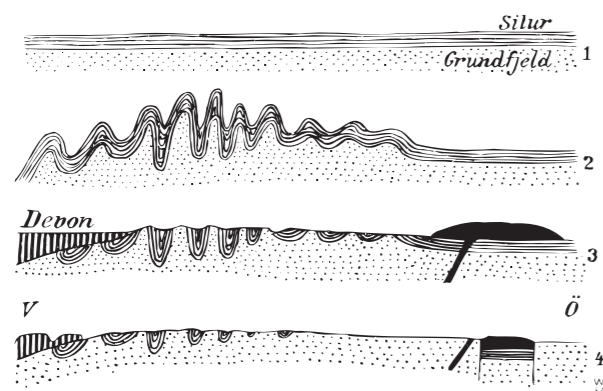
Disse berggrunnsenhetene har opplevd fjellkjededannelsen på nokså forskjellig måte. Utviklingen i Iapetushavet var nemlig ganske annerledes enn inne

på det baltiske skjoldet. Historiene som de forskjellige dekkene har å fortelle må tydes dersom en vil forstå hele fjellkjededannelsen. Her vil vi starte med å betrakte det hele fra Iapetushavet, før vi skifter ståsted til mer kontinentale omgivelser.

## Det startet i havet

I en periode fra slutten av prekambrium og ut gjennom den kambriske tidsperioden hadde Baltika og Laurentia, eller "Norge" og "Grønland" om en vil, bevegde seg fra hverandre. Et havområde, Iapetushavet, var dannet. Men en gang ved overgangen fra kambrium til ordovicium ble platebevegelsen reversert. Grønland og Norge drev mot hverandre igjen, og vi fikk det geologene kaller platekonvergens. Årsaken til denne endringen i platebevegelse vet vi ikke så mye om i detalj – organiseringen av alle jordplatene og deres bevegelser er et stort spill med mange variabler. Men vi vet at platekonvergens til slutt førte til en gigantisk kontinentkollisjon. Og det var i havet det hele startet, flere titalls millioner år før kontinentene egentlig kolliderte.

De eldste daterte bestanddelene i de kaledonske øybue- og ofiolittkompleksene representerer deler av såkalte umodne øybuesystemer og havbunnsrester. Uran-bly-dateringer tyder på at øybuesystemene var under oppbygging allerede for rundt 500 millioner år siden. Dannelse av øybuer eller vulkanske øyrekker skjer utelukkende over soner der én plate skyves under en annen i en såkalt subduksjonssone. Dermed vitner øybuedannelsen om at Baltika og Laurentia bevegde seg mot hverandre allerede ved overgangen fra kambrium til ordovicium.



Slik tenkte Hans Reusch, en av de gamle norske pionergeologene, seg den kaledonske fjellkjededannelsen. Skorpen trykkes sammen ved folding, men de enorme bergflakene eller skyvedekker som vi nå vet ble revet løs, er ikke tatt med hos Reusch.

## Ofiolittene langs kysten vår

Langs hele kysten fra Karmøy til Lyngen finner vi rester av ofiolittiske bergarter, tolket som gammel havbunnskorpe fra det protoatlantiske havet mellom Baltika og Laurentia som fant veien opp på grunnfjellet under fjellkjededannelsen. Bergartene består av gabbro, grønnstein og ultramafiske bergarter og er gjennomført av noe yngre størkningsbergarter av forskjellig sammensetning. Med unntak av Solund-Stavfjordofiolitten ser alle ofiolittene våre ut til å være dannet i løpet av ca. 30 millioner år i overgangen kambrium-ordovicium.

Betegnelsen ofiolitt ble for første gang tatt i bruk om norske bergarter på midten av 1970-årene. Da ble de kambrosiluriske grønnsteinene på Karmøy beskrevet som deler av et ofiolittkompleks. En periode med omfattende undersøkelser fulgte, og snart var ofiolittkomplekser påvist og navngitt fra Karmøy i sør til Lyngen i nord. De norske ofiolittkompleksene er deformert og oppbrutt av forkastninger, og det er få steder en finner alle delene av et ofiolittkompleks samlet. Til gjengjeld er de usedvanlig godt blottlagt på øyer og holmer og på isskurte berg langs fjord og på fjell. De øvre delene kan studeres på Karmøy, i Solund og i Trondheimsfeltet. De dypereleggende, gabbroiske delene kan besøkes og undersøkes på Gulffjellet ved Bergen og langs tinder og breer i Lyngsalpene i Troms. På Leka i Nord-Trøndelag er mantelens hemmeligheter blottlagt i dagen. Til sammen representerer ofiolittkompleksene langs kysten vår et naturlig laboratorium hvor havbunnskorpens oppbygging og dannelse kan studeres i detalj.



Putelava fra Leka. Putestrukturer dannes når basaltlava strømmer ut i vann. Merk den finkornete randen rundt putene og gassblærene innenfor.

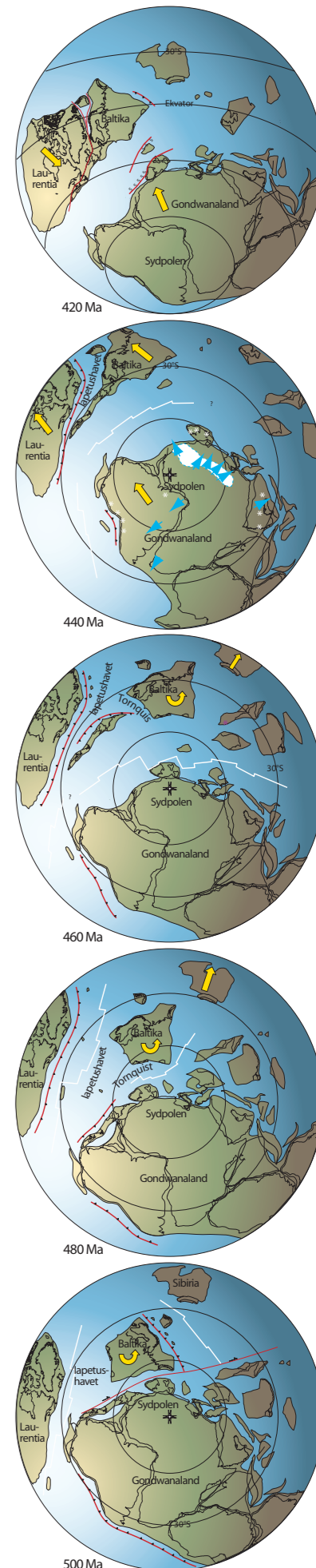
## På ekskursjon til Karmøy

Det mest komplette ofiolittkomplekset finner vi på Karmøy nær Haugesund. Nord på denne vestlandsøya finner vi et jordbruksland brutt opp av langstrakte rygger av en hard bergartstype. Går en opp på disse ryggene, sees en lys, båndet bergart med flotte foldestrukturer. Denne bergarten kalles kiselstein (chert), en bergart som nesten utelukkende består av silika (silisiumdioksid). Bergarten er trolig blitt dannet fra skall av store mengder kiselalger som har levd i havvann, og som har sunket ned og blitt avsatt på havbunnen da de døde. I dyphavene avsettes slike sedimenter på havbunnen der hvor det er lite tilførsel av sedimenter fra kontinentene. Avsetningen går seint, og det kan ta flere tusen år å avsette en eneste centimeter med slike kiselkallavsetninger. De harde chert-lagene på Karmøy er omgitt av mykere fyllitt, som representerer leire avsatt i dypet for nærmere 500 millioner år siden.

Videre sørover på Karmøy kommer vi inn i forskjellige typer av grønnstein. Grønnsteinene ligger stratigrafisk under de omdannede dyphavsavleiringene nord på øya. Grønnstein er omdannet basalt hvor grønne mineraler som kloritt, epidot og amfibol setter fargen. På Karmøy, som i alle andre ofiolittkomplekser, viser grønnsteinen putelignende strukturer. De ovale, puteformete strukturer dannes når lava strømmer ut under vann og bråkjøles. Dykker en med ubåt til flere tusen meters dyp på Atlanterhavsryggen, ser en at bunnen der nesten utelukkende består av putelava.

Mellom Kopervik og Skudneshavn på Karmøy kan vi studere de dypere lag av havbunnskorpens. Putelavaen forsvinner og blir erstattet av mer massiv grønnstein og diabas. Ser vi nøye etter, kan vi se at den massive grønnsteinen består av gangintrusjoner, som er dannet ved at basaltisk magma har trengt inn i sprekker. Gangintrusjonene er vanligvis en halv til én meter brede. På gode kystblotninger ser en hvordan gangene leder opp til og går over i putelava. Gangene representerer derfor tilførselskanaler til lavastrømmene på overflaten.

Videre sørover på Karmøy erstattes grønnsteinen av gabbro. Gabbro består av plagioklas, pyroksen og olivin, og veksling i mengden av lyse og mørke mineraler gir opphav til lagdeling som sees tydelig

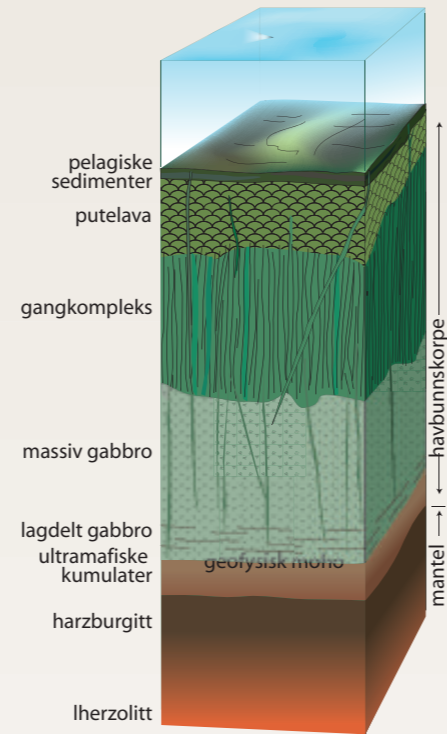


## OFIOLITTER

Ofiolitt er et gammelt begrep som beskriver en bergartsassosiasjon som består av peridotitt, serpentinit, gabbro, diabas og grønnstein. Navnet har gresk opprinnelse: "Ophio" betyr slange eller serpent og henspiller på den skinnende glansen en finner i serpentinit. Og serpentinit finnes det rikelig av i den underste delen av en komplett ofiolittsekvens, sammen med peridotitt (pyroksen-olivinstein). Over er det flere kilometer med gabbroiske bergarter. De gabbroiske bergartene er igjen overlatt av en kilometer tykk diabasenhet (gangkompleks), som går over i et flere hundre meter tykt lag med basaltisk putelava, vanligvis omdannet til grønnstein. På Kypros finner en type-eksempelet på et ofiolittkompleks, og den som tar en biltur til Troodosfjellet, kjører suksessivt inn i dypere deler av denne lagstrukturen på vei mot toppen.

Dannelsen av ofiolittkomplekser var lenge en gåte. Ofiolittkomplekser opptrer alltid i tilknytning til fjellkjeder, og de er alltid avgrenset nedad av forkastninger eller skjærsoner. En ser aldri at de gabbroiske dybbergartene har trengt inn i andre sidebergarter, slik vi ser det i Oslofeltet eller i grunnfjellet.

Det var først da en begynte å forstå dyphavens geologi mot slutten av 1960-tallet at ofiolittkompleksenes gåte ble løst. Marinegeologer som dro på tokt til midthavsryggene, kom tilbake med prøver av basalt, diabas, gabbro og peridotitt, de samme bergartstypene som en finner i ofiolittkomplekser. Samtidig viste seismiske undersøkelser at havbunnskorpen er lagdelt, og at oppbyggingen i hovedtrekk måtte være lik den en kjente fra ofiolitter. Ofiolittkomplekser ble derfor raskt akseptert som fragmenter av havbunnskorpe som var blitt skjøvet på land.



langs østkysten av øya. En er nå kommet ned i de dypereliggende deler av havbunnskorpen som geologene antar har krystallisert fra store reservoarer fylt med mer enn tusen grader varm bergsmelte. Seismiske undersøkelser har vist at slike magma-kamre finnes langs midthavsryggene, og langs Stillehavsryggen ser en at toppen av magmaresevoarene ligger omkring tre kilometer underhavbunnen.

### Dypest på Leka

For å studere de dypeste deler av havbunnskorpen drar vi fra Karmøy til Leka. Det første som slår oss når vi kommer til nordvestsiden av Leka, er de usedvanlige fargene. De grå og grønne bergartene en kjenner fra fastlandet, er borte. Her er berggrunnen farget i nyanser av gult og rustrødt. Det er forvittringshuden som viser disse varme fargene, og det er jernoksidering som er årsaken. Den usedvanlige jernrike bergarten er rett og slett

rustet. Under forvittringshuden er bergartene ultramørke, eller ultramafiske som geologene kaller dem. Bergartene består av olivin og pyroksen, og bærer navn som dunitt og peridotitt. Dette er sjeldne bergarter på jordas overflate. Men her kan vi bli lurt, peridotitt er nemlig den vanligste bergarten inne i jorda. Hele mantelen, bergartsmassen under jordskorpen, består av peridotitt. Og det er mantelen vi ser på Leka – jordas mantel blottlagt i dagen!

En fottur fra Skråa i vest til Skei i øst gir en av de største naturopplevelsene norsk geologi kan by på. I vest er bergartene lagdelt. Hundre meter brede rygger av dunitt med skarp gul forvittringsfarge veksler med rødlige og grønne peridotittlag. Her finner vi kromittlag som kan følges flere kilometer, og tynne sulfidrike horisonter som inneholder edelmetaller som platina og palladium. Greier vi å heve blikket fra disse uvanlige fjellformasjonene vil

vi se gamle rullesteinsstrender omkring 60 meter over nåværende strandlinje. Og hever vi blikket ytterligere, ser vi havørnens flukt.

### Mantelen i dagen

Østover skifter bergartene brått karakter. Den regelmessige lagdelingen erstattes av uregelmessig bånding og strukturer som minner om dem en finner i migmatitter og granittiske gneiser. Så er det da også et gneiskompleks vi er kommet inn i – en ultramafisk gneis. Over en avstand på bare femti meter har vi gått fra lagdelte bergarter, som representerer de laveste delene av havbunnskorpen, til båndete peridotitter, som representerer den øvre mantelen. Vi har spasert over den petrologiske MOHO, grensen mellom skorpe og mantel, ett av de ytterst få stedene i verden hvor dette er mulig.

### Geokjemisk "fingeravtrykk" avslører platetektonisk miljø

Oppdagelsen av at ofiolitter egentlig er gammel havbunnskorpe som er blitt skjøvet på land, gav ny innsikt i hvordan fjellkjeder dannes. Men ofiolittene hadde flere hemmeligheter. Det måtte kjemiske analyser til for å avsløre dem.

Som en rekke andre deler av geovitenskapen utviklet geokjemien seg raskt på 1970-tallet. Nye analyseteknikker gjorde geokjemiske analyser enklere og raskere, og stadig flere sporelementer kunne analyseres med god nøyaktighet. Analysene viste at basaltprøver fra midthavsrygger hadde et annet sporelementinnhold enn basaltlava dannet langs subduksjonssoner og kontinentale riftsoner. Det viste seg at hvert platetektonisk miljø har sitt spesielle geokjemiske fingeravtrykk.

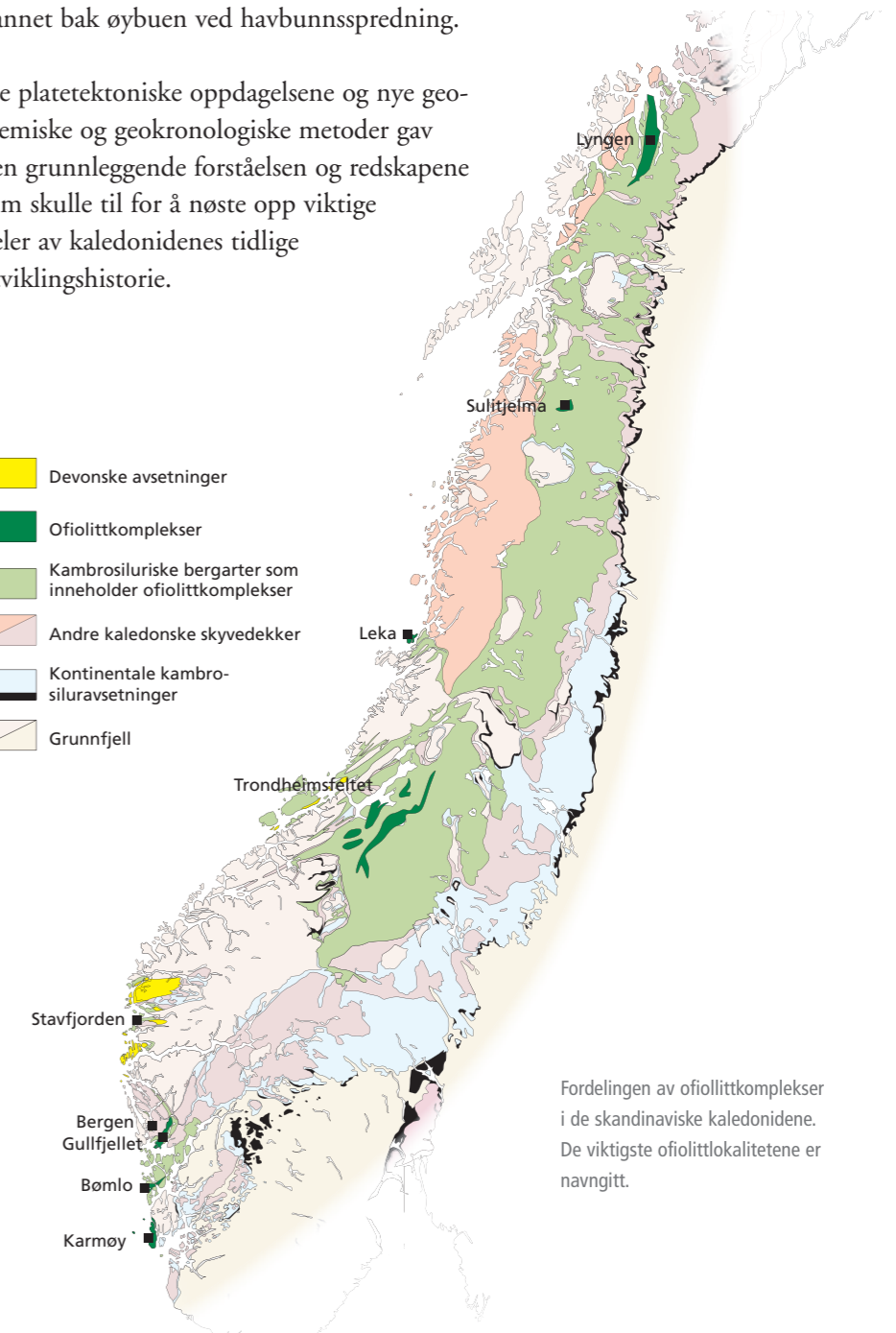
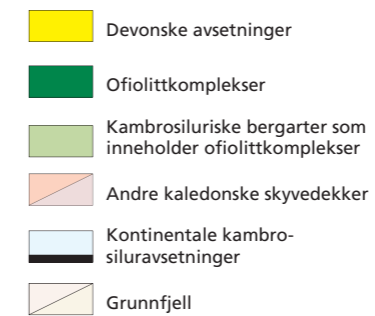
Ved å analysere grønnsteiner fra ofiolittkomplekser ville det geokjemiske fingeravtrykket kunne avsløre hvilket platetektonisk miljø disse gamle vulkanske bergartene ble dannet i. Svaret tok en på forhånd for gitt: Ofiolitter representerte gammel havbunnskorpe, og måtte derfor være dannet ved forhistoriske midthavsrygger. Men de geokjemiske analysene viste noe annet. Grønnsteinene hadde en sporstoffs signatur som pekte mot subduksjonssoner og vulkanske øybuer. Kunne det være riktig? Eller hadde omdanningen fra basalt til grønnstein endret sporstoffs signaturen?

Svaret fant en nok en gang i dyphavet, denne gangen i det vestlige Stillehavet. Og svaret var uventet. De tilsynelatende motstridende observa-

sjonene var begge riktige. I området like vest for Marianegropa, hvor Stillehavsplaten trekkes ned i dypet i en gigantisk subduksjonssone, ble en aktiv spredningsrygg oppdaget. Langs denne spredningsryggen dannes havbunnskorpe med vanlig tykkelse og oppbygging, men basaltlavaen som strømmer ut langs ryggen har det geokjemiske "fingeravtrykket" til øybuemagma.

Havbunnsbredning i tilknytning til konvergerende plategrenser – hvordan kan det gå til? Forklaringen er at subduksjonssonen i dette området forflytter seg stadig østover. Under slike forhold får en tensjon og havbunnsbredning nær subduksjonssonen. I løpet av 40 millioner år har Marianeøybuen forflyttet seg 1200 km østover, og like mye havbunnskorpe er dannet bak øybuen ved havbunnsbredning.

De platetektoniske oppdagelsene og nye geokjemiske og geokronologiske metoder gav den grunnleggende forståelsen og redskapene som skulle til for å nøste opp viktige deler av kaledonidenes tidlige utviklingshistorie.



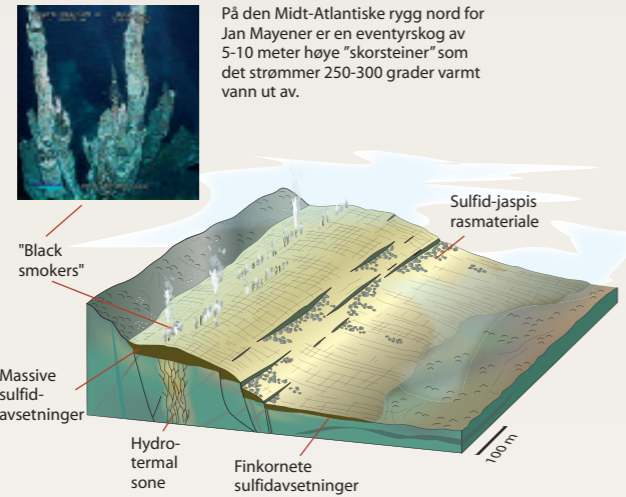
Fordelingen av ofiolittkomplekser i de skandinaviske kaledonidene. De viktigste ofiolittlokalitetene er navngitt.



Lagdelt peridotitt på Leka. Slik ser den jernrike aller nederste delen av havbunnskorpa ut, etter over 100 millioner år på land – godt rusten og værbit!

## SULFIDMALM

Det hevdes at kopperet i Frihetsstatuen i New York stammer fra malm fra Visnes kobberverk på Karmøy. Det er i så fall et siste interessant avsnitt i den norske sulfidmalmens historie. En lang rekke norske sulfidmalmer har vært funnet og drevet opp gjennom tidene, med betydelig aktivitet på steder som Sulitjelma, Røros, Follidal, Skorovatn, Ølve-Varaldsøy, Stord og Karmøy. Forekomstene er nært knyttet til det såkalte grønnsteinsbeltet i øvre dekkserie i den kaledonske fjellkjeden, som igjen er fraktet inn fra det gamle Iapetusshavet. Vi vet – derfor at mange av sulfidmalmenes har sin opprinnelse i gammel vulkansk havbunn, hvor de ble dannet for omkring 490–470 millioner år siden.



På den Midt-Atlantiske rygg nord for Jan Mayener er en eventyrskog av 5-10 meter høye "skorsteiner" som det strømmer 250-300 grader varmt vann ut av.

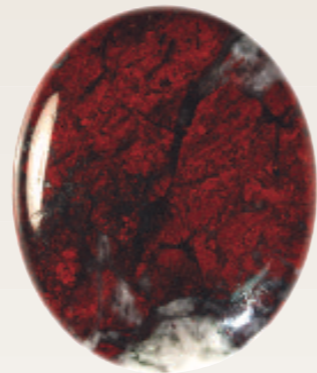
Undersøkelser av dagens dyphav viser at lignende sulfidavsetninger som de en finner i fjellkjeden dannes rundt under-sjøiske varme kilder. Varme kilder ble påvist i dyphavet i 1978, da forskere ombord i undervannsfarkosten Alvin oppdaget svart "røyk" som strømmet ut fra skorsteinslignende strukturer. Disse under-sjøiske varme kildene fikk derfor navnet "black smokers". "Røyken" som stiger opp av havbunnen dannes av små sulfidpartikler som felles ut når varmt vann fra den vulkanske grunnen strømmer ut i kaldt sjøvann. Det varme vannet er i hovedsak

sjøvann som har trengt en til to kilometer ned i havbunnen, hvor det varmes opp til over 400 °C for så å stige tilbake til overflaten. Varmeenergien kommer fra glødende magma 2–3 kilometer under overflaten.

Sjøvann inneholder rikelig med sulfationer ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). Når sjøvann trenger ned i berggrunnen og blir varmet opp i kontakt med mineraler, blir sulfationene redusert til svovelioner ( $\text{S}^{2-}$ ). På flere tusen meters havdyp er trykket så stort at vann – til tross for at det varmes opp til over 400 °C – ikke kan koke. Vannet får i stedet evne til å "vaske ut" jern, kobber, sink og andre grunnstoffer fra bergartene det kommer i kontakt med. Når det varme vannet strømmer ut fra sprekker i havbunnen og blir avkjølt, binder positivt ladete Fe-, Cu- og Zn-ioner seg til negativt ladete S-ioner og danner jernsulfid ( $\text{FeS}$ ), koppersulfid ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) og sinksulfid ( $\text{Zn}_2\text{S}$ ). Utfelling av disse mineralene rundt de varme kildene kan føre til vekst av "skorsteiner" som kan være flere titalls meter høye. Også gull og sølv kan konsentreres på denne måten.

## JASPIS

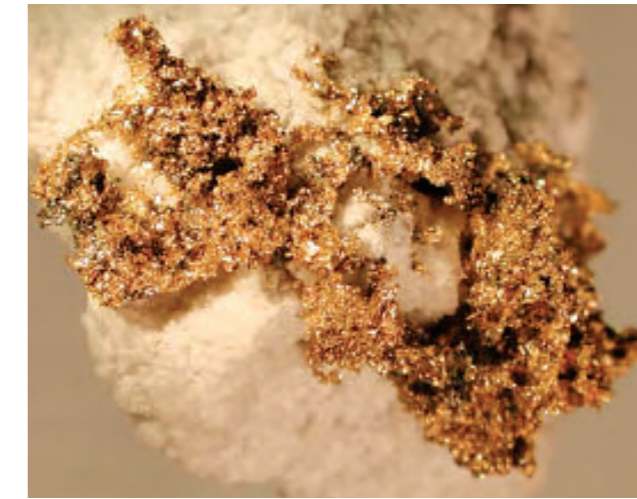
Bildet viser polert jaspis fra Trondheimsfeltet. Jaspis er flere steder tilknyttet sulfidmalforekomstene. Mineraler består i hovedsak av silika ( $\text{SiO}_2$ ). Den karakteristiske dyprøde fargen skyldes utallige små hematittkorn. Jaspisen er trolig dannet ved utfelling av silika og Fe-hydroksid fra hydrotermale løsninger rundt varme kilder i dyphavet. I jaspisprøver fra fjellkjeden ser en trolig spor av jernutfellende bakterier som levde i dyphavet for nær 500 millioner år siden.



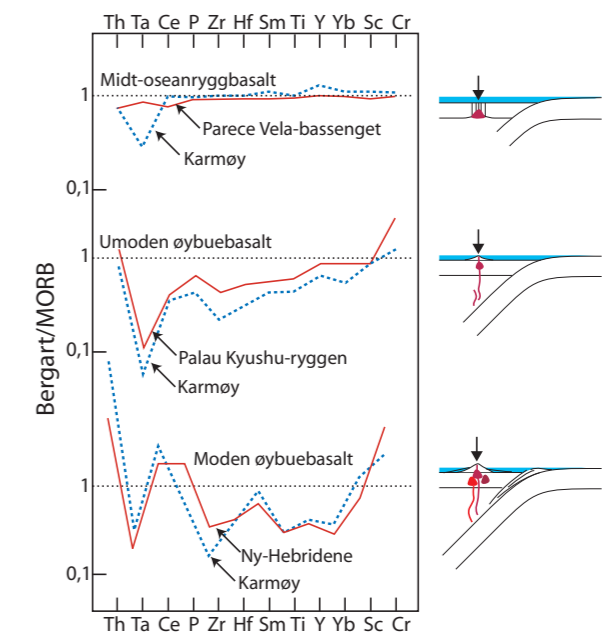
## De første øybuene dannes

Ofiolittkomplekser lar seg vanskelig aldersbestemme. Mikrofossilene som finnes i dyphavssedimenter som ligger over ofiolittene, er ofte uidentifiserbare, og omdanning av de vulkanske bergartene gjør de fleste radiometriske dateringsmetodene uegnet. På 1980-tallet ble uran-bly-dateringsmetoden kraftig forbedret. En kunne nå datere små mengder av mineralet zirkon og finne alderen på ofiolittene. Aldersbestemmelser av gabbroer i ofiolittene i Norge viste at de fleste ble dannet for 495–485 millioner år siden, det vil si i løpet av 10 millioner år i overgangen kambrium-ordovicium. Ofiolittkomplekser i Skottland og i Irland og videre sørover i den appalachiske delen av fjellkjeden, som strekker seg langs den nordamerikanske østkysten, gav tilsvarende aldre. Geokjemiske analyser avslørte at ofiolittene hadde et geokjemisk fingeravtrykk som tilsvarer avtrykket til umodne øybuer i det vestlige Stillehavet. Dette viste at subduksjonssoner ble dannet i Iapetusshavet rundt overgangen mellom kambrium og ordovicium. Ofiolittene var derved det første tegn på at Iapetusshavet hadde begynt å lukke seg.

Hva som forårsaket endringene i platebevegelsen, er foreløpig ukjent. Fra ofiolittene ble dannet i umodne øybuer for omkring 490 millioner år siden, kan vi spore de geologiske konsekvensene av stortilt subduksjon helt fram til Laurentia og Baltika kolliderte. Da ble også eklogittene på Vestlandet dannet, nærmere 100 millioner år etter at lukkingen startet.



Gull finnes også i ofiolittkompleksene våre. Det største funnet er gjort på Karmøy, der det ble tatt ut 137 kg rent gull i perioden 1882–1898. Det er fortsatt gull å finne i det gamle gruveområdet.



Ved å sammenligne innholdet av sjeldne grunnstoffer i basalter fra norske ofiolitter med kjente, moderne eksempler kan vi se at en har hatt en utvikling fra midthavsbasalter til en stadig mer moden øybuesituasjon i tidlig ordovicisk tid. Den stiplede linjen viser ideell oseaanisk havbunnsbasalt, og avvikene øker med økende grad av modning. MORB = Mid-ocean Ridge basalt.



Øybuebergarter (kvartsdioritt med granittganger) i Sunnhordlandsbatolitten.

### Øybuene vokser og modnes

I tillegg til ofiolittkomplekser, som representerer selve havbunnskorpen, har en også bevart rester etter vulkanøyer. Geitungvulkanittene på Bømlo i Hordaland er trolig rester etter en slik øy. Denne vulkanske sekvensen består av basalter og basaltiske andesitter som trolig strømte ut grunnmarint. Geitungvulkanittene er datert til 496 millioner år og viser at vulkanøyer ble dannet samtidig med havbunnskorpe, slik som i de moderne øybuemiljøene i det vestlige Stillehavet.

På Bømlo og Stord finnes en yngre, kilometertykk vulkansk sekvens som består av andesitter og ryolitter. Steinalderbefolkningen verdsatte disse harde bergartene og brukte dem til ulike redskaper, og arkeologene har funnet både steinbrudd og redskaper som trolig stammer fra Bømlo på forskjellige boplasser langs hele Vestlandskysten. På veien opp til toppen av Kattnakken ser en de glassaktige ryolittene langs veikanten. Her kan vi studere vulkanske båndstrukturer og teksturer som viser at deler av sekvensen ble avsatt som ignimbrittstrømmer. Disse dannes ved eksplosive vulkanutbrudd. Ryolittene på Bømlo og Stord har et geokjemisk fingeravtrykk som tilsvarer lava fra den indonesiske øybuen. I denne øybuen ligger Krakatoa, som i 1883 eksploderte og sendte aske 50 kilometer opp i stratosfæren, noe som førte til at middeltem-

peraturen på jorda ble senket med 1,2 grader året etter utbruddet. Bømlingene og stordabuene bor på rester av en slik eksplosiv vulkan. Ryolittene på Kattnakken er datert til 476 millioner år, så sunnhordlendingene kan være trygge på at vulkanen aldri våkner til liv igjen.

Fra dannelsen av andesittene på Geitung til ryolittene på Kattnakken gikk det 20 millioner år. Øybuen hadde på denne tid utviklet seg fra en umoden øybue dominert av submarin vulkanisme til en moden øybue med store vulkanøyer og eksplosiv vulkanisme. Denne utviklingen finner vi også andre steder i fjellkjeden, som i Skorovassområdet i Trøndelag.

### Kollisjon mellom øybue og kontinent

Ofiolittene og øybuesekvensen er gjennomsatt av ulike granitter. Disse lyse bergartene kan lett skilles ut i felt. De finnes som mindre ganger eller som opp til flere mil brede kroppar. De eldste intrusjonene består av granitoide bergarter som kalles trondhjemitter. For omkring 475 millioner år siden fikk vi en endring i steinsmeltenes sammensetning. Granitter som er rike på kalifeltspat og aluminiumrike mineraler som turmalin og sillimanitt begynte da å trenge inn i ofiolittkompleksene på Karmøy og i Helgelandsområdet. Disse granittene er dannet ved oppsmelting av sedimentære bergarter

og kalles derfor *S-type-granitter*. På Karmøy er slike granitter godt blottet langs vestkysten av øya. Her er granittene mange steder så rik på inneslutninger at de en gang ble beskrevet som et sedimentært konglomerat. Studerer en inneslutningene nøye, ser en at de fleste er sedimentære bergartstyper. De representerer usmeltete rester av avsetningene som ellers smeltet opp til granitter i dypet. Inneslutninger av arkose, kvartsitt, marmor og kalksilikatbergarter avslører at granittene delvis ble dannet ved oppsmelting av sedimenter fra kontinentranden, og at øybuen derfor trolig var i ferd med å kollidere med en kontinentrand da S-type-granittene trengte inn.

Langs nordkysten av Australia ser vi i dag et eksempel på en slik øybue-kontinent-kollisjon. Australia beveger seg nordover mot Asia med en fart på fem cm. i året og er i ferd med å kollidere med den indonesiske øybuen. Seismiske profiler viser at den australske kontinentranden nå skyves under øybuen. Etter det vil Australia trolig fortsette sin ferd nordover med øybue og havbunnskorpe skjøvet inn på kontinentranden.

### Amerikanere eller europeere?

Kolliderte så vår norske, kaledonske øybue med Laurentia eller Baltika? Fossiler gir en pekepinn. Fossiler i ordoviciske lag i Nord-Amerika og på Baltika er generelt av ulik type, og relativt enkle å skille fra hverandre. Dette tyder på at et stort hav, Iapetushavet, skilte de to kontinentene på denne tiden og hindret utbredt kontakt mellom dyrelivet på hver side. I enkelte deler av den kaledonske fjellkjeden i Norge finner vi imidlertid spor av nordamerikanske fosstyper. Vi finner slike fossiler i sedimentære bergarter avsatt på visse ofiolittkomplekser. I undre Hovinggruppen i Trondheimsfeltet er det funnet fossiler av typen brachiopoder, trilobitter og konodonter av tidlig ordovicisk alder som ligner mer på fauna som levde langs subtropiske deler av den laurentiske kontinentalsokkelen enn på fossilfaunaen vi kjenner fra det baltiske skjoldområdet. Denne vulkanske og sedimentære sekvensen ble avsatt på Løkkenofiolitten, og representerer trolig en av vulkanøyene i den langstrakte øybuen. Lignende fossiler er også funnet i øybueavsetninger på Smøla. Den nordamerikanske affiniteten til fossilene i den vestlige delen av Trondheimsområdet tyder på at den vulkanske øybuen utviklet seg nærmere Laurentia enn Baltika.

Moderne dateringsteknikker har frembrakt ny kunnskap som støtter dette. Zirkon er et slitesterkt tungmineral som overlever erosjon og transport, og er derfor vanlig i sandsteiner. Daterer vi et stort antall zirkoner fra en sandstein, finner vi kildebergartenes alder, og slik kan vi spore kilden, eller provenansen til sedimentene. Zirkoner i ordoviciske sedimentære bergarter avsatt langs den baltiske randen i Sør-Norge er hovedsakelig fra siste del av jordas urtid (proterozoikum), og stammer trolig fra grunnfjellet i Sør-Norge. Hovedkilden til ordoviciske avsetninger langs den laurentiske randen var derimot gamle gneiser fra første del av jordas urtid (arkeikum) (> 2500 millioner år). "Alderssignaturen" til sandsteiner som ble avsatt på de to rendene, er derfor forskjellig. Hva så med de sedimentære inneslutningene som finnes i S-type-granitter på Karmøy? De viser en laurentisk alderssignature. Sedimenter og fossiler peker derfor i samme retning: Noen av ofiolittene som nå hviler trygt på norsk grunnfjell kan ha vært i Amerika!



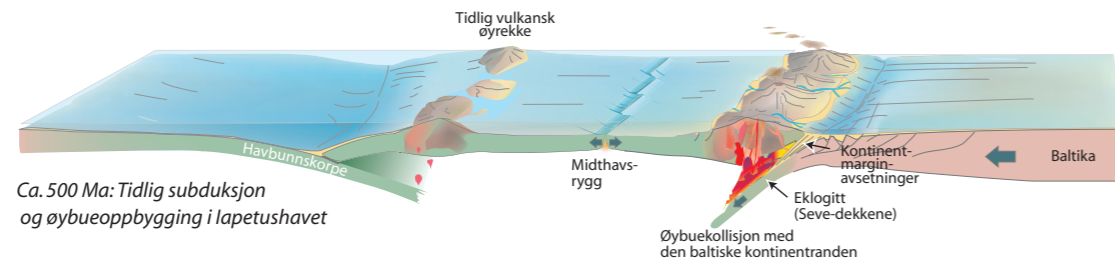
Granitt er en av våre vanligste bergarter. Den består stort sett av hvit til rødlig feltspat, kvarts og litt glimmer. Mange av granittene i fjellkjeden er dannet i såkalte øybuekomplekser eller batolitter før hovedkollisjonen mellom Norge og Grønland. Trondhjemitt (nederst) ble dannet først, seinere de mer vanlige granittene (øverst).



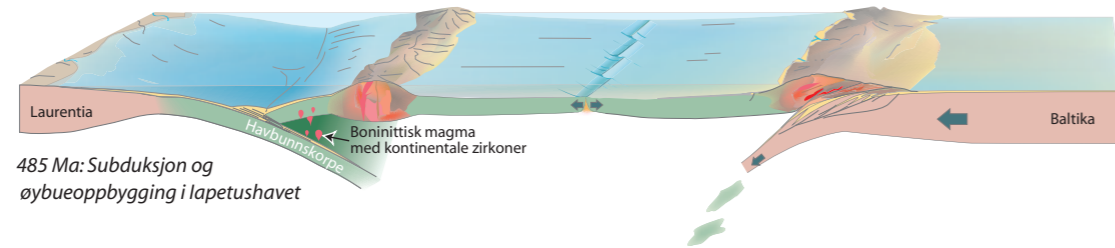
De kambrosiluriske bergartene av oseanisk avstamning (øvre allokton) spenner fra sure og forvittringsmotstandige granitter til fyllitter og annet "råtafjell". Dette gir store kontraster i jordsmonn og vegetasjon. Her fra Huglo, Sunnhordland, der sur ryolitt danner nakne rygger mellom vegetasjonskledd kalkrik fyllitt.



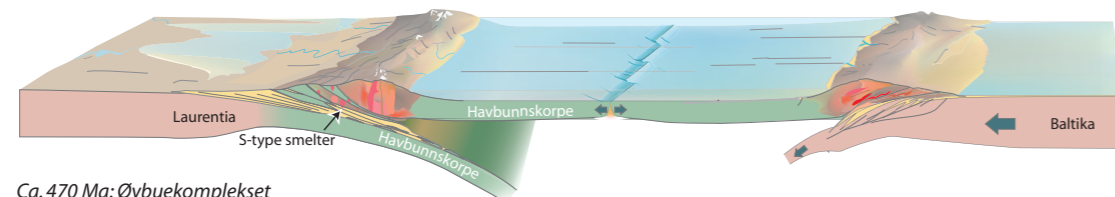
Mulig utvikling av den kaledonske fjellkjeden fra tiden like etter at platene startet å bevege seg mot hverandre seint i kambrium og fram til havet lukkes og selve fjellkjeden for alvor reiser seg ved overgangen silur-devon.



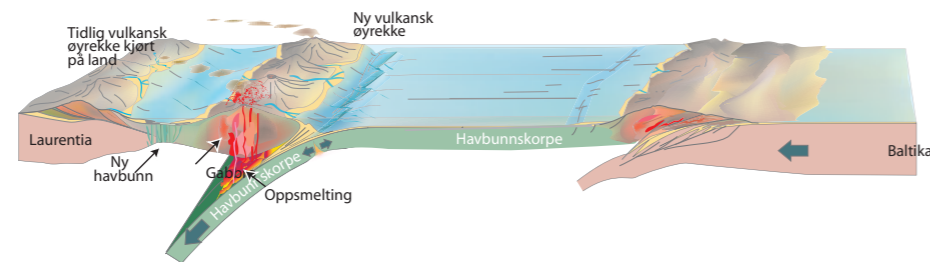
Ca. 500 Ma: Tidlig subduksjon og øybueoppbygging i Iapetushavet



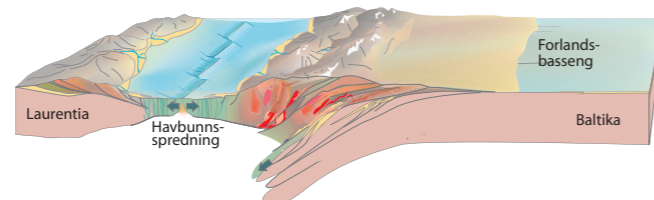
485 Ma: Subduksjon og øybueoppbygging i Iapetushavet



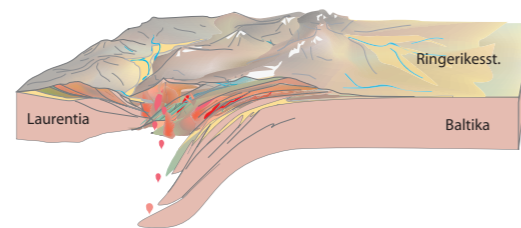
Ca. 470 Ma: Øybuekomplekset kolliderer med den laurentiske kontinentranden



Ca. 440 Ma: Nytt øybuesystem utvikles over vestoverhellingende subduksjonssone nær den laurentiske randen. Ny havbunn dannes mellom Laurentia og øyrekken



Ca. 430 Ma: Øybuen kolliderer med den baltiske kontinentranden



Ca. 420-410 Ma: Fullstending lukking av havet. Endelig oppstabling av skyvedekker med bergarter av laurentisk opprinnelse på toppen



### Hva skjedde langs Norskekysten?

Vi vet foreløpig lite om hva som skjedde langs den baltiske randen tidlig i ordovicium. Var dette en passiv rand, eller var det en aktiv rand med subduksjon og kollisjon mellom øybuer og kontinentrand? Dagens kunnskap peker i flere retninger. Eklogittbergarter i noen av skyvedekkene tyder i alle fall på at bergarter ble fraktet ned på store dyp for rundt 500 millioner år siden, og kanskje også 50 millioner år seinere. Eklogittene finnes i amfibolitter som kan representere basaltiske ganger knyttet til riftingen før åpningen av Iapetushavet, men kan også være bergarter som ble dannet utenfor den baltiske randen. En subduksjonssone synes i alle fall å ha eksistert langs eller vest for det som var kontinentranden vår for 500 millioner og kanskje også 450 millioner år siden.

### De store granittene kommer!

For 450–430 millioner år siden ble de virkelig store granittene dannet. Disse representerer en viktig, ny hendelse i kaledonidenes historie, og viser at

lukkingen av Iapetushavet på denne tiden gikk inn i en ny fase. Bindalsbatolitten på Helgelandskysten, Smøla-Hitra-batolitten i Midt-Norge og Sunnhordlandsbatolitten på Vestlandet er de største kaledonske granittkompleksene vi har bevart. Sunnhordlandsbatolitten består av en rekke plutoner (størkningskropper) som til sammen dekker et areal på omkring 1600 km<sup>2</sup>. Bindalsbatolitten er like stor og den er bygd opp av mer enn 50 individuelle plutoner. Smøla-Hitra-batolitten består av et tjuetalls hovedplutoner og dekker et område på 3000–4000 km<sup>2</sup>. I tillegg finnes tilsvarende bergarter i et betydelig område mellom Svartisen og Saltfjorden. Batolittene består hovedsakelig av granitt og granodioritt, men en finner også mer basiske intrusjoner som gabbro og dioritt. Dette er I-type-granitter – granitter dannet fra størkningsbergarter ("igneous rocks"). Vanligvis dannes slike granitter over subduksjonssoner hvor basaltisk magma stiger opp fra mantelen, trenger inn i kontinentalskorpen, smelter opp sidebergartene og blander seg med disse smeltene.

Granittene og tilknyttede dybbergarter i Nordland er rester etter øybuer i Iapetushavet. Her ruver Heilhornet nær grensen til Nord-Trøndelag.



Silurisk kvartsittkonglomerat øverst i den sedimentære sekvensen som ble avsatt diskordant over Gullfjellsofiolitt i Bergensbuene.

Sunnhordlandsbatolitten trenger inn i ofiolitter og assosierte sedimentære og vulkanske sekvenser, det vi med en fellesbenevnelse kaller et oseanisk terreng. På Helgelandskysten kan en se at Bindalsbatolitten intruderer både et oseanisk og et kontinentalt terreng. Det kontinentale terrenget består av migmatittiske gneiser, kalksilikatbergarter og marmor fra slutten av prekambrium og begynnelsen av paleozoikum. Dette viser at storskala platebevegelser brakte det oseaniske terrenget i kontakt med kontinentale bergarter før granittene trengte inn for 450 millioner år siden. Det bekrefter historien som de eldre S-type-granittene forteller.

De store granittbatolittene ble trolig dannet langs en kontinentrand. Den vestlige randen av Sør-Amerika er en moderne parallell, i alle fall for den første delen av historien. Her synker Nazcaplaten, som er en av stillehavspplatene, ned under kontinentrendene, og dette fører til andesittisk vulkanisme og intrusjon av granitter i dypet.

Fra de første ofiolittkompleksene ble dannet i havet til granittbatolittene trengte inn, gikk det omkring 50 millioner år. I løpet av denne tiden ble intraoseaniske øybuer dannet og videreutviklet før de kolliderte med en kontinentrand, hvor en ny subduksjonszone skapte de enorme granittintrusjonene vi nettopp har omtalt.

#### Sedimentene overtar arenaen

Nok en dramatisk forandring fant sted utover i ordovicium. Ofiolittkompleksene, øybuesekvensene og granittene ble da presset sammen løftet opp og dypt nederodert slik at dypereleggende deler av skorpa ble blottet på landoverflaten. Goldschmidt fant i 1921 et fossilt forvittringsprofil i granittene på Karmøy, og på Leka finner en et lignende forvittringsprofil, men her i gabbroiske bergarter. Så steg havet og avsatte sedimenter på de nederoderte og forvitrete bergflatene. Forsteinete rester av disse sedimentene finner vi i dag bevart på Karmøy og Stord, i Bergens- og i Trondheims-området, på Leka og i Lyngen. De sedimentære bergartene består av konglomerater, sandstein, skifer, marmor og kalkstein. Noen av sekvensene ble trolig avsatt på elvesletter, mens andre ble avsatt i strandsonen og i et grunt marint miljø.

I kalksteinene kan en finne fossiler av koraller og brachiopoder, og et trenet øye finner graptolitt-

fossiler i skifrene. Fossilene er tidsbestemt til å være fra sein ordovicium til tidlig silur. Det vil si at lagrekkene ble avsatt for mellom 445 og 435 millioner år siden. I Trondheimsfeltet har vi spor etter eldre ordovicisk dyreliv i slike avsetninger, som der ser ut til å være så mye som 470 millioner år gamle. Disse fossilene ble beskrevet allerede på 1870-tallet av Kjærulf og Brøgger. Faunaen langs strendene til de norske ofiolittkompleksene på denne tid var kosmopolitiske, uten noe klart skille mellom baltisk og nordamerikansk fauna. Det er nok et tegn på at Iapetushavet var i forandring og var blitt mye mindre siden kambrium.

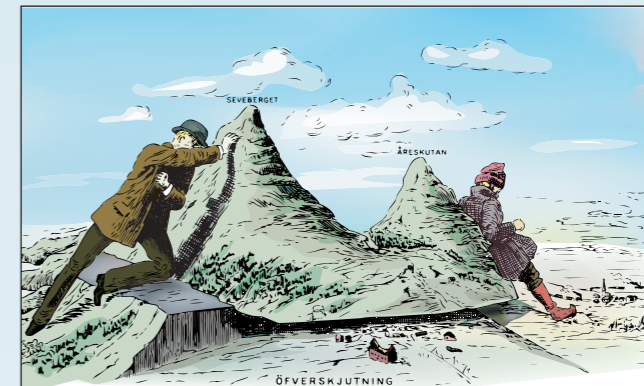
Men hva var det som forårsaket landhevingen og nedtæringen av ofiolittene og øybuene? Vi har noen ledetråder. I de nederste delene av lagrekkene består bollematerialet i konglomeratene av granitt, gabbro, grønnstein og grønnskifer som stammer fra de underliggende ofiolitt- og granittkompleksene. Høyere opp finner en i tillegg godt rundete kvartsittboller. Kvartsittene inneholder zirkoner som må stamme fra et kontinent, og de har en "alderssignatur" som ligner på signaturen til kambriske kvartsitter på Hardangervidda. Landheving, erosjon og avsetning av de siluriske lagrekkene kan derfor skyldes at det oseaniske terrenget, som nå bestod av ofiolitt-, øybue- og granittkomplekser, var kommet i kontakt med den baltiske randen. Radiometriske aldersbestemmelser fra høytrykksbergarter på Vestlandet (Lindås- og Dalsfjorddekkene) og de sentrale deler av fjellkjeden (Sevedekken), som trolig er løsevne skiver av denne randen, gir eldre omkring 450 millioner år. Det kan tyde på at den baltiske randen ble presset ned i dypet, varmet opp og så avkjølt på denne tiden.

#### Iapetus synger på siste verset

Men Iapetushavet var ennå ikke lukket. Beviset for det finnes i Solund-Stavfjordområdet i ytre Sogn. Solund-Stavfjordofiolittene viste seg å være fragment av en 443 millioner år gammel jordskorpe – 50 millioner år yngre enn de andre ofiolittkompleksene i fjellkjeden. Samtidig som sedimenter ble avsatt på de tidlige ordoviciske ofiolittkompleksene, som da var deformert og erodert, ble Solund-Stavfjord-ofiolittene dannet ved havbunnsbredning. Ofiolitt-komplekset er ellers likt de eldre ofiolittene og består av putelava, et gangkompleks av diabas og gabbro. Putelavaen er godt blottet på øyene i Solund. På Tivberget, utenfor Atløy, kan en studere

#### "FJELLPROBLEMET"

I geologiens tidlige historie regnet man med at bergarter stort sett bevegde seg vertikalt i jordskorpa. Større laterale bevegelser var det ingen som regnet med kunne finne sted. Det var derfor et problem med denne underlige tredelingen av berggrunnen en til stadighet støtte på i den kaledonske fjellkjeden, med grunnfjell underst, fyllitt og glimmerskifer over og nye, grunnfjells-lignende bergarter på toppen. Forskjellige teorier ble lansert, i mange tilfeller med referanse til geologien på Hardangervidda.



Baltazar Mathias Keilhau, den første med bergesamen ved Det Kongelige Fredriks Universitet, var neptunist og trodde at alle de tre enhetene var opprinnelige avsetningsbergarter som hadde gjennomgått en slags mystisk transmutasjon eller omvandling. Studenten hans, Theodor Kjerulf, forkastet denne tankegangen rundt 1850 og antok at grunnfjellsbergartene både over og under fyllitt var granittsmelte som hadde trengt inn i fyllitt i urtiden. Få år seinere ble det funnet fossiler i fyllittlaget ved Holberget på Hardangervidda, og Kjerulfs antakelse om at alle lagene var grunnfjell, stod for fall. Waldemar C. Brøgger hevdet i 1877 at det øverste laget var intrudert over fyllitt og dermed det yngste.

Det måtte en svenske til for å komme videre i debatten. Alfred Elis Törnebohm kom med sitt berømte arbeid "Om fjällproblemet" i 1888, hvor han publiserte den revolusjonerende teorien om at enorme bergflak var skjovet inn over det svensk-norske grunnfjellet. Bevegelsen mente han måtte være mer enn 100 kilometer i sørøstlig retning. Dermed var det øverste grunnfjells-lignende laget med sine skarpe avgrensinger mot fyllittlaget forklart på en totalt ny og revolusjonerende måte. Törnebohm syntes selv at slike enorme laterale overskyvninger av grunnfjellsflak hørtes drøyt ut, men hadde ingen annen forklaring. I dag vet vi at dette var et forsiktig anslag. Da Knut Olai Bjørlykke sammen med Hans Reusch, den nybakte leder for Norges geologiske undersøkelse, undersøkte Hardangervidda i 1900, fikk de sans for Törnebohms teori. Men Brøgger var av samme oppfatning som tidligere. Det var Bjørlykke svært klar over da han i sluttsatsen til sin doktoravhandling valgte å skrive at "Overskyvningshypotesen maatte oppgives...". Så var da også Brøgger opponent for disputasen. Reusch på sin side helgarderte seg med et mellomstandpunkt – litt skyvning, men ikke så mye som det Törnebohm ville ha.

Siden gikk det i bølger fram og tilbake om den svenske overskyvningsteorien. Anders Kvale var med sine internasjonalt kjente arbeider fra Bergsdalsdekkene øst for Bergen en av dem som fjernet dem siste restene av tvil om teoriens gyldighet.

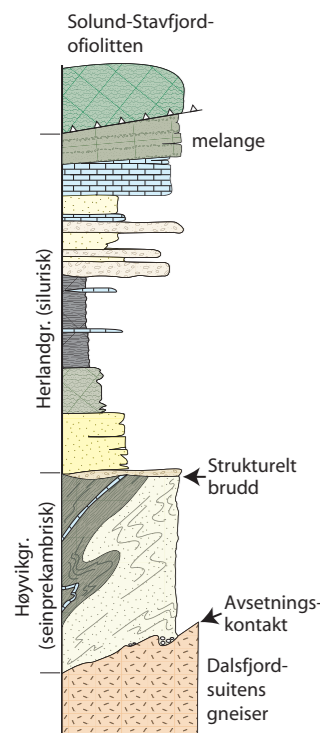
gangkomplekset, selve kjennetegnet på skorpe som er dannet ved havbunnsbredning.

På én måte skiller dette komplekset seg fra de eldre ofiolittene. Sandsteiner og ikke dypmarine sedimenter, dekker putelavaen. Havbunnsbredningen må ha foregått nær et kontinent. Det samme kan geologien i Sulitjelma-området i Nordland tyde på. Sulitjelmagabbroen trengte inn i en sedimentær sekvens samtidig som Solund-Stavfjordofiolittene ble dannet. Også i Sulitjelma-området finnes en marin vulkansk sekvens, og en betydelig sulfidmalmforekomst, som ble drevet helt fram til 1980-tallet. Geologien og geokjemien viser at Sulitjelma-

komplekset ble dannet ved spredning i nærheten av en kontinentrand, muligens i forbindelse med en begynnende åpning av et randbasseng.

På Bremangerlandet går grønnskifrene som er tilknyttet Solund-Stavfjordofiolittene, over i en uvanlig bergart. Bergarten kalles *melange*, – som betyr en blanding. Melangen på Bremangerlandet er en kaotisk blanding av likt og ulikt. En finner blokker av chert, grønnstein, dacitt og kvartskera-tofyr i en grunnmasse av svart skifer. Både under-sjøiske ras og jordskorpebevegelser kan blande bergarter sammen i en slik melange. Melange dannes ofte nær dyphavsgrøfter og subduksjons-





Stratigrafien på Atløy i Sogn og Fjordane (forenklet). Høyvikgruppen tilsvarer sparagmittbergartene lenger øst, eller Särvi-bergartene i Sverige. De ble foldet og skråstilt før avsetning av den siluriske Herlandsgruppen, som igjen ble overkjørt av Solund-Stavfjordofiolitt da Iapetushavet lukket seg sent i silurtiden.

soner. Blandingen av vulkanske blokker av øybue-type og blokker av dyphavssedimenter viser at melangen på Bremangerlandet ble dannet i nærheten av en vulkansk øybue. Melangen er intrudert av en gabbro- og en granittsmelte, som størknet i de dypere delene av vulkanen. Aldersbestemmelser av disse størkningsbergartene viser at øybuevulkanismen fant sted samtidig som Solund-Stavfjordofiolitt ble dannet ved havbunnsbredning.

Vi har dermed puslespillbitene som trengs for å skissere det platetektoniske miljøet. Melange med øybuevulkanitter, subduksjonstilknyttete øybueplutoner og havbunnskorpe overliret av klastiske sedimenter peker i retning av en øybue og et tilhørende kontinentalt randbasseng. Det finnes mange moderne eksempler i Sørøst-Asia.

### Havet lukkes

Solund-Stavfjordofiolitt representerte det siste sporet av Iapetushavet som en finner i fjellkjeden. Det tok ikke lang tid fra havbunnskorpa ble dannet ved en spredningsrygg til skorpa ble skjovet på land. Bergartene som forteller denne delen av historien, finner vi på Atløy, omkring 30 kilometer vest for Førde. På sørsiden av Atløy har jordskorpebevegelser foldet tykke lag av konglomerat slik at de nå står bratt før de bøyer av mot havet i vest som et slep. Kystfiskerne drømte seg bort og kalte den hvite fjellformasjonen for Brurestakken. Konglomerat-lagene i Brurestakken veksler med sandstein og skifer, og i disse lagene kan en finne fossiler av graptolitter og brachiopoder. Fossilene er fra tidlig silur og viser at Herlandsgruppen, som denne sedimentære lagrekken kalles, ble avsatt omtrent samtidig med at Solund-Stavfjordofiolitt ble dannet ved havbunnsbredning, og samtidig som tilsvarende sedimentære lagrekker ble avsatt på de ”gamle” ofiolittkompleksene. Men Herlandsgruppen skiller seg fra disse. Den ble avsatt direkte på kontinentalskorpe, og representerer trolig kontinentrand-avsetninger.

Konglomeratene nederst i Herlandsgruppen består i stor utstrekning av kvartsittboller, som kommer fra de underliggende bergartene (Høyvikgruppen). I de øvre delene av sekvensen er bergartene betydelig grønnere. Bollematerialet består her av grønnstein og grønnskifer, jaspis og en og annen gabbro- og serpentinitbolle. Solund-Stavfjordofiolitt, som ligger like vest for Atløy og i forkastningskontakt med Herlandsgruppen, er trolig kilden til disse

bollene. I løpet av noen få millioner år er havbunnskorpa blitt hevet opp i dagen slik at erosjonskreftene har begynt å virke. Den siste kjente rest av Iapetushavet må ha vært i ferd med å lukke seg.

### Ryfter om fjellkjededannelse når kontinentet

På det baltiske kontinentet hadde havnivået steget gjennom hele den kambriske tidsperioden. Den nedre delen av det som skulle bli kjent som kambrosilur-lagrekken, ble dannet over en nokså paddeflat grunnfjellsoverflate, kjent som det subkambriske peneplan.

Klastiske sedimenter i fjellkjedens randsone i Midt- og Sør-Norge er til dels preget av erosjonsmateriale fra basiske størkningsbergarter, og spesielle mineraler som kromitt er uvanlig rikt representert. Kromitt-mineraler er typisk for havbunnskorpe og umodne øybuesystemer. Effekten starter allerede i tidlig ordovicium, men er sterkest mot slutten av ordovicium. Det har vært hevdet at kromittmineralene kan stamme fra øybuesystemer som ble skjovet inn over det balto-skandiske grunnfjellet fra vest i ordovicisk tid. Nyere dateringer av de kaledonske ofiolitt- og øybuefragmentene viser imidlertid at øybuesystemene våre fortsatt var under oppbygging på denne tiden. Oppbyggingen foregikk vest for den baltiske randen, med en avstand til randsone som virker svært lang for transport av kromittmineraler. Kromittmineralene kan imidlertid forklares med et øybuesystem som kolliderte med den baltiske randen før lukkingen av havet. Kanskje kan dette settes i sammenheng med ordoviciske eklogitter i noen av skyvedekkenes våre (Sevedekken). Videre arbeid i dekkpakken trengs for å klargjøre hva som egentlig skjedde langs kontinentranden før den endelige lukkingen av Iapetushavet.

Men det finnes flere interessante oppdagelser i fjellkjedens randsone. Bruflatsandsteinen er den første formasjonen i den godt bevarte kambrosilur-lagrekken i Oslofeltet, som viser hurtig klastisk innfylling. Den representerer en betydelig endring i sedimentasjon og forteller oss at et landområde vokste opp av det seinordoviciske til tidligsiluriske havet. Landområdet ble trolig til da Iapetushavet lukket seg, kollisjonen inntraff og de kaledonske skyvedekkenes kom inn mot Oslofeltet i silurtiden for ca. 430 millioner år siden. Lenger vest på det baltoskandiske kontinentet finner vi en overgang fra kvartsitt, skifer og kalkstein til turbidittavset-

## BRUK AV STEIN HAR LANGE TRADISJONER

Det startet i steinalderen, selvsagt. Flint var det lite av, og andre bergarter som grønnstein, diabas, ryolitt, kvartsitt og skifer ble brutt ut til våpen og redskap. Det eldste av disse bruddene (fra om lag 8000 f. Kr.) er funnet på Hespriholmen, vest for Bømlo i Hordaland.

Før begynnelsen av middelalderen på 1000-tallet var stein som byggemateriale lite brukt i Norge, bortsett fra til bygdebørg og enklere murverk. Da kirker og klostre skulle reises i stein, ble forekomstene av den myke klebersteinen – som nordmennene nyttet til gryter, notsøkker, vevlodd etc. – en ettertraktet bygningsstein. Kalkbrenning, med kalkstein og marmor som råstoff til kalkmørtel, ble også innført i denne perioden. Seinere, særlig på 1700-tallet, ble marmor og kalkstein fra Hordaland, Akershus og Vestfold tatt ut i blokk – mesteparten gikk til danske slott. Drift på de store marmorforekomstene på Fauske i Nordland startet i 1880-årene.

Bryting av hardere steintyper som granitt, syenitt og gneis var lite aktuelt før i begynnelsen av 1800-tallet. Da etableres det første bruddet i Oslofeltets grøndalen. Mot slutten av århundret starter virksomheten i de store granittfeltene i Østfold, og i Larvikområdet, på den ettertraktete blålige larvikitten. Etterspørselen etter brostein og bygningsstein fører til at det også i andre deler av landet etableres brudd på hard stein i denne tiden. De store skiferbruddene med taksifer som hovedprodukt har sin storhetstid utover 1800-tallet til om lag 1950.

Mot slutten av mellomkrigstiden overtar stål, betong og tegl som byggemateriale, men en ny ”steinalder” gryr mot slutten av 1900-tallet. Naturstein får sin renessanse i utearealer, husfasader og i ”gråsteinsmurer”. Mye stein blir importert fra fjerne strøk, men noen av de gode, gamle norske holder stand. Mest kjent er vel larvikitt og kanskje fauskemarmor – og skiferen fra Otta, Oppdal og Alta. Og så skal vi selvsagt ikke glemme knust stein. Pukkverkene står for den største verdiskaping innen dagens steinindustri. Olivinbruddet på Åheim, nefelinsyenitten på Stjernøy i Altafjorden – og kalkstein til sementproduksjon er også eksempler på at det er penger i knust stein.



Anortosittbrudd i Sirevåg, Rogaland.

ninger allerede midt i den ordoviciske tidsperioden. Rester av disse avsetningene er i dag lokalisert i de underste dekkene langs hele fjellkjeden. Det er mulig at turbidittene er dannet foran fremrykkende skyvedekker som ble erodert under ferden mot

sørøst. Dette kan tyde på at skyvedekker ble dannet langs den baltoskandiske randen før den kaledonske hovedkollisjonen.

# Kontinentene kolliderer – Baltika dukker under

Det var kontinentranden som først fikk erfare hva en kontinent-kontinentkollisjon egentlig går ut på. Randavsetningene ble stuvet sammen og fraktet sørøstover, over den gamle grunnfjellsflaten.

De kaledonske skyvedekkene ble stablet opp i en kileformet dekkpakke foran den laurentiske "bulldoseren".



Sterkt forenklet kan en sammenligne det som nå skjedde, med en bulldozer eller traktor som rydder snø. Traktoren er det laurentiske kontinentet som kom brasende inn over den baltiske kontinentranden, og snøen den skuver sammen, er de kaledonske dekkene. Liksom snøen foran traktoren vokser, vokste mengden av sedimenter og bergflak som ble fraktet innover landet vårt. Og den faste grunnunnen under snøen var det solide baltiske grunnfjellet.

## Grunnfjellet ned i dypet

Grunnfjellet ble nå trukket dypere og dypere ned etter hvert som stadig større mengder bergmasser ble transportert inn over Baltika som skyvedekker. Den kileformete dekkpakken var hele tiden tykkest nær kollisjonssonen i vest og avtok i tykkelse mot forlandet i øst. Tilsvarende kom det baltiske grunnfjellet dypest ned i vest. Nedtrekkingen av grunnfjellet må ha fortsatt hele tiden mens oppbyggingen av dekkpakken vokste, slik at grunnfjellet var på sitt dypeste nivå idet kollisjonskreftene til slutt opphørte.

Vi finner mange bekreftelser på at både temperaturen og trykket i grunnfjellet økte fra øst mot vest.

I de østlige deler av fjellkjeden (forlandsområdet), fra Finnmark i nord til Oslofeltet i sør, er grunnfjellet bare ubetydelig påvirket av fjellkjededannelsen. Her finnes også godt bevarte rester etter den sedimentære lagrekken som ble avsatt på grunnfjellet før det ble overkjørt av skyvedekkene. I stor grad er dette leirrike og sandige avsetninger som bare er svakt påvirket av trykk og temperatur. I Oslofeltet (Tyriøfjorden) har vi data fra deformerte paleozoiske avsetninger som viser at temperaturen ikke oversteg 110–200 °C (bortsett fra rundt de permiske intrusjonene), dvs. at lagene aldri var begravd dypere enn rundt 4–7 kilometer. Men nordvestover fra Oslofeltet må temperaturen i de underpaleozoiske avsetningene ha nådd rundt 350 °C i Valdres.

Langs hele fjellkjeden endrer de omdannede, leirrike avsetningene karakter fra fyllitt til glimmerskifer mot vest, noe som tyder på videre økning i temperatur i denne retningen. Her blir det imidlertid stadig vanskeligere å finne avsetninger som fortsatt sitter fast på det grunnfjellet de en gang ble avsatt på. Også grunnfjellet er godt knadd og omdannet, og vi kan derfor også studere de nye mineralene som er vokst i selve grunnfjellet under den kaledonske fjellkjededannelsen i vest. Studier av sammensetningen av metamorfe mineraler som glimmer, amfibol, granat, kyanitt og lignende har gitt grunnlag for å anta at både temperatur og trykk økte videre mot Norges vestkyst. Varmest og dypest ser grunnfjellet på Nordvestlandet ut til å ha vært. Her finner vi mineraler og bergarter som bare kan dannes på svært store dyp.

## EKLOGITT

Eklogitt, Sogn og Fjordanes fylkesstein, er en relativt uvanlig bergart som er karakterisert av mineralene rødbrun til rosa granat og omfasitt (grønn pyroksen). En slik bergart dannes bare på store dyp, anslagsvis 50 kilometer eller mer. Tidligere trodde en at de norske eklogittene måtte være av prekambrisk alder. Isotopdateringer utført på 1970- og 80-tallet gav imidlertid tidligpaleozoiske aldre (450–400 millioner år) og indikerte at de ble til under den kaledonske fjellkjededannelsen. Sammen med den platetektoniske modellen, som for lengst var blitt allemannseie, førte disse aldre til en ny forståelse for det som skjedde i det kaledonske baklandet under kollisjonen. De viste at Vestlandet ble trukket ned i dypet under den mektige stabelen med skyvedekker som bygde seg opp under fjellkjededannelsen.

Eklogitt brukes som naturstein, prydstein og smykkestein. Denne tette og tunge bergarten brukes også som ballastmaterialer og tung dekkmasse, og som pukk og grus til betongindustrien. Eklogitt inneholder også mineralet rutil ( $\text{TiO}_2$ ), og utvinning av titandioksid fra eklogitt i Naustdal og Holsnøy ved Bergen har vært vurdert.



Eklogitt fra Nordfjord.

## Eklogitt, coesitt og diamant

Dannelsen av bergarten eklogitt er et av de mest kjente resultatene av de høye trykkene og temperaturene som grunnfjellet ble utsatt for. Det er vesentlig basiske berglinser som er eklogittisert. Vi finner mye eklogitt i gneisområdet mellom Bergen og Roan (Nord-Trøndelag), men også i grunnfjellet i Lofoten, i midtre dekkserie i Bergensbuene og i Sverige (Seve-dekket), samt i de øverste skyvedekkene i Troms. Eklogittene i dekkserien har trolig blitt til i dypet av baklandet for så å ha blitt fraktet av gårde inn over det baltiske grunnfjellet mot slutten av kollisjonshistorien.

Mest spennende er kanskje oppdagelsen av mikrodiamanter i gneisene på Fjørtoft. Riktignok er diamantene for små til å kunne sees med det blotte øyet, men tilstedeværelsen deres er viktig. Mange geologer antar nemlig at diamanter bare kan dannes på mer enn 100 kilometers dyp! En tror at disse diamantene må være dannet da randen av det baltiske kontinentet stod på det dypeste under kollisjonen med Laurentia.

Et annet mineral, som nok er mindre kjent enn diamant, men som indikerer vel så høyt trykk, bærer navnet coesitt. Såkalte pseudomorfer av dette mineralet er funnet en rekke steder på Nordvestlandet. Det dreier seg om kvarts som har erstattet coesittkrystallene, men hvor den karakteristiske krystallformen til coesitt er bevart. Coesitt er ellers funnet i forbindelse med meteoritnedslag. Coesitt krever nemlig ekstremt høyt trykk, men helst ikke altfor høy temperatur. Dette kan tyde på at kollisjonen skjedde ganske raskt. Bevegelseshastigheter på opp mot 10 cm. pr. år er sannsynlig. Bergartene ble i alle fall raskt dratt ned på store dyp. Oppvarmingen av stein tar tid, og før temperaturen nådde normalen for disse dypene, fikk en altså dannet høytrykksmineraler som diamant og coesitt.

### Når inntraff kollisjonen?

Å definere tidspunktet for en kontinent-kontinent kollisjon er ikke helt enkelt. Overgangen mellom kontinent- og havbunnskorpe kan være diffus og uregelmessig – noe som betyr at kontinentene kommer i kontakt med hverandre på ulikt tidspunkt på forskjellige steder langs kollisjonssonen. Videre er både stratigrafiske og radiometriske dateringsmetoder usikre og tolkningen av dateringsresultater sjelden helt entydige. En kollisjon mellom kontinenter er for øvrig en langsom og komplisert prosess som utvikler seg over geologisk lang tid.

Radiometriske dateringer fra de vestlige gneisområdene gir stor spredning, og selv om de har blitt brukt for å argumentere for at kollisjonen skjedde for rundt 425 millioner år siden, er usikkerheten stor. Videre er de yngste fossilførende lagene som er involvert i kollisjonen av, tidlig silurisk alder (ca. 430–425 millioner år). Det peker mot at kollisjonen er yngre enn 430 millioner år. Lag med sand og leire avsettes imidlertid kontinuerlig under fjellkjededannelser, så noe sikkert kriterium er ikke dette heller. Sikrere er det å bruke dateringer av øybuesystemenes yngste komponenter. Disse systemenes geokjemiske utvikling viser at de i sin helhet ble dannet før selve kollisjonen fant sted, slik at de yngste, granittiske

øybuekomponentene gir en maksimumsalder for lukkingen av Iapetushavet. Radiometriske aldersbestemmelser antyder en alder på ca. 430 millioner år for disse granittene. I påvente av mer nøyaktige dateringer kan vi dermed anslå at kollisjonen mellom de to kontinentene var i gang for rundt 425 millioner år siden. Den voldsomme kollisjonen som skjedde da de to kontinentene braste sammen på denne tiden, refereres gjerne til som *den skandiske fasen*.

### Hvordan grunnfjellet taklet kollisjonen

Kontinentkollisjonen medførte at det baltiske grunnfjellet støtte sammen med det laurentiske, eller med ett eller flere mikrokontinenter som kanskje kan ha eksistert mellom disse kontinentene. Lengst vekk fra kollisjonssonen, i forlandsområdet, er grunnfjellet ikke synlig deformert. Under skyvedekken kan den kaledonske deformasjonen trenge noen meter eller titalls meter ned. I tillegg kan vi se en svak folding av det subkambriske peneplanet under skyvedekken. Amplituden på disse foldene kan komme opp i flere kilometer. Påvirkningen er imidlertid svært mild i forhold til det som skjer over peneplanet. Dette kaller vi en klassisk *tynnskinnet deformasjonsstil*.



Grunnfjellet langs Sognefjorden har her blitt knadd som deig under den kaledonske fjellkjededannelsen.

Dypseismiske data fra 1980-tallet har gitt oss indikasjoner på at grunnfjellet kanskje ikke er så upåvirket som mange tidligere har trodd. Mange av de kjente vinduene som Alta-Kvænangsvinduet, Rombakvinduet, Børgfjellvinduet, Tømmeråsvinduet, Grong-Olden-kulminasjonen, Vestranden osv. er alle trolig til en viss grad påvirket av kaledonsk og postkaledonsk deformasjon. De dypseismiske profilene viser seismiske refleksjoner som trolig representerer skjærsoner (kaledonske skyvesoner og devonske ekstensjonsskjærsoner) under flere av de kaledonske vinduene.

Når vi nærmer oss baklandet – fjellkjedens sentrale sone – har grunnfjellet fått gjennomgå for alvor. Prekambriske strukturer blir flattrykt, og en skiffrighet eller bånding er oppstått som er mer eller mindre parallell med den kaledonske skiffrigheten i de overliggende dekkene. Det blir vanskelig å vurdere om en skal betrakte grunnfjellet som stedegent (autoktont), lokaltransportert (parautoktont) eller skjøvet (alloktont). Spesielt gjelder dette der grunnfjellet er eksponert i vinduer, avskåret fra det stedegne grunnfjellet i fjellkjedens randsoner. I selve kollisjonssonen vil en forvente at grunnfjellsflak rives løs, og at alle overganger mellom stedegent grunnfjell og langtransporterte grunnfjellsdekker er representert.

### Oppstablingen av skyvedekker

I løpet av den tiden de laurentiske og baltiske kontinentene nærmet seg hverandre og til sist kolliderte, ble det dannet en imponerende pakke med skyvedekker, dvs. bergartsenheter som ble revet løs og fraktet til dels langt av sted i retning forlandet. En generell inndeling i undre, midtre, øvre og øverste dekkserie (allokton) er mye brukt, selv om det noen steder kan være problematisk å klassifisere bergartsenheter i henhold til denne inndelingen.

### Undre dekkserie – løsrevet, men hjemmekjær

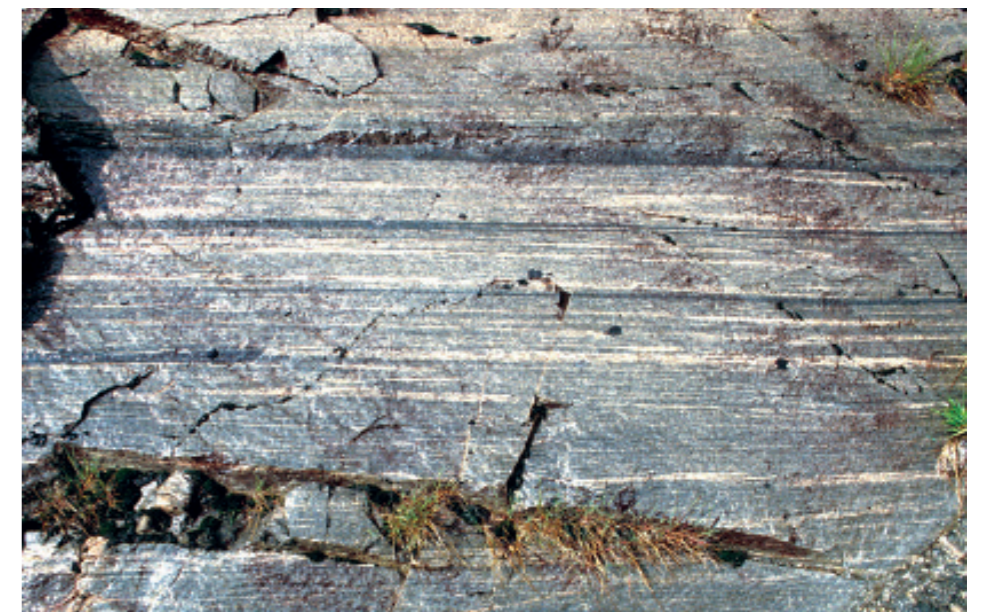
Undre dekkserie omfatter skyvedekker som er fullstendig løsrevet fra sitt opphavssted, men som bare er transportert noen titalls kilometer. Bergartene i disse dekkene er rester av sedimentære avsetninger på det baltiske skjoldet eller den baltiske randen fra tiden før kollisjonen. De bærer preg av å være deformert og omdannet under relativt lave trykk- og temperaturforhold. De underste sparagmittdekkene i forlandsområdet i Sør-Norge og Gaissaddekket i Finnmark er eksempler på dette.

Betegnelsen omfatter også grunnfjellsflak i bunnen av dekkakil som er løsrevet, men ikke spesielt langtransportert.

### Midtre dekkserie – kontinentrand på vandring

Over de undre dekke-enheter ligger kontinentale skyvedekker, som også representerer den baltiske randen eller såkalte mikrokontinenter eller grunnfjellsøyer som kan ha eksistert i havområdet mellom Laurentia og Baltika. Disse dekkene består av grunnfjellsenheter med eller uten seinproterozoisk til kambrosiluriske avsetninger, men med en høyere omdanningsgrad enn i undre dekkserie. Det svære Jotundekket i Sør-Norge, Särvedekket i Midt-Norge og deler av Kalakdekkekomplekset i Finnmark er gode eksempler.

Utvalsing av grunnfjellet under kollisjonen. ØVERST: migmatittisk gneis med prekambriske strukturer. NEDERST: Utvalset versjon av samme bergart.



## MYLONITTER

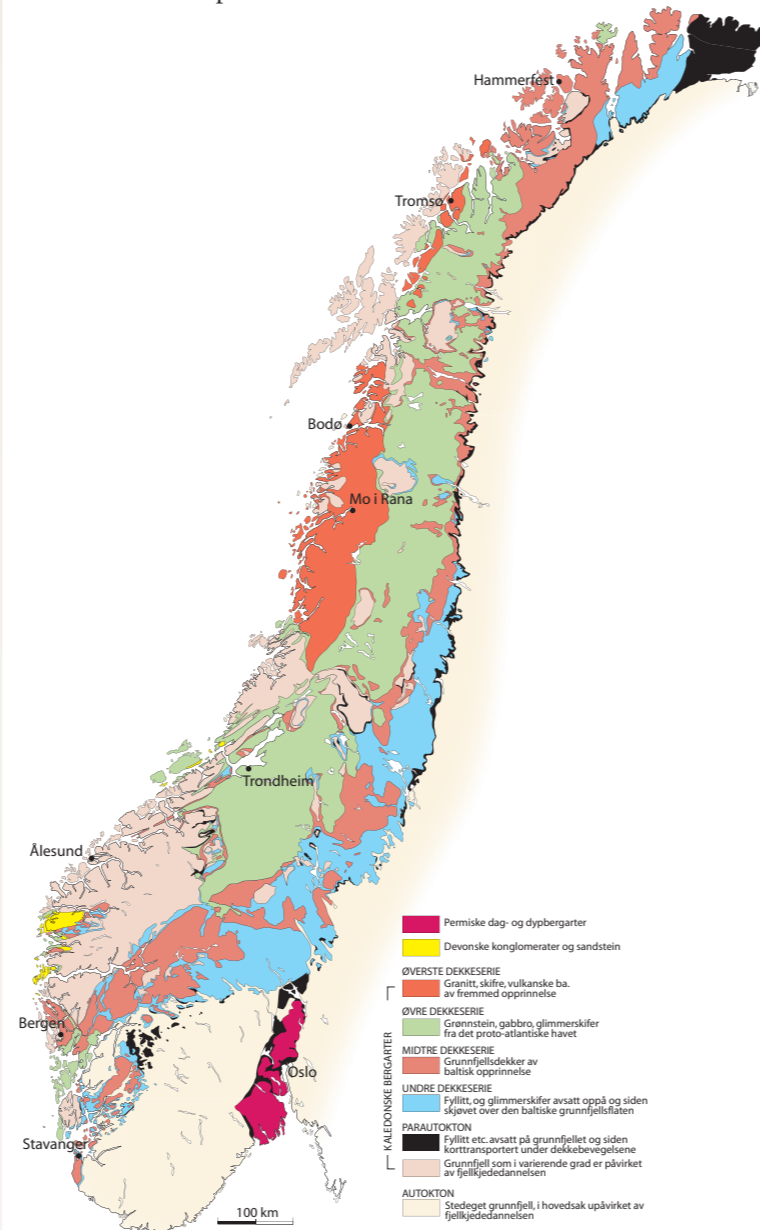
Mylonitt er et begrep som for alvor ble innført i norsk geologi på 1970-tallet. Det var da en ble oppmerksom på den intense deformasjonen som mange av de kaledonske skyvedekkene var utsatt for. Bergarter som utsettes for gradvis sterkere formforandring, går fra udeformert tilstand til protomylonitt, mylonitt og til sist ultramylonitt. Er det en granittisk bergart som deformeres, vil mineraler som kvarts og glimmer rekrystallisere under deformasjonen, mens feltspat i større grad knuses dersom temperaturen ikke er for høy (ikke over ~550 °C). Kornstørrelsen reduseres, og feltspatøyne er vanlige (øyegneis). Blir deformasjonen intens nok, forsvinner det meste av feltspatøyne også, og bergarten blir en finkornet (ultra)mylonitt. Det er viktig å kjenne igjen mylonitter i fjellkjeden, for de indikerer viktige bevegelsessoner. Gjennom mye av 1900-tallet ble mange slike finkornete bergarter feiltolket. Spesielt ble mylonittiserte granitter tolket som meta-arkose, "leptitt" eller ryolitt. På 1970–80-tallet ble en oppmerksom på denne likheten, og mylonittsonene ble kartlagt som det de egentlig var – soner med intens skjærdeformasjon. Mylonittene ble straks tolket som kaledonske skyvesoner. Nå vet vi at en del av dem også er seinere ekstensjonssoner (se neste kapittel).



Mylonittisk øyegneis.

## Øvre dekkserie – havbunn på land

Mange av dekkene som er klassifisert som øvre dekkserie, er svært forskjellige fra de underliggende. Her finner vi bergarter med stor variasjon både i sammensetning, deformasjonsstil og omdanningsgrad, bl.a. gabbro, grønnstein, granittoider, polymikte konglomerater, marmor, mylonitter, glimmerskifer, gneiser og ultramafiske bergarter. Noen av de typiske metasedimentære bergartene er av ordovicisk til undersilurisk alder. Det er her havbunnskorpene og øybuesystemene fra Iapetushavet har havnet, stablet opp på de kontinentale dekkene slik en ville forvente etter en skikkelig kontinentkollisjon. Alle ofiolittene hører til i den øvre eller øverste dekkserien. Her finner vi også de klassiske Seve-Köli-dekkene, som har en mer variert sammensetning. Sevedekkenes bergarter representerer trolig overgangen mellom kontinent-randen og Iapetus' havbunnskorpene.



KART TIL HØYRE:  
 Dekkeoppbygningen i de norske kaledonidene.

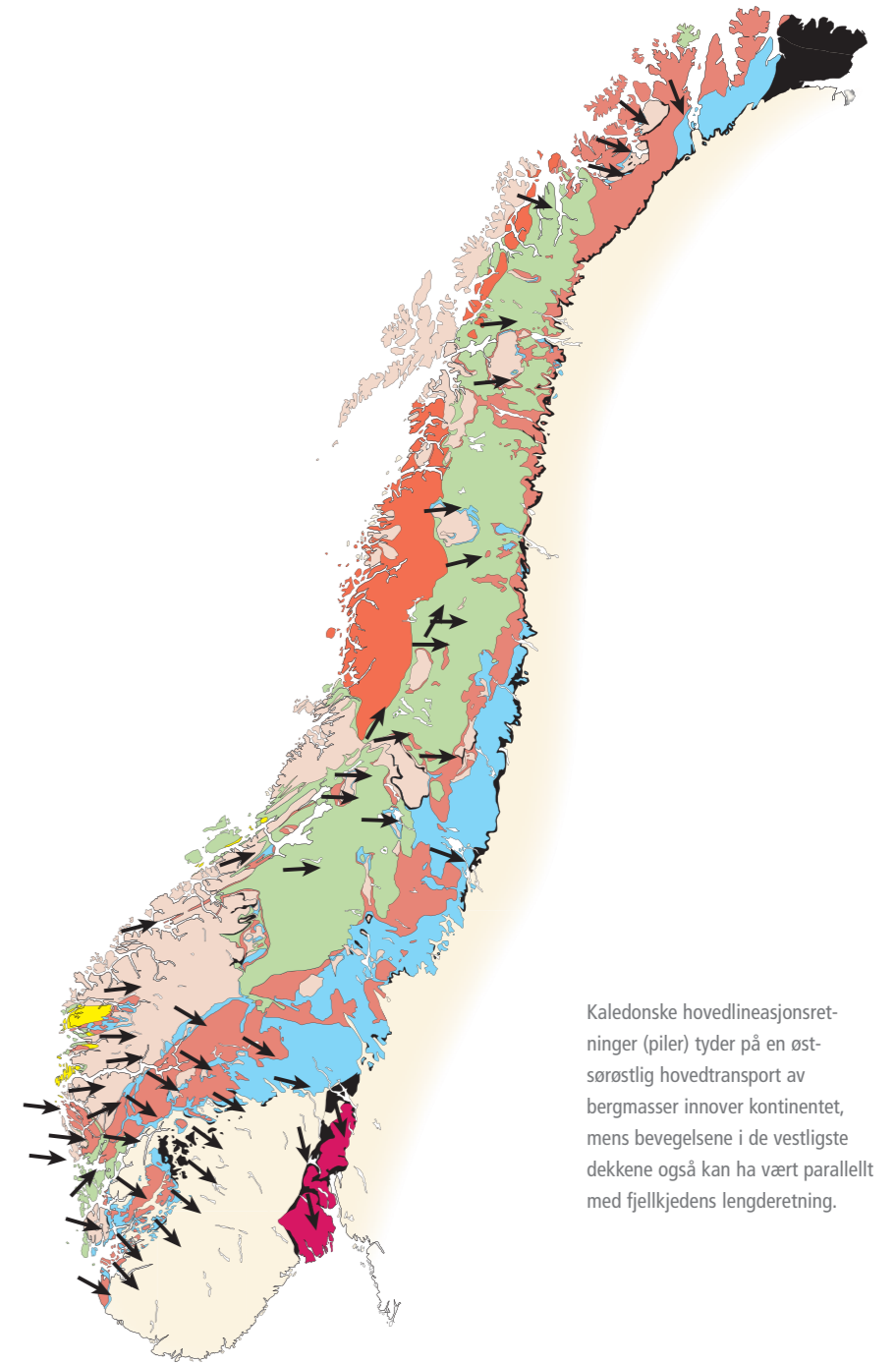
## Besøk fra Amerika?

I Nordland og Troms finner vi dekkeenheter også over de oseaniske enhetene i øvre dekkserie. Bergartene ser ut til å stamme fra en kontinentrand, enten relatert til den laurentiske østranden eller et mikrokontinent mellom Laurentia og Baltika. Helgeland-, Rødingfjälls- og Tromsødekkekomplekset er navnene på de øverste dekkeenhetene i de skandinaviske kaledonidene.

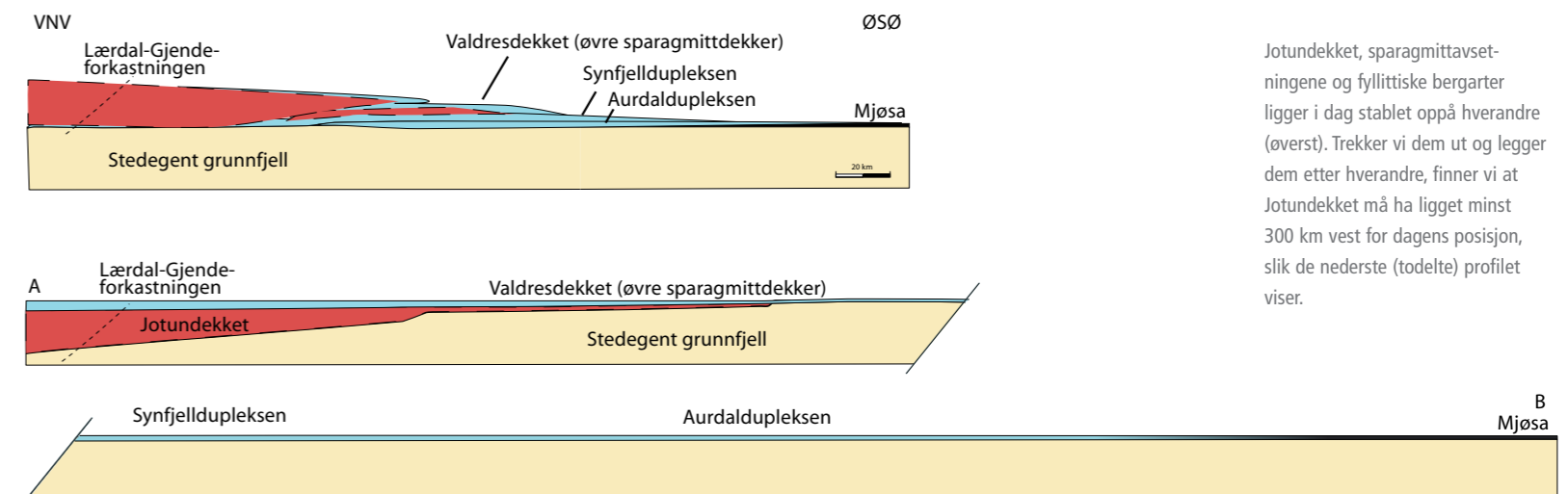
## Fartsstriper og transportretninger

Det store geologiske bildet viser klart at de kaledonske dekkeenhetene ble transportert fra kystområdene eller havområdene og innover kontinentet under kollisjonen mellom Baltika og Laurentia. Akkurat hvilken retning bevegelsen foregikk i, er kanskje ikke så lett å bestemme. Men vi kan bruke såkalte lineasjoner som en pekepinn. Lineasjoner er lineære strukturer som vi finner i de deformerte, mylonittiske bergartene. Strengformete mineraler og utdratte øyne og konglomeratboller gjenspeiler hvilken retning utstrekkingen foregikk i. Med litt varsomhet kan en anta at denne retningen også gjenspeiler transportretningen.

Stort sett forteller lineasjonsmønsteret oss at skyvedekkene ble transportert i en østlig til sørøstlig retning. I de sørligste dekkeområdene finner vi en dreining fra østlig transport via sørøst til sør-sørøstlig i Oslo-grabenen. Slike mønstre er trolig uttrykk for variasjoner i transportretningen på tvers av fjellkjeden. Vi finner også mer kyst-parallele lineasjoner flere steder i de øverste dekkeenhetene. Det er mulig at disse lineasjonene indikerer at vi også hadde bevegelse langs kollisjonssonen i fjellkjedens sentrale deler – noe som passer med en skjev kollisjon mellom de laurentiske og baltoskandiske kontinentene.



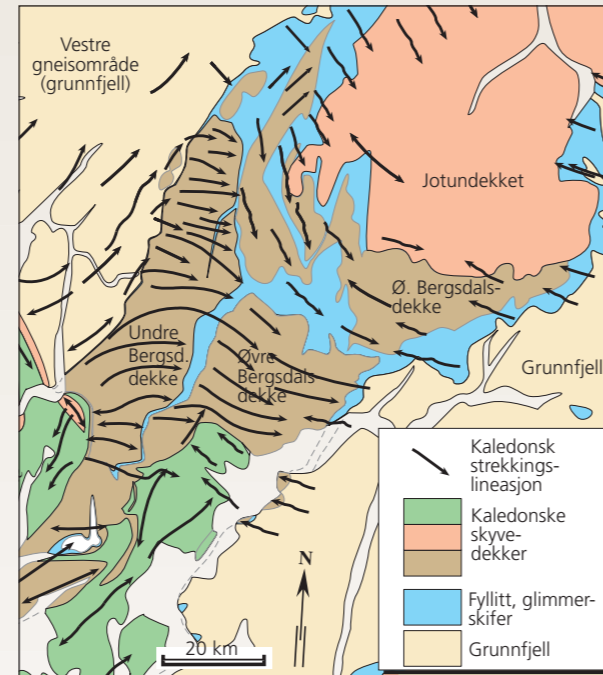
Kaledonske hovedlineasjonsretninger (piler) tyder på en øst-sørøstlig hovedtransport av bergmasser innover kontinentet, mens bevegelsene i de vestligste dekkene også kan ha vært parallellt med fjellkjedens lengderetning.



Jotundekket, sparagmittavsetningene og fyllittiske bergarter ligger i dag stablet oppå hverandre (øverst). Trekker vi dem ut og legger dem etter hverandre, finner vi at Jotundekket må ha ligget minst 300 km vest for dagens posisjon, slik de nederste (todelte) profilet viser.

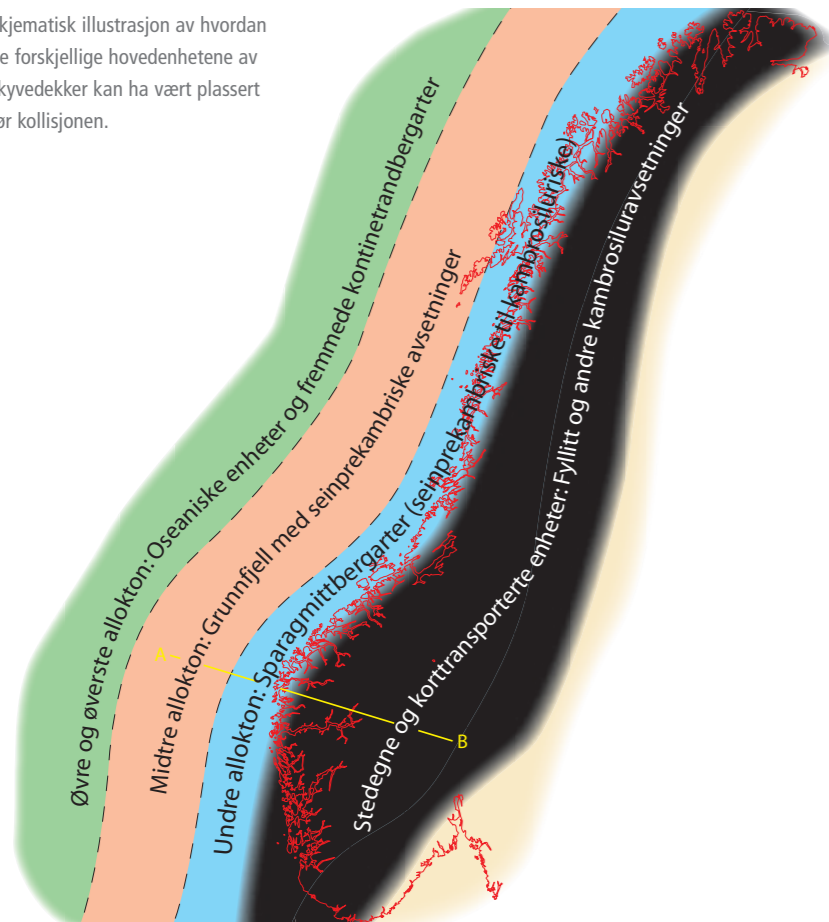
## LINEASJONSRETNINGER OG DEKKETRANSPORT

Bergsdalsdekkene er navnet Anders Kvale gav til et dekkekompleks som ligger klemt mellom Jotundekket og grunnfjellet/décollementsonens glimmerskifer øst for Bergen. Disse dekkene består av prekambriske bergarter med intrusive bergarter og suprakrustaler som ligner Telemarkgruppen. Kvale undersøkte i krigsårene lineasjonsmønsteret i disse dekkebergartene. Mens mange på den tiden regnet med at lineasjonene i skyvedekker generelt ble dannet normalt på bevegelsesretningen, argumenterte Kvale for at bevegelsen hadde foregått i lineasjonsretningen. Han høstet betydelig anerkjennelse for sitt arbeid, og bidro til å øke vår forståelse for de store bevegelsene som har funnet sted både i den kaledonske fjellkjeden og i andre fjellkjeder.



Utstrukne konglomeratboller er et eksempel på lineasjoner som kan hjelpe oss til å beregne både transportretning og deformasjonsintensitet.

Skjematisk illustrasjon av hvordan de forskjellige hovedenhetene av skyvedekker kan ha vært plassert før kollisjonen.



### Hvor mye er dekkene forflyttet?

For å besvare dette spørsmålet må vi prøve å rekonstruere fjellkjeden. I øst kan vi kartlegge hvordan de underste enhetene i dekkepakken – de kambro-ordoviciske grunthavsavsetningene – er hakket opp i biter og stuvet sammen i såkalte *imbrikasjonssoner* eller *duplekser*. Gaissadekket i nord, samt Aurdal- og Synnfjelldupleksene i Sør-Norge er gode eksempler. Hver bit må føres tilbake på plass slik at den opprinnelige utstrekningen til disse leirrike lagene kan rekonstrueres. Over de sammenstuvete, fyllittiske kambro-ordoviciske lagene kommer de noe eldre sparagmittdekkene som opprinnelig hørte til lenger vest eller nordvest på den gamle kontinentranden. Allerede nå har vi passert dagens kyststripe i rekonstruksjonen vår. Neste element i dekkepakken er løsevet grunnfjell tilhørende midtre dekkserie. Nå må vi lenger vest, trolig i størrelsesorden 300 kilometer. Øvre og øverste dekkserie kommer til dels enda lenger bortenfra. Her mangler vi informasjon ved at havbunnskorpen som trolig lå mellom disse ofiolitt- og øybueenhetene, er fjernet ved subduksjon. Men at vi snakker om 300–400 kilometer eller mer, synes klart i de fleste tilfeller.

### Hvor lenge foregikk dekkeinnskyvingen i Skandinavia?

Avslutningen av den kaledonske fjellkjededannelsen har vært et omdiskutert tema i en årrekke. På ett eller annet tidspunkt opphørte kollisjonen mellom Laurentia og Baltika. Grønland stoppet opp og braste ikke lenger inn i norskekysten – de konvergerende platebevegelsene opphørte. Dette trenger ikke nødvendigvis å ha skjedd samtidig overalt langs kollisjonssonen. De siste tegn til kaledonsk skyvning i forlandet finner vi i Oslofeltet. Der er Ringerikssandsteinen svakt foldet, trolig som følge av bevegelse av Synfjelldekket. De daterte delene av Ringerikssandsteinen er av ludlow og undre pridoli alder, som tilsvarer en alder på rundt 423–418 millioner år. Før foldingen kan ha skjedd, må sandsteinen ha vært begravd på flere kilometers dyp. De siste dekkebevegelsene i forlandet nær Oslo må derfor være yngre enn ca. 415 millioner år. Denne beregningen passer med ny informasjon fra dekkepakken i vest. Her finner vi sedimentære avsetninger av undersilurisk alder. Skarfjellformasjonen i Bergensbuene er et godt eksempel. Her har basiske ganger trengt inn i den siluriske lagrekken for hele området ble utsatt for sterk kaledonsk deformasjon.

Ny isotopdatering av de deformerte gangene tyder på at deformasjonen skjedde for rundt 415 millioner år siden.

Mellom Vestlandet og Oslofeltet har vi dateringer som tyder på at dekkebevegelsen fortsatte videre fremover i tid. Isotopdateringer av mylonitter under Jotundekket som viser skyvestrukturer, gir nemlig eldre på rundt 405 millioner år. Dermed ser det ut til at oppbyggingen av skyvedekker fortsatte inn i tidlig devon. I det samme området finnes det også mylonitter som må ha blitt (om)dannet under den seinere, post-kaledonske tilbakeglidningen (se neste kapittel). Tilbakeglidningsaldrene samler seg rundt 400 millioner år og tyder på at kollisjonen da var over og nedbryting og ekstensjon i full gang. Den store dekkeinnskyvningen på fastlandet ser dermed ut til å ha foregått i silur- og devontiden og ble avsluttet en gang mellom 400–405 millioner år før nåtid. Det skulle bety at den kaledonske fjellkjededannelsen varte i 100 millioner år, fra den første subduksjonssonen ble etablert i det protoatlantiske lapetushavet til oppstablingen av skyvedekker var fullført, en anselig aktivitetsalder selv for en fjellkjede.

# Finnmark – en komprimert plattform

Tar vi turen vestover over Finnmarksvidda, kan vi vanskelig unngå å legge merke til den markerte overgangen fra det overdekte og dels lauvskogbevokste viddeterrenget til fjellterrenget som etter hvert dukker opp i vest. Overgangen er mange steder en markert brattkant, og fjellene, eller gáisene som de lokalt kalles, er laget av harde bergarter som har en helt annen historie å fortelle enn det urgamle grunnfjellet på vidda.

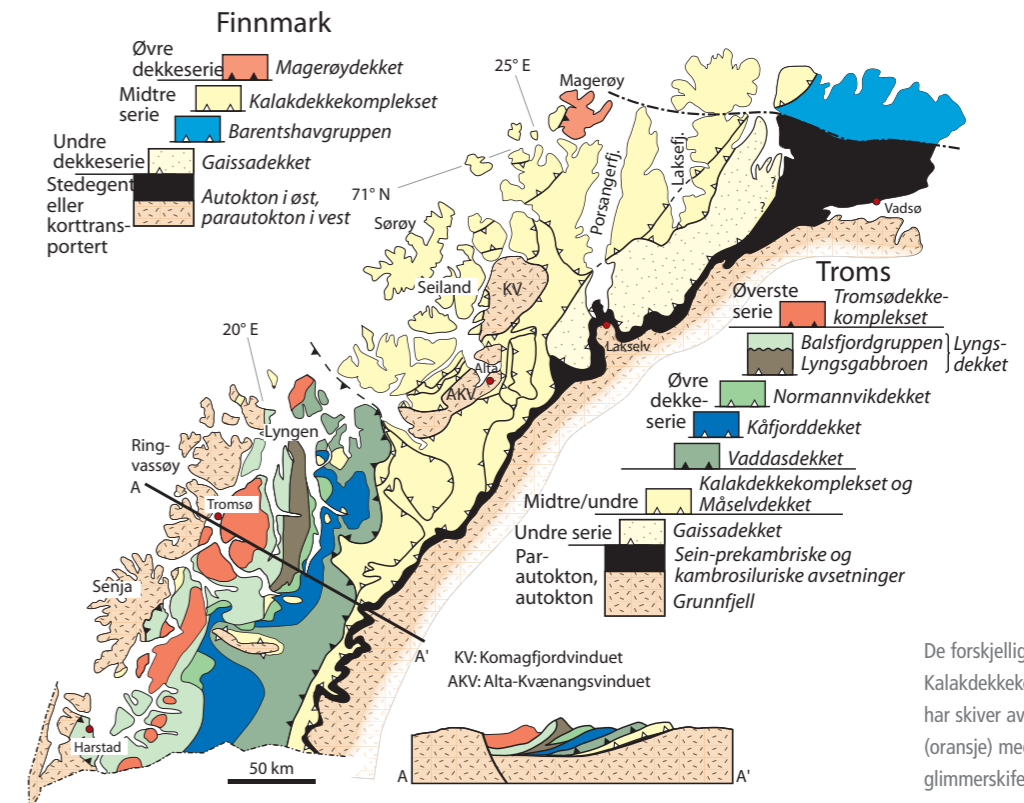
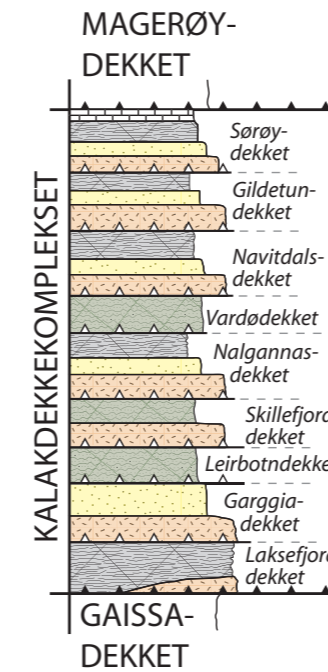
I brattkanten finner vi sandstein og skifer. Her kan vi studere forsteinet sand og leire som ble avsatt over Finnmarksviddas grunnfjell i sein-proterozoikum og kambrium for rundt 560–520 millioner år siden. Om vi vil, kan vi følge disse relativt tynne lagene med kambriske avsetninger sørover helt til Oslofeltet, men da må vi legge mye av turen innom Sverige. Det er i Troms og Finnmark at de kambriske lagene, som her nord danner den øverste delen av Dividalgruppen, er best representert på norsk side av grensen.

Over de kambriske avsetningene opptrer kvartsitter som er tydelig foldet og sammenpresset. Vi er kommet opp i det underste av de kaledonske skyvedekken – Gaissadekket. Disse kvartsittene er litt eldre enn de kambriske lagene under og ble avsatt et sted lenger vest. Under den kaledonske fjellkjede-

dannelsen ble kvartsittene skjøvet over de kambriske skifrene og sandsteinene. Brattkanten er altså den kaledonske skyvefronten slik den fremkommer i dag.

Vi fortsetter reisen mot nordøst og følger de (sub)kambriske lagene. De øker raskt i tykkelse og blir til slutt til en over fire kilometer tykk lagpakke av seinprekambrisk til kambrisk sandstein og skifer som tilhører Vadsø-, Tanafjord-, Vestertana- og Digermulgruppene. Da er vi kommet til den sørlige delen av Varangerhalvøya. Ikke nok med det – vi kan vandre i denne tykke lagpakken og komme tilbake til Gaissadekket i nærheten av Laksefjorden. Hvordan kan det henge sammen? Forklaringen må bli at skyveforkastningen under Gaissadekket og denne grensen for den kaledonske fjellkjeden dør ut mot øst.

Gaissadekket er preget av foldete og til dels steile lag, her fra Austertana. Verdens største kvartsittbrudd (Elkem Tana) har satt sitt preg på terrenget til høyre.



De forskjellige dekke-enhetene i Kalakdekkekomplekset. Alle dekkene har skiver av prekambriker bergarter (oransje) med kvartsitt (gul) og glimmerskifer over.

Den nordre delen av Varangerhalvøya er også verdt et besøk. Sandsteinene og skifrene der er trolig beslektet med dem i sør, men de er atskilt av en forkastning i 100-kilometersklassen! Trollfjord-Komagelvforkastningen, som den heter, var aktiv under fjellkjededannelsen, og den nordlige delen av halvøya ble forflyttet høyrelengs minst 50 kilometer og, mener noen, kanskje så mye som 500 kilometer fra en posisjon i retning Svalbard. Lagrekkene på hver side av forkastningen er også påvirket av folding som kan settes i forbindelse med den kaledonske fjellkjededannelsen. I den nordøstlige delen av Varangerhalvøya og på nordkysten av Kola settes disse strukturene i sammenheng med den timanske fjellkjededannelsen, som er en egen, sein-proterozoisk fjellkjededannelse i denne delen av Europa. Foldingen kan sammenlignes med det som lett skjer dersom en drar en tung kommode eller lignende over et gulvteppe. Teppet krolles og foldes foran kommoden om det ikke holdes stramt. Og kommoden i Finnmark kalles Kalakdekkkomplekset.

## Kalakdekkekomplekset

Kalakdekkekomplekset er en stabel med bergartsflak som ligger over hverandre som kortene i en kortstokk. Dekkekomplekset er transportert flere titalls kilometer og regnes enten til midtre dekkserie eller til nedre del av øvre dekkserie. Felles for disse flakene er at de består av eldre (prekambrisk)

grunnfjell dekket av en yngre (seinprekambrisk til kambrosilurisk) sedimentær sekvens. Grunnfjellet er granitt og gneis fra den vestlige fortsettelsen av grunnfjellet på Finnmarksvidda, mens de overliggende metasedimentene er glimmerskifer, metasandstein, kvartsitt, amfibolitt og marmor. Lagrekken på Søroya er etter hvert blitt klassisk fordi denne stratigrafien er gjenkjennbar i flere av dekkene i Vest-Finnmark, noe som gjør det mulig å rekonstruere dekkene før løsrivelsen og skyvingen under fjellkjededannelsen. Søroya-Seilanddekket skiller seg også fra de underliggende enhetene i Kalakdekkekomplekset ved at man i denne finner en stor ansamling dypbergarter som tilhører Seilandprovinnsen.



Kalakdekkebergarter. Den lyse bergarten stammer fra den norske kontinentranden fra tiden før fjellkjededannelsen. De mørke linsene og båndene er diabasganger, som til dels ble slitt i biter under fjellkjededannelsen. Porsanger, Finnmark.

## ET "VORSPIEL" TIL FJELLKJEDEDANNELSEN

Generelt har vi gode indikasjoner på at Laurentia og Baltika begynte å drive mot hverandre for ca. 500 millioner år siden, og at kollisjoner mellom øybuer og kontinenter og til sist mellom Laurentia (Grønland) og Baltika (Skandinavia) fant sted de påfølgende 90 millioner år. Nyere data fra Øst-Finnmark kan imidlertid tyde på at man før dette hadde en mindre kollisjon langs nordøststranden av Baltika. Blant annet finner man foldestrukturer på den østligste del av Varangerhalvøya som har en forkortingsretning som skiller seg klart fra de kaledonske foldene og som ser ut til å være eldre enn de kaledonske foldestrukturene. Mens de kaledonske deformasjonsstrukturene tyder på en nordvestlig-sørøstlig forkortingsretning, viser foldene helt øst på Varangerhalvøya nordøst-sørvest skorpeforkorting – en forkorting som må ha skjedd før den kaledonske forkorting i Finnmark. Vi kjenner ikke helt alderen på denne sein-prekambriske hendelsen, men data fra russisk side antyder at nordøst-sørvest-forkorting skjedde for rundt 600–570 millioner år siden. Noen stor fjellkjededannelse var det kanskje ikke, men en forløper for den kaledonske fjellkjeden i dette området og viktig nok til at den har fått sitt eget navn, nemlig den timanske fjellkjeden.



I de underste delene av Kalakdekkekomplekset finner vi også omdannede feltspatiske sandsteiner (metaarkoser). Disse metasedimentene er avsatt i rytmiske pulser med vekslende sandstein og tynne skifre. Kreftene som virket under den kaledonske fjellkjededannelsen, gav disse bergartene en markert skiffrighet mange steder, slik at de spalter i planparallelle sjikt. Denne sjiktningen gjør bergarten velegnet blant annet som takskeer under navnet Altaskiferen.

Også andre deler av Kalakdekkene er sterkt deformert og "knadd". Flere generasjoner av folder og skyveforkastninger (mylonittisering) er gjenkjent i lokal skala, og omdanningen eller metamorfosegrad var også høyere her enn for de underste og østligste



Altaskiferen er omdannete seinprekambriske avsetninger som fikk sin skiffrighet under den kaledonske fjellkjededannelsen. Den har vært brutt til både utendørs og innendørs bruk i rundt 100 år.

dekkene. Det er knyttet spesiell interesse til deformasjonen i lagrekken på Sørøya. Da de kaledonske dekkbergartene i Finnmark ble kartlagt på 1970- og 1980-tallet, ble nemlig lagrekken på Sørøya oppfattet å være eldre enn selve hovedinnskyvningen av dekkene i fjellkjeden lenger sør i landet. En begynte å snakke om en egen fase i Finnmark, *den finnmarkske fjellkjededannelsen*. Snart ble det rapportert om "beviser" for den finnmarkske fasen også andre steder i landet. Bakgrunnen for etableringen av den såkalte finnmarkske deformasjonsfasen i Finnmark var at intrusive diabasganger, datert til 490–540 millioner år, syntes å være samtidige med foldingen og skyvingen i området. Nyere studier av intrusive relasjoner og nye dateringer viser imidlertid at diabasgangene trengte inn før metasedimentene ble deformert. Dessuten kuttet det som var betraktet som finnmarkske strukturer i Sørøy-lagrekken på Porsangerhalvøya, av granitter som er eldre enn 700 millioner år. Hovedgrunnlaget for en finnmarkske fase slik den opprinnelig ble definert, er derfor borte. 500 millioner år gamle eklogitter i Sevedekken tyder riktignok på fjellkjededannelse allerede på denne tiden, men å bruke betegnelsen "finnmarkske" på denne fasen lenger sør i fjellkjeden medfører i beste fall et geografisk problem.



Zirkonene på Seiland er ikke bare vakre og ettertraktet blant mineral-samlere. De egner seg godt til aldersbestemmelser ved uran-blymetoden. Alderen er vel 550 Ma, dvs. fra overgangen prekambrium-kambrium.

## Magerøydekket

Det øverste kaledonske skyvedekket i Finnmark må vi til Magerøya for å finne. Magerøydekket er den eneste tektoniske enheten i Finnmark som regnes til øvre dekkserie. Bergartene er for det meste lavere metamorfosert enn i Kalakdekkekomplekset og består av karakteristiske leirskifre, sandsteiner og konglomerater. Det er gjort interessante funn av ordovicisk-siluriske fossiler i disse bergartene, noe som tillater sammenligning med lignende bergarter i øvre dekkserie lenger sør, for eksempel i Troms.

## Seilandprovinsen – dype deler av en gammel riftdal?

Stjernøya er verdenskjent for sin produksjon av "superfeltspat", et navn produktet har fått på grunn av sin anvendelse i keramisk industri. Produktet som kommer fra gruven på Stjernøya, er imidlertid ikke feltspat, men hovedsakelig det beslektete mineralet nefelin (et feltspatoid). Nefelin er ett av hovedmineralene i nefelinsyenitt, en av flere størkningsbergarter som finnes på øyene Seiland, Stjernøya, Sørøya og i Øksfjord-området, og som tilhører den såkalte "Seilandprovinsen". Seilandprovinsens dypbergarter har trengt inn i en lagrekke dominert av omdannede sandsteiner og skifre som sammen utgjør Sørøy-Seilanddekket i den øverste delen av

Kalakdekkekomplekset. Seilandbergartene blir gjerne knyttet til de neoproterozoiske avsetningene man finner i de underliggende skyvedekken med tilknytning til Baltika. Dersom Seilandprovinsen med omliggende omdannede sedimenter (metasedimenter) er en del av Baltika, må Sørøy-Seilanddekket representere den vestligste randen av Baltika i og med at man finner et skyvedekke med eksotiske bergarter (øvre dekkserie) like over Sørøy-Seilanddekket.

At Seilandsprovinsen inneholder nefelinsyenitter og karbonatitter kan tyde på at den representerer de dypere delene av en seinproterozoiske kontinental riftdal. Både aldersbestemmelser som viser at dypbergarter i Seilandsprovinsen er 550–580 millioner år gamle, og tilstedeværelsen av de relativt sjeldne nefelinsyenittene støtter denne tolkningen. Nefelinsyenitter og karbonatitter er nemlig nært knyttet til kontinentale rifter, noe vi bl.a. ser i den østafrikanske riftdalen. En annen tolkning er at inntrengningen av magma skjedde i forbindelse med egen fjellkjededannelse i Finnmark – den såkalte *Porsangerhalvøyhendelsen*. I øyeblikket må vi vente på mer data for å si noe sikkert om opprinnelsen til Seilandprovinsen.

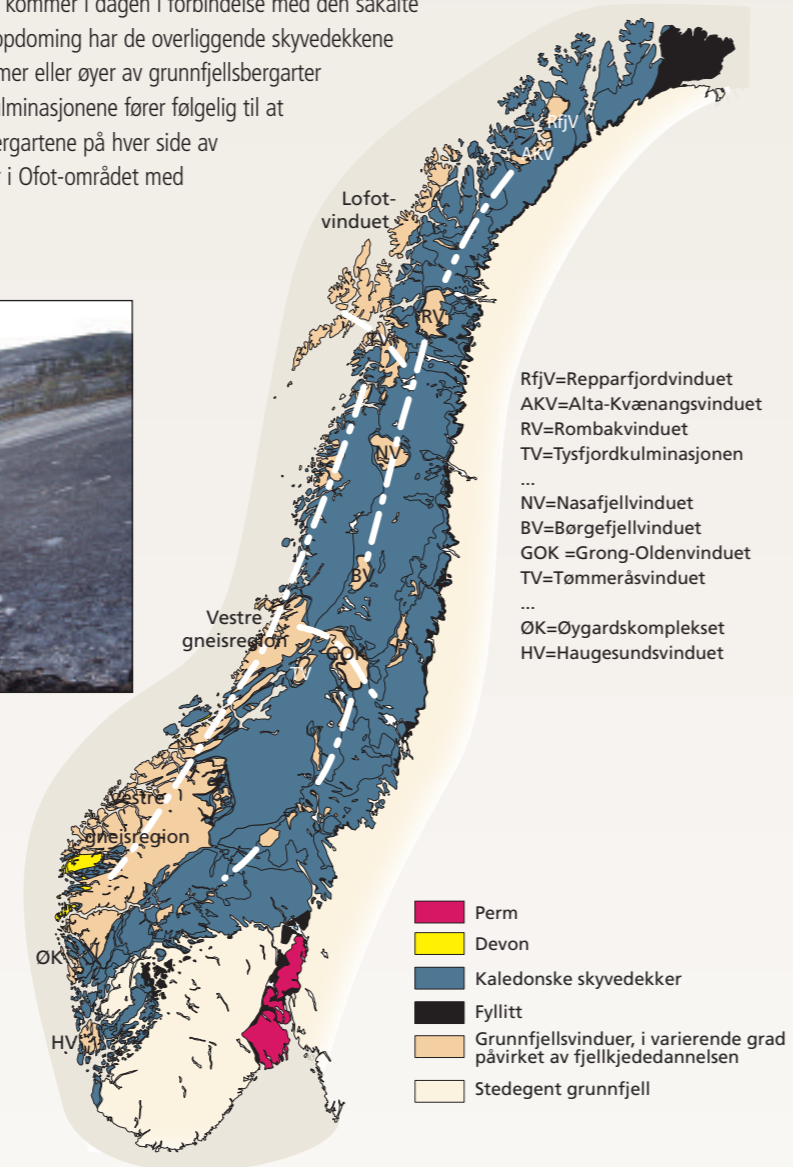
## FJELLKJEDENS VINDUER MOT UNDERLAGET

Fjellkjeden slutter relativt brått mot øst, langs en grense som i stor grad går øst for svenskegrensen, men som altså i Finnmark får norsk suverenitet. Vest for denne grensen overtar skyvedekkene. Likevel tar vi ikke farvel med grunnfjellet for godt idet vi beveger oss vestover og inn i de kaledonske skyvedekkene. Vi finner nemlig en rekke kulminasjoner eller domer som følger fjellkjedens nordøstlige retning. Og i disse domene kan vi kikke ned i grunnfjellet i det som kalles tektoniske vinduer. De kaledonske grunnfjellsvinduene ligger organisert langs to nesten parallelle soner – en østlig kulminasjon representert ved grunnfjellsvinduene relativt nær grensen til Sverige (Rombakvinduet, Tømmeråsvinduet m.fl.), og en vestlig representert ved de mer høymetamorf bergartene langs kysten fra Bergen til Troms (Lofoten, vestre gneisregion).

De store granittområdene med lite vegetasjon som man ser når man reiser over Saltfjellet og Bjørnfjell ved Narvik, hører til den østlige rekken av kulminasjoner. I tillegg til disse kulminasjonene, som følger grensen mot Sverige, har man to viktige kulminasjoner på tvers av fjellkjeden; én i Lofoten-Tysfjord-området og en annen i Grong-Olden-området. For eksempel representerer de fantastiske granitt-svæne man finner i Tysfjord-Hamarøy-området, inklusive Stetind, grunnfjellbergarter som kommer i dagen i forbindelse med den såkalte "Tysfjordkulminasjonen". På grunn av oppdoming har de overliggende skyvedekkene blitt fjernet ved erosjon. Resultatet er domer eller øyer av grunnfjellbergarter omgitt av kaledonske skifre og gneis. Kulminasjonene fører følgelig til at det mange steder er vanskelig å koble bergartene på hver side av domene, for eksempel bergarter man har i Ofot-området med bergarter man finner i Salten-området.



Granittsua i Tysfjord.



Den imponerende Šávču Canyon, med Altaelva i bunnen. Elva har gravd seg ned gjennom de undre skyvedekkene (undre allokton) og ned i Dividalsgruppen – de seinproterosoiske til kambriske avsetningene som Finnmarks skyvedekker gled over under fjellkjededannelsen. (Foto: Norsk Bildebyrå)



# Koraller og havbunn i Troms og det nordlige Nordland

I Troms og det nordlige Nordland er de underste dekkene som er så godt representert i Finnmark, nokså sjeldne. Til gjengjeld finner vi eksotiske terreng tilhørende øvre og øverste dekkserie – dekker som har blitt transportert mye lenger enn de fleste Finnmarksdekkene.

De mektige skyvedekkenene tilhørende undre og midtre dekkserie som er så vanlige i Finnmark, er også å finne i Troms (Målselvedekket og Kalakdekkekomplekset), men her er de ikke så tykke. De består av feltspatiske metasandsteiner og skifre som svarer til dem man finner i sparagmittdekkene lenger sør, og har sin opprinnelse i et avsetningsbasseng på en strukket kontinentalskorpe nordvest for der de ligger i dag. Over følger øvre dekkserie, deriblant Vaddas- og Kåfjord-dekkene (glimmerskifer, marmor, kvartsitt, amfibolitt), Nordmannvikdekket (granat-kyanitt-gneiser, mylonitter, sagvanditt) og Lyngendekket eller Lyngsfjelldekket (gabbro og metasedimenter). Den siste dekkenheten velger noen geologer å plassere i øverste dekkserie. Den øverste dekkenheten i Troms er imidlertid tradisjonelt kjent under navnet Tromsødekkekomplekset.

Bergartene som befinner seg i de eksotiske skyvedekkenene i Troms, vet vi verken alder på eller opprin-

nelse til. Men noe vet vi, ikke minst fordi det finnes noen karakteristiske fossilførende marmorenheter som kan følges fra Balsfjord-området i nord til Ofoten i sør, og enkelte nye aldersbestemmelser av viktige enheter. Et karakteristisk trekk for flere av de eksotiske terrengene er den store variasjonen i bergartstyper. Blant annet finner vi store områder med kalkstein/marmor og dolomitt i flere av skyvedekkenene, med kommersiell drift flere steder.

De eksotiske terrengene opptrer i ulike skyveflak, og graden av omvandling og deformasjon er ofte svært forskjellig fra et skyveflak til et annet. Det samme gjelder mengden og typene dypbergarter man finner i de ulike skyveflakene. I de seinere år har enkelte av disse dypbergartene blitt aldersbestemt ved hjelp av uran-bly-metoden, noe som har gjort det mulig å si noe mer konkret om utviklingshistorien til enkelte av de eksotiske terrengene. I og med at aldersbestemmelse av dypbergarter kun gir en *minimumsalder* for avsetningen av lagene de har trengt inn i, er det fortsatt stor usikkerhet omkring når lag-rekkene i de eksotiske dekkene ble avsatt.

## Fossiler

To steder i Troms-Ofot-området har man imidlertid funnet fossiler i de eksotiske dekkene. På fjellet like nordøst for Kåfjord (i Kåfjord-/Vaddas-dekkene) i Nord-Troms er det funnet koraller i de omdannede kalksteinene, og det samme er tilfellet i Lyngsfjelldekkets grafittrike marmor og dolomitt omkring Sagelvvatn i Balsfjord. Diagnostiske fossiler funnet ved Sagelvvatn er kjedekoraller, blant annet *Catenipora maxima* og *Catenipora distans*. Fossilene



er ikke spesielt godt bevart, og det kreves en våken feltgeolog for å gjenkjenne dem som spor etter kambrosilurisk dyreliv. Men fossilene er gode nok til at paleontologene kan anslå alderen til rundt 450 millioner år, dvs. seint i den ordoviciske eller tidlig i den siluriske tidsperioden. Selv om de fossilførende kalksteinene viser til omtrent samme avsetningsalder, opptrer de altså i to ulike skyveflak.

De fossilførende bergartene ved Sagelvvatn har gitt oss viktig informasjon når det gjelder å forstå de eksotiske terrengenes utvikling og opprinnelse i denne delen av fjellkjeden. Den fossilførende lagrekken utgjør en del av Balsfjordgruppen, en opptil 10 kilometer tykk sedimentpakke som ble avsatt i et basseng på toppen av en erodert rest av gammel havbunnskorpe (ofiolittfragment), nå representert ved Lyngsgabbroen. Balsfjordgruppen, som

består av lavgrads metamorfe sandsteiner, leirskifer (fyllitt), grønnsteiner, glimmerskifer, kalkstein, dolomitt samt flere nivåer med karakteristiske konglomerater, ligger diskordant over og vest for Lyngsgabbroen. Bollematerialet i konglomeratene består blant annet av grønnstein, som stammer fra den underliggende Lyngsgabbroen, samt marmor og kvartsitt fra lavereliggende dekker (Vaddasdekket og Målselvedekket?) og fra andre, ukjente øybuemiljøer.

## Kaledonidenes største ofiolittfragment

Lyngsgabbroen utgjør størstedelen av Lyngshalvøya og er det største påviste ofiolittfragmentet i de skandinaviske kaledonidene, men den viser på ingen måte et komplett snitt gjennom typisk havbunnskorpe slik vi kjenner fra spredningsrygger eller enkelte andre ofiolittkomplekser. Lyngsgabbroen inneholder derimot rester av minst to havbunnsfrag-

Lyngsalpene er bygd i gabbro fra det gamle Iapetushavet mellom Norge og Grønland. Lagdelingen ble til da gabbrosmelten krystalliserte, og er en veksling mellom plagioklas- og pyroksen/amfibolrike lag.

Balsfjordkonglomeratet – flattrykt og foldet.





På toppen av Tromsdalstind finnes eklogitt som ble til på rundt 80 kilometers dyp.

menter delt på langs av en stor, kanskje transform sidelengsforkastning. Forkastningen er kjennetegnet av omfattende skjærdeformasjon og at den inneholder av linseformige ultramafiske bergarter (serpentinit og pyroksenitt), i tillegg til en rekke både mafiske og felsiske intrusiver. Den kjemiske sammensetningen av Lyngsgabbroen er "boninitisk" for den østlige delen, noe som forteller at den ble dannet i nærheten av en underskyvningssone, mens den vestlige delen inneholder fragmenter av lagdelte gabbroer, gangkomplekser og overliggende putelava av den typen vi finner ved moderne spredningsrygger.

Det faktum at både Lyngsgabbroen og de diskordant overliggende, kalkrike sedimentene i Balsfjordgruppen kan følges mer eller mindre sammenhengende fra Balsfjord-området i nord til Ofotfjorden i sør, er viktig for regional korrelasjon av enhetene i øvre dekkserie. En del av de kalkrike bergartene som dominerer store deler av Troms og det nordlige Nordland kan være av overordovicisk alder. Det støttes av aldersbestemmelser som viser at ofiolittfragmentene som danner underlaget for de kalkrike bergartene i Balsfjord og Ofoten, er ca. 480 millioner år gamle. Men det finnes også eldre (seinproterozoiske) kalkrike bergarter i området, og de kan skilles ut ved karbon- og strontium-isotopanalyser.

### Lang utvikling

Observasjonene over demonstrerer et annet meget viktig poeng vedrørende den geologiske utvikling av øvre dekkseries eksotiske terrenger i Troms og nordlige Nordland, nemlig at de har gjennomgått en lang geologisk utvikling. Det at det finnes fossilførende, kalkrike bergarter på de dypere delene av gammel havbunn tyder på en betydelig tektonisk aktivitet etter at havbunnen ble dannet for ca. 479 millioner år siden, men før sedimentene ble dannet for ca. 450 millioner år siden. Den tektoniske aktiviteten må ha omfattet heving av havbunnen, erosjon og deretter innsynking og bassengdannelse.

Den øverste dekkserien i Troms representerer trolig et eksotisk fragment som kan stamme fra den delen av det laurentiske skjoldet som kolliderte med Baltika. Tromsødekkekomplekset opptrer i de ytre delene av Malangshalvøya og i områdene vest for en linje fra Ullsfjord til det sørlige Senja. Dekkekomplekset deles vanligvis i tre hoveddeler: underst mylonittiske gneiser, derover særegne amfibolittgneiser (Skattøragneis) og øverst kalkrike metasedimentære bergarter med innslag av blant annet eklogitter og ultramafiske bergarter. Eklogittene forteller at bergartene i øverste dekkserie ble dannet ved svært høyt trykk og på stort dyp i jordskorpa før de ble fraktet innover det baltiske skjoldområdet.

### Fra 80 kilometers dyp til toppen av Tromsdalstind

I Tromsø kan ikke unngå å legge merke til den 1238 meter høye Tromsdalstind med snøfonner som aldri forsvinner, og som rager høyt over byen. I tillegg til å være et velkjent landemerke og yndet turmål, representerer den en "geologisk godbit". Blant marmor og amfibolitt i øverste deler av Tromsødekkekomplekset finner man i skrånningene opp mot toppen av Tromsdalstind også rød- og grønnkornet eklogitt.

Eklogittene i Tromsødekkekomplekset opptrer som større eller mindre linser i grovkornete marmor, eller som mer sammenhengende lag i veksling med ulike typer gneiser. De linseformete kroppene med eklogitt antas å representere omdannede diabasganger som trengte inn i kalksteinslag før de ble presset ned på store skorpedyp under en tidlig fase i utviklingen av den kaledonske fjellkjeden. Den kjemiske sammensetning av granat- og pyroksenkornene man finner i eklogittene, tyder på at de ble dannet ved temperaturer på 725 °C og et trykk på 28 kilobar. Det tilsvarer et dyp i jordskorpa på ca. 70–80 kilometer.

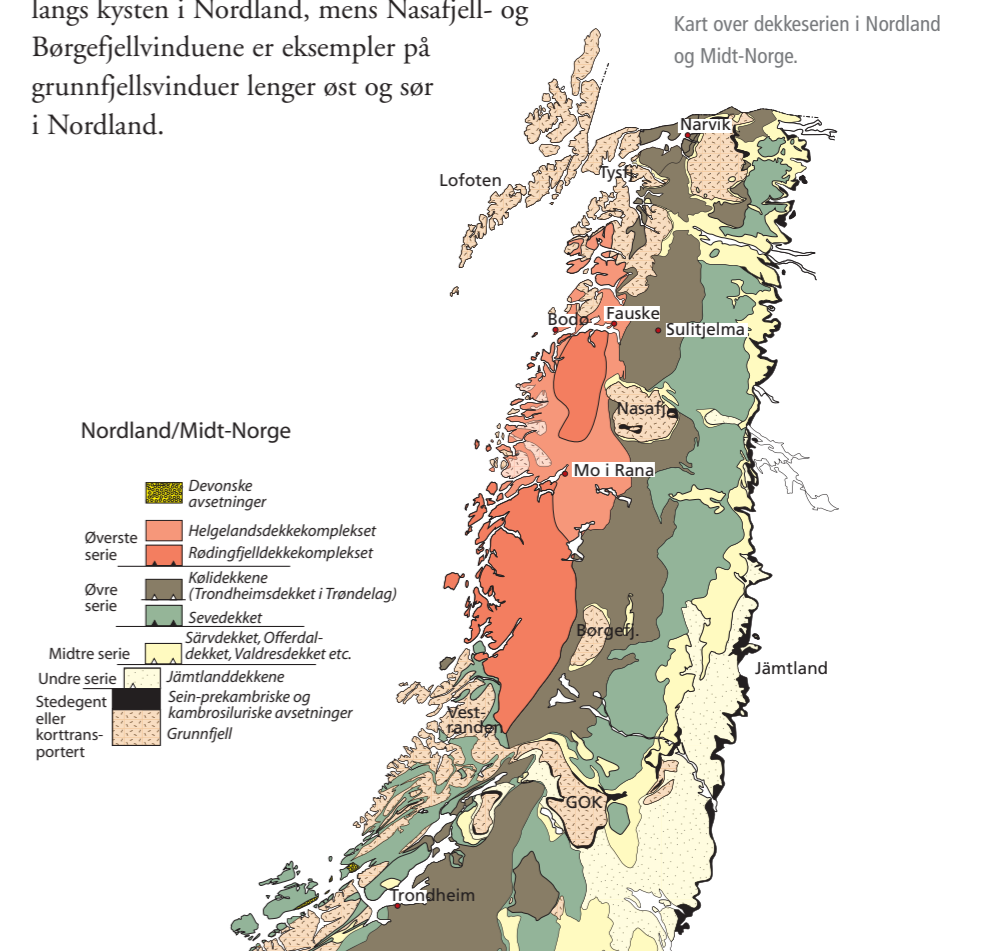
Aldersbestemmelser tyder på at eklogittene nådde sitt maksimale dyp for rundt 450 millioner år siden. Disse eklogittene er dermed eldre enn dem vi finner i grunnfjellet på Nordvestlandet (vestre gneisregion), og fra tiden før hovedkollisjonen mellom Laurentia og Baltika. Sammenligner man dannelsesalderen for eklogittene med avsetningsalderen (ca. 450 millioner år) på de underliggende fossilførende bergartene, er det klart at opprinnelsesområdet til de to enhetene må ha vært svært forskjellig. På denne bakgrunn har det derfor blitt spekulert i om de eklogittførende bergartene omkring toppen av Tromsdalstind representerer rester etter kollisjons- eller underskyvningssone med tilknytning til østranden av Laurentiaplatten. Disse restene må så under den seinere hovedkollisjonen og lukkingen av Iapetushavet ha blitt transportert østover over de lite omvandlete fossilførende bergartene de nå hviler på. Eklogittbergartene må uansett ha blitt brakt fra rundt 80 kilometers dyp til nær overflaten i løpet av 30 millioner år. Nøyaktig hvordan og hvor dette har skjedd, arbeider geologene med å avsløre.

På den nordlige delen av Tromsøya finner vi flere indikasjoner på at bergartene i området virkelig har vært nede på store dyp. Her finner man i den

såkalte Skattøragneisen mørke amfibolittiske bergarter gjennomsett av lyse plagioklasrike gangbergarter – anortosittganger som ble dannet ved oppsmelting av amfibolitten. Gjennom detaljerte felt- og laboratoriestudier av disse bergartene har geologene ved Universitetet i Tromsø vist at temperaturen må ha vært oppe i 900 °C for å kunne smelte denne bergarten, og at dette skjedde omtrent samtidig med at eklogittene ble til.

### Granittsvaene i Tysfjord

Langs E6 fra Narvik til Fauske kan en ikke unngå å legge merke til de karrige, men fantastiske granittsvaene som dominerer naturen og geologien i Tysfjord-Hamarøy-området. Granittene representerer rundt 1800 millioner år gamle grunnfjellsgranitter som i nord er en del av Lofoten-Tysfjordkulminasjonen. Granittene er på mange måter like de noe eldre mangerittiske dypbergartene man finner i Lofoten og Vesterålen, men er i tillegg presset sammen med overliggende skyvedekker i tette folder på et seint stadium i utviklingen av den kaledonske fjellkjeden. Andre kjente vinduer av prekambrisk granittgneis med tilsvarende bergarter og strukturer finner man i Heggmo fjell ved Bodø, Glomfjord, Svartisen, Høgtuva og Sjona sørover langs kysten i Nordland, mens Nasafjell- og Børgefjellvinduene er eksempler på grunnfjellsvinduer lenger øst og sør i Nordland.

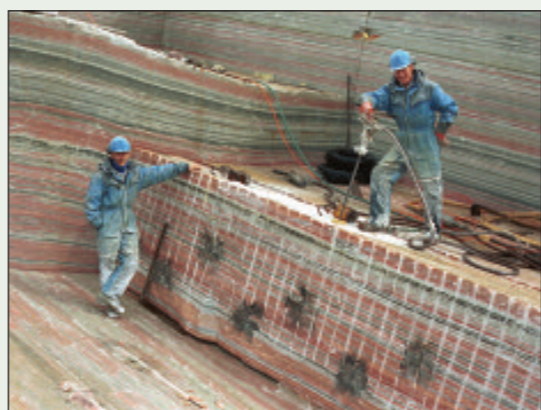
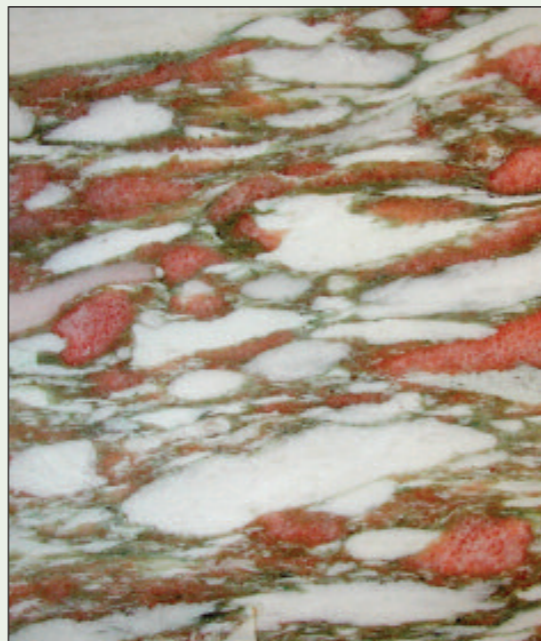


Kart over dekkserien i Nordland og Midt-Norge.

## FAUSKEMARMOREN

De store marmorforekomstene i Fauskedekket stammer fra kalkstein og konglomerat avsatt ytterst på en grunn karbonatplattform utenfor en drøyt 500 millioner år gammel kyst. På den tiden var vannet varmt, og det antas at Norge befant seg på langt sørligere breddegrader enn i dag. Kalkavleiringene ble seinere presset sammen, foldet og omdannet under innskyvingen av de kaledonske dekkene.

Fauskemarmoren er valgt ut som fylkesstein for Nordland, blant annet fordi Nordland er marmorfylket over alle. Bergarten har hatt og har fortsatt stor økonomisk verdi. Størst økonomisk betydning har bruddet ved Løvgavlen i Fauske hatt, blant annet med marmortypen Norwegian Rose. De mest kjente marmorvariantene består av en veksling mellom rød og rosa kalkspatmarmor og hvit dolomittmarmor, såkalt fargebåndet marmor, i tillegg til fargebåndet konglomeratisk marmor. Marmoren er spaltbar, og naturflaten som kommer fram etter spalting, har et helt spesielt fargespill. Dette har gjort fauskemoren unik i verdenssammenheng; det finnes så vidt vi vet, ikke noen lignende stein noe annet sted i hele verden. Marmoren tas ut som blokkstein for eksport, der man seinere sager og polerer plater for husfasader, gulv og vegger. Flere kjente bygg både i Norge og i andre land er utsmykket med fauskemarmor, blant annet Nidarosdomen, Oslo Rådhus, Oslo Tinghus og Oslo Lufthavn, Gardermoen. FN-bygningen i New York og keiserpalasset i Tokyo er også utsmykket med Norwegian Rose. En helt hvit variant av fauskemarmoren har også stor betydning som råstoff ved kalkbrenning, for cellulose og sementindustri.



## SEVE-KÖLI

Seve-Kölidekkene er et gammelt begrep i de skandinaviske kaledonidene. Det var den svenske geologen Törnebohm som introduserte begrepene på 1800-tallet. "Seve" var navnet han satte på kvartsittene og andre fossilfrie skifre og gneiser som dekker den kambrosiluriske lagpakken i forlandsområdet i Jämtland. Vulkanske og sedimentære lag over Sevebergartene kalte han Köligruppen. Nå brukes navnene om dekker både på norsk og svensk side for berggrunn som tilhører øvre dekkserie i fjellkjeden. Sevedekket inneholder store mengder kvartsitt, kvartsskifer og amfibolitt. Gneiser og migmatitter er også til stede. Sevedekket er antatt å representere en løsrevet og langtransportert distal del av en baltoskandiske kontinentranden. Dekket må ha vært dratt dypt nok ned til å ha gjennomgått amfibolitt- til granulittfacies metamorf grad. Eklogitter finnes også i Sevedekket. Disse eklogittene ser ut til å være eldre enn de som finnes i grunnfjellet, med aldre opp mot 500 millioner år. De forteller oss at en underskyvningssone var aktiv i lapetushavet allerede for 500 millioner år siden og kanskje også for rundt 450 millioner år siden.



Et karakteristisk trekk ved granittene i vinduene er at de definerer avlange til sirkelformete domer. Av den grunn trodde man tidligere at granittene var kaledonske størkningsbergarter som hadde trengt seg opp i jordskorpa som diapirer i forbindelse med den kaledonske fjellkjededannelsen. Nå vet vi at vinduene er prekambriske, og at de ble foldet i stor skala sammen med de overliggende dekkebergartene og delvis skjøvet sammen med disse inn over kontinentranden.

Ser man på granittsvaene isolert, utgjøres de av metertykke flak eller sjikt som nærmest er skrellet av granittens ytterside. Denne typen strukturer er karakteristisk for granitter og kalles eksfoliasjonsflater. Avskalling av granittflak skjer på grunn av spenningsoppbygning i en ekspanderende bergartskropp. Slike spenninger kan skyldes både avkjøling og trykkavlastning forbundet med nedsliping av terrenget etter den kaledonske fjellkjedens storhetstid. Granitter har også evne til å bevare spenninger fra den gangen de størknet eller oppholdt seg på store dyp. Når granittene når overflaten, slippes disse spenningsene fri, og granitten sprekker opp som en løk.

## Til topps i dekkepakken i Nordland

Mellom Tysfjord og Grong finner vi de høyeste skyvedekkene i fjellkjeden – øvre og øverste dekkserie. Lavere dekkeenheter må vi til Sverige for å finne, eller lenger sør eller nord i landet vårt. Nordlandsdekkene deles inn i tre hovedenheter; (1) Kölidekkene (øvre dekkserie) inklusive Gasakdekket og Fauskedekket, (2) Rödingsfjälldekkekomplekset (underste del av øverste dekkserie) og (3) Helgelandsdekkekomplekset (toppen av øverste dekkserie). Disse tre hovedenhetene, som alle er eksotiske eller fremmede i forhold til Baltika, skiller seg fra hverandre både med hensyn på bergartsalder og -type, og det er vanskelig å bestemme hvor de egentlig stammer fra. Likevel har vi nok kunnskap om de tre hovedenhetene til at vi kan si noe om det platetektoniske miljøet de ble dannet i.

*Kölidekkene*, som kommer inn på norsk side i den østlige delen av Nordland, domineres av omdannede basiske vulkanske og sedimentære bergarter, stedvis med store kopperforekomster som ved Sulitjelma. Kopperforekomster i tilsvarende dekkenivå finnes også i Grongfeltet lenger sør i Nordland. Det overliggende Gasakdekket inneholder store mengder

Granittiske bergarter i Rombakvinduet.



glimmerskifer og amfibolitt. *Fauskedekket* ligger som et belte mellom Gasakdekket og Rödingsfjälldekkekomplekset i sentrale deler av Nordland, og domineres av mektige kalkspat- og dolomittmarmor, glimmerskifer og lokalt tykke konglomerater. Her finner man også den verdenskjente Fauskemarmoren.

*Rödingsfjälldekkekomplekset* ligger over Fauske-, Gasak- og Kölidekkene i et belte fra Røssvatnet i sør til Fauske i nord og ligger nederst i øverste dekkserie. I vest antar man at dekkekomplekset ligger direkte på grunnfjellsunderlaget. I Rana-området er lagrekken delt inn i det overliggende Beiarndekket og derunder så mange som sju mindre skyvedekker. Beiarndekket består stort sett av granittiske gneiser, mens enhetene under er mest kjent for sine imponerende kalkspat- og dolomittmarmor. Dessuten forekommer glimmerskifer, som lokalt inneholder store forekomster av sedimentære jernmalmer, for eksempel i Rana-distriktet.

*Helgelandsdekkekomplekset* ligger helt øverst i dekkstabelen i den sørvestlige delen av Nordland og Nord-Trøndelag. Grensen mot Kölidekkene er forholdsvis lett å følge på østsiden av Korgfjellet til

Ranafjorden, mens avgrensningen mot grunnfjellsbergarter i vest er mer usikker. Dette skyldes at bergartene er nokså like. Hovedbergartene i Helgelandsdekkekomplekset er glimmergneiser og glimmerskifer, som er sterkere omdannet enn i enhetene under, i tillegg til store granittiske intrusivkropper (batolitter). Disse er av kaledonsk alder, til forskjell fra granittene i de prekambriske vinduene. Den høye andelen av dypbergarter er karakteristisk for Helgelandsdekkekomplekset. Dypbergartene er dominert av granitter og granodioritter, men også monzonitt, trondhemitt, tonalitt, dioritt og gabbro finnes. Fjellpartiet De sju søstre er skulpturert i granittiske bergarter i Helgelandsdekket.

Det er verd å merke seg at grensene mellom hoveddekkenehetene i Nordland overalt er definert som skyveforkastninger dannet under den kaledonske innskyvningen, men som det vil fremgå av neste kapittel, er grensene også påvirket av seinere ekstensjonstektonikk.

#### Koppergruvene i Sulitjelma

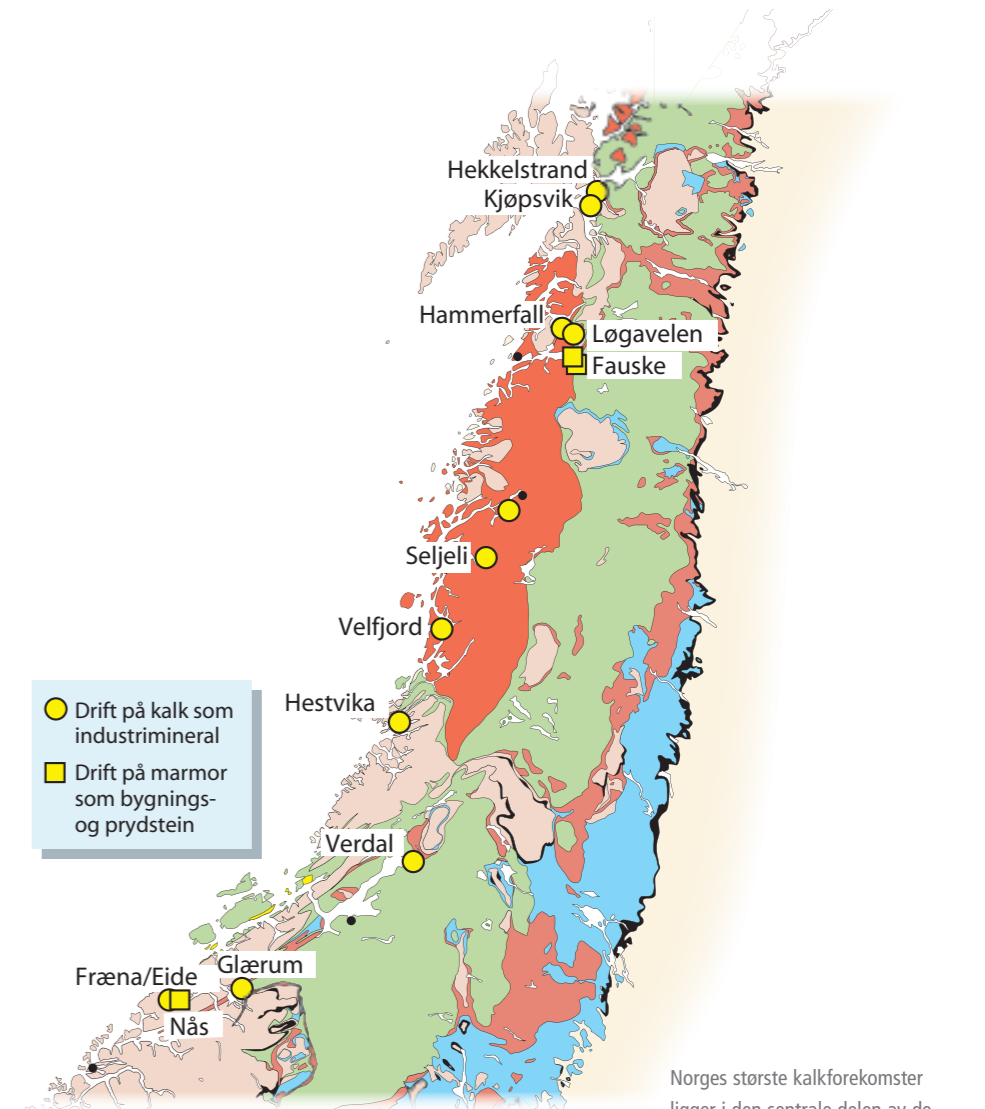
De største malmforekomstene i Sulitjelma ligger i kontaktsonen mellom Kölidekket og Gaskasdekket. Over en ca. sju kilometer lang strekning opptrer

malmene i en puteformet forekomst av amfibolitt (Sulitjelma-amfibolitten) og mørke skifre (Furulundskiferen). Denne delen av Kölidekket antas å være overfoldet slik at den nå ligger opp/ ned, med gabbro øverst (opprinnelig underst), deretter følger et kompleks med gabbrointrusjoner, grønnsteiner med putelava, og underst forskjellige mørke skifre. Denne oppbygningen ligner mye på dagens havbunnskorpe. Hvis Sulitjelmagabbroen representerer et fragment av gammel havbunnskorpe, en såkalt ofiolitt, kan man lettere forklare opptreden av de store malmforekomstene. I dag vet vi nemlig at metalliske malmer og sulfidløsninger ofte felles ut på havbunnen i og omkring midthavsryggen, det vil si der hvor havvannet varmes opp fra magmaet som strømmer til overflaten.

Malmene i Sulitjelma-området består av kopperkis, sinkblende, svovelkis og magnetkis i varierende mengde og forhold. I 1858 ble den første malmen påvist, og i løpet av få år ble prøvedrift satt i gang. Men først i 1891 ble drift satt i gang under det svenske selskapet Sulitelma aktiebolag. Like etter århundreskiftet hadde gruvedriften i Sulitjelma fått slike dimensjoner at Sulitelma A/B var landets nest største industribedrift og landets største bergverk hva antall ansatte angikk. På det meste var det nærmere 1750 ansatte i gruveselskapet (i 1913). Sulitjelma var blitt landets største produsent både av svovelkis og kopper. I 1933 ble Sulitelma A/B gjort om til det norske A/S Sulitjelma Gruber. Etter 50 års drift tilbakefalt retten til å drive gruvedrift i området til staten. Lave priser på kopper gjorde det vanskelig å finne nye interessenter, og etter hundre års drift ble gruvene nedlagt i 1991.

#### Jernmalmen i Mo/Storforshei

De store jernmalmforekomstene i Mo i Rana-området ligger i den undre delen av Rödingsfjälldekkekomplekset. Bare én gruve er for tiden i drift, nemlig Rana Gruber, som har vært drevet på jernmalmforekomstene i Dunderlands-dalen siden 1965. Forekomstene består av omdannede sedimentære lag av glimmerskifer og marmor med mye hematitt og magnetitt (opptil 33 % jerninnhold). Det finnes også forekomster av omdannede magnetittrike vulkanske bergarter med høyt fosforinnhold. Rana-distriktet er også rikt på forekomster av massiv svovelkis, sink og bly. De største forekomstene ble drevet av Mofjellet Gruber like sør for Mo i Rana fram til driftsstans i 1987.



Norges største kalkforekomster ligger i den sentrale delen av de norske kaledonidene. Kartet viser lokaliteter der det er aktiv drift på marmor, enten som bygningsstein eller til industriell bruk.



Kopper- og svovelkis fra Sulitjelma.

## SKIFER – ET NYTTIG RESULTAT AV FJELLKJEDEDANNELSEN

De kraftige bevegelsene under innskyvingen av dekkene førte til at vidt forskjellige bergarter, som sandstein og granitt, ble til skifer. Noen steder var forskifringen så intens at berggrunnen brakk naturlig opp i større og mindre skiferheller, som mennesker i gammel så vel som nyere tid har visst å gjøre seg nytte av.

Skifer finner en brukt bl.a. som takstein, gjerdestein, fortausbelegg, trappestein og gulv mange steder i landet. Det eldste skiferbruddet var trolig i Hardanger, og blir fortsatt drevet på utvalset, mylonittisk granitt-gneis.

På Oppdal, Voss, i Alta og en rekke andre steder er det derimot forskifret kvartsitt som er råstoffet.



I dag er Rana Gruber den eneste leverandør av jernmalm i Norge med en årlig kapasitet på ca. 1,4 millioner tonn jernmalmskonsentrat i form av magnetitt og hematitt. Av disse produktene går hematitt til stålproduksjon, magnetitt til pulvermetallurgi og til vann- og kullvasking, mens finpulverisert magnetitt brukes til pigmenter. Rana Gruber ble etablert som eget selskap i 1955, men full drift ble det ikke før i 1965. Råmalmen blir i dag utvunnet i dagbrudd på Storforshøi. Etter utbrytningen blir malmen fraktet med 110 tonn tunge dumpere til

knuseanlegget like ved. Her blir malmen lagret før den transporteres videre med tog til Rana Grubers oppredningsverk i Gullsmedvika ved Mo i Rana. Det antas at jernmalmen i Rödingsfjäldekket er dannet ved utfelling av jernholdige løsninger fra sedimentene der de ble avsatt. Siden forekomstene i stor grad opptrer i kvartsrike glimmerskifer og marmor, og ikke er tilknyttet ofiolittkomplekser, må dannelsen ha skjedd på nokså grunt vann, for eksempel nær en kontinentrand til det forhistoriske Iapetushavet.

Store deler av berggrunnen i Nordland og Troms har fått merke de voldsomme kreftene som virket i dypet under fjellkjededannelsen. Her ser vi en glimmergneis med granittiske lag dannet ved delvis oppsmelting i dypet. Siden ble granittlagene istykkerevet og bergarten forgneiset til det ugjenkjennelige. Fra øverste dekkserie på Kjerringøy, Nordland. (Foto: Samfoto)



# Fjellkjeden i sør

De kaledonske skyvedekkene i Nordland brytes tvært av ved Grong, der grunnfjellet danner en øst-vest-akse. I vest finner vi grunnfjellet i Vestranden – den nordlige forlengelsen av den vestre gneisregionen. I øst er grunnfjellet kjent som Grong-Oldenkulminasjonen. I tillegg kommer grunnfjellet opp i Tømmeråsvinduet, på sørsiden av Snåsavatnet.

Det er også et strukturelt brudd i det samme området. En markert nordøstlig bruddstruktur, Møre-Trøndelagsforkastningskomplekset, skjærer seg inn langs Trondheimsleia i retning Snåsa. Langs forkastningssonen står berglagene på høykant, i kontrast til mer flattliggende lag i de omliggende dekkeområdene. Det er mye vi ikke vet om denne sonens rolle under fjellkjededannelsen, men bl.a. størrelsen tyder på at den var en viktig deformasjonssone, med en betydelig komponent av sidelengsbevegelse.

Det er sør for Møre-Trøndelagsforkastningskomplekset at vi finner den bredest eksponerte delen av fjellkjeden (omlag 400 kilometer). Her finner vi overgangen fra nærmest upåvirkete avsetninger i fjellkjedens randsone til de dypst begravede bergartene i vest. Vi starter en tur gjennom den sørlige delen av fjellkjeden i Oslofeltet.

## Oslofeltets forlandsstrukturer

Vi kan takke innsynkningen av Oslofeltet i permtiden for at forlandsavsetningene, avsetningene i randområdene til fjellkjeden, er bevart. Her finner vi en komplett lagrekke fra de kambriske skifrene som ble avsatt på grunnfjellet, til avsetninger fra overgangen silur-devon.

Grunnfjellet er i Oslofeltet dekket av en 5–150 meter tykk lagrekke av seinproterozoisk til ordovicisk (llandvirn) alder. Den svake kambriske alunskiferen fungerte som et effektivt smøremiddel da sparagmittdekkene ble skjøvet sørøstover. En décollement eller såleforkastning ble etablert i alunskiferen helt fram til Oslo-/Asker-området. I de transporterte avsetningene over fikk en utviklet både folder og forkastninger. Klassiske sammenstuvingsstrukturer ble utviklet, hvor bergartsenheter er stablet og



Fyllittene i glidesonen mellom dekkepakken og grunnfjellet bærer sterkt preg av intens deformasjon.

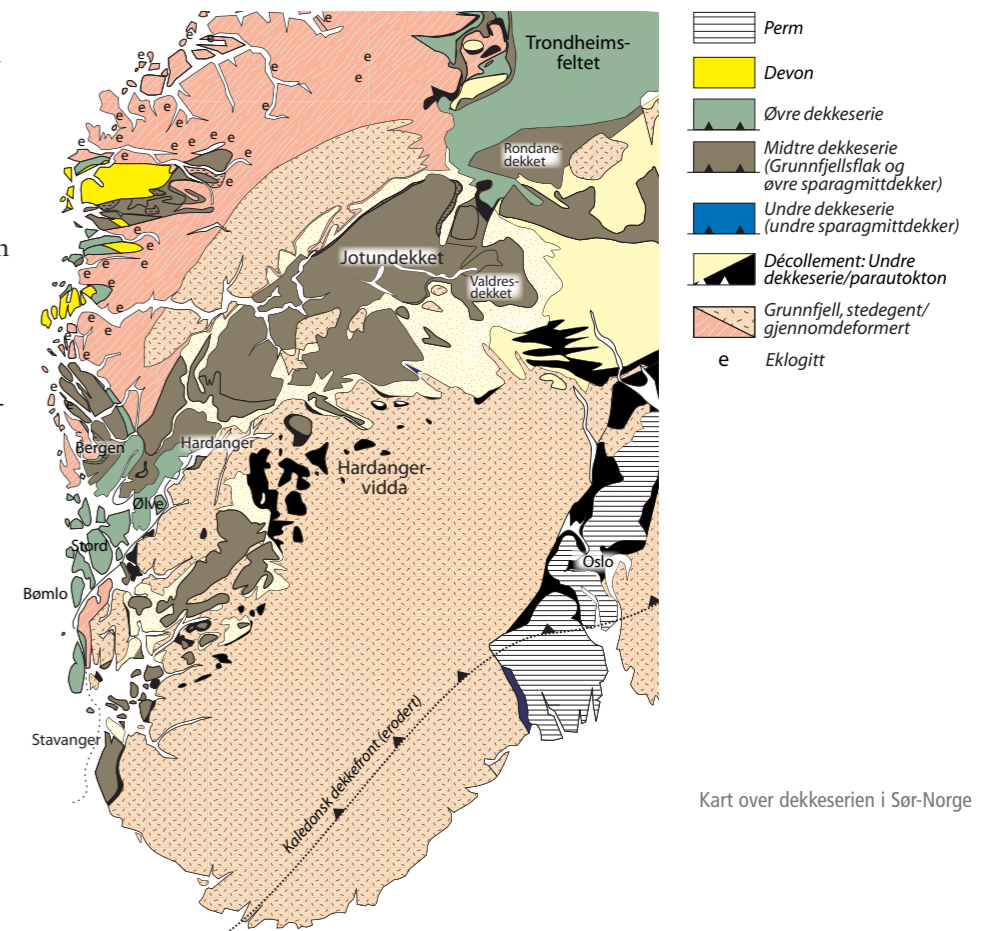
repetert mellom mer eller mindre horisontale gult og takforkastninger. Tilsvarende strukturer finner vi i Skottland på den laurentiske siden av fjellkjeden og i randsone til andre fjellkjeder.

## Décollementsonen (glidesonen)

Den basale såleforkastningen eller décollementsonen finner vi igjen over hele Sør-Norge. Dette har sammenheng med den store forskjellen mellom det solide grunnfjellet, de relativt sterke skyvedekkene og de atskillig svakere og lett deformerbare kambrosiluriske skiferavsetningene imellom. De glimmerrike og dels grafittrike skifrene virket som smøremiddel for skyvedekkene da de bevegde seg over grunnfjellet.

Da skyvedekkene bevegde seg over de vannholdige avsetningene, ble vannet ”fanget” mellom grunnfjellet og dekkene. Dette førte til et overtrykk i avsetningene; væsken i porerommene ble presset sammen uten at den kunne slippe ut. Overtrykk motvirker vekten av overdekkende bergartsmasser og er en forutsetning for at store dekker kan transporteres. Svært mye av skyvebevegelsen ble derfor konsentrert langs kambrosilurskifrene. Derfor er også mye av de opprinnelige sedimentære strukturerne og fossilene i décollementsonen ødelagt.

Primære strukturer og noen steder også fossiler er likevel funnet i décollementsonen så langt vest som ved Hårteigen og Finse. Fossilene finner vi bevart



Kart over dekkserien i Sør-Norge

Kaledonsk overskyvning og folding av ordoviciske lag nær Fornebu, dannet da skyvedekkene presset på fra nordvest.



like over grunnfjellet. Det samme gjelder konglomeratet og kvartsitten som ble avleiret oppå det subkambriske peneplanet. Vi finner dem mer eller mindre med avsetningskontakten bevart en rekke steder helt vest til Vestvidda og Hardanger-området.

### De undre sparagmittdekkene

De store massene av kvartsittdominerte avsetningsbergarter i Valdres-Mjøsa-Rondane-området har lenge vært gjenstand for diskusjon. For eksempel lurte en lenge på om Valdresparagmittene, som hviler på kambriske og ordoviciske avsetningsbergarter, er ordovicisk-silurisk eller seinprekambrisk. Det har også blitt diskutert om sparagmittlagrekene ble avsatt der vi finner dem i dag eller om de har blitt transportert som kaledonske skyvedekker.

I dag mener vi å vite at de seinprekambriske sparagmittlagene ligger stablet oppå hverandre i dekket der de underste regnes som undre dekkserie (Osen-Røa dekkekompleks og det overliggende Synnfjelldekket), mens de høyere dekkene tilhører midtre dekkserie (Valdres, Kvitvoladekket og Rondanedekket). I begge nivåene forekommer rester av grunnfjellet som sparagmittene en gang ble avsatt på, revet løs fra mer marginale deler av det førkaledonske baltiske skjoldet. Nøyaktig hvor langt de enkelte dekkene er transportert hersker det fortsatt usikkerhet om.

I sparagmittdekkene tilhørende undre dekkserie finner vi eksempler på grunnfjellsinnslag ved Femunden og øst for Rendalen. Det meste av dekkene består av feltspatførende sandsteiner, kvart-

sitter, konglomerater, kalksteiner og skifte av seinproterozoisk og kambrosilurisk alder. Den seinprekambriske delen av stratigrafien kan i liten grad korelleres. Mest trolig hadde vi atskilte sparagmittbassenger helt fram til den kambriske hevingen av havnivået. Av de horisontene som lettest lar seg korrelere, er Moelvtillitten, som er tolket som en rundt 650 millioner år gammel istidsavsetning, den kambriske kvartsitten (Ringsakerkvartsitten) og overliggende, fossilførende lag. Kartleggingen av den interne strukturen til disse undre sparagmittdekkene har vært mulig ved hjelp av kunnskap om denne stratigrafien.

Sparagmittdekkene viser klassiske tektoniske strukturer som ligner dem vi finner i Oslofeltets avsetninger. Dupleksstrukturer er fremtredende, og den best kjente er Aurdaldupleksen i Osen-Røa-dekket. Her er en lang rekke stratigrafiske enheter stablet delvis over og delvis etter hverandre slik at den opprinnelige lengden på lagrekken er blitt halvert. Tilsvarende eksempler finnes andre steder nær Mjøsa og i Østerdalen, og i Synnfjelldekket. Disse strukturene forteller oss at lagrekken ikke bare har blitt transportert over de stedegne enhetene og samtidig er overkjørt av overliggende enheter, men også at lagene i sparagmittdekkene er betydelig forkortet.

### Mer langtransporterte sparagmittdekker

Over de undre sparagmittdekkene finner vi lignende dekker som har kommet enda lenger vestfra. Både Valdresdekket og Kvitvoladekket er stratigrafisk, litologisk og strukturelt nært beslektet med de underliggende sparagmittdekkene. Grunnfjellsbergarter som opptrer i disse dekkene, består blant annet av anortositt og tilknyttete bergarter av typer som vi ikke finner igjen i grunnfjellet, men som er karakteristiske for Jotundekket. Det meste av dekkene er seinproterozoiske til ordoviciske avsetninger med flere kilometers stratigrafisk tykkelse. Disse omdannede avsetningene har stedvis bevart en opprinnelig avsetningskontakt med grunnfjellsbergarter i dekkene.

I disse avsetningsbergartene finner vi bergarter som svarer til Moelvtillitten og andre sekvenser i de lavere sparagmittdekkene. Konglomerater opptrer flere steder, og det mest kjente er kanskje Bygdinkonglomeratet, som ligger like under det mektige Jotundekket i Bygdin-området. Kvarts-

bollene i dette konglomeratet viser hvor sterk deformasjonen under Jotundekket var, og hvordan sparagmittene noen steder har opplevd en sterk strekking i nordvest-sørøstlig retning mens de andre steder har blitt sterkt flatttrykt. Den samme deformasjonen har også gitt større og mindre folder samt skifrihet og kløv som gjennomsetter bergartene og gjør at de flere steder spalter opp i skiferheller. En antar at disse øverste sparagmittdekkene er transportert rundt 300 kilometer i sørøstlig retning.

### Hardangervidda, Jotunheimen og Jotundekket

Både på Hardangervidda og i Jotunheimen finner vi den tredelingen som er så karakteristisk for denne delen av kaledonidene. Underst er grunnfjellet med det subkambriske peneplanet, øverst finner vi rester etter Jotundekket grunnfjellsbergarter, og imellom et relativt tynt, men kontinuerlig lag av fyllitt. Fyllitten er de omdannede restene etter leir- og slamavsetningene som ble avsatt over hele det baltiske skjoldet i kambrium. Stedegne avsetninger hviler flere steder direkte oppå grunnfjellet.

Jotundekket består i hovedsak av krystalline proterozoiske bergarter, med innslag av kvartsitt. De mest karakteristiske er mangerittiske og anortosittiske bergarter av den såkalte Bergen-Jotunstammen, som var navnet geologer som V.M. Goldschmidt og Carl Fredrik og Niels Henrik Kolderup brukte på disse karakteristiske omdannede størkningsbergartene. Slike bergarter finner vi ikke i grunnfjellet, verken i dette området eller i den vestre gneisregionen, noe som tyder på at dekket er transportert fra et sted vest for dagens kystlinje. Liksom tilsvarende bergarter i Bergensbuene har Jotundekket krystalline bergarter gjennomgått høy metamorfose (granulitt og amfibolittfacies) i forbindelse med den svekonorvegiske fjellkjededannelsen. Granitter av svekonorvegisk alder gjennomsetter deler av dekket og viser at Jotundekket internt er skjermet fra kaledonsk deformasjon. Den kaledonske deformasjonen har i stor grad foregått langs bunnen av Jotundekket, som er intenst deformert i en opp til flere hundre meter tykk såle.

Balansering av de underliggende sedimentene og rekonstruksjoner av situasjonen før fjellkjededannelsen viser at dekket er transportert mer enn 300 kilometer. Dette imponerende dekket er skjovet over sparagmittdekker i de sørøstlige delene, og har også skjovet sparagmittavsetningene foran seg under



Jotundekket inneholder den ofte hvite bergarten anortositt, som her i Nærøydalen på grensen mellom Hordaland og Sogn og Fjordane fylker.

Bølgeslagsmerker bevart i arkosen som ligger over det kambriske peneplanet eller grunnfjellsflaten ved Finse. I bakgrunnen de kaledonske skyvedekkene (Hardangerjøkulen).



## KVARTS

Kvarts med anaskrystaller er et av Hardangerviddas geologiske varemerker. Denne uvanlige sammenveksten opptrer relativt hyppig på Hardangervidda og er ettertraktet blant mineralsamlere. Det er imidlertid ulovlig å ta med prøver fra nasjonalparker og statsallmenninger.

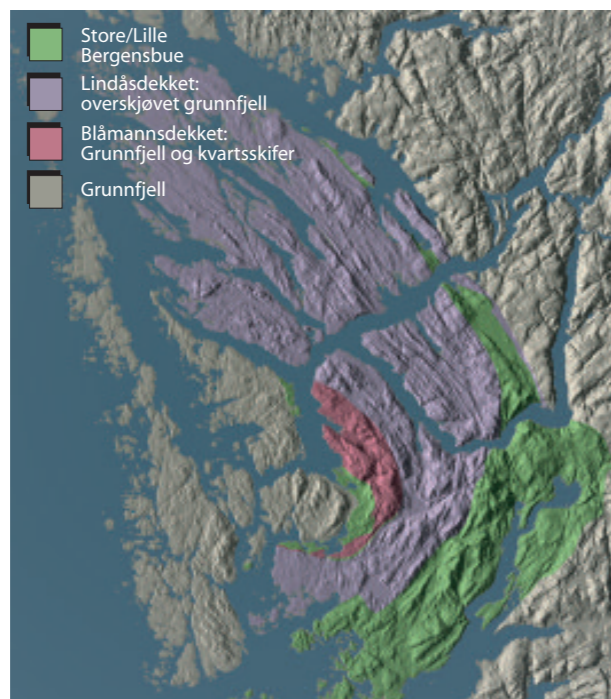


bergartene er dannet under den kaledonske fjellkjededannelsen. Dette funnet kan tyde på at Lindåsdekket på et tidlig stadium var på vei dypt ned i en under-skyvningssone, men så ble revet løs og innlemmet i dekkepakken under den videre utviklingen.

Sammen med Lindåsdekket finner vi Blåmannsdekket, som er tolket som et grunnfjellsdekke med en tilhørende yngre sedimentær sekvens. Sedimentene (Rundemansformasjonen) har stedvis bevart avsetningskontakt mot grunnfjellsgneisene og har blitt korrelert med sparagmittbergartene i forlandsområdet.

Store og Lille Bergensbue avgrensner disse dekkene mot henholdsvis øst og vest. Begge disse buene inneholder ofiolittiske bergarter og tilknyttete overflatebergarter typisk for øvre dekkserie.

Bergensbuene sett i fugleperspektiv. Buene fremstår både som en topografisk og litologisk struktur.



Utfordringen her er at Lindås- og Blåmannsdekkene hviler på øvre dekkserie. Det ser altså ut som om dekkestratigrafien er invertert i dette området.

Selve buestrukturen representerer også en utfordring for geologene. Flere modeller har blitt fremsatt for dannelsen. En modell går ut på at buestrukturen er dannet under en sein fase med folding under nord-sør-kontraksjon. En annen er at strukturen ble til som følge av plassproblemer under den postkaledonske ekstensionsbevegelsen langs den kurvede Bergensbueskjærsonen (se neste kapittel). Ingen av forklaringene virker fullgode, og det kan tenkes at strukturen er et resultat av flere prosesser.

### Särvdekkene: Svenskenes svar på sparagmittdekkene

Midtre dekkserie i Jämtland deles inn i to deler. Den underste delen består av bergarter av sparagmitt-typen og deres proterozoiske grunnfjellsunderlag. Den øverste delen består også av sparagmittbergarter, blant annet med tillitter, men er gjennomført av dolerittganger. Gangene har en geokjemisk sammensetning som dels tyder på at de er av midtoseanisk type og dels av mer alkalisk karakter. De fleste antar at disse gangene ble dannet under riftingen av kontinentet før det protoatlantiske Iapetushavet ble dannet. Särvdekkene blir tynnere mot vest, men finnes i randsonen omkring de norske grunnfjellsvinduene som Tømmeråsvinduet (Leksdalsdekket), Grong-Olden-kulminasjonen og lenger sørvest i Oppdal-Trollheimsområdet (Risbergsdekket og Sætradekket). Meta-sandsteiner med dolerittganger som kan korreleres med Särvdekkene, finnes også lenger vest, som på vest-siden av Orkangerfjorden og langs Surnadalsynklinalen.

### Det grønne Trondheimsfeltet

Trondheimsdekket er det lange navnet på de grønne, overskjøvne bergartene i Trondheimsfeltet som kan jevnføres med Kølidedekken. Disse bergartene ble relativt grundig utredet allerede fra midten av 1800-tallet av geologer som Keilhau, Kjerulf og Törnebohm. Pionergeologene påviste tidlig at Trondheimsdekkets bergarter hviler i en depresjon eller et åpent trau som strekker seg nordøst-sørvest langs de sentrale deler av Trøndelag. I sentrum ligger omdannede kambriske eller eldre sedimenter, grønnsteiner og gneisbergarter tilhørende Guladekket. Disse bergartene kan være løsrevet fra kontinentranden før kollisjonen, eller

representere et såkalt mikrokontinent i Iapetus-havet. På hver side av Guladekket ligger flere kilometer tykke serier med vulkanske bergarter (Støren- og Fjellsjøgruppene) som er dekket av sedimentære og vulkanske bergarter som trolig er fra ordovicium eller silur. Størengruppen utgjør hovedbestanddelen av Størendekket, som tolkes som ett stykke løsrevet havbunnskorpe. Mens Størengruppen består av flere kilometer med putelava og gangbergarter sammen med tynne chert- og fyllittlag, finner vi også gabbro og gangkomplekser ellers i Størendekket. Ofiolittfragmenter finner vi ved Vassfjellet, i Bymarka, på Løkken og ved Resfjell, med aldre rundt 485–480 millioner år. Størendekket ofiolittiske karakter tyder på en viktig tektonisk kontakt (skyvesone) mot det underliggende Guladekket.

En serie avsetninger hviler på Størengruppens ofiolittiske deformerte bergarter. De ble avsatt etter at ofiolitten ble deformert, omdannet, hevet og dypt erodert. Theodor Vogt kalte denne diskordansen for "Trondheim disturbance", nå kjent som den trondheimske fase av den kaledonske fjellkjededannelsen. Disse avsetningene er kjent som Undre Hovinggruppen og varierer fra grunnmarine sandsteiner og andesitter, kalkstein, mørke skifre, turbidittavsetninger, og til og med tykke grønnsteinsenheter, gangkomplekser og gabbro. Kalksteinene inneholder fossiler av arenig og llandvirn alder, men faunaen er stort sett av nordamerikansk type. Videre følger øvre Hovinggruppens konglomerater og gråvakter etterfulgt av Horggruppens avsetninger.

Rørosdekket er et mindre dekkekompleks i øvre dekkserie (del av Kølidedekken). Her finner vi malmforekomstene som tidlig plasserte Røros på det europeiske kartet som gruvesamfunn.

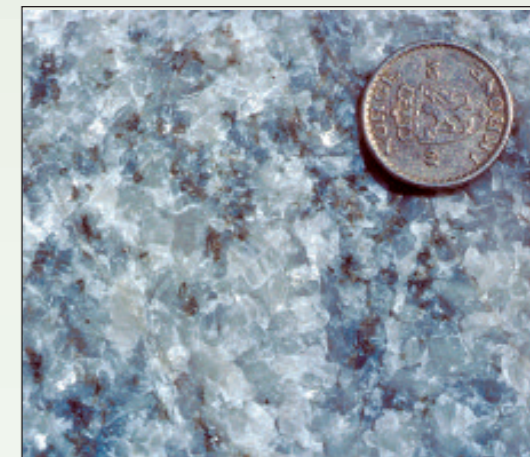
### Den vestre gneisregionen

De sørnorske kaledonidene er spesielle ved at et stort grunnfjellsområde er eksponert fra Bergensbuene i sør til Helgelandsdekket i nord. I øst er det avgrenset av kaledonske skyvedekker. Dette området er kjent under navnet den vestre gneisregionen og har gjennomgått mye mer kaledonsk maltraktering og omdanning enn grunnfjellet lenger øst.

Graden av kaledonsk påvirkning i denne regionen har vært diskutert i lang tid, men de fleste betrakter nå området som en del av Baltikas grunnfjell som

## ANORTOSITT – ET NYTTIG STEINSLAG

I Gudvangen-Mjølfjellområdet brytes anortositt i større mengder. Anortositt, som overveiende består av plagioklasfelsespat, har mange mulige bruksområder. I tillegg til mer vanlig bruk som hagegrus og veipukk (for å få lyst veidekke) brukes det bl.a. som slipemiddel i vaskepulver og tannpasta, ved rensing av avløps- og drikkevann og til produksjon av ildfast materiale i smelteovner. Dessuten kan det brukes ved produksjon av mineralull, i keramikk- og porselensindustrien og som belegg på industrigulv. Anortositt er dessuten usedvanlig rikt på aluminium, med over 30%  $Al_2O_3$ . Som prof. Goldschmidt konstaterte allerede i 1917, skulle mengden og kvaliteten på anortositt i Sogn gi muligheter for aluminiumsproduksjon i fremtiden.



ble involvert i den kaledonske fjellkjededannelsen. Generelt er den vestre gneisregionen mer påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen enn den østlige. I øst, f.eks. i Oppdalsområdet, finner en lokalt basalkvartsitt eller konglomerat med avleiringskontakten bevart. I vest er kontakten med overliggende avsetningsbergarter tektonisk. Strukturelt danner regionen en stor, avlang domstruktur som i stor grad er et resultat av etterkaledonsk ekstension.

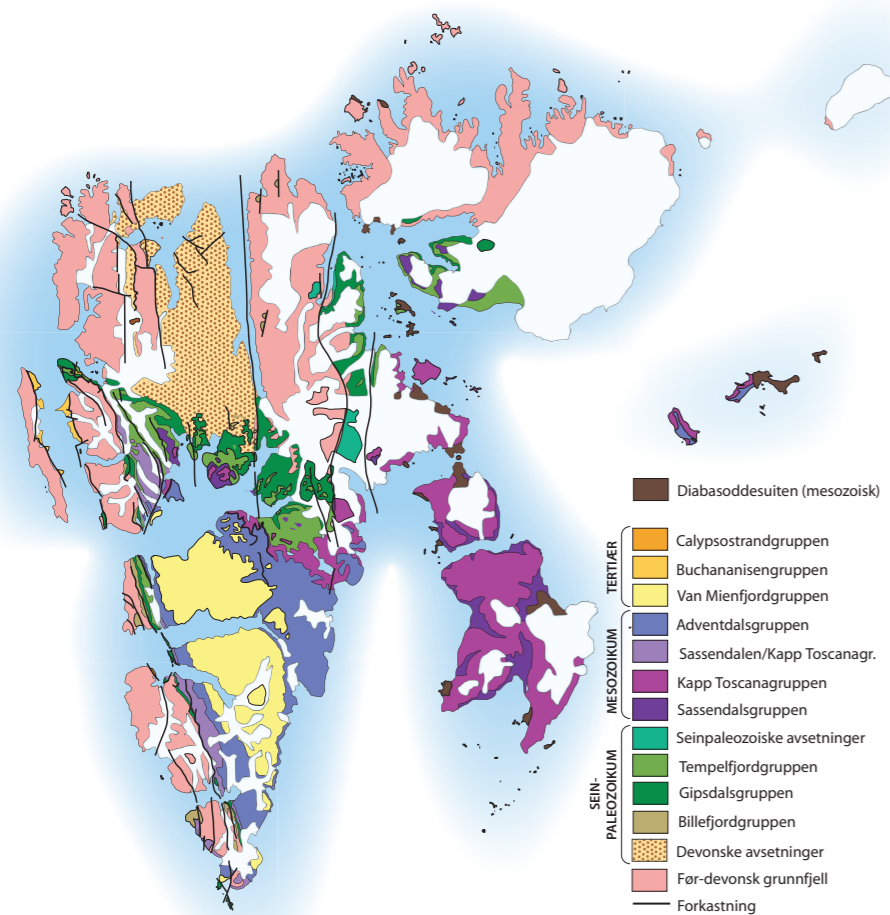
Sognefjorden gir oss et usedvanlig godt profil gjennom hele den vestre gneisregionen. Studier av dette profilet viser at vi har en sone under dekkebergartene i øst som er mylonittisert og foldet. Men en skal ikke så langt ned i gneisregionen før de kaledonske strukturene forsvinner. I et ganske stort, sentralt område synes proterozoiske strukturer å dominere fullstendig. Mot vest blir den kaledonske deformasjonen igjen mer fremtredende, til den fullstendig overskygger de tidligere strukturene. Her finner vi også en rekke forekomster av eklogitt som viser siluriske og devonske isotopaldre.

Eklogitter finner vi også i de mer sentrale områdene av vestre gneisregion, men sammensetningene av mineraler viser at både trykk og temperatur økte mot nordvest. Helt i nord, ved Roan, finner vi granulitter som den eldste komponenten i den kaledonske utviklingen av dette gneisområdet.



# Kaledonidene på Svalbard

Svalbards geologi er å betrakte som et vindu ned i Barentshavets lagrekke. Åpningen av Atlanterhavet, med etterfølgende heving og erosjon i tertiær tid, gjør at man i dag ikke bare har blottlagt den øverste delen av jordskorpa med relativt flattliggende sedimentære avsetninger på Svalbard. Også rester av de underliggende sterkt deformerte og omvandlete bergartene er blottet i de nordlige og vestlige deler av øygruppen.



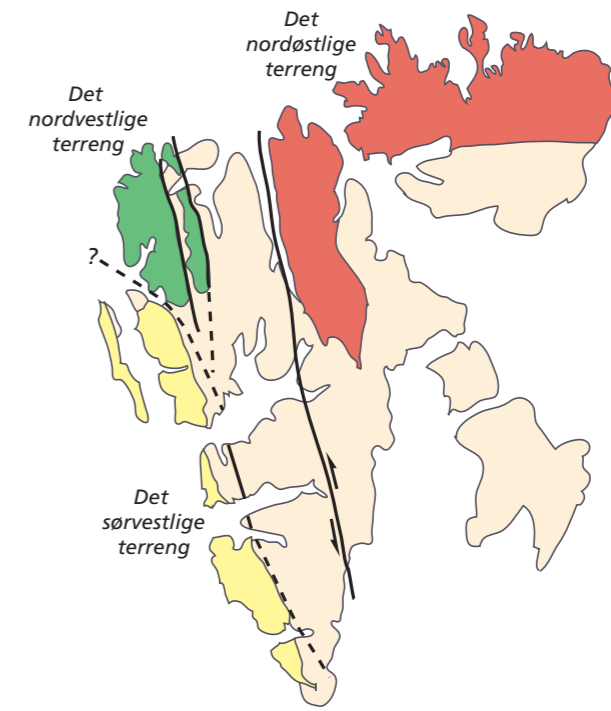
De før-devonske bergartene på Svalbard har i tidligere beskrivelser ofte blitt gruppert sammen under betegnelsen *Hecla Hoek*. Deformasjonen og metamorfosen de har gjennomgått, har blitt knyttet til utviklingen av den kaledonske fjellkjede. Opptreden av fossiler fra jordas oldtid, samt godt bevarte avsetninger som vitner om perioder med global nedising i den øvre del av ”lagrekken” på

Svalbard, gjorde at man fram til ganske nylig antok at hele Hecla Hoek-komplekset representerte avsetninger fra slutten av prekambrium og begynnelsen av paleozoikum. Gjennom ulike modeller har man forsøkt å knytte de kaledonske bergartene på Svalbard til kaledonidene på hver side av Atlanteren. Dagens data tyder på at Svalbards kaledonske bergarter for det meste er knyttet til Grønlands kaledonider, men detaljene er fortsatt uklare. I lys av nye aldersbestemmelser (uran-bly) er det klart at en god del av de før-devonske avsetningene man finner på Svalbard har vært igjennom en lang og kompleks geologisk utvikling som omfatter prekambrisk så vel som kaledonsk magmatisme og fjellkjedefolding.

De eldste og mest omdannede bergartene finnes langs vestkysten og nordkysten av Svalbard. Tilsvarende bergarter finnes på de sentrale delene av Spitsbergen, under 2–4 kilometer med tilnærmet flattliggende avsetningbergarter, hovedsakelig fra jordas mellomalder og nytid. Årsaken til at de eldste og mest omdannede bergartene primært finnes langs vestkysten av Spitsbergen, er en 40 millioner år gammel opp-pressing da Barentshavet med Svalbard bevegte seg sørøstover i forhold til Nordøst-Grønland. I deformasjonssonen mellom Grønland og Barentshavet ble bergartene fra jordas urtid og tidlig oldtid presset opp slik at vi fikk dannet en minifjellkjede. Opptreden av før-devonske bergarter langs nordkysten av Spitsbergen og på Nordaustlandet skyldes en generell heving av jordskorpa, muligens knyttet til en polar oppdøming før Polbassenget ble dannet.

## Tre byggeklosser

På grunn av store forskjeller i bergartstype, strukturell utvikling og termal-historie, kombinert med opptreden av flere nord-sør-orienterte, regionalt utbredte forkastningssoner med lange og komplekse deformasjonshistorier, foreslo den britiske geologen W. Brian Harland på slutten av 1960-tallet at de før-devonske bergartene på Svalbard tilhører tre forskjellige blokker eller skorpefragmenter som ble brakt sammen i ettersilurisk tid. På bakgrunn av blokkenes geografiske opptreden innenfor Svalbard har de blitt betegnet som henholdsvis det *nordøstlige*, det *nordvestlige* og det *sørvestlige* terrenget. Alle de tre terrengene eller blokkene er i større eller mindre grad påvirket av den kaledonske fjellkjedefolding. Men vi finner ikke igjen den forholdsvis konsistente dekkeoppbygningen fra det norske fastlandet. Det er faktisk lite som tyder på at de har noe direkte med de skandinaviske kaledonidene å gjøre. Derimot viser undersøkelser av bergartenes fossilinnhold, kjemiske sammensetning, alderen på omvandlingen og størkningsalderen på granittintrusjoner at Svalbard har mye til felles med den



Svalbards tre terrenger av kaledonsk deformerte bergarter. Inndelingen er basert på forskjeller og likheter i både bergartstype og strukturell utvikling.

Det er med andre ord mye som tyder på at Norge har suvereniteten over et stykke av fjellkjeden som egentlig

UNDER: Kaledonsk, liggende fold i marmor, glimmerskifer og amfibolitt; Sigurdfjellet, nordre Spitsbergen. I bakgrunnen devonske røde sandsteiner, avgrenset mot grunnfjellet av en stor forkastning (Breibogeforkastningen).



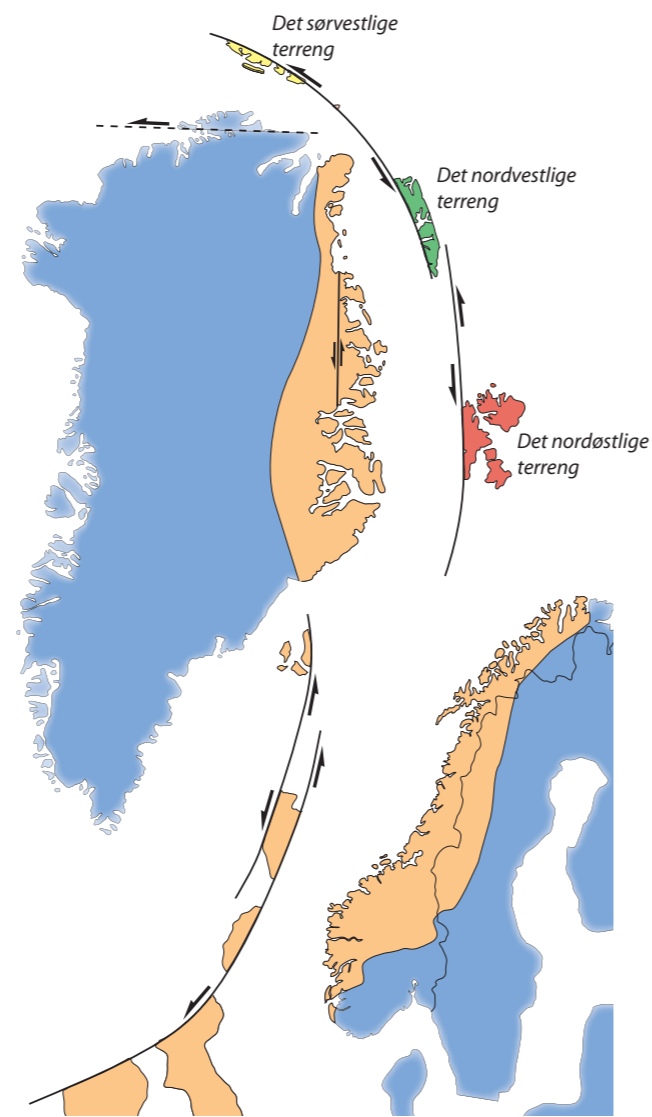
Harlands terrengmodell for Svalbard, der enorme sidelengsbevegelser forklarer geologiske forskjeller på tvers av betydelige lineamenter. Her er Svalbards tre terrenger skjematisk tilbakeført til posisjonen ved begynnelsen av silur-tiden, slik Harland tenkte seg det.

hører hjemme på den nordamerikanske (laurentiske) siden av kollisjonssonen.

### Det nordøstlige terrenget – et stykke Øst-Grønland

Selv om Nordaustlandet er dekket av store breer, er de bergartene som dukker fram langs kysten svært interessante. Blant annet har de nye aldersbestemmelsene fra området vist at man for ca. 1200–950 millioner år siden hadde et avsetningsbasseng hvor lavaer strømmet ut, slik at man finner en veksling av sedimentære (1150–1000 millioner år siden) og vulkanske (ca. 960 millioner år) bergarter. Like etter avsetningen ble de gjennomvasket av ulike størkningsbergarter (ca. 950 millioner år siden). Deretter fulgte en periode med folding, heving og erosjon, før man igjen fikk avsatt de vel bevarte Hecla Hoekbergartene med sine verdenskjente ca. 630 millioner år gamle istidsavsetninger raskt etterfulgt av kalksteinsavsetninger. Den tilsynelatende raske klimaendringen som disse og tilsvarende avsetninger andre steder på kloden representerer, har ført til at enkelte forskere har foreslått at jorda i en kort periode var fullstendig nediset ("Snowball Earth"), og at det ikke er noen tilfeldighet at denne hendelsen faller sammen med en oksygenrik atmosfære og oppblomstring av liv som vi finner spor av i form av store fossiler. De tykke lagene med uomvandlete marine kalksteiner har dessuten blitt benyttet til å få informasjon om havvannets sammensetning omtrent på den tiden da de første makrofossilene begynte å opptre i sedimentære avsetninger.

Lag av marine kalksteiner direkte oppå istidsavsetninger er ikke bare en indikasjon på et raskt klimaskifte, men representerer også et meget godt spor i forsøket på avsløre opprinnelsen til det nordøstlige terrenget. Det samme gjør forekomstene av særegne fossiler (trilobitter) i omdannede leirskifre i Ny-Friesland-området. Hvor finner man så tilsvarende bergarter og fossiler? Jo, langs kysten av Nordøst-Grønland og på det nordamerikanske kontinentet! Mye tyder dermed på at selv det østlige Svalbard kan ha blitt revet løs fra Nordøst-Grønland i forbindelse med kollisjonen mellom Laurentia og Baltica for ca. 430 millioner år siden. En slik forklaring støttes av et annet fellestrekk, nemlig at det finnes rundt 420 millioner år gamle udeformerte granitter som kan ha blitt dannet i nærheten av øybuer. Svalbards høyeste fjell, nunataken Newtontoppen (1717 meter) på Ny-Friesland utgjøres av en slik granitt.



### Det nordvestlige terrenget – en gjest fra den dype skorpa

Hva er så spennende med det nordvestlige terrenget? Jo, det inneholder blant annet rift-tilknyttete (seinprekambriske) diabasganger som kutter det prekambriske underlaget som er dominert av gneiser og migmatitter. Dessuten opptrer et stort antall kaledonske granitter. Nordøst for Raudfjorden opptrer lokalt mylonitter, mafiske og ultramafiske bergarter i smale skjærsoner dannet i dypere deler av skorpa. Det er også funnet indikasjoner på at diabasgangene er blitt eklogittisert i lignende skjærsoner før de ble brakt til overflaten og sammen med gneisene utgjorde underlaget for devonavsetningene i den nordlige delen av Svalbard.

### Det sørvestlige terrenget – rester av en gammel plategrense

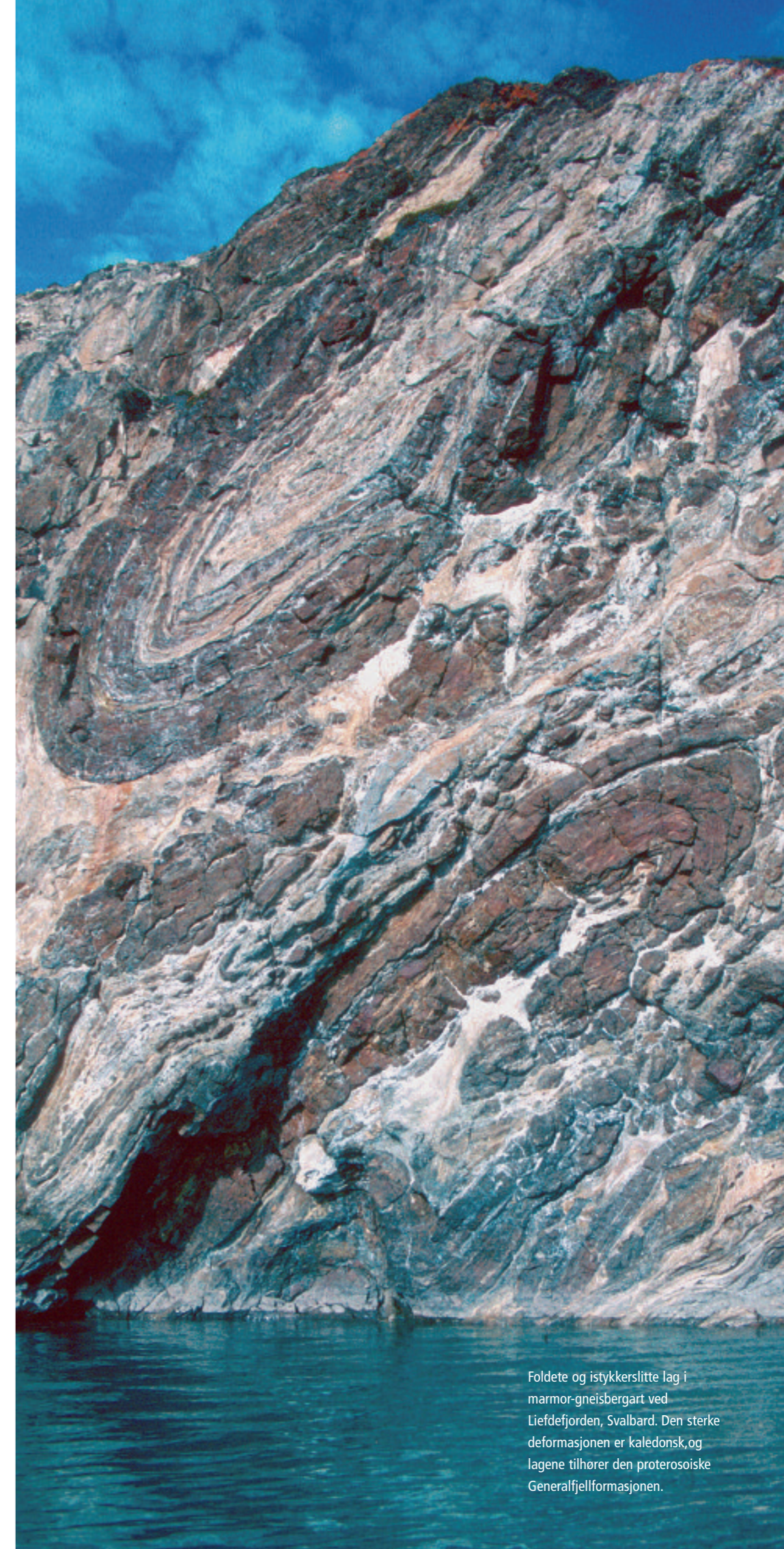
Det sørvestlige terrenget er mer sammensatt. Det mest interessante er at den nordlige delen – i tillegg til seinprekambriske sedimentære bergarter – består av en 2–5 kilometer bred og minst 50 kilometer

lang sone med eklogitter, serpentinitter og blåskifre, samt omdannede oseaniske karbonatbergarter (flysch). Slike bergarter er typiske for subduksjonssoner. Motalafjellet sør for St. Jonsfjorden er den mest kjente lokaliteten for slike bergarter. Lignende bergarter og skjærsoner finnes også i Wedel Jarlsberg Land og Hornsund-Sørkapp-områdene. Bergartene opptrer i skyvedekker som er atskilt av større skyveforkastninger og skjærsoner. Radiometriske aldersbestemmelser av størkningsbergarter i skjærsonene antyder midtordovicisk (tidligkaledonsk) alder på subduksjonen, mens karbonatbergartene er deformert i midtsilurisk (seinkaledonsk) tid.

Hvordan kan vi forklare en subduksjonssone med rester av bergarter fra et verdenshav i mellom to så like kontinentale fragmenter, begge med istidsavleiringer og kalksteiner med fossiler av nordamerikansk type?

En mulig forklaring er at et opprinnelig kontinent delte seg langs en rift som utviklet seg til et havbasseng som siden lukket seg ved subduksjon. En annen er at kontinentet ble delt opp i blokker som beveget seg sidelengs i forhold til hverandre nær den antatte subduksjonssonen. Denne muligheten ligger til grunn for Harlands terrengmodell, der man regner med en sidelengsforskyvning på rundt 1000 kilometer. En tredje mulighet er at bergartene på Svalbard representerer fortsettelsen av kaledonidene på Nordøst-Grønland, som nå stryker rett ut i havet, men at denne delen senere ble revet i stykker ved sidelengsforkastninger i devonsk tid. Som nevnt innledningsvis er rekonstruksjonen og forståelsen av hva som skjedde under den kaledonske fjellkjededannelsen et puslespill med manglende biter. Flere biter vil sikkert dukke opp, men om vi ender med en enhetlig, akseptert modell, vil tiden vise.

Uansett modell er det klart at utviklingen av fjellkjeden hadde et annet forløp på Svalbard enn på det norske fastlandet. Men også på Svalbard døde fjellkjedeprosessene ut et stykke inn i devontiden. Med dette ble en meget viktig periode i Norges og Svalbards geologiske historie avsluttet.



Foldete og istykkerslitte lag i marmor-gneisbergart ved Liefdefjorden, Svalbard. Den sterke deformasjonen er kaledonsk, og lagene tilhører den proterosoiske Generalfjellformasjonen.