

KAPITTEL 7

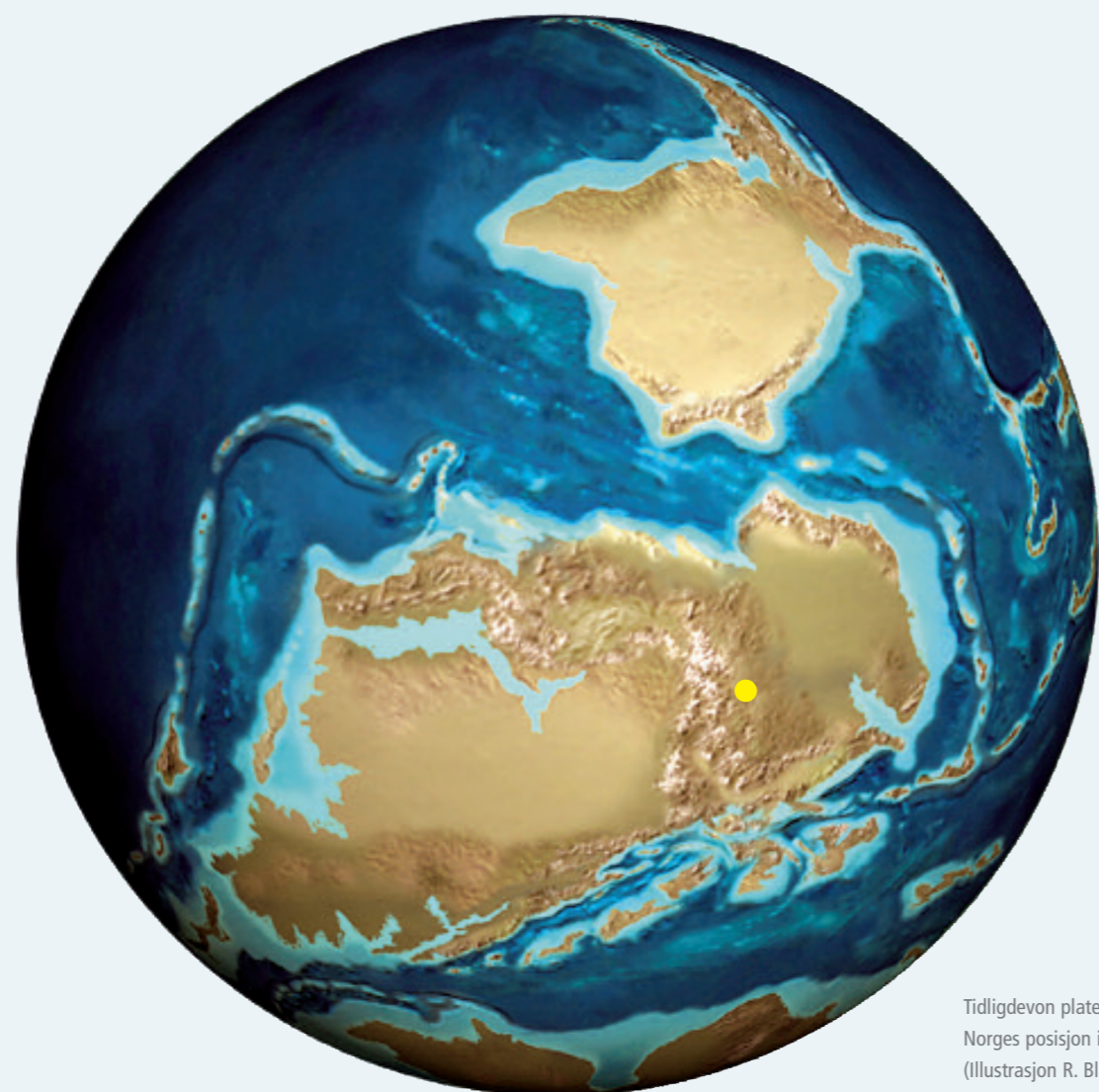
HAAKON FOSSEN
WINFRIED DALLMAN
TORGEIR B. ANDERSEN

Fjellkjeden går til grunne

KALEDONIDENE BRYTES NED; 405–359 MILLIONER ÅR



Ingenting varer evig, heller ikke fjellkjeder. Så lenge kontinentene kolliderer og fjellmassene presses opp, holdes fjellene ved like. Men når kreftene svinner hen, får vind og vær fritt spillerom. Da oppfylles Skriftens ord om at "hvert fjell og hver haug skal jevnes. Bakket land skal bli til slette og kollene til flat mark". Slik var det også med den kaledonske fjellkjeden. Etter at kollisjonen med Grønland var over tidlig i devon, ble fjellkjeden angrepet på to fronter. Mens vær og vind angrep fjellkjeden på overflaten, bygde det seg opp krefter i dypet som slet og strakk i jordskorpa. Den mektige kaledonske fjellkjedens storhetstid var over.



Tidligdevon platerekonstruksjon.
Norges posisjon i gult.
(Illustrasjon R. Blakey)

NEDBRYTINGEN AV FJELLKJEDEN

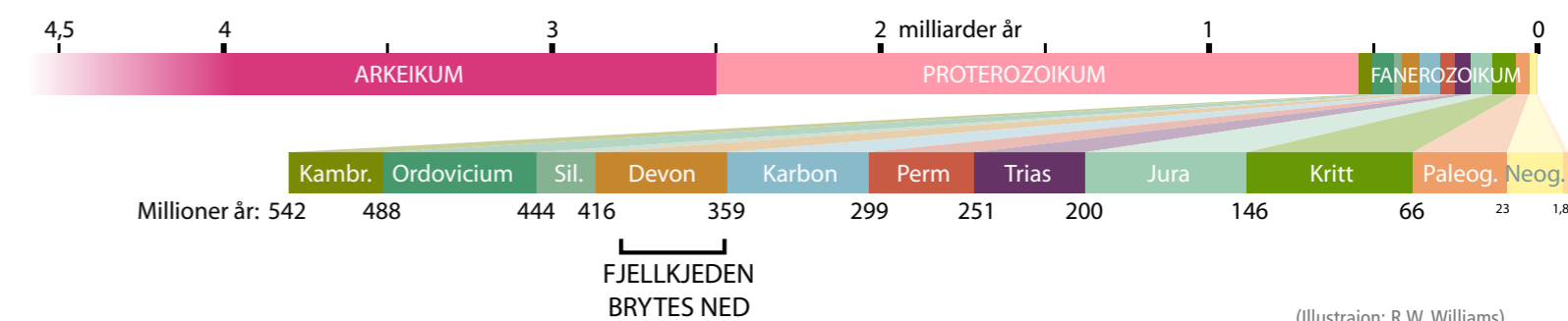
I DEVONTIDEN

405–359 MILLIONER ÅR

I forbindelse med kollisjonen mellom Grønland og Norge i silurtiden og tidlig i devontiden var datidens Nord-Amerika, Grønland, Baltikum og Nord-Europa blitt limt sammen til ett sammenhengende kontinent. Dette nye kontinentet, som har fått navnet Laurussia, var blitt til like sør for ekvator. Selv om det ikke helt kunne måle seg med det enorme Gondwana-kontinentet enda lenger sør, var det et stort kontinent, nærmest på størrelse med dagens afrikanske landområde.

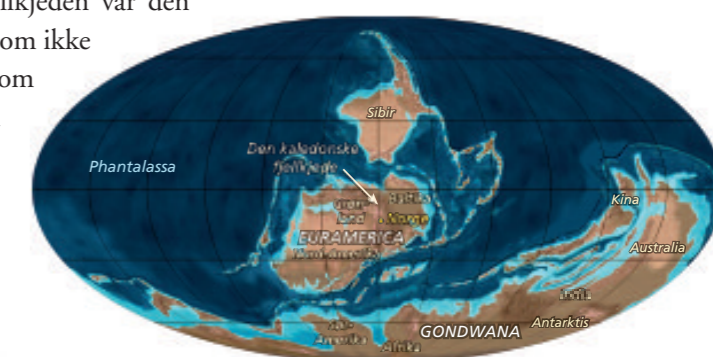
Innledning

Ingenting varer evig, heller ikke fjellkjeder. Den kaledonske fjellkjeden ble ikke bare utsatt for "vær og vind" på overflaten – den ble også slitt i stykker av kreftene som virket i jordskorpa etter kollisjonen med Grønland.



(Illustrasjon: R.W. Williams)

Norge lå godt inne på dette nye laurussiske kontinentet, i et område som skilte seg ut med majestetiske fjell. For om Norge regnes som et fjelland i dag, kan det ikke måle seg med de imponerende devonske fjellandskapene som preget Norge, Grønland og Skottland for rundt 400 millioner år siden. Fjellene langs den mer eller mindre nord-sør-gående skjøten mellom Norge og Grønland kan best sammenlignes med dagens Himalaya-fjellkjede. Den nyreiste kaledonske fjellkjeden var den gang omtrent like lang som Himalaya-fjellkjeden er i dag, og fjellene like høye, om ikke enda høyere. Men i dag er de borte. Dagens overflate viser et dypt snitt gjennom fjellkjeden, som beskrevet i forrige kapittel. I dette kapitlet skal vi se på hvordan fjellkjeden ble slitt i biter samtidig som den ble tæret ned av overflatekrefter med dannelse av avsetningsbassenger både på Vestlandet og på Svalbard.



Høye fjell og dype røtter

De kaledonske fjellrekken som en gang reiste seg så majestetiske over Laurussia, er for lengst tært bort. Så hvordan vet vi at de må ha vært så høye?

Svaret er å finne i fjellenes underliggende motstykke, nemlig røttene. Høye fjell har dype røtter, og de kaledonske røttene ser ut til å ha vært uvanlig dype. Røttene kan ha stukket så mye som 100–150 kilometer ned i mantelen på det meste. Funn av høytrykksmineraler som coesitt og diamant gir indikasjoner på det. Slike mineraler forekommer normalt bare i mantelen eller der meteoritter har truffet jorda. Kontinentale bergarter som granitt og gneis burde i stor grad ha smeltet ved de temperaturene som er

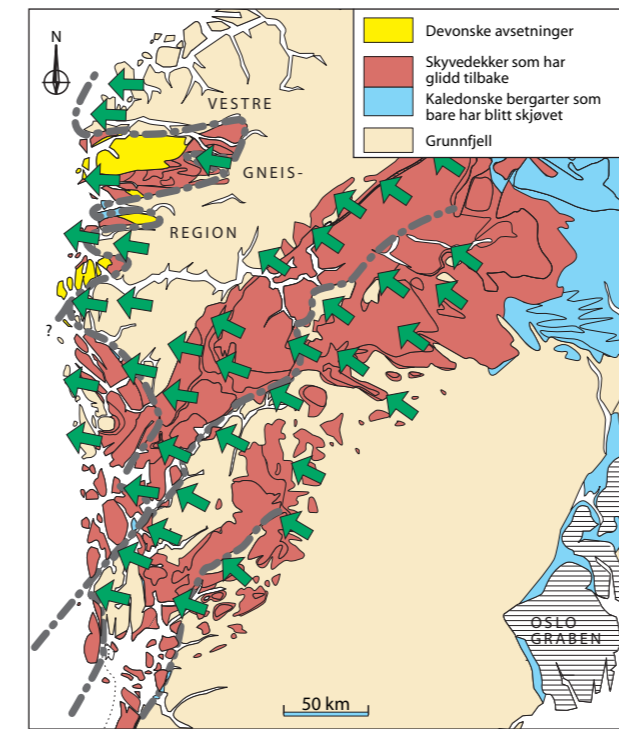
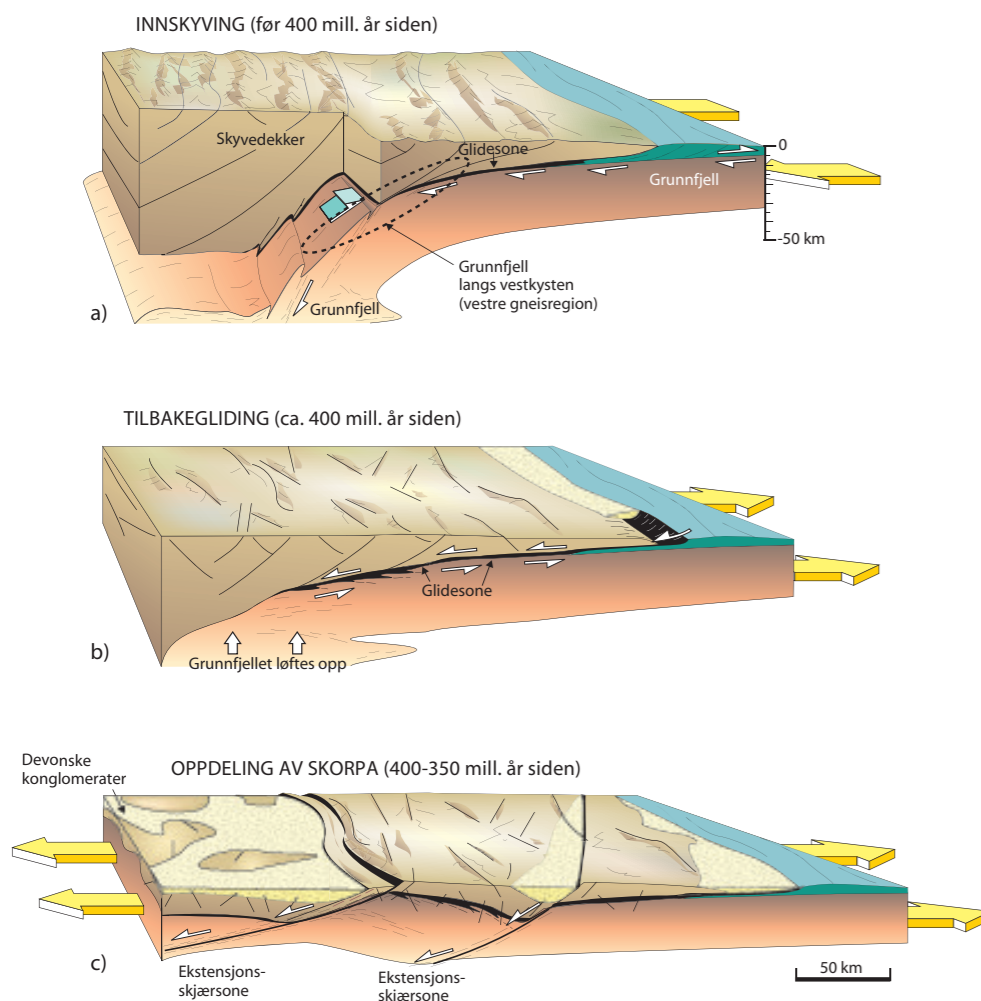
normale for rundt 100 kilometers dyp. Men den kaledonske fjellkjedens røtter smeltet ikke så mye som en kanskje skulle ha ventet. Dette henger nok sammen med at bergartene ble trukket raskt ned i dypet. Stein har dårlig varmeledningsevne og stor varmekapasitet. Bergartene oppnådde derfor aldri den normale temperaturen for disse dypene før de igjen ble løftet opp. Derfor ble de heller ikke så svake som de ville vært om de i større grad hadde smeltet.

Det en gang så sterke grunnfjellet var likevel betydelig svekket etter den brutale kollisjonen. Når nå kollisjonskreftene forsvant, og kontinentene til slutt begynte å drive fra hverandre igjen, mistet fjellkjeden sidestøtten og kollapset. Som brøddeig på en baksteføl bredde den seg sakte utover og ble tynnere. De overliggende skyvedekkerne ble strukket tilsvarende, og på den måten kom bergartene i rotsonen etter hvert nærmere overflaten. Noen av dem har i dag funnet veien helt tilbake til overflaten, som på Nord-Vestlandet, der vi i dag kan studere høytrykksbergarter i verdensklasse.



Slike folder preger betydelige deler av den kaledonske dekkepakken i sør-Norge. Foldene ble til da innskyvningsmylonittene krollet seg under tilbakeglidningen av dekkepakken i første del av devontiden.

NEDENFOR: Etter at grunnfjellet ble presset ned i dypet under den kaledonske kollisjonen (a) og kollisjonskreftene døde ut, trakk grunnfjellet seg opp og tilbake mot øst (b). Etter hvert ble skorpa strukket ved at nye ekstensjonsskjærsoner ble dannet (c).



Fjellheimen skli tilbake!

Mange av oss har strevd med å skyve en tung, fullastet kjelke opp den siste, veiløse kneiken til hytta en vinterdag. Og like mange vet at det å ta seg en pust i bakken lett kan føre til at kjelken skli tilbake der den kom fra. Det var noe lignende som skjedde da den kaledonske fjellkjededannelsen ble avsluttet tidlig i devontiden. Transporten av de kaledonske skyvedekkerne mot øst og sørøst hadde stablet opp en mektig pakke med skyvedekker (kjelken i vår analogi). Denne pakken ble skjøvet over fyllittlagene (snølaget) som dekket grunnfjellsflaten. Men da skyvekrefte opphørte, skled dekkepakken (kjelken) tilbake inntil den "låste seg fast i snøen".

Bevegelsessoner

Det er studier av strukturene i fyllittsonen og andre bevegelsessoner i fjellkjeden som har avslørt denne historien. Disse bevegelsessonene er soner hvor bergartene ble sterkt deformert og omvandlet – såkalte mylonittsoner. Her fikk en dannet utallige folder, foliasjoner (planstrukturer), lineasjoner (linjestrukturer) og andre strukturer som følge av de mektige bevegelsene. Fram til slutten av 1900-tallet var få eller ingen i tvil når de så de intense deformasjonsstrukturene og mylonittsonene i eller under skyvedekkerne: Dette må være resultatet av kaledonsk overskyvning! Men enkelte ting passet ikke helt inn: I andre halvdel av 1900-tallet ble flere oppmerksom på folder med "feil" overfoldingsretning. Blant

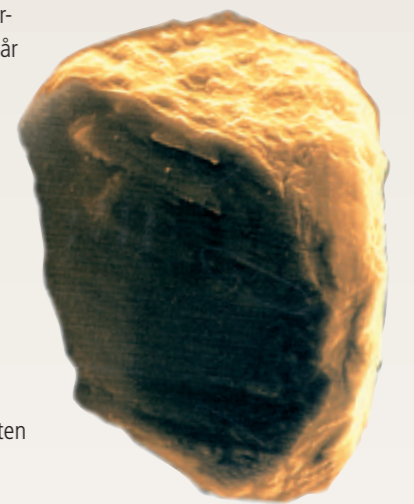
andet skrev bergensprofessoren Anders Kvale i 1960 om bøyning av foliasjoner i Hardangerviddas utposter mot nordvest som tydet på vest-nordvestlig bevegelse. Denne erkjennelsen kom etter flere tiår med detaljkartlegging av bl.a. Bergsdalsdekkene, uten at de gjennomgripende og overpregende vestvendte strukturene der verken ble dokumentert eller diskutert. Dette viser hvor dypt modellen med kaledonsk skyvning mot øst og sørøst preget datidens geologer.

Etter hvert kom det like fullt rapporter om vestvendte foldesett fra både Hardangervidda og Vest-Jotunheimen. Britiske geologer som kartla slike folder på Sognefjellet, tok disse strukturene på alvor. De knyttet riktignok deformasjonen til kaledonsk skyvning, men havnet på den spenstige konklusjonen at den vestre gneisregionen måtte ha kollidert med det balto-skandiske skjoldet – en kollisjonsmodell som de fleste avviser i dag. Observasjoner av sørvestoverhellende kløv i skjærsonene under Jotundekket ble først rapportert på 1980-tallet, men ble forklart som en lokal, motstrøms overskyvning forbundet med den kaledonske innskyvningen. Da hadde Hans Ramberg allerede i 20 år både fysisk og numerisk modellert gravitativ kollaps av den kaledonske fjellkjeden.

TIL VENSTRE: Tilbakeglidningen av dekkene forårsaket strukturer som gjenspeiler retningen på bevegelsen. Retningene i Sør-Norge er her vist ved piler. Som vi ser, dreier retningen fra nordvestlig i de sentrale fjellstrøk til mer vestlig rundt devonbassengene. Grå, stiplede linjer markerer devonske ekstensjonsskjærsoner, dannet ved oppdeling av skorpa etter tilbakeglidningen.

HØYTRYKKSMINERALER

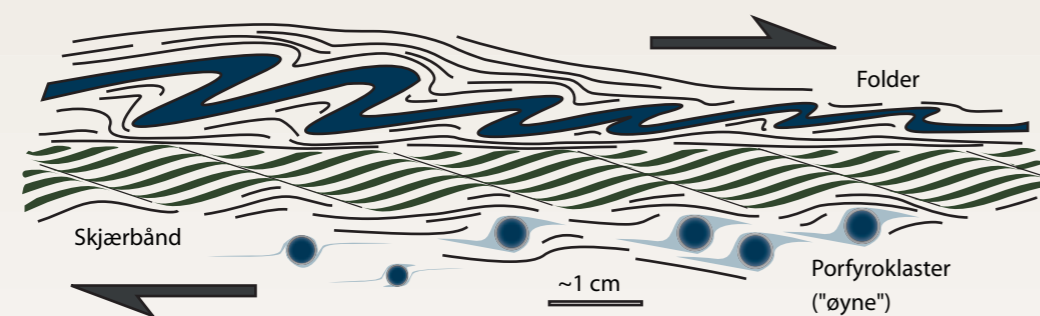
Når mineraler blir utsatt for endrete temperatur- og trykkforhold, kan de bli ustabile. Vanligvis går de sammen for å danne nye mineraler. Blir trykket høyere, blir gjerne mineralene tettere (tyngre) og hardere. Bergarter som har omkrystallisert på store dyp, blir derfor tunge, f.eks. eklogitt. Andre ganger kan mineraler beholde sin kjemiske sammensetning, men få en tettere krystallstruktur.



Eksempler er omdanning av karbon (C) til diamant, og kvarts (SiO_2) til den hardere og tettere formen coesitt (også SiO_2). Typelokaliteten for coesitt er Meteor Crater i Arizona, noe som vitner om de høye trykkene som må til for å omdanne kvarts til coesitt. Bildet viser en ca. 400 millioner år gammel mikrodiamant fra Møre-kysten.

STRUKTURGEOLOGENS VERKTØYSKASSE

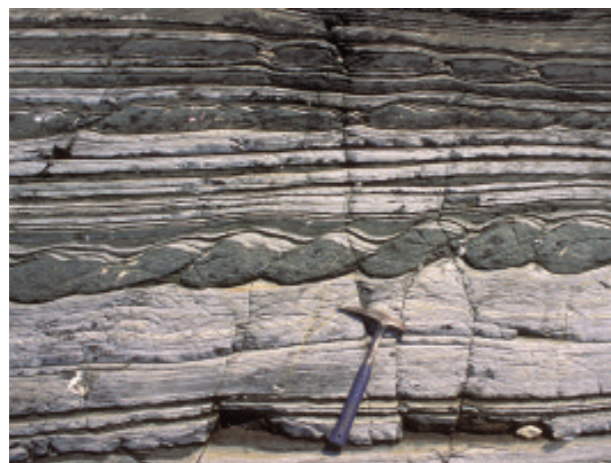
Mylonitt er betegnelsen på en sterkt utvalset eller skjærdeformert bergart og markerer steder der bergartsmasser har beveget seg i forhold til hverandre. I den kaledonske fjellkjeden finner vi mange mylonittsoner eller bevegelsessoner. I disse sonene forekommer en rekke asymmetriske strukturer som kan fortelle oss noe om retningen på bevegelsen da mylonitten ble dannet. Det var først da forståelsen av slike strukturer ble utviklet på slutten av 1900-tallet at geologene forstod i hvilken grad fjellkjeden er påvirket av ekstensjon.



Eksempel på strukturer som tjener til å bestemme skjærbevegelser i deformerte bergarter – verktøy til bestemmelse av bevegelsesretninger.

Nytt verktøy

Studier av bevegelsesindikatorer i og under den kaledonske dekkepakken i Sør-Norge viste at dekkepakken hadde beveget seg mot vest og nordvest, altså i motsatt retning av det en hadde trodd siden overskyvningsteorien ble lansert på slutten av 1800-tallet. Etter hvert ble bevegelsesindikasjoner som strieder mot den typiske kaledonske skyveretningen, også funnet i Midt- og Nord-Norge. Og her er det ikke bare snakk om enkelte seine folder. Intense mylonittstrukturer som krever sterk skjærdeformasjon, er nå funnet i den basale skyvesonen så vel som i andre mylonittsoner fra kyststrøkene på Vestlandet og østover til Valdres, Østerdalen inn i Sverige og videre nordover helt til Troms.



Opphakkete amfibolittlag fra Nordfjord-Sogn-skjærsonen. Oppdelingen ligner den som skjedde med hele skorpa under den devonske skorpestrekkingen. Asymmetrien som disse strukturene viser, forteller oss at de ble dannet ved transport mot vest (venstre).

Studier viste at disse reaktiveringene av kaledonske skyvesoner alle steder overpreger strukturer dannet ved dekketransporten mot sørøst. Anders Kvaales kommentar fra 1960 viste seg derfor å bli mer betydningsfull enn den kanskje var tenkt å være. Dekkepakken hadde sklidd tilbake den veien den kom fra og til dels også langs andre retninger i store deler av de skandinaviske kaledonidene. I stor skala førte bevegelsene til en viss tynning av den tykke skorpen under fjellrekkene. Dette er spesielt klart i Sør-Norge, der vi kan studere hvordan hele dekkepakken har glidd 20–30 kilometer mot nordvest over grunnfjellet.

Internt i dekkepakken er ekstensjonsbevegelsene mer kompliserte. Bevegelsene går i flere forskjellige retninger, og noen av ekstensjonssonene viser seine bevegelser i samme retning som hovedretningen i skyvesonene (øst eller sørøst). En rekke eksempler på dette finnes i noen av de østlige områdene mot Sverige og i Midt-Norge, samt i Nordland. De fleste av disse er trolig forbundet med fjellkjedekollapsen, selv om noen kan være dannet under den forutgående innskyvningshistorien.

Når startet strekkingen?

Fossilfunn i sedimenter på Hitra og uran-bly-isotopdateringer av zirkon fra granittganger i de lavere



Brurestakken på Atløy nær Askvoll er et markert uttrykk for den omfattende foldingen av de kaledonske bergartslagene etter at den kaledonske kollisjonen opphørte og den devonske ekstensjonshistorien var i gang. De lyse lagene er av kvartsitt og er omdannede sandlag fra den førkaledonske kontinentalsokkelen.

delene av dekkepakken fra Nord-Trøndelag tyder på at strekking foregikk i den kaledonske dekkepakken allerede for rundt 415–422 millioner år siden. På Grønland finnes indikasjoner på strekking for ca. 425 millioner år siden, samtidig med at dekkepakken i Skandinavia var under full oppbygning og deformasjonen i forlandet ved Oslo knapt var kommet i gang. Vi ser altså tegn til strekking lokalt samtidig med at fjellkjeden totalt sett ble bygd opp, slik strekking også skjer i aktive fjellkjeder i dag. Men på ett eller annet tidspunkt tok den kollisjonsdrevne fjellkjededannelsen slutt: Skyvekraftene forsvinner og “den fullastete kjelken” sklir tilbake over det glatte sporet i snøen. Fra dette tidspunktet er det strekkingskraftene som overtar styringen.

Tilbakeglidingen av dekkene over den basale sørnorske skyvesonen er datert til rundt 400 millioner år før nåtid. Fra da av blir skorpa fortennet og strukket overalt i fjellkjeden. Skal vi sette en grense mellom den kaledonske fjellkjededannelsen og den påfølgende nedbrytningen, må det derfor bli for vel 400 millioner år siden. Men det er nå at selve fjellrekken nådde sin mest imponerende høyde på overflaten. Dateringer tyder nemlig på at mange av høytrykksmineralene i rotsonen krystalliserte nettopp på denne tiden.

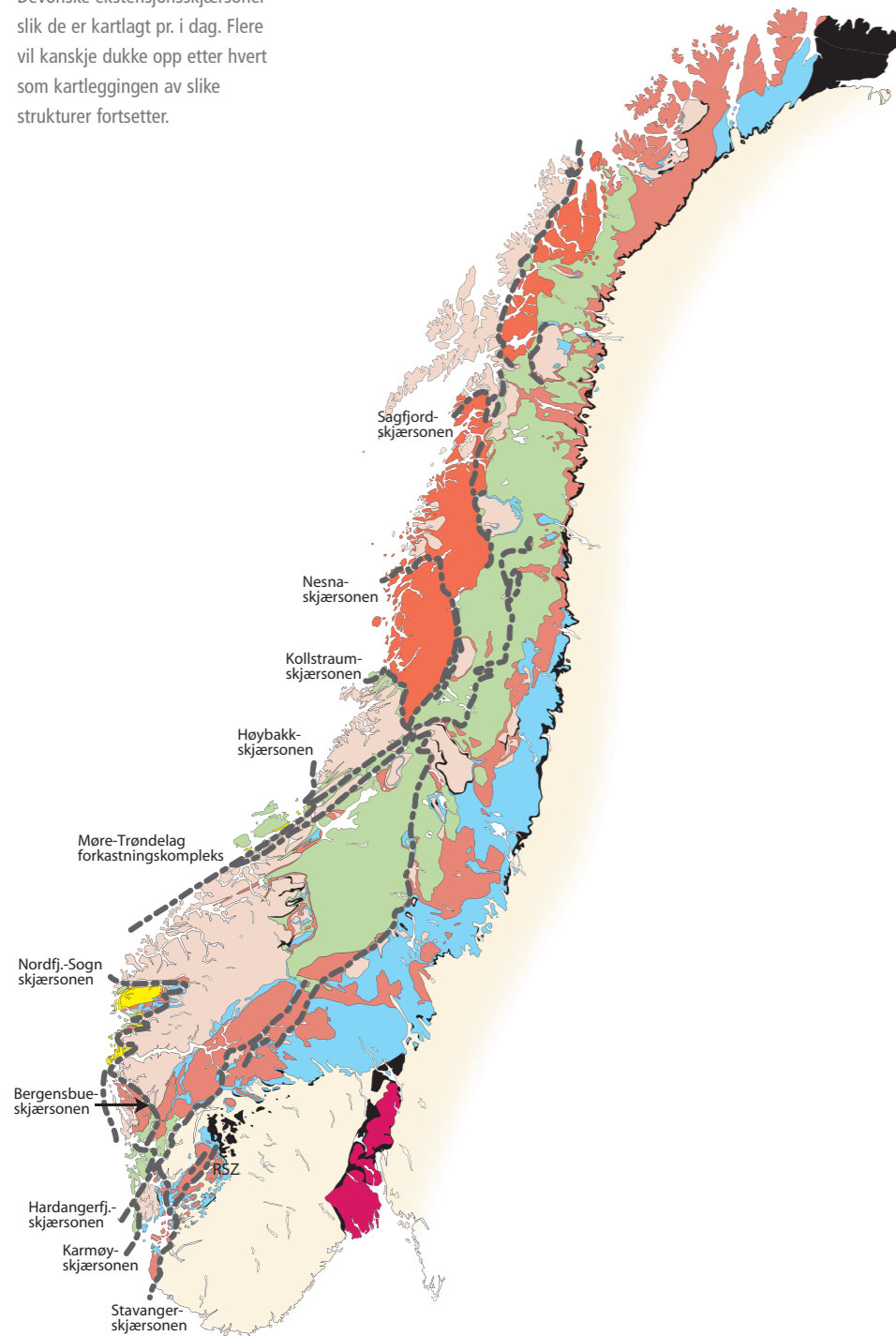
Videre utover i devontiden blir de eksisterende fjellrekkene gradvis slipt ned. Unntaket er kanskje å

finne langs de store bevegelsessonene som etter hvert tok over skorpestrekkingen. Når store normalforkastninger eller skjærsoner fortynner skorpa, vil nemlig den oppforkastete siden, ligger, heve seg. Fjellene like øst for devonbassengene holdt seg derfor høye så lenge skorpestrekkingen pågikk.



Devonske grunnfjellsmylonitter i forgrunnen viser bevegelse mot vest i Nordfjord-Sogn-skjærsonen. I nord kneiser Lihesten, skulpturet i devonske konglomerater. En lavvinklet forkastning skiller devon fra det kambro-ordoviciske underlaget.

Devonske ekstensjonsskjærsoner slik de er kartlagt pr. i dag. Flere vil kanskje dukke opp etter hvert som kartleggingen av slike strukturer fortsetter.



Hele skorpa strekker seg

At dekkepakken skled tilbake, var bare en liten del av den devonske ekstensjonshistorien. Bevegelsessoner som kutter og deler opp både den kaledonske dekkepakken og grunnfjellet, ble snart dannet en rekke steder langs fjellkjeden. De er kartlagt fra Stavangertraktene i sør til Troms i nord. De fleste har nordøstlig til nordlig retning med vestlig fall. Noen, f.eks. Nordfjord-Sogn-skjærsonen, er gigantiske ekstensjonsskjærsoner mens andre, som Møre-Trøndelag- og Nesnaskjærsonene, i hovedsak er sidelengsskjærsoner med skrå eller venstrelengs forflytning. Ekstensjonsskjærsonene kutter dypt ned i

jordskorpa, og det kan vises at mange av dem er seinere enn tilbakeglidningen av dekkene.

Verdens største ekstensjonsskjærsoner?

Den første, store ekstensjonsskjærsonen som ble identifisert i den kaledonske fjellkjeden, bukte seg langs Vestlandskysten fra Bergensbuene i sør til Mørekysten i nord. Denne sonen, som kalles Nordfjord-Sogn-skjærsonen, består av en flere kilometer tykk mylonittpakke som er laget ved intens utstrekking av både grunnfjells- og paleozoiske bergarter. Ettersom alle tykke soner med mylonitter tidligere ble knyttet til innskyvning, var også denne sonen antatt å være en skyvesone. De utallige mylonittstrukturene i sonen er imidlertid entydige og viser ekstensjonsbevegelse.

Høytrykk mot lavtrykk

Ekstensjon i stor skala bringer høymetamorfe bergarter fra dyppet i kontakt med umetamorfe eller lavmetamorfe bergarter som hele tiden har ligget relativt nær overflaten. Dette er nettopp forholdet langs Nordfjord-Sogn-skjærsonen. Her finner vi devonske avsetninger og lavmetamorfe dekkebergarter i hengen, i noen tilfeller bare 1–2 kilometer fra eklogitter og andre høymetamorfe grunnfjellsbergarter i liggen. Ettersom vi nå vet at bergartene i liggen gjennomgikk eklogittfacies-metamorfose i perioden 415 til 395 millioner år siden, og dermed bare er litt eldre eller muligens samtidig med de eldste devonske sedimentene i hengen, må det være ekstensjon i stor skala som har brakt sedimentene og eklogittene så nær hverandre. Store deler av den fortykkete kaledonske jordskorpa må følgelig være ”skåret bort” langs Nordfjord-Sogn-skjærsonen. Forskjellen i metamorf grad i hengen og liggen sammen med lengden og tykkelsen på mylonittsonen tyder også på svært stor bevegelse – kanskje i størrelsesorden 50–100 kilometer. Ekstensjonsskjærsonen er dermed blant verdens største.

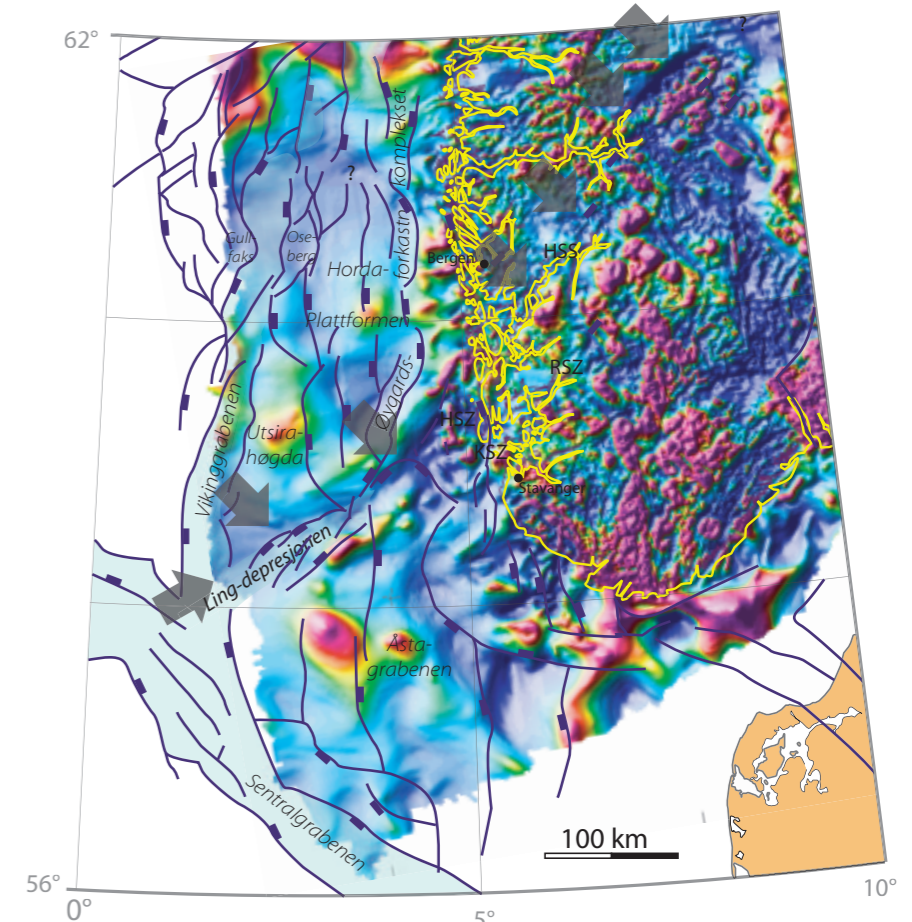
Et kart over skjærsonen viser at den er sterkt buet. Helningen varierer fra nær vertikal der den stryker øst-vest, til svært lavvinklet der strøket er nord-sør. Det har vært spekulert i om dette var den opprinnelige geometrien til skjærsonen. Men selv om det er sannsynlig at skjærsonen også hadde buktninger i utgangspunktet, er nok mye av dagens geometri av sekundær karakter. Hele den flere kilometer brede sonen er nemlig foldet i store øst-vest orienterte folder, trolig påvirket av nord-sør forkortning.

Et gigantisk trappetrinn i Sør-Norge

Følger en grunnfjellsflaten eller det subkambriske peneplanet fra forlandet til fjellkjeden og vestover over Hardangervidda, ligger det nokså jevnt og fint i over 1000 meters høyde, helt til en kommer til Hardangerfjorden, Aurland, Tyin eller Gjende. Her stuper grunnfjellet ned i dyppet og kommer først opp mange mil lenger vest i det som kalles den vestre gneisregionen.

Norges kanskje mest berømte geolog, Victor M. Goldschmidt, la merke til dette iøynefallende særtrekket ved Sør-Norges geologi allerede tidlig på 1900-tallet. Han så at dekkebergartene og grunnfjellet var presset ned i en monoklinal foldestruktur som strekker seg langs Hardangerfjorden og videre nordøstover forbi Aurland og Lærdal og videre gjennom Jotunheimen mot nordlige deler av Gudbrandsdalen og helt til Røros-traktene. Goldschmidt kalte denne strukturen for Faltungsgraben, som kan oversettes med *foldingsgrøfta*.

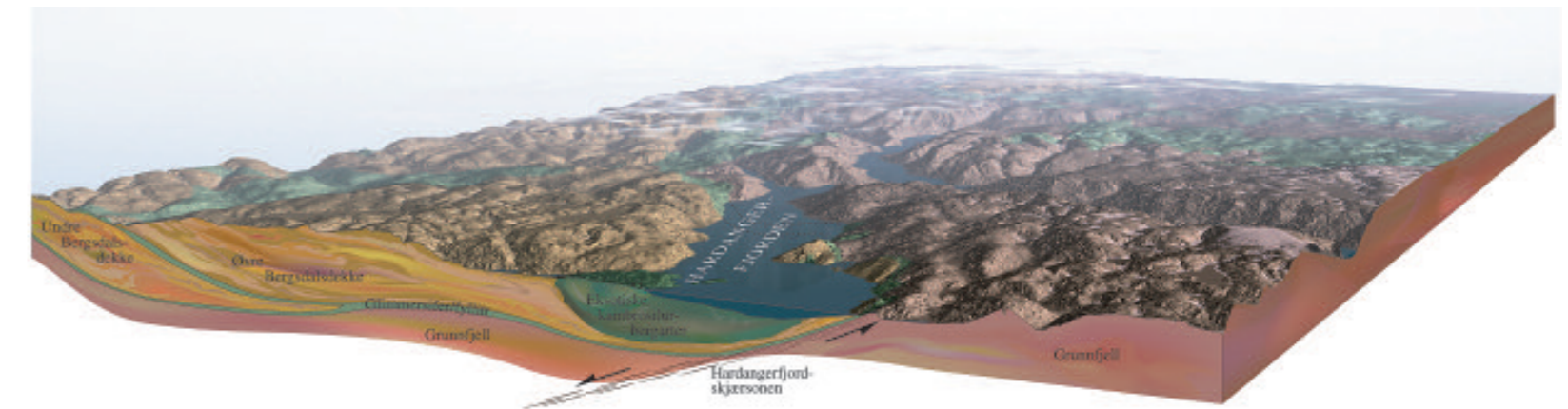
Det Goldschmidt ikke så lett kunne se, var at foldestrukturen er forbundet med en av de devonske skjærsonene – *Hardangerfjordskjærsonen* – som strekker seg nedover i grunnfjellet. Dette er best dokumentert langs Hardangerfjorden. Den plutselige nivåendringen eller trappetrinnet fra det høytliggende grunnfjellet på sørøstsiden av fjorden til kaledonske dekkebergarter på nordvestsiden av fjorden vitner om en normalbevegelse på atskillige kilometer. Flere dypseismiske linjer som er skutt langs kysten, viser en nordvestover-hellende pakke med reflektorer som opptrer i forlengelsen av Hardangerfjorden. Reflektorene kan følges ned til undre skorpe og tolkes som skjærsonens lagdelte gneiser eller mylonitter. Både seismiske, magnetiske og gravimetrisk



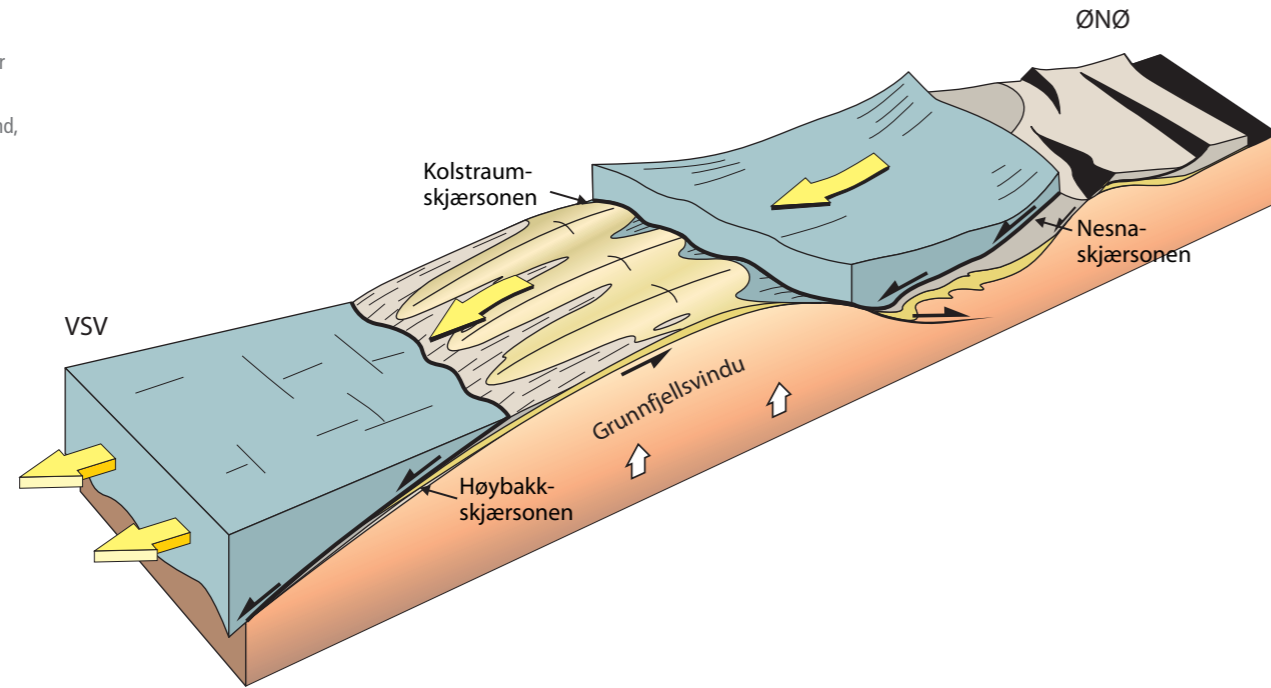
Magnetisk kart der varme farger indikerer ekstra magnetisk berggrunn. Vi ser klart fortsettelsen av Hardangerfjordskjærsonen mot sørvest langs Ling-depresjonen. Sonen påvirket dermed den permiske til juraiske utviklingen av denne delen av Nordsjøen.

data antyder en forlengelse av skjærsonen ut i Nordsjøen til Linggraben, muligens med en sammenheng med Highland Boundary Fault og Midland Valley graben på britisk side. Hele denne deformasjonssonen ser derfor ut til å være mange hundre kilometer lang! Sonen hadde stor innflytelse på hvor de permiske til juraiske hovedforkastningene i denne delen av Nordsjøen skulle dannes. I tillegg har skjærsonen i stor grad kontrollert utformingen av Hardangerfjorden i tertiær- og kvartærtiden.

Hardangerfjorden er gravd ut langs en av de lengste skjærsonene eller forkastningene i fjellkjeden. På sørsiden ruver grunnfjellsbergarter, mens det på nordsiden hviler dekkebergarter i det som har blitt kalt foldingsgrøfta.



Forenklet blokkdiagram som viser hvordan ekstensjonsskjærsonene opptrer i Nord-Trøndelag-Nordland, og hvordan de henger sammen med grunnfjellsvinduer.



Devonsk dannelse

Linggrabenen og Highland Boundary Fault er kjent som post-devonske (permiske og seinere) strukturer, noe som tyder på at Hardangerfjordskjærsonen stedvis ble reaktivert som sprø forkastninger. Indikasjoner på reaktivering av skjærsonen som sprø forkastning både i perm og sein jura til tidlig kritt er kjent fra paleomagnetiske studier fra land. Selve skjærsonen er derimot en bred sone med plastisk deformasjon, initiert på 10–15 kilometers dyp. At sonen er tidlig devonsk, viser både aldersbestemmelser og funn av et nedforkastet og godt bevart sedimentbasseng, Røragenbassenget, langs sonen. Funn av plantefossiler fra dette bassenget viser at det er av tidlig devonsk alder.

Hvorfor Norges kystlinje dreier NØ-SV på Mørkysten

Den bemerkelsesverdige rettlinjete kysten fra Trøndelag sørvestover til Kristiansund har sitt opphav i en parallell til Hardangerfjordskjærsonen, nemlig Møre-Trøndelag-forkastningskomplekset. Dette er en bevegelsessone som trolig har en lang historie, men i devontiden var dette en viktig struktur. Mens Hardangerfjord-skjærsonen bevegde seg som en normalforkastning, var bevegelsen langs Mørkysten hovedsakelig sidelengs. Berglagene ble presset sammen til en bratt sone som kysten i dag følger. Denne sonen ble reaktivert atskillige ganger, og i strøkretningen kan den følges sørøstover i retning Great Glen-forkastningen i Skottland. Men den henger nok også sammen med Nordfjord-Sognskjærsonen mot sør.

Også i nord

Kunnskapen om hva ekstensjonen har hatt å si i Sør-Norge, fører til at det stadig blir oppdaget nye ekstensjonsstrukturer andre steder i fjellkjeden. Det ser ut til at hele den kaledonske skorpa ble delt opp i stykker da den ble strukket på "pinebenken" i devontiden. Strukturene i nord er ikke like godt utforsket som de i sør, men et helt nettverk av ekstensjonsstrukturer synes å eksistere også der.

Følger vi Møre-Trøndelagforkastningssonen mot nord, finner vi at den henger sammen med ekstensjonsskjærsoner som Høybakkskjærsonen og Kollstrøm-skjærsonen. Disse skjærsonene viser mer sammensatte bevegelser enn den ensrettede nordvestbevegelsen i Sør-Norge. I tillegg er det indikasjoner på at en betydelig strekking fant sted før utviklingen av de devonske ekstensjonsskjærsonene på Vestlandet var kommet i gang.

Også i Nordland fremstår de viktigste dekkegrensene som ekstensjonsskjærsoner, som f.eks. Nesnaskjærsonen, som avgrensner Helgelandsdekket. Et annet eksempel er Ofotskjærsonen – den første av skjærsonene i Nord-Norge som ble gjenkjent som en ekstensjonsstruktur, og som avgrensner Rombakvinduet mot vest. Generelt kan det se ut som at dekkeregionen fra Mørkysten til Tysfjord er mer preget av strekking parallelt med fjellkjeden enn det vi ser lenger sør.



Hvilke utslag strekkingen av fjellkjeden har hatt i kaledonidene i Troms og Finnmark, er ennå ikke klart. Så langt er det ikke funnet ekstensjonsstrukturer i Finnmark av den typen en ser lenger sør. Og på Svalbard er det sidelengsbevegelser som ser ut til å dominere.

Skorpa blir sprø

Ettersom de plastiske duktile ekstensjonsskjærsonene ble løftet opp på grunnere skorpenivå, fortsatte ekstensjonen ved sprø deformasjon. Bergarter som var blitt deformert som deig, f.eks. i Nordfjord-Sognskjærsonen, ble nå kuttet opp og knust av sprø forkastninger. Denne endringen inntraff nok til forskjellig tid på forskjellig sted i fjellkjeden, avhengig av hvor dypt nede bergartene lå etter kollisjonen og hvor fort de kom opp igjen. Datering av de første

sprø bruddene som påvirker ekstensjonsmylonittene i Nordland og Bergensområdet, tyder på sprø deformasjon allerede for rundt 395 millioner år siden, dvs. relativt tidlig i devontiden. Grønne, epidot-mineraliserte forkastningsplan er vanlig for de devonske forkastningene. Da var Mørkystens bergarter fortsatt langt nede i dypet. De devonske forkastningene er forenelig med den umiddelbart forutgående duktile øst-vest til nordvest-sørøst ekstensjonen.

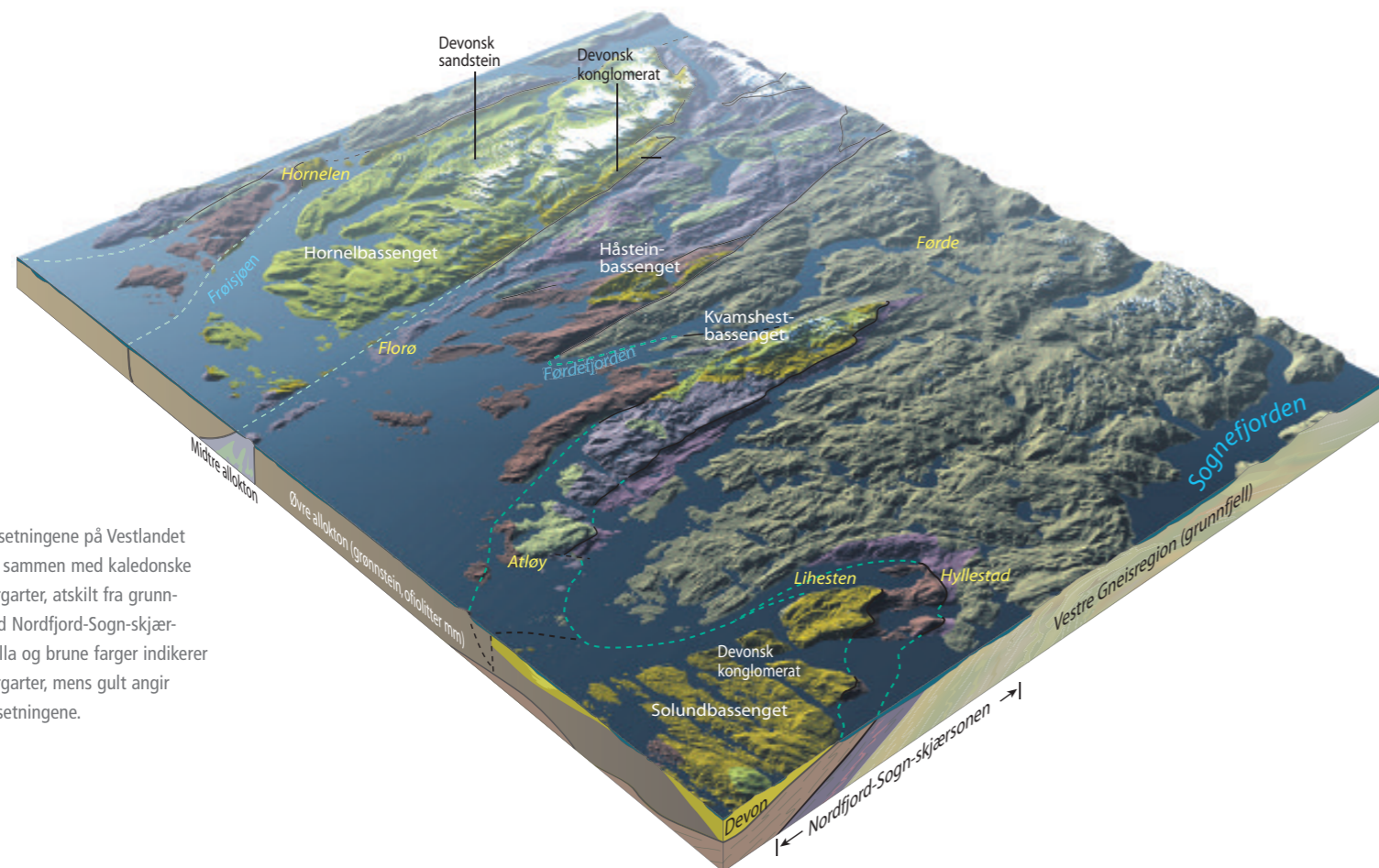
Foto av sprø forkastning i Øygarden. Forkastningen er trolig devonsk, og den skinnende flaten har et belegg av finknust grønn epidot.

Fjellkjeden tæres ned – devonbassengene dannes

Samtidig som jordskorpa ble utsatt for strekking, ble de mektige fjellene på overflaten tæret av vær og vind. Erosjonsproduktene – hovedsakelig stein og sand – ble ikke alltid fraktet så veldig langt av gårde. Fjellrekkene satte gjerne en stopper for det. En del av erosjonsproduktene havnet derfor i nokså lokale bassenger mellom fjellene.

Den største mengden av sedimenter som ble erodert fra de kaledonske fjellene, endte opp utenfor fjellkjeden. En betydelig del av sedimentene ble avsatt i forlandsområdet inne på det baltiske skjoldet helt ned mot Østersjøen. En del ble fraktet av elver mot havet i sør, der den variskiske fjellkjeden ble dannet seinere i paleozoikum. Men elvesystemene som fraktet sedimenter vestover fra den nordligste delen av kaledonidene var spesielt

effektive. Et forgrenet elvesystem bygde seg her opp fra tidlig i devon, og strakte seg etter hvert tvers over Nord-Grønland og inn i det som er dagens arktiske Canada. Enorme mengder sedimenter fra kaledonidene, ble transportert og avsatt i dette elveslettensystemet og videre ut på den nordlige kontinent-randen, før denne ble involvert i Ellesmere-orogenezen ved overgangen fra devon til karbon for nærmere 360 millioner år siden.



Devonavsetningene på Vestlandet (gule) er, sammen med kaledonske dekkebergarter, atskilt fra grunnfjellet ved Nordfjord-Sogn-skjærsonen. Lilla og brune farger indikerer dekkebergarter, mens gult angir devonavsetningene.



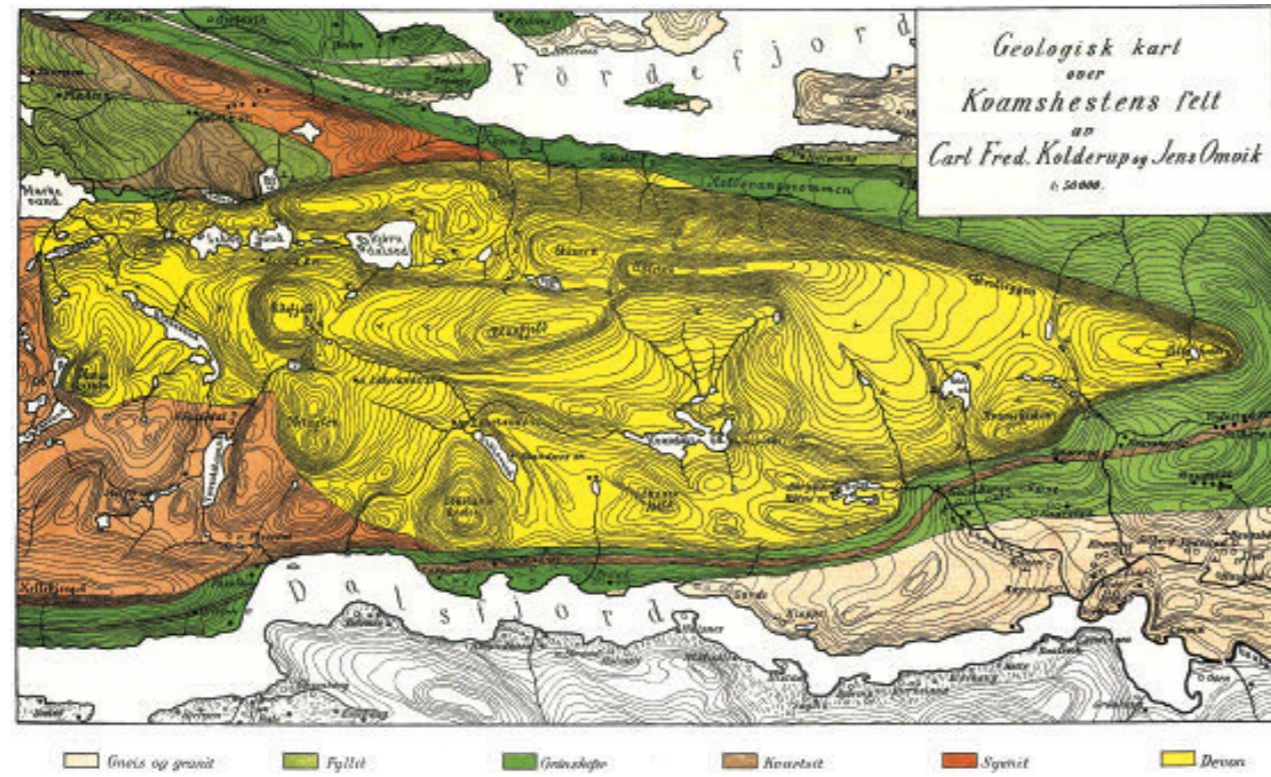
Death Valley

Langs hele fjellkjeden ble det dannet avsetningsbassenger som følge av skorpestrekkingen. Avsetninger i slike bassenger har små sjanser til å bli bevart i en fjellkjede som opplevde langvarig og kraftig erosjon. De fleste sedimentene som ble avsatt, ble nok derfor raskt fjernet og gjenavsatt, slik vi ser i moderne fjellkjeder. I forbindelse med at store forkastninger nådde jordoverflaten, sank imidlertid enkelte områder kraftig inn i forhold til omgivelsene. Et moderne eksempel kan vi finne i Death Valley-området i

California, der store forkastninger og grusvifter skiller høye fjellrekker fra sedimentfylte bassenger. Devonbassengene ble etter hvert fylt opp med stein, grus og sand. Rekker av rasvifter, elvevifter og store elvesystemer dominerte overflaten. I enkelte områder kan sedimentene ha havnet i innsjøer. Alle devonbassengene på det norske fastlandet er avsatt i slike bassenger innenfor et fjellområde (intramontane bassenger). Slike bassenger er også typiske for de devonske avsetningene på Grønland og Svalbard.

Death Valley: basseng som dannes mellom høye fjell og forkastninger, og med vifter som bygger seg ut langs forkastningene langs foten av fjellene. Landskapet ligner trolig på det opprinnelige norske devonlandskapet.

Det første helhetlige kartet over Kvamshestbassenget, publisert av C.F. Kolderup i 1921. Hovedtrekkene var på plass, men kontakten mellom devon og underlaget ble betraktet som en betydelig skyveforkastning.

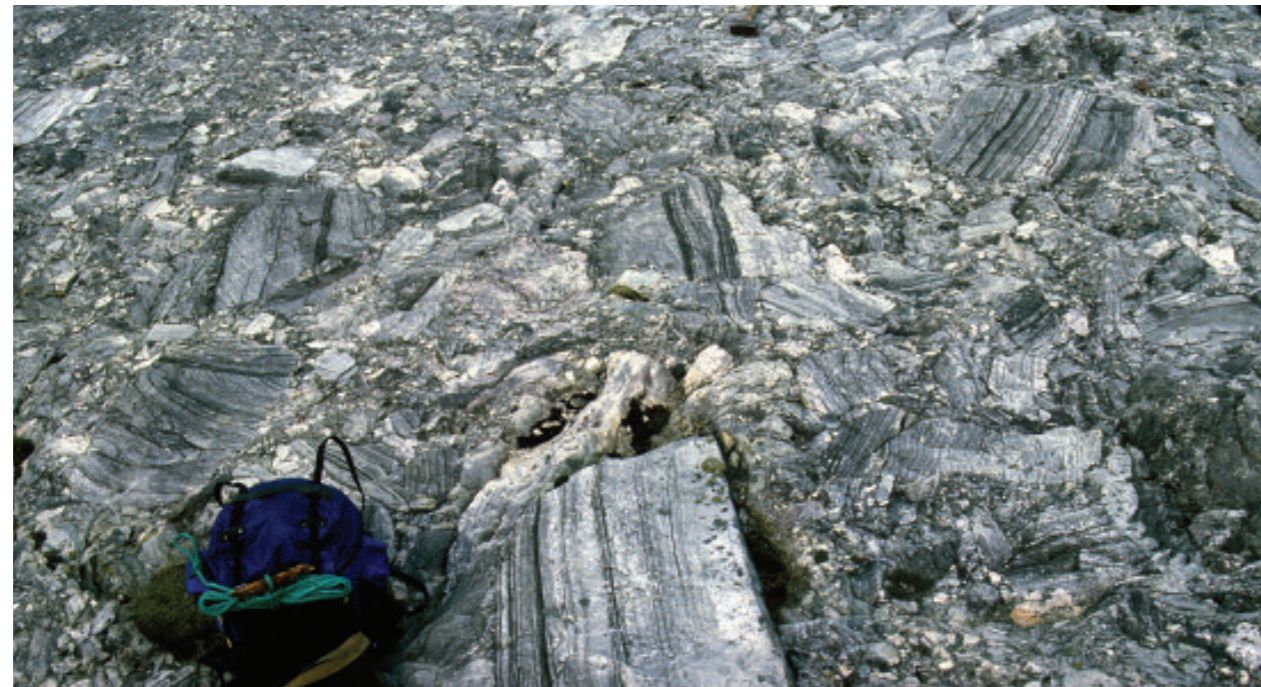


Bare smuler igjen

Bare rester av de norske devonbassengene er bevart, og finnes på Vestlandet, langs Trondheimsleia, på Fosen og ved Røragen nær Røros. Fra borkjerner og seismiske data vet vi at devonavsetninger også finnes flere steder i Nordsjøen, både på norsk og britisk side. På Shetlandsplattformen i Nordsjøen finnes bl.a. ferskvannssedimenter av devonsk alder som er kildebergarter for petroleum, og lengst sør i Nordsjøen danner devonske sedimenter reservoaret for oljefeltet Embla, som har vært i produksjon i en

årrekke. Den mest komplette og innholdsrike devonlagrekken finnes på Svalbard. Men en gang fantes også et betydelig forlandsbasseng langs øststranden av fjellkjeden i Sverige, og det har siden blitt fjernet ved erosjon. Bassengets avsetninger må minst ha vært et par kilometer tykke, og det må ha motatt sand og leire fra den kaledonske fjellkjeden både under selve fjellkjededannelsen og i den påfølgende strekkingsfasen. Den seinsiluriske Ringerikssandsteinen i Oslofeltet kan muligens knyttes til den tidlige utviklingshistorien til dette bassenget.

Devonsk konglomerat (breksje) i Håsteinsbassenget. Kantete blokker tyder på kort transport, kanskje som skredavsetninger.



Intramontane bassenger

Alle som besøker de værharde områdene med devonske avsetninger på Vestlandet, blir slått av den ytterst sparsomme vegetasjonen og de karakteristiske grovkornete konglomeratbergartene som gjør landskapet så spesielt. Fra sør mot nord finner vi devonfeltene i Fensfjorden, Solund, Kvamshesten, Håsteinen og Hornelen. Allerede på 1800-tallet ble avsetningene studert av pionergeologer som Baltazar Mathias Keilhau, M. Irgens, Thorstein Hallager Hjørtedahl og Karl Friedrich Naumann. Systematiske undersøkelser ble utført utover på 1900-tallet av geologen C.F. Kolderup (Bergens Museum). Det ble funnet en rekke fossiler av både planter og fisk som tydet på devonsk alder, og som videre ble undersøkt og beskrevet av Alfred Gabriel Nathorst, Johan Kiær og Anatol Heintz. Plantefossiler i Solundbassenget ved Værlandet på et relativt lavt stratigrafisk nivå i bassenget tyder på at dette bassenget ble til allerede i tidlig devonsk tid. Fossilene i Kvamshesten og Hornelen forekommer på flere nivåer i stratigrafien. Fisk og plantefossiler fra øverste stratigrafiske nivå i Hornelen tyder på at den øvre delen av avsetningene ble avsatt i midtre devon. Det er også en mulighet for at konglomeratavsetninger langs foldingsgrøfta på Stord og Bømlo kan være fra første delen av devontiden.

Det var først på 1960-tallet at sedimentologiske studier tydelig viste at devonfeltene er dannet som separate bassenger og ikke er rester av et gigantisk teppe av sandstein og konglomerat som en gang dekket hele fjellkjeden. Tolkningen av devonfeltene som individuelle bassenger ligger i fordelingen av sandstein og konglomerat og tolkning av avsetningsmiljø og retninger for sedimenttransport. Dette er best dokumentert i Hornel- og Kvamshestbassengene.

Hornelbassenget – utskåret av forkastninger

Sedimentene i Hornelbassenget ble studert i detalj i 1970- og 80-årene. Her fant geologene et karakteristisk mønster. Grove konglomeratlag finnes praktisk talt bare langs nord-, øst- og sørgrensene av bassengene, mens sandstein og siltstein dominerer de mer sentrale delene. I visshet om at store steiner ikke kan være transportert særlig langt, har det lenge vært klart at bassengets opprinnelige avgrensning mot nord og sør samsvarer noenlunde med dagens avgrensning. Disse grensene var styrt av store forkastninger som var aktive under hele avsetningshistorien. Sedimentarkitekturen og innfyllingshistorien slik vi nå kjenner den, viser at bassengbunnen etter hvert ble skrånstilt, og at avsetningscenteret gradvis flyttet seg mot øst i forhold til bunnen.

FISK OG PLANTELIV

Alle de store fiskegruppene ble utviklet i devontiden, som også kalles fiskenes tidsalder. En mellomdevonsk fisketype som er funnet som fossiler i Vestlandsbassengene (kvastfinnefisker), kunne bli farlige meterstore rovfisker. På Øst-Grønland er de seindevonske fiskepaddene *Ichthyostega* og *Acanthostega gunnari* funnet godt bevart. Sistnevnte var en halvmeterlang krabat med fire føtter og åtte små tær og fingre, men med både gjeller og lunger, og med en salamanderlignende hale. Den levde i elvene fra den kaledonske fjellkjeden sammen med amfibien *Ichthyostega*, som var større, og som kanskje tok turer på land.

De første norske plantene vi kjenner til stammer fra devonavsetningene. Det begynte å vokse primitive kråkefotplanter (psilofytter) og andre planter som gav en forfriskende farge i landskapet. Plantene var ganske små, men mot slutten av devontiden dukket det opp frøbærende plantetyper. De første trærne og skogene vokste fram.



Ichthyostega



Plantefossil fra Hyen.

DEVONSKA STEINSKRED!

Et spesielt fenomen knyttet til forkastningskontrollerte bassenger med bratte omgivelser er gigantiske skred. Både i Kvamshest-, Håstein- og Solundbassenget finnes det spor etter slike store ras. En del av disse utrasningene kan ha blitt utløst ved store jordskjelv knyttet til forkastningene rundt og under bassengene. Utraste gigantblokker, som i flere tilfeller kan kjennes igjen fra bergartene i underlaget til bassengene, kan variere i størrelse fra noen hundretalls kvadratmeter til titalls kvadratkilometer. Gigantraset ved Hersvik i Solund hører til de største, og inneholder en rekke ulike bergarter, blant annet ryolitter som trolig stammer fra en av de ordoviciske-siluriske øybuevulkanene i lapetushavet, som ble omtalt i forrige kapittel. Og på toppen av Littlehesten finner vi at de yngste avsetningene i Kvamshestbassenget er en meget grov blokkbreksje, dannet av rasmasser fra et område med monzonittiske gneiser og kvartsitter.

Store ras- og elvevifter

Langs nordgrensen er sedimentene dominert av relativt små elvevifter (blokkstrømvifter). Noen av disse viftene ender i viftedelta-avsetninger bygd ut i mindre innsjøer. Slike innsjøer ble utviklet der innsynkingen i bassenget var størst og sedimenttilførselen minst. Sedimenttilførselen fra nordsiden av bassenget var relativt beskjeden, sannsynligvis fordi kildeområdet her hovedsakelig var avgrenset til en bratt forkastningsskrent med et lite dreneringsareal. Ved sørgrensen skjedde transporten på store viftesystemer som drenerte et større nedslagsfelt, og som derfor også produserte større mengder sedimenter. Store elvevifter strakte seg flere kilometer inn mot akse av bassenget. Inne i bassenget skjedde transporten mot vest i et elvesystem som fulgte bassengaksen.

Kvamshestens devonfelt

Også Kvamshestbassenget domineres av sandstein, med konglomerater langs grensene i nord og sør. Liksom i Hornelbassenget er konglomeratene langs sørranden avsatt i et gigantiske elveviftesystem. Elvene her drenerte et stort område i liggen til en skjeforment bassengrandforkastning. Nordranden fikk

gjennom det meste av bassengets historie mindre sedimenttilførsel ettersom den var avgrenset av en steilere sidelengs til skrå normalforkastning utviklet i hengen til hovedforkastningen. Mot toppen av lagpakken økes imidlertid sedimenttilstrømningen, og store vifter bygges ut i bassenget fra nord.

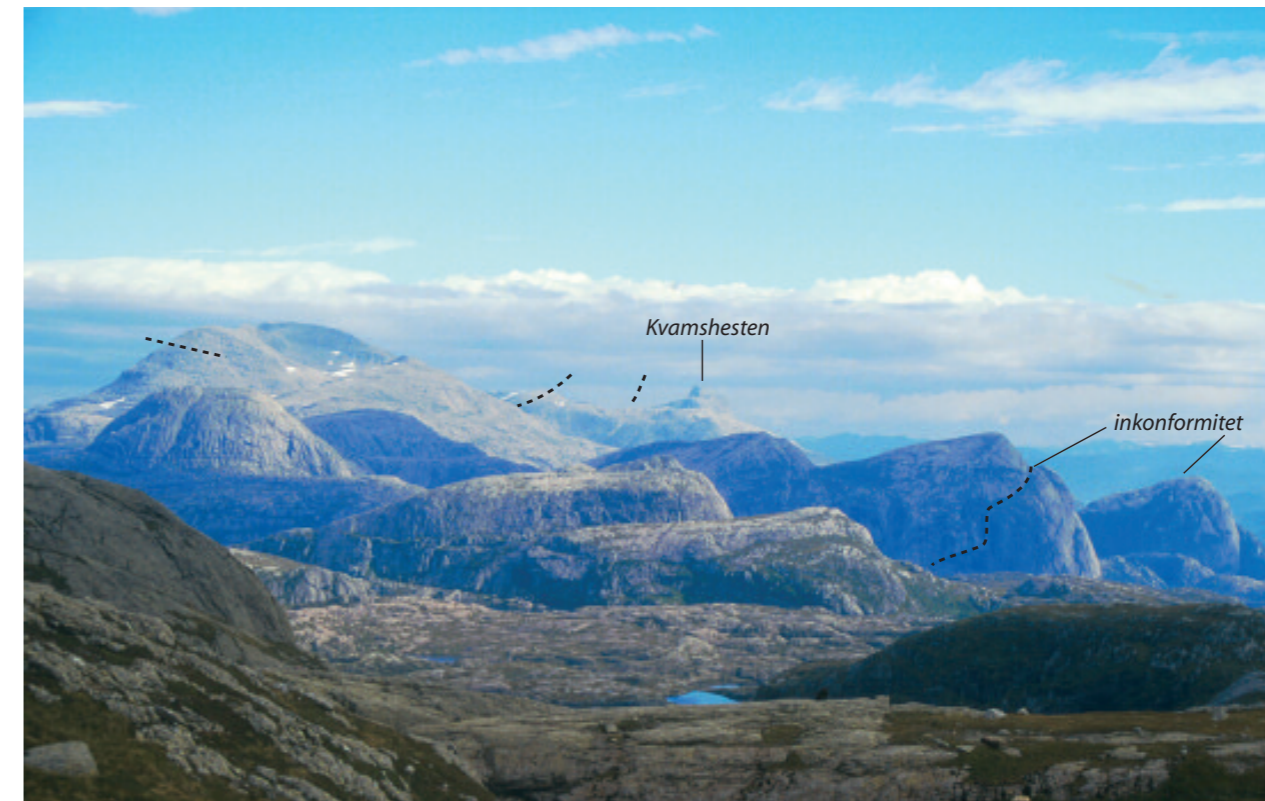
I Kvamshestbassenget kan påleiringskontakten mot underlaget kartlegges over en lang strekning fra vest mot øst. I motsetning til i Hornelbassenget, hvor påleiringskontakten har omtrent samme alder i hele bassenget, ser det ut til at forkastninger i hengen til hovedforkastningen utviklet seg samtidig med bassenget. Denne forkastningsaktiviteten beveget seg østover med tiden og kontrollerte lokal innsynking, forflytning av sedimentasjonssenteret og fordeling av sedimentære avsetningsmiljøer i bassenget.

Konglomerater i tonnevis

Håstein- og Solundbassengene er i høy grad dominert av konglomerater og dermed vanskeligere å tolke sedimentologisk. I grove trekk er de like Hornel- og Kvamshestbassengene ved at de er dannet under forkastningskontrollert innsynking av jordskorpa i tidlig til midtre devon. Kartlegging av Håsteinens devonfelt viser at den hadde en betydelig topografi på bunnen av dette bassenget. Her ligger flere hundre meter høye devonske fjellformasjoner bevart under viftene som bygde seg ut midt i devontiden.

Trønderne først ute

De nordligste norske devonavsetningene er eksponert på og nær Smøla, Hiitra og Fosen-området. Fossiler tyder på at de eldste avsetningene i disse bassengene startet seint i silurtiden og fortsatte i



Fjell av devonske sandsteiner og konglomerater sett vestfra mot Kvamshesten.

devon. Nyere aldersbestemmelser tyder på at udeformerte sandsteiner og konglomerater ved Asenøya nord for Ørlandet kan nå opp i øvre devon eller muligens tidlig karbon. Ved Røragen finnes rester av enda et devonbasseng. Her finner vi i tillegg til konglomerater også mer finkornete skifre med planfossiler som tyder på tidlig devonsk avsetning. Det er imidlertid Vestlandsbassengene som er best bevart og eksponert. Den videre beskrivelsen av bassengene vil derfor i stor grad være basert på Solund-, Håstein-, og spesielt Kvamshest- og Hornelbassengene.

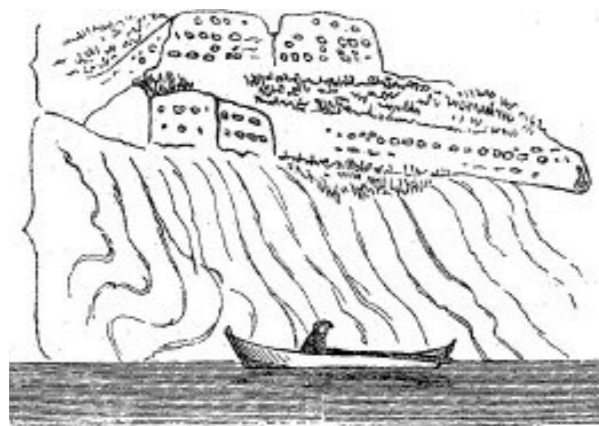
Trappetrinnsgeologi og lagdeling

I flere av Vestlandsbassengene finner vi en markert, trappetrinnsaktig lagdeling som er godt synlig på avstand. Disse hovedlagene er 100–200 meter tykke og veksler rytmisk fra stort sett sandstein nederst til grov sandstein eller konglomerat øverst (oppovergrovde hovedlag). Helt øverst avsluttes gjerne sekvensen med litt finere materiale (oppoverfining). I Hornel- og Kvamshestbassengene kan disse enhetene følges fra randsonene og inn til sentrale deler av bassenget. Innover i bassenget tynner konglomeratlagene ut og blir etter hvert erstattet av sandsteinen. Innenfor hver av de oppovergrovde hovedlagene er det en finere lagdeling der man i sandsteinsinnleiringene kan skille ut tynnere (vanligvis mindre enn noen titalls meter tykke) rytmiske enheter som også blir

mer grovkornet oppover. Tilsvarende oppovergrovde hovedlag preger også sandsteinslagene inne i bassenget.

Inndelingen i 100–200 meter tykke hovedlag gir opphav til den markerte trappetrinnstopografien som er så karakteristisk for flere av bassengene på Vestlandet. De finkornete lagene i toppen av en hovedenhet forvirrer raskest og danner vidstrakte sva, mens de grovere lagene klippes av i møte med bratte sprekker og brudd. Selve rytmikken er vanskelig å forstå i detalj, men er trolig forårsaket av at forkastningene har beveget seg i rykk og napp. Mellom store forkastningsrykk vil flomavsetninger fra fletteelver dannes sammen med lokale innsjøavsetninger. En slik flom gir grove bunnlag overlagret av finere materiale som legger seg til ro etter hvert som regnbygene og flommen gir seg. Vi får altså en liten oppfiningssekvens over en oppgrovingssekvens. Ved gjentatt aktivitet på bassengrandforkastninger vil den ene kombinerte oppgrovings/oppfiningssekvensen bli stablet på toppen av den andre, nettopp slik vi ser i bassengene på Vestlandet.

Pionergeologen Hans Reuschs tegning av inkonformiteten mellom foldete dekkebergarter og devonkonglomeratene på Bulandet (Sogn og Fjordane). Denne inkonformiteten er vakker eksponert flere steder langs Vestlandskysten.



RYTMISK STEIN

Hornelsbassengets lagdelte trappetrinnsnatur er besynderlig vakker, med lag liggende som gigantiske flak med 25° østlig helning. Lag etter lag ligger over hverandre i et rytmisk mønster. Her har naturen virkelig gjort et mesterstykke. De minst 200 meter tykke lagene ble dannet ved at bassenginnholdet ble flyttet vestover i like mange omganger, hver med en distanse på rundt 250 meter. For hver forflytning ble det dannet en forsenkning i bassengets østlige del. Her ble det for hver gang gradvis avleiret et over 100–250 meter tykt lag med konglomerat og sandstein som strakte seg tvers over bassenget i nord-sør-retning. Forsenkningen ble dannet som en følge av at de allerede avsatte lagene måtte bøye seg ned mot den underliggende forkastningen, når lagene ble forflyttet vestover. Ved fullført nedbøying hadde lagene fått en helning på 25° mot øst.

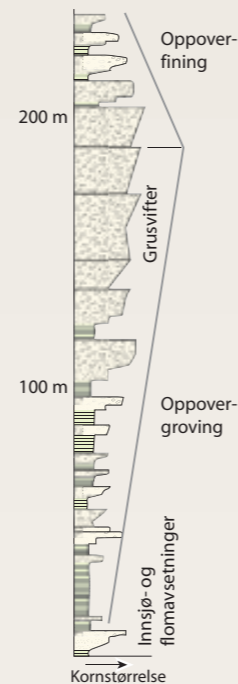
Men hvorfor denne jevne rytmikken? Det er som om en komponist stod bak: Avleiring–forflytning–nedbøying, avleiring–forflytning–nedbøying, osv., i over 200 omganger. Svaret må ligge dels under bassenget og dels i områdene vest for bassenget. Under bassenget må det ha eksistert en svakt vestoverhellende glidesone som bassenget kunne seile på, og denne sonen må ha fortsatt under områdene vest for bassenget. Så har områdene vestenfor ledet an i vestoverbevegelsen, og lagene i Hornelen har hengt på.

Devonlagene har, utrolig nok, greid å gjennomføre reisen mot vest uten å bli særlig brutt opp av forkastninger. Glidesonen under bassenget må ha vært ekstra glatt og jevn. Dessuten har nok bevegelsen mot vest vært preget av et gradvis sig heller enn plutselige og voldsomme jordskjelv. Men det rytmiske mønsteret forteller oss at siget eller glidningen var periodisk. Kanskje er forklaringen at en viss terskelspenning måtte bygges opp i glidesonen under bassenget før bevegelsen fant sted. Når bassenget gled ut rundt 250 meter, ble de oppbygde spenningene frigjort. Så bygde de seg opp på ny, og slik gjentok historien seg over 200 ganger.

Når vi i dag står og ser på lagene i bassenget, kan vi prøve å forestille oss hvordan bassenget periodevis gled sakte mot vest. Da blir bassenget "levende", og vi skjønner hvilket imponerende stykke geologi- og naturhistorie vi har foran oss. Det finnes kanskje ikke noe annet sedimentbasseng i hele verden som har glidd så langt på en enkelt glidesone, fått avsatt en så rytmisk lagning, og hvis indre oppbygning så lett kan betraktes.



Goldt og øde "devonlandskap" i høyfjellet ved Ålfoten.

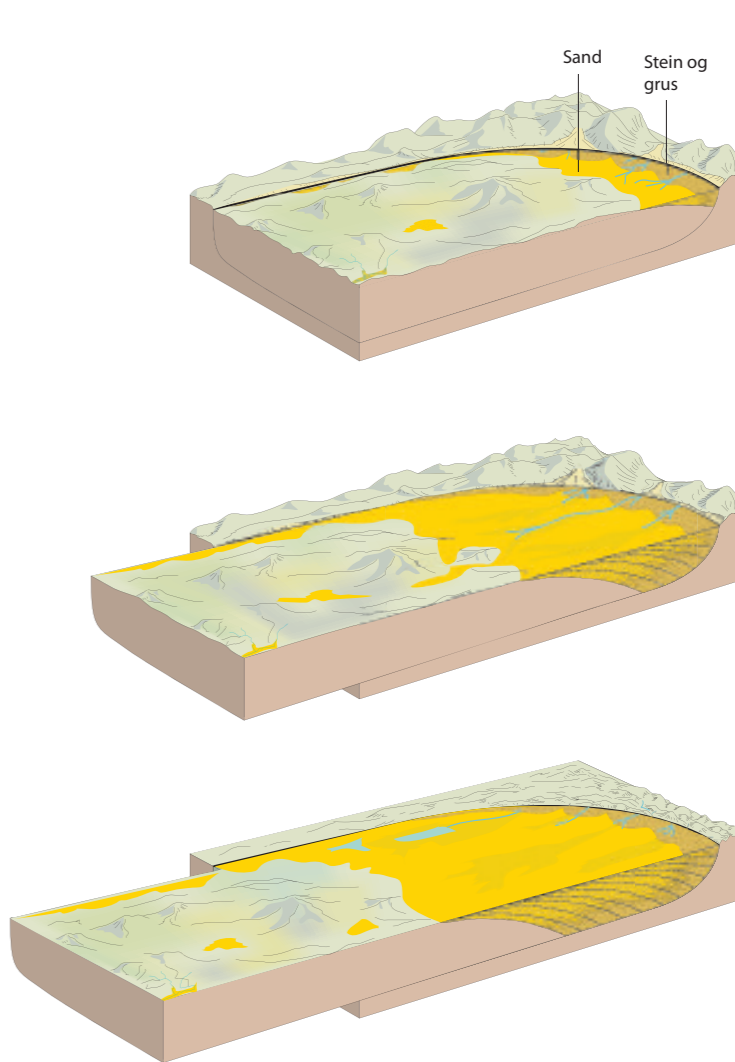


25 000 meters tykk lagpakke

Dersom en summerer tykkelsene på alle lagene som er bevart i Hornelsbassenget får en ufattelige 25 kilometers tykkelse. Tilsvarende får en rundt 10 kilometer eller mer for Håsteins-, Kvamshest- og Solundbassenget. Tenker en seg lagene stablet vertikalt over hverandre vil vi ha opptil 25 kilometer dype bassenger. Lokale intramontane bassenger som stikker så dypt ned i jordskorpa er lite sannsynlig. Geologene har derfor sett etter alternative forklaringer på disse utrolige lagtykkelsene. Forskjellige modeller har blitt vurdert, men den eneste som har kunnet forklare den stratigrafiske tykkelsen sammen med den østlige laghelningen, er modeller hvor en listrisk forkastning avgrenset bassengene mot øst. Da vil lagene gradvis roteres til å helle i østlig retning. Bevegelser ned ramper og ujevne forkastningsflater har trolig forårsaket både folding og forkastningsdannelse i avsetningene etter hvert som bassengene ble dannet. Dette gav topografiske utslag i bassengbunnen, noe som igjen påvirket strømningsretningen på elver, forholdet mellom transport og sedimentasjon og dermed fordelingen av sand og konglomerat i bassengene.

Tolkninger av strømningsretningene i Kvamshestbassenget tyder på at etter hvert som tiden gikk, endret bassenggulvet fall fra en sørøstlig til mer østlig retning, og strekkingsretningen i området endret seg tilsvarende fra nordvest til vest. Samlet tyder strukturgeologi og sedimentologi i og rundt Kvamshestbassenget på at strekkingsretningen roterte fra sørøst-nordvest til øst-vest etter hvert som bassenget utviklet seg. Tegn til en tilsvarende endring er funnet i Hornelsbassenget.

Også bassengene ved Fensfjorden, Solund og Håsteinen er dannet ved forkastningskontrollert sedimentasjon. Felles for disse bassengene er at de nesten er totalt dominert av konglomerater. Unntaket er de fossilførende underdevonske sandsteinene ved Værlandet lengst nord i Solundbassenget. Det bør også nevnes at både Solund- og Håsteinsbassenget lokalt er relativt kraftig deformert, f.eks. ved Utvær, der konglomeratene har utviklet en planstruktur og bollene parallellstilt og strukket i vest-nordvestretningen. Dette må ha skjedd på nærmere 10 kilometers dyp, som trolig er det maksimale dypet de devonske konglomeratene noen gang nådde.



Den rytmiske lagdelingen trer godt fram i fjellene ved Haukå øst for Florø.

Forenklet modell for hvordan en tenker seg dannelsen av de enorme mektighetene av devon-avsetninger i Hornelsbassenget. På grunn av den kurvete forkastningsflaten ble lagene rotert etter hvert som de bevegde seg ned for forkastningen og nye lag ble avsatt over.

Foldete lag ved Grøndalen.
Hornelbassengets sørgrense.
Hovedlagene står fram som bånd i
berget. De lyse feltene til venstre for
midten er tupper av grusvifter som
er stablet oppå hverandre. Viftene
har kommet fra bassenggrensen til
høyre for massivet.



Bassengene foldes

Hele området med devonske bassenger ble etter hvert forkortet i nord-sør-retning samtidig som det opplevde øst-vest strekking. I Hornelbassenget er Grøndalssynklinalen, som strekker seg langs store deler av bassengets sørlige del, trolig dannet under denne fasen. Håsteinen viser en tilsvarende, men tettere fold der en akseplankløy er synlig i sandlag. I Kvamshestbassenget ble de yngste bevarte delene foldet med øst-vest-akser samtidig med sedimentasjonen. Dessuten førte nord-sør-forkorting lokalt i overfolding (inversjon) av lagene i Kvamshestbassenget, samt utvikling av en stor reversforkastning som kan følges aksialt i store deler av bassenget. Lengst i vest er grønnstein og metagråvakter fra underlaget lokalt skjøvet over devonsedimentene. En lignende fold i Solundbassenget kan imidlertid forklares som et resultat av en rampe i underlagsforkastningen. På Trøndelagskysten er de eldste bassengene mer påvirket av folding enn på Vestlandet,

noe som skyldes bevegelser langs Møre-Trøndelagsforkastningskomplekset. Den devonske nord-sør forkorting vedvarte trolig inn i karbon og er også medansvarlig for at bassengene i dag er bevart i de regionale øst-vest-synklinale mellom Sogn og Stadlandet.

Det finnes flere forklaringer på nord-sør-forkorting. Tidligere antok mange at vi hadde med den samme Svalbardske fasen å gjøre som deformerer den devonske lagrekken på Svalbard. Seinere har andre sett mot sør og koblet nord-sør-forkorting med den variskiske fjellkjededannelsen i Europa. En tredje teori er at foldene er en interferens mellom venstrelengs bevegelse langs Møre-Trøndelagsforkastningssonen og transporten vestover av de kaledonske dekkene i Sør-Norge. En fjerde mulighet er at foldingen er en intern effekt av at skorpa tynnes og dermed "krøller seg", liksom et laken krølles når det strekkes.



Devonske sandsteiner i Alfotbreområdet.

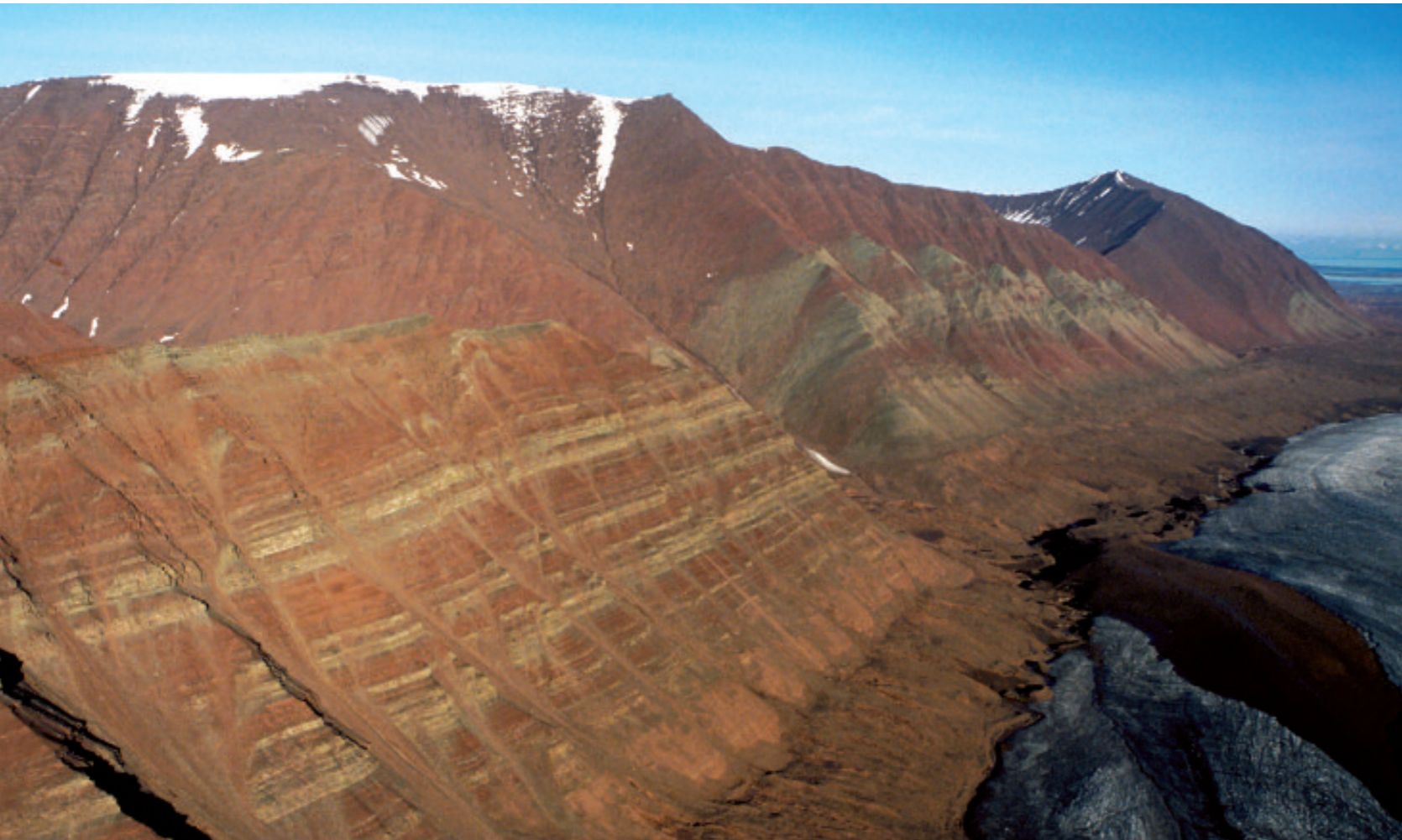
Svalbards "Old Red": Et landskap i farger

På Svalbard opptrer devonavsetninger som har både likheter og ulikheter med avsetningene på fastlandet. Variasjonene er større, vi har bevart en mer kontinuerlig lagrekke, og plasseringen langs et system av parallelle forkastningssoner med sidelengs bevegelseskomponenter gir forskjeller i deformasjonsstil.

Når man drar nordover fra befolkningssenteret Longyearbyen og inn Dicksonfjorden, vil man først se deltaavsetninger fra triastiden tegne seg med sørlig hellende lag i fjellsiden. Videre ser man et høyfjellslandskap med steile klipper, meislet ut i karbonatbergarter fra karbon og perm. Til sist krysser vi grensen der det underste karbonske kalksteinslaget ligger vinkeldiskordant over rødbrune sandsteiner og leirskifre fra devon. Det engelske begrepet "Old Red Sandstone", som brukes på de ofte rødlige avsetningene fra devontiden, kommer til sin rett her.

Videre strekker rødbrun devon seg mil etter mil nordover gjennom Dickson Land og Andrée Land, bare avbrutt av grågrønne og gule sandsteiner, hvite isbreer og den lysegrønne fargen av mose og lyng under fuglekolonier og i dalbunnene. Devonbergartene er elveavsetninger, avsatt i et tørt klima, hvor jernforbindelser gir den rustrøde fargen. Øyet må venne seg til det uvirkelige, fargerike landskapet, og blendes når man kommer seg ut og ser "normale" farger igjen.

Overgangslagene mellom Austfjordleddet (gul, kalkrik sandstein) og Dicksonfjordleddet (rød sandstein) i Wood Bay-formasjonen, her ved Orsabreen, nord for Ekmanfjorden, James I Land.



Folder i grått

Et helt annet inntrykk av Svalbards devon får man når man kommer nordfra til Andrée Land, inn i Wijdefjorden eller Woodfjorden, hvor den yngre delen av devon ligger. Her er det mer kjedelige grå farger som dominerer, nesten svarte mot himmelen og isbreene. Til gjengjeld er det flotte folder i fjell-sidene, i hvert fall ved Woodfjorden. Lenger sør, i overgangsområdet med de fargerike lagene, finnes det et utall forkastninger som kutter lagrekken i flere retninger og frembringer en kunstnerisk mosaikk.

Enda et nytt særpreg møter oss i Raudfjorden og ved Monacobreen i nordvest, hvor de aller eldste devonlagene ligger. Her er det mektige purpurrøde og grå konglomerater, avsatt i elvevifter, samt kilometerdykke grågrønne sandsteiner som bestemmer bildet. Vi kjenner oss mer igjen fra vestlandsbassengene, selv om fargene er mer spektakulære.

Det aller meste av Svalbards devon ligger i dagen her på det nordlige Spitsbergen, bevart i forholdsvis lave forkastningsblokker mellom Raudfjordforkastningen i vest og Billefjordforkastningssonen i øst. Særlig den siste har en meget lang historie, men var ikke noen aktiv, bassengavgrensende forkastning i devon. Det er bevegelser tilknyttet den svalbardske fjellkjededannelsen helt i slutten av devontiden, samt karbonske bevegelser, som gjør at vi i dag ikke finner devonavsetninger øst for Billefjordforkastningssonen.

Devonlandskapet får et ytterligere særpreg gjennom miocene platåbasalter som med opptil 400 meter tykkelse ligger på fjelltoppene, hvor de dekker en nokså jevn overflate (peneplan) med 200–300 meter dype daler. Dette miocene peneplanet kan gjenkjennes fra fugleperspektiv; fjelltoppene i hele det nordlige Spitsbergen ligger mer eller mindre i et "plan" som heller svakt nordover, fra 1300 moh. i sør til 600 moh. i nord.

System i rotet

Svalbards devon representerer et såkalt molassebasseng, dvs. en innsynking i den ferske kaledonske fjellkjeden hvor steiner, sand og leire fra de omliggende fjellområdene la seg til ro. Steinmateriale dannet rasvifter, sand ble fraktet med elver og avsatt på vide elvesletter, mens det fineste materialet sank til bunns i innsjøer. Flere av disse avsetningsproses-

sene skjedde samtidig slik at svært forskjellige avsetningstyper ble dannet på samme tid innenfor begrensede områder. Dette har tidligere ført til en del problemer og misforståelser angående stratigrafisk inndeling og navnssetting.



HVORFOR RØD?

Hva er det som gir de forskjellige fargene i devonavsetningene på Svalbard? Jern er nøkkelen. I godt drenert sand der luft slipper til i porerommene, danner det seg jern(hydr)oksider (oker) med treverdige jern (rustforbindelser). De røde sandavsetningene på Svalbard var nok opprinnelig mer gulbleke enn røde. Men etter hvert som slik sand ble begravd, ville de tidlige oker-fargete jernforbindelsene bli gradvis mer krystalline og nærme seg mineralet hematitt (Fe_2O_3). Samtidig ville den røde til rødbrune hematittfargen komme fram. Men det forutsetter et oksiderende og luftig miljø. De grålige sandsteinene derimot var vannmettet like etter begravning, og her fikk vi reduserende forhold i porerommene, med dannelse av toverdige jernforbindelser som gav sanden en blekere, grågrønn farge.

Devonavsetningene på Vestlandet mangler rødfarge fordi de ble avsatt i bunnen av bassenger hvor det må ha vært rikelig med grunnvann og dermed reduserende forhold under hele begravningshistorien. I tillegg kommer det at noen av Vestlandsavsetningene er grønnfarget av kloritt og epidotmineraler eller gråfarget av lys glimmer fra de kaledonske kildebergartene.

Tilførselsrør til vulkan fra kvartærtiden i Wood Bay-formasjonen. Lokalitet ved Breibogeforkastningssonen.

Likevel er det ikke noen tvil om at det finnes en stratigrafisk tredeling innenfor "Old Red"-lagrekken. *Siktefjellgruppen* er eldst og opptrer i et meget be-grenset område ved Liefdefjorden og Raudfjorden. Gruppen består av grove, usorterte, polymikte konglomerater med grunnfjellet som kildebergart og overliggende grågrønne sandsteiner. Det ser ut til at et lite, smalt traue ble fylt inn med rasmateriale først og, etter hvert som traue ble bredere, med elveavsetninger. Gruppen kuttes av en tydelig vinkeldiskordans som vitner om tektoniske hendelser, den såkalte haakonske fasen (oppkalt etter Haakon VII Land).

Over diskordansen, stedvis over Siktefjellgruppen og stedvis over grunnfjellet, begynner *Red Bay-gruppen* med grove konglomerater og ender opp i grågrønne sandsteiner. Men tykkelsen ligger her på 5–6 kilometer, i stedet for noen hundre meter som for Siktefjellgruppen. Red Bay-gruppen viser en kompleks lateral forgreining av forskjellige konglomerat- og sandsteinstyper som først ble tilnærmelesvis forstått under detaljkartleggingen av de avsidesliggende nunatakområdene ved Monacobreen og Isachsenfonna på 1990-tallet. Her har man gode eksempler på at forskjellige avsetningsprosesser er aktive samtidig i ulike deler av avsetningstraue.

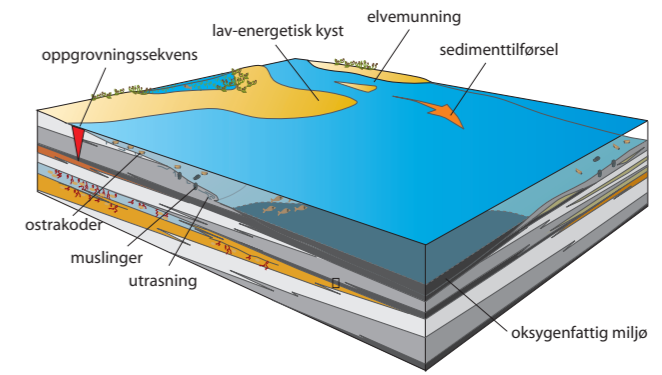
Siktefjell- og Red Bay-gruppen utgjør hele devonlagpakken i området vest for Breibogeforkastningssonen. Denne forkastningen er en tredje, stor nord-sør-gående forkastning ved siden av de to som begrenser devonområdet.

Øst for Breibogeforkastningen ligger den rundt fire kilometer tykke *Andrée Land-gruppen* av tidligdevonsk (siegen) til seindevonsk (famenne) alder. Mesteparten av området består av den fortsatt tidligdevonske Wood Bay-formasjonen med sine fargerike, rød-brune sandsteiner og leirskifre som "Old Red" har fått navnet sitt fra. Oppover i lagrekken, i nordlige *Andrée Land*, ligger den gråaktige Grey Hoek- og Wijde Bay-formasjonen (mellomdevon), mens helt i sør, ved Billefjorden, overlages Wood Bay-sedimentene vinkeldiskordant av den seindevonske Mimerdalsformasjonen med grove konglomerater i øvre del. Disse konglomeratene kan kanskje knyttes til forskyvninger langs Billefjordforkastningssonen ved starten av den svalbardske fjellkjededannelsen.

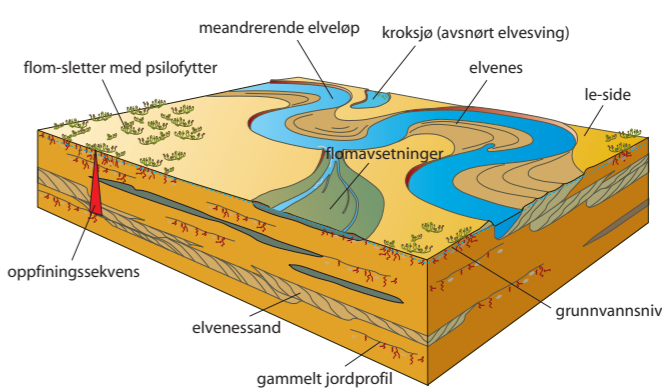
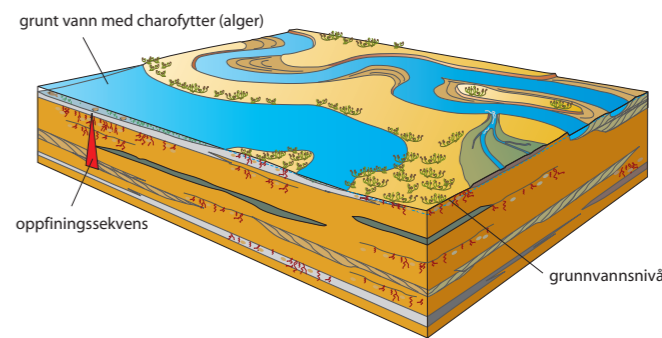
Funn av fossile fisker har gjort det mulig å foreta en grov aldersinndeling av Svalbards devonlagrekke. Devon var tiden da fiskene utviklet seg for fullt, både panserfisk og benfisk, og nydelige fossile stykker finnes mange steder i hele lagrekken, spesielt i Wood Bay-formasjonen.

Hamskifte i underdevon

Som nevnt tidligere finnes det flere kilometer tykke lag av tidlig devonsk (gedinne) alder i det vestlige deltrauet (Siktefjell- og Red Bay-gruppen), mens det ligger flere kilometer med yngre sedimenter i det østlige traue (Andrée Land-gruppen). En sannsynlig avsetningskontakt mellom de to gruppene finnes bare ved sørenden av Woodfjorden, men det er vanskelig å avgjøre om den virkelig er primær, og om den i så fall er konkordant eller vinkeldiskordant. Med andre ord, det er ikke noe som røper hvor mye av Red Bay-gruppen som ligger under *Andrée Land-gruppen* i det østlige deltraue. Undergrensen til *Andrée Land-gruppen* ligger i hvert fall på grunnfjell helt i sørvest ved Kongsfjorden. Det samme gjelder Sør-Spitsbergen, hvor *Andrée Land-gruppen* dukker opp igjen på sørsiden av det sentrale tertiærbassenget. Nord for *Andrée Land* viser seismiske undersøkelser at hele sedimentlagrekken bare er ca. fire kilometer tykk, kanskje representert av *Andrée Land-gruppen* alene.



Sedimentære facietyper i Wood Bay-formasjonen.



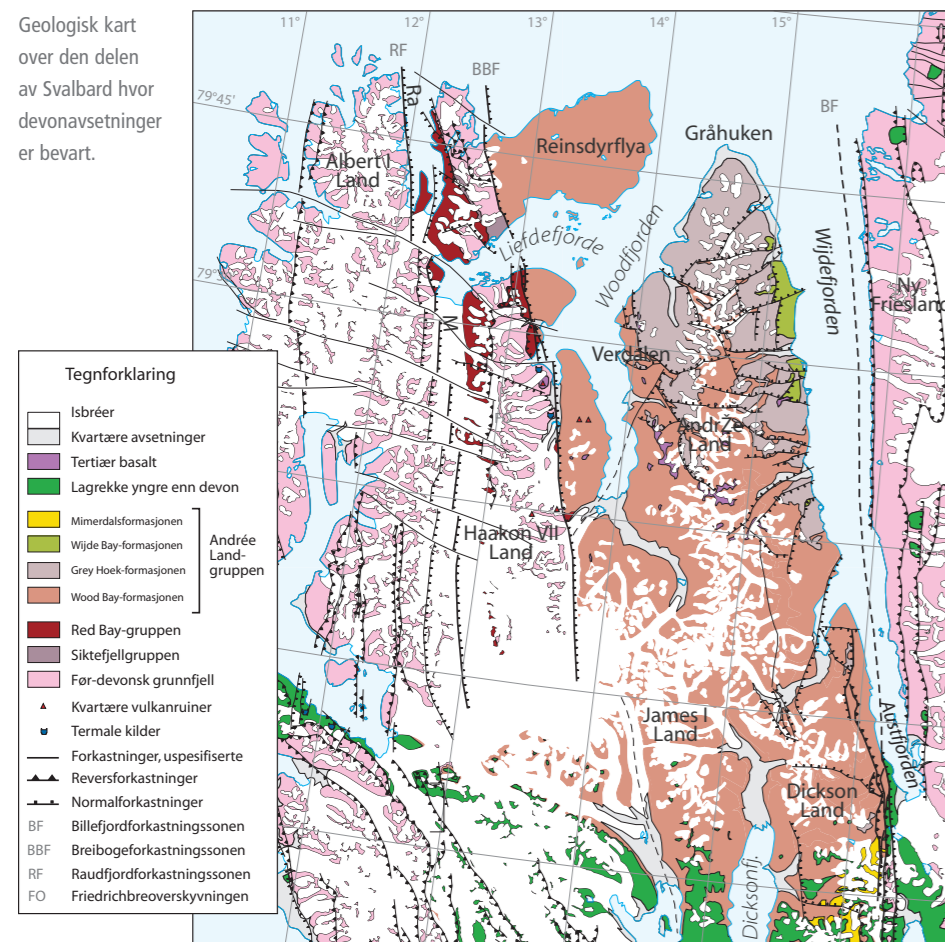
Det er altså mest sannsynlig at Red Bay-gruppen bare ble avsatt i et forholdsvis smalt nord-sør-gående traue, og ikke særlig langt øst for Breibogeforkastningen. Denne forkastningen eksisterte muligens ikke på denne tiden, i motsetning til Raudfjordforkastningen som må antas å være den opprinnelige vestgrensen til hele molassebassenget; dette på grunn av de grove, umodne konglomeratene som ligger med bratt østlig helning rett inn til denne forkastningen ved Raudfjorden.

Tektonisk justering

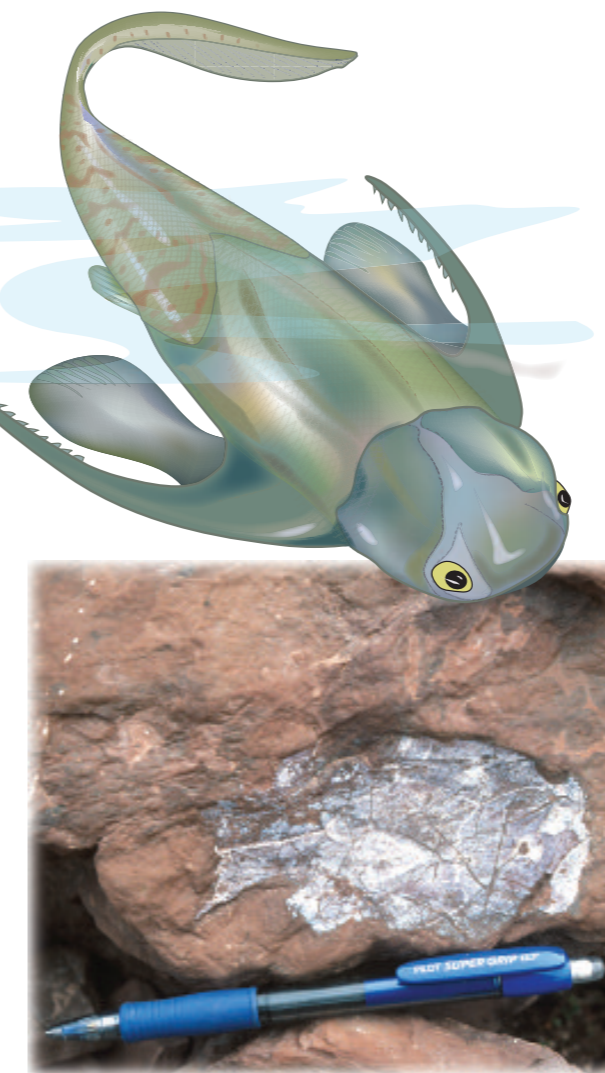
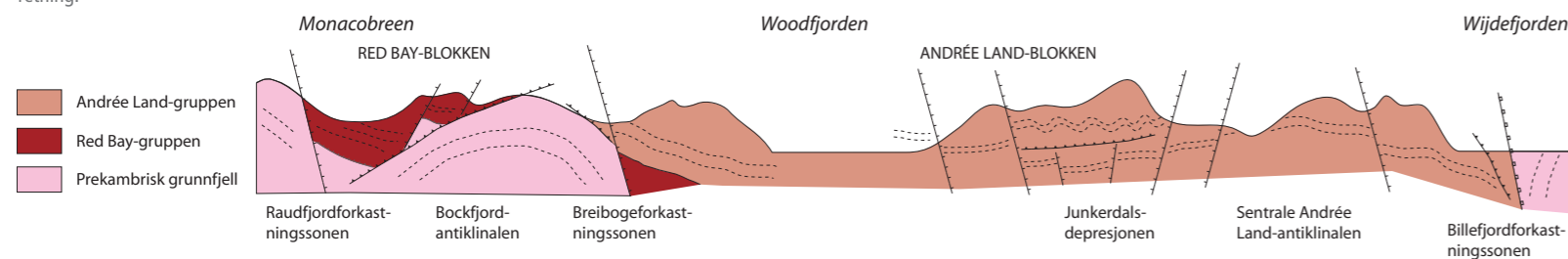
Mest sannsynlig har det altså vært en tektonisk omjustering av hele avsetningsbassenget på grensen mellom gedinne og siegen, noe som gjorde at sedimentasjonen nå skjedde mye lenger øst. Som følge av endringene ble den grågrønne elvesanden i øvre del av Red Bay-gruppen overlappet av Wood Bay-formasjonens røde og mer finkornete fluviale sandlag. Like vest for Breibogeforkastningen ligger det en del

TIL VENSTRE: Del av hodet til en devonsk panserfisk (*Arctolepis* sp.). Øyehullet synes øverst til høyre. Over en rekonstruksjon av fisken.

Geologisk kart over den delen av Svalbard hvor devonavsetninger er bevart.



UNDER: Et generalisert profil i øst-vest retning.





Folding av devonlag tilhørende Grey Hoek-formasjonen. Disse vestvendte foldene hører til Gråhukfoldesonen ved Bråvallafjella, Vårfluesjøen.

konglomerater og sandsteiner som ikke er så lett å plassere stratigrafisk, i og med at de ligger som isolerte forekomster. Det er uenighet mellom forskerne om disse ligger stratigrafisk over Red Bay-gruppen, og således utgjør en overgangsfacies til Andrée Land-gruppen (norsk oppfatning), eller om de kan korreleres med Siktetfjellgruppen, noe som deres tungmineralsammensetning kan tyde på (russisk oppfatning). Dersom det første er riktig, så kan disse konglomeratene være et resultat av den antatte tektoniske fasen i tidsrommet mellom dannelsen av Red Bay- og Andrée Land-gruppen.

Fra rødt til grått

De flerfargete, mest rødbrune, typiske "Old-Red" sedimentene i Wood Bay-formasjonen ble avsatt på store elvesletter, der meandrerende elver slynget seg mot havet og la fra seg lag med elvesand mellom flomavsetninger. Disse elveavsetningene står i sterk kontrast til de overliggende formasjonenes mørkegrå

til grågrønne farger. Men det er flere forskjeller enn fargeforskjellen. Mens den fossile makrofaunaen i Wood Bay-formasjonen mest består av fisk, er det i det overliggende mer muslinger, selv om begge deler til en viss grad finnes i alle formasjoner. Ostrakoder (muslingkreps på 0,5–1,5 mm størrelse) finnes også overalt. Planterester, derimot, viser en tydelig økning i Grey Hoek-formasjonen i forhold til det underliggende, og det opptrer kalkkonkresjoner.

Overgangen mellom Wood Bay- og Grey Hoek-formasjonene er karakterisert ved et større mangfold av til dels kalkrike sedimenttyper. Mens de kalkrike sedimentene i Wood Bay-formasjonen er varierte, typiske ferskvannsedimenter fra store og små innsjøer, så er de i Grey Hoek-formasjonen mer monotone og typiske for tidevannsletter. Etter hvert ble det dannet store laguner med forbindelse med det åpne havet, og til slutt lå hele området kontinuerlig under vann.

Ny uro: den svalbardske fjellkjededannelsen

Når man reiser gjennom Svalbards devonlandskap, beveger man seg over lange avstander gjennom tilsynelatende udeformerte, noen ganger svakt hellende lagrekker. Av og til skjærer en liten skyveforkastning gjennom lagene. Men når man nærmer seg Billefjordforkastningssonen, eller kommer inn den brede landstripen som strekker seg fra Gråhuken til Verdalen gjennom sentrale Andrée Land til nordlige Dickson Land, blir inntrykket et helt annet. Her ligger devonlagene til dels tett foldet, med nord-sørgående foldeakser og vestover-rettete overskyvninger. Sør for Liefdefjorden er Red Bay-gruppen til dels skjøvet inn over grunnfjellet. Deformasjonen har i sin helhet påvirket de yngste devonbergartene, men ikke overliggende karbon, og må dermed ha funnet sted helt i slutten av devontiden. Denne "knaingen" av devonlagrekken kalles *den svalbardske fjellkjededannelsen* og tilsvarer i tid den *ellesmeriske* på nordøst Grønland og Ellesmere Island.

Felles for all svalbardsk deformasjon er at den ikke påvirker hele devonlagrekken på en gjennomgripende måte. I stedet er den knyttet til dyptgående, eldre forkastninger som ble reaktivert sidelengs, samtidig med sammenpresning og folding på tvers av forkastningene (transpresjon). Derfor er mye av

deformasjonen lokalisert til soner langs disse dype forkastningene – forkastninger som har vært aktive både før og etter devontiden og som bl.a. ble brukt som magmaveier i kvartær tid. Flere kvartære vulkaner er knyttet til disse forkastningene.

At vi hadde vertikalbevegelser og overskyvninger mot slutten av devon ser vi langs flere av forkastningene. Blant annet våknet Billefjordforkastningssonen til live helt mot slutten av devon. Grunnfjellet i Ny-Friesland øst for forkastningssonen ble da hevet med minst fem kilometer og skjøvet vestover, over devon. Devonbergartene ble dermed foldet og komprimert. Samtidig flyttet trolig Ny-Friesland-blokken seg sidelengs mot nord. Sidelengsbevegelse er et generelt trekk med de dype forkastningene på Svalbard. Bevisene for devonsk sidelengsbevegelse er imidlertid ikke mange. Det beste er kanskje en forkastningssone som løper parallelt med den store Billefjordforkastningssonen. Langs denne sonen, i litteraturen omtalt som Grønhorgdals-Triungforkastningssonen, finner vi både overskyvnings- og foldestrukturer. I tillegg finner vi et såkalt avløsningsbasseng eller "pull-apart" basseng. Slike bassenger er karakteristisk for sidelengsbevegelser og forteller oss at bevegelsen var venstrelengs (sinistral).

Kvartsgang langs en av forkastningene tilhørende Billefjordforkastningssonen vest for Austfjorden, Dicksons Land. Stedvis finner vi tungspat (barytt) i denne kvartsgangen.

