

# Jubileum for ny innsikt i Jordas dynamikk

Reidar G. Trønnes, Senter for Jordas utvikling og dynamikk og Naturhistorisk museum, Universitetet i Oslo

**To viktige artikler fra 2004 ga ny innsikt i Jordas struktur og dynamikk. Oppdagelsen av et nytt mineral og sammenhengen mellom store basaltprovinser og strukturer nederst i mantelen har stimulert den interdisiplinære forskningen i fagområdene mineralogi, seismologi og geodynamikk.**

## *Mineralet post-bridgmanitt*

Den 7. mai, 2004 publiserte tidsskriftet Science den første artikkelen som viser at Jordas mest utbredte mineral, bridgmanitt, går over til et nytt mineral, post-bridgmanitt, nederst i Jordas mantel. Det nederste 300-500 km tykke laget i mantelen har store variasjoner i tykkelse og seismiske egenskaper og kalles D"-sonen. Bakgrunnsinformasjon om Jordas dype indre finnes i litteraturreferansene til denne artikkelen (se også <http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-sci/Jorda-Indre/>). Mineralene og bergartene i Jordas dype indre er også kort beskrevet i faktaboksen.

Vanlig peridotitt, som er hovedbergarten i Jordas mantel, inneholder ca. 75% bridgmanitt eller post-bridgmanitt ved trykk som svarer til den nedre mantelen mellom 660 og 2890 km dyp. Fordi krystallstrukturen til post-bridgmanitt har lav uorden (entropi) går mineralet tilbake til bridgmanitt ved de høyeste temperaturene nær kjernegrensen. Laget som inneholder post-bridgmanitt er dermed også tykkest i områder der den nederste mantelen er kaldest.

Den umotiverte og tilfeldige oppdagelsen av post-bridgmanitt foregikk under eksperimentering med laser-varmete diamantceller ved 2000-2300 °C og 130 GPa (gigapascal, 1 GPa = 10000 bar). Eksperimentene ble utført i verdens kraftigste synkrotronstråleanlegg, SPring-8 i Japan. Synkrotronstråleanlegg produserer fokuserte røntgenstråler som muliggjør observasjon av mineralenes krystallstruktur ved stråleavbøyning fra de enkelte atomene.

Oppdagelsen kom på overtid, siden seismologer allerede i 1983 hadde observert grenseflater som svarer til denne faseovergangen. I 1999 konkluderte seismologene også med at det varierende dypet til den øvre grenseflaten trolig hadde sammenheng med en faseovergang preget av en betydelig reduksjon i entropien. Den temperaturfølsomme faseovergangen kan gi viktig informasjon om temperaturvariasjonene nederst i mantelen og om varmestrømmen fra kjerne til mantel.

Fordi oppdagelsen av post-bridgmanitt var forutsett, stimulerte den umiddelbart til interdisiplinær kommunikasjon og forskning i fagområdene mineralogi, seismologi og geodynamisk modellering. Den første artikkelen i Science (Murakami et al. 2004) har blitt sitert mer enn 800 ganger i andre tidsskriftartikler i løpet av tiårsperioden.

## *Høy- og lavfartsområder nederst i mantelen*

D"-sonen omfatter to antipodiske områder under Afrika og Stillehavet med lav skjærbølgehastighet og et mellomliggende sirkumpolarbelte (lengdegradsbelte) under Arktis, Øst-Asia, Australia, Antarktis og Sør- og Nord-Amerika med høye skjærbølgehastigheter (Fig. 1). Beltet med de høye hastighetene representerer kald og synkende mantel i områder som har hatt mye subduksjon av Jordplater i de siste 300 millioner år.

De tydeligste seismiske refleksjonene ved grenseflatene til post-bridgmanitt-laget finnes i dette kalde beltet, der post-bridgmanitt-laget også er tykkest (opp til 350 km). Innenfor de 300-500 km tykke lavfartsprovinserne under Afrika og Stillehavet finnes også seismiske grenseflater, men det er svært usikkert om dette er grensene til post-bridgmanitt-dominerte lag. Lavfartsprovinserne består sannsynligvis av tunge, jern-rike og varme bergarter. Post-bridgmanitt opptrer i utgangspunktet ikke der temperaturen er høy. Betingelsen for at mineralet skal kunne dannes i de varme områdene er derfor at Fe-rik post-bridgmanitt har utvidet stabilitetsfeltet, men dette er fremdeles usikkert.

## **Delvis oppsmelting av Jordas mantel**

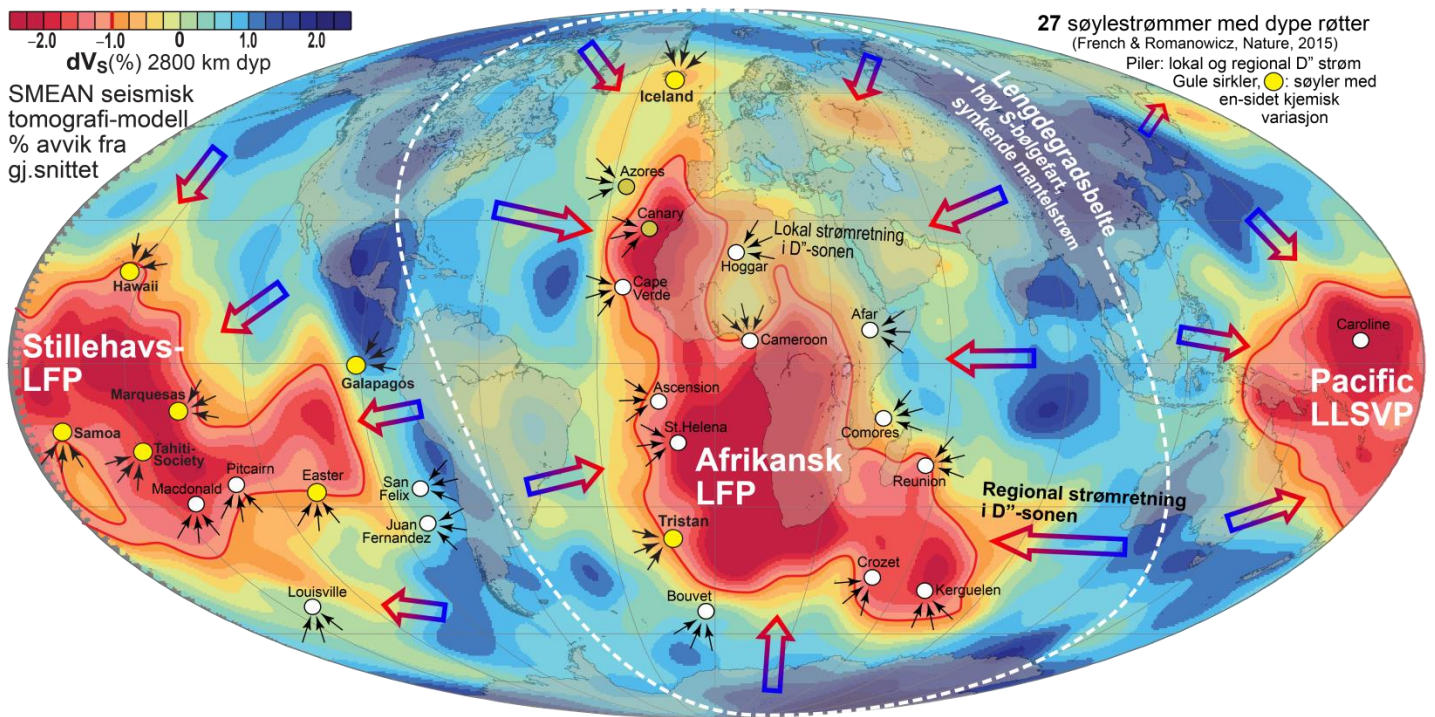
Hovedbergarten i mantelen er **peridotitt**. For å smelte peridotitt 100% må temperaturen opp til 1700°C når trykket er 1 bar. Smeltingen begynner imidlertid ved mye lavere temperatur (1100°C ved 1 bar og 1375°C ved 2 GPa (1 GPa = 10 000 bar)). Smelten som dannes ved 10-20% oppsmelting ved trykk som er lavere enn ca. 2 GPa inneholder i sammenligning med peridotitten mye mindre Mg, like mye Fe og mye mer Si, Al, Ca og Na og vil størkne (krystallisere) til bergarten **basalt**.

**Havbunnskorpen** som dekker 70% av Jordas overflate består av basalt. Denne skorpen dannes ved platespredning og deloppsmelting i den øverste delen av mantelen, asthenosfæren, som ligger under de stive **Jordplatene** (lithosfæren). Innenfor havområdene er Jordplatene omtrent 80-100 tykke, og bare det øverste 7 km tykke laget er havbunnskorpe med basaltisk sammensetning.

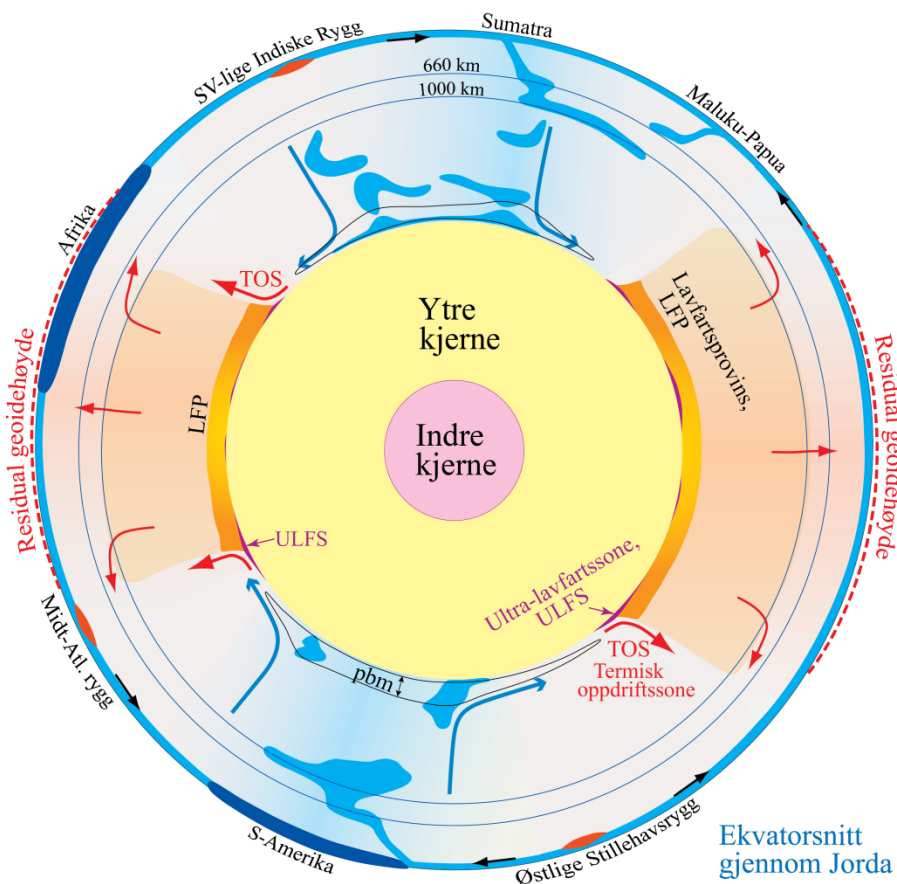
**Store basaltprovinser** dannes ved oppsmelting i den øvre delen av mantelen når uvanlig mye varmt materiale stiger opp fra den aller nederste mantelen som et stort oppdriftshode. Slike basaltprovinser dannes både der det er havbunnskorpe og kontinentalskorpe.

## **Mineralene i Jordas mantel**

Ved lave trykk består peridotitt av 60 % olivin i tillegg til to pyroksentyper. Når trykket øker over 3 GPa dannes gradvis mer granat ved utskilling av aluminium fra pyroksenene, og i trykkområdet 10-15 GPa løses pyroksen opp i granat. Olivin omvandles til høytrykksmineralene wadsleyitt og ringwooditt ved henholdsvis 14 og 18 GPa trykk, i Jordas overgangssone. I Jordas nedre mantel består peridotitt av 75-80% bridgmanitt (eller post-bridgmanitt), 15-20% ferropriklas og omtrent 5% Ca-perovskitt (Trønnes & Torsvik 2011, <http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-science-articles-Norw/Jordas-dype-indre/Naturen11-Tronnes-Jorda-indre.pdf>). Jordplatene som synker ned i mantelen i subduksjonssonene består av 90-95 % peridotitt og 5-10% havbunnskorpe med **basalt** (og gabbro). Basaltiske bergarter har pyroksen og plagioklas (feltspat) som hovedmineraler ved lave trykk og går over til eklogitt (Na-Al-rik pyroksen og granat) i øvre mantel og granatitt (90% granat) i overgangssonen. I den nedre mantelen inneholder basaltiske bergarter 40-50% bridgmanitt, 25-30% Ca-perovskitt, 15-20% Al-rike mineraler og 10-15% frie silikatmineraler (med stishovittstruktur eller CaCl<sub>2</sub>- eller αPbO<sub>2</sub>-lignende struktur). Bridgmanitt og post-bridgmanitt har MgSiO<sub>3</sub> som hovedkomponent og FeSiO<sub>3</sub> og FeAlO<sub>3</sub> som viktige bikomponenter. Ca-perovskitt er hovedsakelig CaSiO<sub>3</sub>.



Figur 1. Variasjonen i skjærbølg hastigheter nederst i mantelen, på 2800 km dyp i den såkalte D''-sonen. Mørke blå og røde farger viser høye (opp til +2.5%, over gjennomsnittet) og lave (ned til -2.5 %) hastigheter. Koter for -1% er vist ved røde linjer. De raskeste fartsendringene faller i hovedsak sammen med kotene for 1% fartsreduksjon, som også definerer to store og antipodiske lavfartsprovinser, **LFP**. Overflateposisjonene til antatt dype oppdriftsstrømmer (hvite og gule sirkler) ligger nær disse kotene og LFP-grensene. Det gjør også paleogeografisk rekonstruerte basaltprovinser med aldre fra 14 til 297 millioner år (ikke vist her). Modifisert fra Trønnes & Torsvik (2011, Naturen).



Figur 2. Omtrentlig ekvatorsnitt gjennom Jorda som viser de to antipodiske lavfartsprovinserne og strømningens mønster i mantelen. Mørke og lyse blå Jordplater (lithosfæreplater) er henholdsvis kontinentale og oseaniske. Røde og blå piler (og rød og blå bakgrunnsfarge) markerer nedstrøms- og oppstrømsområder, og svarte piler viser platebevegelse. Der mantelstrømmene stedvis er rettet mot platebevegelsen er det større skjærbevegelser i den lett defomerbare asthenosfæren like under Jordplatene. Legg merke til det sirkumpolare lengdegradsbeltet med synkende og kald mantelstrøm og den varme og stigende motstrømmen over lavfartsprovinserne (**LFP**). Jordas overflate, d.v.s. den residuale geoidflaten etter justering for tunge Jordplate-masser i den øvre mantel og overgangssonen, buler ut i Afrika- og Stillehavsregionene og ligger lavt over det sirkumpolare beltet. Tynne blå linjer viser grensen for den nedre mantel ved 660 km dyp og en mer uklar økning i mantelens viskositet (seighet) ved ca. 1000 km dyp. Stabilitetsområdene til post-bridgmanitt (pbm) nederst i mantelen er vist ved svarte linjer. Modifisert fra Trønnes & Torsvik (2011, Naturen).

## Lavfartsprovinsene kontrollerer termisk oppdrift og store basaltprovinsener

Det andre viktige 2004-gjennombruddet for kunnskapen om Jordas indre dynamikk kom i en artikkel av Burke & Torsvik i Earth and Planetary Science Letters. De gjorde paleogeografiske rekonstruksjoner av utbruddsstedene til 25 store basaltprovinsener med ulike aldre opp til 200 millioner år som viste at provinsene med få unntak lå nær overflateprojeksjonene av yttergrensene til de to store antipodiske lavfartsprovinsene (LFP, slik de fremstår i dag).

I påfølgende artikler fra 2006, 2008 og 2010 har forskergruppen til Prof. Torsvik (nå leder for Senter for Jordas utvikling og dynamikk, Univ. i Oslo) dokumentert og nyansert dette sammenfallende mønsteret, også for store basaltprovinsener og kimberlitter med aldre opp til 300 Ma. Kimberlitter er vulkanske eksplosjonsbergarter med utspring i diamant- og karbonatrik mantel som stiger opp fra stort dyp.

Mønsteret tyder på at lavfartsprovinsene har vært stabile i minst 300 millioner år og at yttergrensene er gunstige for utvikling og fokusering av oppvarmet og lett materiale som danner termiske "oppdriftshoder". Etter at oppdriftshodene er store nok, kan de stige mot overflaten, gjennomgå deloppsmelting i den øvre mantel og levere magma til de store basaltprovinsene og til andre vulkanske sentre (Fig. 1).

En enkel analyse av massefordelingen i den roterende Jordas viser at en begrenset overskuddsmasse med tetthet som er litt større enn den omgivende gjennomsnitts-peridotitten vil fordele seg i to antipodiske hauger nær ekvator i rotsonen til de to brede oppdriftsområdene under Afrika og Stillehavet. Jordas rotasjon var mye raskere under avsluttende planetvekst (døgnlengden har øket fra ca. 6 timer for 4,5 milliarder år siden til 24 timer i dag) og rotasjonsenergien kunne trolig derfor etablere antipodiske tunge og varme områder på et tidlig stadium.

Strømningene i Jordas mantel foregår som et sakte sig av faste, men deformerbare, bergarter akkurat som siget av is i fast-fase i en isbre. Strømningsmønsteret omfatter i første rekke den synkende kalde massen i det sirkumpolare beltet og varme motstrømmer over de to lavfartsprovinsene (Fig. 1 og 2). Disse bevegelsene løfter Jordas overflate (geoide-flaten) over lavfartsprovinsene og senker overflaten over det sirkumpolare nedstrømsbeltet. Fra den nederste delen av nedstrømsbeltet siger bergartsmassene horisontalt langs kjernegrensen i retning mot lavfartsprovinsene (Fig. 1 og 2).

Den horisontale strømmen varmes opp fra kjernekontakten og blokkeres på grensen til lavfartsprovinsene. Videre oppvarming og termisk utvidelse kan gi lokal oppdrift og fokusert tilstrømning av materiale som danner et voksende oppdriftshode. Når hodet er blitt tilstrekkelig stort, varmt og lett, kan det overvinne viskositeten (seigheten) i de omgivende mantelbergartene, løsne og stige relativt raskt mot overflaten.

Yttergrensene til de tunge og varme lavfartsprovinsene er dermed gunstige for episodisk dannelselse av oppdriftshoder og resulterende basaltprovinsener på overflaten. Disse opptrer med gjennomsnitts-intervaller på ca. 10 millioner år. Mye av materialet i den horisontale strømmen langs kjernegrensen vil også gli inn over overflatene til lavfartsprovinsene under Afrika og Stillehavet og bidra til de brede (ca. 5000 km i diameter) og passive oppstrømmene som hever geoideflaten (Fig. 2).

Et oppdriftshode som har banet seg vei gjennom mantelen og dannet en stor basaltprovins vil vanligvis etterlate seg en varm "hale" ned til D"-sonen. Den lave viskositeten av bergartene i slike varme kanaler er gunstig for hurtig og effektiv strøm av varmt materiale. Seigheten i bergartene reduseres ved høy temperatur. Når Jordplatene beveger seg horisontalt på overflaten vil slike søylestrømmer resultere i rekker av eldre vulkansentre bort fra dagens aktive senter (Fig. 3).

Det mest kjente eksempelet på et slikt søylestrømsspor er vulkan- og sjøfjellkjeden som strekker seg i nordvestlig retning fra de aktive vulkanene på hovedøya Hawaii via de øvrige Hawaii-øyene og Hawaii- og Emperor-sjøfjellene mot Aleutene og Kamchatka der Stillehavsplaten synker ned i mantelen. Figur 3 viser også noen søylestrømsspor som kobler sammen gamle basaltprovinsener og aktive vulkansentre.

### Navnsetting av mineralene i Jordas dype mantel

Kravene til nye mineraler som skal godkjennes av International Mineralogical Association er at de må bli prøvetatt og undersøkt fra en naturlig forekomst. Noen av de viktigste mineralene som bygger opp Jordas indre er også funnet i sjokkomvandlete meteoritter (fra kollisjoner mellom asteroider og mellom asteroider og Mars eller Månen) og disse mineralene har fått offisielle navn. De viktigste eksemplene er: høytrykksformene til olivin ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ -støkiometri): wadsleyitt og ringwooditt, høytrykksformene til pyroksen ( $\text{MgSiO}_3$ -sammensetning): majoritt (granat-struktur), akimotoitt (ilmennitt-struktur).

Jordas viktigste mineral, bridgmanitt er funnet i sjokk-smelte-årer i  $\text{MgSiO}_3$ -dominert materiale i Tenham meteoritten, fikk sitt godkjente mineralnavn i 2014. Ca-perovskitt og post-bridgmanitt har krystallstrukturer som går i oppløsning når trykket reduseres. Derfor blir de ikke bevart nær overflaten, og etter reglene vil de derfor heller ikke kunne godkjennes.

### Seismiske bølger

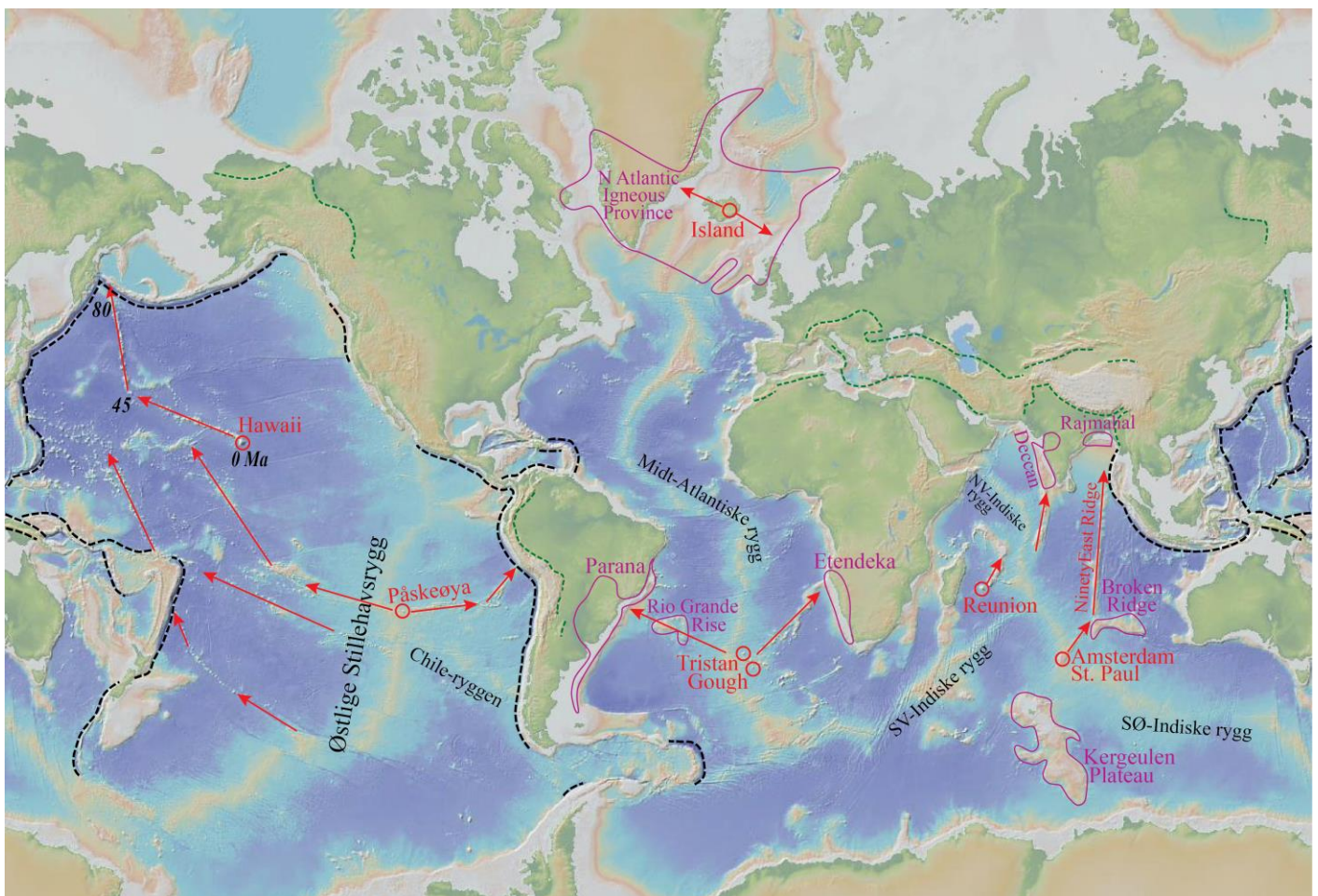
Lydbølgene gjennom Jordas indre forplanter seg fra små og store jordskjelv og omfatter **skjærbølger** med svingeretning på tvers av og **trykkbølger** med svingeretning langs bølgens forplantningsretning. Bølgehastigheten varierer med materialenes stivhet og tetthet på følgende måte:

$$V_s^2 = G/\rho \quad \text{og} \quad V_p^2 = (K + 4G/3)/\rho$$

der  $V_s$  og  $V_p$  er hhv. skjær- og trykkbølgehastighetene,  $G$  er skjærstivhet,  $K$  er trykkstivhet og  $\rho$  er tettheten.

Skjær- og trykkstivhetene er knyttet til mineralenes egenskaper (krystallstrukturer), men avtar med stigende temperatur for et bestemt materiale.





Figur 3. Verdenskart som viser noen av de største søylestrømsentrene (røde sirkler) med tilhørende søylestrømspor over havbunnskorpe (rettlinjete kjeder av vulkanøyer eller sjøfjell, markert med røde piler). Alderen til vulkanene langs Hawaii-Emperor-sporet er angitt i millioner år (0, 45 og 80 Ma). Pilretningene er omtrent sammenfallende med retningene for platebevegelsen dersom de tilnærmet vertikale søylestrømmene opp fra dypet står i ro. Retningsforandringene i den vestlige delen av Stillehavet for ca. 45 Ma siden skyldes delvis at en sørgående mantelstrøm i Stillehavet i tiden før 45 Ma presset de øvre delene av søylestrømmene mot sør. De store basaltprovinsene dannet fra oppdriftshoder som startet noen av søylestrømmene på kartet er vist med fiolette yttergrenser: Parana og Etendeka som etablerte Tristan- og Gough-strømmen ble til under åpningen av Sør-Atlanteren for 132 Ma siden. Rajmahal (118 Ma), Kerguelen Plateau (114-100 Ma), Broken Ridge (95 Ma) og Ninety East Ridge (30-90 Ma) har trolig sammenheng med hverandre og muligens også med Amsterdam-St.Paul-øyene. Deccan (65 Ma) er knyttet til dagens Reunion-strøm, og North Atlantic Igneous Province (62-60 Ma) er knyttet til dagens Island-strøm. Subduksjonssoner der havbunnsplater synker ned i mantelen er vist med tykke stiplede linjer og kontinentale subduksjons- eller kollisjonssoner med grønne stiplede linjer.

### Lavfartsprovinsene: materialer, dannelse og alder

Opprinnelsen og alderen til lavfartsprovinsene nederst i mantelen er et høyt prioritert forskningsfelt ved Senter for Jordas utvikling og dynamikk. For å komme nærmere en slik avklaring undersøker vi de kjemiske likevektene mellom ulike mineraler og mellom mineraler og smelte under de ekstreme trykk- og temperaturforholdene som råder nederst i mantelen. Dessuten måler og beregner vi tettheten og de elastiske og termiske egenskapene til de aktuelle mineralene og smeltene.

Disse egenskapene som omfatter trykkstivhet (kompressibilitet), skjærstivhet, varmeutvidelse og varmeledningsevne, er avgjørende for å knytte de seismiske målingene til de riktige mineralene nederst i mantelen. Trykkstivhet, varmeutvidelse og varmeledning bestemmer oppdriftsmulighetene for ulike varme materialer og inngår derfor i strømningsmodellene. De elastiske og termiske egenskapene kan bestemmes ved en kombinasjon av høytrykkseksperimenter og molekylodynamiske beregninger. Disse metodene er beskrevet i Trønnes (2010, [www.forskning.no/artikler/2010/januar/239069](http://www.forskning.no/artikler/2010/januar/239069)).

De kjemiske likevektene og tetthetsforholdene mellom mineraler og smelte gir innsikt i hvordan ulike tunge materialer kan skilles fra den omgivende peridotitten. Vi vet allerede at det finnes to hovedkandidater for det tunge lavfarts materialet som vil ha passende tetthet:

1. Jern-rik peridotitt som kan stamme fra sene krystall-ansamlinger (kumulater) fra den siste delen av krystalliseringen av Jordas siste magmahav, like etter at Månen ble til (Trønnes 2009, [www.forskning.no/artikler/2009/juli/225478](http://www.forskning.no/artikler/2009/juli/225478))
2. Basaltisk eller gabbroid havbunnskorpe dannes kontinuerlig ved smelting øverst i mantelen under midthavsryggene. Slik havbunnskorpe utgjør de øvre 7 km av havbunnsplatene som glir bort fra midthavsryggene og synker ned i mantelen i subduksjonssonene rundt Stillehavet og under Indonesia (Fig. 3).

Den sannsynlige alderen for lavfartsprovinsene vil være svært forskjellig for disse to materialtypene. Kumulatene (type 1) vil være 4,47-4,40 milliarder år gamle, mens basaltisk havbunnskorpe (type 2) vil ha vokst gradvis over de siste 3-4 milliarder år. Det er også mulig at de to lavfartsprovinsene har kjerneområder av kumulater med tilvekst av resirkulert havbunnskorpe i et mer ustabilt øvre lag.

Smelteeksperimenter og molekyl-dynamiske beregninger under trykkforhold som svarer til den nederste delen av mantelen viser at jern-rik peridotitt dannet som krystall-ansamlinger fra krystalliseringen av Jordas tidlige magmahav er et sannsynlig materiale i lavfartsprovinsene. Fordi dette materialet må være varmere enn den omgivende mantelen vil post-bridgmanitt (som favoriseres av lav temperatur) opptre i lavfartsprovinsene bare dersom mineralets stabilitetsfelt utvider seg i Fe-rikt materiale. Våre molekyl-dynamiske beregninger indikerer at  $\text{FeSiO}_3$ -komponenten øker stabilitetsfeltet til  $\text{MgSiO}_3$ -dominert post-bridgmanitt, mens  $\text{FeAlO}_3$ -komponenten reduserer stabilitetsfeltet. Dette kan tyde på at lavfartsprovinsene består av materiale med mye jern, men lite aluminium, og at Fe-rik peridotitt derfor er et bedre alternativ enn basaltiske bergarter, som også har mye Al.

### ***Kontinentenes bevegelser og Jordas utvikling***

Dersom vi kan finne sikre tegn til at lavfartsprovinsene er gamle og har vært stabile i tidsperioder som overstiger de siste 300 millioner år, kan yttergrensene kanskje representere et paleogeografisk referanse-mønster. Vi kan bruke dette til å rekonstruere kontinentenes og Jordplatenes plasseringer og bevegelser bakover i tid og dermed øke kunnskapen om Jordas utvikling. Denne innsikten gir grunnlag for å tolke overflatemiljøet med endringer i hav, atmosfære, klimatiske forhold og organisk liv og dannelsen av de ulike mineralressursene.

I dag er de mest pålitelige paleogeografiske rekonstruksjonene begrenset til de siste 250-300 millioner år, d.v.s. til perioden etter dannelsen av superkontinentet Pangea. Målinger av det innfrosne magnetfeltet i eldre bergarter, som også kan dateres, gir informasjon om breddegraden, men ikke lengdegraden, for bergartenes dannelselse. Dersom vi antar at de fleste store basaltprovinser og kimberlitter stammer fra grenseområdene til de to antipodiske lavfartsprovinsene og at disse har vært stabile, f.eks. i de siste 540 millioner år (fra begynnelsen av Kambrium), kan vi forsøke å plassere kontinentene slik at de ulike basaltprovinsene og kimberlittene med fastlagt breddegrad faller sammen med en av de fire LFP-grensene. Geologisk tilleggsinformasjon og rimelige fartsgrenser for platebevegelser gjør at vi ofte kan ekskludere minst tre av de fire alternativene. Til slutt må "puslespillet" vårt med kontinentene og Jordplatene passe sammen ved de ulike tidspunktene i rekonstruksjonen. Målet vil være å komme stadig lenger tilbake i tid og oppnå forbedret nøyaktighet med slike puslespill.

### **Referanser**

Trønnes R.G. (2008) En kunnskapsrevolusjon for Jordas indre bevegelser.

<http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-sci/Jorda-Indre/DypJord.pdf>

Trønnes R.G. (2009) Apollo – et geovitenskapelig gjennombrudd

[www.forskning.no/artikler/2009/juli/225478](http://www.forskning.no/artikler/2009/juli/225478)

Trønnes R.G. (2010) Et klarere bilde av Jordas indre struktur og dynamikk

[www.forskning.no/artikler/2010/januar/239069](http://www.forskning.no/artikler/2010/januar/239069)

Trønnes R.G. og Torsvik T.H. (2011) Jordas struktur, mineralogi og dynamikk. *Naturen* 6-2011, 260-268.

<http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-sci/Jorda-Indre/Nat11-Tr-Jorda-indre.pdf>

Trønnes, R.G.(2014) Ten-year anniversaries: New insights in deep mantle structure and dynamics

<http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-sci/Jorda-Indre/Anniv-DeepEarth14.pdf>