

Den dynamiske jord

Sumatrajordskælvet flyttede videnskaben



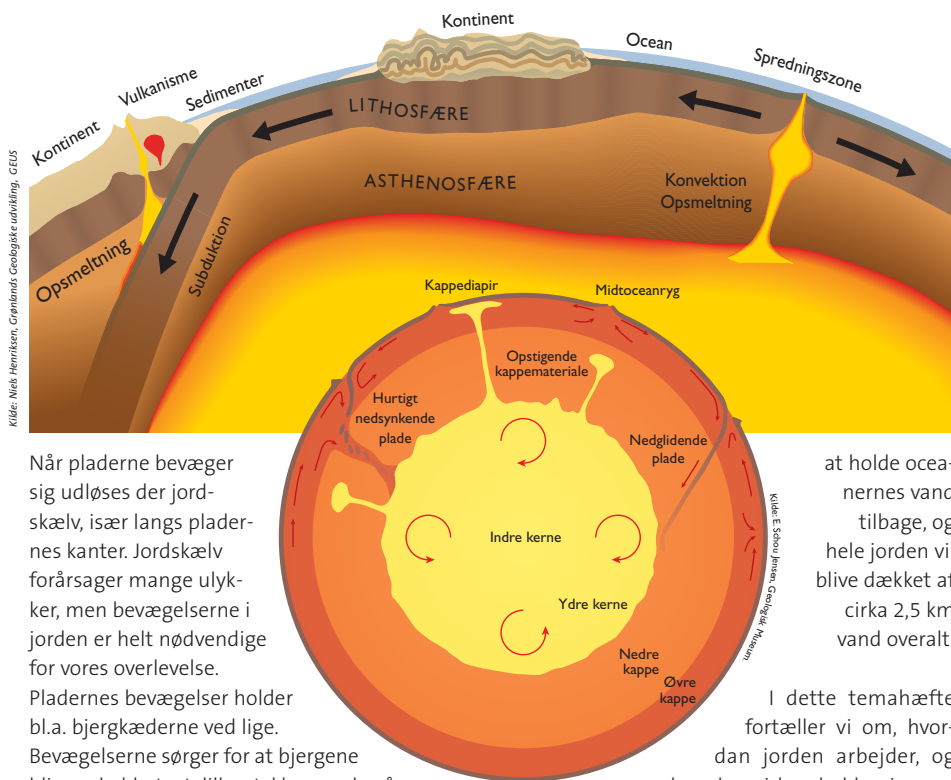
DANMARKS RUMCENTER



GEUS

Den levende jord

Jorden er spil-levende! Langt nede under vores fødder arbejder stærke naturkræfter, som bl.a. sørger for at forme jordens overflade. Varm stenmasse kryber langsomt opad fra flere tusinde kilometers dybde og skubber til de plader, der udgør jordens ydre skal. De steder, hvor pladerne er tunge og kolde, synker de ned i jordens dyb. Teorien som beskriver hvordan pladerne flytter sig, kaldes pladetektonik.



Når pladerne bevæger sig udløses der jordskælv, især langs pladerens kanter. Jordskælv forårsager mange ulykker, men bevægelserne i jorden er helt nødvendige for vores overlevelse.

Pladerens bevægelser holder bl.a. bjergkæderne ved lige. Bevægelserne sørger for at bjergene bliver skubbet et lille stykke opad, når vinden har slebet toppen af. Hvis pladetektonikken går i stå, vil vinden slibe alle bjergene ned, så jorden til sidst er glat som en strandsten. Uden skarpe niveauforskelle vil der ikke være noget til

at holde oceanernes vand tilbage, og hele jorden vil blive dækket af cirka 2,5 km vand overalt.

I dette temahæfte fortæller vi om, hvordan jorden arbejder, og hvordan vi kan holde øje med jordens aktivitet. Vi kan ikke kontrollere de voldsomme naturkræfter, der er på spil, men ved at forstå hvordan jorden fungerer, vil vi kunne begrænse naturkatastrofernes omfang.



Jordskælv forårsager mange ødelæggelser på natur, mennesker og bygninger, og skaderne løber hvert år op i milliarder.

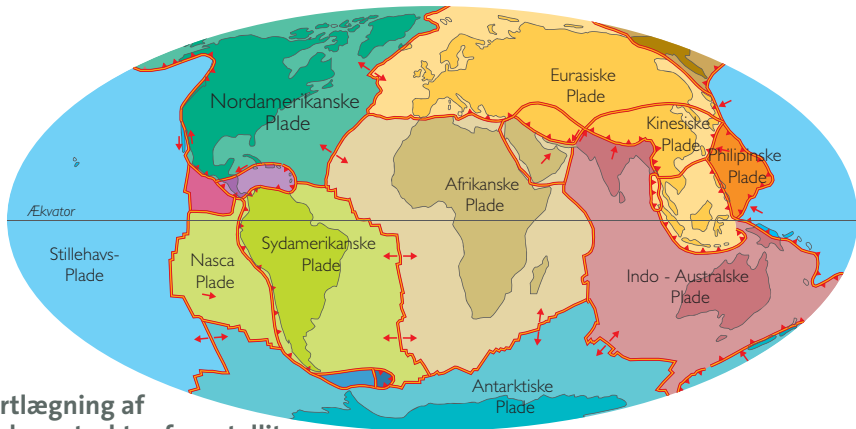
Mange steder i hæftet vil vi bruge det store Sumatra-jordskælv som eksempel. Jordskælvet som fandt sted d. 26. december 2004 målte 9.3 på Richterskalaen og udløste mere energi end 30.000 atombomber. Det var langt det største jordskælv i mere end 40 år. Jordskælvet satte den allernyeste forskning og teknologi på prøve, og inspirerede forskere til at anvende de seneste årtiers teknologiske landvindinger på helt nye måder. Sidst verden oplevede et så stort jordskælv var GPS-systemet f.eks. slet ikke opfundet!

Sumatra-jordskælvet kan lære os meget nyt om, hvordan jorden fungerer, så vi i fremtiden bliver bedre til at begrænse tab af menneskeliv i forbindelse med lignende naturkatastrofer.



Jordens ydre struktur

Land og havbund udgør den yderste del af jordskorpen. Jordskorpen sidder fast på nogle store, stive plader, der bevæger sig langsomt i forhold til hinanden. Typisk bevæger pladerne sig kun nogle få centimeter om året. I alt er der 10 meget store plader og lige så mange mindre såkaldte mikro-plader, som man har navngivet. Pladerne er op til 200-300 km tykke under de store kontinenter, og meget tyndere (5-100 km) under oceanerne. Disse hårde plader kaldes lithosfæreplader, og de glider på et blødt, men ikke smeltet stenlag kaldet asthenosfæren.



Kortlægning af jordens struktur fra satellit

Pladerne dækker jordens overflade som brikkerne i et puslespil, og det er langs kanterne af pladerne vi finder de største niveauforskelle på jorden. Dybhavsgrave ligger, hvor en plade dykker ned under en anden. Mægtige bjergkæder dannes, hvor to tykke plader støder voldsomt sammen. Det er også langs pladernes kanter de fleste og største jordskælv udløses. Derfor er det vigtigt at vide præcist, hvor pladernes kanter befinder sig. Havbundens højdeforhold og geologi var i mange år relativt ukendt, fordi det var vanskeligt at udforske havbunden, hvor den er dækket af adskillige kilometer vand. Men med satellitters hjælp er denne del af kloden nu blevet bedre kortlagt, fordi målinger fra satellitter kan bruges til at kortlægge jordens- og havbundens højde-

forhold også i områder hvor det ikke er nemt for mennesker at arbejde.

Med satellitmålinger har man gennem de seneste 15 år været i stand til at bestemme havdybderne nøjagtigt. Herved er man blevet i stand til at kortlægge en lang række strukturer på havbunden langt bedre end man tidligere kunne ud fra skibs- og ubådsobservationer. Denne information er uhyre vigtig, da havbundens variationer kan sammenknyttes med pladetektonik og jordskælv. I det følgende vil vi vise hvordan forskellige variationer af havbundens højde afslører pladeteknikken og jordens aktive pladegrænser, og vise hvordan vi kan se disse ved hjælp af satellitmålinger.

Højdemåling fra satellit - tyngder og jordens form

Satellitter til observation af Jordens overflade kaldes jordobservationssatellitter. Disse kredser typisk rundt om jorden i 700 km højde med 25000 km / timen. Højdemålings-satellitter er jordobservationssatellitter der måler havets højde ved at måle afstanden mellem satellitten og havets overflade med radar med en nøjagtighed på få centimeter. Da man kender satelliternes positioner kan man bestemme havets højde med få centimeters nøjagtighed. Ved at tage et gennemsnit af højde-observationerne over et 3-10 km² stort område fjernes variationer som skyldes bølger, storme og tidevand.

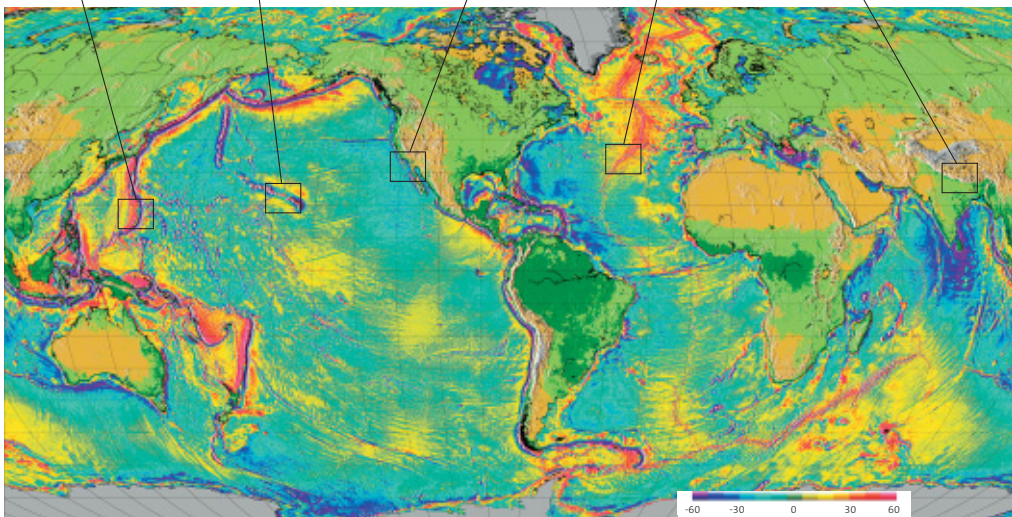
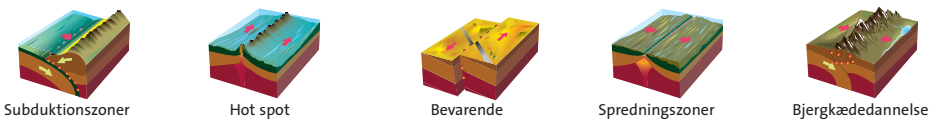
Det viser sig at havet har bakker og dale og havets højde varierer med op til 160 meter. Mennesket kan ikke se disse højdevariationer da deres udstrækning er meget stor, men man kan observere dem fra satellit. Disse højdevariationer skyldes variationer i tyngden. Tyngden afspejler det materiale der findes i undergrunden. Tyngden varierer fra sted til sted da massefylden/tætheden af det underliggende materiale varierer. Disse ændringer er uhyre små i forhold til jordens totale tyngdefelt og kan normalt kun måles med meget fintfølsomme instrumenter monteret på skibe.



Foto: ESA, European Space Agency, ENVISAT, ENVIRONMENTAL SATELLITE

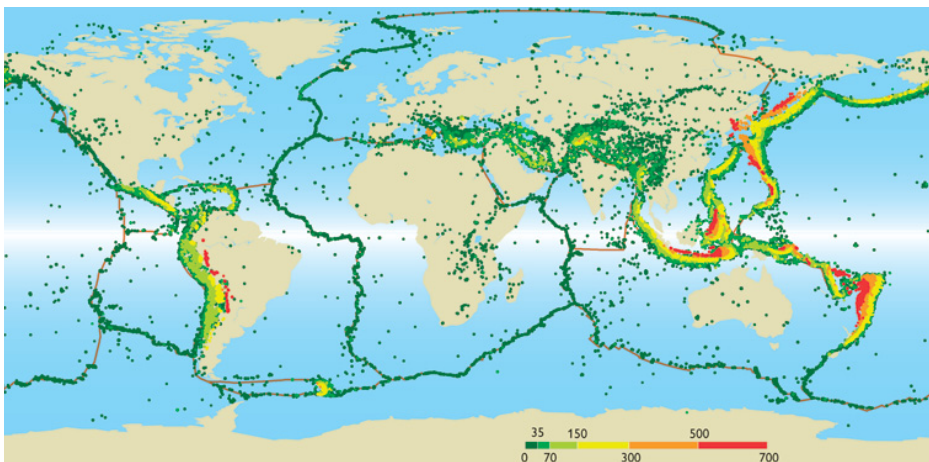
Det største bidrag til tyngdens variationer skyldes variationer i havets dybde. Det er fordi vand vejer ca. 2,5 gange mindre end de sten, som udgør den yderste jordskorpe. Eksempelvis vil massen af et undersøisk bjerg øge tyngden tæt på bjerget på grund af tiltrækningen fra bjerget. Bjerget vil derfor trække vandet til sig og herved øge højden af havets overflade oven over. Det er disse højdevariationer satellitten kan observere. Denne opdagelse gjorde at danske forskere, som de første, kunne kortlægge tyngdens variationer over det meste af jorden med satellit.

Man kan sammenkæde ændringer i tyngdefeltet med ændringer i havbundens højdeforhold, og med satellitmålinger har man gennem de seneste 10 år været i stand til at bestemme havdybderne meget mere nøjagtig end man kunne tidligere fra skibs- og ubådsobservationer.



Kilde: O. Andersen, Danmarks Rumcenter.

TYNGDEKORT. Jordens tyngde-varationer kortlagt fra satellithøjdemåling. Tyngde-variationerne, som angives i milli-Gal (mGal), er meget små i forhold til jordens totale tyngdekraft. Ti milli-Gal svarer til en milliontedel af den totale tyngdekraft. Røde og gule områder i tyngdekortet er områder med stor tyngdekraft. Her finder man tungt materiale tæt ved overfladen (dvs. små havdybder). Man kan blandt andet se den klare zone med høje tyngder ned gennem Atlanterhavet. Det er den midt-atlantiske højderyg. Blå og grønne områder er områder, hvor tyngden er lavere end normalt. Disse ses typisk rundt langs Stillehavets kyster hvor havdybderne er meget store.



Kilde: GUS og USGS

Jordskælv registreret over en periode på 3 måneder. Farvekoden angiver den dybde som jordskælvne er udløst i. Bemærk at jordskælvne i Atlanterhavet, det Indiske ocean og tæt på Californien udløses tæt på jordens overflade (grønne prikker), mens jordskælvne i det vestlige Stillehav og ved Sydamerika udløses i større dybder (røde, orange og gule prikker).

Jordskælvszoner

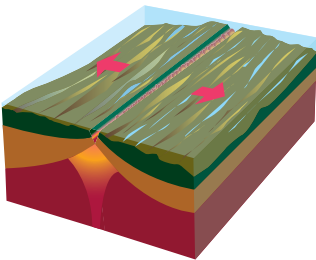
Langs jordens pladegrænser, hvor lithosfærepladerne mødes, opstår der tre forskellige typer jordskælvszoner. Disse jordskælvszoner har hver deres karakteristiske "fingeraftryk", som tydeligt kan genkendes på tyngdefeltkortet på side 6. Derfor kan de kortlægges fra satellit. Nedenfor vil vi gennemgå de forskellige jordskælvszoner og vise hvordan de ser ud i tyngdefeltet.

DE TRE TYPER ER:

- **Spredningszoner** hvor pladerne glider fra hinanden og ny skorpe dannes.
Den midtatlantiske højderyg ned gennem Atlanterhavet er en spredningszone.
- **Subduktionszoner/overskydningszoner** hvor en plade presses ned under en anden og opdannes. *Dybhavsgrovene rundt langs Stillehavets kyster findes i forbindelse med subduktionszoner.*
- **Bevarende pladegrænser**, hvor pladerne glider forbi hinanden. *San Andreas forkastningen i Californien er det kendteste eksempel herpå.*

Spredningszoner

I en spredningszone, hvor pladerne bevæger sig væk fra hinanden, vælter magma op fra jordens indre og danner en lang bjergkæde på havbunden med en glødende sprække i midten. En sådan bjergkæde kaldes for en midt-oceanryg. Tyngden er høj (rød) fordi havdybden er mindre hvor de undersøiske vulkaner skyder op. Hvis man kikker nærmere på tyngdekortet på side 6, er det muligt



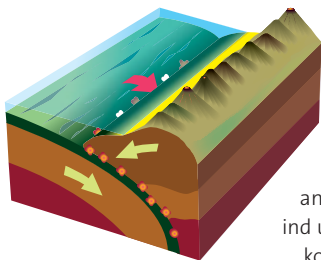
at følge et helt system af midt-oceanrygge fra den midtatlantiske ryg videre syd om Afrika, gennem det Indiske Ocean, syd om Australien og op gennem Stillehavet mod Californien. Nord for Island har satellitopmålingerne vist, at systemet fortsætter videre op nord om Svalbard og østpå mod Rusland. Sammenlagt er spredningszonen mere end 60.000 km lang, svarende til halvanden gang rundt om jorden.

I spredningszoner oplever man kun overfladenære jordskælv, der udløses i pladen mellem overfladen og ca. 10 km dybde. Under pladerne er materialet ikke smeltet, men det er for blødt til, at der kan opstå store spændinger der kan udløses som jordskælv. Derimod er der meget kraftig vulkansk aktivitet i hele zonen .

Island er særlig interessant, fordi øen ligger oven på den midtatlantiske spredningszone. Derfor er der også særlig kraftig vulkansk aktivitet på Island. I takt med at pladerne bevæger sig væk fra hinanden under Island bliver øen faktisk større og større år for år. Billedet på omslaget er fra vulkanen Kraflas udbrud på Island i 1981.

Subduktionszoner

I subduktionszonerne, hvor en plade presses ned under en anden plade (subduceres), er situationen en helt anden, og her kan jordskælv forekomme i op til 700 km's dybde. Sådanne subduktionszoner findes eksempelvis i Stillehavet ved Sydamerikas vestkyst, hvor Andesbjergene skyder op samtidig med at en oceanplade presses ned under kontinentet. Langs de fleste af Stillehavets kyster findes der aktive subduktionszoner. De allerkraftigste jordskælv på jorden udløses netop i disse subduktionszoner. På tyngdekortet øverst på forrige side, kan subduktionszoner genkendes som langstrakte områder med meget lav tyngde (mørkeblå) ved siden af langstrakte områder med høj tyngde (rød).



Figuren til venstre viser hvordan oceanpladen presses ind under den tykke kontinentalplade.

Ved at følge dybden hvori jordskælvene udløses (angivet med rødgule pletter), kan man se hvorledes pladen presses dybt ned i den bløde kappe, hvor den efterhånden forsvinder. Jordskælvene forekommer i en pølseformet zone (Benioff zone) i den nedsynkende plade helt ned til 700 km dybde.

Her bliver materialet for varmt og blødt til, at jordskælv kan udløses. Man kan desuden se af figuren, at den tynde oceanplade allerede begynder at bøje ned, inden den møder den tykke kontinentalplade. I denne 10-30 km brede zone kan der dannes dybhavsgrave. Her kan oceanet blive op til 11 km dybt som man eksempelvis ser i Marianergraven, hvor Stillehavspladen presses ind under den Filippinske plade. Man har været i stand til at kortlægge de undersøiske subduktionszoner ud fra havdybderne, da det er her og kun her, man finder de meget store havdybder.

Subduktionszonerne ses tydeligt som blå områder på tyngdekortet på side 6, fordi tyngden bliver mindre, da dybgravene er fyldt med vand, der er meget lettere end det omliggende stenlag. Til gengæld er tyngden høj (rød) lige ved siden af, hvor den øverste plade løftes op.

Ved Sumatra jordskælv 2. juledag 2004 opstod jordskælv i subduktionszonen, der løber vest for Sumatra, hvor den indiske oceanplade presses ind under den lille tykke Burmesiske kontinentalplade.

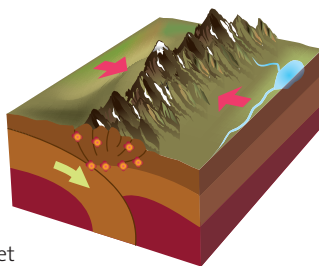
Bjergkædedannelse

Når to tykke kontinentalplader kolliderer, opstår der bjerge fordi den ene plade ikke uden videre

kan skubbes ned under den anden. Her presses materialet

sammen og skubbes op og til siden og der dannes bjergkæder.

Himalaya bjergene skyldes eksempelvis at Indien bevæger sig ind i den Eurasiske plade med ca. 5 cm /år. Den Indiske plade presses lidt ned under den Eurasiske plade, og fordi begge plader er tykke, løftes verdens mægtigste bjergkæder op i sammenstødet. Kraftige jordskælv tæt på jordoverfladen er ikke usædvanlige i sammenstødszonen.



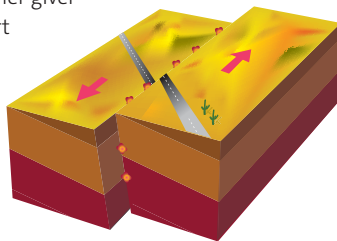
Bevarende pladegrænser

Hvor to plader glider langs hinanden opstår der også jordskælv. I disse zoner er bevægelsen horisontal. Disse zoner giver

ikke umiddelbart noget klart signal i tyngdefeltet, men man kan se dem hvor de optræder sammen

med spredningszoner.

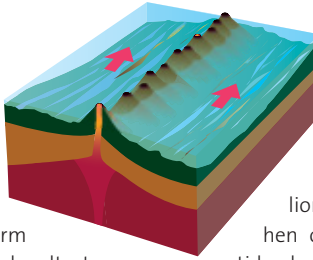
Det klassiske eksempel på denne type pladegrænse findes i Californien, hvor San Andreas forkastningen er en af de brudflader som pladerne glider langs. I disse zoner forekommer jordskælvene oftest i 5-50 km dybde.



Hotspots

Ud over jordskælvsaktiviteten langs pladegrænserne ser man undersøiske vulkaner eller hotspots der også tydeligt fremstår i tyngdefeltet. Hotspots er ikke direkte relateret til pladetektonik, men opstår, hvor varmt materiale stiger op

dybt nede fra jordens kappe. En hotspot er som et kæmpe stearinlys i jordens indre, der næsten står stille, mens pladen glider hen over flammen.



Hotspotten brænder huller i form af vulkaner på havbunden. Den kendteste hotspot er Hawaii. Kikker man på tyngdekortet

på side 6 vest og nordvest for Hawaii, ser man en lang under-søisk bjergkæde. Denne bjergkæde er opstået, fordi Stillehavspladen gennem mange millioner år har bevæget sig mod vest hen over denne hotspot, der så med tiden har dannet en bjergkæde af udslukte vulkaner.

Jordskælv

Rystelserne fra et jordskælv er kraftigst ved jordskælvetts epicenter, dvs. på det sted, hvor noget i undergrunden flyttede sig i et ryk. Ved større jordskælv kan rystelserne mærkes flere hundrede kilometer borte. Fintfølede måleinstrumenter, kaldet seismografer, kan opfange rystelserne fra et jordskælv mange tusinde kilometer borte.

Nogle store jordskælv efterlader synlige revner i jorden. I andre tilfælde kan et stort jordskælv skabe en skarp niveauforskel på jordoverfladen, op til flere meter høj, som et gigantisk trappetrin. Når et stort jordskælv rammer et beboet område, vil ødelagte huse og broer være et synligt bevis på at jorden har rystet.



En sammenstyrtet motorvejsbro i Californien

Men hvis vi vil vide nøjagtig, hvad der skete, og hvor jordskælvet havde sit epicenter, må vi bruge videnskabelige målemetoder. Langt de fleste jordskælv efterlader ingen synlige spor på jordoverfladen, og langt de fleste jordskælv har deres epicenter under de store oceaner. Heldigvis kan

rystelserne fra selv små jordskælv nemt måles med seismografer. På den måde kan vi holde øje med jordens aktivitet.

Registrering af jordskælv seismografer og seismogrammer

En seismograf er et måleinstrument, der måler jordens rystelser. En simpel seismograf består af et lod, der er hængt op i en fjeder. Når jorden ryster, bevæger loddet sig. Man kan så direkte måle, hvor meget loddet bevæger sig. I gamle dage tegnede seismografen loddets bevægelser på et stykke papir. I dag er papir og pen erstattet af et avanceret computersystem.



Seismograf opstillet i Grønland.

En seismograf virker bedst, hvis den står et fredeligt sted og ikke bliver forstyrret af rystelser fra f.eks. mennesker, biler og maskiner. Faktisk er seismografer så fintfølede at selv vinden og havets bølgeslag kan forstyrre den. Seismografen skal stå på et fast underlag, helst en klippe, hvor de svage rystelser tydeligst kan opfanges.

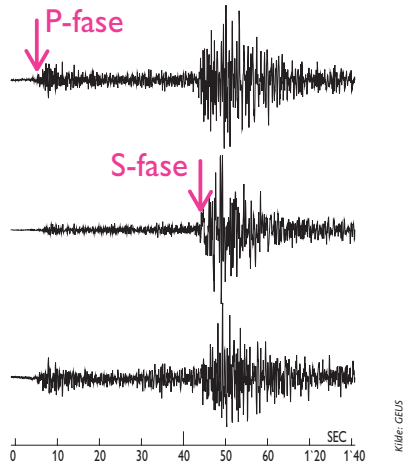
Seismografens målinger kaldes seismogrammer. Et seismogram er en kurve, der viser hvordan jorden bevæger sig som funktion af tiden. Figuren her på siden viser tre seismogrammer fra en seismograf på Bornholm. Rystelserne stammer fra et jordskælv i Kaliningrad i Rusland den 21. september 2004. Jordskælvet målte 5.0 på Richterskalaen, og rystelserne kunne mærkes i en stor del af Skandinavien, Polen og de Baltiske lande.

Moderne avancerede seismografer måler, hvordan jorden bevæger sig i tre forskellige retninger: op-ned, nord-syd og øst-vest. Når man på samme tid måler hvordan jorden ryster i tre forskellige retninger, kan man bedre regne ud hvad der skete ved jordskælvets epicenter.

Lokalisering af jordskælv

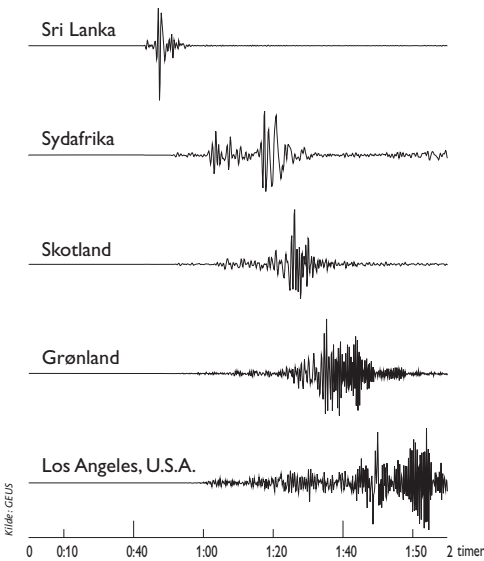
Vi bruger seismogrammer til at bestemme et jordskælvs epicenter. Rystelserne fra et jordskælv er ikke bare rystelser, men består af flere forskellige slags bølger, der breder sig gennem jorden væk fra epicentret som ringe i vandet. De forskellige bølger bevæger sig ikke lige hurtigt, og det kan vi udnytte til at beregne, hvor langt væk epicentret ligger.

Den hurtigste bølge kaldes **P-bølgen**. P står for primær. P-bølgen er en trykbølge, der bevæger sig



Seismogrammer viser hvorledes et jordskælv ved Kaliningrad så ud på seismografen på Bornholm. Det øverste seismogram viser, hvordan jorden bevæger sig op og ned. Det midterste seismogram viser jordens bevægelser i nord-syd retningen, og det nederste seismogram er en registrering af jordens bevægelser i øst-vest retningen. Det viste tidsudsnit er 1 minut og 20 sekunder langt.

gennem jorden med ca. 6-11 km/s. Den næsthurtigste bølge er **S-bølgen**, der bugter sig af sted gennem jorden som en slange. S står for sekundær, og bølgen bevæger sig med ca 4-7 km/s. P-bølgen og S-bølgen starter samtidigt ved epicentret, men vil ikke være lige lang tid om at nå frem til en fjerntliggende seismograf. Jo længere væk fra epicentret man registrerer jordskælvet, desto større tidsforskel er der mellem de to bølgetyper ankommer til seismografen. Da vi ved hvor hurtigt bølgerne bevæger sig, kan vi regne baglæns og finde ud af, hvor og hvornår jordskælvet skete.



Seismogrammer der viser Sumatrajordskælvet d. 26. december 2004. Tidsudsnittet er to timer langt. Figuren viser, hvordan rystelserne fra jordskælvet ser ud i større og større afstand fra epicentret. Det er tydeligt, at bølgerne er mest kompakte tæt på jordskælvet, og at bølgerne efterhånden spredes ud så de langsomme bølger kommer mere og mere bagud i forhold til de hurtige, når man er langt væk fra jordskælvet.

Richterskalaen

Richterskalaen bruges til at måle hvor kraftigt et jordskælv er. Skalaen blev opfundet af den amerikanske seismolog, Charles F. Richter i 1935.

Jordskælvets størrelse på Richterskalaen kaldes også for jordskælvets Richtertal. Når man beregner et jordskælv's Richtertal, måler man hvor meget jordskælvet

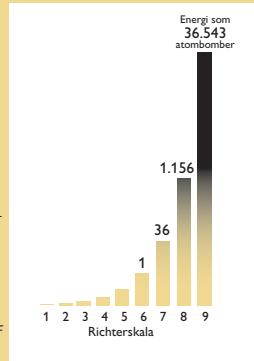
har fået seismografen til at ryste.

Rystelserne fra et jordskælv bliver mindre, jo længere væk fra epicentret man måler. I Richterskalaen bruger man en matematisk formel til at regne ud, hvor meget en seismograf ville ryste, hvis den

stod 100 km fra epicentret. Ved hjælp af Richters formel, kan man regne jordskælvets størrelse ud, næsten lige meget hvor langt væk fra epicentret man måler.

Richterskalaen er logaritmisk. Det betyder at rystelserne fra et jordskælv med Richtertal 6 er 10 gange større end rystelserne fra et jordskælv med Richtertal 5. Ofte bruges M som forkortelse for Richtertal (magnitude).

Store jordskælv slipper mere energi løs end den atombombe der ødelagde den japanske by Hiroshima i 1945. Heldigvis er det sjældent at et jordskælv har sit epicenter (centrum) lige under en storby. Huse kan slå revner når jordskælvets Richtertal er over 5, og jordskælv med et Richtertal på 6 eller derover er altid farlige at være i nærheden af.



De fem største kendte jordskælv i nyere tid er:

1. M 9.5 Sydlige Chile, 22. maj 1960
2. M 9.3 Vest for det nordlige Sumatra, 26. december 2004
3. M 9.2 Prince Williams Sound, Alaska, 28. marts 1964
4. M 9.1 Andeanoff Islands, Alaska, 9. marts 1957
5. M 9.0 Kamchatka, 4. november 1952

M er en forkortelse for Richtertal (magnitudo).

Bemærk at kun Sumatra-jordskælvet både er blandt de kraftigste og blandt de mest dræbende i historien.

De mest dræbende jordskælv i historien er:

1. **830.000** omkomne, Senshi, Kina, M ca 8.0, 23. januar 1556
2. **283.000** omkomne, Sumatra, M 9,3, 26. december 2004
3. **255.000** omkomne, Tangshan, Kina, M 7,5, 27. juli 1976
4. **200.000** omkomne, Iran, M ukendt, 28. februar 1780
5. **200.000** omkomne, Gansu, Kina, M 8,6, 16. december, 1920
6. **200.000** omkomne, Tsinghai, Kina, M 7,9, 22. maj 1927

Største kendte jordskælv

De allerstørste jordskælv finder sted, hvor én lithosfæreplade dykker ned under en anden (subduktionszone). Kysterne rundt om Stillehavet er særlig udsatte, og kaldes ofte for "Ring of Fire" eller ildringen på grund af de mange jordskælv og aktive vulkaner. Det er svært at beregne Richtertallet på jordskælv, som skete for længe siden. For bare hundrede år siden fandtes der kun ganske få seismografer i verden, og endnu ældre jordskælv kendes stort set kun fra beretninger om de ødelæggelser, de var skyld i.

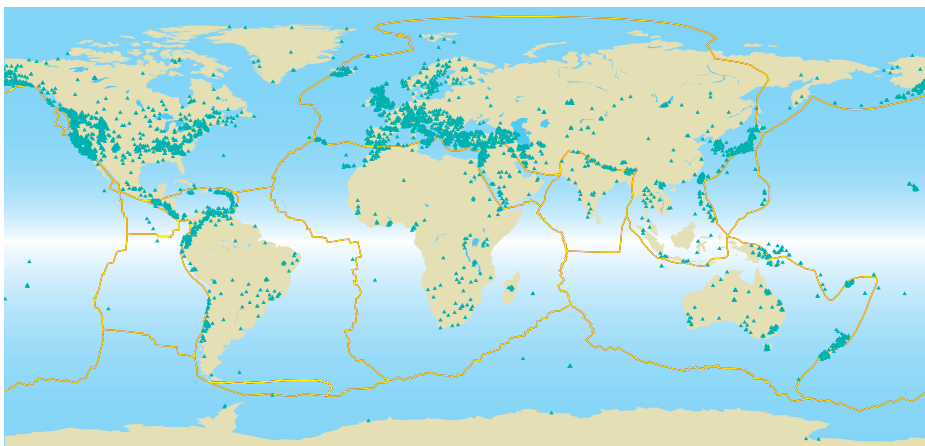
Det er ikke altid de største jordskælv som er de mest dræbende. Et kraftigt jordskælv der rammer et tyndt befolket område kan have mindre katastrofale konsekvenser end et svagere jordskælv, som rammer et tæt befolket område. Jordskælv er især farlige i fattige lande, hvor byggestandarden er ringe og husene ikke er sikrede mod jordskælv. Her skal der ikke så kraftige rystelser til, før mange mennesker mister livet.

Global overvågning af jordskælv

Seismografer kan opfange rystelserne fra jordskælv mange tusinde kilometer borte. Stort set alle verdens lande har et netværk af seismografer, der registrerer rystelser døgnet rundt, året rundt. Hvert enkelt land analyserer sine egne data, og sender resultaterne videre til store internationale datacentre. I datacentre beregnes et nøjagtigt epicenter for hvert enkelt jordskælv.

Det er vigtigt at beregne store jordskælvs epicenter hurtigt og nøjagtigt. Hvis jordskælvet har ødelagt veje og telefonlinjer, kan de mennesker, der har mest brug for hjælp, jo ikke selv sige til. Ved de fleste store jordskælv har de internationale datacentre beregnet epicentret inden for 15 minutter og sendt oplysningerne videre til myndigheder og hjælpeorganisationer.

Danmark deltager i den globale overvågning af verdens jordskælv. Vi har 4 seismografer i Danmark og 4 i Grønland. Data fra vores seismografer sendes videre til de internationale datacentre.



Det globale internationale netværk af seismografer.

Satellitovervågning

Jordens lithosfæreplader bevæger sig typisk med nogle få centimeter om året i forhold til hinanden. Derfor bliver der langs pladegrænserne, hvor pladerne støder ind i hinanden, opbygget spændinger og deformationer. Disse udløses i forbindelse med jordskælv, hvor pladerne i løbet af få minutter kan bevæge sig op mod 10 meter i forhold til hinanden. Præcist hvor meget og hvordan pladerne bevæger sig, kan man overvåge med satellit.

Det globale positionerings system (GPS) benyttes til at overvåge spændinger i jordskorpen, og hvordan pladerne dynamisk bevæger sig i forhold til hinanden.

Med de mange permanente GPS-stationer kan man i dag nøjagtigt registrere, hvor hurtigt pladerne bevæger sig i forhold til hinanden. Specielt kan man se, at Europa og Amerika bevæger sig fra hinanden langs den midtatlantiske spredningszone, og at afstanden mellem de to kontinenter øges med ca. 5 cm om året. I området omkring Indonesien kan man også se, hvordan den Indiske plade bevæger sig med ca. 6 cm om



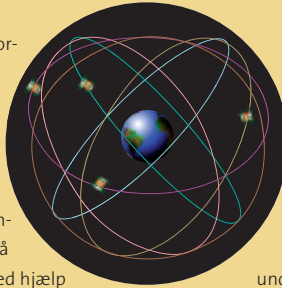
Kilde: B. Madsen, Danmarks Rumcenter

Den permanente GPS station i Thule i det nordlige Grønland. Stationen hedder THU3. Station indgår i det globale net af permanente stationer der fastlægger de pladetektoniske bevægelser.

GPS - Globale Positionerings System

Det globale positionerings system (GPS) består af mere end 24 satellitter i konstant kredsløb om jorden og bruges til præcis positionsbestemmelse.

GPS satellitterne kredser rundt om jorden i ca. 20.000 kilometers afstand hvor jordobservations satellitter svæver i 700 km's højde. Ved at måle afstanden mellem en GPS modtager på jorden og minimum 4 GPS satellitter i rummet kan man bestemme positionen af GPS modtageren på jordoverfladen. Systemet fungerer ved hjælp af radiosignaler og ultra-præcise ure, der måler den tid det tager radiosignalet at nå fra satellitten og ned til modtageren på jorden. Da modtageren ved præcist hvor alle GPS-satellitterne befinder sig kan den derved beregne sin egen position.



GPS bruges i dag til et væld af forskellige formål, og GPS finder i disse år vej til biler, både, fly, mobiltelefoner og computere. Her er brugeren typisk tilfreds med at kende positionen med ca. 1 meters nøjagtighed.

Til bestemmelse af pladebevægelser er det nødvendigt at kende positionen med få millimeters nøjagtighed. Det stiller helt andre krav - dels til GPS udstyret og dels til den måde hvorpå GPS udstyret sættes fast til undergrunden. Hvis udstyret bevæger sig pga. fx stormvejr eller byggeaktiviteter, vil bevægelserne fejlagtigt kunne tolkes som pladetektoniske bevægelser. Derfor bygger man oftest monumenter kaldet permanente GPS stationer, som forankres meget dybt i undergrunden eller på fast klippe, så de kan bruges til at fastlægge pladebevægelserne.

Året mod nordøst ind mod den Eurasiske plade. I Danmark og Grønland foregår driften af de permanente GPS stationer i et samarbejde mellem Kort- og Matrikelstyrelsen og den geodætiske afdeling på Danmarks Rumcenter. Der findes for tiden tre GPS-stationer i Danmark og tre i Grønland der indgår i det globale samarbejde. Disse bruges blandt andet til at bestemme pladetektoniske bevægelser.

Satellitkameraer

I løbet af de seneste 15 år er der blevet opsendt en række satellitter udstyret med avancerede kameraer. Der findes to hovedgrupper af satellitkameraer:

Optiske kameraer

Der findes et stort antal satellitter der er udstyret



Et satellitbillede af den olympiske by og det olympiske stadion i Athen brugt til OL i 2004. Billedet er taget fra Ikonos satellitten.

Kilde: CRISP, National University of Singapore (KONOS image © CRISP 2004)



Kilde: JPL/MS&G, Hefflin et al., 2004,2

Det internationale netværk af GPS-stationer og deres registrering af pladebevægelserne.

med optiske kameraer. De to mest nøjagtige hedder Ikonos og Quickbird. Fra mere end 700 km's højde tager de fantastiske billeder af jorden med en nøjagtighed på 1 meter eller bedre.

Desværre kan man ikke altid få satellitbilleder med kort varsel. Satellitterne kredser i fastlagte baner om jorden og kan kun tage et billede af et vilkårligt sted på jorden én gang indenfor en 14 dages periode. Herudover skal man også være heldig at området er skyfrit den dag hvor satellitten passerer. Desuden vil visse lande på jorden ikke fotograferes fra rummet.

Radarkameraer

Mange nyere satellitter er udstyret med radarkameraer. Radarkameraer er helt forskellige fra optiske kameraer og giver helt andre oplysninger om jorden.

Med radarkameraer kan man observere små forskydninger af jordens overflade, hvis man tager billeder af jorden på forskellige tidspunkter og ser på forskellen mellem dem. Radarbillederne er langt mere komplicerede at se på i forhold til normale billeder, men radarkameraer er uhyre vigtige i forbindelse med jordskælv, da de kan afsløre hvordan jordoverfladen deformeres.

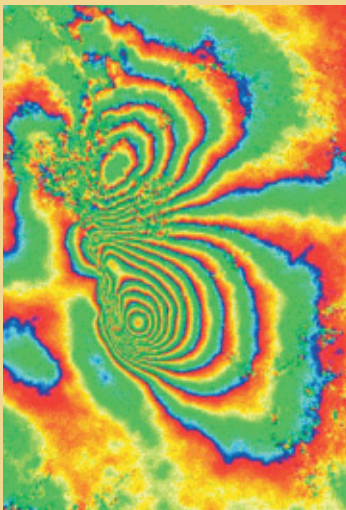
Radarkameraer - radarinterferometri

Jordskælvet i den iranske by Bam i 2003.



Kilde: ESA og Geoforschungszentrum Potsdam, Tyskland

Radarbillede af området.



Kilde: ESA og Geoforschungszentrum Potsdam, Tyskland

Nogle satellitter, bl.a. den fælleseuropæiske Envisat, har radarkameraer ombord. Et radarkamera virker på næsten samme måde som meteorologernes vejrradar eller radaren i en lufthavn: satellitten sender et radar-signal skråt ned mod jorden, og opfanger den del af signalet som bliver kastet tilbage af jordens overflade. Radarbilleder er meget mere støjfyldte (utydelige) end almindelige billeder, men de har to store fordele: dels kræver de ikke noget sollys, dels kan radarsignalet gennemtrænge skyer. Så med et radarkamera kan man få billeder om natten og når det er overskyet.

Ved at benytte en teknik kaldet radarinterferometri kan man få oplysninger om forskydninger omkring jordskælvszoner.

Radarinterferometrien kombinerer tre radarbilleder: to fra før og et fra efter jordskælvet. De to første billeder benyttes til at beregne en højdemodel for området omkring jordskælvszonen. Derefter sammenholdes det tredje billede med højdemodellen hvilket resulterer i en oversigt over hvor og hvor meget jordoverfladen har forskudt sig ved jordskælvet.

Radarinterferometrien kræver at jordoverfladen før og efter jordskælvet kan sammenlignes på en meningsfyldt måde. Ødelæggelserne må, med andre ord, ikke være for omfattende. Metoden fungerer heller ikke for jordskælv under havet, da radaren ikke trænger gennem vand.



Landforskydningerne beregnet med radarinterferometri fra Envisat satellitten ved jordskælvet i BAM. Hvert gennemløb af farveskalaen (blå-grøn-gul-rød og tilbage til blå) svarer til, at jordskælvet har forskudt jordoverfladen med 28 mm. Man kan altså måle forskydninger på nogle få millimeter fra en satellit der kredser i 700 km's højde.

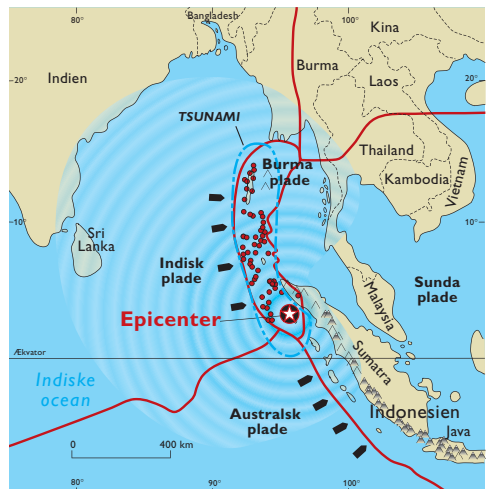
Jordskælvet der flyttede videnskaben

Sumatra-jordskælvet den 26. december 2004 er langt det største jordskælv der har fundet sted efter man er begyndt at observere jorden fra rummet med avanceret teknologi. Skælvet målte 9.3 på Richterskalaen og havde sit epicenter ude i vandet lige vest for det nordligste Indonesien og forårsagede den store ødelæggende tsunami i det Indiske ocean. Med GPS var forskerne for første gang i stand til at kortlægge nøjagtigt hvor meget og i hvilken retning pladerne bevægede sig i forbindelse med et jordskælv.

I månederne efter det store jordskælv blev Indonesien og området omkring jordskælvszonen ramt af utallige større og mindre efterskælv. Det største efterskælv fandt sted tre måneder senere (28. marts 2005). Dette store efterskælv som målte 8.7 på Richterskalaen, havde sit epicenter 165 km syd for hovedskælvet, men udløste heldigvis kun en mindre, lokal tsunami på nogle få meter.

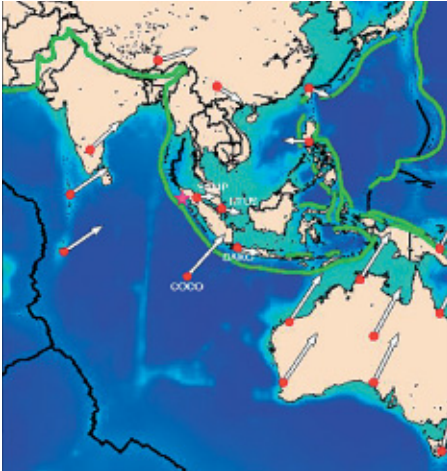
Jordskælvet opstod i subduktionszonen der løber vest for Sumatra. Her presses den indiske plade ind under den lille, men tykke Burmesiske plade. Området mellem Indonesien og Stillehavet er geologisk set meget kompliceret og gennemskæres af adskillige subduktionszoner, hvor flere små og store lithosfæreplader mødes.

GPS stationer i Sydøstasien har været aktive i flere år og dermed gjort det muligt at bestemme den overordnede gennemsnitlige bevægelsehastighed og retning for såvel den Indiske plade som den Burmesiske plade. Figuren øverst på næste side viser, hvordan Sunda pladen og den Burmesiske plade næsten ikke bevæger sig, hvorimod den Indiske og den Australske plade bevæger sig mod nord-øst ind under de andre plader med ca. 6 cm om året.



De pladetektoniske forhold i det nordøstlige indiske Ocean. Stjernen markerer epicentret for jordskælvet 26. december 2004, og de røde prikker markerer positionerne for efterskælv med $M > 4$. De enkelte plader der støder sammen og subduceres er vist med sorte pile.

Der er ikke nogen GPS stationer i selve brudzonen fordi den er ude i vandet. Man er derfor nødt til at se på en model for de bevægelser der fandt sted under jordskælvet - en såkaldt forkastningsmodel for at finde ud af hvor store bevægelserne var i selve brudzonen. I en forkastningsmodel regner

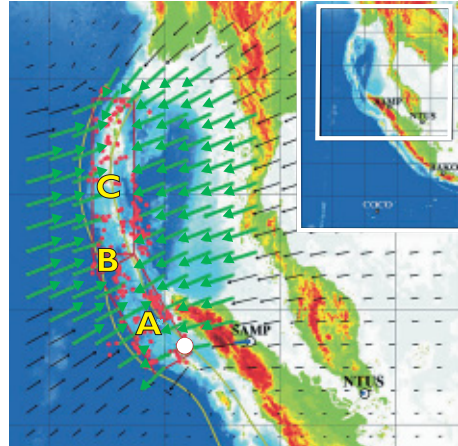


Kilde: Østjur Gudmindsen, Niels Bohr Inst. KU og Sifogur Althaus, Århus.

De permanente GPS stationer i Sydøstasien, som bruges til konstant overvågning af pladernes bevægelser. Med den røde stjerne er epicentret for Sumatrajordskælv et angivet. Pilene angiver i hvilken retning GPS-stationerne bevæger sig, og længden af pilene angiver hastigheden.

man ud hvordan bevægelserne har været overalt på overfladen og i undergrunden. Det er en computermodel der fodres med oplysninger om undergrundens sammensætning samt jordskælvet størrelse og position. Beregningerne justerer modellen så den passer med GPS observationerne.

Forkastningsmodellen øverst til højre viser, at selve hovedskælv et foregik over adskillige minutter, hvilket også er observeret på seismografer verden over. Bruddet startede ved jordskælvet epicenter (stjernen i figuren) og løb mod nordvest langs Andamanerbuen over en strækning på ca. 1.200 km, således at hele denne zone flyttede sig. Forskerne mener også at det langstrakte brud var en af årsagerne til at netop dette jordskælv dannede så kraftig en tsunami i det Indiske Ocean.



Jordoverfladens bevægelse ved Sumatrajordskælv et den 26. december 2004 beregnet ud fra forkastningsmodellen. Jordskælvet epicenter er angivet med en stjerne, efterskælv et med røde prikker. De horisontale bevægelser af jordoverfladen er angivet med sorte og grønne pile. De sorte pile angiver bevægelser på op til 30 cm, og de grønne pile angiver bevægelser mellem 30 cm og 3 m. Bevægelser større end 3 meter er ikke vist, da det vil gøre figuren uoverskuelig. Blå pile viser bevægelser, som er observeret med GPS. De to buede streger angiver selve brudzonen, hvor langt de største bevægelser forekommer.

På figuren er jordskælvszonen delt op i 3 sektioner **A**, **B** og **C**. Den gennemsnitlige bevægelse er ca. 4 meter i sektion **A**, ca. 11 meter i sektion **B** og ca. 14 meter i sektion **C**. Man ser hvordan den Burmesiske plade har bevæget sig mod vest / sydvest imod brudzonen, hvorimod den Indiske plade vest for brudzonen har bevæget sig i den modsatte retning. Samtidig ser man også at bevægelserne er meget lokale og blot få hundrede kilometer fra denne brudzone er bevægelserne relativt små.

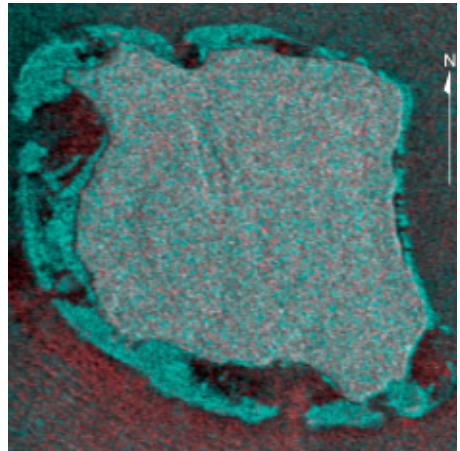
Med GPS har man fastslået, at den overordnede hastighed af den Indiske plade er ca. 6 cm om

året. Ved Sumatra-jordskælvet registrerede man bevægelser på op til 11 meter i løbet af nogle få minutter. Dette passer fantastisk godt sammen med, at det sidste store jordskælv i dette område fandt sted for ca. 180 år siden. I denne tid har nabopladen derfor bevæget sig 180 år gange 6 cm/år hvilket giver 10,40 meter.

Der er derfor en god chance for, at hovedparten af de spændinger, der er opbygget over de seneste 180 år nu er udløst. Der kan derfor godt gå mange år, inden der igen kommer et nyt stort jordskælv i nøjagtig samme område. Til gengæld kan man se på figuren nedenfor at lige syd for Sumatra-jordskælvet og det store efterskælv har GPS stationerne ikke bevæget sig. Det bekymrer forskerne for her er spændingerne ikke blevet udløst. Derfor er der særlig stor risiko for, at der kommer et stort jordskælv i dette område. Men præcist hvor og hvornår jordskælvet kommer, er man desværre ikke i stand til at sige.



GPS stationernes bevægelse i Indonesien tæt på brudzonen. Selve brudzonen er angivet med linien med trekanter på. De røde pile angiver bevægelserne ved hovedskælvet. De blå pile angiver bevægelserne ved det store efterskælv. Alle stationer har både blå og røde pile, men de stationer der bevægede sig ved det ene skælv bevægede sig næsten ikke ved det andet skælv. Bemærk hvordan bevægelserne er forholdsvis lokale og størrelsen på bevægelsen vokser voldsomt når man kommer tættere på brudzonen.



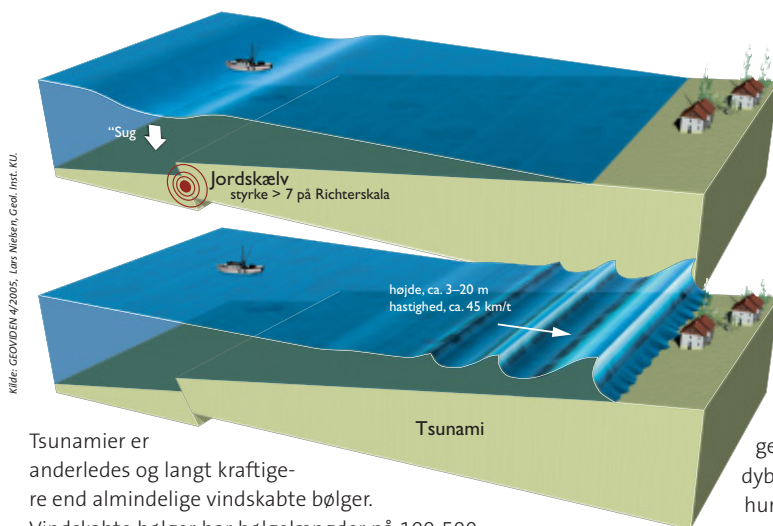
Kilde: CSU, oplyst fra ENWSAT ASAR raw data

Her er to radarbilleder fra North Sentinel Island (nordvest for Sumatra) kombineret sådan, at det ene, som er fra før jordskælvet, vises i rødt, mens det andet billede, som er fra efter jordskælvet, vises i blågrøn. Når man lægger de to billeder ovenpå hinanden ses de hævede områder som en blå rand rundt om det rødgrå område, hvor der ikke er væsentlige ændringer. Det samlede billede kan derfor vise os, at der er sket en landhævning, men metoden kan ikke, på samme måde som et radarinterferometri billede, vise os hvor meget landet har hævet sig.

Man havde håbet på at kunne anvende radarinterferometri (se faktaboks side 16) til at bestemme jordoverfladens deformation ved det store jordskælv i Sumatra. Da metoden ikke virker i havområder var det fra starten klart at den ikke kunne bruges lige omkring epicentret. Det viste sig desværre også at metoden var uanvendelig i mange af de områder som blev ramt af jordskælvet virkninger. Det skyldes at ødelæggelserne mange steder var for voldsomme til at man kunne få før- og efter-billederne til at passe tilstrækkeligt godt sammen. Derfor måtte man benytte en simplere teknik som vist på billedet ovenfor. Denne teknik kan ikke sige, hvor meget jorden har ændret sig, men kun om den har flyttet sig eller ej.

Tsunami

Store jordskælv og jordskred under oceanerne kan forårsage tsunamier. En tsunami opstår, hvis et jordskælv med voldsom kraft flytter et stort stykke af havbunden opad eller nedad. Det kraftige stød sætter vandet i bevægelse fra havbund til havoverflade og skaber nogle bølger der er langt mere kraftfulde end vindskabte bølger.



Tsunami nærmer sig kysten, scenariet er som ved Sumatra Jordskælv.

sjældent når en meters højde, men ved kysten rejser tsunamien sig som en mur af vand.

Tsunamiens hastighed afhænger af vanddybden. Jo dybere vandet er, desto hurtigere bevæger bølgen sig. Den forreste del

Tsunamier er anderledes og langt kraftigere end almindelige vindskabte bølger. Vindskabte bølger har bølgelængder på 100-500 meter, men forekommer kun i havets overflade. Tsunamibølger har derimod bølgelængder på 100-500 kilometer og strækker sig hele vejen fra havoverfladen til havbunden. En dykker vil derfor altid mærke en tsunami, men normalt ikke en vindskabt bølge.

Der sættes derfor langt mere vand i bevægelse ved tsunamibølgerne end ved almindelige bølger. En tsunami bevæger sig væk fra jordskælvets koncentrerede ringe og består af mange bølger, der kommer efter hinanden. På det dybe hav er en tsunami kun svage krusninger på overfladen som

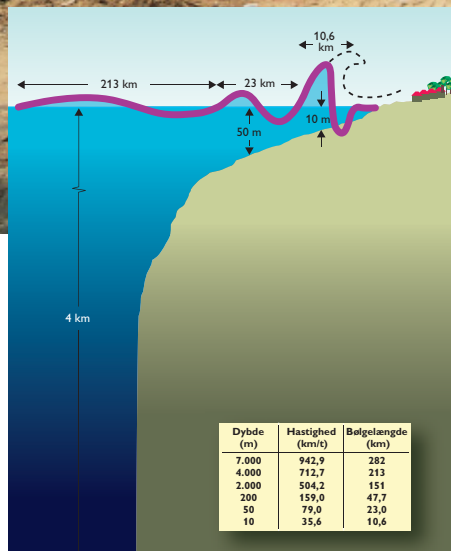
af en bølge bremses, når den kommer ind i det lavvandede område nær kysten. Men resten af bølgen er stadig på dybt vand og bevæger sig hurtigt. De næste bølger i rækken bevæger sig også med høj hastighed, og i takt med at de kommer ind mod kysten, vælter bølgerne ind over hinanden. På den måde "stables" vandet inde ved kysten med det resultat at en kraftfuld mur af vand skyller ind over land. En tsunami bevæger sig med 500-1000 km/t på det åbne ocean, dvs. så hurtigt som et jettfly. Nær kysten bevæger tsunamien sig med 30-50 km/t.



Et hus på stranden i Thailand efter Tsunamien.

De lokale havdybdeforhold er derfor afgørende for hvor ødelæggende en tsunamibølge bliver. Ændrer havdybden sig hurtigt og har man en stejl kyst, vil tsunamibølgen stort set blive i oceanet. Langsomme havdybdeændringer og flade kyster betyder at bølgen ikke bliver stejl men vandet bare stiger og stiger som det skete nogle steder på Sri Lanka.

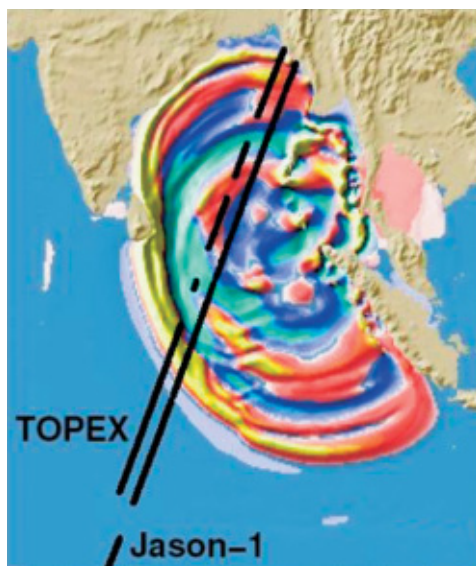
I Thailand og det nordlige Indonesien ændrede havdybden sig netop sådan, at vandet blev "stabilit". Man mener at tsunamibølgerne var op til 20 meter høje, da de ramte Sumatra d. 26. december 2004. Langs Thailands kyster var tsunamien formodentlig op til 5 meter høj.



Bølgehøjde og vandybde: På det åbne ocean, hvor vandybden er stor, er en tsunamis bølgelængde mindre end en meter, men forøges hurtigt, når den nærmer sig lave vandybder. Tsunamien sætter havet i bevægelse hele vejen fra havoverfladen til havbunden. Når bølgen rammer kysten, bliver dens energi koncentreret på meget mindre dybde, så der opstår dramatisk høje, destruktive og livstruende bølger.



Satellitfoto fra Ikonos satellitten. Billederne viser ødelæggelserne i Banda Aceh i det nordlige Sumatra tæt på jordskælvet epicenter. Billederne er taget før og efter tsunamien og ødelæggelserne ses som de mørke områder.



Tsunamien i det indiske ocean observeret fra satellit. Figuren viser at ca. 2 timer efter jordskælvet er tsunamien stadig 60 cm høj og på vej over det Indiske Ocean med ca. 800 km i timen. Samtidig passerer de to højdemålingssatellitter TOPEX og Jason-1 tilfældigvis hen over bølgen og kunne registrere den. Og med satellit kunne man registrere havets højde langs det 4000 kilometer lange spor i det Indiske Ocean. På grund af tsunamiers lange bølgelængde og ringe højde på dybt vand vil et skib næppe registrere tsunamibølgen, men satellittens højdemålinger kan tydeligt se tsunamien fra rummet.

Tsunamiens ødelæggelser set fra satellit

Ved Sumatra jordskælvet i 2004 benyttede man for første gang satellit-billeder til at kortlægge katastrofens omfang. Herved blev man i stand til bedre at koordinere nødhjælpen. Dette er kolossalt vigtigt da store områder var blevet afskåret fra resten af verden på grund af katastrofen.



Kilde: © Rene Krøgelund

Stillbillede fra videoklip fra Koh Lanta i Thailand, billedet er taget lige inden tsunamien ramte kysten.

Kan vores viden bruges til noget?

Den eneste mulighed der er for at opbygge et varslingsystem for jordskælv, tsunamier og andre naturkatastrofer i fremtiden er ved at opbygge viden om hvordan jorden fungerer. Herved kan man eksempelvis lære at tolke mulige faresignaler, der kan opstå, inden naturkatastrofen rammer.

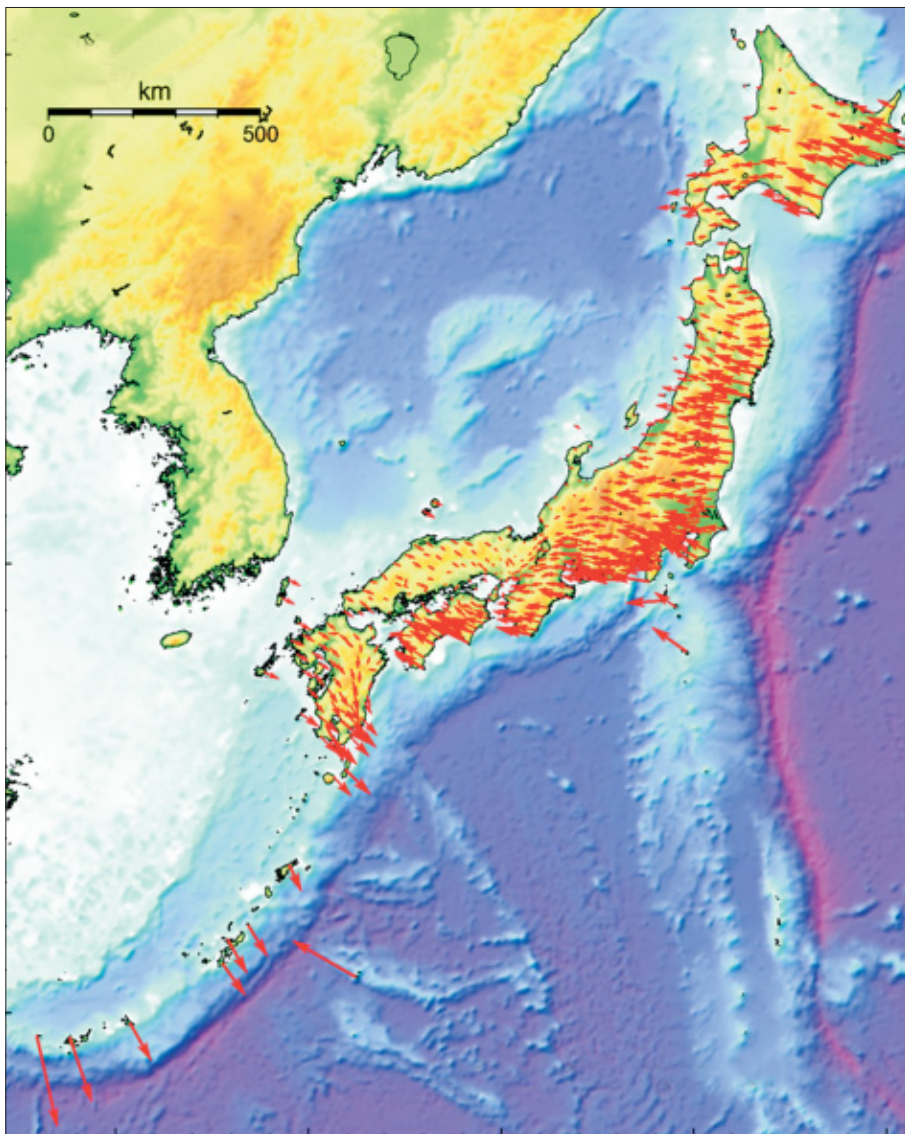
Man ved i dag, at tsunamier bevæger sig med ca. 800 km i timen henover de dybe oceaner, og gennem forskning har man i dag opbygget så meget viden, at man kan bygge tsunami-varslingsystemer - noget som forekom helt usandsynligt for bare få årtier siden. Gennem forskning og indsamling af ny viden vil det måske blive muligt i fremtiden at opbygge varslingsystemer for vulkanudbrud og jordskælv selv om det forekommer umuligt med vores nuværende viden.

Varsling af Tsunamier

Der er stor forskel på, hvor hyppigt tsunamier forekommer rundt om i verden. Langt de fleste jordskælv forekommer i Stillehavet og her er der da også registreret op mod 800 tsunamier i løbet af det sidste århundrede. I det Indiske ocean forekommer der ca. 1 stor tsunami hvert århundrede

og i Atlanterhavet forekommer tsunamier endnu sjældnere. Det skyldes, at jordskælvne i Atlanterhavet generelt er for små til at skabe tsunamier. Middelhavet har langt større risiko for tsunamier end Atlanterhavet, pga. jordskælv i havet ud for Italien, Grækenland, Tyrkiet og Nordafrikas kyster.

Tsunamier kan også dannes ved undersøiske vulkanudbrud, hvor dele af vulkanen kolliderer, eller ved undersøiske jordskred eller nedslag fra meteorsten og asteroider. Eksempelvis var den forrige alvorlige tsunami i det Indiske Ocean i 1883 forårsaget af et udbrud på vulkanøen Krakatau ved Java. I Atlanterhavet og omkring Nordeuropa er risikoen for at en tsunami dannes på grund af undersøiske jordskred og kollaps af undersøiske vulkaner faktisk meget større end på grund af



Kilde: Geographical Survey Institute, Japan

Billedet viser hvordan Japan deformeres år for år opmålt med GPS. Pilene på kortet viser retningen af hver eneste GPS station. Observationerne er taget over 4 år mellem 1997 og 2000. Man ser, at den østlige del af Japan bevæger sig mod vest med ca. 4-5 cm om året mens den vestlige del af Japan faktisk ikke bevæger sig. GPS viser, at Japan bliver mindre år for år modsat Island der vokser år for år.

jordskælv. Stillehavet overvåges allerede nu af Pacific Tsunami Warning Center på Hawaii, og i det Indiske og Atlantiske Ocean arbejdes der på at få et varslingsystem installeret. I Stillehavet udsendes en tsunamiadvarsel ca. 15 minutter efter et stort jordskælv. Det kan ikke gøres meget hurtigere, for rystelserne fra jordskælvet skal først nå ud til seismograferne, hvorfra data sendes til en central computer, der beregner jordskælvets epicenter og Richtertal. Ved Sumatra jordskælvet opfangede højdemålingssatellitter som beskrevet tidligere for første gang tsunami'en i det Indiske ocean, og man overvejer om satellitter kan indgå i fremtidens globale varslingsystem.

Hvad er faresignalerne?

Man kan selv lære at genkende naturens faresignaler i forbindelse med tsunamier. De første tegn på at en tsunami er på vej, er ofte harmløse, men giver op til adskillige minutters livsvigtig tid til at flygte fra kysten og lavtliggende områder. Det første tegn på en tsunami er enten at vandet pludselig trækker sig meget langt tilbage i forhold til normalt, eller at vandstanden pludselig stiger udramatisk til et godt stykke over normalt niveau. Den livsfarlige mur af vand kommer først 10-30 minutter senere, når den forreste del af bølgen er blevet indhentet af den bagerste del af bølgen, og den tid kan man bruge til at redde sig i sikkerhed væk fra kysten.

Varsling af jordskælv

Der er på nuværende tidspunkt ikke nogen som kan forudsige, nøjagtig hvor og hvornår der kommer et stort jordskælv. Men noget kan vi gøre. Vi ved, hvor kanterne på lithosfærepladerne befinder sig, og vi ved, at det er langs kanterne de store jordskælv forekommer.

Seismologer (jordskælvsforskere) har systematisk kortlagt jordskælv i mere end hundrede år, og

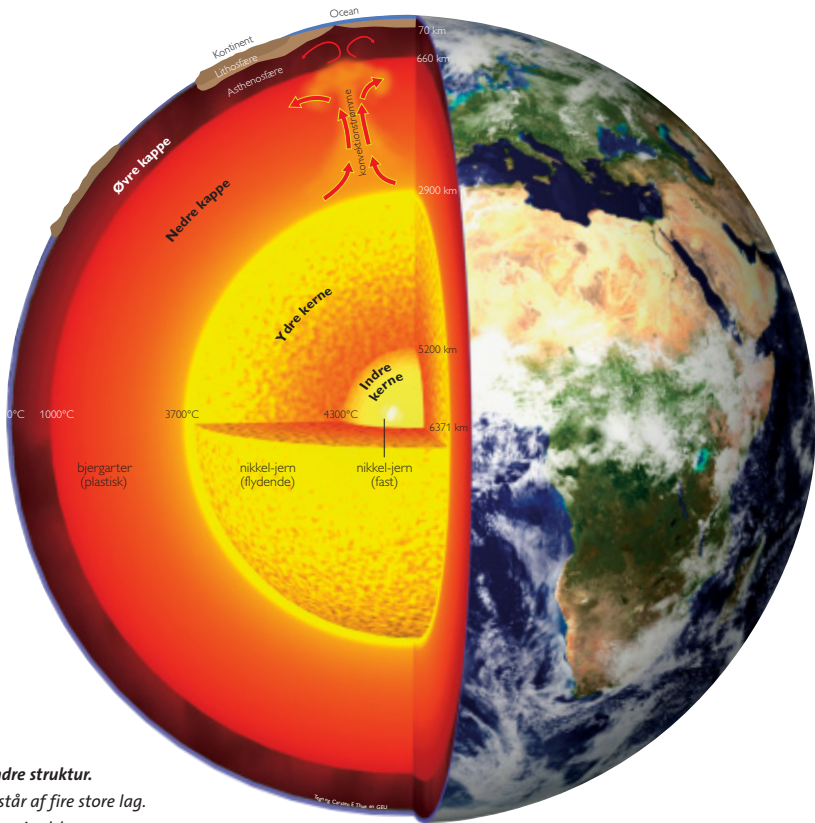
har samlet oplysninger om alle kendte jordskælv længere tilbage i tiden. Jordskælvskortene kan fortælle os, hvor ofte et område "plejer" at blive ramt af kraftige jordskælv. Oplysningerne kan bruges til at beslutte, hvor solidt det er nødvendigt at bygge huse, hospitaler, broer, fabrikker, skoler mv., så de ikke styrter sammen under det næste store jordskælvs rystelser.

I velstående områder, som f.eks. Californien og Japan bruges der store beløb på at jordskælvssikre bygninger. I fattige lande er der sjældent råd til ordentlig jordskælvssikring, hvilket har katastrofale konsekvenser, når et stort jordskælv rammer.

Japan er kendt og berygtet for at være et af de steder, hvor de kraftigste og fleste jordskælv forekommer. Her har man taget den nyeste teknik til sig og har installeret ca. 1200 permanente GPS stationer, hvor man skal regne med, at en permanent GPS station koster 1/2 million kroner. Hver eneste dag indsamles over 24 millioner GPS observationer fra disse 1200 stationer så man kan overvåge, hvordan landet har ændret sig det seneste døgn. I Californien har man installeret et tilsvarende system med ca. 800 GPS stationer.

Ideen bag metoden er meget enkel: Vi ved hvor meget pladerne i gennemsnit flytter sig i forhold til hinanden, og vi kan måle med GPS, hvor meget pladerne har flyttet sig ved de seneste jordskælv. Ud fra den viden kan vi regne ud, hvor meget bevægelse (spænding) der er "opsparret" langs pladernes kanter. De steder hvor spændingerne er størst, vil risikoen for jordskælv også være størst. Desværre kan denne type forudsigelser på nuværende tidspunkt, hverken fortælle os nøjagtig hvor og hvornår, der kommer et stort jordskælv, kun hvor risikoen er forøget.

Engelske forskere brugte den nye metode til at forudsige et stort efterskælv til Sumatra-jord-



Kilde: Nils Hermsen, Geografisk Geologiske afdeling, GEUS

Jordens indre struktur.

Jorden består af fire store lag.

Yderst ligger jordskorpen.

Under jordskorpen finder vi jordens kappe, og inde i midten ligger jordens kerne.

Kernen består af to lag.

Den ydre kerne består af flydende jern, og inde i midten ligger en fast jernkerne.

skælvet. I det meget anerkendte tidsskift Nature fortalte de den 17. marts 2005, at der var stærkt forøget risiko for et nyt stort jordskælv tæt på det første. Den 28. marts 2005 blev Sumatra rystet af et kraftigt efterskælv som målte 8.7 på Richterskalaen. Jordskælvet havde sit epicenter kun 165 km fra det første jordskælv, og lå indenfor den zone, som englænderne havde udpeget til at have høj risiko. Men selvom metoden virkede i dette tilfælde, har vi brug for mange flere eksempler, før vi kan sige, at det ikke var tilfældigt, at forskerne ramte rigtigt.

Jordskælv afslører jordens indre struktur

Jordskælv udløser en voldsom energi, kraftigere end noget vi mennesker kan skabe. Rystelserne fra jordskælv bruges til at kortlægge jordens indre struktur. Når jordskælvsbølgerne bevæger sig gennem jorden, kan vi bruge dem på samme måde som en røntgenlæge, der gennemlyser sin patient. Vi er helt afhængige af informationer fra jordskælv, hvis vi vil kende jordens struktur dybere end ca. 50 km. I det gamle Sovjetunionen brugte man atombomber (Peaceful Nuclear Explosions) til at kortlægge jordens struktur i mere end 700 km dybde, men den metode bruges ikke længere.

Den danske indsats

Vi har i dette hæfte vist resultaterne af den nyeste forskning indenfor overvågning af den dynamiske jord. En forskning som danske forskere deltager meget aktivt i, og resultater som danske forskere har været med til at opnå.

Remote sensing og geodæsi

Forskerne i Danmarks Rumcenters afdelinger for geodæsi og geodynamik, fokuserer blandt andet på undersøgelse af ændringer af jord- og havoverfladen, fx i forbindelse med jordskælv og klimaændringer.

I dette arbejde er man meget afhængig af remote sensing observationer fra fly eller satellit.

DRCs forskere deltager også i opmålingen af jordens tyngdefelt og i det internationale samarbejde omkring satellitbaseret opmåling og stedbestemmelse (GPS og det fælleseuropæiske Galileo, som er et GPS-lignende system under udvikling).

Satellitovervågning af den dynamiske jord

Sammen med Kort og Matrikelstyrelsen bidrager Danmarks Rumcenter til den geodætiske opmåling af Danmark og Grønland og sørger for etablering af permanente GPS stationer både i Danmark og Grønland. Herunder deltager Danmark og danske forskere i forskningssamarbejdet omkring den globale overvågning af den dynamiske jord med GPS.

Overvågning af jordskælv

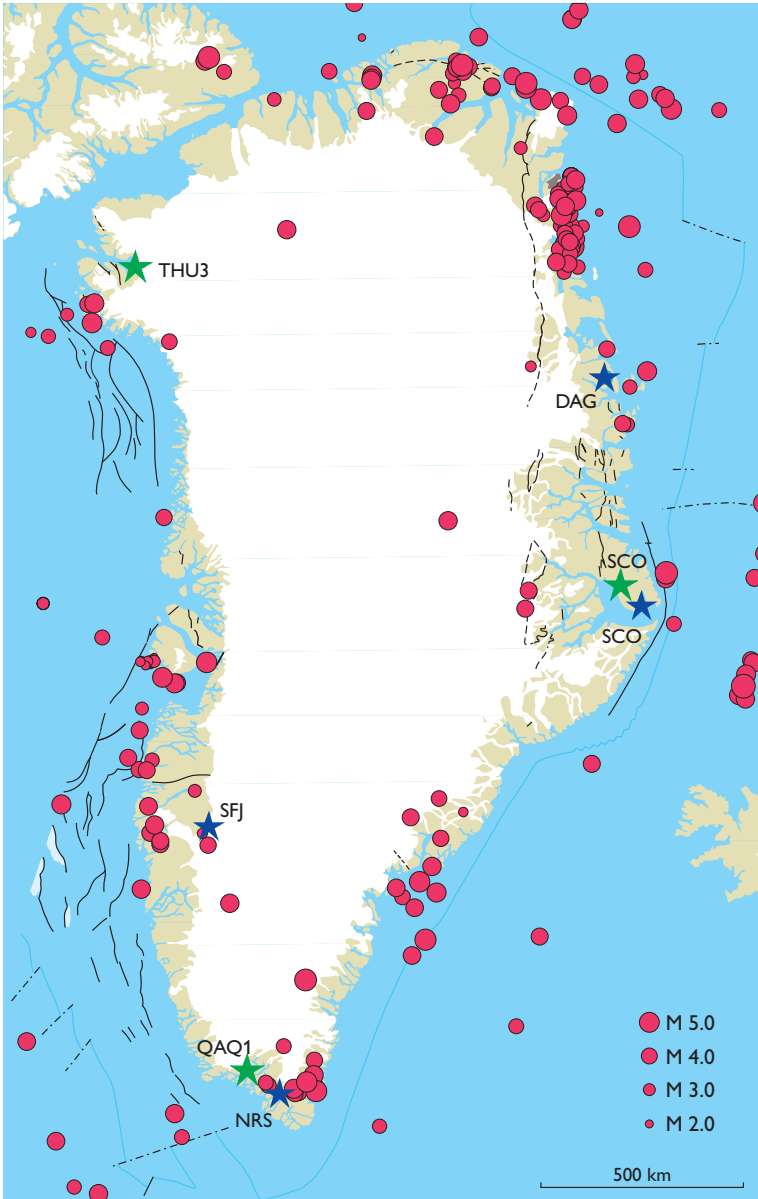
Forskere ved GEUS sørger for, at Danmark deltager i den globale overvågning af verdens jordskælv. Resultater og data fra de fire seismografer i Danmark og fire i Grønland sendes videre til de internationale datacentre, hvor de bruges til bl.a. at lokalisere jordskælvenes epicentre. Danske for-

Berømt dansker



Den danske forsker Inge Lehmann (1888-1993) der opdagede jordens indre kerne i 1936.

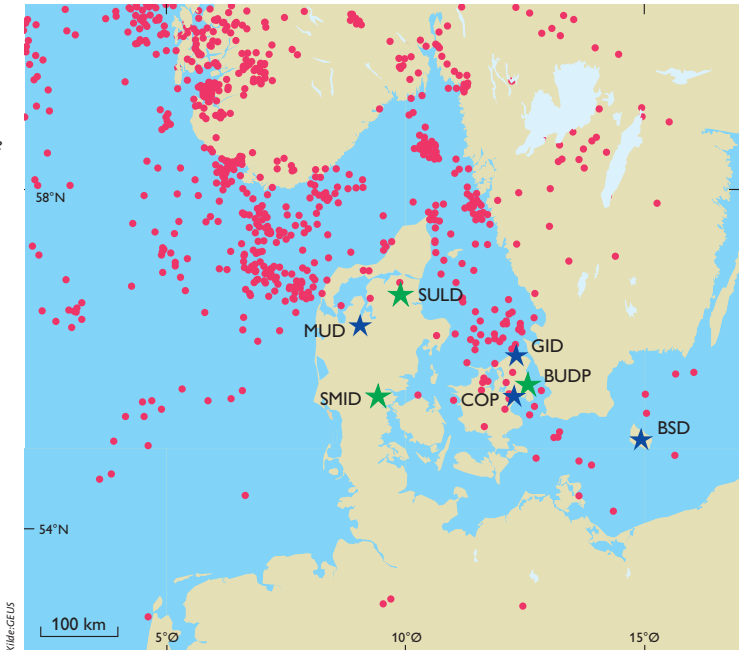
I 1936 opdagede den danske forsker Inge Lehmann at jorden har en fast indre kerne. Inge Lehmann studerede hundredevis af jordskælv og lavede sine beregninger - helt uden computer! Selv efter sin død i 1993 er Inge Lehmann en af de mest berømte geofysikere i verden, og der uddeles både et legat og en videnskabelig hædersmedalje i hendes navn. Hun blev 104 år gammel, og skrev sin sidste videnskabelige artikel da hun var 99 år.



Kilde: GELUS

Registrerede jordskælv i og omkring Grønland. På kortet ses desuden placeringen af GPS (grønne stjerner) og de seismologiske stationer (blå stjerner) i Grønland.

Registrerede jordskælv i og omkring Danmark i perioden 1990 - 2002. Langt de fleste af disse er dog for svage til, at vi mennesker lægger mærke til dem. På kortet ses desuden placeringen af GPS (grønne stjerner) og de seismologiske stationer (blå stjerner) i Danmark.



skere bruger jordskælvsbølger til at kortlægge dybe strukturer i Danmarks og Grønlands undergrund. Vi bruger hovedsagelig rystelserne fra store, fjerne jordskælv, da vore egne jordskælv er for små og for sjældne.

Danske og grønlandske jordskælv

I Danmark har vi to til ti små jordskælv hvert år. Det er dog ikke hvert år der kommer et jordskælv, som er kraftigt nok til at vi mennesker lægger mærke til det. Danmark befinder sig langt fra en pladegrænse, så vores jordskælv stammer fra udløsningen af de små spændinger, der opstår

inde i pladen, når den er udsat for pres i kanterne.

Der er mange flere jordskælv i Grønland end i Danmark, og de grønlandske jordskælv er også en smule større end de danske. Det er fordi, der er mange aktive forkastninger i Grønland. En forkastning er en dyb revne i jordskorpen, hvor der sommetider er bevægelse. Der er især mange jordskælv ved Tasiilaq på østkysten, ved Grønlands nordøstlige hjørne, samt ved Diskobugten i Vestgrønland

Vær selv med

Hvis du har lyst til selv at arbejde med vores dynamiske jord findes der en mængde bøger om emnet. Det er muligt at uddanne sig indenfor området ved at læse til geodæt eller geofysiker på Københavns Universitet eller Århus Universitet, hvor uddannelserne tager ca fem år. Forskerne ved både GEUS og Danmarks Rumcenter deltager i den internationale forskning indenfor området og i mange opmålingskampagner over hele jorden.

INTERNET

Internettet bugner af information. Nedenstående viser en liste med nogle udvalgte links, hvis du vil vide mere om jordskælv og jordobservation.

Forskningsinstitutioner:

Danmarks Rumcenter	www.rumcenter.dk
GEUS <i>Danmarks og Grønlands Geologiske undersøgelse</i>	www.geus.dk
KMS Kort- og Matrikelstyrelsen	www.kms.dk
ESA <i>European Space Agency</i>	www.esa.int
NASA <i>National Aeronautic and Space Administration</i>	www.nasa.gov

Satellitter, jordobservation og GPS:

Rummet - dansk side	www.rummet.dk
TOPEX/POSEIDON	topex-www.jpl.nasa.gov
JPL education	www.jpl.nasa.gov/education
Oceans for School	oceans4schools.com
AVISO (data)	www.aviso.oceanobs.com
International GPS service	igs.cb.jpl.nasa.gov
Google earth	earth.google.com

Jordskælv og pladetektonik:

United States Geological Service edu.	www.usgs.gov/education
Europæiske jordskælvscenter EMSC	www.emsc-csem.org
International Seismological Center	www.isc.ac.uk
National Earthquake Information Center (USA)	neic.usgs.gov
Universitetet i Bergen	www.geo.uib.no/Seismo
NGDC (National Geophysical Data Center)	www.ngdc.noaa.gov
Webgeology	www.ig.uit.no/webgeology

Tsunami:

Pacific tsunami warning center:	www.prh.noaa.gov/ptwc
NOAA tsunami forskning	nctr.pmel.noaa.gov
Rapport om tsunamirisiko i Danmark:	www.dmi.dk/dmi/tsunami_mod_rigsfaellesskabets_kyster_-_risikovurdering

BØGER

Jordskælv, Palle Vibe,
Gyldendal, Nordisk Forlag A/S, København 1998, 72 sider
(Udgivet i serien Katastrofer - Hvad skete der)

Jordskælv, jorden fra yderst til inderst, Peter Husby,
Gyldendal, Nordisk Forlag A/S, København 1998, 40 sider

Når jorden går amok, Lars Henrik Aagaard,
Jyllands-Postens Forlag, København 2005, 251 sider

ADRESSER

Danmarks Rumcenter

Juliane Maries Vej 30
DK-2100 København Ø.
Tlf. 3532 5700 Fax. 3536 2475
Internet: www.rumcenter.dk/

Kontaktpersoner: Ole B. Andersen: oa@rumcenter.dk
S. Abbas Khan: abbas@rumcenter.dk
Thomas Knudsen: tk@rumcenter.dk



Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse

Geofysisk Afdeling,
Øster Voldgade 10
DK-1350 København K.
Tlf. 3814 2000 Fax. 3814 2050
Internet: www.geus.dk/

Kontaktpersoner: Tine Larsen: tbl@geus.dk
Peter Voss: pv@geus.dk



Hæftet er udgivet af Danmarks Rumcenter og GEUS

Forfattere: Ole B. Andersen, S. Abbas Khan og Thomas Knudsen fra Danmarks Rumcenter

Tine B. Larsen og Peter Voss fra GEUS, Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse

Forfatterne ønsker at takke Per Knudsen, Angela Silke Petersen, Henrik Klinge Pedersen og Lene Jørgensen for konstruktive bidrag til hæftet.

Lay-out: Henrik Klinge Pedersen, GEUS

Illustrationer: Henrik Klinge Pedersen, Carsten E. Thuesen, Eva Melskens m.fl.

Billedbehandling: Benny Scharck, GEUS

Illustrationer/fotos: Kilde er angivet ved de enkelte figurer. GEUS har forsøgt at spore kilden til illustrationer og fotos, men hvor det ikke er lykkedes må indehaverne af ophavsretten henvende sig til GEUS.

Tryk: Schultz Grafisk

ISBN-13: 978-87-7871-183-0

ISBN-10: 87-7871-183-5

Her kan du læse om:

Den levende jord

- Satellitter og tyngder
- Jordens pladegrænser
- Spredningszoner
- Subduktionszoner og bjergkæder
- Bevarende pladegrænser
- Hotspots



Jordskælv

- Registrering af jordskælv
- Seismografer og seismogrammer
- Lokalisering af jordskælv
- Richterskalaen
- Største kendte jordskælv
- Global overvågning af jordskælv

Satellitterovervågning

- Registrering af pladebevægelser med GPS
- Satellitkameraer: optiske- og radarkameraer

Sumatrajordskælvet

Tsunami

Kan vores viden bruges til noget?

- Varsling af tsunamier
- Hvad er faresignalerne
- Forudsigelser af jordskælv
- Jordens indre struktur

Den danske indsats

- Geodæsi og remote sensing
- Danske og grønlandske jordskælv



ISBN-13: 978-87-7871-183-0
ISBN-10: 87-7871-183-5



9 788778 711830

Hæftet kan downloades som pdf på www.geus.dk/viden_om/vo-dk.htm

Hæftet kan gratis rekvireres ved henvendelse til GEUS på: geus@geus.dk, til Danmarks Rumcenter på: office@rumcenter.dk til Frontlinien på: frontlinien@frontlinien.dk eller på telefon 70 12 02 11