

Appendiks 2

Jordskorpen og den pladetektoniske model

Indhold

1. Jordens opbygning	3
2. Teorien om pladetektonik og kontinentaldrift.	4
3. Paleomagnetisme og polernes vandring	6
4. Kortlægning og datering af oceanbunde	6
5. Forkastninger.	9
6. Stress-felter i Danmark.	10
Referencer	12

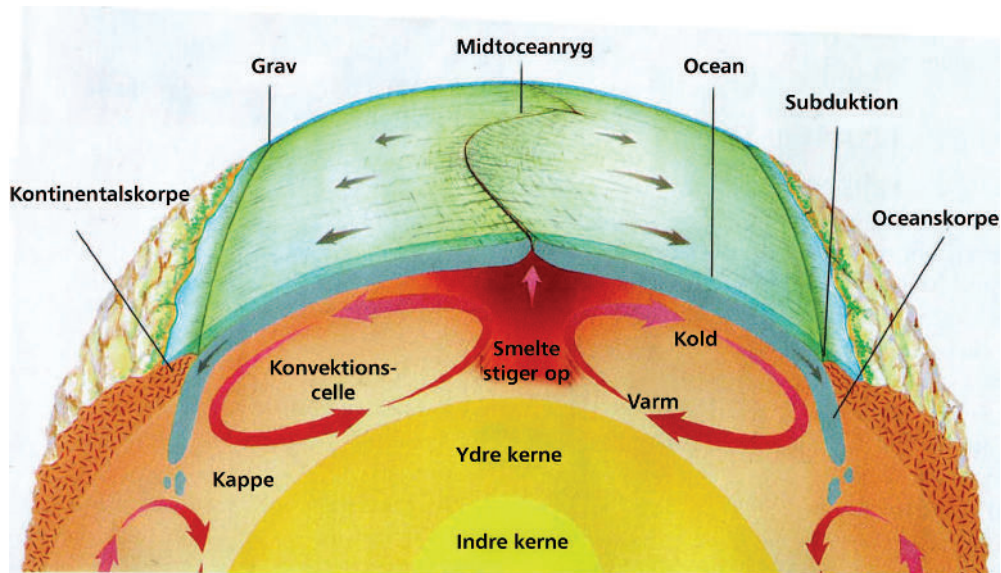
1. Jordens opbygning

De geologiske aflejringer i Danmark er i princippet opbygget som en lagkage – først det ene lag, så det andet lag og ovenpå igen et tredje lag osv. Lagkagen er dog ikke altid så tydelig, når vi skal til at udrede de geologiske forhold i et område, idet kagen ofte er vipet op eller ned og forstyrret på forskellig måde. Årsagen til disse forstyrrelser er de såkaldte *tektoniske* processer, som vi skal se nærmere på i dette appendiks. Ordet “tektonik” er græsk, og kan oversættes til: “læren om bevægelser i og forskydninger af jordlagene samt årsagen hertil”.

Årsagen til de tektoniske processer skyldes *stress-felter*, dvs. spændinger i jorden, som trykker i bestemte retninger. For at forstå disse kræfter skal vi se nærmere på de enkelte lag eller kugleskaller, som jorden er opbygget af, og hvilken dynamik der er knyttet til dem. Kendskabet til disse kugleskaller kommer især fra studier af, hvorledes forskellige typer af jordskælvsbølger afbøjes og reflekteres, når de breder sig gennem jorden.

Overordnet kan jorden opdeles i følgende tre enheder (se figur 1):

- Jordskorpen, den yderste kugleskal, der normalt er fra 10-30 km tyk.
- Kappen, den mellemste kugleskal, der er ca. 2900 km tyk.
- Kernen, den inderste kugle, der har en radius på ca. 3370 km.



Figur 1. Jordens opbygning med kerne, kappe og skorpe. Lithosfærepladerne antages at blive skubbet langsomt af sted på grund af strømninger i den flydende del af kappen. Efter figur i ref. 1.

Kernen er beregnet til at have en vægtfylde på 10 til 13 g/cm³, og antages overvejende at bestå af jern og nikkel. Den har en fast indre del og en mere flydende ydre del. Teorien om den faste indre del af kernen blev første gang publiceret i 1936 af den danske geofysiker Inge Lehmann. Hun beregnede, at nogle observerede signaler fra jordrustelser ikke kunne forklares med mindre man antog, at jorden har en fast, indre kerne. Inge Lehmann blev i øvrigt i 1928 den første leder af Seismologisk Afdeling på Geodætisk Institut i København (seismologi er læren om jordskælv).

Kappen omgiver kernen og udgør langt størstedelen af jordens samlede volumen. Vægtfylden er beregnet til at være mellem 3.3 og 5.7 g/cm³ og bestanddelen anses for at være en mørk, tæt magmabjergart rig på jern og magnesium. Kappen kan opdeles i tre tydelige zoner, med hver deres fysiske egenskaber. Den nedre del af kappen er fast og udgør langt den største del. Den mellemste del af kappen er flydende og kaldes for *asthenosfæren*. Den øvre del af kappen er fast og hænger sammen med den ligeledes faste jordskorpe. I kappen foregår der meget langsomme konvektionsstrømme - varmt materiale stiger op og kold materiale synker ned - se figur 1.

Skorpen udgør den yderste kugleskal. Der er stor forskel på den jordskorpe, der ligger under oceanerne og så den, der udgør den faste landjord. Man skelner derfor mellem *oceanbundsskorpe* og *kontinentsskorpe*.

Oceanbundsskorpen er den tyndeste og den tungeste - den er 5 til 10 km tyk og har en vægtfylde på ca. 3.0 g/cm³. Oceanbunden består af basalt, der er en bjergart rig på mørke mineraler.

Kontinentsskorpen har en gennemsnitsvægtfylde på 2,7 g/cm³ og består især af granitter foruden mange sedimentære bjergarter. Kontinentsskorpen er normalt ca. 35 km tyk, men under høje bjerge kan tykkelsen være helt op til 90 km.

De to typer af jordskorpe udgør sammen med den øverste, faste del af kappen det, vi kalder *lithosfæren*. Lithosfæren er opdelt i talrige plader, der bevæger sig langsomt i forhold til hinanden. Drivkraften bag disse bevægelser er konvektionsstrømmene i den flydende del af kappen. Ifølge *den pladetektoniske model* er sammenstød og gnidninger mellem pladerne skyld i så dynamiske fænomener som jordskælv, vulkanudbrud og dannelsen af bjergkæder samt nye oceaner.

2. Teorien om pladetektonik og kontinentaldrift

I dag er der blandt geologer stor enighed om den pladetektoniske model. Denne erkendelse er en af de virkelig store milepæle indenfor den geologiske videnskab - svarende til f.eks. hvad Darwin's udviklingslære har været for den biologiske videnskab. Det er derfor relevant at se lidt på argumenterne bag modellen om pladetektonik.

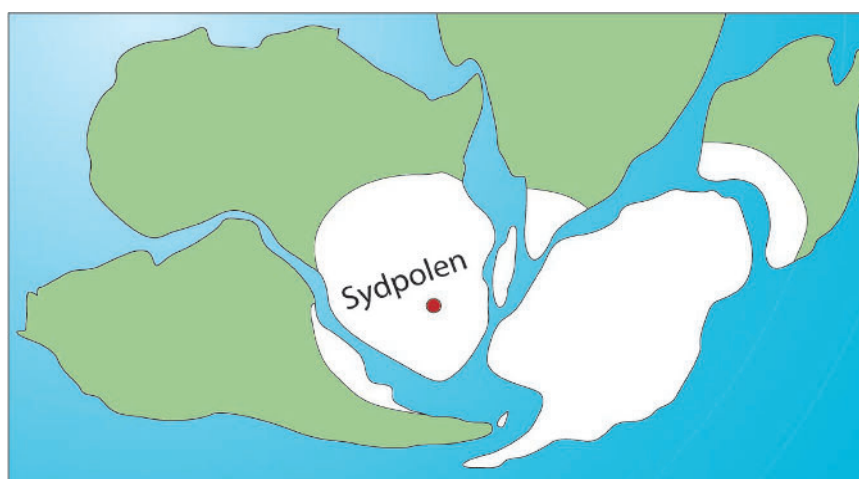
Den pladetektoniske model er først generelt accepteret i 1960'erne - men allerede i 1912 formulerede den tyske videnskabsmand Alfred Wegner en teori om kontinentaldrift.

Wegners baggrund for at fremsætte teorien var en række iagttagelser, hvoraf kan nævnes:

- Kontinenternes kystlinjer passer sammen, når man skubber dem sammen.
- Bjergkæder af samme alder og struktur forekommer på hver sin side af Atlanterhavet - som om de tidligere har været sammenhængende, se figur 2.
- Rester af samme arter fossiler (uddøde dyr og planter) forekommer på hver deres kontinent, hvilket vanskeligt kan forklares, hvis de to kontinenter ikke oprindeligt har været et sammenhængende landområde.
- Istidsaflejringer fra jordens oldtid forekommer i dag spredt over flere kontinenter. Hvis man skubber kontinenterne sammen, ligger de gamle istidsaflejringer i et samlet område, se figur 3.



Figur 2. Kontinenterne på begge sider af Atlanten er ført sammen, således at den Kaledoniske bjergkæde udgør en sammenhængende zone. Efter figur i ref. 1.



Figur 3. Sydafrika som centrum for istidsaflejringer i Perm perioden. I denne periode synes Sydafrika således at have været beliggende over jordens daværende pol.

Wegners ide om kontinentaldrift blev udsat for megen kritik og modstand. I løbet af 1950'erne og 60'erne kom der dog så afgørende målinger frem, at selv skeptikerne blev overbevist om teoriens holdbarhed. Disse målinger kan sammenfattes under to overskrifter:

- Paleomagnetisme og polernes vandring.
- Kortlægning og datering af oceanbunde.

3. Paleomagnetisme og polernes vandring

Jorden kan betragtes som en gigantisk magnet, hvor de to magnetiske poler næsten er sammenfaldende med de geografiske poler - nordpolen og sydpolen. Styrken af magnetfeltet varierer, idet den er størst ved de to magnetiske poler og mindst ved ækvator. Årsagen til jordens magnetfelt menes at være elektriske strømme i den ydre, flydende del af jordens kerne, der åbenbart virker som en selvforstærkende dynamo.

Når en magma afkøles, vil jernholdige mineraler orienteres efter det magnetfelt, der var aktuelt på størkningstidspunktet. Orienteringen fastfryser både beliggenheden og styrken af magnetfeltet, således at det er muligt i gamle jernholdige bjergarter at måle beliggenheden af tidligere tiders magnetiske poler. Denne videnskab kaldes *paleomagnetisme* og vandt frem i løbet af 1950'erne ("paleo" betyder gammel).

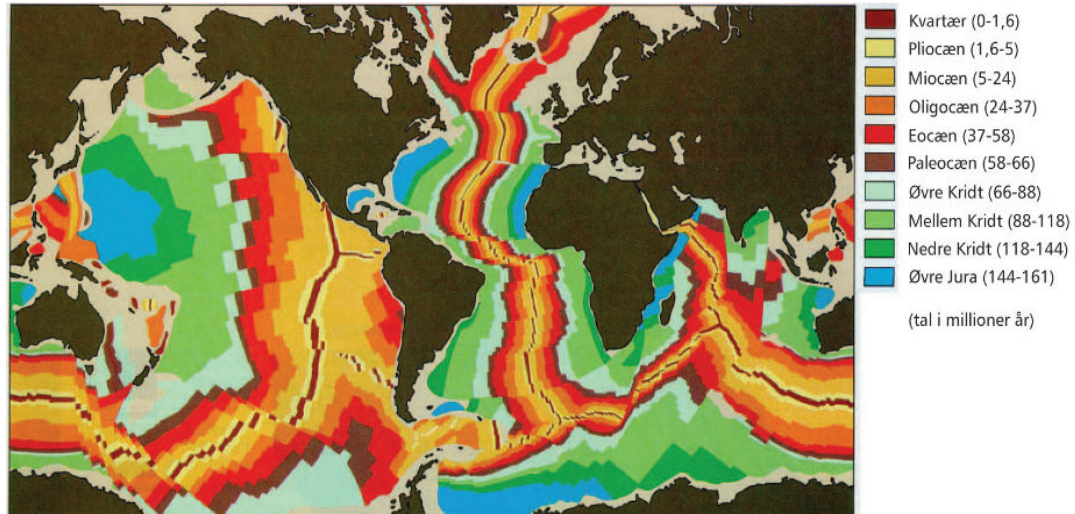
De paleomagnetiske målinger afslørede sammen med radioaktive aldersbestemmelser et meget overraskende billede af, at polernes beliggenhed siden jordens oldtid har ændret sig. Går man ud fra kontinenternes nuværende beliggenhed ser det således ud til, at kontinenterne gennem tiderne har haft forskellige magnetiske poler med hver sin vandringsrute. Skubber man imidlertid kontinenterne sammen, er der overensstemmelse med kontinenternes syd- og nordpol, og vandringsruterne bliver sammenfaldende. Ruten for den magnetiske nordpol kan således følges fra ca. 30° nordlig bredde i det østlige Stillehav - ned over ækvator og op til den nuværende magnetiske nordpol. I virkeligheden er det lithosfærepladerne, der har bevæget sig i forhold til jordens magnetfelt, der ligger fast koblet til jordens rotationsakse.

Ud over denne tilsyneladende polvandring afslørede de paleomagnetiske målinger også, at der gennem tiderne er sket en række *polvendinger* dvs. at de to magnetiske poler fra tid til anden bytter fortegn. Da en polvending har konsekvenser for orienteringen af nydannede mineraler for hele jordkloden på én gang, har paleomagnetismen givet et enestående værktøj til at sammenholde og datere bjergarter fra forskellige dele af jordkloden. Varigheden af perioder med samme fortegn varierer fra nogle få tusinde år til flere hundrede tusinder af år, således at rækkefølgen af de magnetiske perioders forskellige længde i sig selv er et brugbart værktøj til hjælp ved dateringen.

4. Kortlægning og datering af oceanbunde

I løbet af 1960'erne blev der udført en række undersøgelser af oceanernes bundforhold. Der blev optaget prøver, som viste at under et ganske tyndt dække af sedimenter består oceanerne af basaltiske lavabjergarter, som det var muligt at aldersdatere ved hjælp af radioaktive mineraler og geomagnetiske målinger. Målingerne afslørede et smukt regelmæssigt mønster af bånd, der viste ældre og ældre lag bort fra centrale, langstrakte akser i oceanerne, se figur 4.

De langstrakte, centrale akser i oceanerne udgør undersøiske bjergkæder, hvor der vælter ny lava op på havbunden nede fra den flydende del af jordens kappe. I Atlanterhavet udgør den midtatlantiske ryg en sådan undersøisk bjergkæde, hvor vulkanøen Island ligger som en oversøisk del.



Figur 4. Aldersdateringer på verdens oceanbunde etableret ud fra geomagnetiske målinger af polvendinger. Efter ref. 1.

Dateringen af oceanbundens bjergarter bekræfter, at oceanerne er relativt unge dannelser, idet den ældst daterede havbund kun er ca. 180 millioner år gammel dvs. fra ca. midt i jordens middelalder, jf. kapitel 2. Åbningen og lukningen af oceaner „skubber“ således kontinenterne af sted, og gennem hele jordens historie har der været en række lukninger og åbninger af oceaner med tilhørende bjergkædedannelser og deformationer af kontinenterne.

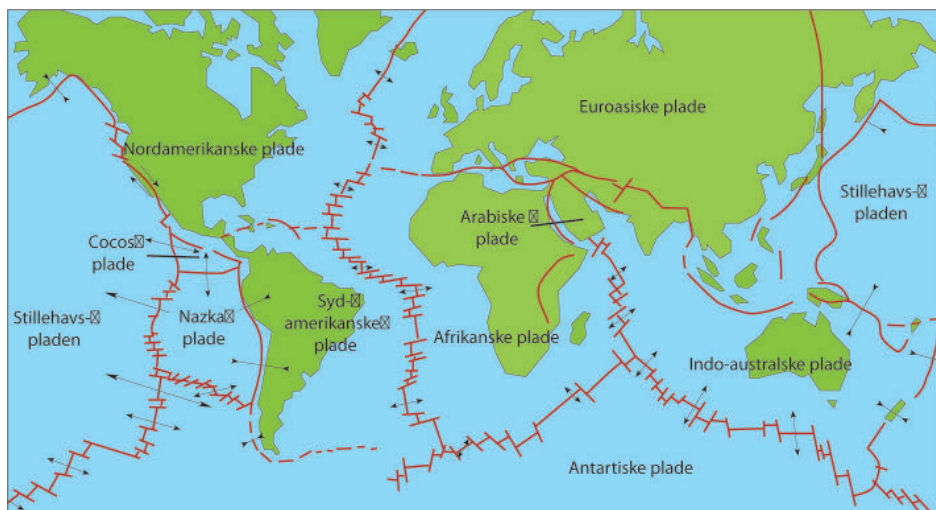
Som det er vist på figur 1, vil oceanbunden ved kanterne efterhånden skubbes ned under kontinenterne, hvor bunden opluges i jordens kappe. Hvor pladerne glider ned under kontinenterne, dannes havbundens *dybgrave*. De kan blive op til 11 km i dybden.

Oceanerne starter med dannelsen af en *rift* eller *graben struktur*, der efterhånden kan udvide sig til et rigtigt ocean. Årsagen til dannelsen af riften antages at være, at der fra jordens kappe stiger varm materiale op, der rammer op mod loftet, der udgøres af de faste lithosfærepladers undergrænse. Emnet er nærmere beskrevet og illustreret i artiklen “Da Nordatlanten sprak” (ref. 2).

Ved at se på den globale fordeling af oceanbundsrygge, zoner med jordskælv og vulkaner mv. kan man overordnet opdele jordens nuværende overflade i 6 store plader, se figur 5. De enkelte plader bevæger sig i forhold til hinanden med hastigheder, der kan være så høje som op til ca. 10 cm om året. Størsteparten flytter sig dog kun nogle ganske få centimeter hvert år.

Det vi ser på figur 5 viser den *nutidige* opdeling i plader og deres relative bevægelser. Går vi tilbage i geologisk tid, finder vi andre opdelinger af plader og bevægelsesmønstre. Den Kaledoniske foldning er således resultatet af to kontinenter, der stødte sammen i slutningen af jordens oldtid, se figur 2. Herved skabtes den bjergkæde, som vi i dag kan se rester af i Skotland og Wales samt det vestlige Norge.

Langt senere (i Kridttiden) blev den Kaledoniske bjergkæde splittet op af en rift, der udviklede sig til det nuværende Atlanterhav. Derfor finder vi i dag også rester af den Kaledoniske bjergkæde i det østlige USA og på Østgrønland.



Figur 5. Jordens opdeling i store lithosfæreplader. Små pile ved spredningsakserne viser pladernes relative bevægelser.

Grænserne mellem de store plader kan overordnet være udformet på tre forskellige måder:

- Divergente pladegrænser (pladerne glider væk fra hinanden).
- Konvergente pladegrænser (pladerne glider mod hinanden).
- Transforme pladegrænser (pladerne glider sidelæns i forhold til hinanden).

Divergente pladegrænser er karakteriseret ved dannelse af ny oceanbund og vulkanisme i spredningszonen, som det f.eks. sker ved den Midtatlantiske ryg.

Konvergente pladegrænser kan være udformet på forskellig måde alt efter om det er skorpe af oceanbund eller af kontinent, der kolliderer. Hvor to oceanbunde støder sammen, kan der opstå dybgrave og vulkanske øbuer - som f.eks. ved øerne i det Sydøstlige Stillehav. Hvor en oceanbundskorpe og en kontinentalskorpe kolliderer, kan der opstå en *subduktionszone*, der er karakteriseret ved at kontinentalskorpen presses ned sammen med oceanbunden, se figur 1. Varmen får kontinentalskorpen til at smelte til magma, der enten opluges af kappen eller kommer op til jordens overflade i form af vulkaner.

Konvergente pladegrænser kan også være kollision mellem to kontinenter. Her bliver resultatet høje bjerkæder af granittisk materiale, idet den relativ lette kontinentalskorpe ikke på samme måde som den tungere oceanbundsskorpe kan presses ned i jordens kappe. Alperne og Himalaya-bjergkæden er eksempler på konvergente pladegrænser, hvor to plader af kontinenter presses mod hinanden.

Transforme pladegrænser - hvor pladerne glider sidelæns i forhold til hinanden - er generelt karakteriseret ved mange overfladenære jordskælv. St. Andreas forkastningen i San Francisco, USA, er et eksempel på en sådan transform pladegrænse.

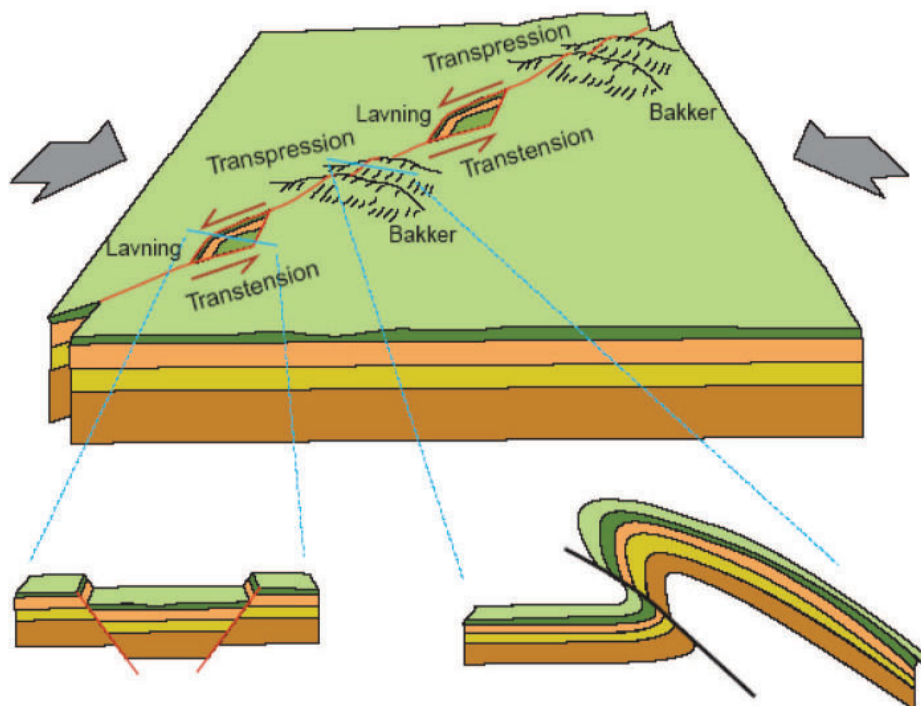
De store plader er til stadighed i bevægelse i forhold til hinanden - ingen bevægelse er undtagelsen. Pladernes bevægelse medfører spændingsfelter eller *stress-felter*, som trykker jordskorpen i bestemte retninger. Jordskorpen vil forsøge at udligne disse tryk, hvorved den deformeres eller forskydes afhængig af stivheden og styrken i de aktuelle jordlag. Herved opdeles de store plader i mindre enheder, der afgrænses af *forkastninger* - mere om dem i næste afsnit.

5. Forkastninger

Der kan skelnes mellem tre hovedtyper af forkastninger:

- Normal forkastning (der sker en strækning af jordskorpen).
- Revers forkastning (der sker en sammenpresning af jordskorpen).
- Sideværts forkastning (der sker en sidelæns forskydning af to blokke).

I stedet for en ren strækning, ren sammenpresning eller ren sidelæns forskydning sker der i naturen ofte en form for *vridning* af jordskorpen, idet den maksimale trykretning sjældent er enten helt vandret eller helt lodret. Jordskorpen bliver herved opdelt i større og mindre blokke, der langsomt tipper i forhold til hinanden for at tilpasse sig de eksisterende spændinger.



Figur 6. Udviklingen af en sideværts forkastning. Øverste del af figuren er efter skitse af Stig Schak Pedersen i Varv nr. 4, 1984. Nederste skitser er efter Ioannis Papatatos.

Sagen kompliceres af, at der langs med større forkastninger typisk opstår en række mindre sideforkastninger, således at man har flere typer af forkastninger langs med den samme brudzone. Langs med en sideværts forkastning dannes der således skiftevis lokale opskydninger (med reverse forkastninger) og lokale indsynkninger (afgrænset af normalforkastninger), som det fremgår af skitserne på figur 6. I landskabet kan opskydningerne efterhånden udvikle sig til bakker, medens indsynkningerne efterhånden får karakter af lavninger med søer og moser.

I den danske lagserie er der mange eksempler på forkastninger. Det fremgår blandt andet af undergrundskortet, hvor tolkede forkastninger er indtegnede som sorte linier. Flere af forkastningerne har navne - f.eks. Børglum-forkastningen i Nordjylland og Carlsbergforkastningen ved København. Forkastningslinierne på undergrundskortet er tegnet ud fra en tolkning af især seismiske undersøgelser, der registrerer bølgeudbredelsen i jordlage-

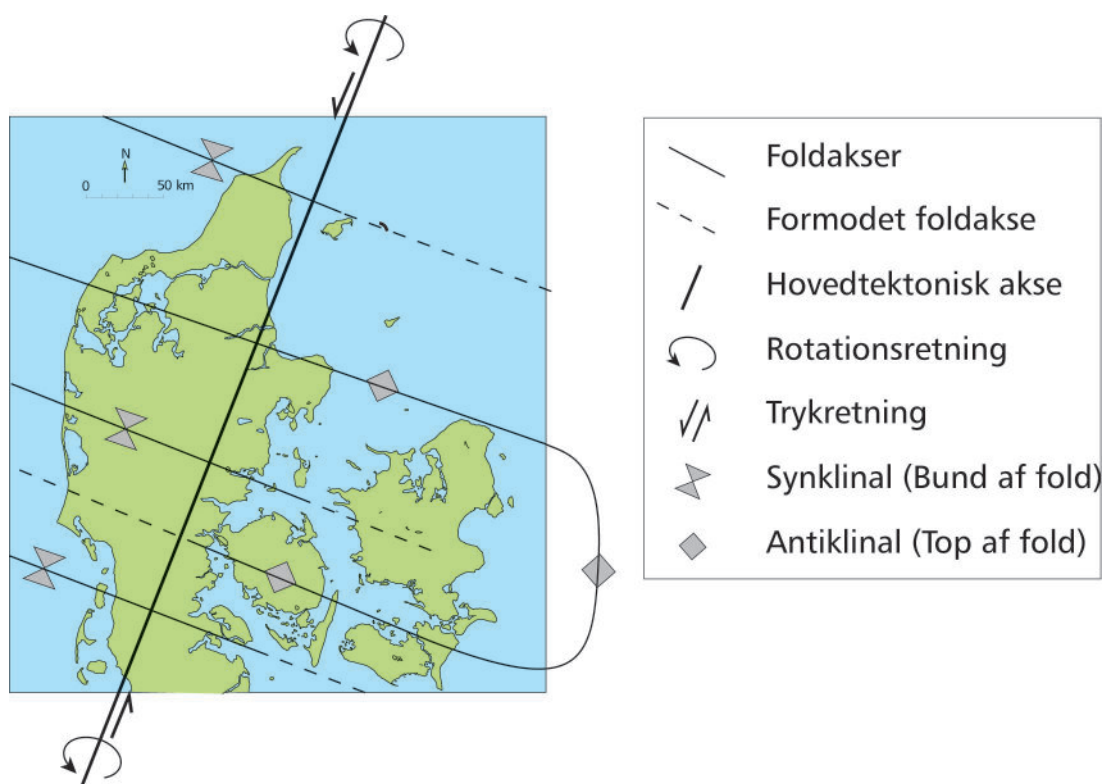
ne på baggrund af kunstige jordskælv (frembragt af sprængladninger eller luftkanoner i vand).

Forkastningerne træder tydeligt frem på Bornholm. Øen er afgrænset ved linier, der repræsenterer retninger på forkastninger, der også internt opdeler øen i en række mindre blokke. Et eksempel herpå ses i ref. 3, der skitserer en forkastning ved Hadeborg på den sydlige del Bornholm. Her kan man ved at gå nogle få meter passere henover 1 milliard år, idet det gamle grundfjeld er skudt op i niveau med en langt yngre sandsten fra jordens oldtid.

Som slutning på afsnittet om forkastninger skal nævnes, at man kan sammenligne forkastninger med de brudlinier, der opstår når man deformerer faste materialer som f.eks. stål og beton i en trækprøvemaskine. Her har man fuld kontrol over trykpåvirkningen og kan iagttage brudliniernes form og udbredelse. I naturen kan vi derimod kun se indirekte spor af træk- og trykkræfterne og må derudfra prøve at tolke kræfternes retninger og indbyrdes styrkeforhold. Et eksempel på en sådan analyse af stressfelter skal præsenteres i næste afsnit.

6. Stress-felter i Danmark

Danmark ligger i vor nuværende geologiske tid i grænseområdet mellem tre store plader. En stor atlantisk plade presser således på fra vest ind mod en kontinental plade i øst. Desuden er der et tryk fra syd fra en plade, der skubbes foran Alperne. Denne beliggenhed gør, at jordskorpen i det danske område til stadighed er udsat for spændinger og tryk.



Figur 7. Tolkning af stress-felt i tiden Nedre Tertiær til midt i Tertiærtiden, ref. 4.

I 1995 foretog en græsk geolog, Ioannis Papadatos, en tolkning af stressfelter i det danske område (ref. 4). Tolkningen blev foretaget ud fra rent geometriske betragtninger af eksisterende geologiske oversigtskort samt publiceret litteratur. Et gennemgående træk i modellen er tilstedeværelsen af to hovedretninger af forskydninger, en retning der går SSV-NNØ og en anden retning, der går vinkelret herpå dvs. VNV-SSØ. Et andet gennemgående træk i modellen er genbrug af forkastinger - dvs. når en forskydningsflade er etableret, udgør den en svag zone, der ofte genbruges senere.



Figur 8. Tolkning af stress felt fra midt i Tertiærtiden til ca. midt i Kvartærtiden (ref.4).

Papadatos nåede frem til en model med tre forskellige stress-systemer, der har virket fra Nedre Tertiær og op til nutiden (figur 7 til 9). I det følgende gives en kort beskrivelse af de tre stresssystemer - interesserede kan rekvirere en kopi af ref. 4, der samler de forskellige argumenter og overvejelser for stress-modellen.

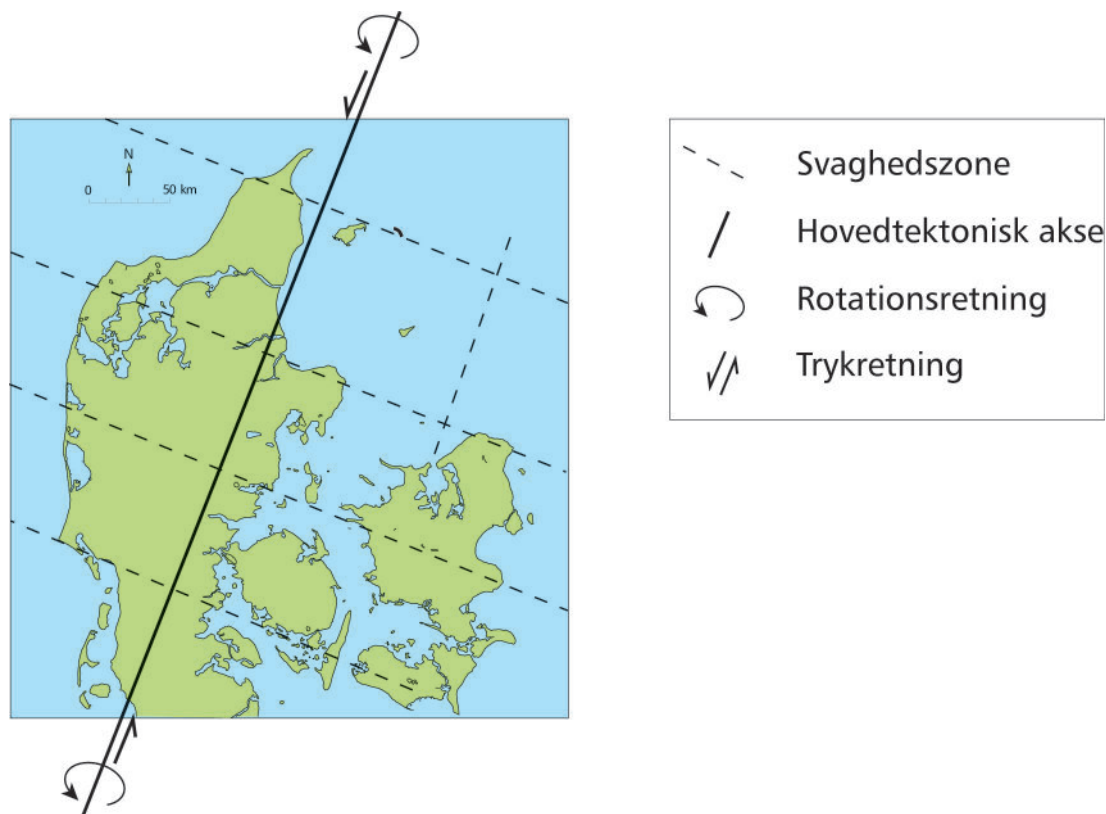
Stressfeltet op gennem Nedre Tertiær er domineret af en maximum trykretning langs akserne SSV-NNE. Denne kompression resulterer i en række foldeakser vinkelret herpå - se markering på figuren af *antiklinaler* (folderygge eller horste) samt *synklinaler* (foldetrug eller graben). Udover foldeakserne er der en trykgradient, der får blokkene til at tippe mod VNV langs akser parallel med maximum trykretningen.

Fra ca. midt i Tertiærtiden ændres stressfelterne, så kræfterne nu er som i figur 8. Der sker en hævnning af hele det nordlige Danmark og en opdeling af landet i blokke parallelle med de gamle foldeakser (se figur 8). Dette system af stress varer til ca. midt i Kvartærtiden.

Det yngste og nuværende stress felt ligner det fra Nedre Tertiær. De fremherskende kræfter er igen kompression i retningen SSV - NNE samt vipning mod VNV af de enkelte blokke som landet er delt op i (se figur 9). Dette stress felt har haft overtaget siden engang i Eem mellemistid og virket *sideløbende* med de glacielle processer.

At det danske område er udsat for stress kan også erkendes ved, at der fra tid til anden forekommer små jordskælv. Ethvert jordskælv kan opfattes som et lille ryk i jordlagene, der kommer som tilpasning til et givet tryk eller stress opbygget igennem længere tid. I Danmark registreres 2-10 små jordskælv om året med en styrke svarende til 1,5 til 4,5 på Richterskalaen (ref. 5).

Det skal understreges, at ovenstående tolkning af stress felterne for Danmark er en model, der ikke er officielt anerkendt endnu - men der er dog heller ikke fremkommet nogle argumenter *imod* den. Når modellen er medtaget i dette undervisningsmateriale, er det fordi en lang række forhold og iagttagelser i landskabet og i jordlagene kun kan forklares på en tilfredsstillende måde, hvis man antager en tektonisk påvirkning fra ovenstående stress felter.



Figur 9. Tolkning af nuværende stressfelt fra ca. midt i Kvartærtiden (ref. 4).

Referencer

1. Wicander, R. & Monroe, J.S. (1995): *Essentials of Geology*. West Publishing Company.
2. Tegner, C. (1996): *Da Nordatlanten sprak*. GeologiskNyt 4/96.
3. Krohn, D. et al. (1998): *Hadeborg Bakke - en ny geologisk lokalitet*. Geologisk-Nyt 6/98.
4. Papadatos I. (1995): *Development of the tectonic regime in the border area of Danish basin since Tertiary time*. Preliminary Study. Horsens, June 1995.
5. Gregersen, S. et al. (1996): *Earthquakes in Denmark*. Bulletin of the Geological Society of Denmark. Vol. 43. 1996.

Øvrig anvendt litteratur:

Davis, G.H. & Reynolds S.J. (1996): *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons.