

STRATIGRAFI I DYBHAVSSEDIMENTER

NIELS ABRAHAMSEN OG JÖRN THIEDE

ABRAHAMSEN, N. & THIEDE, J.: Stratigrafi i dybhavssedimenter. *Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1970*, side 4-16. København, 5. januar 1971.

Dybhavssedimenterne, som dækker mere end halvdelen af jordklodens overflade, er nu et forskningsfelt, hvor geofysikere og mikropalæontologer med udbytte har indledt et samarbejde. Artiklen giver eksempler på, hvorledes palæontologiske og palæomagnetiske undersøgelser gennem gensidig kontrol giver mulighed for bedre korrelation mellem borekerner fra dybhavsbunden.

Oceanernes bund består næsten overalt af løse sedimenter, som i et lag af varierende tykkelse dækker den faste undergrund under oceanerne. Undergrunden rager kun op enkelte steder gennem disse løse aflejringer, f. eks. ved øer, undersøiske keglebjerge (guyots) og langs de store bjergkædesystemer, der gennemskærer oceanerne.

Disse sedimenter består af materiale, der stammer fra helt forskellige kilder: terrigene komponenter transporteres med floderne fra fastlandet ud i havet eller tilføres direkte fra vulkaner; organogene komponenter tilføres fra de havorganismer, der har fast skelet eller skal; en række kemiske komponenter udfældes direkte fra havvandet, og endelig stammer en omend kun ringe mængde fra verdensrummet. På grund af så forskellig oprindelse har sedimenterne en lang række karakteristiske egenskaber, der kan gøres til genstand for undersøgelse, og som giver anledning til, at også grene inden for geologien, der traditionelt ligger fagligt fjernt fra hinanden, har fundet sammen i et snævert samarbejde.

Et tema, som af geofysikere, sedimentologer og mikropalæontologer i de seneste år med stort held er blevet gennemspillet, er undersøgelser over stratigrafien i dybhavssedimenter, som dækker mere end halvdelen af den faste jords overflade. Med moderne metoder og instrumenter, senest med det amerikanske boreskib »Glomar Challenger«, er det lykkedes at indsamle stadig dyberegående prøver fra disse aflejringer. For at få en forestilling om de indvundne sedimenters alder, aflejringsmiljø og -hastighed er det blevet mere og mere nødvendigt at datere og korrelere disse prøver så hurtigt og nøjagtigt som muligt, lokalt såvel som over større afstande.

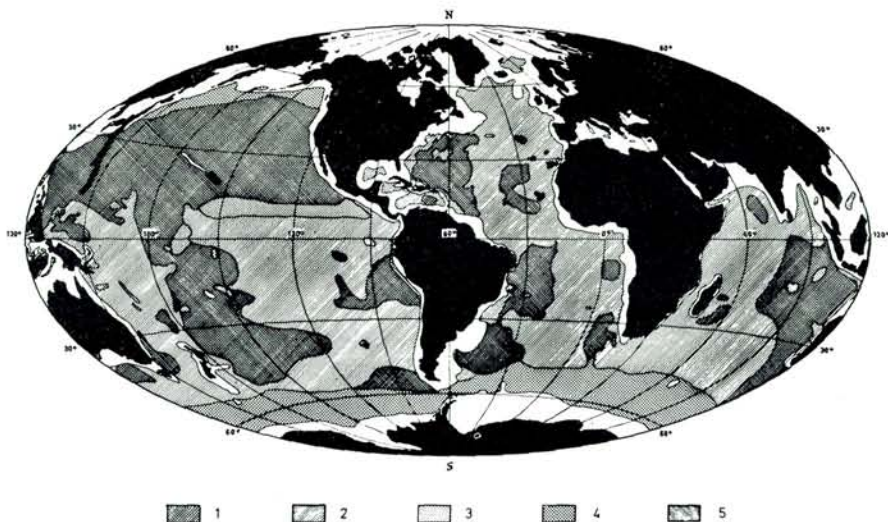


Fig. 1. Kort over de pelagiske sedimenters fordeling i oceanerne. 1: Rødt dybhavsler. 2: *Globigerina* ler. 3: Radiolarie ler. 4: Diatomé ler. 5: Vulkansk aske. Forenklet efter Dietrich & Kalle, 1965.

Sedimentologiske og mikropalæontologiske metoder

Vulkanske askehorisonter er velegnede til stratigrafiske undersøgelser. De stammer fra meget kortvarige begivenheder, nemlig et enkelt vulkanudbrud, og kan ofte følges over store afstande. Således ved man f. eks., at dybhavs-sedimenterne i det nordlige Stillehav indeholder store mængder vulkansk aske, delvist koncentreret i horisonter (Horn et al. 1969). Tykkelsen af disse askelag aftager med øget afstand fra udbrudsstedet (vulkanen), og askelagene har vist sig at være gode ledehorisonter på samme måde som askelag på landjorden, der har givet anledning til tefro-kronologien (f. eks. på Island).

For dybhavssedimenternes vedkommende drejer det sig dog ofte om ret ensformige aflejringer, der kræver finere metoder til deres undersøgelse og stratigrafiske tydning. De er oftest meget finkornede, altså ler eller slam; deres navn har de fået efter de hyppigst forekommende organismerester (f. eks. pteropod ler, *Globigerina* ler), eller de bliver benævnt efter en karakteristisk farve som f. eks. det røde dybhavsler, se fig. 1. Ensformigheden afbrydes kun nu og da ved indslag af turbiditer, dvs. sediment, som er blevet ført afsted som slamstrømme eller ved undersøiske udskridninger, men hvis egnethed som stratigrafisk ledehorisont begrænser sig til det enkelte dybhavs-område. Skønt turbiditerne af og til kan følges over store strækninger, forhindrer deres aflejringsmekanisme dog, at de får en mere regional stratigrafisk betydning for de sediment, i hvilke de er indlejrede. Indlejrede i de

lerede dybhavssedimenter er turbiditerne iøjnefaldende, idet de fører betydeligt grovere materiale end de omgivende lerlag; hyppigt består de af tydelige sandhorisonter, der skiller dem skarpt fra deres underlag, mens der er en mere gradvis overgang fra sand til rent ler opefter. Kornstørrelsesanalyse har vist, at turbiditer i bunden har et stort sandindhold, mens der direkte herover følger lag med yderst lavt sandindhold, som stammer fra genaflejret dybhavsler; til hver slamstrømsaflejret sandhorisont svarer altså også et mere eller mindre tykt lag ler.

Betragter man nu kurver, der viser dybhavssedimenternes sandindhold bestemt i kærneprøver af nogle meters længde, ser man, at disse kurver, også når sedimenterne ikke indeholder turbiditer, langtfra at vise samme sandindhold overalt, viser betydelig variation. Sammenlignes sådanne kurver fra borekærner, der er indsamlet inden for et mindre område, viser det sig hurtigt, at kurverne ofte ligner hinanden; en parallellisering af kærnerne med decimeters nøjagtighed er da mulig. Denne lighed i sandfraktionens kornstørrelsesfordeling skyldes, at dybhavssedimenternes sandindhold – når man ser bort fra arktiske og antarktiske områder, hvor sedimenterne tilføres meget grovere materiale på grund af istransport – hovedsageligt består af skaller, hylstre og skeletdele fra planktoniske organismer.

Disse organismer lever overvejende i oceanernes øverste vandlag, hvorfra en stadig regn af rester fra disse levende væsener drysser ned på havbunden (fig. 2). Hvis livsbetingelserne i havvandet ændres (f. eks. ved at vandets temperatur eller saltindhold ændres) medfører dette en anden sammensætning af den planktoniske flora eller fauna; disse ændringer viser sig meget hurtigt ved en afvigelse i sammensætningen af de nedsynkende fragmenter og kan på grund af den horisontale udstrækning af sådanne ændringer ofte påvises over betydelige afstande.

De i stratigrafisk henseende vigtige pelagisk levende organismer er for det

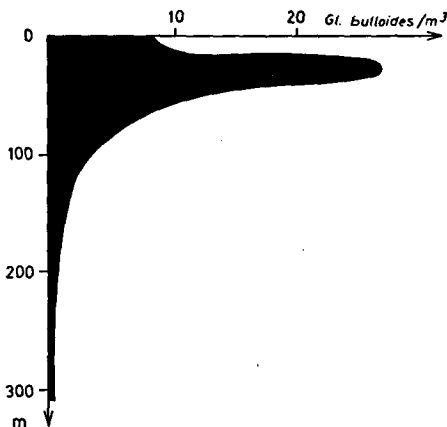


Fig. 2. Antallet af foraminiferen *Globigerina bulloides* pr. kubikmeter vand som funktion af dybden. Efter Berger, 1969.

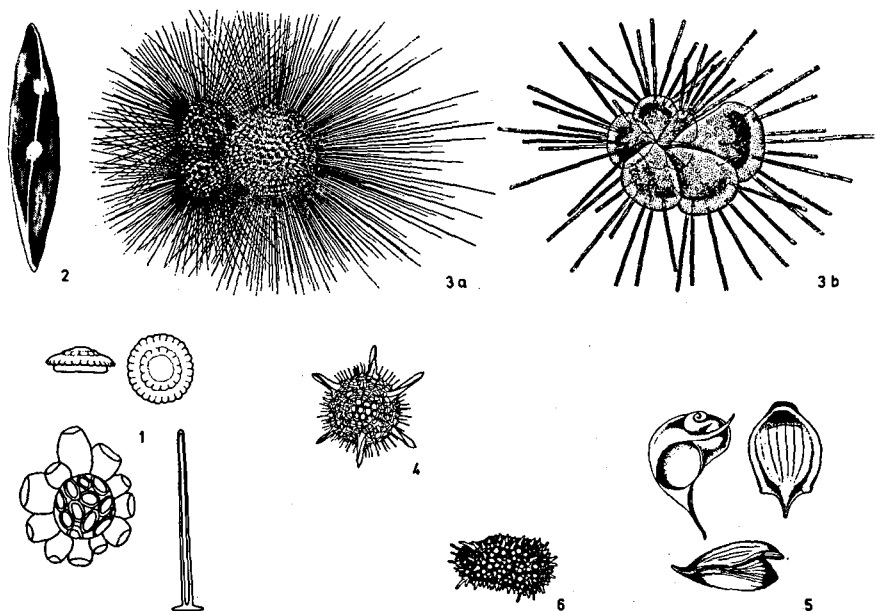


Fig. 3. Eksempler på forskellige vigtige pelagiske organismer. 1: Coccolithophorider og coccolither. 2: Diatomé. 3: Planktoniske foraminiferer (a: *Globigerina bulloides* og b: *Hashgerina pelagica*). 4: Radiolarie. 5: Pteropoder. 6: Ostracod. Efter Bradley et al. 1942, Friedrich, 1965, Müller, 1965, Murray & Renard, 1891.

meste mikroskopisk små og hører både til planteriget (Diatomeer, Coccolithophorider) og til dyreriget (Radiolarier, Foraminiferer, Ostracoder, Pteropoder) se fig. 3. Skeletdelene består hos de fleste af dem af kiselsyre (Diatomeer, Radiolarier) eller kalk (Coccolithophorider, Foraminiferer, Ostracoder, Pteropoder). Disse er under visse betingelser delvist opløselige i havvandet, hvorfor de under nedsynkningen adskilles i mindre partikler, som igen kan opløses, så kun en del af dem når helt ned på havbunden.

Kortet fig. 1 viser os, at disse sedimenter forekommer i store ensartede områder med pelagisk levende organismer. Organismernes optræden i sedimenterne viser sig dels at være afhængig af stedets klima og dels afhængig af skeletdelenes opløselighed i forbindelse med vanddybden. Af stratigrafiske undersøgelser ved man for øvrigt, at grænserne mellem de enkelte sedimentprovinser har forskubbet sig i løbet af jordens historie (Shepard, 1963, p. 416).

Diatomeer forekommer i alle havområder; skeletdelene danner imidlertid kun i kølige områder et særligt sediment, der er opkaldt efter dem. Diatoméler findes i dag i brede bæltter, som omkranser Antarktis; desuden findes det i det nordlige Stillehav, se fig. 1.

Coccolithophorider kendes især fra de varmere have. Deres overflade er dækket af talrige bittesmå kalkplader, de såkaldte coccolither, hvis form kan være overordentlig forskellig. I dybhavssedimenterne finder man kun isolerede coccolither, se fig. 2. De har fået stor stratigrafisk betydning i mesozoiske og yngre aflejringer. Deres kalkpladers ringe dimension kræver særlige undersøgelsesmetoder, bl. a. anvendelse af elektronmikroskop.

I pelagiske sedimenter findes ofte kiselsyreskeletter af Radiolarier, som hyppigst forekommer i tropiske områder; egentligt radiolarieler optræder dog kun i et øst-vestgående bælte nord for Ækvator i Stillehavet.

Af mange hundrede recente foraminifer-arter lever kun ca. 25 pelagisk. Disse træffes i næsten alle oceaner, såvel arktiske som tropiske; således sammensættes den planktoniske foraminiferfauna af arter, som er tilpasset til et køligere henholdsvis varmere klima. Sedimentdannende planktoniske foraminiferer findes i dag i alle oceaner, og *Globigerina* ler er det sediment, som med hensyn til udstrækning dækker den største del af havbunden og dermed af jordkloden.

Foraminiferernes stratigrafiske betydning er fremtrædende i forhold til alle andre grupper af organismer, da de har gennemgået en hurtig udvikling i Kridt, Tertiær og Kvartær, hvorfor talrige arter nu er kendt som udmærkede ledefossiler; de er således velegnede til verdensomspændende korrelationer af marine aflejringer.

Foraminifererne har vist sig særlig egnede til *Globigerina* lerets finstratigrafi. Artssammensætningen af den planktoniske foraminiferfauna er afhængig af temperaturen. Følger man forholdet ned gennem kærneprøver mellem varmeelskende og kuldeelskende former og optegner det i et diagram, får man kurver, som ved deres variation viser, hvor store temperatursvingninger, der tidligere har været i de øvre vandlag. F. eks. ses indflydelsen af de pleistocæne istider tydeligt, se fig. 4. Kontrol ved hjælp af absolutte radiometriske aldersbestemmelser har vist, at disse undersøgelser har givet rigtige resultater. Som illustration heraf er vist kurver fra F. Schott's (1966) undersøgelser af kærner fra den svenske »Albatrosekspedition« i Nordatlanten.

Ved yderligere at forfine metoderne ved at undersøge de temperaturafhængige morfologiske forandringer i enkelte arters skal, kan man ligeledes få stratigrafisk anvendelige resultater. Til eksempel vælges her to arters snoningsretning. Planktoniske foraminiferer har skaller, hvis enkelte kamre er placeret i række på en spiral. På denne måde kan spiralen ligge i et plan, dvs. den er planspiral, eller hæve sig ud fra dette plan, dvs. en kegleformet

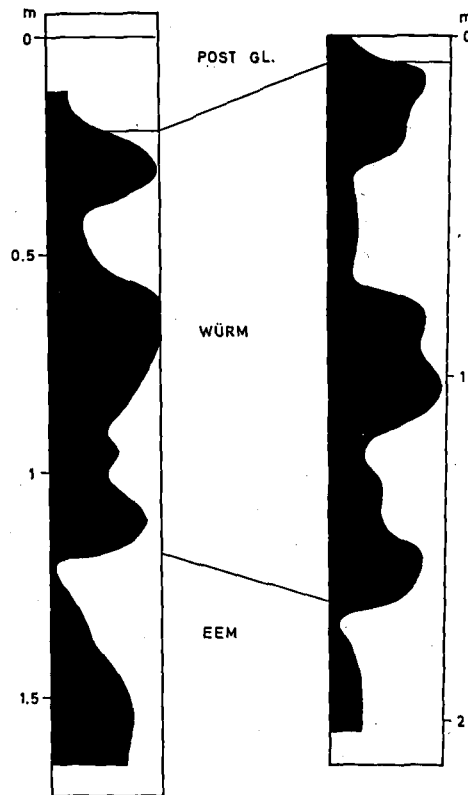


Fig. 4: Relative temperaturvariationer under og efter sidste istid, bestemt på grundlag af foraminiferindholdet. Sort angiver kuldeelskende former, hvidt varmeelskende. Efter Schott, 1966.

spiral. Undersøger man i kærneprøverne forholdet mellem venstre-snoede og højre-snoede former og afbilder dem i et diagram, finder man karakteristiske kurver, som lader sig sammenligne med kærner fra fjerntliggende havområder, se fig. 5.

Ostracoder er ligeledes kendt fra et antal pelagisk levende arter. Deres skaller optager dog ikke nogen større del af dybhavssedimenterne, og deres betydning for stratigrafien har hidtil været begrænset. Pteropoder er pelagisk levende snegle med et spiralsnoet eller symmetrisk hus. Deres skeletdele findes undertiden i så store mængder, at man kan tale om pteropoder. Andre pelagisk levende organismer har kun lille betydning i denne sammenhæng.

Magnetiske metoder

Undersøgelser over bjergarters magnetiske egenskaber og specielt palæomagnetisme indledtes så småt i slutningen af det 19. århundrede, hvor man bl. a.

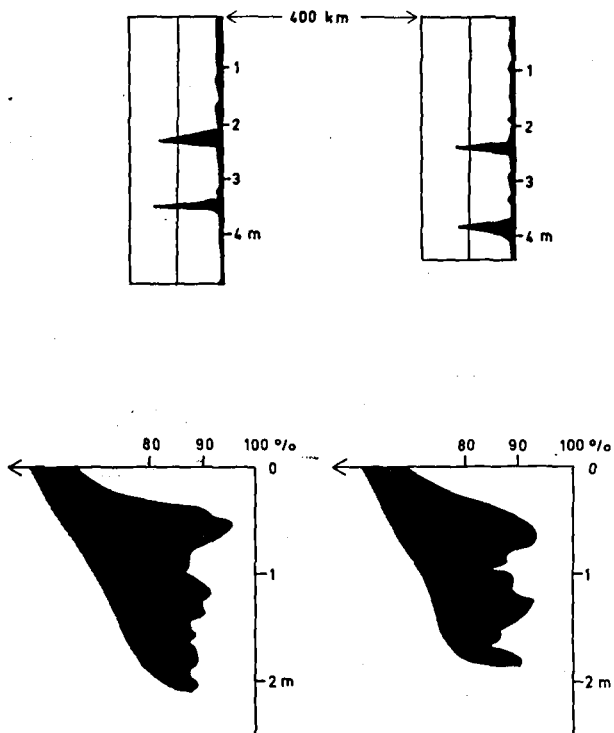


Fig. 5. Den sorte del af figuren viser antallet af venstre-snoede former i forhold til det samlede antal individer. I nederste del af figuren ses til venstre *Globorotalia truncatulinoides*, til højre *Globigerina pachyderma*. Efter Ericson et al. 1954, Steuerwald et al. 1968.

opdagede, at en bjergart kan have »fastholdt« retningen af jordens magnetfelt fra et tidligere tidspunkt, den såkaldte remanente magnetisering, som normalt skyldes et vist jernindhold. De palæomagnetiske undersøgelser kan bl. a. give oplysninger af almen geologisk interesse som aldersbestemmelse, korrelation og stratigrafi, og et af de nyeste anvendelsesområder er foruden havbundsspredning og kontinentdrift netop i forbindelse med undersøgelser af dybhavssedimenternes stratigrafi.

Magnetfeltets polaritet.

Ved at måle retningen af den remanente magnetisering i bjergarter af forskellig alder viser det sig, at jordens magnetfelt på forskellige tidspunkter forholdsvis pludseligt har skiftet fra én retning eller polaritet til den stik modsatte; i de tilfælde, hvor retningen var ensrettet med nutidens magnetfelt, dvs. rettet fra syd mod nord, taler man om normal magnetisering eller polaritet, mens den modsatte retning betegnes revers. Hvor ofte en sådan polaritetsændring sker, kan man endnu ikke sige noget generelt om, da den synes at indtræde helt uregelmæssigt op gennem jordens historie. Således var der en periode på måske 50 millioner år i Perm, hvor magnetfeltet hele tiden

var reverset, mens der i tertiære bjergarter er påvist så korte tidsrum med ens polaritet som helt ned til ca. 50.000 år, og det sidste tidsrum op mod nutiden med revers polaritet er for nylig blevet foreslået at ligge mellem ca. år - 20.000 og - 30.000 før nutiden (dvs. i sidste istid), og altså strækkende sig over et tidsrum af kun ca. 10.000 år. Polaritetsintervallernes varighed kan således være meget forskellig. Hvor længe magnetfeltet er om at skifte polaritet er endnu noget usikkert, idet man dog enkelte steder, specielt i basaltområder med lavastrømme, der er aflejret relativt hurtigt efter hinanden, har kunnet vise, at ændringerne finder gradvist sted over tidsrum af størrelsesordenen 20.000-50.000 år. At polaritetsændringerne skyldes ændringer i de elektriske strømme inde i jordens jernkærne er nu almindeligt antaget, men hvorfor de indtræder er endnu uafklaret.

I figur 6 er på de fire korte søjler vist, hvordan vor viden om magnetfeltets polaritet for de sidste 4 millioner år er vokset hastigt fra et groft kendskab i 1963 til en allerede meget detaljeret inddeling i 1969. Disse polaritetskalaer er baseret på målinger af den remanente magnetiseringsretning i vulkanske bjergarter, som er aldersbestemt ved hjælp af K-Ar-metoden.

Da magnetfeltet stammer fra elektriske strømme i jordkærnen, betyder det, at når feltet skifter polaritet, sker dette samtidigt overalt på jordoverfladen. Hvis derfor man har påvist én polaritet på en bjergart af bestemt alder, vil alle bjergarter på jorden, der er dannet på samme tidspunkt have samme polaritet som den målte (forudsat at der ikke optræder det forholdsvist sjældne fænomen selv-revertering, der skyldes særlige mineralogiske forhold, som bevirker, at polariteten i bjergarten skifter af sig selv. Selv-revertering er hidtil kun med sikkerhed påvist i enkelte specielle bjergartstyper). Polaritetskalaen har altså global gyldighed, hvilket netop betinger dens anvendelighed ved aldersbestemmelser og korrelation af stratigrafiske snit beliggende geografisk fjernt fra hinanden. Således vil en kærneprøve af dybhavssedimenter fra bunden af Stillehavet kunne korreleres entydigt med en tilsvarende kærneprøve fra Atlanterhavet eller Det indiske Ocean blot ved at måle polariseringen ned gennem lagene i borekærnen.

På figur 6 er ligeledes vist en lang polaritetskala, der strækker sig helt ned til kridttiden for ca. 70 millioner år siden, og hvis øverste del stemmer godt med de K-Ar-daterede skalaer. Denne skala er fremkommet ved målinger af ændringer i magnetfeltets styrke, når man sejler tværs hen over de undersøiske brudzoner eller riftzoner, der i de sidste 10-15 år er blevet påvist under oceanerne, og som strækker sig i bæltet rundt om hele jorden. Det viser sig her, at feltstyrken veksler mellem højere og lavere værdier, der ligger i striber, symmetrisk omkring brudzonen, se fig. 7. Dette kan forklares ved, at der parallelt med brudzonen ligger vulkanske lag eller intrusioner, der er dannet successivt ved siden af hinanden, således at de ældste ligger flere hundrede km fra brudzonen, mens lagene bliver yngre ind mod, og de

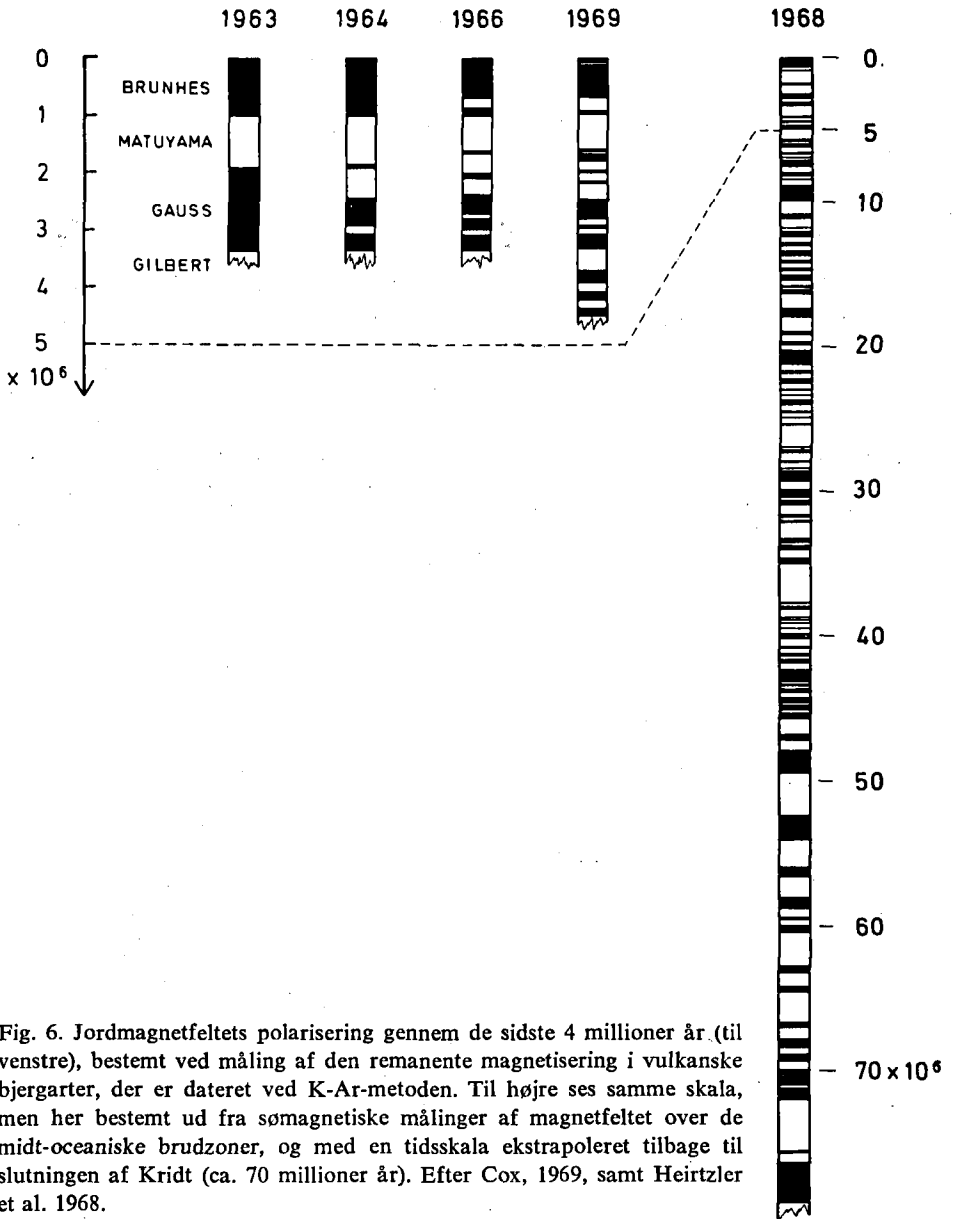


Fig. 6. Jordmagnetfeltets polarisering gennem de sidste 4 millioner år (til venstre), bestemt ved måling af den remanente magnetisering i vulkanske bjergarter, der er dateret ved K-Ar-metoden. Til højre ses samme skala, men her bestemt ud fra sømagnetiske målinger af magnetfeltet over de midt-oceaniske brudzoner, og med en tidsskala ekstrapoleret tilbage til slutningen af Kridt (ca. 70 millioner år). Efter Cox, 1969, samt Heirtzler et al. 1968.

nyeste endnu i færd med at blive dannet i midten, hvor i nutiden der hyppigt indtræder jordskælv og vulkanudbrud.

De højere eller lavere værdier af magnetfeltets styrke vil da afspejle, om bjergarterne, som ligger under måleskibet er normalt eller reverset polariseret, mens afstanden til brudzonen angiver bjergartens alder, hvorved det lange

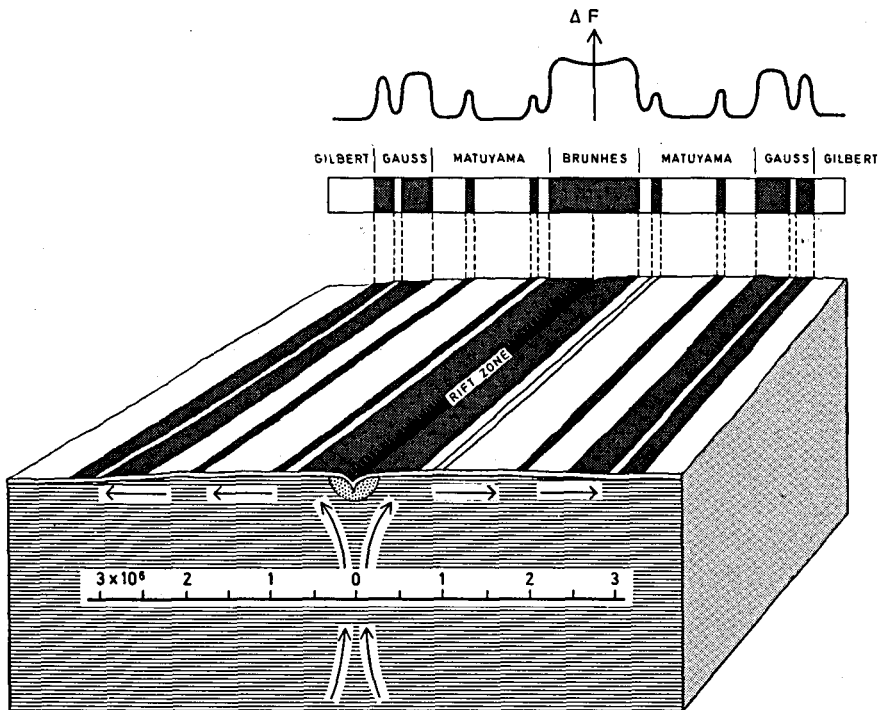


Fig. 7. Skematisk fremstilling af magnetiske anomalier målt på tværs af de oceaniske brudzoner, samt de deraf afledte hypotetiske konvektionsstrømme i den underliggende del af kappen. Efter Allan, 1969.

profil på fig. 6 har kunnet konstrueres. Påvisningen af disse magnetiske bælter langs brudzonerne har for øvrigt medført, at man har opstillet en ny teori om, at havbunden spreder sig til begge sider fra brudzonerne med en fart på mellem 1 og 5 cm årligt, en teori, som har givet vind i sejlene for tilhængerne af hypotesen om kontinentaldrift.

Palæomagnetisk dybhavsstratigrafi.

Tænker man sig nu, at der omkring et vist tidspunkt, f. eks. for 1,2 millioner år siden, blev aflejret nogle let jernholdige lerpartikler et sted på havbunden (jern findes næsten overalt, også i de almindelige lerminerale), så ville disse partikler under påvirkning af jordens magnetfelt, der på dette tidspunkt var reverset, jfr. fig. 6 og fig. 8 være tilbøjelige til at rette sig ind parallelt med magnetfeltet ligesom en kompasnål. Når partiklerne var faldet til ro og senere blev dækket af yngre lag, ville den magnetiske retning og dermed polariteten af jordfeltet derfor være »låst fast« (bortset fra en mindre drejning på grund

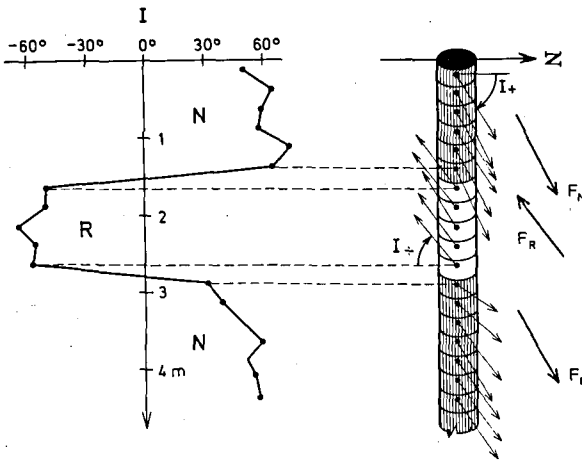


Fig. 8. En kærneprøve med retningen af den remanente magnetisering skematisk indtegnet som pile parallelle med det normale magnetfelt F_N . Inklinationsvinklen I er overført på diagrammet til venstre. Da den midterste del af kærnen blev aflejret, var magnetfeltet F_R reverseret – det vil sige modsat rettet nutidens, hvorfor I er negativ i den tilsvarende del af lagserien.

af sammentrykningen), så denne del af aflejringen forbliver reverseret polariseret, jfr. fig. 8. Polariseringen bevares dernæst stabilt i prøven, forudsat at der ikke sker kemiske ændringer eller mekaniske forstyrrelse fra udskridninger eller på grund af bunddyrs gravegange o. lign.

Nu er der jo mange skift fra normal til revers polaritet, så måling på et stykke af kærneprøven er ofte ikke nok til at afgøre, om netop dét sted på prøven er 1,2 millioner år gammelt. Hvis man imidlertid bestemmer polariteten med korte mellemrum ned gennem hele prøven, kan man vise, hvor de forskellige skift fandt sted, og begynder man oppe fra med de yngre nutidige lag, er det en simpel sag at genfinde de samme skift i polaritet fra borekærne til borekærne, blot der ikke er alt for langvarige afbrydelser i sedimentationen.

Foreligger der derimod ikke et sammenhængende profil, der når helt op til nutiden, men kun et løsrevet brudstykke, som det oftest er tilfældet med geologiske profiler på landjorden, f. eks. varvigt ler, plateaubasalter, deltaaflejringer osv., er det vanskeligt med sikkerhed at korrelere en lagserie på grundlag af polaritetsskalaen alene, selv i de tilfælde, hvor man har en vis aldersbestemmelse ved hjælp af andre metoder, med mindre man kan antage, at lagene er dannet med jævn hastighed, så tykkelsen af de forskellige polaritetsintervaller er karakteristiske. Problemet er f. eks. aktuelt i de ca. 200 eocæne askelag i det nordlige Jylland, som viser 3 normalt og 3 reverseret polariserede serier af askelag, men som endnu ikke kan korreleres sikkert med skalaen på fig. 6, idet de blot kan henføres til eocæn på grundlag af fossilindholdet, men ikke endnu er blevet aldersbestemt med større nøjagtighed (Sharma, 1969).

Noget tilsvarende gælder om de færøiske plateau-basalter; selvom de er dateret til en K-Ar-alder på 50–60 millioner år, kan den magnetiske strati-

grafi, der viser et lignende antal serier af normal og revers polaritet som i de nævnte jyske askelag, ikke give en entydig korrelation af disse to områder endnu, fordi man hverken for plateau-basalterne eller askelagene kender aflejringshastighed eller udbrudsfrekvens, om disse overhovedet har været konstante (Abrahamsen, 1967).

Palæontologi og palæomagnetisme

Ved at kombinere palæontologiske og palæomagnetiske undersøgelsesmetoder, som de er beskrevet i det foregående, opnår man dels flere muligheder for korrelation mellem borekærnerne og dels opnås der større sikkerhed og nøjagtighed, idet de forskellige metoder kontrollerer hinanden, som det kan illustreres ved figur 9. Fire kærneprøver fra sedimenterne fra bunden af Atlanterhavet er indsamlet med indbyrdes afstande på op til 4500 km, idet kærne nr. 1, 2 og 4 ligger på 15°-20° sydlig bredde, mellem Sydamerika og Sydafrika, mens kærne nr. 3 ligger på 15° nordlig bredde. Variationen i forholdet mellem højre- og venstresnoede skaller af foraminiferen *Globorotalia truncatulinoides* ned langs kærneprøven er vist ved zig-zag-kurven, hvorved en tydelig korrelation findes mellem kærne nr. 1 og 2, mens disses korrelation

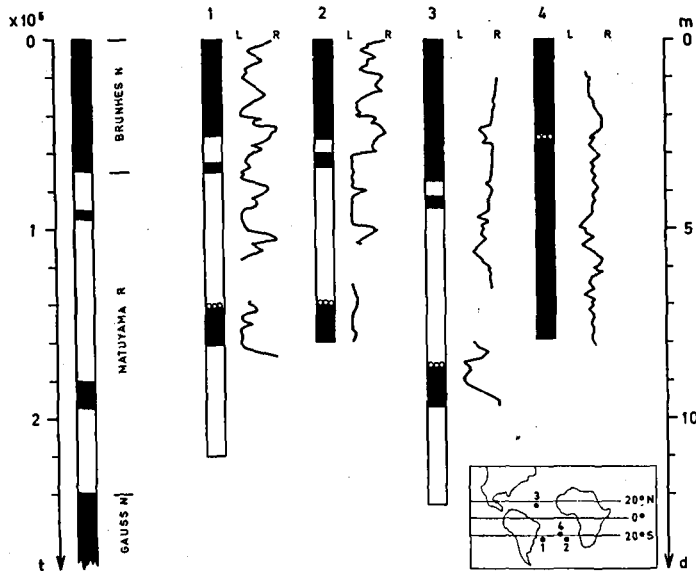


Fig. 9. Fire kærneprøver fra Nord- og Sydatlanten. Skalaen til højre angiver dybden under havbunden i meter, skalaen til venstre den magnetiske skala samt tiden i millioner år – jævnfør teksten. Efter Glass et al. 1967.

med kærne nr. 3 og specielt 4 er mindre udtalt, omend stadig mulig. Betragtes imidlertid den magnetiske stratigraf, viser den klart, at kærne nr. 1, 2 og 3 er rigtigt korrelerede, mens den 4. kærne ikke passer ind i det magnetiske mønster, og følgelig er forkert korreleret; denne slutning bekræftes endelig af horisonten af små cirkler, der angiver den seneste forekomst af en speciel planktonisk foraminifer.

Begge slutninger, både det positive og det negative resultat, er vigtige i den videre bearbejdning af materialet.

Laboratoriet for anvendt geofysik
Aarhus Universitet
Carl Blochsgade 28, 8000 Aarhus C
30. juli, 1970

Litteratur

- Abrahamsen, N. 1967: Some paleomagnetic investigations in the Faroe Islands. *Meddr dansk geol. Foren.* **17**, 371-384.
- Allan, T. D. 1969: A review of marine geomagnetism. *Earth-Sci. Rev.* **5**, 217-254.
- Berger, W. H. 1969: Ecologic patterns of living planktonic Foraminifera. *Deep-Sea Res.* **16**, 1-24.
- Bradley, W. H. et al. 1942: Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. *U.S. geol. Surv. Prof. Pap.* **196**, 1-163.
- Cox, A. 1969: Geomagnetic reversals. *Science* **163**, 237-245.
- Dietrich, G. & Kalle, K. 1965: *Allgemeine Meereskunde*. (Borntraeger) Berlin.
- Ericson, D. B., Wollin, G. & Wollin, J. 1954: Coiling direction of *Globorotalia truncatulinoides* in deep-sea cores. *Deep-Sea Res.* **2**, 152-158.
- Friedrich, H. 1965: *Meeresbiologie*. (Borntraeger) Berlin.
- Glass, B. et al. 1967: Geomagnetic reversals and pleistocene chronology. *Nature*, Lond. **216**, 437-442.
- Heirtzler, J. R. et al. 1968: Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.* **73**, 2119-2136.
- Horn, D. R., Delach, M. N. & Horn, B. M., 1969: Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific. *Bull. geol. Soc. America* **80**, 1715-1724.
- Müller, A. H. 1965: *Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II: Invertebraten, Teil 2: Mollusca 2 - Arthropoda I*. (Fischer) Jena.
- Murray, J. & Renard, 1891: Report on Deep-Sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876. *Rep. Sci. Res. Voy. H. M. S. Challenger*, 1-525, London.
- Schott, W. 1966: Foraminiferenfauna und Stratigraphie der Tiefsee-Sedimente im Nordatlantischen Ozean. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948*, **7** (7), 357-469.
- Sharma, P. V. 1969: Early tertiary field reversals recorded in volcanic ash layers of Northern Denmark. *Meddr dansk geol. Foren.* **19**, 218-223.
- Shepard, F. P. 1963: *Submarine Geology*. (Harper & Row) New York.
- Steuerwald, B. A., D. L. Clark & J. A. Andrew, 1968: Magnetic stratigraphy and faunal patterns in arctic ocean sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5**, 79-85.