

# Magnetiske poler på ilmarch - polvending under opsejling?

Af civilingeniør Peter Stauning, DMI

Er vi på vej mod en polvending? For 780.000 år siden byttede de magnetiske poler plads – er det ved at ske igen? Den nyeste internationale model for Jordens magnetfelt, IGRF2005, som netop nu gøres klar, og som skal anvendes fra 2005 til 2010, viser store forandringer af feltet. Magnetfeltet svækkes, og de magnetiske poler er på ilmarch. Kan vi nu være på vej mod en polvending?

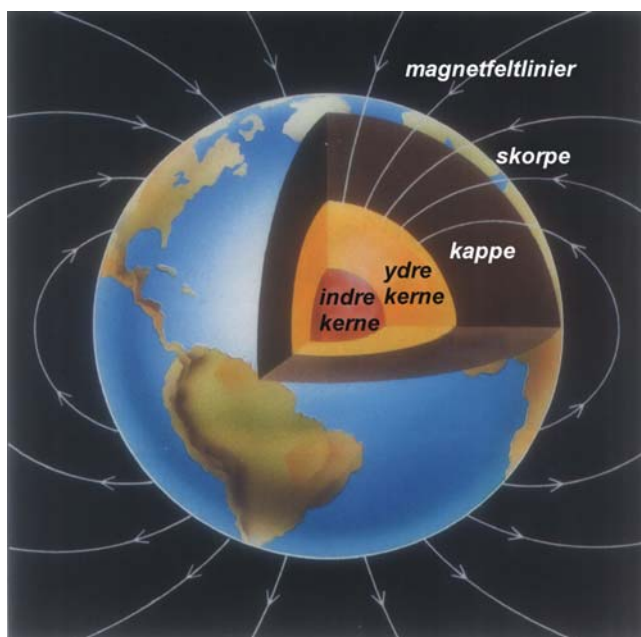
## Polvendinger

Jordens magnetfelt skabes ved komplicerede dynamoprocesser i den flydende kerne af smeltet metal (jern og nikkel). Disse processer er meget variable, så magnetfeltet ændrer sig hele tiden i styrke og retning. Undertiden kan magnetfeltet aftage i styrke og til sidst forsvinde for senere at genopstå med modsat polaritet. Sådanne polvendinger er forekommet talrige gange i Jordens historie. De kan følges gennem de magnetiske egenskaber i fx størknet lava eller søbundsaflejringer, hvor det aktuelle magnetfelt på størknings- eller aflejrings-tidspunktet har kontrolleret den resulterende remanente magnetisering.

Ved en polvending bytter den magnetiske nord- og sydpol plads. Det sker dog ikke fra den ene dag til den anden men ved en gradvis svækkelse af feltet over en periode på nogle hundrede eller få tusind år. Herpå genetableres magnetfeltet, men med "ombyttede" poler. I de seneste 60 mio. år er polvendinger forekommet med et gennemsnitligt interval på ca. 250.000 år. Seneste polvending forekom for ca. 780.000 år siden. Selve polvendingen, hvor feltet aftager helt ned til nul og derpå skifter fortegn, forløber hurtigt, dvs. over nogle få hundrede år. Og det er ret heldigt, da planeten jo er udsat for den ødelæggende stråling fra Solen og fra verdensrummet i de perioder, hvor magnetfeltet ikke er på plads for at beskytte Jorden.

## Jordens magnetfelt

Jordens magnetfelt er i grove træk et såkaldt dipolfelt, som man kunne forestille sig dannet af en kraftig magnet inde midt i Jorden. I virkeligheden stammer hovedparten af magnetfeltet, ca. 95 %, fra elektriske strømme i Jordens flydende kerne. Omkring



Jordens magnetfelt vist ved feltlinier (lyse), som viser feltets retning (kompasseretningen). De udgår fra den sydlige halvklode (magnetisk nordpol) og ender på den nordlige. (Grafik: Ian Worpole fra Scientific American, Dec. 1989, side 32)

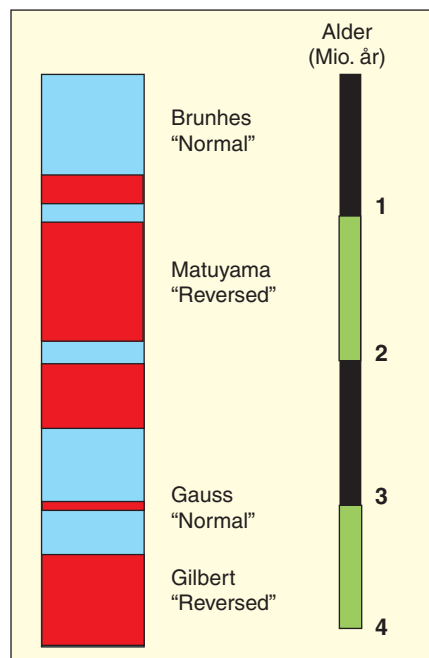
2-3 % kommer fra magnetiske mineraler i den størknedede jordskorpe og de sidste 1-3 % fra elektriske strømme i rummet.

Inderst har Jorden en fast kerne ("Inner Core"). Hovedparten af feltet skabes af elektriske strømme i den flydende kerne ("Outer Core"), som menes at bestå af smeltet jern og nikkel. Den såkaldte "kappe" ("Mantle"), der strækker sig fra den flydende kerne i ca. 3.000 km's dybde og op til nær Jordens overflade, består af mere eller mindre tykflydende magma, dvs. smeltet stenmasse. Kappen er stort set umagnetisk. Yderst har Jorden en 20-50 km tyk størknet skorpe ("Crust"), som kan have nogen permanent magnetisme. Ude i rummet forløber flere betydelige, men meget variable strømsystemer, bl.a. den såkaldte ringstrøm ("Ring Current") i ækvatorplanet i 4-6 jordradier afstand. Magnetfeltets forløb i forhold til Jordens struktur kan vises ved feltlinier, der udgår fra den flydende kerne og forløber i magnetfeltets retning.

## Modellering af magnetfeltet

De forskellige bidrag til det øjeblikkelige magnetfelt har vidt forskellige tidsvariationer. Det magnetiske felt fra materialer i jordskorpen kan normalt betragtes som konstant og ændrer sig kun ved væsentlige geologiske ændringer, som fx større vulkanudbrud eller dannelse af nye bjergkæder. Feltet fra strømsystemerne i Jordens flydende kerne ændrer sig kun langsomt. Disse

ændringer kaldes sekularvariationer (sekel = hundrede år). Ændringerne i feltets styrke udgør højst nogle få procent pr. 100 år, mens ændringerne i magnetfeltets retning kan være mere markante. Derimod er feltet fra strømsystemer i rummet yderst foranderligt og kan ændre sig betragteligt inden



Stykke af tidslinie for registrerede magnetiske polvendinger. Polvendingerne kan følges ca. 330 mio. år tilbage i tiden. (Grafik: UVH modificeret efter [www.geolab.nrcan.gc.ca](http://www.geolab.nrcan.gc.ca))

for få timer, undertiden på få sekunder. Disse strømsystemer afhænger bl.a. af ledningsevnen i den øvre atmosfære, af Solens stråling, af påvirkningerne fra Solvinden og af aktivitet i Jordens strålingsbælter. Sekularvariationerne kan følges ud fra de absolutte målinger af magnetfeltets styrke og retning, der udføres fra en række magnetiske observatorier verden over. En mere omfattende og sikker bestemmelse af magnetfeltet kan opnås ved satellitbaserede observationer, hvor magnetfeltet kortlægges ud fra ensartede globale målinger. Før opsendelsen af Ørsted-satellitten var der kun udført globale præcisionsmålinger af Jordens magnetiske felt fra den amerikanske Magsat-satellit, der blev opsendt i oktober 1979 og levede til maj 1980. Med opsendelsen af Ørsted blev det muligt for første gang nogensinde at bestemme den tidsmæssige udvikling af magnetfeltets styrke og retning med god global dækning ved sammenligning af data fra de to satellitter. Ørsted fungerer endnu næsten 6 år efter opsendelsen og leverer stadig magnetiske præcisionsdata. Med denne enestående lange og sammenhængende dataperiode kan man nu yderligere med stor nøjagtighed bestemme den aktuelle tidsmæssige udvikling i magnetfeltet alene med Ørstedes målinger. Og vi kan se, at magnetfeltet ændrer sig meget hurtigt nu i forhold til tidligere observationer.

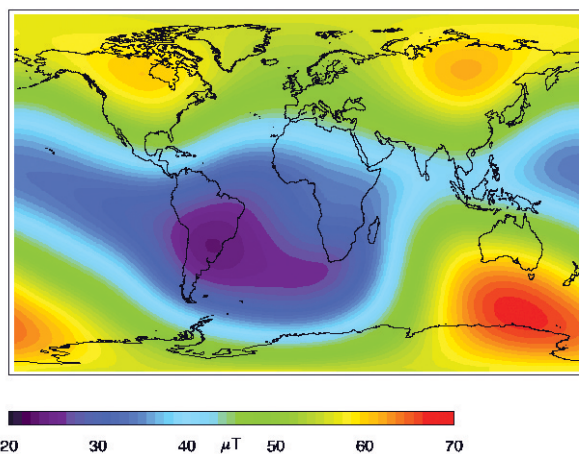
Opgaven er nu at sammensætte målingerne fra satellitterne med målingerne fra det eksisterende net af magnetiske observatorier til en model, hvormed man med kendskab til sin position kan beregne den nøjagtige styrke og retning af magnetfeltet. Den matematiske udformning af de nu anvendte modeller er udviklet af den tyske professor C.F. Gauss omkring 1830. Modellerne bygger på en beskrivelse af det magnetiske potentiale ved en rækkeudvikling med sfæriske harmoniske funktioner. Hver funktion vægtes med en konstant faktor, og de forskellige bidrag summeres.

Med formlen kan man bestemme det magnetiske potentiale og derfra magnetfeltets retning og styrke for ethvert punkt på Jorden, idet funktionerne i formlen varierer på forudsigelig måde med geografisk længde, bredde og højde. Hver faktor (koefficient) kan i øvrigt tillægges en langsom tidsvariation, og man kan også inkludere en afhængighed af strømsystemer i rummet fx gennem led, der indeholder det magnetiske storm-indeks "Dst". Figuren viser et verdenskort med styrken af magnetfeltet beregnet ved den internationale geomagnetiske reference-feltmodel (IGRF2000) afbildet i farvekode.

### Polvandring

De magnetiske poler flytter sig med magnetfeltets langsomme tidsmæssige forandring. Magnetpolerne på Jordens overflade (dip-polerne) er de to steder, hvor en magnetnål, der kan bevæge sig i alle retninger, vil stille sig lodret. Den nordlige dip-pol findes i det

Magnetfeltets varierende styrke over hele Jorden ifølge IGRF2000, som er baseret på Ørstedes målinger. Bemærk det kraftige felt ved polerne, op til næsten 70.000 nT (70 µT), og det meget svagere felt omkring ækvator, ned til 20.000 nT. Feltet er specielt svagt over det sydlige Atlanterhav (den såkaldte Sydatlantiske Anomali). (Grafik: F. Christiansen)



nordlige Canada nordvest for Grønland. Denne pol vandrer for tiden mod nord-nordvest med en hastighed på ca. 50 km pr år. Dip-polerne er ikke sammenfaldende med de geomagnetiske poler, der findes i akseretningen for det globale dipolfelt.

Polvandringen i de seneste 400 år og nogle år ud i fremtiden er vist i kortet over polarområdet. Polens beliggenhed i 1980 er bestemt ud fra Magsats målinger. De tidlige positioner er bestemt dels ved lokale målinger og dels på basis af observatoriedata. Polens beliggenhed i 2000 er bestemt ud fra Ørstedes målinger og er vist med blå markering. Med den seneste model for jordens magnetfelt, der er baseret på Ørstedes lange måleserie, er polens beliggenhed i 2010 og 2020 beregnet og indtegnet i kortet med rød markering. Polen er nu godt på vej mod Rusland. Hvordan det så går i de kommende år derefter er endnu usikkert. Polens vandring i de 20 år fra 2000 til 2020 er mere end dobbelt så lang som vandringen i de foregående 20 år mellem 1980 og 2000. Den nordlige magnetiske pol er altså lige nu på il-march hen over polarhavet.

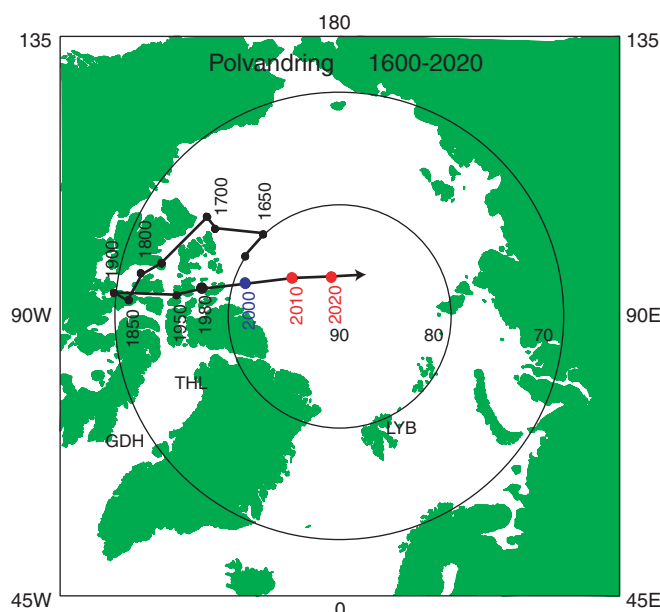
Gennem hovedparten af de ca. 400 år, hvor polens beliggenhed er nogenlunde sikkert bestemt, har den nordlige pol flyttet sig

med 0-10 km pr. år. Den bevægede sig med 10-15 km/år gennem tidsrummet fra 1950 til 1990. Men så tog polvandringen pludselig fart, og hastigheden steg til nær 50 km/år gennem 1990'erne og er nu på næsten 60 km/år. Polens varierende hastighed er vist i figuren.

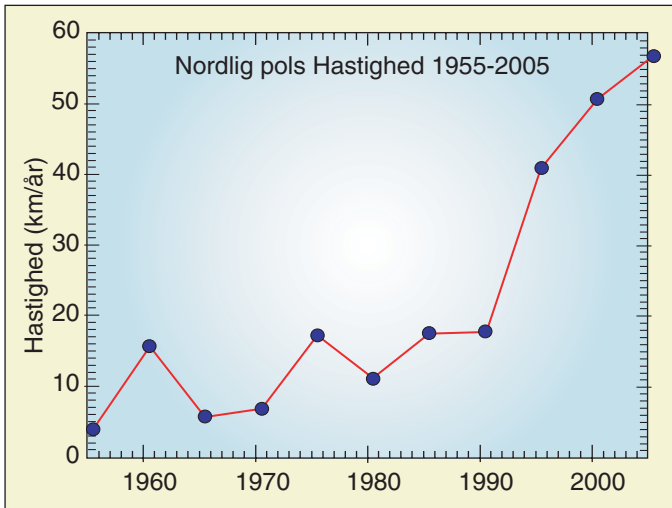
I det antarktiske område er dip-polens position ikke målt så langt tilbage i tiden som i Arktis. Men målinger tilbage til 1840 dokumenterer polvandring, der i hastigheder svarer til forholdene i det nordlige polarområde. Men bevægelserne er ikke symmetriske.

### Kompasændringer i Grønland

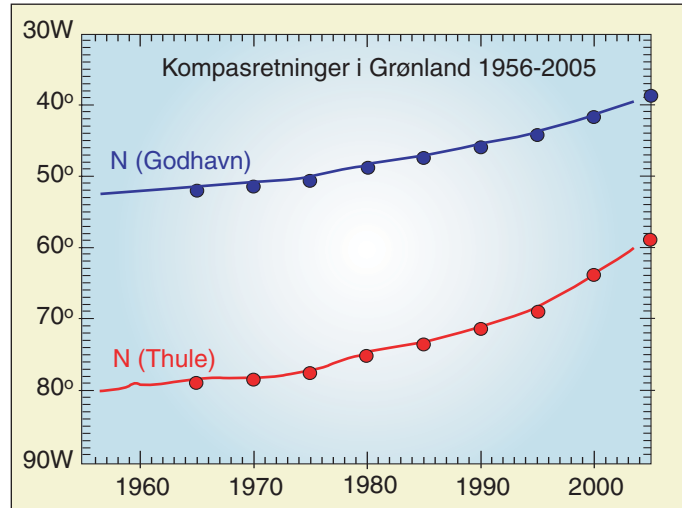
Modelberegningerne af magnetfeltets orientering bekræftes af registreringerne af kompasretningerne i Thule og Godhavn gennem de år, hvor der er udført præcisionsmålinger fra de magnetiske observatorier, der drives af DMI. De fuldt optrukne kurver viser den gennemsnitlige vinkel mellem geografisk nord og kompas-nord for hvert år i perioden 1955-2005; blå for Godhavn, rød for Thule. De runde markeringer viser beregninger af deklinationen med de internationale magnetfeltmodeller, som defineres hvert 5. år. De sidste punkter i henholdsvis



Kort over det nordlige polarområde med polvandringen gennem 400 år indtegnet. Polvandring fremskrevet til 2020. (Grafik: Forfatteren)



Hastigheden af polvandringen for den nordlige dip-pol gennem 1955-2005 bestemt ud fra 5-årslige IGRF data. (Grafik: UVH modificeret efter forfatteren)



Kompasretningens ændring gennem ca. 50 år i Thule (rød markering) i Nordgrønland og Godhavn (blå). De fuldt optrukne kurver er baserede på årsmidler fra magnetiske observatorier de to steder. De runde punkter er bestemt ved de internationale geomagnetiske feltmodeller. (Grafik: UVH modificeret efter forfatteren)

år 2000 og 2005 markerer beregninger med modeller, som næsten udelukkende er baseret på Ørstedes data. Polvandringen giver ændringer af kompasretningen i Thule på mere end 1 grad pr. år. Andre steder i polarområdet har kompasvisningen skiftet til modsat retning inden for få år.

Med de satellit-baserede magnetiske feltmodeller kan magnetfeltet beregnes overalt på Jorden og med de to satellitmissioner, Magsat og Ørsted, og specielt med Ørstedes lange måleserie, kan også den tidsmæssige udvikling interpoleres ret nøjagtigt mellem de to epoker. Ved ekstrapolation kan polernes placering og den nøjagtige kompasretning andre steder på Jorden bestemmes i hvert fald 5-10 år frem i tiden. Men hvad, der derefter sker, kan for øjeblikket ikke forudsiges med bestemtthed.

#### Kortlægning af anomalier i jordskorpen

Jordens varierende magnetfelt - og i særlig grad polvendingerne - har vist sig at være af stor værdi for undersøgelser af Jordens geologiske historie. Forskellige mineraltyper med indhold af jern eller nikkel har magnetiske egenskaber. Således kan magnetit (= magnetjernsten) med kemisk betegnelse  $Fe_3O_4$  blive permanent (remanent) magnetisk, hvis det under størkning udsættes for et magnetfelt. Magnetit er almindeligt forekommende på Jorden. Magnetfeltets variationer registreres fx i sø- eller havbundssedimenter, hvor magnetiske mineralkorn aflejres med foretrukne orienteringer, der afspejler magnetfeltets aktuelle retning. I danske søer kan man således følge magnetfeltets varierende retning gennem Holocænperioden tilbage til afslutningen af den seneste istid. I havbundsaflejringer eller plateau-basaltserier kan man følge magnetfeltet mange millioner år tilbage. Med stadigt mere forfinede paleomagnetiske metoder kan man dels følge ændringerne i Jordens magnetfelt i fortiden og dels anvende karakteristiske magnetiske mønstre, fx dannet ved pol-

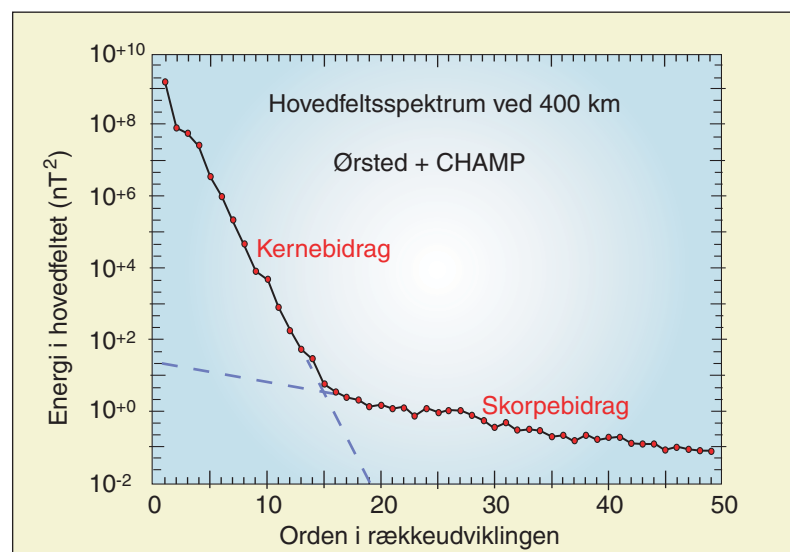
vendinger, ved datering af aflejringer eller ved fastlæggelse af forløbet af store geologiske ændringer.

Ved temperaturer over den såkaldte Curie-temperatur mister materialer deres magnetiske egenskaber. Curie-temperaturen er typisk 400-600 °C, dvs. langt under mineralers størkningstemperatur. Da temperaturen stiger nedad i undergrunden, er det således kun det yderste lag, skorpen ("Crust"), der kan have remanent magnetisme. Dette lag går ned til en dybde på omkring 20-40 km. Ved en detaljeret kortlægning af de magnetiske egenskaber i jordskorpen kan man således bestemme tykkelsen og sammensætningen af skorpen ned til dybden, hvor temperaturen overstiger Curie-punktet. I større dybder ned til den flydende kerne, som har et stort indhold af jern og nikkel, er materialet stort set umagnetisk og påvirker ikke magnetfeltet væsentligt.

Den globale kortlægning af de magnetiske forhold i jordskorpen er hjulpet af det forhold, at feltet fra kernen ikke kan have

store variationer over afstande, der er små i forhold til dybden på ca. 2.900 km ned til geo-dynamo-regionen (core), hvor feltet skabes. Dette kommer bl.a. til udtryk i rækkeudviklingen af feltet, hvor bidrag af højere grad end ca. 14 kan antages at stamme overvejende fra uregelmæssigheder (anomalier) i skorpe-feltet. Således afspejles den varierende tykkelse af jordskorpen i registreringer af den samlede magnetisme (remanent + induceret) i jordens overflade. Figuren viser et eksempel, hvor man tydeligt ser den kraftigere magnetisering (vist med den rød-rosa farvekode) i de kontinentale bjergmassiver.

En helt speciel rolle har de magnetiske anomalier på havbunden til begge sider for overgangen mellem kontinentalplader. I områder som fx den midatlantiske brudzone (Mid-Atlantic Ridge), hvor kontinentalpladerne glider fra hinanden, strømmer der jævnligt (i geologisk tidsskala) frisk magma op gennem revnen. Den flydende stenmasse er umagnetisk, da temperaturen er væsent-



Spektral opløsning af magnetfeltet baseret på data fra Ørsted og CHAMP satellitterne. (Grafik: UVH modificeret efter forfatteren)



ligt højere end materialets Curie-temperatur. Men når materialet under størkningen køles ned under Curie-punktet, får det en remanent magnetisering, der er bestemt af det aktuelle magnetfelt, og som derfor kan fastholde en registrering af feltets polaritet. Når kontinentalpladerne fortsætter med at glide fra hinanden, vil der på begge sider af brudzonen bevares baner af størknet magma med registrering af det daværende magnetfelt. I et snit på tværs af brudzonen vil polvendinger registreres ved vekslende baner af størknet magma, hvor den remanente magnetisme har modsatte polariteter. Denne "stribede" struktur på begge sider af brudzoner i oceanerne ses tydeligt i figuren.

Omfattende undersøgelser af sådanne magnetiske anomalier på havbunden i 1950- og 1960-erne gav støtte til den forkætrede teori om kontinentaldrift, som Alfred Wegener havde udviklet i 1910-15 ud fra ligheden mellem den vestlige kontur af det Euro-Afrikanske kontinent og den østlige kontur af det Nord- og Sydamerikanske kontinent. Gennembruddet kom i 1963, hvor F.J. Vine og D.H. Matthews ved analyse af magnetiske data fra det Indiske Ocean viste den symmetriske forekomst af magnetiske anomalier af vekslende polaritet på begge sider af en brudzone. Vine og Matthews satte disse anomalier i forbindelse med den geomagnetiske polaritetsskala, som på det tidspunkt var ved at blive fastlagt. Ved kombination af magneto-, bio- og radio-kronologiske data har man nu etableret en tidsskala, der strækker sig fra Jura-perioden til nutiden – omtrent 300 millioner år.

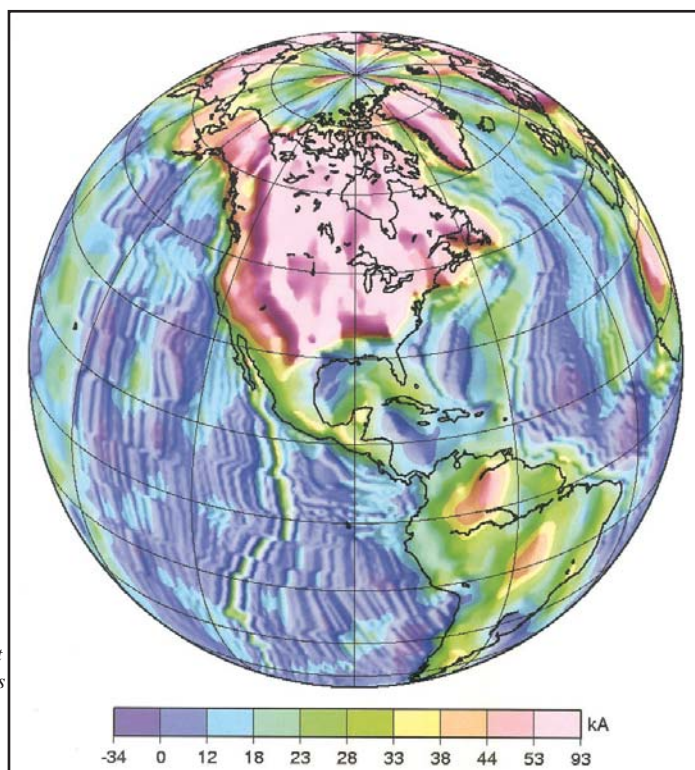
Sådanne magnetiske informationer kan være væsentlige for den geologiske kortlægning af undergrunden og spiller desuden en stor rolle for efterforskningen af olie- og mineralforekomster. Det er endnu en forholdsvis ny videnskab, og tolkningen af de magnetiske data er kun i sin spæde verden. Bortset fra geologiske borer, der både er kostbare og begrænsede i den opnåelige dybde, er der ikke mange andre sonderingsmuligheder end undersøgelse af de magnetiske, seismiske og tyngdemæssige forhold. De magnetiske undersøgelser er således blevet et meget vigtigt redskab for geologiske undersøgelser og prospektering.

### Modellering af Jordens flydende kerne

Med kombinationen af de præcise målinger af Jordens magnetfelt fra satellithøjder, fx fra Ørsted i 640-840 km's højde, og ved jordoverfladen kan man udføre en modellering af magnetfeltets afhængighed af afstanden fra Jordens centrum.

Mineralerne i kappen er ikke særligt godt ledende for elektrisk strøm, så der forekommer ikke permanente elektriske strømme i dette materiale kun inducerede strømme, der skyldes varierende felter fra strømme i rummet. Først nede i den flydende kerne af hovedsageligt jern og nikkel er ledningsevnen så stor, at permanente strømsystemer kan eksistere.

Global fordeling af magnetisme (remanent og induceret) i jordens skorpe. (grafik: M. Purucker, *Geophys. Res. Letter*, 29, 2002)

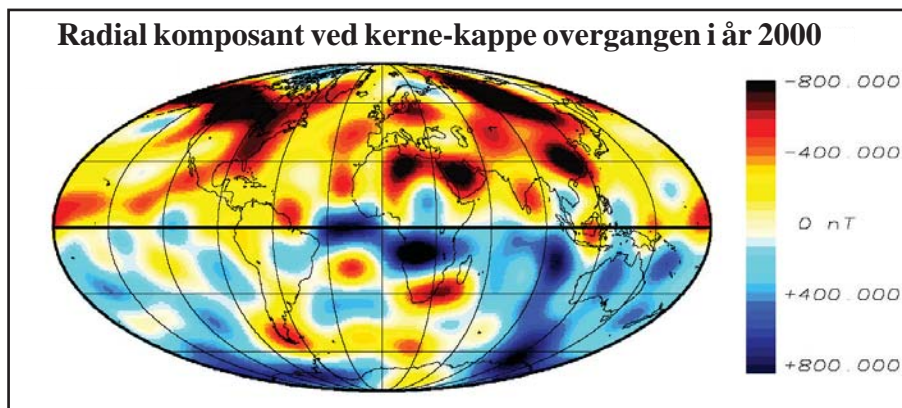


Analyse af både geomagnetiske og seismiske målinger har vist, at overgangen mellem kappen og kernen, den såkaldte "Core-Mantle Boundary" (CMB), sker i ca. 2.900 km's dybde. I figuren er vist modelberegninger af den vertikale komponent af magnetfeltet (i nT) ved CMB-overgangen, dvs. i ca. 2.900 km's dybde. Ekstrapolationen til denne dybde kræver meget nøjagtige magnetfeltmodeller. Disse modelberegninger kan nu udføres med basis i præcisionsmålingerne fra Magsat (epoch 1980) og Ørsted (epoch 2000). Fra de to modeller bestemt med 20 års mellemrum kan CMB-feltets tidsmæssige ændringer beregnes. I en simpel model kan man antage, at magnetfeltet er "indefrosset" i det flydende kernemateriale, som har stor elektrisk ledningsevne. Således vil magnetfeltændringer afspejle en transport af feltet ved strømninger i kernematerialet ved CMB. En beregning af disse strømning-

er er vist i figuren. Bemærk skala-vektoren på 20 km/år.

Relevansen af disse modeller er i høj grad afhængig af nøjagtigheden i modelleringen af magnetfeltets højdefafhængighed, og dermed af præcisionen i de magnetiske målinger, der bl.a. udføres fra Ørsted. De magnetiske målinger udgør et af de meget få værktøjer, vi har til rådighed for udforskningen af Jordens indre. Et andet værktøj er analysen af seismiske målinger for bestemmelse af udbredelsen af seismiske signaler fx fra jordskælv gennem Jordens indre. Det var således sådanne analyser, der var basis for Inge Lehmans påvisning af eksistensen af Jordens faste indre kerne i 1936.

Analysen af kernens struktur ved hjælp af magnetiske målinger skal bl.a. give basis for forståelsen af de dynamoprocesser, der skaber det geomagnetiske felt. En dynamo producerer elektrisk strøm ved bevægelse af



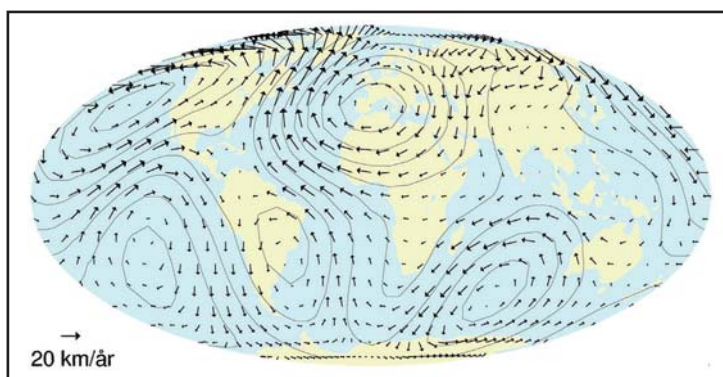
"Udfoldet" global repræsentation (Mollweide projektion) af den vertikale komponent af magnetfeltet modelleret ved core-mantle boundary (CMB) i 2900 km's dybde. Retningen er overvejende udad (blå/sort) på den sydlige halvkugle og indadrettet (gul/rød/brun) på den nordlige, men fordelingen er langt mere kompliceret end magnetfeltet på Jordens overflade. (Grafik: Forfatteren)

ledende materiale i et magnetfelt. For Jorden udgøres bevægelsen af konvektionsstrømninger i den flydende kerne, og magnetfeltet er selv produceret af de frembragte elektriske strømme, så dynamo-processen er selvforstærkende. Imidlertid kan det vises (Cowlings theorem), at denne mekanisme ikke kan vedligeholdes af et symmetrisk felt (en enkelt "hoved-dynamo"), så der må nødvendigvis være en usymmetrisk fordeling, fx et antal separate dynamo regioner.

Denne dynamo-model understøttes af den nyeste magnetiske modellering baseret på de præcise satellitobservationer, som indikerer, at den flydende kerne omfatter et antal modsat roterende konvektionshvirvler. Disse hvirvler er overvejende orienteret som cylindre med akser parallelle med Jordens rotationsakse. Konvektionsbevægelsernes opståen er endnu ret usikker. En mulig forklaring er frigørelse af latent varme ved sintering af flydende materiale på overfladen af den faste indre kerne. Den frigjorte energi danner opvarmede regioner i den flydende kerne, som derpå stiger opad, idet Corioliskraften medfører hvirveldannelse. Andre modeller for konvektionsbevægelserne antager varmeudvikling ved radioaktivt henfald i kernematerialet.

Modelberegninger med realistiske parametre for de forskellige regioner i kernen har i de seneste år haft overraskende succes (fx Glatzmeier og Roberts, Kono et al.). Modellerne har reproduceret det varierende magnetfelt og har endog i langvarige computerkørsler formået at skabe polvendinger. Et afgørende element i dynamo-modellerne er indsættelse af realistiske parametre bl.a. for viskositet og ledningsevne i de forskellige regioner af kernen. Blandt de væsentlige resultater er bestemmelse af tidskonstanter for magnetiske variationer. I den ydre kerne er tidskonstanten for mulige ændringer bestemt af konvektionsprocesserne og er kort (typisk ~100 år). I den indre kerne er tidskonstanten bestemt ved diffusions-

Beregnet flow af materiale ved core-mantle boundary (CMB). (Grafik: N. Olsen)



processer for det magnetiske felt og er lang (~1.500 år). Så der er den mulighed, at processerne i den flydende kerne kan få feltet til at variere vildt, mens processerne i den indre kerne "holder" på magnetfeltet og forhindrer de fleste polvendinger.

Ved en polvending bytter den magnetiske nord- og sydpol plads. Det sker dog ikke fra den ene dag til den anden; men ved en gradvis svækkelse af feltet over en periode på nogle hundrede eller få tusind år. Herpå genetableres magnetfeltet, men med "ombyttede" poler. Fra de tidligere polvendinger har man i enkelte tilfælde i sedimenter eller størknede lavastrømme fundet registreringer af magnetfeltets forløb under selve polvendingen. Konklusionerne herfra giver følgende rammer:

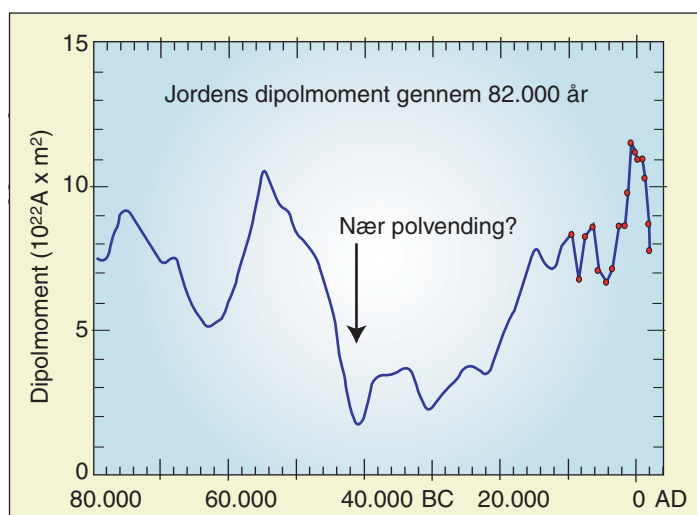
- Selve polvendingen tager mellem 1.000 og 8.000 år - i gennemsnit 5.000 år.
- Under polvendingen er magnetfeltet reduceret til mellem 10 % og 25 % af den oprindelige styrke.
- Polvendinger er ikke regelmæssige. Sommetider forekommer flere i hurtig rækkefølge. Til andre tider er der meget lange

mellem polvendingerne. Magnetfeltet kan ofte aftage til svage værdier, men så genoprettes i samme retning som før.

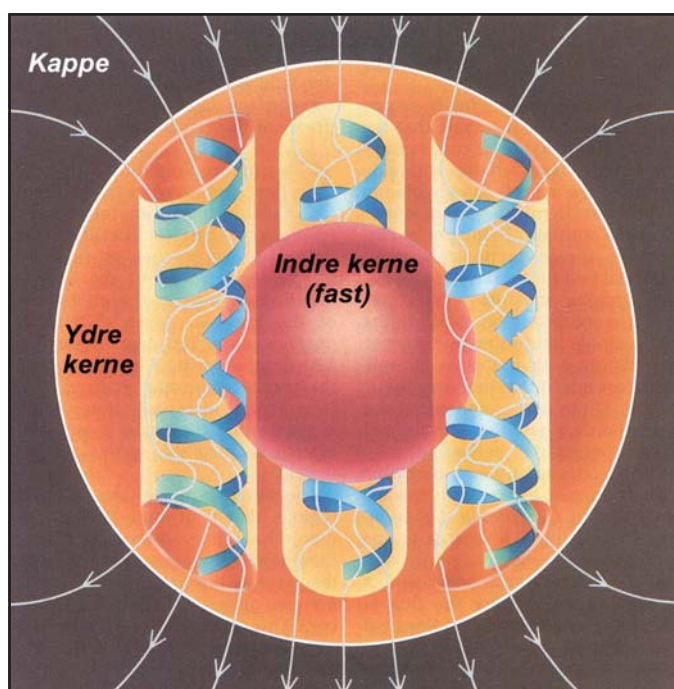
- Under polvendingen har magnetfeltet ofte et komplekst mønster, hvor det ellers dominerende dipolfelt svækkes, idet der dannes nye poler i flere forskellige regioner.

Hvordan passer disse karakteristika nu sammen med de aktuelle variationer i det geomagnetiske felt? Figuren viser en bestemmelse af det varierende dipolmoment gennem de seneste 82.000 år. Der er et karakteristisk forløb mellem 55.000 og 42.000 år før vor tidsregning, hvor dipolmomentet falder fra en høj værdi (ca.  $11 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$ ) til en meget lav værdi (under  $2 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$ ). Det kunne være signatur for en mulig polvending, der tilfældigvis ikke blev til noget. Feltet voksede i stedet gradvist op til samme styrke som tidligere og i samme retning.

Hvis man betragter forløbet de seneste 20.000 år, ser det ud som en gentagelse. Først et lokalt minimum omkring 5.000 år BC, så opvoksen til et maksimum på ca.  $11 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$ . Og så derpå frem til vor tid et abrupt fald (i geologisk tidsregning), hvor vi



Jordens magnetfelt gennem 82.000 år tilbage i tiden. (Grafik: UVH modificeret efter forfatteren. Data: Laj et al., 1996, samt McElhinny & Senanayake, 1982)



Skematisk illustration af konvektionshvirvler i Jordens flydende kerne. (Grafik: Ian Worpole, fra Scientific American, Dec. 1989, side 33)



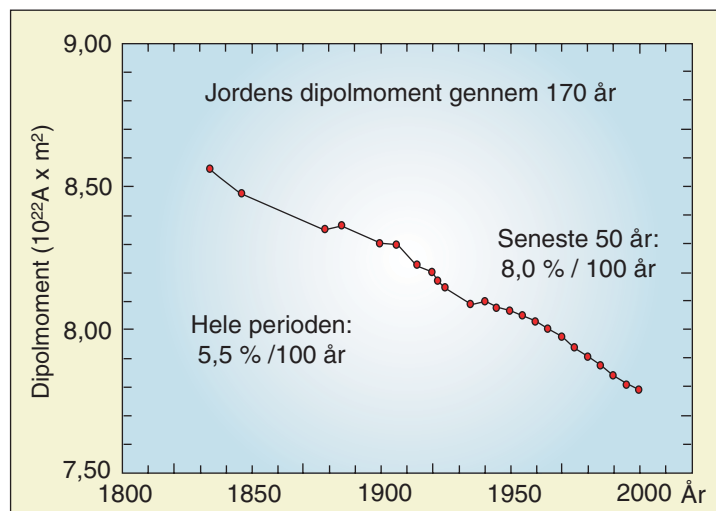
nu er nede på ca. 2/3 af det maksimale felt.

Og faldet fortsætter, som det ses af den mere detaljerede figur for magnetfeltets variation gennem de seneste 170 år. I dette tidsrum har man ret sikre bestemmelser af dipolmomentet, naturligvis særligt i de seneste årtier. Hvis faldet fortsætter med takten observeret i de seneste 50 år, vil det være helt forsvundet om 1.220 år. Samtidigt tyder den hastige polvandring sammen med udbygningen af det i forvejen svage felt i det Sydatlantiske område på en stigende grad af asymmetri. Så en snarlig polvending er slet ikke udelukket.

Magnetfeltets retning anvendes ved talrige navigationsopgaver og ved olie- og mineraludvinding, og de fleste mennesker har haft et kompas i hånden og kan anvende det til husbehov. Men Jordens magnetfelt gør meget mere for os end blot at vise vej. En klode uden beskyttende magnetfelt ville være udsat for solvinden, der gradvist fjerner atmosfæren, og for den hårde kosmiske stråling, der bl. a. umuliggør radiokommunikation, og forstyrrer elektriske systemer. Men kloden har dog overlevet talrige polvendinger i fortiden.

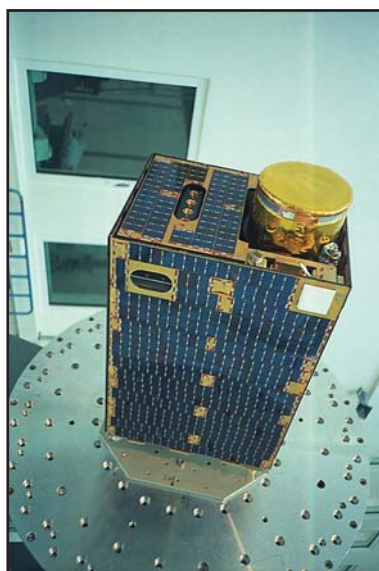
Yderligere information kan fås ved seniorforsker og videnskabelig projektleder for Ørstedsatellitten, Peter Stauning, DMI, på telefon: 39157473, e-mail: pst@dmf.dk

Variation i styrken (dipolmomentet) af Jordens magnetfelt gennem de seneste 170 år. (Grafik: UVH modificeret efter forfatteren)



Kilder:  
J. Bloxham and D. Gubbins, *The Evolution of the Earth's Magnetic Field*, *Sci. American*, 261(6), 30-37, 1989  
E. Dawson and L.R. Newitt: *The magnetic Poles of the Earth*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 34, 225-240, 1982.  
M.W. McElhinny and W.E. Senanayake: *Variations in the Geomagnetic Dipole 1: The past 50,000 years*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 34, 39-51, 1982.  
D.V. Kent and F.M. Gradstein: *A*

*Jurassic to Recent Chronology, The Geology of North America, The Geological Society of America, 1986.*  
M. Kono and P.H. Roberts: *Recent Geodynamo Simulations and Observations of the Geomagnetic Field*, *Reviews of Geophysics*, 40, 4, 2002.  
C. Laj, A. Mazaud, and J-C. Duplessy: *Geomagnetic intensity and 14C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr*, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2045-2048, 1996.



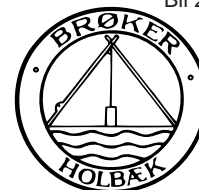
Ørstedsatellitten opsendt den 23. februar 1999 har nu klaret sig flot i rummet i næsten 6 år og udfører stadig enestående præcise målinger af Jordens magnetfelt fra sin bane i 640-850 km's højde. Disse data blev brugt som grundlag for den internationale geomagnetiske magnetfeltmodel i år 2000, IGRF2000, og anvendes nu tillige i den nyeste model, IGRF2005, som skal gælde for de næste 5 år. Billedet til venstre viser en meget vellignende Ørstedmodel bygget af Michel Genevey, hvor man ser den 8 m lange mast med de magnetiske måleinstrumenter monteret (Foto: DMI). Billedet til højre viser Ørstedsatellitten under rystetest ved IABG i Tyskland, hvor masten nu er foldet sammen inde i den kun 72 cm høje satellitkrop. (Foto: Per L. Thomsen)

## BRØNDBORINGSFIRMAET BRØKER I.S.

Kontor og værksted: Telefon 59 44 04 06  
Spånnebæk 7, 4300 Holbæk.  
Fax 59 44 69 00

Thomas Brøker, privat 59 44 08 71  
Bil 21 42 38 71

Henrik Brøker, privat 59 43 09 94  
Bil 23 34 77 01



VORT SPECIALE ER:

BRØNDBORING, rotations- og tørboring.

MILJØBORING, hulsneglsboring med kærneprøveudtagning.

REGENERERING af borer.

PRØVEPUMPNING af borer og kildepladsundersøgelser med avanceret elektronisk udstyr og EDB-behandling.

Vi forhandler GRUNDFOS pumper og vort veludstyrede værksted renoverer Grundfos' vandværkspumper.

Vi leverer og monterer underjordiske GLASFIBERPUMPEBRØNDE af eget fabrikat med udstyr i rustfrit stål tilpasset de aktuelle dimensioner.