

Det rene gætværk?

- klimaforandringer og Jordens historie

Af Marit-Solveig Seidenkrantz

Det bliver tit fremført, at Jordens klima er under konstant forandring. Men hvordan ved vi det? Hvordan kan man undersøge klimaet tilbage i tid – endog tilbage i en tid, før der levede mennesker på jorden?

Der er i dag stærkt fokus på klimaforandringer. Vi ved, at klimaet har været under konstant forandring gennem Jordens historie: Havstrømme varierer i styrke, vindene skifter retning og styrke, mængden af nedbør varierer, og iskapper kommer og går. Hvis vi vil forstå de nuværende klimaforandringer og kunne forudsige fremtidens klima, har vi behov for at kende årsagerne til klimaforandringer.

Mange klimastyrende processer påvirker kun forholdene ganske gradvist med cykliske variationer, der kan vare fra nogle årtier til årtusinder. Der er dog kun foretaget direkte målinger af klimadata (fx temperatur og nedbør) i forholdsvist kort tid. Den længste lufttemperaturkurve er fx konstrueret for det centrale England og går tilbage til år 1659, mens en systematisk registrering af temperaturen først begyndte i 1850'erne. Derfor må vi ty til geovidenskaben for at få et overblik over klimavariationer på længere sigt.

Jordens aflejringer indeholder nemlig et "aftryk" af fortidens klima og miljøforhold. Denne artikel vil give eksempler på fysiske, kemiske og biologiske undersøgelsesmetoder, der bruges til at bestemme fortidens klima. Den skal på ingen måde ses som en fuldstændig gennemgang af alle eksisterende metoder, da der findes et utal af komplekse analysemetoder. I stedet skal det illustrere et eksempel på vejen fra prøveindsamling over analyse til forskningsresultat med fokus på undersøgelser af fortidens klima og havcirkulation.

Indsamling af sedimentprøver

Man kan indsamle prøver ved at bore ned i jorden på land, i søer, på havet eller i isen. Der er behov for data fra alle disse områder, da de giver forskellig information. For eksempel giver boringer i søer og isen information om nedbør, atmosfæretemperatur og vegetation, mens data fra havet fortæller



Optagning af kerne fra bunden af Aborre Sø på Møn. Søen, der er dannet som et jordfaldshul efter sidste istid, er usædvanligt dyb, og derfor er der sket en meget ensartet og uforstyrret aflejring af årslag gennem årtusinder. (Foto: Bent Odgaard)

om havstrømmenes forløb, havtemperatur, havisdække og så videre.

Akustiske undersøgelser

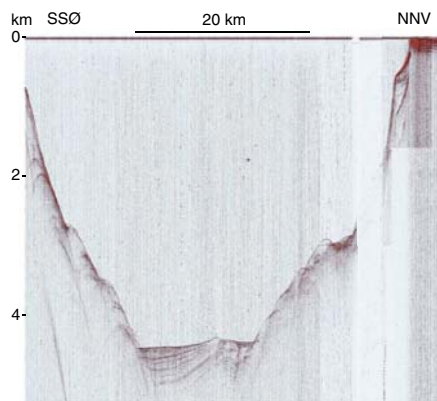
Før en marin kerne optages, vil man gerne kende til havbundens beskaffenhed. Dette kan gøres ved akustiske eller seismiske undersøgelser (se artiklen "Olie i sedimentære bassiner"), der fungerer lidt på samme måde som ekkolod, og som bl.a. viser, hvor havbunden må forventes at være hård og derved uegnet til prøvetagning, og hvor der er aflejret store mængder materiale (sediment). Se figuren nederst til højre.

Kernetagning

Der findes en række teknikker til ophentning af kerner. Ved optagning af kerner fra en sø, vil man som oftest arbejde fra en tømmerflåde (foto ovenfor) eller, hvis muligt, stående på isen om vinteren.

Ved havkerner foregår kernetagningen fra et skib. Det er muligt at tage meget lange kerner på flere hundrede meter til nogle kilometers længde, men oftest vil man af økonomiske årsager kun have adgang til prøvetagningsudstyr, der kan optage kerner i de øverste få meter af havbunden. Et af de mest anvendte redskaber er en såkaldt

tyngdekernetager. Det er et 3-40 m (ofte 5-6 m) langt, hult stålrør, der gives ekstra tyngde gennem påsætning af vægklodser. Kernetageren hænger i en stålwire og sænkes



Seismisk profil indsamlet under Galathea 3-ekspeditionen i 2007. Udsnippet viser et profil på tværs af Anegade Jungfern Passagen mellem Skt. Croix og Skt. Thomas. Max vanddybde ca 4.500 m. Profillængde 47 km. Overhøjning ca. 7,5. Man ser tydeligt de stejle sider i bassinet uden aflejret sediment og den fine lagserie af sediment i bunden af bassinet. (Profil: Holger Lykke-Andersen)



Til venstre: Tyngdekernetageren gøres klar til at blive sænket ned til havbunden under togt omkring Newfoundland med det russiske forskings-skib Akademik Loffe. (Foto: Esben Villumsen). Til højre: Kernestykkerne skæres op på langs og renses. Derefter beskrives sedimentet, og analyserne kan begynde. Den viste kerne er fra ca. 4.000 m's dybde i Anegade Jungfern Passagen og er indsamlet under Galathea 3-ekspeditionen. (Foto: Peter H. Kristensen)



ved brug af spil ned til havbunden. Når kernetageren er trængt ned i havbunden, trækkes den langsomt op igen. Sedimentet fra havbunden, som er skubbet ind i røret, holdes på plads af små stålfinde, den såkaldte kernefanger, så det ikke falder ud igen.

Indersiden af stålåret fra kernetageren er foret med et udskifteligt pvc-rør. Når kernetageren er bragt tilbage på skibets dæk, bliver pvc-røret og dermed også havbundsaflejringerne trukket ud af stålåret og kan nu opbevares sikkert i kølerum, indtil analyserne kan ordnes hjemme i laboratoriet. Prøverne skal opbevares i kølerum for at forhindre opløsning af kalk, hvis pH er lav.

Analysér i laboratoriet

Sedimentet

Vigtigt for de senere analyser af aflejringerne (dvs. sedimenterne) er, at man først opnår en forståelse af, hvordan materialet er blevet afsat – er det en havaflejring, en søaflejring eller noget helt andet? Er det uforstyrret, og giver det et repræsentativt billede af fortiden, eller har der fx været jordskælv eller skred, som har forstyrret aflejringens rækkefølge (lagserien). Derfor foretager man en beskrivelse, af materialet, hvor man ser, om aflejringen består af sand, ler, kalk eller andet, dets struktur (fx om det ser ud til at være rodet sammen) (figuren øverst til højre). Derefter udtages der prøver til nærmere analyse.

Her undersøger man bl.a. kornenes størrelse, mængden af kalk (CaCO_3), indhold af organisk materiale samt af forskellige grundstoffer. Derved kan man få information om, hvorvidt aflejringen blev afsat under kraftig strøm, hvor materialet (kornene) oprindeligt stammede fra, og om der var iltfattige forhold ved bunden af havet eller søen på det pågældende tidspunkt. Hvis der er ret store korn (fx større end 1 mm) i ellers finkornede (ler) havaflejringer flere kilometer fra land, fortæller det også, at der på daværende tidspunkt var isbjerge, da det

er den eneste måde, hvorpå disse grove korn kan transporteres så langt fra land.

Mikrofossiler

I dag er planter og dyr meget afhængige af deres levested, og de fleste arter er bundet til specifikke miljø- og klimabetingelser. Denne viden kan bruges tilbage i tid, for hvis vi finder rester af organismer, der i dag kun lever i arktiske egne, må klimaet på aflejringstidspunktet have været koldt. På samme måde findes der organismer, der viser tempererede eller tropiske forhold.

Fundet af en enkelt organisme kan dog ikke betragtes som significant, og for at opnå et statistisk brugbart datasæt, plejer man at kræve, at mindst 300 individer af

en specifik organismetype kan analyseres.

Den eneste måde, hvorpå man kan finde så mange individer, er ved at fokusere på mikroorganismer – dvs organismer, der er under 1 mm i størrelse. Pga. deres lille størrelse, kan der ofte findes tusinder af hver type i en prøve.

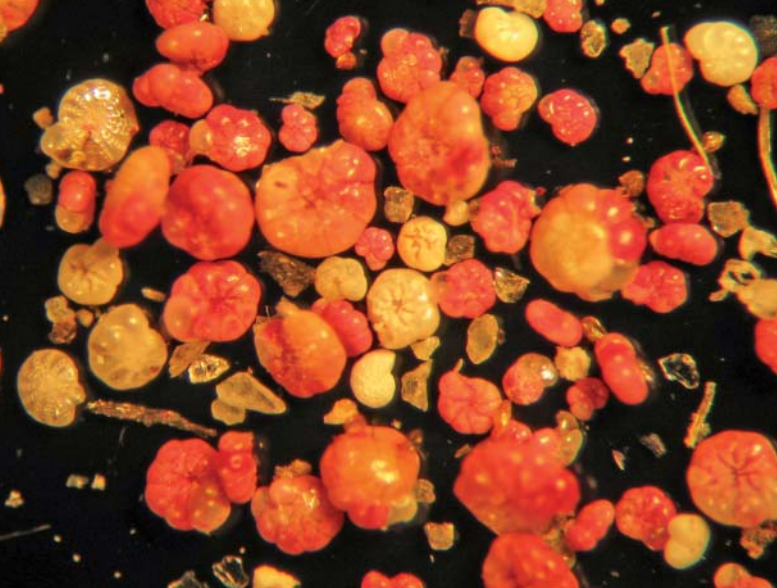
For at en organisme kan anvendes til undersøgelse af fortidens klima, kræver det naturligvis, at hele eller dele af organismen bevares fossilt fx gennem bevaring af en skal. De mest almindeligt anvendte organismer er foraminiferer (dansk: porebærere; se boksen nedenfor), ostrakoder (muslingekrebs), diatomeer (kiselalger), dinoflagellater (furealger), og kokkolitter (kalkalger). Desuden anvendes sporer og

Foraminiferer

Foraminiferer (se billeder næste side) er encellede organismer, der er i familie med amøberne. De er en vigtig del af livet i verdenshavene og har udgjort omkring 2,5 % af alle de arter af dyr, der har eksisteret gennem Jordens historie.. De ældste fossile foraminiferer er ca. 560 mio. år gamle, men gruppen har sandsynligvis eksisteret i ca. 1.000 mio. år. Der kendes ca. 40.000 arter, hvoraf 1/4 er nulevende – resten er uddøde. Foraminiferer kan inddeles i to hovedgrupper: planktoniske, som lever frit svævende i vandsøjlen i de åbne oceaner, og bundlevende (bentoniske), der lever på havbunden. De fleste foraminiferer er 0,04-1,0 mm store; hyppigst 0,1-0,5 mm. De består af en slimet "krop", hvorfra der udgår tråde, som bruges til at opsamle eller indfange føde. Kroppen er normalt omsluttet af en skal af kalk eller sammenkittede sandskorn opsamlet fra havbunden. Det er denne skal, der bevares fossilt.

Før foraminifererne i en prøve kan undersøges, skal de skilles ud fra sedimentet. Det

sker meget simpelt ved at skylle prøven gennem sigter med passende maskestørrelse (fx 0,1 og 1,0 mm), så materiale større og mindre end foraminifererne skylles væk. Den tilbageblevne fraktion, der vil bestå af fint, løst sand med foraminiferer, sættes så til tørre. Det, at sandskorn er tungere end foraminiferer, udnyttes nu til at separere foraminiferer og sand: Prøven hældes forsigtigt ned i en skål med en såkaldt tungvæske (CCl_4 , massefylde ca. 1,6 g/cm^3), der har en højere densitet end foraminiferer, men lavere end sand. Foraminifererne vil da flyde ovenpå og kan let dekanteres over i et filter, mens de tungere sedimentkorn synker til bunds og bliver tilbage i skålen. Nu er fossilerne klare til at blive analyseret; man bruger mikroskop (stereolup) til at identificere de enkelte arter. Foraminifererne kan også anvendes til analyse af havvandets kemiske sammensætning i fortiden (se afsnittet "Geokemiske undersøgelser" samt boksen på næste side).



Til venstre: Nulevende bentoniske foraminiferer fra Limfjorden. Den røde farve skyldes et farvestof, der binder sig til organisk materiale. Der- ved kan man skelne, hvilke individer der var levende på indsamlingstidspunktet. (Foto: Forfatteren). Til højre: Prøverne til foraminifer-analyse vaskes gennem sigter, så kun fint sand og foraminifererne er tilbage. (Foto: Torben Benoni)

pollen samt rester af biller.

Gennem sammenligninger med den nu- tidige udbredelse af de enkelte arter, er det desuden muligt ret præcist at beregne tem- peraturen (°C), havvandets saltholdighed (‰) eller havisdække (måneder/år). Dette sker ved anvendelse af såkaldte transfer- funktioner (computer-programmer), der foretager en statistisk/matematisk vægtning af sandsynligheder.

Geokemiske undersøgelser

Kemiske reaktioner er betingede af ydre omstændigheder, bl.a. af temperaturen. Der- for kan man gennem analyse af forholdet mellem forskellige kemiske elementer (både organiske og uorganiske forbindelser) i af- lejringer opnå viden om klimaet.

Blandt de mest anvendte inden for uor- ganisk geokemi er stabile isotoper, hvor forholdet mellem ^{18}O og ^{16}O (iltisotoper; se boksen nedenfor) beretter om temperatur, saltholdighed og mængden af gletcheris.

Forholdet mellem kulstofisotoperne ^{13}C og ^{12}C er derimod afhængigt af produktionen af planteplankton og havstrømmenes forløb. Begge dele måles på foraminifer-skaller (se boksen på foregående side). En tredje me- tode, der anvendes i stigende grad, er Mg/ Ca-forholdet, da indholdet af disse to grund- stoffer i foraminifer-skaller også afhænger af temperaturen.

Inden for organisk geokemi kan man bl.a. måle de såkaldte "biomarkører". Et eksempel er "alkenoner", der er organiske forbindelser, som dannes af kalkalgen *Eli- milania huxleyi* (beskrives som $U_{37}^{K'} = C_{37:2} / (C_{37:2} + C_{37:3})$) afhængigt af temperaturen. En anden biomarkør er IP_{25} (C_{25} mono-unsatu- rated hydrocarbon), der dannes af enkelte arter af diatomeer (kalkalger), hvis og kun hvis de lever indfrosset i havis. Derfor kan mængden af IP_{25} fortælle om forekomsten af havis. Der er også forbindelser, der kan fortælle om ændringer af vegetation på land (fx om vegetationen overvejende bestod af

planter med C_4 eller C_3 fotosyntese). Dette kan være af stor betydning i områder, hvor der ikke er bevaret aflejringer med fx pollen til at fortælle om vegetationen.

Aldersbestemmelse med kulstof-14-metoden

Man er naturligvis også nødt til at kende alderen på det materiale, som man arbejder med. Der findes flere forskellige måder, hvorpå man kan bestemme aldre på; men en af de mest anvendte dateringsmetoder er kulstof-14-metoden (også betegnet ^{14}C).

^{14}C er en radioaktiv isotop af kulstof, som dannes højt oppe i atmosfæren, når kosmisk stråling fra verdensrummet vek- selvirker med atmosfærens kvælstofatomer. ^{14}C -atomerne iltes til kuldioxid (CO_2), som opblandes i atmosfæren og optages af planterne gennem fotosyntese; dermed op- tager de også noget af den radioaktive ^{14}C . Herefter vandrer ^{14}C videre via fødekæden, så alle levende organismer indeholder små mængder af ^{14}C . Mens en organisme er i

Iltisotoper

Som det undevises i Fysik, optræder grundstoffer som flere isotoper. For ilt- vedkommende er ^{16}O , ^{17}O og ^{18}O stabile. Ilt-isotoperne ^{16}O og ^{18}O bruges til be- stemmelse af fortidens klima. Der er som helhed et konstant forhold mellem ^{16}O og ^{18}O i havvand. Da ^{16}O atomer er lettere end ^{18}O atomer, fordampes vandmolekyler med ^{16}O -atomer lettere end vandmolekyler med ^{18}O -atomer. Det fordampede vand falder senere som nedbør, der gennem floder bringes tilbage i havet. Derved opretholdes der en ligevægt i systemet. Denne ligevægt kan imidlertid forskydes af klimavariationer.

I kolde perioder som fx under istider vil meget af det vand, der fordampes fra havene, falde som sne over iskapperne,

hvor det ophobes. Da meget af ^{16}O således bliver bundet i is, vil havvandet efterhånden indeholde mere ^{18}O i forhold til ^{16}O end i de varmere mellemistider. Man kan måle disse ændringer i $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -forholdet i skaller af foraminiferer ved hjælp af et såkaldt mas- sespektrometer, som i princippet fungerer på følgende måde. Foraminiferernes kalkskaller brændes af til gas (CO_2), som sendes gen- nem vakuum inde i massespektrometret. Her vil en kraftig magnet tvinge de enkelte atomer til at afbøjes, hvor de lette isoto- per (med færrest neutroner) afbøjes mest.

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,1 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

hvor: $\delta^{18}\text{O}_c = \delta^{18}\text{O}$ i foraminiferskallen

$\delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O}$ af havvandet; $\delta^{18}\text{O}_w$ estimeres ved denne ligning: $\delta^{18}\text{O}_w = (0,61 * \text{salinitet}) - 21,2$

Forskellige detektorer vil så kunne måle mængden af de enkelte isotoper.

Da foraminiferer bygger deres kalkskal i kemisk ligevægt med havvandet, vil skal- lerne indeholde mere ^{18}O i kolde perioder, samt hvis iskapperne på land er større end i varme perioder.

Det har desuden vist sig, at foraminife- rerne også lettere kan optage ^{18}O end ^{16}O i deres skaller ved lavere temperaturer. Denne viden kan man ved hjælp af en simpel ligning også omregne til temperatur (T), hvis mængden af is er kendt:

live, optager den ligeså meget ^{14}C , som der henfalder, og dens ^{14}C -indhold er derfor konstant og i ligevægt med atmosfærens ^{14}C -indhold, (marine organismer bygger deres skal i ligevægt med havvandets ^{14}C indhold). Optagelsen af ^{14}C stopper, når organismerne dør, hvorefter indholdet af ^{14}C langsomt aftager i takt med, at ^{14}C -atomerne henfalder til kvælstofatomer.

Dette faktum anvendes i ^{14}C -dateringer; jo færre ^{14}C atomer fx en foraminiferal indeholder, jo ældre er prøven. For at kunne beregne en alder skal man dels kende prøvens oprindelige indhold af ^{14}C og dels måle prøvens nuværende indhold af ^{14}C . Ud fra halveringstiden for ^{14}C kan prøvens alder så beregnes. Da mængden af ^{14}C falder over tid, bliver det sværere og sværere at måle det resterende indhold, jo ældre prøven er. I de fleste tilfælde kan man derfor kun måle sikre aldre op til ca. 40-50.000 år.

Produktionen af ^{14}C i atmosfæren har dog varieret over tid, da den influeres af ændringer i Jordens og Solens magnetfelter. Et højt magnetfelt afskærmer den kosmiske stråling og mindsker dermed produktionen af ^{14}C -atomer i atmosfæren. For at kende fortidens ^{14}C -indhold har man derfor konstrueret en kalibreringskurve ved at måle indholdet af ^{14}C i træringe tilbage i tiden. Da træer får deres ^{14}C via fotosyntese, afspejler deres indhold af ^{14}C atmosfærens indhold. Man kan således tælle årene i træringe (den-drokronologi) og ved samtidigt at datere dem med ^{14}C -metoden, kender man forskellen i ^{14}C -alderen og den virkelige alder (kalenderår). Forskellen på træringens alder og ^{14}C -alderen fortæller også om ændringer i solens energiudstråling, da solens magnetfelt er stærkt, når solens udstråling er høj. Derved opnår man altså også viden om variationer i solens styrke over tid.

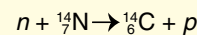
For havets organismer såsom foraminiferer er det ikke tilsvarende ligetil at lave en aldersbestemmelse. Dette skyldes, at nutidigt overfladevand opblandes med "gammelt" vand fra dybhavet, hvor ^{14}C -atomer er mere fåtallige. Dermed er havvand en blanding af nutidigt og gammelt kulstof, og vandet har en tilsyneladende gammel alder. Populært kan man sige, at hvis man med ^{14}C -metoden daterer nulevende fisk fanget nær havoverfladen i Nordatlanten, vil de have en tilsyneladende alder på 400 år. Den tilsyneladende "alder" for organismer, der i dag lever på dybhavets bund, kan i nogle tilfælde være så høj som 1.500-3.000 år. Derfor skal man kende havets "tilsyneladende alder" (også kaldet "reservoiralder") og korrigerer for denne, før man foretager en beregning af den korrekte alder (en såkaldt "kalibrering").

Fortidens klima og havstrømme

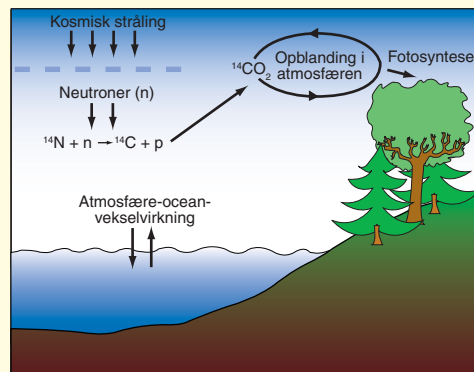
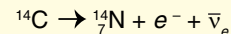
Når man har færdiggjort sine analyser, samler man alle informationer om aflejringernes alder, beskaffenhed, fossilindhold, og geo-kemiske sammensætning til en samlet "tolk-

Kernereaktion for dannelse af ^{14}C

1) Dannelse af ^{14}C i atmosfæren:



2) Henfald af ^{14}C :



n = Neutron (fra kosmisk indstråling)
 N = Kvælstof (mest almindelige grundstof i Jordens atmosfære)
 C = Kulstof
 e^- = Elektron
 p = Proton
 $\bar{\nu}_e$ = Anti-neutrino

Kernereaktion og ^{14}C -produktion. (Grafik: UVH modificeret efter Jesper Olsen)

ning" af fortidens klima og oceanografi. Her bygger man naturligvis oven på tidligere analyser fra andre områder for at danne sig et samlet overblik over sammenhænge og mekanismer, der har styret klimaet gennem tiden.

Information til læreren:

Der findes gratis, web-baserede computerprogrammer, hvor man kan foretage kalibrering af ^{14}C -alder. Ved kalibrering af ^{14}C -prøver, skal man huske at vælge enten den atmosfæriske kurve, som bruges ved sø-, land- og is-data eller den marine kurve, som bruges ved prøver fra havet.

Online-programmer til kalibrering af kulstof-14-prøver:

<http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html> (avanceret; kræver login, der dog let kan fås gennem denne hjemmeside).

<http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm> (meget brugervenligt, men viser ikke usikkerhederne på kalibreringerne så godt).

Online-information om kulstof-14:

<http://www.radiocarbon.org/>
<http://www.c14dating.com/>

Byg dit eget atom på: <http://www.pbs.org/wgbh/aso/tryit/atom/>

Litteratur:

- Holtegaard Nielsen, M., Lund-Hansen, L.C., Erbs-Hansen, D.R., Andersen, T.J. 2008. Klimaets fodspor i mudderet. *Aktuel Naturvidenskab* 5, 8-11.
 - Knudsen, M.F., Riisager, P. 2009. Påvirker Jordens magnetfelt klimaet? *Geografisk*

Orientering 5, 312-317.

- Kuijpers, A., Seidenkrantz, M.-S. 2009. Oceanets 'klima maskine' - et geologisk perspektiv fra fortiden til fremtiden. *Geovidenskab* 3, 2-7.

- Olsen, J., Heinemeier, J., Fischer, A., Benicke, P., 2008. Fødekæder og isotoper. *Aktuel Naturvidenskab*, nr. 4, s. 8-12.

- Seidenkrantz, M.-S. & Knudsen, K.L. 1992. Klimasvingninger omkring en istid - og i nutiden. *GeologiskNyt* nr. 3, 14-16.
 - Seidenkrantz, M.-S. 1998. Sol og Klima gennem 10 millioner år. *Naturens Verden* 5, 195-206.

- Seidenkrantz, M.-S. 2009. Klimaforandringer gennem Jordens historie - hvad siger fortiden om fremtidens klima? *Geografisk Orientering* 5, 304-311.

- Seidenkrantz, M.-S., Kuijpers, A., Schmith, T. 2009. Klimaforandringer - naturlige eller menneskeskabte? *GeologiskNyt*, nr. 3, side 2-7.

Opgavemateriale:

- Seidenkrantz, M.-S., Kuijpers, A., Nielsen, K.R., Fischel, A., Leth, J.O., Knuts, P., Sørensen, P.B. 2010. Oceanografien omkring det Caribiske Hav. *Virtuel Galathea3*, <http://virtuelgalathea3.dk/artikel/oceanografien-omkring-det-caribiske-hav>

- Seidenkrantz, M.-S., Kuijper, A., Nielsen, K.R., Fischel, A., Leth, J.O., Knuts, P., Sørensen, P.B. 2010. Marin prøvetagning. *Virtuel Galathea3*, <http://virtuelgalathea3.dk/artikel/marin-pr-vetagning>.

- Seidenkrantz, M.-S., Heinemeier, J., Olsen, J. 2010. Aldersbestemmelse med kulstof-14 metoden. *Virtuel Galathea3*. <http://virtuelgalathea3.dk/artikel/aldersbestemmelse-kulstof-14-metoden>.

- Seidenkrantz, M.-S. 2010. Foraminiferer. *Virtuel Galathea3*, <http://virtuelgalathea3.dk/artikel/foraminiferer>.