

Havets cirkulation og betydning for klimaet

Jørgen Bendtsen, Danish Center for Earth System Science, Niels Bohr Institutet for Astronomi, Fysik og Geofysik

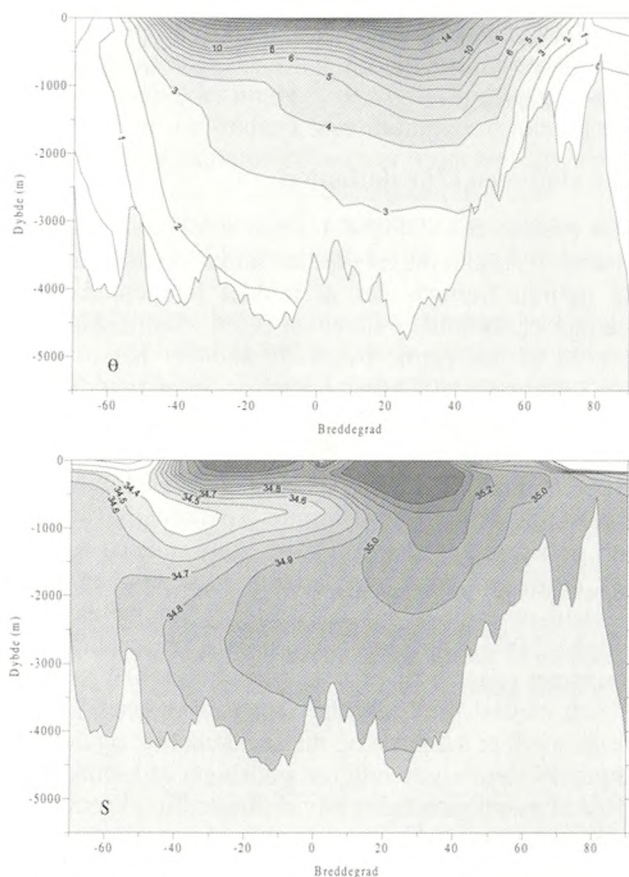
Klimaet på Jorden er først og fremmest bestemt af balancen mellem den kortbølgede solindstråling ($0,2\mu\text{m} < \lambda < 4\mu\text{m}$) der absorberes i oceanet og i atmosfæren, og den udgående langbølgede stråling ($4\mu\text{m} < \lambda < 100\mu\text{m}$) der forlader toppen af atmosfæren.

Den absorberede kortbølgede stråling er størst ved ækvator og mindst ved polerne. Denne fordeling skyldes den større indfaldsvinkel af den indkommende stråling på høje breddegrader, samt at der her er et generelt større skydække hvilket øger reflektionen af den kortbølgede stråling. Den langbølgede stråling der forlader Jorden har en mere ligelig fordeling, på grund af den lille temperaturforskel på ca. 30 K mellem mellem høje og lave breddegrader. Fordelingen mellem den kort- og langbølgede stråling medfører at Jorden netto har et energioverskud i troperne/subtropene, hvorimod der er et netto energiunderskud på høje breddegrader. Denne energi fordeling er forudsætningen for den generelle cirkulation i havet og i atmosfæren som vi kender den i dag. Disse to komponenter i Jordens klimasystem transporterer nogenlunde ligeligt den overskydende energi fra lave breddegrader mod polerne så klima systemet opretholdes i en ligevægtstilstand. Det vi opfatter som klimaet er middeltilstanden af denne generelle cirkulation.

Den termohaline cirkulation i verdenshavene

Den generelle cirkulation i havene drives af to forskellige processer, som beskrives ved den vinddrevne og den termohalint drevne cirkulation. Den vinddrevne cirkulation skyldes den direkte påvirkning fra vinden på havets overflade. Denne er medvirkende til dannelsen af de oceane gyser, dvs. den cirkulære bevægelse, der kendetegner cirkulationen i overfladen i alle de store have. Disse gyser udgøres af en vestgående strøm langs ækvator der følger passatvindene, og en kraftig polgående strøm langs de vestlige rande af havene. I Nordatlanten er den kraftige polgående strøm repræsenteret ved Golfstrømmen.

Udover den vinddrevne cirkulation er havet påvirket af tilførselen af energi og ferskvand ved havoverfladen. Da massefylden af havvand er en funktion af vandets temperatur og salinitet, således at massefylden øges ved lavere temperatur og ved højere salinitet, er fluxen af energi og ferskvand bestemmende for overfladevandets massefylde. Da både energi og ferskvandstilførselen varierer med breddegraden, medfører overflade påvirkningen variationer i massefylden langs niveauflader i havet. De deraf afledte trykgradienter driver den termohaline cirkulation i havet.



Figur 1. Den zonalt midlede fordeling af potentiel temperatur (θ) og salinitet (S) i Atlanterhavet. Enhederne er henholdsvis $^{\circ}\text{C}$ og ppt.

På høje breddegrader afkøles overfladevandet i vintermånederne, hvilket medfører at massefylden øges, der igen forårsager at vandsøjleens lagdeling bliver mindre stabil. Samtidig med at vandet afkøles ændres saliniteten. Her er to modsatrettede processer vigtige. Dels er der en netto atmosfærisk ferskvands tilførsel fra subtropene mod høje breddegrader. Dette medfører at saliniteten i overfladen generelt er lavere på høje breddegrader end på lave. Dels er der en lokal berigelse af overfladesaliniteten på grund af dannelsen af havis i vintermånederne. Den samlede effekt af alle disse påvirkninger forårsager dybvandsdannelse på grund af konvektion i visse områder af oceanerne. Dybvandsdannelse er betegnelsen for overfladevand der opnår en større massefylde end vandet i dybhavet, dvs. dybere end ca. 2.000 m, og som dermed forårsager en opblanding med denne dybe vandmasse. I den nordlige del af Nordatlanten er Grønlandshavet for eksempel et område hvor der findes en kraftig konvektion i vintermånederne. Det kan ses ved en næsten homogen ver-

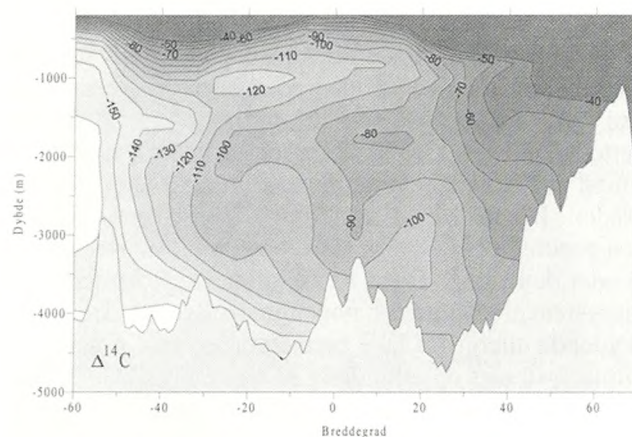
tikal fordeling af den potentielle temperatur og salinitet i vandsøjlen fra overfladen og ned til flere tusinde meters dybde. Disse konvektive områder ved polerne udgør en del af den termohaline cirkulation i havet. I dag findes der dannelse af dybvand i havene nord for Island, i Labrador havet mellem Grønland og Canada og i områder omkring Antarktis. Den nordlige del af det nordlige Stillehav er en bemærkelsesværdig undtagelse, idet der her kun findes en ganske svag konvektion sted i vintermånederne.

Cirkulationen i Nordatlanten

Den øverste del af Figur 1 viser den potentielle temperatur i Atlanterhavet midlet langs breddegraderne. Af figuren fremgår det at middel temperaturen for oceanet er forholdsvis lav, ca. 3,5°C. Dette skal ses i forhold til det varme overfladevand der når omkring 28°C i tropenerne. Denne fordeling viser betydningen af dybvandsdannelsen på høje breddegrader, da dette er det eneste sted hvor dybvandet kan opnå disse lave temperaturer. Den nederste del af Figur 1 viser den tilsvarende fordeling af salinitet i Atlanterhavet. Her kan den direkte påvirkning fra dybvandsdannelsen i den nordlige del af Nordatlanten ses som en tunge af vand med en relativ høj salinitet der bevæger sig sydpå i 2.000 - 3.000 meters dybde. Denne vandmasse benævnes som Nordatlantisk dybvand (NADW), og den er helt central for forståelsen af ændringer af Jordens klima mellem istiderne og mellemistiderne, og den kan muligvis være afgørende for ændringer af klimaet som følge af menneskeskabte påvirkninger, for eksempel en ændret strålingsbalance på Jorden på grund af en øget atmosfærisk koncentration af CO₂. I den dybeste del af Atlanten findes det tungeste vand, der er mindre salint men til gengæld væsentligt koldere. Dette vand er dannet ved Antarktis og udgør den dybeste del af den termohaline cirkulation i Atlanterhavet. Den intermediære vandmasse der ses som en nordgående tunge af relativt ferskt vand på ca. 1000 m dybde benævnes det Antarktiske Intermediære Vand, og denne vandmasse spiller en væsentlig rolle for cirkulationen i den øvre del af oceanet men vil ikke blive diskuteret her.

Ud fra Figur 1 kan der dannes et kvalitativt indtryk af den termohaline cirkulation, men hverken temperatur eller salinitet indeholder nogen tidslig information om cirkulationen. Her er ¹⁴C et vigtigt sporstof, da det afpejler det tidsrum, der er gået siden vandet sidst var i kontakt med atmosfæren. Der findes ikke interne kilder for ¹⁴C i havet, hvis man ser bort fra transporten af partikulært organisk materiale der er dannet i den øverste del af vandsøjlen af fytoplankton m.v. Atmosfærens indhold af ¹⁴C er relativt konstant og homogent fordelt, samtidig med at halveringstiden for ¹⁴C på 5.680 år gør den velegnet til at studere oceanernes cirkulation på stor skala. I Figur 2 er fordelingen af ¹⁴C i den vestlige del af Atlanterhavet vist. Mængden af ¹⁴C er vist i enheder af Δ¹⁴C. Størrelsen Δ¹⁴C

svarer til forskellen mellem vandets ¹⁴C/C forhold og det førindustrielle atmosfæriske ¹⁴C/C forhold udtrykt i promille (ppt). Det ældste vand har de laveste Δ¹⁴C værdier. Sammenholder man figuren med Figur 1b, ses NADW som en tunge med en relativ høj Δ¹⁴C værdi omkring -80 - -100 ppt. Ud fra fordelingen af Δ¹⁴C kan residenstiden for Atlanterhavs vand under 1.500 m dybde bestemmes til ca. 275 år. Dette skal ses i forhold til at middelværdien for det øvrige ocean under 1.500 m dybde er ca. 500 år. På grundlag af observationer af temperatur og salt kan man beregne den sydgående transport i dybhavet i Nordatlanten på 45°N til at være ca. 23 Sv (1 Sv = 1 Sverdrup = 10⁶ m³s⁻¹). Denne transport modsvares af en tilsvarende nordgående transport af varmt overfladevand, og medfører en betydelig energitransport mod den nordlige del af Nordatlanten.



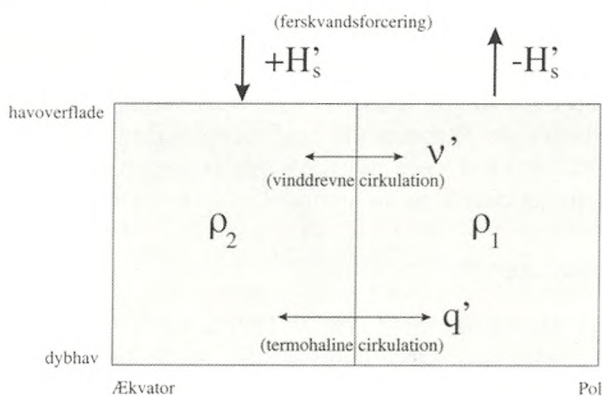
Figur 2. Fordeling af Δ¹⁴C i Atlanterhavet midlet langs breddegraderne. Enheden er ppt.

Stabiliteten af den termohaline cirkulation

Numeriske modeller af den generelle cirkulation i oceanet har vist at den termohaline cirkulation kan have flere mulige steady state (ligevægts) løsninger for et givent sæt af randbetingelser. Disse kan eksempelvis være en foreskrevet ferskvandsflux bestemt ud fra observationer, samt en relaxering af temperaturen hen imod den observerede overfladetemperatur. Forskellen mellem de forskellige steady state løsninger kan forstås som en omfordeling af den nordgående energitransport mellem atmosfæren og oceanet. Hvis denne egenskab med multiple løsninger også er karakteristisk for cirkulationen i virkelighedens verden, kan det medvirke til at forklare de dramatiske temperaturskift mellem istider og mellemistider. Denne hypotese støttes også af undersøgelser fra sediment prøver fra dybhavet, hvor der er indikatorer for at det Nordatlantiske Dybvand, der har en kerne på ca. 2.500 m dybde (se Figur 1 og 2), har cirkuleret på betydeligt mindre dybder under dele af istiden. Samtidig vil sensitiviteten af den termohaline cirkulation til ændringer i energi- og ferskvandsfluxene være væsentlige for at forstå klimaets respons

på naturlige og menneskeskabte variationer af disse. Sådanne sensitivitets studier er til en hvis grad blevet udført med komplekse klima modeller, men da disse stadig er temmelig beregningskrævende i forhold til selv de største edb-anlæg, er mange sensitivitets studier af klima systemet foretaget med simple modeller der kun indeholder få komponenter af det samlede klima system.

Den termohaline cirkulation i numeriske modeller er for eksempel følsom overfor ændringer i ferskvandsfluxene ved overfladen. Da denne er bestemt af forskellen mellem nedbør og fordampning, vil en ændring af denne svare til at den polgående atmosfæriske transport af vanddamp ændres. Dette kan illustreres ved en meget simpel model af den termohaline cirkulation, der er vist i Figur 3 [1] [3].



Figur 3. Boks model af den termohaline og den vinddrevne cirkulation i Atlanten.

Her er oceanet mellem ækvator og nordpolen delt op i to homogene bokse med massefylde ρ_i , $i = 1, 2$. Den termohaline cirkulation q' er bestemt af forskellen i massefylde mellem de to bokse, hvorimod den vinddrevne cirkulation er parameteriseret ved en konstant udveksling mellem de to bokse. Ferskvandsfluxen ved overfladen er her konverteret til en salinitetsflux, således at netto fordampningen på lave breddegrader er beskrevet ved en positiv salinitetsflux H'_S , og tilsvarende er netto nedbøren konverteret til en negativ salinitetsflux på høje breddegrader.

Massefylden beskrives ved en lineær tilstandsligning som : $\rho_i = \rho_0 (1 - \alpha T_i + \beta S_i)$ hvor ρ_0 er en reference massefylde, og α og β er henholdsvis den termale og den saline ekspansions koefficient for havvand. T_i og S_i er temperaturen og saliniteten i de to bokse. Bevarelsesligningen for salt i de to bokse kan da skrives som :

$$V \dot{S}_1 = (|q'| + v') (S_2 - S_1) - H'_S \quad (1)$$

$$V \dot{S}_2 = - (|q'| + v') (S_2 - S_1) + H'_S \quad (2)$$

hvor $\dot{S}_i$ er den tidslige afledede af S_i , og V er volumenet af boksene som her er lige store.

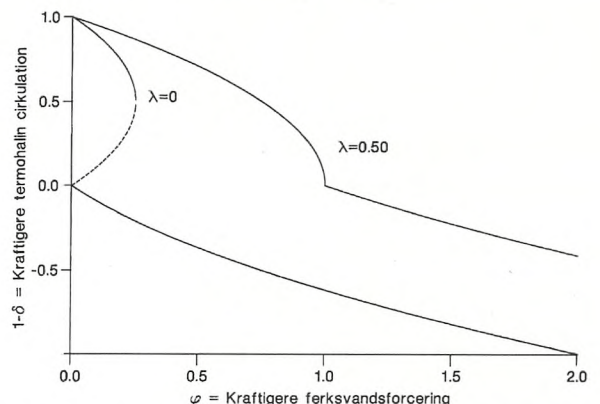
Ved at trække (1) fra (2) opnås det simple udtryk :

$$\dot{S} = -|q| S - v S + H_s \quad (3)$$

Her er udvekslingsleddene defineret ved $q = 2 q' / V$, $v = 2 v' / V$ og $H_S = 2 \beta H'_S / V$, salinitets forskellen mellem høje og lave breddegrader er bestemt af $S = \beta (S_2 - S_1)$, og q er bestemt ved forskellen i massefylde $q = \frac{k}{\rho_0} (\rho_1 - \rho_2) = k (T - S)$ hvor $T = \alpha (T_2 - T_1)$, og k er en invers friktionsparameter. I denne simple boks-model er temperaturen konstant i de to bokse.

Denne simple model af den komplekse cirkulation i havet indeholder nogle af de vigtigste tilbagekoblings mekanismer der findes i mere komplekse modeller, og kan samtidig skaleres således at modellen har samme følsomhed overfor ferskvandsfluxen H_S som i disse. Dette gør denne type af modeller velegnede til sensitivitets studier af kritiske parametre, som for eksempel H_S [2].

Steady state løsningerne til (3) findes ved at løse for $\dot{S} = 0$. Ved at indføre de to variable $\delta = S/T$ og $\phi = H_S / (k T^2)$ er løsningerne givet ved $\delta = \lambda + \frac{1}{2} \pm \sqrt{(\lambda + \frac{1}{2})^2 - \phi}$ for $q \geq 0 \Leftrightarrow \delta \leq 1$ og $\delta = -(\lambda - \frac{1}{2}) + \sqrt{(\lambda - \frac{1}{2})^2 + \phi}$ for $q < 0 \Leftrightarrow \delta > 1$ hvor $\lambda = v / (2 k T)$. Disse løsninger er vist i Figur 4. I tilfældet $v = 0 \Leftrightarrow \lambda = 0$ er der 3 mulige løsninger for $\phi < 0,25$, hvoraf 1 er ustabil. For $\phi > 0,25$ eksisterer der kun en stabil løsning, og denne er kendetegnet ved at massefylden på lave breddegrader er større end på høje - denne fordeling er i modsætning til den nuværende fordeling i havet, jvf. Figur 1.



Figur 4. Steady state løsningerne til ligning (3) er vist for henholdsvis $\lambda = 0$ og $\lambda = 0,5$. De stabile løsninger er vist med fuldt optrukne linier, hvorimod de ustabile løsninger er vist med en stiple linie.

For at forstå hvorfor 'cirkulationen' for $q > 0$ bliver ustabil når $\phi > 0,25$ kan man undersøge stabiliteten af denne løsning i forhold til en perturbation S' af salinitetsforskellen mellem de to bokse. Ved at substituere $S = \bar{S} + S'$ i (3), hvor $\bar{S}$ er salinitetsforskellen i steady state :

$$\dot{S}' = -(q + v) S' + k S' \bar{S} \quad (4)$$

Her er anden ordens led af S' negligeret. Heraf ses det at både q og v stabiliserer cirkulationen, idet de

medvirker til at udligne salinitetsforskellen. Omvendt virker det sidste led i (4) destabiliserende, således at $S' > 0$ svækker q og dermed udligningen af salinitetsforskellen mellem boksene. Da q svækkes når ϕ øges vil cirkulationen blive ustabil når q bliver tilstrækkelig svag. Denne positive tilbagekoblingsmekanisme er baggrunden for løsningerne i Figur 4, og denne tilbagekobling er også tilstede i mere komplekse modeller af cirkulationen i havet [4]. I denne simple model kan den vinddrevne cirkulation parameteriseres ved en konstant blanding mellem de to bokse, og effekten er vist i Figur 4 for $\lambda = 0, 5$. Her eksisterer løsningen for $q > 0$ i et større interval. Årsagen til dette kan også ses udfra (4) idet v medvirker til at stabilisere cirkulationen.

Denne boks model illustrerer interne tilbagekoblinger i oceanet. Modellen viser hvordan en øget ferskvandstilførsel på høje breddegrader svækker styrken af den termohaline cirkulation (q). Hvis ferskvandstilførselen bliver for kraftig ($\phi > 0, 25$), vil løsningen hvor dybvandet bliver dannet på høje breddegrader ($\rho_1 > \rho_2$) ikke længere eksistere. Samtidig illustrerer modellen også hvordan den vinddrevne cirkulation kan medvirke til at stabilisere løsningen hvor $\rho_1 > \rho_2$, idet tærskelværdien for ferskvandsfluxen nu er væsentligt højere ($\phi > 1.0$). I virkeligheden vil der også være tilbagekoblinger fra atmosfæren. Disse vil påvirke ferskvandsfluxen (H_S) og temperatur fordelingen mellem høje og lave breddegrader, der så igen vil virke tilbage

på oceanet. Tilsvarende vil intensiteten af den vinddrevne cirkulation, der her er parameteriseret ved v , også afhænge af temperaturfordelingen, så der selv i en så enkel model som denne hurtigt kan etableres et meget komplekst samspil mellem de forskellige komponenter.

Et hierarki af klima modeller

Da residenstiden for dybhavet er omkring 500 år, sætter dette end nedre grænse for hvor lang tid en koblet atmosfære-ocean model skal integreres før systemet har opnået en veldefineret middeltilstand. Imellem de meget beregningskrævende modeller og de oversimplificerede enkle modeller findes der en række modeller som stadig muliggør lange tidsintegrationer, og som indeholder flere af de vigtige komponenter i klimasystemet [3], som for eksempel udbredelsen af havis og dennes betydning for strålingsbalancen og dannelsen af dybvand. I disse modeller kan vekselvirkningen mellem atmosfæren og oceanet undersøges, og resultaterne fra simple modeller kan bruges til at udvikle og forbedre de eksisterende tredimensionale cirkulations modeller samt være nyttige i fortolkningen af de store mængder data som disse modeller producerer.

Referencer:

- [1] Henry Stommel (1961) Thermohaline convection with two stable regimes of flow, Tellus, bind 13, side 224-230.
- [2] Gary Shaffer og Jørgen Bendtsen (1994) Role of the Bering Strait in controlling North Atlantic ocean circulation and climate, Nature, bind 367, side 352-357.
- [3] Jørgen Bendtsen (1998) Ocean processes maintaining the stability of the climate system, Ph.D. afhandling, Københavns Universitet.
- [4] Stefan Rahmstorf, Jochem Marotzke og Jürgen Willebrand (1996) Stability of the thermohaline circulation, i bogen "The warmwatersphere of the North Atlantic Ocean", red. af Wolfgang Krauss", Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart, side 129-157.

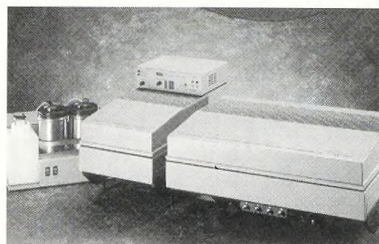


optilas

Optilas Danmark, den lokale internationale leverandør med specialer indenfor:

Optik og lasere til forskning og industri

Continuum, Inc. - Corion Corp. - CVI Laser Corp. - Ion Laser Technology, Inc. - Labsphere, Inc. - Laservision - Optical Surfaces



Ltd. - Physical Optics Corp. - Research Electro Optics - Santa Fe Laser Co. - Synrad, Inc. - m.fl.

Spektroskopisk udstyr

Chromex, Inc. - McPherson Milton Roy - Photek Ltd. m.fl.



Elektronik

Directed Energy, Inc. - Maxwell Laboratories, Inc. - Quantum Design, Inc. - Stanford Research Systems, Inc. - Trek, Inc. - m. fl.

Optilas Danmark

Billedvej 2

DK-2100 København Ø

Telefon: 3543 0133

Fax: 3543 8334

E-mail: optilas@inet.uni-c.dk



Jørgen Bendtsen er forskningsadjunkt ved Danish Center for Earth System Science, Niels Bohr Institutet for Fysik, Astronomi og Geofysik.