

SÄRTRYCK UR:

KOSMOS

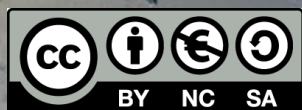
PLANETEN JORDEN

SVENSKA FYSIKERSAMFUNDETS ÅRSBOK 2018



JORDENS OCEANER UR FYSIKPERSPEKTIV

© JOHAN NILSSON



Artikeln publiceras under Creative Commons-licensen CC BY-NC-SA 4.0
För bildmaterial med källhänvisning
gäller samma upphovsrättsliga
regler som för källan.

f SVENSKA
FYSIKER
SAMFUNDET

**Johan Nilsson**

är professor på Meteorologiska institutionen vid Stockholms universitet. Hans forskning rör samspelet mellan oceanerna och atmosfären; ett huvudtema är den storskaliga oceancirkulationen och dess roll för jordens klimat. Hans främsta forskningsredskap utgörs av teori och modeller, men han har även deltagit i arktiska forskningsexpeditioner. Ett intresse för vågsurfing ger honom tillfälle att omsätta teoretisk oceanografi i praktiken.

Bild: Eva Dalin

Att havsströmmar spelar stor roll för väder och klimat är något de flesta känner till. Men hur fungerar strömmarna? Vad är det som driver dem? Johan Nilsson skriver här om det intrikata samspelet mellan atmosfärens vindar och havsvattnets rörelser, och om de mäktiga processer i havens djup som styr omblandningen av jordens vattenmassor.

*Bilden: Svallvågor i nybildad
havsis i Norra ishavet.*

Jordens oceaner ur fysikperspektiv

Jorden är den enda planet från vilken vi har direkta observationer av oceaner. Vi har en god bild av atmosfärerna på Venus, Mars och Jupiter, men endast indirekta observationer av en ocean under ett tjockt istäcke på Jupiters måne Europa. Det som skiljer oceaner från atmosfärer är oceanernas distinkta övre yta, som i närvaro av kontinenter ger upphov till avgränsade oceanbassänger.

Jordens oceaner är betydelsefulla för såväl väder som klimat. Jordens årstidsvariationer i temperatur dämpas av oceanernas förmåga att lagra värme. Oceanerna spelar också en nyckelroll i att ta upp eller frigöra koldioxid till atmosfären under istidscykler, och påverkar även hur mycket av vår tids koldioxidutsläpp som blir kvar i atmosfären och därmed förstärker växthuseffekten.

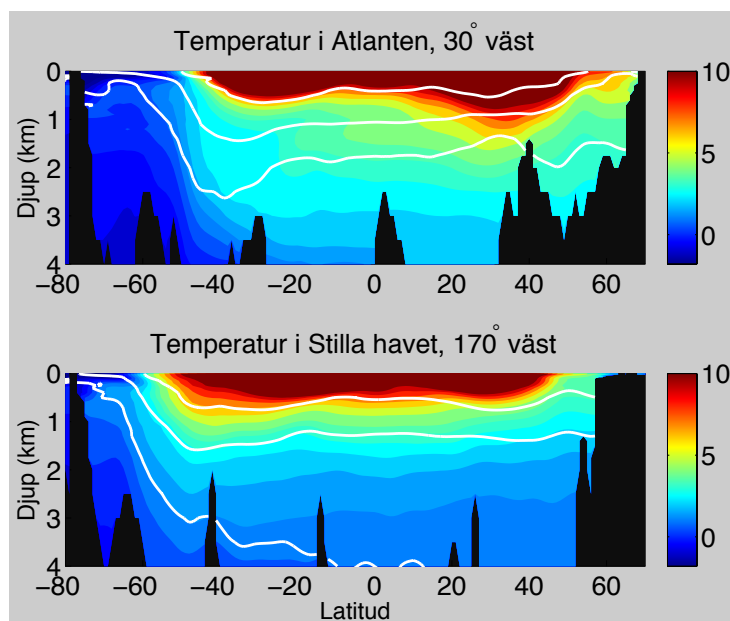
Oceanernas fysik

Oceanografi är vetenskapen om jordens oceaner, och fysisk oceanografi är det delområde som utifrån fysik beskriver oceanernas vågor, strömmar, temperatur- och saltfördelningar, samt deras växelverkan med atmosfär och isar. I denna artikel ska vi titta närmare på den fysik som styr oceancirkulationen. Vi kommer att bekanta oss med oceanens temperatur- och saltfördelningar, belysa hur jordens rotation och vindar påverkar oceanströmmarna, och studera de processer som transporterar vatten mellan ytan och djuphavet samt mellan oceanbassängerna.

Jordens oceaner består av vatten med en salthalt på omkring 35 ‰ bestående i huvudsak av klor- och natriumjoner. För vatten med salthalter högre än 25 ‰ uppnås maximal täthet vid fryspunkten, som faller med stigande salthalt och är cirka $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ i oceanerna. Detta kan jämföras med färskvatten som uppnår maximal täthet vid $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, vilket medför att oceanernas täthetsskiktning är annorlunda än i jordens stora insjöar.

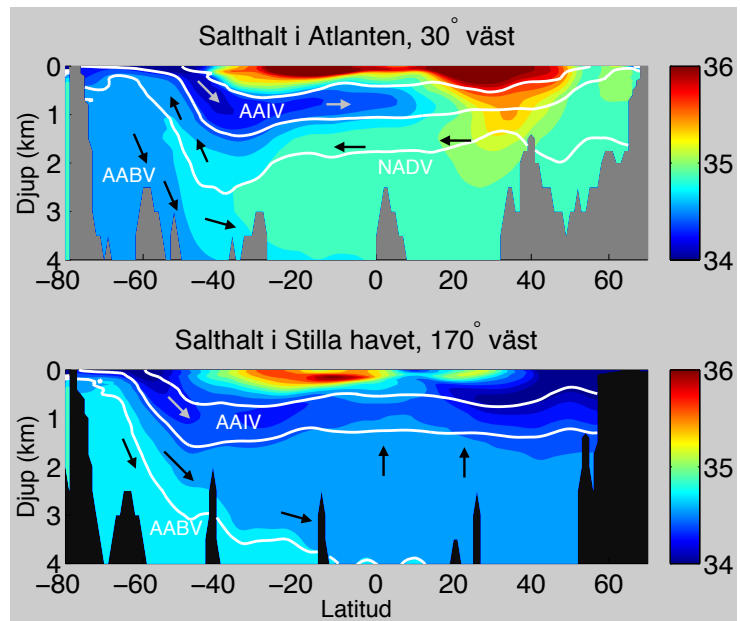
Figur 1 och 2 visar hur temperatur respektive salthalt varierar med latituden och djupet i två vertikala snitt, genom Atlanten och Stilla havet. Figurerna visar att djuphavet är kallt även på låga latituder (dvs. nära ekvatorn) samt att temperaturvariationerna är som störst i den översta kilometern. På låga latituder tenderar den övre delen av havet att vara saltare än djuphavet. Eftersom tätheten ökar med salthalten är saltskiktningen instabil där, men temperaturskiktningen som verkar i motsatt riktning dominerar och ger ändå en stabil täthetsskiktning. Den termiska expansionskoefficienten är försumbar nära fryspunkten men ökar med stigande temperatur, vilket gör att varmare hav generellt är täthetsskiktade i temperatur medan kalla hav som exempelvis Arktis ofta är saltskiktade.

Havsvatten är nästan inkompressibelt: att trycket ökar med



Figur 1: Temperaturfördelningar i latitud- (nord-syd) och djupsnitt i Atlanten på 30 grader västlig longitud och i Stilla havet på 170 grader västlig longitud. Temperaturen anges i °C. Data här och i figur 2 är medelvärden från de senaste 60 åren och ger en klimatologisk bild av oceanernas tillstånd. Färgskalan visar djuphavets temperaturvariationer och bottenpografen är markerad med svart. De vita linjerna visar ytor med konstant potentiell täthet och visar således den effektiva skiktningen, korrigerad för täthetsvariationer på grund av tryckskillnader. Här, liksom i figur 2, visas de potentiella täthetsytorna 1027,0, 1027,5 och 1027,8 kg/m³.

djupet påverkar vattnets täthet bara med ett par procent, och denna effekt påverkar inte den effektiva täthetsskiktningen. För att beskriva täthetsskiktning används inom oceanografin begreppet *potentiell täthet*, som är den täthet som ett vattenpaket har om man frånser effekten av tryckvariationer. Den potentiella tätheten varierar mellan ytan och djuphavet bara med några få kg/m^3 , vilket motsvarar relativa täthetsvariationer på ett par tusendelar. Från detta perspektiv är oceanerna svagt skiktade. Men täthetsskiktningen är stark nog för att förhindra vertikal konvektion som når djuphavet, utom i geografiskt begränsade områden på höga latituder i norra Nordatlanten och runt Antarktis. Dessa områden bildar oceanernas djupvatten. Nordatlantens djupvatten är något saltare och varmare än de Antarktiska djupvattnen, vilka även kallas det Antarktiska bottenvattnet och sprider sig i oceanens allra djupaste delar. Blandningen i oceanernas inre är så svag att djupvattnets temperatur- och saltsignaturer kan identifieras tu-

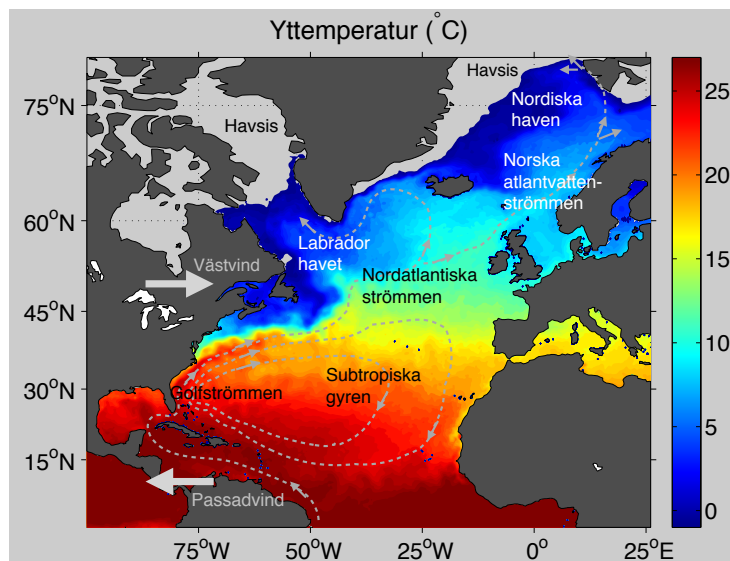


Figur 2: Saltfördelningar i samma snitt genom oceanerna som i figur 1. Salthalten anges i g/kg eller ‰ löst salt per viktenhet. Färgskalan visar djuphavets saltvariationer. Pilarna visar schematiskt cirkulationen i djuphavet för Nordatlantiskt djupvatten (NADV), Antarktiskt bottenvatten (AABV) och Antarktiskt intermediärt vatten (AAIV). Blandningen i djuphavet är svag och strömning sker främst längs ytor med konstant täthet. Norra Stilla havet har en stabil saltskiktning och bildar inget djupvatten.

sentals kilometer från källområdena. Djupvattenbildningen ventilerar gradvis det inre av oceanen, men det tar över 1000 år att byta ut djuphavets vatten, vilket utgör en av de längsta tidsskalorna i klimatsystemet.

En grundläggande oceanografisk fråga, som vi ska återkomma till, är varför Nordatlanten men inte norra Stilla havet bildar djupvatten. Frågan visar sig vara relaterad till den mindre nordliga utlöparen av Golfströmsystemet som för med sig varmt Atlantvatten till Labradorhavet samt längs Norges kust och vidare in i Arktis, se figur 3.

I Skandinavien har denna för vårt klimat betydelsefulla ström ofta och något missvisande benämnts Golfströmmen. I essän *Golfströmmen och väderleken*, utgiven 1931, skriver den svenske meteorologen och oceanografen Johan Sandström: "Utan denna skulle Skandinavien vara täckt av inlandsis liksom Grönland och vara obeboelig för kulturmänniskor. Vi hava Golfströmmen att tacka för våra skördar och skogar, vår kultur och existens." Även



Figur 3: Havsyntans temperatur i Nordatlanten från infraröda satellitmätningar. Data kommer från slutet av april 2008 och visar typiska värförhållanden med havsis kvar runt stora delar av Grönland. Några viktiga ytströmmar är illustrerade schematiskt. Den subtropiska gyren, där Golfströmmen ingår som en västlig randström, drivs i huvudsak av det storskaliga vindfältet över Atlanten. Den Nordatlantiska strömmen transporterar relativt varmt och salt vatten från golfströmsområdet mot Labradorhavet och de nordiska haven, där Nordatlantens djupvatten bildas.

om senare forskning även påtalat betydelsen av de förhärskande västvindarna som för mild atlantluft in över Västeuropa, så är Nordatlantiska strömmen och Norska atlantvattenströmmen avgörande för de havsisfria förhållanden som råder även vintertid så långt norrut som i Barents hav och längs Svalbards västkust.

För att bättre förstå den globala oceancirkulationen behöver vi först se närmare på de processer som styr mindre virvlar och strömsystem i oceanerna, samt hur vindarna driver havsströmmar.

Geofysisk strömningsmekanik och havets väder

Inga fasövergångar sker i det inre av oceanerna och havsvatten är nästan helt ogenomskinligt för infraröd värmestrålning. Detta gör att oceancirkulationen beskrivs väl av strömningsmekanik. På horisontella skalor större än cirka 10 km påverkas strömningen i hög grad av oceanernas vertikala täthetsskiktning och av jordens rotation. Det leder till en dynamik som skiljer sig från den mer vardagliga ”icke roterande” strömningsmekaniken, och som betecknas *geofysisk* strömningsmekanik, med tillämpningar inom oceanografi, meteorologi och i studier av planetära atmosfärer.

En nyckelparameter i geofysisk strömningsmekanik är *coriolisparametern*

$$f = 2\Omega \sin[\text{latitud}]$$

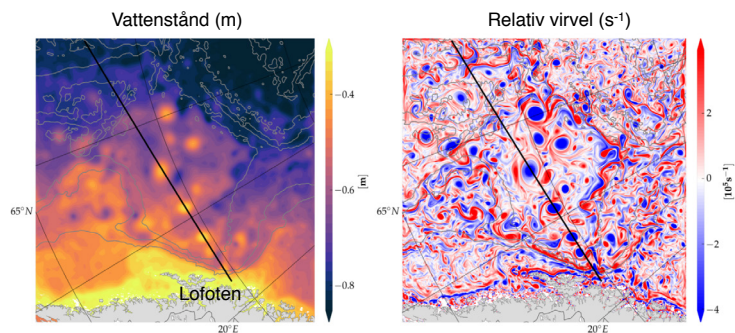
där Ω är jordens vinkelfrekvens och latituden ges i radianer (positiv på den norra hemisfären; negativ på den södra). Coriolisaccelerationen för rörelser parallella med jordytan ges av f multiplicerat med hastigheten. Oceanografer och meteorologer beskriver ofta denna acceleration som en corioliskraft, riktad 90 grader till höger (vänster) om rörelseriktningen på norra (södra) hemisfären. En i sammanhanget viktig dimensionslös parameter är *Rossbytalet*, uppkallad efter den svenske meteorologen Carl-Gustaf Rossby:

$$\text{Ro} = \frac{\zeta}{f} \quad \text{där} \quad \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

Här kallas ζ *den relativa virveln*, och är ett mått på vätskans relativa lokala rotation i horisontalplanet; u och v är hastighetskomponenterna i x - respektive y -riktningen. Rossbytalet mäter förhållandet mellan lokal acceleration (med upphov i vätskans lokala rotationsrörelse i förhållande till jordytan) och coriolisacceleration (med upphov i jordens rotation) och är typiskt mycket mindre än 1 för

storskaliga rörelser. Vid små Rossbytal balanserar corioliskraften väsentligen den horisontella tryckgradienten, vilket kallas *geostrofisk balans*. Eftersom corioliskraften är vinkelrät mot hastigheten innebär detta att geostrofisk strömning alltid sker parallellt med isobarerna. På den norra hemisfären rör sig vatten med högre tryck till höger om strömriktningen och tvärtom på den södra.

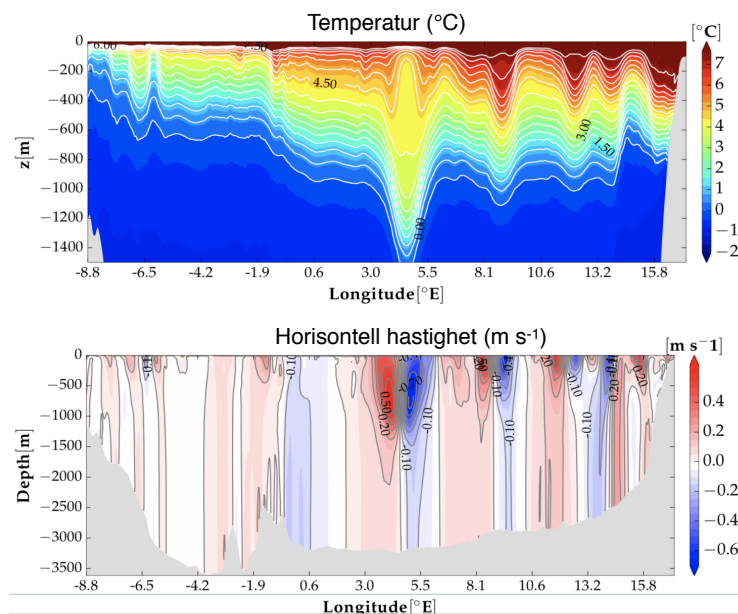
Figur 3 visar schematiskt hur varmare vatten från Golfströmsområdet flödar norrut genom Atlanten. Detta flöde är inte jämnt och flodlikt utan varierar över tid då småskaliga virvlar, som tar energi från medelströmmen, bildas spontant. Vi studerar detta närmare genom att se på ett virvelrikt område i Norska havet. Figur 4 visar vattenståndet, som är proportionellt mot trycket, och den relativa virveln vid havsytan i Norska havet utanför Lofoten. Resultaten kommer från en regional oceancirkulationsmodell med en horisontell upplösning på cirka 1 km och med 35 vertikala nivåer och visar en ögonblicksbild av strömfältet. Generellt faller vattenståndet från Norska kusten, vilket avspeglar det geostrofiskt balanserade flödet i den Norska atlantvattenströmmen, som transporterar relativt varmt vatten mot Arktis. Denna ström tenderar att följa bottenpografien och accelererar utanför Lofoten där kontinentalslutningen blir brantare. Utöver medelströmmen



Figur 4: En ögonblicksbild från augusti 2004 av vattenståndet och den relativa virveln vid havsytan utanför Lofoten i Norska havet från en oceancirkulationsmodell. Högre vattenstånd motsvarar högre tryck. De tunnare grå konturerna visar bottenpografien. (Ett djup-horisontalsnitt längs den svarta linjen, som går västerut från Lofoten, visas i figur 5.) Strömfältet är approximativt i geostrofisk balans, vilket ger cirkulation moturs kring lågtryck och cirkulation medurs kring högtryck. I centrum av virvlar moturs/medurs påträffas positiv/negativ relativ virvel. De starkaste medursvirvlarna har en relativ virvel som närmar sig $-f$, där $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, vilket ger ett Rossbytal på nära 1; i övriga områden är Rossbytalet 0,2 eller mindre.

finns otaliga mindre virvlar som ger avtryck i vattenståndet. Runt lokala låg- och högtryck strömmar det moturs respektive medurs. Virvelfältet framträder ännu tydligare i bilden av relativ virvel, som visar ett spektrum av virvlar med horisontella skalor från 10 till 100 km. Motursvirvlarna har positiv relativ virvel i centrum, medan det motsatta gäller för virvlarna medurs. Dessa virvlar är oceanernas väder och utvecklas över tidskalor från ett par dagar till månader. Figur 5, som är ett djup-horisontalsnitt från figur 4, visar att virvlarna är förknippade med anomalier i temperatur i den översta kilometern av havet men att deras hastighetsfält kan nå botten.

Både oceanernas virvlar och atmosfärens vädersystem utvecklas från instabiliteter i de storskaliga strömningsfälten, som



Figur 5: Ett djup-horisontalsnitt längs den svarta linjen markerad i figur 4. Snittet sträcker sig cirka 1000 km från kontinentalbranten och ut i Norska havet och skär genom flera medursvirvlar, som har högre vattenstånd och högre temperaturer i kärnorna än i omgivande vatten på samma nivå. Temperatursnittet går till 1500 meters djup, medan hastigheterna vinkelrätt mot snittet visas över hela djupet. Röda/blå färger visar nordliga/sydliga hastigheter. Virvlar bildas kontinuerlig på kontinentalbranten utanför Lofoten där den nordgående medelströmmen är stark. Den starkaste och djupaste medursvirveln kan följas flera år i modellen. Vintertid sker konvektion i virveln ned till ett par hundra meter.

ofta har kraftiga horisontella temperaturgradienter vinkelrätt mot strömriktningen; se figur 3. Anledningen till att oceanens virvlar är en till två storleksordningar mindre än de i atmosfären är att oceanen är svagare skiktad än atmosfären. Initialt har instabiliteterna som växer och tar energi från det storskaliga strömningsfältet en karakteristisk längdskala som kallas *Rossbyradien*. Denna längdskala bestäms av den vertikala täthetsskiktningen och jordrotationen. I atmosfären är Rossbyradien cirka 1000 km medan den i havet utanför Lofoten endast är omkring 10 km. De större virvlarna utanför Lofoten bildas genom sammansmältning av mindre virvlar med samma tecken på den relativa virveln, vilket för energi från mindre till större skalor.

Att oceanvirvlarna har längdskalor på 10 till 100 km vållar svårigheter i klimatmodellering där begränsad datorkapacitet gör att den rumsliga upplösningen i oceanmodellerna är omkring 100 km, och alltså för grov för att beskriva virvelfältet. Oceanvirvlarna är viktiga för transport av salt och värme och de påverkar och växelverkar med den storskaliga strömningen, som kan beskrivas i klimatmodeller. Att förstå samspelet mellan virvlar och medelströmmar och hur detta kan representeras i klimatmodeller med grov upplösning är ett aktivt forskningsområde inom fysisk oceanografi.

Vinddriven cirkulation

Vi lämnar nu den småskaliga virveldynamiken för att beskriva de grundläggande principerna bakom oceancirkulationen. Vi börjar med den svenske oceanografen Vagn Walfrid Ekmans banbrytande insikter om hur vindarna driver strömmar i havet.

Ekmans doktorsavhandling, som publicerades 1905 och behandlar jordrotationens inverkan på vinddrivna havsströmmar, är fortfarande en hörnsten inom oceanografi och meteorologi. Bakgrunden till detta viktiga arbete förtjänar att beskrivas kort. Oceanografen och polarforskaren Fritjof Nansen gjorde många viktiga observationer under sin Arktisexpedition med skeppet *Fram* 1893–1896. Han iakttog bland annat att isberg alltid tycks driva i en riktning till höger om vindriktningen. Detta var känt bland polarfarare sedan tidigare, men Nansen föreslog att fenomenet berodde på ett samspel mellan jordens rotation och friktionskrafter, som sprider effekten av vinden nedåt i vattnet. Efter *Fram*-expeditionen redogjorde Nansen för sina funderingar för Vilhelm

Bjerknes, den moderna meteorologins grundare, som vid denna tidpunkt var professor i fysik vid Stockholms högskola. Bjerknes insåg betydelsen av fenomenet och gav Ekman i uppgift att studera problemet.

Ekman hittade en lösning som beskriver en balans mellan corioliskraften och viskösa krafter. Denna visar att om man betraktar hur det horisontella flödet varierar med djupet, så vrider sig hastighetsvektorn medurs när djupet ökar, samtidigt som dess belopp avklingar exponentiellt. Detta speciella flödesmönster kallas för *Ekmanspiralen* (se vidare sidorutan). På grund av det snabba avklingandet är den vinddrivna strömmen begränsad till ett relativt tunt ytskikt – *Ekman-skiktet*. Man kan visa att nettoflödet i spiralen – den så kallade *Ekmantransporten* – är riktad 90 grader till höger om vinden. På södra halvklotet där corioliskraften har motsatt riktning är Ekmantransporten riktad 90 grader till vänster om vinden.

Ekmanspiralen

När det blåser påverkas havets ytskikt av en kraft i vindens riktning. Till följd av vattnets viskositet sprids effekten av denna ytpåverkan nedåt och sätter även djupare vattenskikt i rörelse. Jordrotationen gör att rörelsen, när den fortplantas nedåt från ett vattenskikt till nästa, i varje steg avlänkas något till höger av corioliskraften; resultatet blir en ström som vrider sig medurs med ökande djup. Detta är en enkel mekanistisk bild av Ekmanspiralen, som etableras några timmar efter att det börjat blåsa. Vi redovisar här kortfattat de ekvationer som beskriver Ekmanspiralen och lyfter fram några viktiga fysiska egenskaper.

Ett roterande jordfixerat koordinatsystem används och grundantagandena är att Rossbytalet är litet (så att icke-linjära accelerationstermer kan försummas) och att trycket är hydrostatiskt. Vi antar först att det inte finns några horisontella tryckgradienter, vilket gör att rörelseekvationerna i x - och y -led ges av

$$-fv = \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad +fu = \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (1)$$

Här representerar ekvationernas vänsterled coriolisaccelerationen (dvs. coriolisparametern multiplicerad med respektive hastighetskomponent) och deras högerled friktionskraften per massenhet; z är vertikalkoordinaten, med vattenytan vid $z = 0$. Den så kallade *friktionsstressen* τ är proportionell mot den horisontella strömningens djupvariation och dess komponenter ges av

$$\tau_x = \mu \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \tau_y = \mu \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2)$$

där μ är den kinematiska viskositeten som vi betraktar som konstant.

Genom att kombinera (1) och (2) kan fjärdeordningens differentialekvationer i z härledas för u och v , som beskriver Ekmanspiralen. Om vindstressen vid havsytan är i y -riktningen och given av $\tau_y(0)$ blir Ekmanlösningen

$$\begin{aligned} u(z) &= u_E e^{z/h_E} \cos\left(\frac{z}{h_E} + \frac{\pi}{4}\right) \\ v(z) &= u_E e^{z/h_E} \sin\left(\frac{z}{h_E} + \frac{\pi}{4}\right) \end{aligned} \quad (3)$$

Här är

$$h_E = \sqrt{\frac{\mu}{2f}}$$

Ekmandjupet, som bestämmer hur snabbt hastighetsvektorn avtar och vrider sig med djupet, och

$$u_E = \frac{\tau_y(0)}{\sqrt{2}h_E f}$$

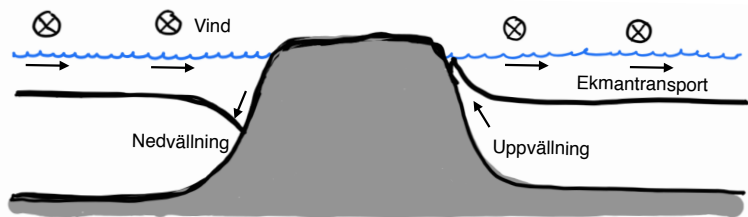
ger hastighetens storlek vid ytan ($z = 0$). Om vi sätter in den molekylära viskositeten för vatten, $\mu = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, och ett typiskt värde på coriolisparametern, $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, blir Ekmandjupet bara omkring 1 decimeter. Men i havet leder turbulens till att den effektiva viskositeten blir betydligt större, och typiska Ekmandjup är i själva verket 10 till 30 meter.

Ekvationerna (3) visar att ytströmmen är riktad 45 grader till höger om vindriktningen vid ytan; denna vinkel mellan ström och stress gäller på alla djup i spiralen. Cosinus- och sinusfaktorerna i (3) medför att strömvektorn vrider sig medurs med ökande djup, som motsvarar negativa värden på z . På djupet πh_E är strömriktningen den motsatta jämfört med vid ytan. Hastigheterna avklingar dessutom exponentiellt med djupet, vilket gör hastigheterna försumbara på djup som överstiger Ekmandjupet. Genom att integrera ekvation (3) – eller enklare ekvation (1) – över alla djup z finner vi att nettotransporten i Ekmanspiralen är riktad 90 grader till höger om ytvindstressen och given av $\tau_y(0) f^{-1}$. Notera att detta resultat är oberoende av värdet på viskositeten, som alltså påverkar spiralens vertikala struktur men inte dess djupintegrerade transport.

Även i närvaro av horisontella tryckgradienter, som ger geostrofiska strömmar, beskriver ekvation (3) Ekmanspiralen till god approximation. Anledningen är att de vertikala variationerna hos de geostrofiska strömmarna är mycket mindre än de i Ekmanströmmen, så de geostrofiska strömmarnas bidrag till friktionsstressen i ekvation (2) blir försumbart.

En påtaglig effekt av vinddrivna Ekmanströmmar är så kallad *uppvällning* vid kuster. Om vinden rör sig längs kusten, med kusten till vänster om vindriktningen, så för Ekmantransporten ytvattnet från kusten och tvingar därmed upp djupare – och som regel kallare – vatten, se figur 6. Det är således inte frånlandsvind, utan vind parallell med kusten, som är mest effektiv för att sänka badtemperaturer. Det djupare vattnet som når ytan vid uppvällning tar ofta med sig näringsämnen som stimulerar biologisk produktion. Flera av jordens mest produktiva havsområden återfinns längs kuster där den förhärskande vindriktningen driver uppvällning. När Ekmantransporten är riktad mot kusten uppstår i stället nedvällning.

Även om vinddrivna Ekmantransporter är begränsade till tunna ytskikt så kan de indirekt driva storskaliga oceanströmmar som når stora djup. Detta sker via rumsliga variationer i vindfältet, som ger upphov till konvergens och divergens i Ekmantransporten. Som ett resultat omfördelas vatten horisontellt och bygger upp tryckgradienter. På en global skala ges vindmönstret av östliga passadvindar (dvs. riktade åt väster) på låga latituder upp till cirka 30 grader, följt av västvindar (riktade åt öster) på mellanlatituder och åter östliga vindar nära polerna. Den resulterande Ekmantransporten omfördelar vattnet i latitudled så att det byggs upp ett högre vattenstånd på cirka 30 graders latitud, och lägre på ömse sidor därom. Detta medför förstås att även trycket nere i oceanerna blir större vid denna latitud, på norra och södra hemisfären. Men kom ihåg att oceancirkulationen är i geostrofisk balans – dvs. att corioliskraften balanserar tryckgradienten – så att strömmar



Figur 6: Schematisk illustration av uppvällning och nedvällning orsakad av vinddriven Ekmantransport runt en ö som Gotland. Vinden blåser vinkelrätt in mot figurens plan och driver en Ekmantransport i ett tunt ytskikt riktad åt höger. På öns högra sida ersätts ytvattnet som drivs från kusten med kallare djupare vatten, vilket sänker ytemperaturen.

tenderar att följa isobarerna, med högre tryck till höger om strömriktningen (på norra hemisfären). Resultatet blir därför strömmar riktade åt öster på högre latituder än 30 grader, och strömmar riktade åt väster på lägre latituder – eller enklare uttryckt: strömmar som tenderar att följa vindriktningen.

I frånvaro av kontinenter skulle öst-västliga oceanströmmar accelereras till dess att bottenfriktionen begränsade strömhastigheten. Bottenfriktion ger faktiskt upphov till ett Ekmanskikt vid botten, analogt med det vid ytan. Ett fenomen som är snarlikt detta botten-Ekmanskikt kan studeras i en tekopp om det finns några små teblad som lagt sig på botten. Om vi rör runt med en sked skapas en cirkulär strömning i koppen, men nära botten bildas också ett tunt friktionsgränsskikt där det strömmar mot koppens centrum. Detta gör att teblad på eller nära botten samlas i koppens mitt. Kuriosa i sammanhanget är att detta tekoppsexperiment diskuteras av Albert Einstein i en artikel från 1926, som behandlar bildandet av meandrar i floder.

Eftersom oceanbassängerna begränsas av kontinenter måste de av vindarna framtvingande öst-västliga oceanströmmarna bilda mer eller mindre slutna cirkulationsceller inom bassängerna, så kallade *gyrer* som roterar moturs/medurs på latituder där vindarna driver divergenta/konvergenta Ekmantransporter. Detta gäller på norra hemisfären; på den södra är rotationen motsatt. Inom bassängerna påträffas därför både subtropiska gyrer med rotation moturs och subpolära gyrer med rotation medurs. Ett exempel är den subtropiska gyren i figur 3, som även uppvisar en allmän egenskap: gyreerna är starkt asymmetriska i öst-västlig led. Nord-syd transporterna sker dels i tunna snabba randströmmar vid de västliga kontinentalbegränsningarna, dels i långsammare motriktade strömmar fördelade över resten av bassängen. Golfströmmen, utanför Nordamerikas östkust, och Kuroshioströmmen, utanför Japans östkust, är exempel på västliga randströmmar med medelströmshastigheter som kan överstiga 1 m/s. Båda dessa mot polerna riktade strömmar utgör delar av de subtropiska gyreerna i Nordatlanten och norra Stilla havet, i vilka vattnet i det inre av oceanbassängerna i stället rör sig mot ekvatorn.

Oceancirkulationens asymmetri i öst-västlig riktning är ett resultat av jordens sfäriska form och rotation. I en viktig artikel från 1947 visade den norske oceanografen Harald Ulrik Sverdrup att konvergens/divergens i Ekmantransporten skapar geostrofis-

ka strömmar riktade mot ekvatorn/polerna. Effekten har att göra med coriolisparameterns variation med latituden, och är därför försumbar på mindre skalor, som för virvlarna utanför Lofoten i figur 4, men blir viktig i gyren med nord-syd längdskalor på flera 1000 km. Resultatet blir alltså att i de subtropiska gyerna, där Ekmantransporten är konvergent, drivs en transport mot ekvatorn i oceanbassängerna, som är fördelad över ett djup på flera hundra meter. Den måste förstås kompenseras av en lika stor transport mot polerna någon annanstans. Detta sker i smala randströmmar vid bassängernas västra ränder där friktionseffekter blir betydelsefulla. Västliga randströmmar som Golfströmmen drivs därför inte lokalt, utan av den sammantagna vindstressen över hela bassängens bredd. Det fungerar på motsvarande sätt i de subpolära gyerna, där vindarna i stället driver en transport mot polerna i bassängerna och de västliga randströmmarna är riktade mot ekvatorn.

Den Nordatlantiska strömmen, som är en del av den subpolära gyren i Nordatlanten, drivs alltså delvis av det storskaliga vindfältet. En betydande del av flödet i denna ström är dock relaterad till Nordatlantens djupvattenbildning, som vi nu ska bekanta oss närmare med.

Oceanernas djupcirkulation

Djupvatten bildas i några få begränsade områden på höga latituder där ytvattnet når hög täthet vintertid. Dessa områden påträffas i Nordatlanten, i Labradorhavet och i de nordiska haven, samt i haven kring Antarktis. Tillflödet av djupvatten genom 1000 metersnivån i världshavet uppskattas till $3 \cdot 10^7 \text{ m}^3/\text{s}$, vilket är mer än 100 gånger större än flödet i Amazonasfloden. En lika stor vattenvolym måste förstas transporteras tillbaka uppåt. Men medan den sjunkande grenen i djupvattencirkulationen är starkt lokaliserad till höga breddgrader, så är den uppåtriktade grenen diffus och fördelad över stora delar av oceanen. Denna asymmetri avspeglar det faktum att oceanen är stabilt skiktad utom i de mycket begränsade områdena där djupvattnet bildas.

På engelska betecknas ofta den storskaliga cirkulationen i djup-latitudled *the meridional overturning circulation (MOC)*, vilket kan översättas som den *meridionala omvändningscirkulationen*. Atlantens meridionala omvändningscirkulation karaktäriseras av en netto nordgående transport i de översta tusen metrarna

och en kompenserande sydgående transport i djuphavet, som matas av djupvattenbildningen i norr. Detta ger en schematisk bild av den storskaliga cirkulationen, men det är viktigt att understryka att vattenflödet i den meridionala omvändningscirkulationen har en komplex horisontell struktur, som påverkas av de stora vind-drivna gyvrarna och otaliga mindre virvlar som varierar över tid.

Uppvärmning på låga latituder och avkylning på höga latituder är centralt för att upprätthålla den globala djupvattencirkulationen. Djupvattenbildning sker vid avkylning och i samband med konvektion, som omvandlar potentiell energi till kinetisk energi: tungt kallt vatten sjunker helt enkelt ner och får då fart. Denna gren i djupvattencirkulationen kräver inte någon yttre tillförsel av energi. I grenen där djupvattnet stiger mot ytan sker däremot en uppbyggnad av potentiell energi, som motsvarar det arbete som åtgår för att lyfta det tyngre djupvattnet genom successivt lättare vattenskikt till ytan. Detta kräver en energikälla. Den svenske meteorologen och oceanografen Johan Sandström var en av de första som funderade över djupvattencirkulationens energicykel. På Bornös oceanografiska mätstation i Gullmarsfjorden nära Lysekil genomförde Sandström en rad experiment med en vattenfylld balja, i vilken han placerade ett värmeelement och ett kylelement på olika höjd och vid vardera änden av baljan. I ett arbete publicerat 1908 sammanfattade Sandström sina observationer. Huvudresultatet var att en påtaglig cirkulation uppkom endast då värmeelementet var beläget under kylelementet. Då värmeelementet var placerat på samma nivå eller över kylelementet uppkom ingen skönjbar cirkulation. Sandströms resultat kan ses som ett specialfall av carnotcykeln, där ju värme måste tillföras vid ett högre tryck och bortföras vid ett lägre för att mekanisk energi ska alstras.

Sandström insåg att värme som absorberas vid havsytan via någon mekanism måste transporteras till djup på en till två kilometer för att en påtaglig djupvattencirkulation skall kunna vidmakthållas. Han insåg också att detta kräver tillförsel av mekanisk energi, men kunde inte fastställa energikällan. Idag vet vi att de huvudsakliga energikällorna är tidvatten och vindar, som via processer i flera steg och över ett spektrum av längdskalor driver vertikal omblandning i oceanernas inre. Det sista steget involverar småskalig tredimensionell turbulens, som på millimeterskala dissiperar kinetisk energi till främst värme. Men en del av den turbulenta energin bidrar till att lyfta vatten med aningen högre

täthet, vilket lokalt ökar den potentiella energin. Denna uppbyggnad av potentiell energi, som alltså skapas av småskalig turbulens i oceanernas inre, är en huvuddrivkraft för djupvattencirkulationen.

En del av Nordatlantens djupvatten återvänder till ytan nära Antarktis där skiktningen är svag, snarare än på lägre breddgrader där skiktningen är stark. Nordatlantiskt djupvatten stiger när det rör sig mot Antarktis i Södra ishavet, vilket avspeglas i saltfältet. Figur 2 visar en kil med högre salthalter i Atlanten som sträcker sig uppåt mot Antarktis från 2 till 3 kilometers djup. Det speciella med Södra ishavet är att det sträcker sig runt hela jorden i öppningen mellan Kap Horn och den Antarktiska kontinenten. Frånvaron av land på dessa latituder gör att den vinddrivna Ekmantransporten inte kan balanseras av en gyrcirkulation med randströmmar längs en västlig kontinent. Här tvingar i stället den nordliga Ekmantransporten vatten mot ytan söder om cirka 45 grader syd och från ytan längre norrut. Ekmantransporten motverkas av cirkulationen hos otaliga småskaliga virvlar, liknande de som visas i figur 4, som i medeltal transporterar lättare vatten mot Antarktis. Ett samspel mellan de småskaliga virvlarna och den vinddrivna Ekmantransporten bestämmer hur mycket Nordatlantiskt djupvatten som når havsytan i Södra ishavet.

Har oceanernas djupvattencirkulation mer än ett jämviktstillstånd?

För närvarande bildas djupvatten i norra Atlanten men inte i norra Stilla havet. Anledningen är att ytsalthalterna i norra Stilla havet är så låga att vattenkolumnen är stabilt skiktad även vintertid. Ytterst skapas salthaltvariationerna av nettoavdunstning och nettonederbörd. Figur 7 visar att höga ytsalthalter påträffas i de subtropiska oceanerna, där det råder nettoavdunstning, och lägre salthalter återfinns nära ekvatorn och på höga latituder, där det råder nettonederbörd. Oceancirkulationen utjämnar salthaltvariationerna och möjliggör ett stationärt tillstånd.

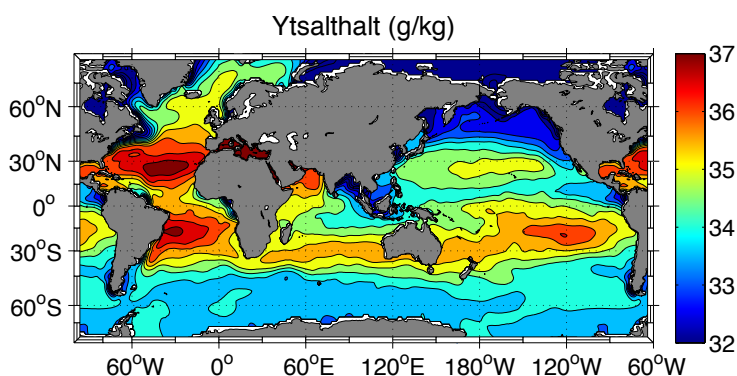
Det finns inte en helt accepterad förklaring till skillnaden i salthalt mellan Atlanten och Stilla havet, men en rad hypoteser har föreslagits. Dessa hypoteser kan delas in i tre kategorier:

- 1) Variationer i avdunstning och nederbörd kontrollerar salthaltsskillnaden: observationer visar att norra Stilla havet tar emot mer färskvatten än norra Atlanten.

- 2) Asymmetrier i bassänggeometri och därtill relaterade ocean-cirkulationsmönster kontrollerar salthaltsskillnaden.
- 3) Salthaltsskillnaden upprätthålls av strömmar den själv ger upphov till; tillfälligt högre salthalter i norra Stilla havet skulle genom positiva återkopplingar kunna etablera djupvattenbildning även där.

I de två första scenarierna förhindras djupvattenbildning i norra Stilla havet av geografiska skillnader; det finns bara ett jämviktstillstånd för oceancirkulationen. I det tredje scenariot finns däremot flera jämviktstillstånd, med olika rumslig fördelning av djupvattenbildningen på höga latituder.

Fysiken som kan ge multipla jämviktstillstånd beskrevs av den amerikanske oceanografen Henry Stommel 1961 med stöd av en enkel konceptuell modell. Stommel, en av 1900-talets mest innovativa oceanografer, tänkte sig en ocean med ett varmt område med nettoavdunstning (motsvarande låga latituder) och ett kallt område med nettonederbörd (motsvarande höga latituder), som utbyter vatten i en takt som är proportionell mot täthetsskillnaden mellan områdena. För att belysa essensen i problemet kan vi anta att den termiska kopplingen mellan hav och atmosfär är så stark att havstemperaturerna i de två områdena är konstanta, dvs. oberoende av cirkulationens styrka. I frånvaro av avdunstning och nederbörd är täthetsskillnaden bestämd av temperaturen och



Figur 7: Ysalthalt i världshavet i g/kg, som anger andelen löst salt per massenhet i ‰. Höga salthalter påträffas i subtropiska områden där det råder nettoavdunstning. Nordatlanten är saltare än norra Stilla havet, vilket avspeglar skillnader i både nettonederbörd och oceancirkulation relaterad till Nordatlantens djupvattenbildning.

lättare varmt ytvatten strömmar norrut och ersätts av ett sydgående flöde med kallare vatten på större djup. Salthaltsskillnaden, som drivs av avdunstning och nederbörd, ger en täthetsskillnad som motverkar den förknippad med temperaturkontrasten. Vidare är salthaltsskillnaden omvänt proportionell mot cirkulationen nere i oceanen: ju svagare cirkulation desto längre tid uppehåller sig vattnet i de två områdena där salthalten antingen spåds ut av nederbörd eller ökas genom avdunstning.

Det föreligger en positiv återkoppling mellan cirkulationen och salthaltsskillnaden som kan illustreras som följer: Antag att vattnet på höga latituder blir lite färskare, vilket ökar salthaltsskillnaden. Som ett resultat avtar cirkulationen, vilket ökar salthaltsskillnaden ytterligare. Stommel insåg att denna positiva återkoppling kan ge upphov till två jämviktstillstånd under samma yttre betingelser: Ett snabbt cirkulationstillstånd där temperaturen dominerar täthetsskillnaden, och ett långsamt tillstånd med omvänd cirkulationsriktning där salthalten bestämmer täthetsskillnaden. En långsam cirkulation som tillåter uppbyggnad av en stor saltsskillnad är nyckelfysiken hos det saltdominerade tillståndet. I Stommels modell finns stabila temperaturdominerade tillstånd bara när färskvattendrivningen är tillräckligt svag i förhållande till den termiska drivningen. Vid en kritisk färskvattendrivning blir det temperaturdominerade tillståndet instabilt och ett saltdominerat tillstånd med omvänd cirkulation etableras.

Stommels konceptuella modell belyser hur djupvattenbildningen i Nordatlanten och den associerade meridionala omvändningscirkulationen kan bidra till att höja Atlantens salthalter, men ger inget direkt svar på frågan om varför ytsalthalterna i norra Atlanten är högre än i norra Stilla havet. Anledningen är de geografiska skillnaderna mellan de två oceanbassängerna. Norra Stilla havet tar emot mer färskvatten från nederbörd och landavrinning än Nordatlanten. Detta är en konsekvens av fördelningen av bergskedjor, som styr öst-västlig fukttransport i atmosfären och floder. Exempelvis bidrar passadvindarna över Centralamerika, som saknar höga berg, till att transportera avdunstat vatten från Atlanten till Stilla havet.

Dessutom finns det skillnader i oceanbassängernas geometri som kan bidra till salthaltsskillnaden. Stilla havet är nära nog dubbelt så brett som Atlanten, vilket skulle kunna ge längre uppehållstider för vattnet i norra Stilla havet och därigenom en

högre utspädning av ytvattnet. En annan geografisk asymmetri är att Sydamerika sträcker sig längre söderut än Afrika. I samverkan med den vinddrivna gyrcirkulationen leder detta till att relativt salt ytvatten strömmar förbi Sydafrikas spets från Indiska oceanen till Atlanten. Andra geografiska skillnader som kan gynna höga salthalter i Atlanten inkluderar Medelhavet, vars höga avdunstning skapar vatten med hög salthalt, och Stilla havets avsaknad från djupare kommunikation med den Arktiska oceanen.

I stort sett alla identifierade geografiska skillnader tenderar att gynna höga salthalter och djupvattenbildning i Nordatlanten. Men är skillnaderna tillräckligt kraftfulla för att låsa norra hemisfärens djupvattenbildning till Atlanten, eller finns det även ett jämviktstillstånd med djupvattenbildning i Stilla havet? Denna fråga kan förmodligen inte besvaras enbart genom observationer av oceanens nuvarande tillstånd. I stället måste vi förlita oss på modeller för att undersöka om oceancirkulationen har alternativa jämviktstillstånd. I konceptuella modeller, som Stommels, är det enkelt att avgöra om det finns mer än ett jämviktstillstånd. I komplexa klimatmodeller finns det ingen enkel metod för att bestämma förekomsten av multipla oceancirkulationstillstånd. Här måste man förlita sig på numeriska experiment, där en modell startas med olika salthaltsfördelningar och sedan numeriskt stegas fram motsvarande tusentals år, för att man på så sätt ska kunna upptäcka olika jämviktstillstånd och avgöra om de är stabila. Detta kräver mycket datorkraft, och de resultat som erhålls kan påverkas av förenklingar och begränsningar som även de mest avancerade modellerna har. I dagsläget ger inte klimatmodellerna något tydligt svar på om det under nuvarande förhållanden finns ett alternativt jämviktstillstånd där Nordatlanten inte bildar djupvatten. I idealiserade klimatmodeller med två geografiskt identiska "Atlant-" och "Stilla havsbassänger" kan däremot multipla jämviktstillstånd erhållas. I en sådan symmetrisk bassänggeometri kan djupvattenbildningen i norr ske antingen symmetriskt i båda bassängerna eller asymmetriskt i bara den ena.

Golfströmssystemets stabilitet

Kommer stigande temperaturer och smältande isar att stoppa Golfströmmen? Denna fråga dyker regelbundet upp i medierna. Det första som bör klargöras är att den egentliga Golfströmmen utanför Nordamerikas östkust, som främst drivs av de storskaliga

vindarna, inte kommer att upphöra. Istället är det framtiden för den Nordatlantiska strömmen, som även drivs av djupvattenbildningen, som avses.

Om jordens temperatur skulle stiga mycket långsamt skulle den Nordatlantiska strömmen och djupvattenbildningen inte mattas av utan förmodligen förstärkas något. Anledningen är att den hydrologiska cykeln ökar med stigande temperatur, vilket kommer att förstärka den nuvarande salthaltsskillnaden mellan Atlanten och Stilla havet, som ju delvis beror på den atmosfäriska vattentransporten mellan oceanbassängerna.

Stiger däremot jordens temperatur hastigt kan man förvänta sig att Nordatlantens djupvattenbildning mattas av, åtminstone under en övergående period. Förklaringen är att den globala djupvattencirkulationen drivs av de processer som transporterar vatten från djuphavet mot ytan. I ett stationärt tillstånd måste djupvattenbildningen på höga latituder balansera denna transport. Vid en kraftig uppvärmning av ytvattnet stabiliseras dock oceanerna och djupvattenbildningen upphör. Även ökad nederbörd och isavsmältning kan bidra till att stabilisera oceanerna på höga latituder. Den småskaliga turbulensen i havets inre fortgår dock och transporterar värme från ytan till djuphavet, som långsamt värms upp. Slutligen blir djuphavet så varmt att konvektion och djupvattenbildning åter sker på höga latituder.

I framtidsscenarier med fortsatt stigande halter av koldioxid i atmosfären simulerar klimatmodeller en försvagning av Atlantens meridionala omvändningscirkulation och djupvattenbildning. Klimatmodellerna indikerar att denna cirkulation skulle kunna ha försvagats med cirka 30 % vid slutet av detta århundrade. När den globala uppvärmningen avstannar i modellerna stabiliseras dock djupvattencirkulationen, men det tar 100-tals år innan den åter når sin ursprungliga styrka. Inte i någon av de klimatmodeller som redovisas i FN:s klimatrappport från 2015 sker en fullständig avstängning av Nordatlantens djupvattenbildning. Detta tyder på att dagens oceancirkulationstillstånd är relativt stabilt och att den förväntade uppvärmningen och nederbördsökningen de kommande hundra åren inte kommer att föra oceanerna mot ett nytt jämviktstillstånd utan djupvattenbildning i Nordatlanten. Men modellresultaten är förknippade med osäkerheter och de kan såväl överskatta som underskatta känsligheten hos djupvattenbildningen i Nordatlanten.

Ett storskaligt mätsystem har sedan 2005 gett kontinuerliga observationer av volymtransporten i Atlantens meridionala omvändningscirkulation vid 26 grader nord. Mätningar visar att volymtransporten kan variera med upp till 50 % över några år, men också att medelvolymtransporten har varit relativt stabil. Denna 13 år långa mätserie är ännu alltför kort för att man ska kunna utläsa några långsiktiga trender.

Det finns alltså fortfarande många obesvarade frågor som rör oceanernas salthaltfördelning och förekomsten av multipla jämviktstillstånd. Dessa frågor är viktiga för att förstå både hur oceancirkulationen kommer att utvecklas i framtiden och hur den har fungerat under istider och längre tillbaka i jordens historia då oceanbassängernas geometri var helt annorlunda.

För vidare läsning

G. K. Vallis, *Climate and the oceans*, Princeton University Press (2011) (ISBN 9780691150284). En utmärkt bok om den storskaliga oceancirkulationen och dess roll för klimatet, som introducerar den fysikintresserade läsaren i ämnet.

Open University, *Ocean Circulation*, 2nd Edition (2001) (ISBN 978075065278). Denna lärobok, som fokuserar på oceancirkulation, är en av flera i en serie om oceanografi utgivna av Open University.

T. Kuhlbrodt, *On Sandström's inferences from his tank experiments: a hundred years later*, Tellus A, **60**, 819–836 (2008). (DOI: 10.1111/j.1600-0870.2008.00357.x) Denna artikel innehåller kommentar till, och en engelsk översättning av, Sandströms artikel från 1908 ”*Dynamische Versuche mit Meerwasser*”. Artikeln är fritt tillgänglig via internet.

D. Ferreira et al, *Atlantic-Pacific Asymmetry in Deep Water Formation*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences **46**, 327–352 (2018). (DOI: 10.1146/annurev-earth-082517-010045) Denna artikel sammanfattar vår nuvarande kunskap om de faktorer som bestämmer djupvattenbildningens rumsliga fördelning.

Tack till

Gösta Walin, som gett värdefulla råd under skrivandet av denna artikel, och Marta Trodahl, som bidragit med analyser och figurer av virvelfältet i Norska havet. ♦

