

# Termohalin Oceancirkulation, föreläsningssanteckningar

Johan Nilsson

Meteorologiska Institutionen, Stockholms Universitet  
106 91 Stockholm (nilsson@misu.su.se)

17 september 2003

## 1 Havsvattens tillståndsekvation

Havsvattens täthet (eller densitet) beror på salthalt ( $S$ ), temperatur ( $T$ ) och tryck ( $p$ ). Salthalten anges i promille ( $\text{‰}$ ) och ger andelen lösta salter per massenhet havsvatten ( $g/kg$ ). För salthalter större än ca  $25\text{‰}$  ökar tätheten med fallande temperatur ända ner till fryspunkten (jämför med färskvatten som uppnår maximal täthet vid  $4^\circ\text{C}$ ). Notera att oceanernas medelsalthalt och medeltemperatur är  $34.7\text{‰}$  respektive  $3.5^\circ\text{C}$ .

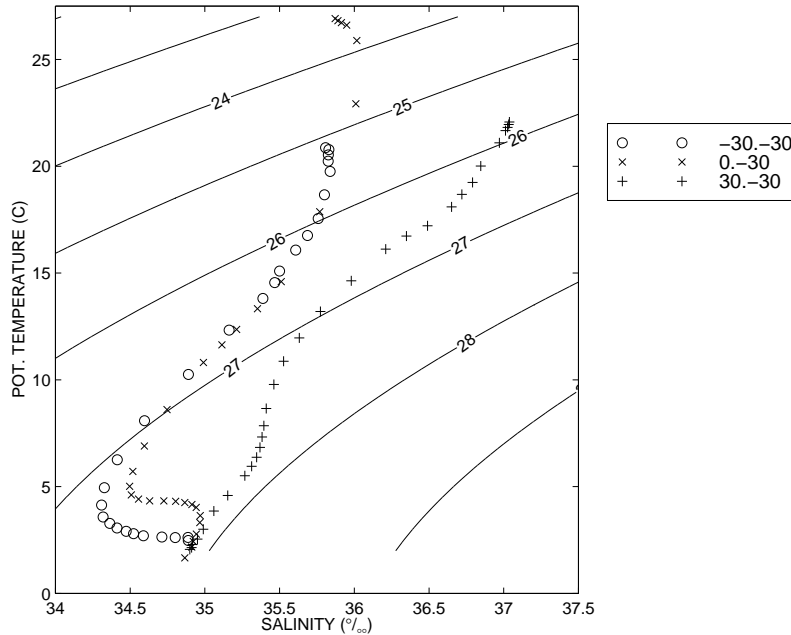
Vattnets täthet överstiger  $1000\text{ kg m}^{-3}$  med några få procent. Det är därför praktiskt att införa täthetsvariabeln  $\sigma$ , som definieras av

$$\sigma(S, T, p) = \text{densitet} - 1000\text{kgm}^{-3}.$$

## 2 Drivkraften för termohalincirkulation

I Jordens gravitationsfält tenderar lättare vatten att sprida sig ovan på tyngre vatten. I det nuvarande klimatet är det varma och salta vattnet i de tropiska havens ytskikt lättare än det kallare och färska ytvattnet på höga latituder. Följaktligen tenderar det tropiska ytvattnet att sprida sig mot polerna. På sin väg mot högre latituder avger ytvattnet värme till atmosfären, varvid dess temperatur faller samtidigt som dess täthet ökar. Slutligen blir ytvattnets täthet så hög att det sjunker mot havsbotten. Efter att vattnet lämnat ytskiktet rör det sig mot låga latituder i djuphavet. Bevarande av massa kräver att lika mycket vatten som tillförs lämnar djuphavet. Uppvällningen mot ytan är diffus och fördelad över en stor del av Världsoceanen.

Cirkulationsmönstret som beskrivits ovan kallas den termohalina cirkulation; se ex vis Broecker (1997) och Marotzke (2000) för en fördjupad introduktion i ämnet. Det är främst processerna i uppvällningsgrenen som kontrollerar den termohalina cirkulationens styrka. För att lyfta det tunga djupvattnet



Figur 1: Ett temperatur-salt diagram för tre mätstationer i centrala tropiska Atlanten. Mätpunkternas längdgrad är  $30^\circ$  väst, och deras breddgrad är  $-30^\circ$  (syd), ekvatorn samt  $+30^\circ$  (nord). Vid varje mättillfälle har salt och temperatur avlästs från ytan till botten. Varje avläsning ger ett temperatur-salt värde som markeras i diagrammet. De heldragna konturerna är linjer med konstant täthet (täthetsvariabeln är  $\sigma(S, T, p_{atm})$ , dvs tätheten vid en atmosfärs tryck). Genom att lättare vatten flyter ovan på tyngre ger T-S diagrammet viss information om vertikalskiktningen. I Sydatlanten påträffas vattenmassorna AAIW och AABW. Vattenmassan NADW är representerad på alla stationer.

uppåt genom skiktningen krävs en tillförsel av energi, som används för att blanda det tunga vattnet med ovanliggande lättare vatten. Denna vertikalomblandning är resultatet av småskalig turbulens i havets inre. Brytande interna vågor är en betydande källa för vertikalomblandningen. De interna vågorna genereras av varierande vindar och tidvatten som strömmar över sluttande bottnar.

Täthetens beroende av temperatur såväl som av salthalt har intressanta konsekvenser för oceancirkulationen. Solinstrålningens värmer tropikerna samtidigt som nettoavdunstning tenderar att höja salthalten där. På höga latituder råder det omvända förhållandet, avkylning samt en tendens att sänka salthalten genom tillförsel av färskvatten. I dag dominerar den termiska drivningen, men teoretiskt är det möjligt att tänka sig en reverserad termohalincirkulation där salthalten dominerar täthetsfältet. I en sådan cirkulationsregim skulle färskt och lätt vatten sprida sig i ytskiktet från polerna mot ekvatorn, och djuphavet skulle vara fyllt av varmt högsalint vatten. Geologiska data (Brass et al., 1982) indikerar att djupvattnet var varmt (ca  $15^\circ\text{C}$ ) under Krittiden för 70 miljoner år sedan. Det varma djupvattnet har stundtals tolkas som ett resultat av en reverserad termohalincirkulation. Även om detta är en intressant hypotes bör

det understrykas att vår kunskap om oceancirkulationen under Krittiden, då oceanbassängernas geometri var annorlunda, är ytterst vag.

I realiteten kompliceras ovanstående schematiska bild av ett antal faktorer:

1. Komplex bassänggeometri och bottentopografi.
2. Färskvattentransport via atmosfären mellan oceanbassängerna; vilket skapar kontraster i salthalt och tenderar att driva vattenutbyte mellan bassängerna.
3. Oceancirkulationen drivs både av vind och termohalina täthetsskillnader.

Det är viktigt att understryka att oceancirkulationen drivs både av vind och termohalina täthetsskillnader. Mekaniken som styr havsströmmarna är olinjär, vilket medför att cirkulationen inte kan separeras i en vinddriven och en termohalinkomponent. Men förenklat sett är cirkulationen i havets översta 1000 meter främst kontrollerad av vinddrivning; speciellt i de tropiska och subtropiska oceanerna där vi påträffar kraftiga västliga randströmmar (ex. vis Golfströmmen och Kuroshio) som ingår i de subtropiska virvlarna.

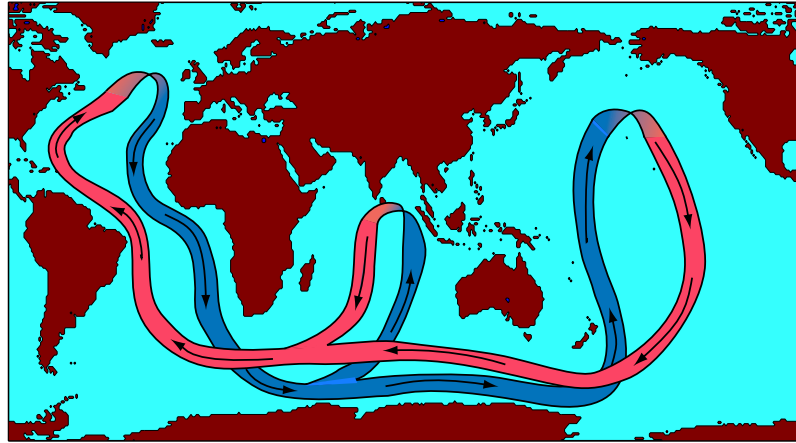
### 3 Global termohalincirkulation

Produktion av vatten som har tillräckligt hög täthet för att sjunka ner i djuphavet är lokaliserad till höga latituder och sker på ett fåtal geografiskt avgränsade platser (Broecker, 1997). Under nuvarande klimatiska förhållanden produceras djupvatten endast i norra Nordatlanten (Nordiska Haven och Labrador Havet) och vid Antarktis (Weddell Havet och Ross Havet). Djupvattenproduktionen, som är knytan till konvektion, drivs av avkylning och salthaltsökning vid havs-isbildning, processer som höjer ytvattnets täthet. Notera att inget djupvatten bildas i norra Stilla Havet. Detta är främst ett resultat av en stabiliserande saltstratifikation (see Fig. 5), som förhindrar djupkonvektion trots att ytvattnet kyls av. En bidragande orsak till den låga ytsalthalten i norra Stilla Havet är att färskvatten transporteras, via atmosfären och floder, från Atlanten till Stilla Havet. tterst kan den globala termohalina circulation illustreras med Figur 2 ger en schematisk och ytterst förenklad illustration av den globala termohalina cirkulationen.

I det nuvarande klimatet bildar norra Nordatlanten och de Antarktiska området jämförbara mängder djupvatten. Uppskattningar av mängden djupvatten som tillförs under 1000 meters nivån ligger i intervallet  $10\text{-}90 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . (Notera att Amazonflodens vattenföring är ca  $10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ .) Ett riktmärke är  $30 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Vi kan uppskatta omsättningstiden för djuphavet genom att dividera dess volym (ca  $1 \times 10^{18} \text{ m}^3$ ) med djupvattenproduktion, vilket ger en tidskala på ca 1000 år.

#### 3.1 Vattenmassor

En väsentlig skillnad mellan hav och atmosfär är att turbulent blandning i havet är svag under det översta vindblandade skiktet (typiskt 20-200 meter). Vattenmassor kan bevara sin salt- och temperaturkaraktäristik under exkursioner på



Figur 2: Schematisk bild av den globala termohalina cirkulation. Djupvatten bildas främst i norra Nordatlanten. Det nordatlantiska djupvattnet rör sig sydvart i Atlanten (på två till tre kilometers djup) och vidare in i Stilla havet och Indiska oceanen. Detta utflöde av kallt djupvatten balanseras av ett ytnära inflöde till Atlanten.

global skala. Djuphavet under 1000 metersnivån är dominerat av några få distinkta vattenmassor med väldefinierade källområden. Här följer en ungefärlig salt-temperatur karaktäristik för de mest framträdande vattenmassorna:

*North Atlantic Deep Water (NADW)*;  $T \approx 3 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S \approx 34.9\text{‰}$ . Skapas genom blandning av bottenvatten som bildas i de Nordiska Haven och Labrador Havet.

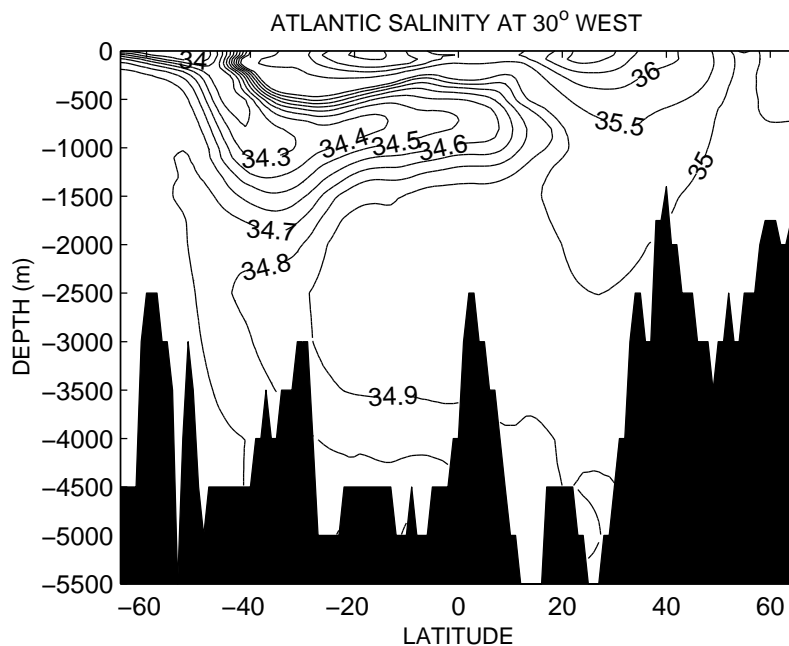
*Antarctic Bottom Water (AABW)*;  $T \approx -0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S \approx 34.6 \text{‰}$ . Bildas i Ross och Weddell Havet vid Antarktis.

*Common Water*;  $T \approx 1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S \approx 34.7\text{‰}$ . Skapas genom blandning av NADW och AABW. Volymsmässigt den största vattenmassan; dominerar djuphavet i Stilla Havet och Indiska Oceanen.

*Antarctic Intermediate Water (AAIW)*;  $T \approx 2-3 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S \approx 34.3\text{‰}$ . Bildas nära polarfronten vid 50 grader syd och återfinns kring 1000 meters nivån i södra hemisfärens bassänger.

### 3.2 Vattenutbytet mellan bassängerna

Som vi tidigare påpekat är norra Nordatlanten det enda havsområdet i norra hemisfären där djupvatten bildas förnärvarande. En bidragande orsak är den atmosfäriska färskvattentransporten från Atlanten till Stilla Havet, som strävar att bygga upp en salthaltsskillnad mellan bassängerna (see Fig. 7). De höga salthalterna i Atlanten favoriserar djupvattenbildning i norra Nordatlanten. När väl djupcirkulationen är etablerad upprätthåller den höga salthalter i norra Nord Atlanten: den nordgående, varma och högsalina strömmen är snabb och



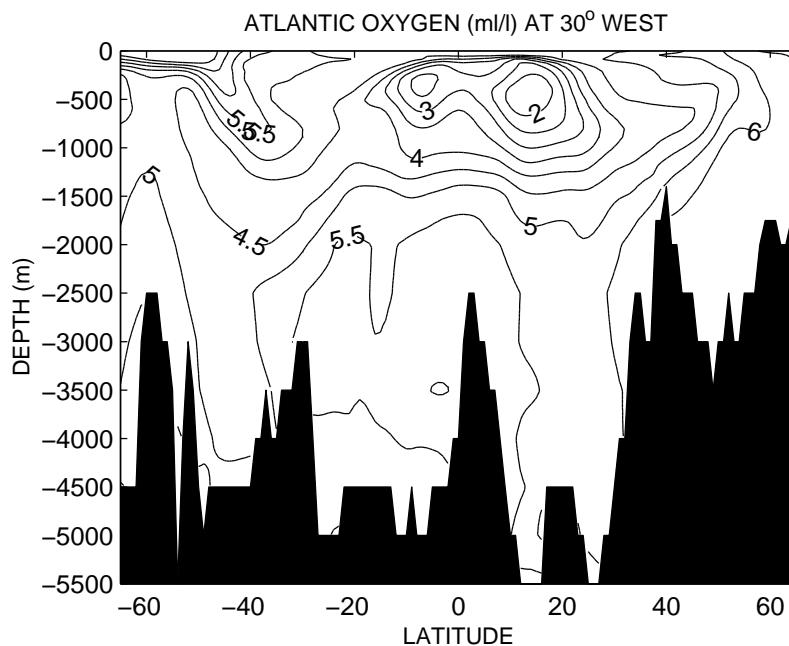
Figur 3: Salthaltsfördelningen i Atlanten indikerar att nordatlantiskt djupvatten rör sig söderut ovanpå antarktiskt bottenvatten. Färskt och kallt intermediärt antarktiskt vatten penetrerar norrut omkring 1000 meters nivå. Positiva/negativa latituder indikerar den norra/södra hemisfären.

hinner således inte fäskas ut nämnvärt innan den sjunker som djupvatten. Processen är i viss grad självförstärkande.

Endast en mindre del av det nordatlantiska djupvattnet väller upp i Atlanten; merparten exporteras via den Södra Oceanen till Indiska Oceanen och Stilla Havet. När djupvattnet från Nordatlanten (nu uppblandat med djupvattnet från Antarktis) väller upp i den tempererade delen av Stilla Havet plockar det upp värme från atmosfären samtidigt som det fäskas ut. Denna värme bibehålls till viss del när ytvattnet tar sig tillbaka in i Atlanten. Detta medför att Atlanten transporterar värme norrut på alla latituder (see Fig. 8), i motsats till Stilla Havet där värmetransporten är riktad mot polerna i både den norra och södra hemisfären.

Schematiskt kan den atlantiska termohalina cirkulationsgrenen beskrivas enligt följande:

1. *Djupvattenbildning.* Genom avkyling i Labrador och de Nordiska Haven bildas vattenmassan NADW som sjunker ned i djuphavet.
2. *Djuphavsgrenen.* NADW flödar sydvart i djuphavet. I Södra Oceanen blandas NADW med AABW. Det modifierade djupvattnet flödar därefter nordvart i Stilla Havet och Indiska Oceanen.
3. *Uppvällningsgrenen.* Djupvattnet stiger uppåt samtidigt som det värms

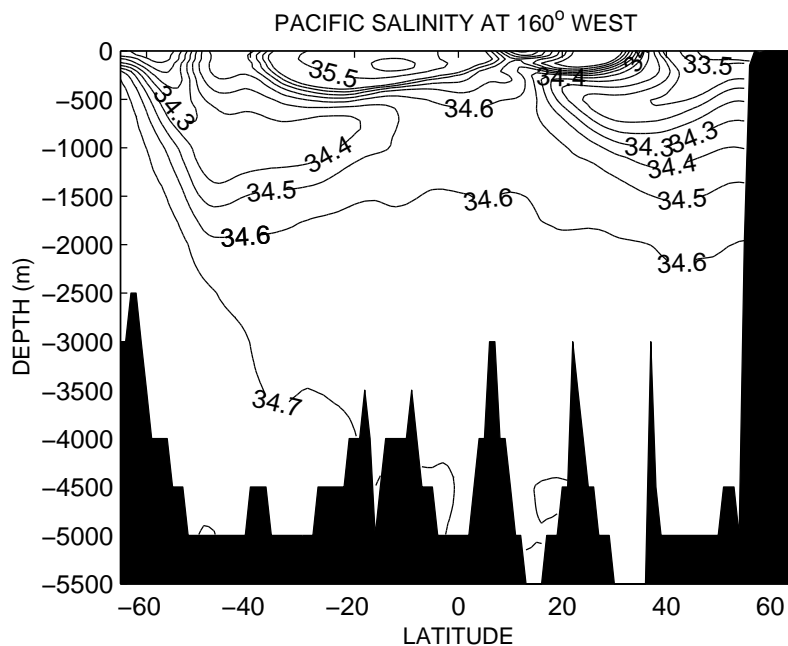


Figur 4: Syrgasfördelningen i Atlanten. Då syrgas konsumeras i havet indikerar höga syrgashalter att vattnet nyligen varit i kontakt med atmosfären. Notera även att lösligheten av syrgas stiger med fallande vattentemperatur.

upp genom småskalig turbulentblandning. Uppvällningen är diffus och troligtvis fördelad över stora delar av den tempererade Oceanen.

4. *Termoklingrenen.* Djupvattnet har genom uppvärmning nu blivit transformerat till termoklinvatten (termoklinen ligger på ca 500-1000 meters djup och skiljer kallt djupvatten från varmare ytvatten). Detta vatten tar sig in i Sydatlanten och vidare nordvärt. I Nordatlanten transporteras vattnet med i Golfströmmen och vidare in i den Nordatlantiska Dyrften (en nordlig mindre gren i Golfströmssystemet) på väg mot Labrador och de Nordiska Haven.

Cirkulationsmönstret som tecknats ovan kallas populärt för det termohalina transportbandet (the Conveyor Belt). Det är viktigt att komma ihåg att det är en stark förenklad bild, som dock är konceptuellt attraktiv. Den termohalina djuphavsgrenen (2) kan i viss mån betraktas som ett väldefinierat flöde från Nord Atlanten till Indiska Ocean och Stilla Havet. Det ytnära återflödet (4) till Atlanten låter sig svårligen beskrivas som ett enkelt transportband. I Sydatlanten övre 1000 meter kan vi identifiera två infödesvattenmassor [se Gordon (1986) för en utförlig diskussion]. Den ena är varmare och saltare än det utfödande NADW och tar sig in i Atlanten från Indiska Ocean. Den andra är relativt kall och färsk tar sig in i Atlanten genom Drakes Passage. Dessutom är kraftiga vinddrivna strömmar överlagrade på den termohalina cirkulationen i havets översta 1000 meter, vilket gör det vanskligt att identifiera en ren



Figur 5: Salthaltsfördelningen i Stilla Havet. Notera de låga ytsalthalterna i norra delen av bassängen, som resulterar i en stabil saltstratifikation.

termohalinkomponent.

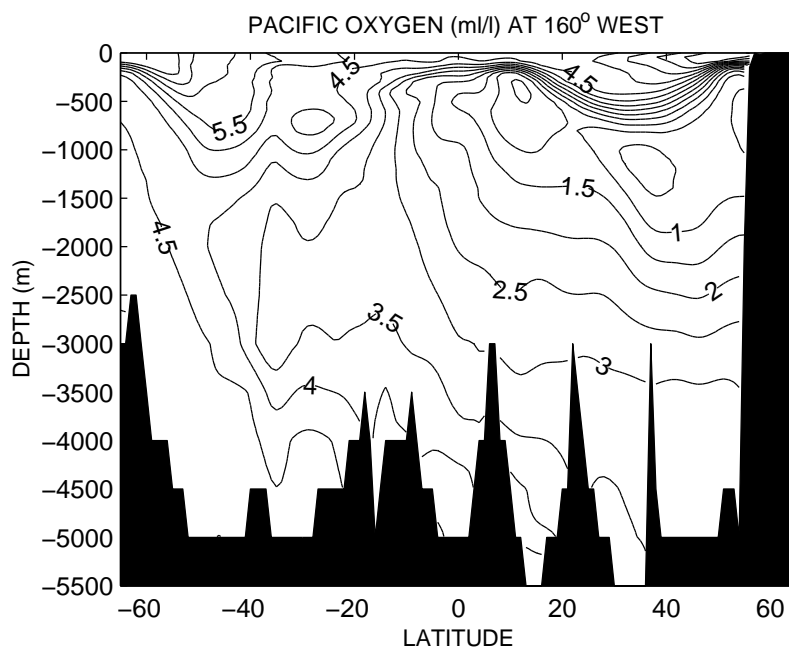
Kombinationen av vinddrivna och termohalina strömmar åstadkommer en klimatologiskt betydelsefull värmetransport in i Atlanten samt en nettoexport av salt. I norra Nordatlanten resulterar det termohalina transportbandet i höga yttemperaturer och ytsalthalter. De höga yttemperaturerna uprätthålles av den nordgående värmetransporten i Atlanten, som starkt bidrar till det milda klimatet i nordvästra Europa.

## 4 Termohalincirkulation och klimatvariabilitet

Konkurrensen mellan temperatur och salt i bestämmandet av djupvattnets egenskaper gör att förändringar eller fluktuationer i klimatet kan ändra djupvattenkällornas styrka och läge. Om detta inträffar förändras det termohalina cirkulationsmönstret och därmed omfördelningen av värme och salt i haven. Det är fullt möjligt att fluktuationer i klimatsystemet kan förstärkas genom växelverkan med den termohalina cirkulationen.

### 4.1 Termohalincirkulation under senaste Istiden

Geokemiska data indikerar att djupvattenproduktionen i Nordatlanten var generellt sett försvagad under den senaste Istiden (Broecker et al., 1985; Broecker, 1997). Samtidigt tyder data på att kraftiga variationer (med tidskalor på ca 1000 år) förekom i den atlantiska termohalina cirkulationen under istidsperioden.



Figur 6: Syrgasfördelningen i Stilla Havet. De låga syrgashalterna i norra delen av bassängen reflekterar frånvaron av djupvattenbildning.

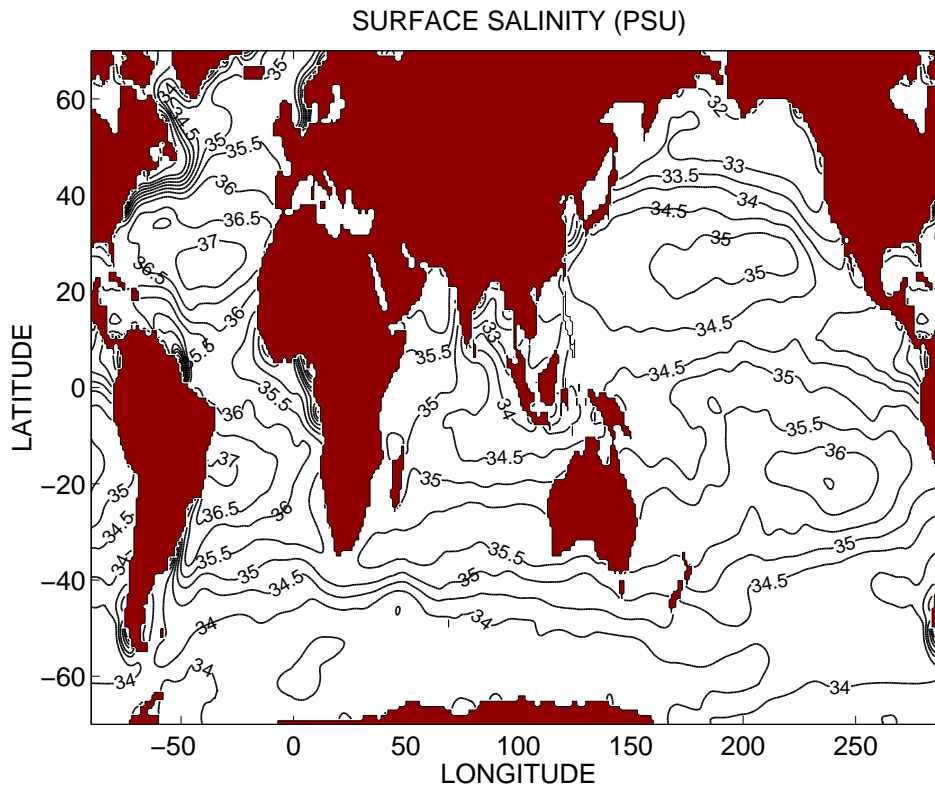
Det är troligt att dessa cirkulationsvariationer är relaterade till och synkrona med de sk. Dansgaard-Oeschger Svängningarna som identifierats i iskärnor från Grönland.

Trots att dataunderlaget är svårtolkat kan vi utgå från att djupvattenproduktionen i norra Nordatlanten var i medeltal reducerad under Istiden. Sannolikt var djuphavet i Atlanten fyllt av bottenvatten bildat vid Antarktis. Eftersom den termohalina cirkulationen främst kontrolleras av styrkan på vertikalomblandningen i Världshavet (som bestämmer uppvällningstakten) bildades förmodligen ungefär lika mycket djupvatten under Istiden som idag, men källområdena var fördelade annorlunda. Klart är att det bildades djupvatten kring Antarktis. Vissa data tyder även på att det bildades djupvatten i norra Stilla Havet.

## 4.2 Younger Dryas

För ca 14000 år sedan hade djupcirkulationen i Nordatlanten väsentligen återhämtat sig, vilket sammanföll med en generell uppvärming som pågick under ett par tusen år. Denna trend bröts av en abrupt kollaps av djupvattencirkulationen ca 12000 år före nutid som varade ca 1000 år. Detta innebar en återgång till ett glacialt klimat i den nordatlantiska sektorn, en period som fått namnet Younger Dryas.

En tänkbar förklaring är att en transient smältvattenpuls ströp den atlantiska djupvattencirkulationen (Broecker et al., 1985). Idén är att smältvattnet från det nordamerikanska istäcket vid denna tidpunkt började att avvattnas via



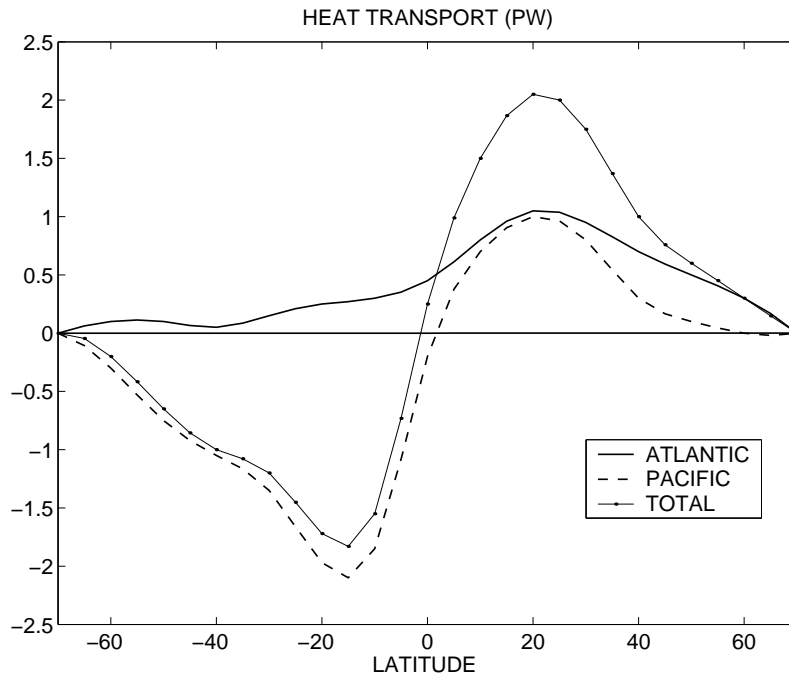
Figur 7: Ytsalthaltsfördelningen i Världshavet. Notera de låga/höga ytsalthalterna i norra Stilla Havet /Atlanten.

St Lawrence floden och strömmade ut i norra Nordatlanten. (Tidigare skedde avvattningen väsentligen längs Mississippi och strömmade ut i Mexikanska Golfen.) Färskvattenöverskottet i norra Nordatlanten sänkte ytvattnets täthet och hindrade därigenom djupvattenproduktionen. Den transienta färskvattenpulsen lyckades uppenbart inte att permanent strypa djupvattencirkulationen i Nordatlanten, som återhämtade sig efter ca 1000 år.

### 4.3 Framtida förändringar av den termohalina cirkulationen

De senaste åren har spekulationer florerat i media om hurvida en global uppvärmning kommer att leda till att "Golfströmmen" vänder. Vad som egentligen avses är hurvida inflödet av varmt och högsalint atlantvatten till de Nordiska Haven (förkippat med produktionen av djupvatten) kommer att minska vid en global uppvärmning. Det är främst en förväntad ökning av färskvattentillförseln (ökad nettonederbörd och isavsmältning) i de Nordiska Haven som kan inverka hämmande på djupvattenbildningen; Younger Dryas händelsen ger en dramatisk illustration av vad en kraftig färskvattenpuls kan orsaka.

Frågan om hur den termohalina cirkulationen påverkas vid en global koldioxid driven uppvärmning har studerats ingående med hjälp av klimatmodeller (dvs kopplade hav-atmosfärs modeller). Trots dessa modeller långt ifrån är kappabla



Figur 8: Uppskattning av nordgående värmetransport i havet i peta watt ( $10^{15}$  W) (Trenberth and Solomon, 1994). Den totala värmetransporten samt bidragen från Atlanten och Stilla Havet (med Indiska Ocean inräknad) är illustrerade. Notera att hav och atmosfär transporterar jämförbara mängder värme mot polerna.

att realistiskt representera alla processer av klimatrelevans är det intressant att studera modellförutsägelseerna. Resultaten från klimatmodellerna indikerar att en fullständig kollaps av djupvattencirkulationen i Nordatlanten inte har hög sannolikhet. Däremot simulerar många modeller en reducerad djupvattencirkulationen i Nordatlanten de närmaste 100-tals åren, varefter det gradvis sker en ökning tillbaka mot dagens cirkulationsnivåer (Manabe and Stouffer, 1999; Rahmstorf, 1999). Komplexiteten hos den termohalina cirkulationen och dess samverkan med klimatsystemet gör att vi bör tolka modellresultaten med stor försiktighet (Broecker, 1987, 1997; Marotzke, 2000).

Det bör i sammanhanget understrykas att den termohalina cirkulationens respons är känslig för färskvattendrivningens geografiska fördelning. Latif et al. (2000) beskriver en klimatsimulering av responsen till ett scenario med stigande halt av koldioxid som medför en ökning av den termohalina cirkulationen i Nordatlanten. Detta resultat förklaras av modellresponsen i den tropiska atmosfären: modellen går in i en kraftig El Niño regim som medför att färskvattentransporten i atmosfären från Atlanten till Stilla Havet förhöjs. Färskvattentransporten gynnar och förstärker djupvattenbildningen i norra Nordatlanten, trots att färskvattentillförseln där ökar lokalt. Detta exempel illustrerar väl svårigheterna i att modellera den termohalina cirkulationens respons till klimatförändringar.

#### 4.4 Termohalincirkulation i varma klimatregimer

Avslutningsvis är det relevant att nämna en joker i termohalina sammanhang: den småskaliga vertikalomblandingen som ytterst driver den termohalina cirkulationen. Vår kunskap om denna process är för närvarande ofullständig. Klart är dock att relationen mellan vertikalomblandingen och täthetsskiktningen öppnar för möjligheten att den globala termohalina cirkulationen förstärks av färskvattendrivingen, snarare än att bromsas av den (Nilsson and Walin, 2001). Denna hypotes har visst stöd i paleodata, som tyder på att den termohalina cirkulationen varit kraftig under varma klimatperioder associerade med en strak hydrologiskcykel (dvs stark färskvattendrivingen). Exempel vis verkar den termohalina cirkulationen ha varit mycket kraftfull under Pliocene, en värmeperiod som inföll för ca 4.5 miljoner år sedan (Ravelo and Andreasen, 2000).

Det är viktigt att poängtera att den termohalina cirkulationen påverkas fundamentalt olika av å den ena sidan pulser i färskvattendrivningen (ex vis Younger Dryas) och å den andra sidan en långsam ökning i färskvattendrivningen associerad med en allmän förhöjning av den hydrologiska cykeln. Det är i det senare fallet vi förväntar oss att se en förstärkning av den termohalina cirkulationen.

#### Referenser

- Brass, G. W., J. R. Southam and W. H. Peterson, 1982: Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, **296**, 620–623.
- Broecker, W. S., 1987: Unpleasant surprises in the greenhouse? *Nature*, **328**, 123–126.
- Broecker, W. S., 1997: Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: will man-made CO<sub>2</sub> upset the current balance? *Science*, **278**, 1582–1588.
- Broecker, W. S., D. M. Peteet and D. Rind, 1985: Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21–26.
- Gordon, A. L., 1986: Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, **91**,(C4), 5037 – 5046.
- Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz and R. Voss, 2000: Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Clim.*, **13**, 1809–1813.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1999: The role of thermohaline circulation in climate. *Tellus*, **51 A-B**, 91–109.
- Marotzke, J., 2000: Abrupt climate change and the thermohaline circulation: Mechanisms and predictability. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, **97**, 1347–1350.
- Nilsson, J. and G. Walin, 2001: Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation. *Tellus*, **53 A**, 628–640.

- Rahmstorf, S., 1999: Shifting seas in the greenhouse. *Nature*, **399**, 523–524.
- Ravelo, A. C. and D. H. Andreasen, 2000: Enhanced circulation during a warm period. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1001–1004.
- Trenberth, K. E. and A. Solomon, 1994: The global heat balance: heat transports in the atmosphere and ocean. *Clim. Dyn.*, **10**, 107–134.