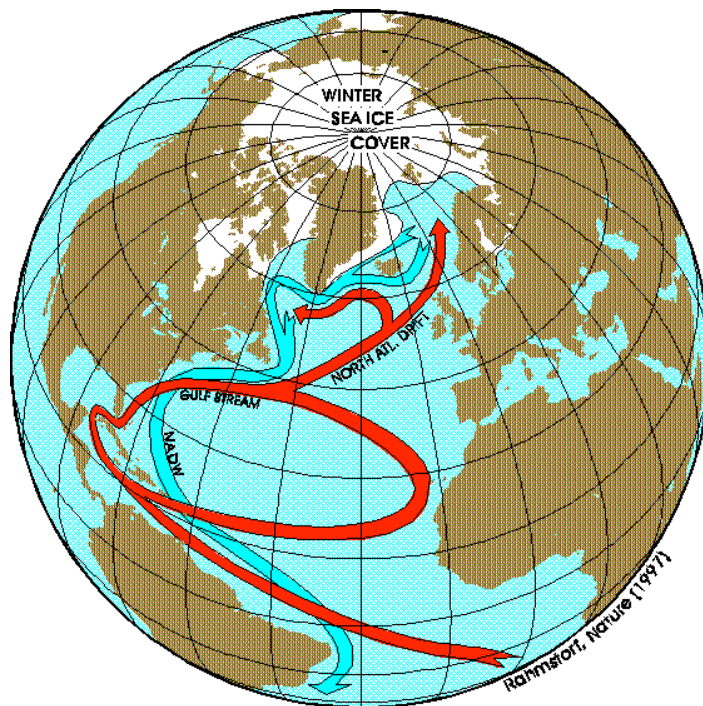


Termohalin cirkulation i Nordatlanten



Katarina Hahn

2004
Centrum för Geobiosfärvetenskap
Naturgeografi och ekosystemanalys
Lunds Universitet
Sölvegatan 12
223 62 Lund



Termohalin cirkulation i Nordatlanten

Av: Katarina Hahn, 2004

Handledare: Lars Barring
Lunds Universitet
Centrum för Geobiosfärsvetenskap
Naturgeografi och ekosystemanalys

Abstract

The world ocean is of great importance for the Earth's climate system, and affects climate in a number of ways. Approximately 71 % of the Earth's surface is covered by oceans. Most of the solar radiation is received by the ocean. The heat capacity and circulation of the ocean makes it possible to both store and redistribute this heat before it returns to the atmosphere and radiates back into space.

The thermohaline circulation is a global ocean circulation, driven by differences in density, which transports warm water to the polar regions and cold water equatorward. Density is a function of temperature and salinity (and pressure, which is usually neglected). That is why the circulation is called thermohaline. When water is added to the system the salinity decreases by land runoff, sea ice melting and precipitation. Evaporation and ice formation increases the salinity. The North Atlantic Ocean (the Greenland and Norwegian Seas) and the Antarctic Ocean (the Ross and Weddell Seas) are prime regions for downwelling of cold water.

The thermohaline circulation has numerous effects on our climate in Northern Europe. Since warm waters are driven northward, this contributes to the warm weather here. Differences in temperature and salinity also affect the marine ecology in the North Atlantic Ocean. Cold water is nutrient-rich and contains high concentration of carbon dioxide, warm water is oxygenated, has a small amount of nutrients and a lower concentration of carbon dioxide.

Today there are theories that if the carbon dioxide levels will continue to rise (due to global warming), thermohaline circulation could be disturbed, or even shut off. This would have a tremendous effect on global climate.

Förord

Detta examensarbete (10p) ingår som sista kurs i utbildningsprogrammet Matematisk-Naturvetenskaplig utbildning (120p) vid Institutionen för Naturgeografi och ekosystemanalys, vid Lunds Universitet. Godkänd examen ger författaren titeln Filosofie Kandidat i ämnet Naturgeografi.Handledare vid Institutionen för Naturgeografi och ekosystemanalys var Docent Lars Barring.

Ett jättestort TACK till min familj för support och stöd under arbetets gång.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

| | |
|---|-----------|
| 1. INLEDNING | 1 |
| 2. HISTORIK | 2 |
| 3. FYSIKALISKA EGENSKAPER | 3 |
| 3.1 TEMPERATUR | 3 |
| 3.2 SALINITET | 4 |
| 3.3 DENSITET | 5 |
| 3.4 TRYCK..... | 6 |
| 4. VATTENMASSOR | 6 |
| 5. BOTTENTOPOGRAFI | 7 |
| 6. HAVSCIRKULATION | 9 |
| 6.1 VINDDRIVEN CIRKULATION | 9 |
| 6.2 TERMOHALIN CIRKULATION..... | 10 |
| 7. GLOBAL DJUPHAVSCIRKULATION | 10 |
| 7.1 DJUPHAVSCIRKULATION I NORDATLANTEN | 12 |
| 8. GOLFSTRÖMMEN | 15 |
| 9. KLIMATPÅVERKAN | 18 |
| 9.1 FÖRHISTORISKA VARIATIONER | 18 |
| 9.2 VARIATIONER I STRÖMNINGSINTENSITET | 21 |
| 9.3 FRAMTIDA FÖRÄNDRINGAR..... | 23 |
| 10. SLUTSATS | 26 |
| 11. REFERENSER | 27 |
| APPENDIX I- LISTA ÖVER FÖRKORTNINGAR | 29 |

1. Inledning

Vårt förhållandevis varma klimat i norra Europa beror till stor del på den värme som transporteras av havsströmmar. Två stora krafter som bidrar till uppkomsten av havsströmmar är vindar och termohalin cirkulation. I den översta kilometern av havet påverkas havsströmmarna av den vinddrivna cirkulationen. Under detta verkar den termohalina cirkulationen på vattenmassor som sträcker sig ända ner till havsbotten.

Den termohalina cirkulationen drivs av densitetsskillnader i havsvattnet. Temperatur och salthalt (samt tryck i viss mån) påverkar densiteten. Densiteten vid havsytan minskas bland annat genom nederbörd och den ökas bland annat genom avdunstning. I polarområdena, där luften är kall och mycket isbildning sker, sjunker det kalla tunga ytvattnet mot havsbotten och djupvatten bildas. På norra hemisfären är Nordatlanten den enda region som producerar djupvatten, och är därför mycket viktig. Härifrån strömmar sedan vattenmassorna söderut och sprids långväga ut i världens alla oceaner beroende på havsbottnens topografi.

Havet fungerar med andra ord som en gigantisk värmepump som suger upp värme från sydligare latituder och transporterar den genom bland annat Golfströmmen upp till nordligare breddgrader. De senaste åren har det varit en livlig diskussion om vad som skulle kunna hända om denna värmepump saktas ner eller stängs av. Utsläppen av växthusgaser som koldioxid och metan hotar att öka medeltemperaturen med flera grader, vilket kan resultera i att de bakomliggande processerna för den termohalina cirkulationen kan komma att förändras.

Syftet med denna uppsats är att förklara den termohalina cirkulationen, särskilt med hänsyn till Nordatlanten. Uppsatsen kommer också att behandla vilka processer som kan ligga bakom havsströmmarnas intensitet och hur Europas klimat påverkas.

2. Historik

År 1492 upptäckte Christoffer Columbus den ”Nya Världen”, den interkontinentala sjöfarten tog fart och man började mer och mer intressera sig för hur de stora oceanerna fungerade. Vindar och rörelser i vattnet rapporterades av sjömän som seglade mellan gamla och nya världen på 1600-talet (Stewart, 2002). År 1660 instiftades The Royal Society i London och vars huvuduppgift var att förklara dessa rörelser. De började med att studera den starka strömmen genom Gibraltarsund in i Medelhavet, som länge hade varit en gåta för dåtidens vetenskapsmän. Luigi Fernando Marsigli löstes denna gåta med hjälp av vitmålade korkar på ett snöre. Han visade att det fanns motgående strömmar mellan de båda haven, och att detta berodde på skillnaden i salthalt. Därmed hade han upptäckt att havsströmmar drivs av densitetsskillnader (Bowditch, 1995).

Sjömän har länge varit medvetna om havsströmmarnas påverkan på skeppens färdväg, genom förändringar i havstemperatur eller förhållanden vid havsytan. Många av de tidiga navigatörerna, som till exempel Cook och Vancouver, gjorde värdefulla vetenskapliga observationer under sina resor på 1700-talet. Under åren 1768-1786 gjorde Benjamin Franklin ett flertal resor mellan Amerika och Europa, där han märkte att vissa resor gick snabbare än andra. Han började därför göra mätningar av havets yttemperatur och kunde på så sätt bestämma strömmens position. Han tillverkade därefter en karta över norra Atlanten där strömmen, numera känd som Golfströmmen, var utmärkt. På denna karta rådde han kaptener att segla vid vissa latituder när de skulle västerut och vid andra när de skulle åt öst (Stewart, 2002).

Under slutet av 1800-talet, när de flesta ytströmmar var registrerade, började vetenskapsmän istället intressera sig för deras uppkomst. Coriolis, Ferrel och Ekman hjälpte till att förklara det komplexa sambandet mellan vindar, strömmar och jordens rotation med matematiska och fysiska modeller (Talley, 2001).

De system av ytströmmar och bottenströmmar som får vattnet i oceanerna att cirkulera, har det också forskats mycket om under det senaste århundradet. Stora insatser har bland annat gjorts av Henry Stommel, som på 1950-talet förutsåg de djuphavsströmmar som utgår från polerna och sprider sig längs med botten av världshaven (Stewart, 2002). Hans teorier bekräftades några år senare av engelsmannen John Swallow (1955), som uppfann en flottör.

Denna kunde flyta på ett konstant djup och skicka ut radiosignaler, med vilka man kunde bestämma dess position.

Det stora genombrottet för havsforskningen kom år 1978 när man från rymden, med hjälp av satelliten US Seasat, kunde registrera vindar, temperaturer och havsströmmar. Data som det tidigare tagit årtal att samla in kunde nu samlas in på bara några dygn (Stewart, 2002). Med dagens teknik, datorer och satelliter, har man lyckats skapa klimatmodeller, som används för att simulera havsströmmar. Med hjälp av dessa kan man beräkna hur exempelvis en ökning av växthusgaser i atmosfären inverkar på vindar och strömmar, under flera århundraden in i framtiden (Talley, 2001).

3. Fysikaliska egenskaper

Salinitet, densitet och särskilt temperatur, har en mycket stor betydelse för havscirkulationen. Skillnader i de här komponenterna får kallt vatten vid höga latituder att sjunka, spridas och bilda den termohalina cirkulationen (Stewart, 2002).

3.1 Temperatur

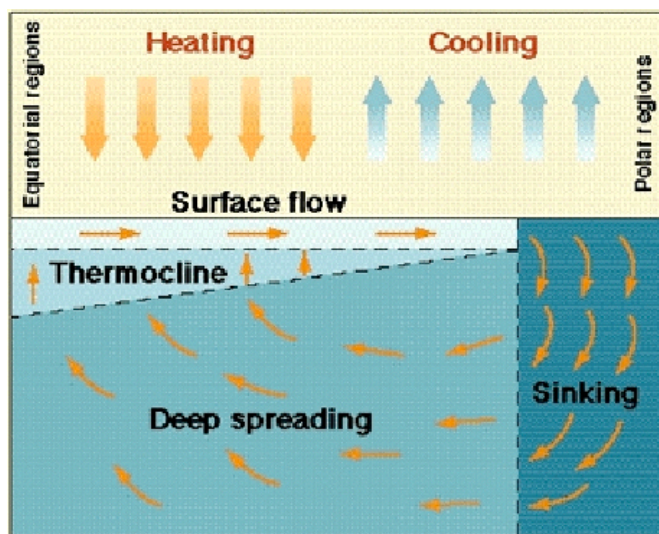
Temperaturen i oceanerna varierar både horisontellt och vertikalt. Förutom i områden nära polerna minskar temperaturen vertikalt med djupet. Eftersom sötvatten har högst densitet vid temperaturen 4°C (se figur 2), sjunker det under varmare vatten med lägre densitet.

Temperaturskiktningar uppkommer bl a. genom uppvärmning av havsytan från inkommande kortvågig strålning från solen och långvågig strålning från atmosfären. Ytvattnets temperatur minskar därför med ökad latitud (Henrichs & Smith, 2003).

I de stora haven finns vanligtvis ett blandat lager av isothermt vatten, dvs. där temperaturen i underliggande vatten är samma som hos vattnet vid ytan. Detta lager är tydligast i polarområden, där det kan nå ända ner till havsbotten (se figur 1). Under detta lager finns en zon med snabb temperaturminskning, kallad termoklin, som förhindrar vertikal blandning (Tomczak & Godfrey, 2001).

Det finns två huvudsakliga typer av termokliner. En typ av termoklin som existerar året runt, börjar vid ungefär 100 meters djup. En annan typ är säsongstermoklin, som finns i grundare vatten (20-50 meters djup) och existerar bara under varmare månader när uppvärmningen av ytvattnet minskar ytlagrets densitet (Henrichs & Smith, 2003).

Vid djup större än 400 m är temperaturen alltid under 15°C. I de djupare lagren, som har kylt vatten som sjunkit från Arktis och Antarktis havsytor, kan temperaturen gå ner mot -2°C (Tomczak & Godfrey, 2001).



Figur 1. Temperaturskillnader bidrar till bildningen av havsströmmar, vilka har en utjämnande effekt på klimatet genom en transport av varmt vatten mot polerna och kallt vatten mot ekvatorn (Arguez, 2000).

3.2 Salinitet

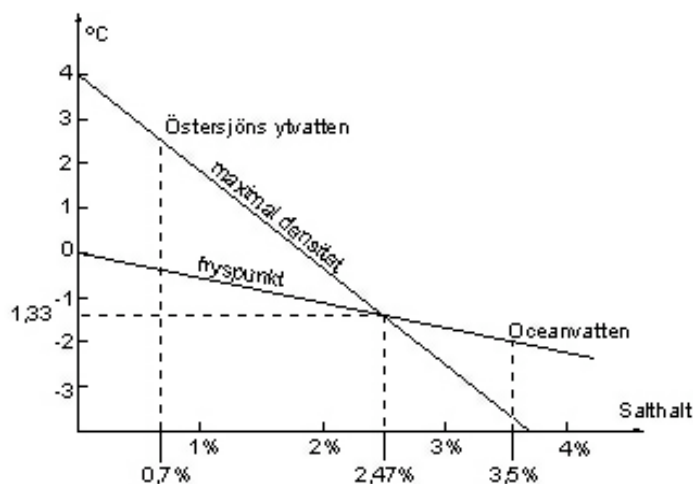
Normalt havsvatten består till 3,5 % av lösta salter och till 96,5 % av rent vatten. Av de lösta salterna utgörs majoriteten av vanligt koksalt, natriumklorid (NaCl) (Bowditch, 1995). Salinitetsvariationer orsakas av tillförsel eller bortförsl av färskvatten. Avdunstning och havsisbildning ökar havsvattnets salinitet. När iskristaller bildas blir vattnet som omger kristallerna saltare, eftersom saltet förskjuts från isens struktur. Saltvattnet sipprar därför ut från isen. Detta pågår under några år. Gammal havsis är därför mindre salt än ny. Minskad salinitet orsakas av nederbörd vid havsytan, landavrinning (från sjöar, vattendrag och glaciärer) eller ishavsmältning (Henrichs & Smith, 2003).

Saliniteten varierar också beroende på latituden. Nära ekvatorn (5° N) är ytvattnets salinitet lägst på grund av den höga nederbörden, samt i de flesta områden med latitud >40°.

Här (egentligen runt lat. 50-60°) kan den årliga nederbörden vara hög, men liten avdunstning beroende på låg temperatur är då en avgörande faktor. På öppet hav är temperaturen den största orsaken till salinitetens skillnaderna. Saliniteten här dock varierar relativt lite jämfört med temperaturen (Henrichs & Smith, 2003).

3.3 Densitet

Havsvattnets densitet beror på temperatur, salinitet och tryck. Vid konstant temperatur och tryck varierar densiteten med saliniteten. De största förändringarna i havsvattnets densitet sker vid havsytan (Bowditch, 1995). Havsvatten har i medeltal en densitet på 1,022-1,030 g/cm³, vilket är högre än ”vanligt vatten”. Detta har en avgörande betydelse för haven. 4°C är den temperatur då ”vanligt vatten” har störst densitet. Havsvatten med en salthalt på 3,5 % når däremot inte sin största densitet förrän vid -4°C. Fryspunkt för ”vanligt vatten” är 0°C medan den för havsvatten är -2°C (Fonselius, 1996). Havsvattnets fryspunkt ligger alltså över den temperatur då dess densitet är som störst. Vilket innebär att underkyllt havsvatten med hög densitet kan transporteras i haven utan att frysa till is.



Figur 2. Olika temperaturer då vatten når sin maximala densitet och fryspunkt, vilka varierar med salthalten (Fonselius, 1996).

När ytvattnet har högre densitet än underliggande massor, sjunker det, medan de underliggande vattenmassorna stiger upp. Denna process kallas konvektion och blandar vattnet vertikalt. Detta kommer att pågå tills allt blandat vatten har mindre densitet än underliggande vattenmassor och då avstannar konvektionen. När ytvattnet blir tillräckligt tungt sjunker det till botten och bildar en bottenvattenmassa (Bowditch, 1995). Detta sker i områden nära polerna (Henrichs & Smith, 2003).

3.4 Tryck

Förutom temperatur och salthalt beror havsvattnets densitet på dess tryck. Densiteten ökar med ökat tryck (Stewart, 2002). Trycket påverkar densiteten endast i de djupare delarna av haven, där trycket är mycket stort. På det öppna havet är det främst temperaturfaktorn som styr densiteten. En zon mellan 100 och 1000 meters djup, där densiteten snabbt ökar med djupet, kallas pyknoklin. Denna, liksom termoklin, förhindrar vertikal blandning (Henrichs & Smith, 2003).

4. Vattenmassor

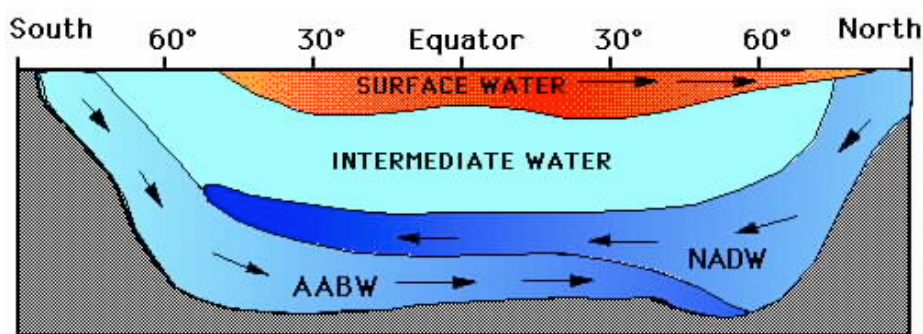
Vattenmassor är lager av havsvatten med karakteristisk temperatur, salinitet och densitet. I vissa fall har också egenskaper som till exempel näringskoncentration betydelse. Havsvattnets temperatur och salinitet förändras endast vid havsytan. Vattenmassorna ändrar således sina egenskaper bara vid havsytan. Efter detta förändras vattenegenskaperna endast genom blandning av angränsande vattenmassor.

Vid höga latituder bildas intermediära (mellanliggande)-, djup- och bottenvattenmassor, där kalla temperaturer resulterar i vattenmassor med högre densitet än hos de vattenmassor som bildas vid lägre latituder. Vattenmassorna är uppkallade efter bildningsområde. Viktiga vattenmassor i världshaven är Antarctic Intermediate Water (AAIW), North Atlantic Deep Water (NADW) och Antarctic Bottom Water (AABW) (Henrichs & Smith, 2003).

AAIW bildas runt Antarktis (vid 40° S) när ytvatten söderifrån blandas med varmare subtropiskt ytvatten och finns vid 1000-1500 meters djup. Andra intermediära vattenmassor men med mindre volymer är Pacific Intermediate Water, Mediterranean Overflow Water (MOW) och Red Sea Water (Henrichs & Smith, 2003). MOW bildas i Medelhavet genom djupkonvektion driven av värmeförlust och avdunstning. Denna tunga, mycket salina vattenmassa översvämmar tröskeln vid Gibraltarsundet, strömmar tillbaka till Nordatlanten och bildar ett intermediärt skikt ovanpå NADW vid 30° N (Talley, 2001).

Medelhavets och i Röda Havets vattenmassor är undantag från andra intermediära vattenmassor. De här två bildas där förhållandena är arida vid mellanlatituderna 15-40° N. Vattenmassorna har ovanligt hög salinitet och relativt höga temperaturer (Henrichs & Smith, 2003).

NADW bildas i Nordatlanten, i GINhavet (Greenland-Icelandic-Norwegian Sea), under vintern när kall luft blåser över havsytan. På grund av avdunstning och kyla ökar ytvattnets densitet och sjunker mot havsbotten (Stewart, 2002). NADW är en generellt salin och syrerik vattenmassa.



Figur 3. Vattenmassornas skillnader i temperatur och densitet driver den termohalina cirkulationen. Röd färg innebär att vattnet är varmt, näringsfattigt och syresatt. Blå färg innebär ökad halt av näringsämnen (Arguez, 2000).

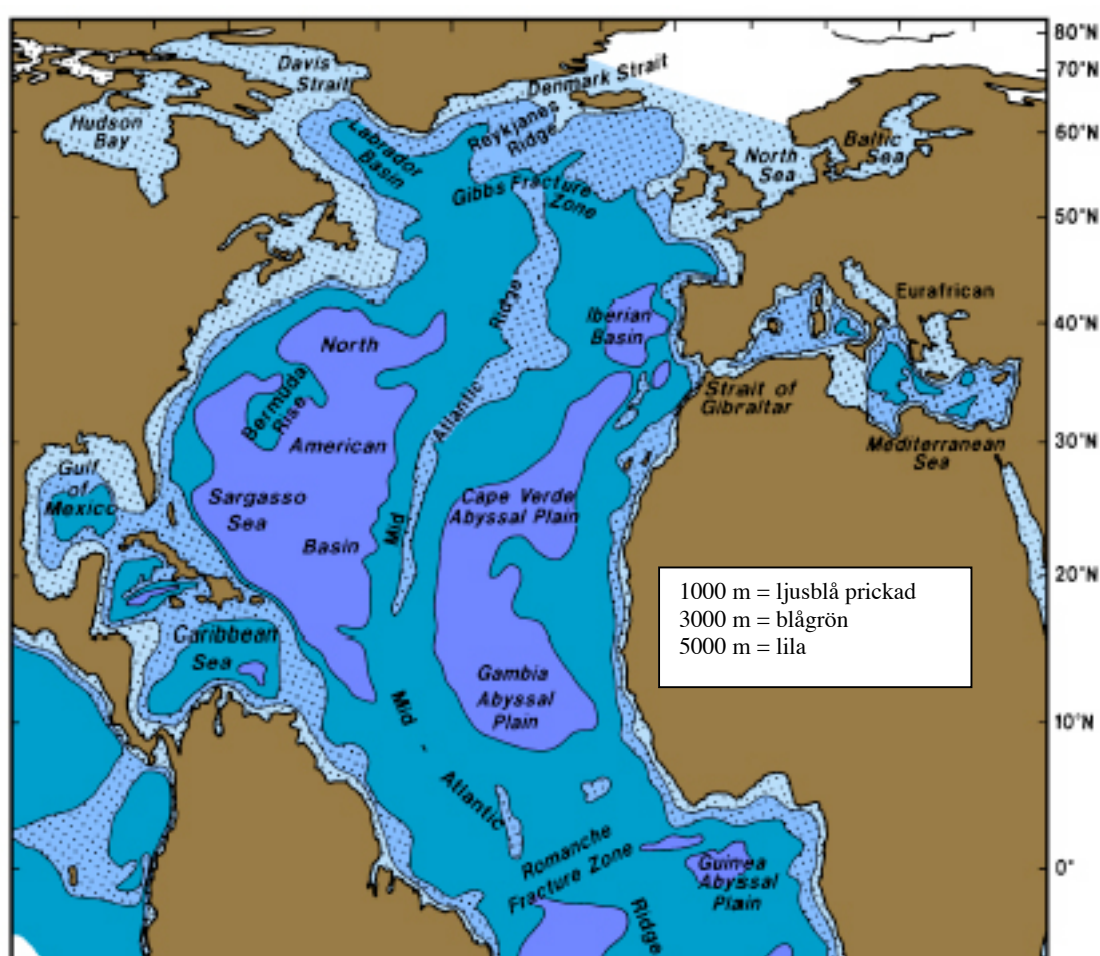
AABW bildas i Sydatlanten. Havsisbildning är en viktig process vid ökad salinitet och densitet hos vattenmassor i Antarktis. (Henrichs & Smith, 2003). Här sker en större produktion av havsis, och därför är djupvattenbildningen vid Antarktis kallare än den som sker vid GINhavet. Detta medför att den antarktiska vattenmassan sjunker under den arktiska och bildar bottenvatten (Talley, 2001).

5. Bottentopografi

Höjdryggar på havsbotten och andra olika topografiska faktorer styr vattenmassornas spridning i Atlanten, samt skiljer den från Stilla Havet och Indiska Oceanen. Atlanten sträcker sig hela vägen från Arktis till Antarktis, över 21 000 km. Atlantens bredaste område, på mer än 8 300 km, är mellan Mexikanska golfen och nordväst Afrikas kust (Tomczak & Godfrey, 2001).

Många hav som norra Ishavet, Mexikanska golfen, Karibiska havet och Medelhavet påverkar vattnets karaktär. Atlanten är också uppdelad genom Mittatlantiska ryggen (se figur 4) i västliga och östliga bassänger (Tomczak & Godfrey, 2001). Mittatlantiska ryggen höjer sig till mindre än 1000 meters djup på många platser, men når 2000 meters nivå nästan överallt. Detta har en stor påverkan på djuphavscirkulationen.

Charlie-Gibbs-Fracture-Zone (CGFZ) nära 53° N (se figur 4), är en spricka i Mittatlantiska ryggen, som gör det möjligt för Arktiskt bottenvatten att passera genom denna på under 3000 meters djup (Tomczak & Godfrey, 2001).



Figur 4. Karta över Nordatlantens botten-topografi. Djup på 1000, 3000 och 5000 m visas (Tomczak & Godfrey, 2001).

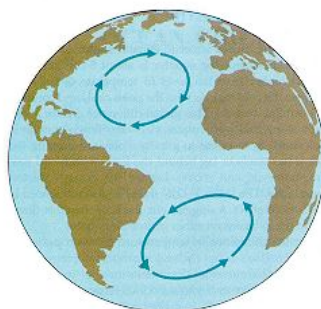
6. Havscirkulation

Havscirkulationen beror i huvudsak på två krafter, vindkraften och densitetsskillnaden mellan olika vattenmassor.

6.1 Vinddriven cirkulation

Överföringen av energi från vindar till havet (översta 1000 metrarna) påverkas starkt av Corioliskraften som beror på jordrotationen. Denna får strömmar och vindar att böja av åt höger på norra halvklotet och åt vänster på det södra. Genom friktion sätts vattnet i rörelse när vinden blåser över havsytan. Rörelsen sprids och förstärks successivt när den når djupare vattenskikt (den så kallade Ekmanspiralen). Detta resulterar i att strömmen på djupt vatten (-700 m) går rakt emot vindriktningen. Vid detta djup är strömmens hastighet bara en bråkdel av den vid ytan (Siedler et al., 2001). Den svenske oceanografen Ekman påvisade att den genomsnittliga vattentransporten sker i en riktning som är vinkelrät mot vindriktningen (Talley, 2003).

De östliga passadvindarna vid 15° N/S latitud och västvindarna vid cirka 45° N/S latitud är de vindar som har störst inverkan på havsströmmarna (Henrichs & Smith, 2003). Dessa trycker ihop vattenmassorna mellan sig och skapar ett "vätskeberg" som kan bli mellan en och två meter högt. Nivåskillnaderna i detta berg ger, på grund av gravitationen, upphov till en gradientkraft som är riktad mot lägre nivåer tvärtemot Corioliskraften. Ett sorts jämviktstillstånd skapas, vilket får vattnet att flyta längs med vätskebergets höjdnivåer. Resultatet av detta blir att vattenmassorna rör sig i stora strömkretsar (gyres) som roterar medsols på norra halvklotet och motsols på det södra (Siedler et al., 2001).



Figur 5. Strömkretsarna snurrar medsols på norra halvklotet och motsols på det södra pga. Corioliskraften (Siedler et al., 2001).

Jordrotationen trycker ”vätskebergets” masscentrum mot den västra delen av strömkretsarna, vilket gör att de inte är symmetriska. Detta leder till att de strömmar som flyter längs med den västra sidan av havsbassängerna, som till exempel Golfströmmen, blir smalare och kraftigare än de som flyter längs med den östra sidan (Siedler et al., 2001).

6.2 Termohalin cirkulation

Det är variationer hos salinitet och främst temperatur som ger olika vattenmassor olika densitet. Dessa skillnader får vattenmassorna att sjunka eller stiga, vilket bidrar till stora rörelser i världshaven. Den termohalina cirkulation transporterar varmt vatten mot polerna i alla jordens hav men är mer framträdande i vissa, som till exempel norra Atlanten och svagare i andra som till exempel Stilla Havet (Bowditch, 1995).

I dagens klimat är det salta och varma vattnet i de tropiska havens ytskikt lättare än det kalla och färska vattnet vid höga latituder (Tomczak & Godfrey, 2001). Det lättare tropiska ytvattnet sprider sig mot polerna. På sin väg dit kyls det ner varvid dess densitet successivt ökar ända tills att det blir så tungt att det sjunker mot havsbotten. Längs med havsbotten rör det sig mot sydliga latituder för att slutligen välla upp på ställen fördelade över en stor yta av världshaven och cirkulationen börjar om på nytt (Rahmstorf, 1999).

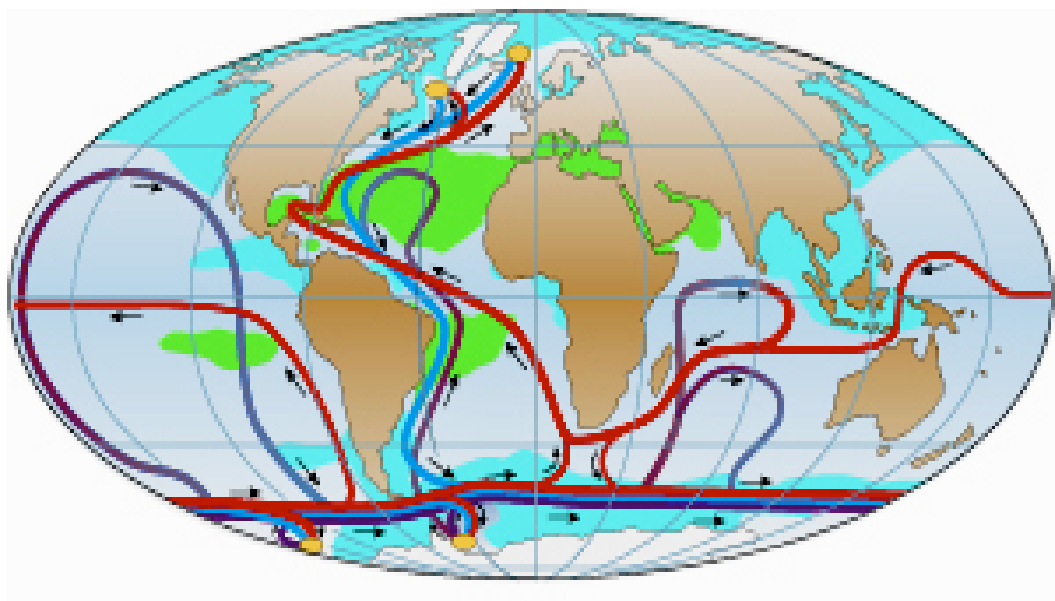
7. Global djuphavscirkulation

Den generella globala sammankopplande cirkulationen av både djup- och ytvatten beskrivs som ”The Great Conveyer Belt”.

Det finns tre huvudsakliga platser där bildning av djupvatten sker: i Weddellhavet och i Rosshavet vid Antarktis, samt i haven utanför Grönlands östkust (se figur 6) (Rahmstorf, 2002).

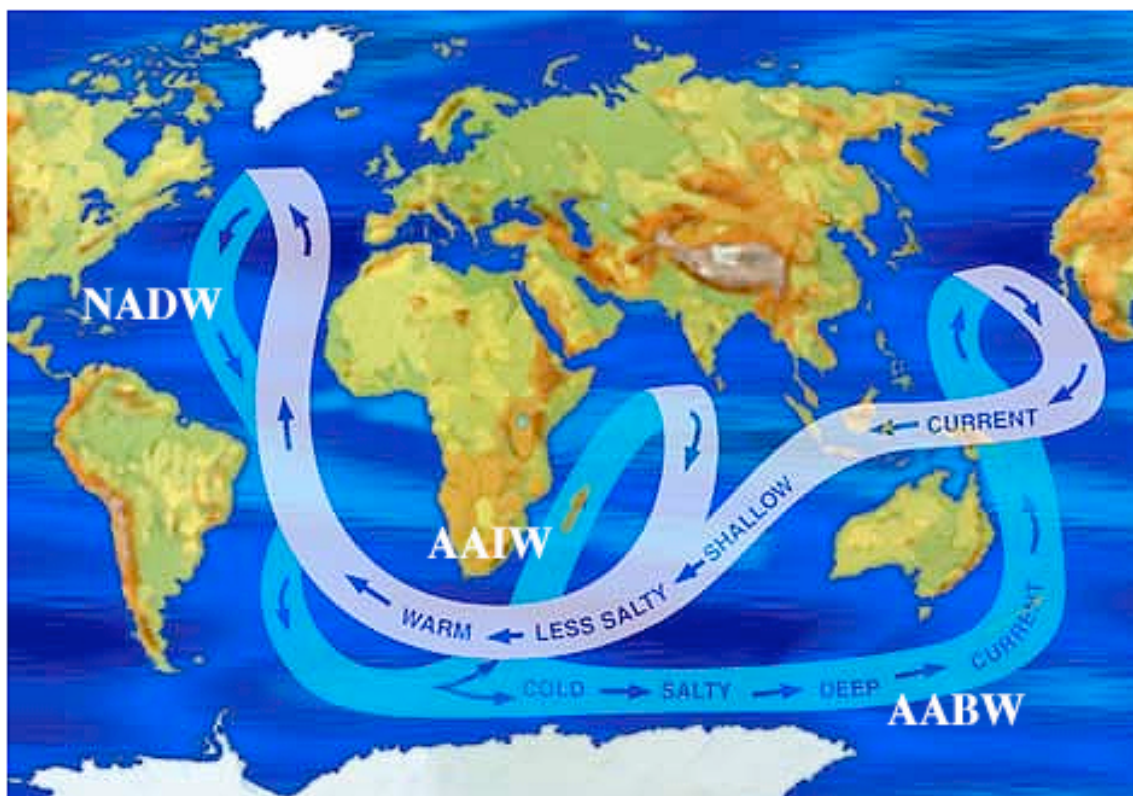
Golfströmmen transporterar norrut det relativt varma och salta ytvatten som bildas i tropiska delar av Atlanten. I havet mellan Norge och Grönland orsakar arktiska vindar avdunstning och nedkylning (Talley, 2001).

Värmen och fukten i luften värmer Europa och ger upphov till dess nederbörd, särskilt under vintern. Det resulterande kalla, salta och därför tunga vattnet sjunker och blir en enorm sydgående ström av NADW. På grund av jordens rotation strömmar denna djuphavsström i den västra delen av Atlanten och söderut under den norrgående Golfströmmen. Detta kalla, djupa vatten fortsätter att strömma söderut till Sydatlanten, där det bildar AABW (Talley, 2001).



Figur 6. Generell djupvattencirkulation i världens oceaner. Ytvatten (röda linjer) strömmar mot tre huvudsakliga djupvattenproduktionsområden (gula prickar): Weddellhavet och Rosshavet vid Antarktis, samt haven utanför Grönlands östkust. Återströmning sker djupt ner (djuphavsströmmar visas i blåfärg, bottenströmmar i lila; gröna områden indikerar salinitet över 3,6% och blå områden indikerar salinitet under 3,4%) (Rahmstorf, 2002).

Vid Antarktis delar sig den globala cirkulationen (se figur 7). Den ena delen, AAIW, strömmar upp i Indiska Oceanen där det successivt värms upp, transporteras som varmt ytvatten till norra Atlanten där det kyls av och sjunker igen (Stewart, 2002). Den andra delen, AABW, strömmar långsamt runt Australiens östkust, sedan norrut och blandas uppåt med ytvatten i tropiska- och norra Stilla Havet. Stilla Havets ytvatten rör sig därefter mot ekvatorn, sedan västerut, drivna av passadvindar genom Indonesiens övärld, genom södra Indiska Oceanen, runt Sydafrika, strömmar samman med AAIW och tillbaka till Atlanten (Talley, 2001). Vid ekvatorn tas vattenmassorna upp av Golfströmmen och den globala havscirkulationen börjar om på nytt.



Figur 7. "The Great Conveyor Belt" som transporterar varmt ytvatten från Stilla Havet till Atlanten, och kallt, mer salint djupvatten från Atlanten till Stilla Havet (Gribbin, 2004).

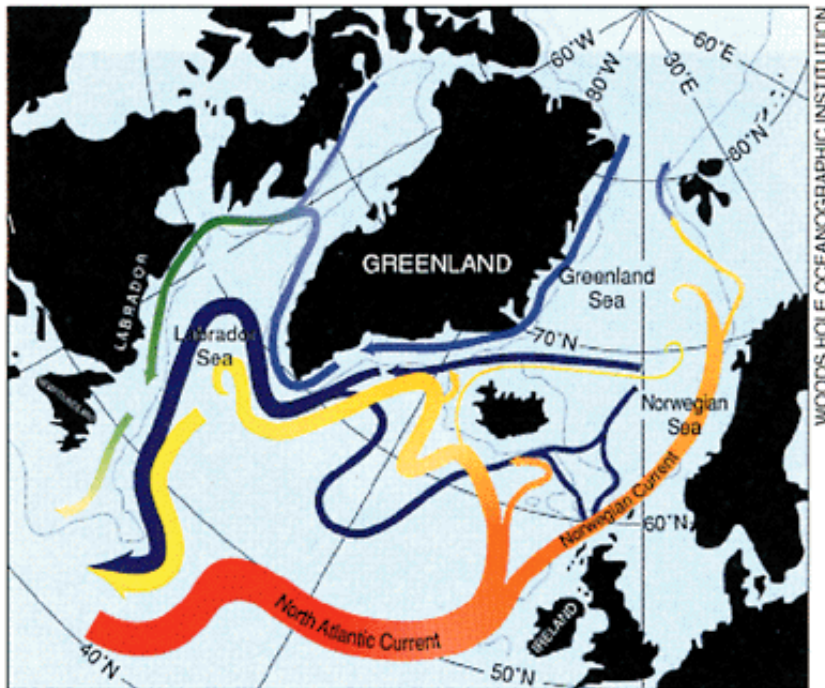
7.1. Djuphavscirkulation i Nordatlanten

Djuphavscirkulationen i Atlanten innefattar vattenflöden från den södra hemisfären, en blandning av dessa i Nordatlanten och dess omgivande hav, samt utflöde i en tjock, djup vattenmassa (NADW). Denna djupa vattenmassa påverkar världshaven (Webb & Suginoara, 2001), där den kan spåras på grund av dess höga salt- och syrehalt samt låga näringsinnehåll (Henrichs & Smith, 2003).

Det finns tre källor till NADW i Nordatlanten, nämligen Mediterranean Overflow Water (MOW), Labrador Sea Water (LSW) och Nordic Sea Overflow Water (NSOW) (eller som det också kallas, Grönlandshavet) (Talley, 2001).

Den första källan, NSOW, (med djupkonvektion) är belägen norr om trösklarna som binder ihop Grönland, Island och Skottland (se figur 8). Detta Arktiska bottenvatten är tungt och strömmar över havsbottens trösklar in i Nordatlanten. (Tomczak & Godfrey, 2001).

Den viktigaste vägen är genom Danmarkssund mellan Grönland och Island (Dickson et al., 2002). Denna tunga, översvämmande vattenmassa når norra Nordatlantens botten och strömmar väster- och söderut, följandes den kontinentala sluttningen.



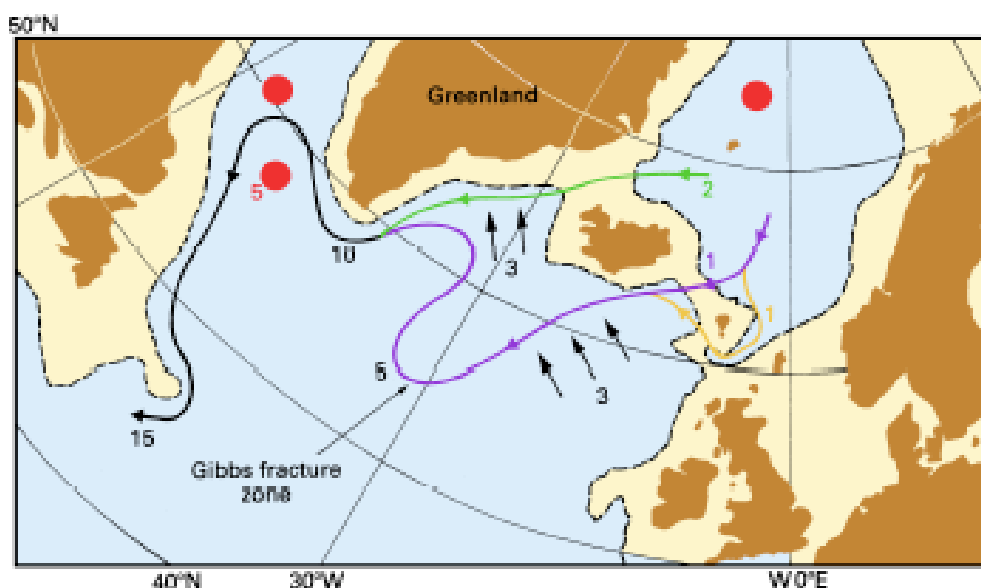
Figur 8. Nordatlantens ytvatten- (röd-orange-gul) och djupvattenströmmar (blå-grön) (Stewart, 2002).

Den andra källan, LSW, (med intermediär djupkonvektion på 1500-2000 meters djup) är belägen i Labradorhavet mellan Labrador och Grönland (se figur 8). LSW rör sig österut, ut från Labradorhavet och söderut längs med den kontinentala sluttningen, precis ovanpå det Arktiska bottenvattnet. Tillsammans bildar NSOW och LSW den djupa, västliga gränsströmmen i Nordatlanten.

Den tredje källan, MOW, strömmar samman med den djupa, västliga gränsströmmen i tropiska Atlanten. Tillsammans strömmar de nya nordatlantiska vattenmassorna söderut till Sydatlanten som NADW. När vattenmassorna når södra Sydatlanten går det inte längre att skilja de individuella NADW-källorna åt. NADW blir en generellt salin och väl syresatt vattenmassa (Talley, 2001).

Arktiskt bottenvatten i Grönlandshavet (eller NSOW) och dess översvämmning av trösklarna, kan beskrivas mer i detalj för att klargöra sammansättningen av NADW.

Den djupaste passagen sker genom djupa sprickor i höjdryggen mellan Island och Färöarna (se figur 9: lila linje). Vattentransporten är ungefär 1 Sv (1 Sverdrup (Sv) = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Översvämningen över Island-Skottlandtröskeln (se figur 9: gul linje) uppgår också till 1 Sv. En tredje väg (se figur 9: grön linje) är genom Danmarkssund, som bidrar med 2 Sv till översvämningen (Tomczak & Godfrey, 2001). Vid passagen över tröskeln påverkar Corioliskraften denna västra översvämmande ström mot höger (se figur 9), så att översvämningen skapar kraftiga strömmar av Arktiskt bottenvatten längs med Grönlands och Islands kontinentalplattor.



Figur 9. Bilden visar översvämning av Arktiskt bottenvatten in över trösklarna till Nordatlanten. Siffror symboliserar styrkan på djupvattenströmmarna i Sverdrup (1 Sverdrup (Sv) = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Röda prickar symboliserar djupkonvektion. Streckad linje symboliserar 1000 meters nivå (Tomczak & Godfrey, 2001).

De två östra översvämmande strömmarna (se figur 9: lila och gul linje) strömmar samman sydöst om Island och får ett vattentillskott på 3 Sv från sidan. Denna sammansatta ström flyter längs Mittatlantiska ryggen tills den når CGFZ. Vattnet som tar sig igenom CGFZ, blandas sedan med den västra översvämmande strömmen (se figur 9: vid Grönlands sydspets).

Efter att ha passerat Danmarkssund, ökar den västra översvämmande strömmen sin transport ytterligare med 3 Sv. Strömmen följer sedan den kontinentala slutningen runt södra Grönland, där den går ihop med den östra. Denna ström är något varmare och mer salin ($1,8\text{-}3,0^\circ\text{C}$ och $3,49\text{-}3,50 \%$ salthalt) än den västra strömmen ($0,0\text{-}2,0^\circ\text{C}$ och $3,48\text{-}3,49 \%$ salthalt). Detta är ett resultat av högre temperaturer och salinitet i vatten från öst (Tomczak & Godfrey, 2001).

Liksom Grönlandshavet är Labradorhavet ett område med intensiv nedkylning av ytvatten och djupkonvektion under vintern. När vattenströmmarna når Labradorhavet från söder (i Atlanten) blandas därför, särskilt under vintern, det Arktiska bottenvattnet med vatten som sjunkit från ytan. Detta vatten har liknande salinitet (nära 3,49 %) men högre temperatur (ca. 3,5°C). Blandningen är känd som NADW. Det Arktiska bottenvattnet absorberas helt av denna nya vattenmassa och kan inte särskiljas efter Labradorhavet.

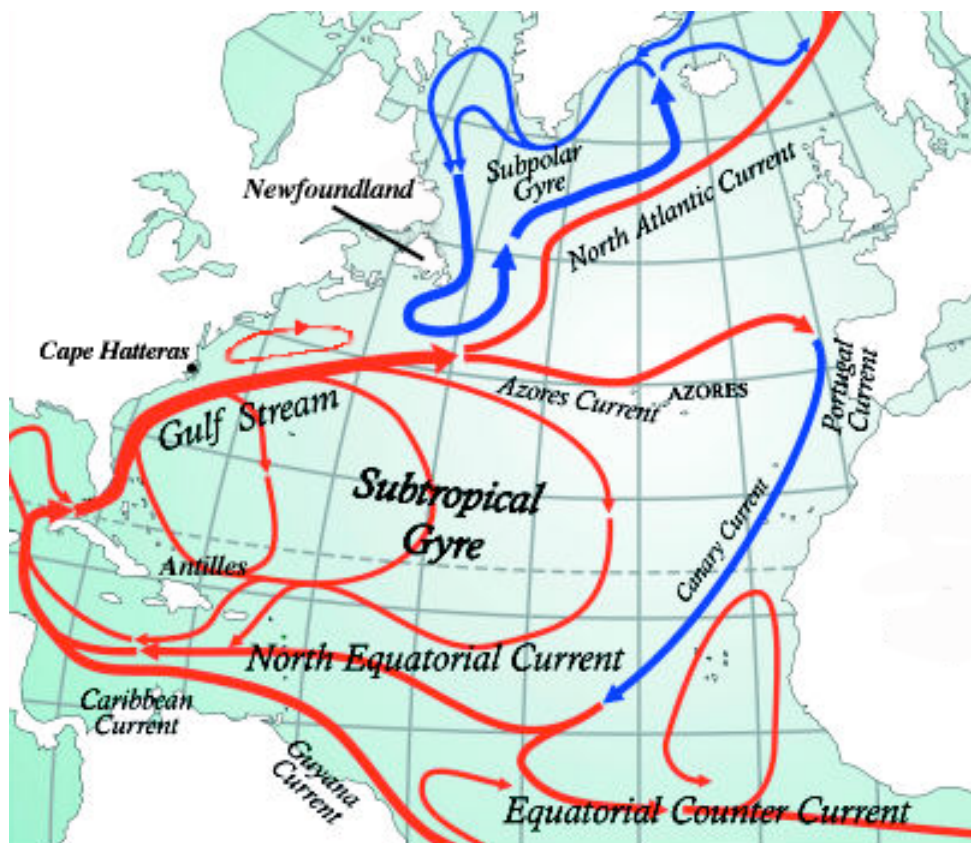
Det finns inga exakta uppskattningar av mängden vatten som sjunker i Labradorhavet, eftersom vinterobservationerna inte är kompletta. Det totala flödet av NADW från Labradorhavet antas vara ungefär 15 Sv. Vatten som sjunker i Labradorhavet är uppmätt till 5 Sv. Djupvattnet som lämnar Labradorhavet är mer salint, och tydligt varmare än AABW. Det sprids därför inte längs med havsbotten, utan ovanpå AABW (Tomczak & Godfrey, 2001).

8. Golfströmmen

Golfströmmen har sitt ursprung i den södra av de två ekvatorialströmmar som flyter genom Atlanten från öster till väster vid cirka 15° nordlig respektive sydlig latitud. Dessa strömmar drivs av passadvindarna som i sin tur drivs av uppvärmningen vid ekvatorn och jordens rotation (Stewart, 2002).

Den Södra ekvatorialströmmen har sin början vid Afrikas sydvästkust och korsar Atlanten. Vid Brasiliens utstickande kust delar den sig. Den del som strömmar mot norr följer den Sydamerikanska kustlinjen upp mot Antillerna (ö-gruppen som bildar Västindien), där den flyter samman med den Norra ekvatorialströmmen (se figur 10). Denna ström fortsätter dela sig i ytterligare två delar. Den ena delen strömmar norr om Antillerna (Antillerströmmen). Den andra delen strömmar in i Karibiska havet och vidare genom Yucatansundet (sundet mellan Yucatanhalvön och Kuba) och in i den Mexikanska Golfen. Här samlar den på sig värme (Tomczak & Godfrey, 2001) och strömmar efter det mellan Florida och Bahamaöarna genom det smala och trånga Floridasundet. Detta är 80 km brett och 780 m djupt och vattnet har en hastighet på 15 km/h, vilket gör Floridaströmmen till den snabbaste strömmen i Atlanten. Med denna börjar också den egentliga Golfströmmen (Talley, 2001).

Norr om Bahamaöarna förenar sig Floridaströmmen med Antillerströmmen och tredubblar sin storlek. Härifrån strömmar den norrut längs med USA:s östkust. Vid Cape Hatteras, i North Carolina, svänger den av åt öster ut i Atlanten och blir bredare och långsammare. Från Cape Hatteras upp till Grand Banks söder om Newfoundland är Golfströmmen som mäktigast (Bowditch, 1995). Här rör den sig med en hastighet på 5-6 km/h och transporterar mer än 40 Sv.

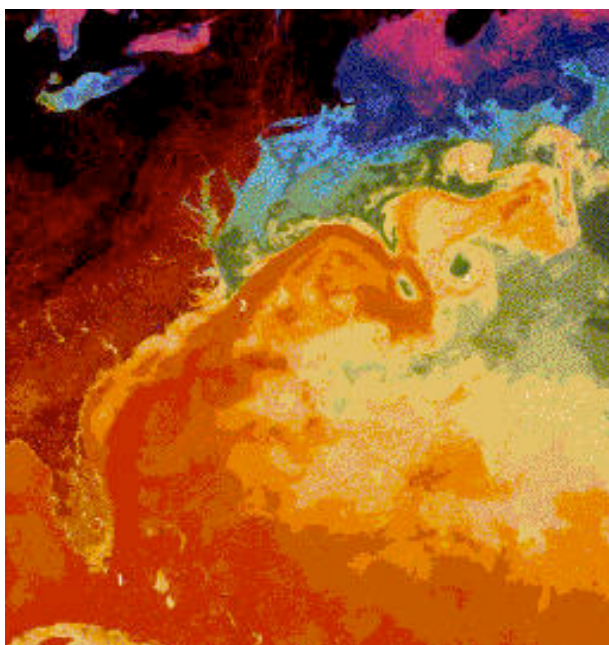


Figur 10. Golfströmmen och övriga ytströmmar i Nordatlanten. De blå linjerna visar kalla strömmar (Chambers, 2003).

När Golfströmmen lämnar kusten vid Cape Hatteras börjar den meandra kraftigt, där den rör sig fram, mellan det kalla vattnet från nordväst och Sargassohavets varma vatten. Blir meandrandet tillräckligt stort bildas en ögla (eddy), som kan bryta sig loss i form av en ring (se figur 11). Sker utbuktningen söderut bildas en ring av Golfströmmens vatten med en kärna av kallt vatten från norr, som sakta rör sig mot sydväst roterande moturs. Till slut förenar sig ringen med Golfströmmen. Ringar som bryter sig ut norrut får en kärna av varmt vatten från Sargassohavet och rör sig medurs, men beter sig annars på ungefär samma sätt. Dessa virvelrörelser påskyndar cirkulationen med djupare vatten och ökar vattenmängden som transporteras med Golfströmmen (Tomczak & Godfrey, 2001).

Det är dock ännu inte fullt klarlagt hur denna process påverkar Golfströmmens styrka och transport av energi.

Efter att ha passerat Grand Banks möter Golfströmmen den kalla Labradorströmmen som kommer norrifrån med kallt vatten från havet mellan Grönland och Kanada. Här uppstår en kraftig termoklin, dvs. en gräns mellan kallt och varmt vatten. Punkter inte mer än 15 km ifrån varandra kan ha temperaturskillnader på upp till 10°C. Oceanografer kallar ibland Golfströmmens norra begränsning här för "kalla väggen". Detta när Golfströmmens varma vatten möter kall luft sker avdunstningen så snabbt att den stigande ångan bildar froströk som ser ut som en vägg (Bowditch, 1995). De båda strömmarna flyter sida vid sida i flera hundra kilometer. Därefter sjunker den kalla Labradorströmmen under den betydligt varmare Golfströmmen som kyls ner och minskar till en hastighet på 2,5 km/h.



Figur 11. Satellitbild av Golfströmmen och dess ringar (gröna). Bilden visar havsyntans temperaturer. Det varmaste vattnet är här mörkt orange och visar Golfströmmens väg längs med Nordamerikas östkust, böjning vid Cape Hatteras ut till Nordatlanten och mot Europa (Chambers, 2003).

Golfströmmen delar därefter upp sig i flera bredare och långsammare delar. En del förenar sig med Kanarieströmmen utanför Portugals kust och återförenas senare med Norra ekvatorialströmmen. Nordatlantiska strömmen är den ström som når fram till Nordeuropas kuster och som populärt brukar kallas för Golfströmmen. Denna har ett flöde på 22 Sv innan den delar på sig söder om Island, i en nordlig ström på 12 Sv och en östlig på 10 Sv (Tomczak & Godfrey, 2001). Den östra kallas för Norgeströmmen (Bowditch, 1995) och strömmar in mellan Island och Färöarna, därefter norrut längs med Norges kust innan den slutligen upphör i Barents hav.

9. Klimatpåverkan

Den termohalina cirkulationen transporterar norrut upp till 1 PW (1 PW = 10^{15} W) värmeenergi från varmare latituder. Denna värmetransport har en stor betydelse för klimatet, vilket kan bekräftas i klimatmodellsimuleringar (Rahmstorf, 1999; Titz et al., 2002), studier av havsisen utbredning under vintern (Taylor, 1999), eller genom avvikelser från luftens medeltemperaturer (Rahmstorf & Ganopolski, 1999). Luften över norra Nordatlanten värms upp med ungefär 10°C (i årlig medeltemperatur), med den största effekten under vintern (Titz et al., 2002).

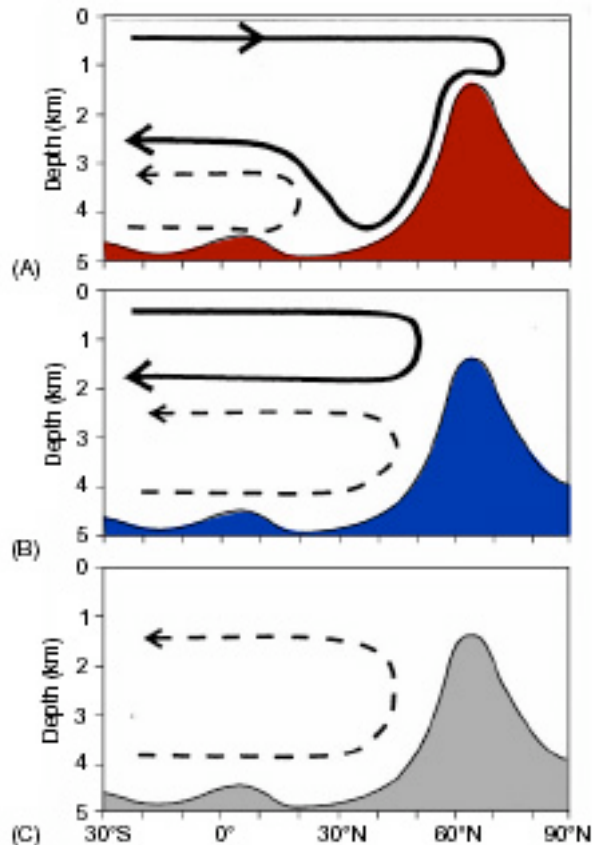
9.1 Förhistoriska variationer

Is och sedimentbörnkärnor innehåller information som gör det möjligt att beskriva karaktären hos tidigare klimatförändringar (också många abrupta) när det gäller geografiskt mönster, tid för händelse och påverkade klimatvariabler (Rahmstorf, 1997a). Till exempel så visar isbörnkärnor från Grönland att övergången mellan den senaste istiden till det varma Holocen-klimatet bara tog cirka 1500 år. De största förändringarna skedde under endast 40 års tid (Rahmstorf, 2001). Paleoklimatdata bekräftar den viktiga roll som de stora förändringarna i Atlantens termohalina cirkulation haft för klimatförändringarna (Clark et al., 2002).

Sedimentdata och resultat från kopplade klimatmodeller (OAGCM) tyder på att de största förändringarna i Nordatlantens klimat hängde ihop med tre huvudsakliga cirkulations-tillstånd. (A) Ett varmt eller interglacialt tillstånd med djupvattenbildning i Nordatlanten och stora värmetransporter till nordliga latituder (dagens klimat befinner sig i detta tillstånd). (B) Ett kallt tillstånd med djupvattenbildning söder om de grunda trösklarna mellan Grönland, Island och Skottland. (C) Ett avstängt, eller Heinrich-tillstånd, med ingen djupvattenbildning alls i Nordatlanten. I det sista tillståndet dominerades djuphavscirkulationen i Atlanten av inflöde av AABW från söder (Rahmstorf, 2001; Clark et al., 2002; Alley et al., 2003).

Övergångarna mellan de olika tillstånden hänger samman med drastiska klimatförändringar vid ytan kända som Dansgaard-Oeschger (D/O). Dessa händelser startar med 5°C snabb uppvärmning under några årtionden, följt av gradvis nedkylning under flera hundra eller tusen år (Bianchi & McCave, 1999).

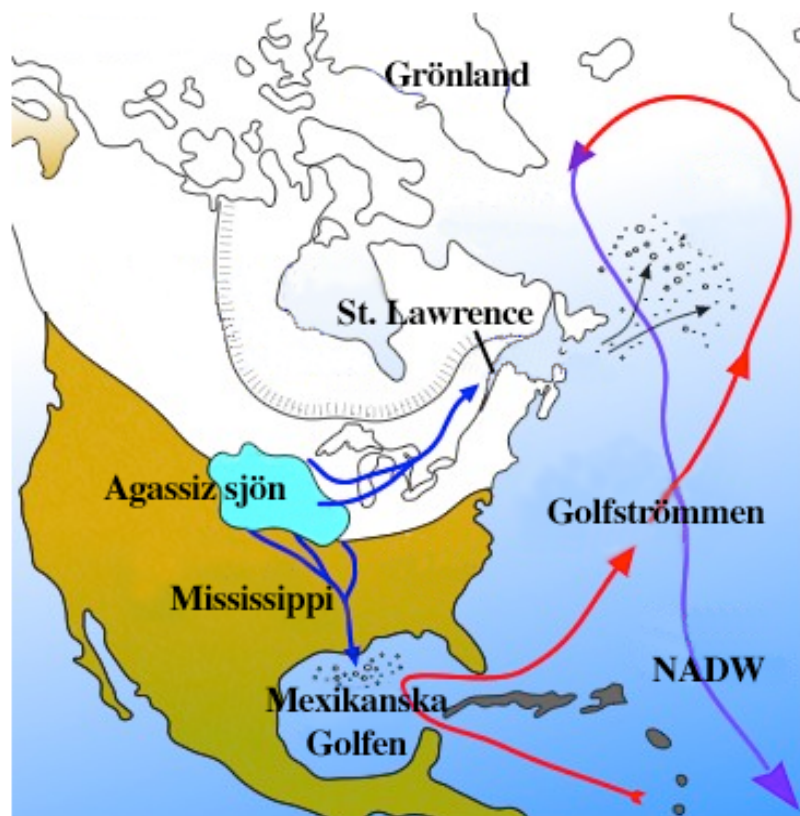
De största förändringarna skedde i Nordatlanten, eftersom det var här oceanens värmetransport förändrades mest, genom att det varma tillståndet levererade värme längre norrut än det kalla tillståndet. En övergång till ett Heinrich-tillstånd minskade värmetransporten från Sydatlanten till Nordatlanten. Detta kylde ner den norra hemisfären och värmdde upp den södra (Clark et al., 2002).



Figur 12. Schema över tre huvudsakliga cirkulationstillstånd i Atlanten. (A) Varmt eller interglacialt tillstånd; (B) Kallt tillstånd; (C) Avstängt eller Heinrich-tillstånd. I det varma tillståndet når Atlantens termohalina cirkulation norrut, över Grönland-Island-Skottland-tröskeln in i de nordiska haven, medan i det kalla tillståndet stannar den söder om Island. Övergångar mellan cirkulationstillstånd vid vissa tröskelvärden kan förstärka klimatförändringar (Rahmstorf, 2001).

För 11 000 år sedan, under Yngre Dryas, skedde den senaste av de här drastiska klimatförändringarna (Rahmstorf, 1997b). Mitt i Nordamerika hade en enorm sjö av smältvatten bildats (se figur 13). Denna (kallad Agassiz) låg vid gränsen av det kontinentala istäcket som täckte hela norra Nordamerika (nuvarande Kanada). Denna stora smältvattensjö dränerades längs med Mississippifloden till Mexikanska Golfen. När isen sedan drog sig tillbaka norrut, öppnades en ny och kortare väg till havet, nämligen genom St. Lawrence floden. Enorma mängder av smältvatten flödade ut i Nordatlanten. Resultatet blev att saliniteten minskade, vattnet slutade sjunka och NADW-bildningen stannade (Broecker, 1999).

Under 1500 år var den termohalina cirkulationen avstängd och gav upphov till ett istidsliknande klimat (Rahmstorf, 2002). Istäcket växte då åter och smältvattnet tog åter vägen längs Mississippifloden. Därmed kunde den termohalina cirkulationen återuppstå och klimatet blev återigen mildare (Broecker, 1999). Det finns många teorier kring orsakerna till detta förlopp. Troligtvis kan Yngre Dryas ha varit den sista av de kallperioder som efterföljde den senaste istiden och som sedan efterföljdes av en temporär D/O-uppvärmning.



Figur 13. Smältvattenflödet från Agassiz sjön, beroende på istäckets utbredning, under Yngre Dryas (Uriarte, 2003).

D/O-skiftningar verkar ha haft en cykel på cirka 1500 år. Forskarna har ännu inte någon förklaring till vad som utlöste dem. Det kan antingen vara en extern cykel eller intern växling hos klimatsystemet. Oregelbundenheten beror troligtvis både på variabilitet i klimatsystemet och på närvaron av långa trender, som till exempel den långsamma uppbyggnaden av stora kontinentala istäcken (Rahmstorf, 2001).

9.2 Variationer i strömningsintensitet

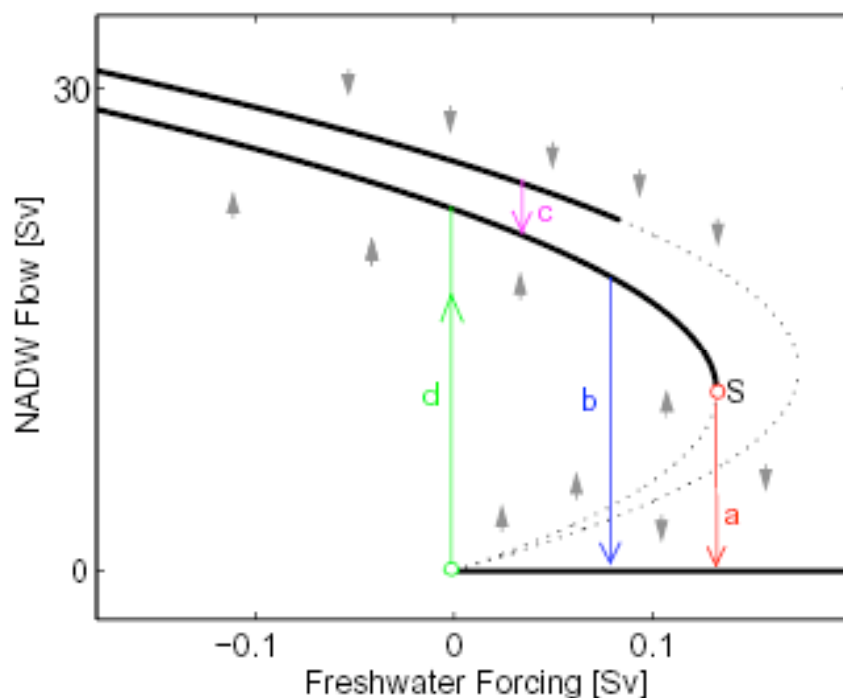
Den termohalina cirkulationens känslighet för mängden färskvatten som tillförs i Nordatlanten har undersökts i ett flertal modellsimuleringar och kan enklast sammanfattas i ett stabilitetsdiagram (se figur 14). Detta visar hur, under dagens klimatförhållanden, jämvikten i Atlantens storskaliga omblandning påverkas om mängden färskvatten (nederbörd och avrinning minus avdunstning) i norra Nordatlanten förändras (Rahmstorf, 2000). Stommel (1961) var den förste att beskriva detta med hjälp av en box-modell. I denna modell förlorar den termohalina cirkulationen sin stabilitet vid en tröskelpunkt (Rahmstorf, 1995).

En ökning av färskvattentillförseln reducerar den nord-sydliga densitetsskillnaden som styr den storskaliga omblandningen, medan den norrgående saltadvektionen (transporten) motarbetar detta (Rahmstorf, 1996; Rahmstorf, 1999). Den termohalina cirkulationen är ett delvis självförsörjande system, där varje parameter har ett flertal jämviktstillstånd. Detta betyder att för en viss mängd färskvattentillförsel (mellan 0 och cirka 0,15 Sv) kan två olika klimat vara stabila (NADW ”på” eller ”av”) (Rahmstorf, 2000).

Det finns en väldefinierad tröskelpunkt, S , där den norrgående advektionen med saltvatten inte längre kan balansera havsytans färskvattentillförsel och cirkulationen stannar. Detta sker endast vid förändring av den totala färskvattentillförseln i Nordatlanten (Titz et al., 2002). Figuren innehåller också två linjer som representerar olika områden med djupvattenbildning. Detta för att markera att havet kan skifta mellan olika konvektionsområden (Rahmstorf, 2000).

Stabilitetsdiagrammen fås genom kopplade klimatmodeller och boxmodeller. De flesta klimatmodeller placerar dagens klimat mellan 0 och 0,15 Sv. Detta betyder att när en stor, temporär färskvattenmängd tillförs i en simulering, så förflyttas klimatet mot höger (se figur 14) och via a övergår det till den lägre linjen. Där stannar det kvar även efter att störningen slutat (se figur 14: skiftar tillbaka till vänster). När dagens klimat placeras i den vänstra delen av figuren, på den övre linjen, krävs stor färskvattentillförseln (cirka 0,3 Sv) för att cirkulationen ska stängas av (Rahmstorf, 2000). Detta sker vid en förändring av den totala färskvattentillförseln i Nordatlanten och vid en omfördelning av färskvatten mellan Nordatlantens låga och höga latituder (Titz et al. 2002).

Efter det att färskvattentillförseln avtagit, förflyttas klimatet till vänster via d , tillbaka till den övre linjen och cirkulationen i Atlanten startas upp på nytt (Rahmstorf, 2000).



Figur 14. Stabilitetsdiagram som visar styrkan hos NADW beroende på mängden färskvatten i Sv (nederbörd och tillförsel av vatten från floder och sjöar minus evaporation) som tillförts Atlanten. De två övre svarta linjerna symboliserar flera tillstånd i olika konvektionsområden. Möjliga övergångar är: (a) minskning när tröskelpunkt S nås, (b) polar salinitetskatastrof när konvektion dämpas av ett färskvattenlager, (c) ändring av konvektionsområde, (d) start av NADW-bildning. Den instabila linjen (streckad) skiljer 'på' och 'av'-tillstånden åt. Grå pilar visar rörelseriktning. Nollpunkten för färskvattnets påverkan kan enkelt förklaras som den punkt där den termohalina cirkulationen ändrar från att ta upp till att avge färskvatten (Rahmstorf, 2000).

Svårigheterna att tyda dessa modellresultat ligger i komplexiteten hos de kopplade klimatmodellerna (Steffen & Tyson, 2001). Uppskattningarna av smältvattenavrinningen från olika glaciärer är osäkra. De flesta av dagens klimatmodeller har ingen, eller endast en rudimentär, representation av Grönlands istäcke. Förbättringar i detta avseende kan ge en förhöjd färskvattentillförsel till Nordatlanten, och därigenom öka störningen i simuleringarna. Undersökningar av den termohalina cirkulationens stabilitet har än så länge bara utförts i större utsträckning med äldre modeller, vars upplösning är för enkel för att simulera djupvattenbildning (Wood et al., 1999; Cubasch et al., 2000).

Olika modellresultat beror också på var (mellan 0 och cirka 0.15 Sv) dagens klimat placeras i diagrammet. Varaktighet och placering av färskvattentillförsel bidrar till tolkningsvårigheter. Varaktigheten kan pågå i århundraden (Rahmstorf, 2000).

Ju mindre mängd färskvatten som överstiger tröskelvärdet, desto längre tid tar det innan cirkulationen stannar. Placering av färskvattenstörning är mer effektiv ju närmare den är områden med djupvattenkonvektion (Rahmstorf, 2000). Dessa områden är grunden för den termohalina cirkulationen (Broecker, 1999) och genom att tillföra färskvatten längre söderut blir resultatet endast att en del transporteras norrut för att fördröja djupvattenbildningen. Denna fördröjning är mycket viktig att ha i åtanke när det gäller växthusgasernas påverkan på uppvärmningen (Rahmstorf, 1999).

9.3 Framtida förändringar

Förbränning av fossila bränslen, cementproduktion och förändringar i markanvändning har lett till en ökning med 30 % av atmosfärens CO₂-koncentration från 280 ppmv (förindustriellt värde) till 368 ppmv. Koldioxid och andra gaser som CH₄ och N₂O (vars konc. också har ökat) är de viktigaste växthusgaserna efter vattenånga, och minskar den utgående långvågiga strålningen i tropopausens övre delar vid ökade koncentrationer (IPCCWG1, 2001).

Om denna globala uppvärmning fortsätter skulle den kunna leda till abrupta klimatförändringar som till exempel en minskning av västra Antarktis' snötäcke (Taylor, 1999), permafrostsmältning (Clark et al., 1999), stora skogsområden som vissnar och dör när dess torktålighet överskrids (Brovkin et al., 2003), förändringar i monsunvindarna (Rahmstorf, 2001), och abrupta förändringar i oceancirkulationen (Stocker, 2000).

Två faktorer som skulle kunna försvaga cirkulationen och föra den närmare ett tröskelvärde, är uppvärmningen av havsytan och en utspädning av havsvatten med färskvatten vid höga latituder. Det senare skulle kunna vara resultatet av en ökad nederbörd och en ökad smältvattenavrinning från Grönland och andra glaciärer. Både uppvärmning och smältvatten reducerar havsvattnets densitet och hämmar därmed djupvattenbildningen. Modellsimuleringar av globala uppvärmningsscenarioer föreslår tre möjliga förlopp. (i) Ett avbrott av konvektionen i Labradorhavet. (ii) Ett totalt stopp av NADW-bildningen. (iii) Ett avbrott av AABW-bildningen (här saknas möjliga konsekvenser p g a. brist på kunskap) (Rahmstorf, 2001).

Ett avbrott av konvektionen i Labradorhavet skulle ge en betydande förändring av cirkulationen i Atlanten. Detta skulle troligtvis bara påverka klimatet i Labradorhavets omgivningar, eftersom djupkonvektion fortfarande sker i Grönlandshavet. Effekter på ekosystem och fiskbestånd har ännu inte undersökts, men kan komma att bli allvarliga (Rahmstorf, 2001).

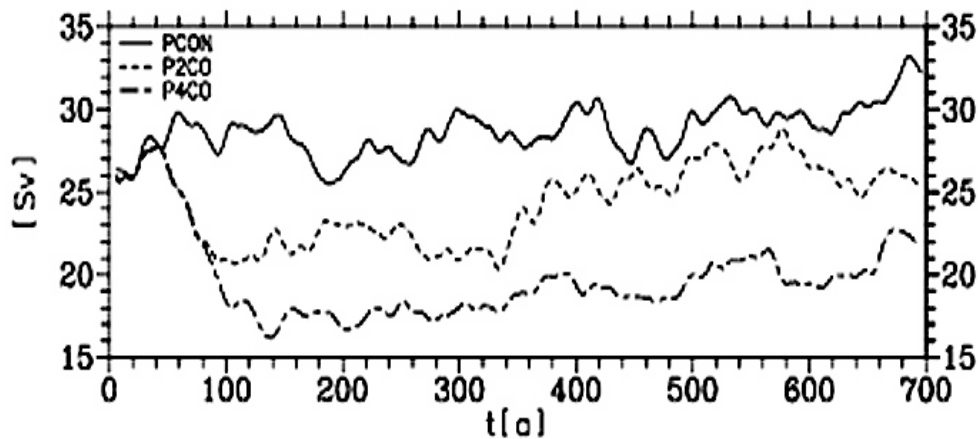
Ett totalt stopp av NADW-bildningen kan komma att ha stor och bred effekt på klimatet. Temperaturen i nordvästra Europa kan först komma att öka med flera grader i takt med den globala uppvärmningen, för att sedan sjunka tillbaka till förindustriella värden (Rahmstorf, 2003). Havens upptag av CO₂ kan komma att minska (vilket ökar dess halt i atmosfären och påskyndar växthuseffekten) (Sarmiento & LeQuéré, 1996; Joos et al., 2003) och höjningen av havsytenivån accelereras (pga. snabbare uppvärmning av de djupa haven) (Rahmstorf, 2003). Nederbörden kan också komma att minska över stora delar av norra hemisfären. Kallare och torrare förhållanden kan leda till minskad markvattenhalt och biomassa hos vegetationen på land. Den totala globala produktiviteten hos vegetationen förutspås minska med 5 % (Vellinga & Wood, 2002).

De flesta ekosystem har förmåga att anpassa sig till en förändrad miljö. Snabba förändringar är generellt särskilt skadliga hos individer som har långa livstider eller är relativt orörliga. Skadorna ökar också med snabbheten hos klimatförändringen. Åldrade skogar och korallrev är särskilt känsliga för klimatförändringar och skulle kunna slås ut. Samhälle och jordbruk skulle också kunna drabbas hårt (Alley et al., 2003).

Enligt Stocker och Schmitter (1997) beror inte enbart oceancirkulationens stabilitet på mängden utsläpp av växthusgaser utan även på koncentrationsökningens hastighet. En modellerad ökning av CO₂-koncentrationen till 750 ppmv (2 x 367 ppmv) under 100 år, leder till ett permanent stopp av den termohalina cirkulationen.

Om den slutliga CO₂-koncentrationen (750 ppmv) uppnås långsammare, saktas den termohalina cirkulationen endast ner och systemet stabiliseras (Stocker & Schmittner, 1997). Orsaken till detta är att transporten av värme och färskvatten från havens ytlager ner till djupvattnet omfördelas.

Den termohalina cirkulationens svaghet för mängden CO₂ i atmosfären är långtifrån kartlagd. Cubasch *et al.* (2000) får genom sin globala ocean-atmosfärmodell (ECHAM3/LSG) fram att även om CO₂-halten ökar med 4 gånger, så återhämtar sig den termohalina cirkulationen i Nordatlanten (se figur 15). Bara under extrema förhållanden kollapsar NADW-bildningen totalt. När den så gör, har den globala uppvärmningen kommit så långt, att faran för en ny istid i Europa, i en annars jättevarm värld, är osannorlik (Cubasch *et al.*, 2000).



Figur 15. En global atmosfär-ocean-klimatmodell, där tre simuleringar utförts på den termohalina cirkulationen i Nordatlanten. Kurvorna varierar beroende på koldioxidhalten i atmosfären. Intensiteten (Sv) hos omfördelningens cirkulation avtar under de första 100 åren vid en fördubbling av CO₂-halten (P2CO), och under de första 150 åren vid 4 x CO₂ (P4CO). Vid 2 x CO₂ sker nästan en återhämtning under efterkommande århundraden, medan vid 4 x CO₂ är minskningen liten och bara 30 % svagare än kontrollkörningen (PCON) (Cubasch *et al.*, 2000).

Det är, trots allt, inte rimligt att en möjlig kollaps av den termohalina cirkulationen om några hundra år skulle kunna leda till liknande förhållanden som under Yngre Dryas (Cubasch *et al.*, 2000). Det finns flera orsaker. En är att Kanada och Skandinavien fortfarande hade stora istäckan. En annan orsak är uppvärmningens plötsliga avbrott i slutet av Yngre Dryas som bara förde klimatet halvvägs i dess interglaciala tillstånd. Ytterligare en är att hälften av den här övergången skedde gradvis.

Modelleringsstudier som förutspår en avstanning av den termohalina cirkulationen framkallad av växthuseffekten, gör detta endast efter att en kraftig global uppvärmning (4-5°C) skett (Broecker, 1999). Detta betyder att de globala klimatförhållandena, vid ett möjligt framtida avbrott, skulle vara avsevärt varmare än de som var precis innan Yngre Dryas början. Smältning av vår tids glaciärer sker mer jämnt och över lång tid och har inte ändrat klimatet lika radikalt (Stocker, 2000). Nederbörd och landavrinning har stor regional variation, men mycket liten globalt sett. Klimatsystemet nu är mer stabilt.

10. Slutsats

Enligt de flesta forskare skulle Europa, speciellt Skandinavien, påverkas av en förändring av den termohalina cirkulationen. Orsaken till en sådan förändring skulle kunna vara den globala uppvärmningen som utsläppen av växthusgaser med största sannolikhet har bidragit till (IPCCWG1, 2001). Djupvattenbildningen påverkas starkt av nederbörden, och nederbörden påverkas av växthusgasernas koncentrationer i atmosfären samt av atmosfärens och oceanernas cirkulation. En drivande kraft bakom den termohalina cirkulationen är produktionen av djupvatten i världens hav.

För att vara säker på att en förändring av den termohalina cirkulationen är möjlig, kan man titta på den historiska utvecklingen. Denna visar att den termohalina cirkulationen och Golfströmmen har haft avbrott under långa perioder med kallare klimat (Rahmstorf, 2002). Kanske avbrotten initierade andra processer eller kanske var den en del i en lång kedja av klimatförändringar.

Nya klimatmodellsimuleringar visar att den termohalina cirkulationen inte alls är så känslig för den globala uppvärmningen som forskarna tidigare trott (Cubasch et al., 2000; Titz et al., 2002). Möjligt avbrott av den termohalina cirkulationen förutspås ske först efter en kraftig global uppvärmning (Broecker, 1999; Stocker, 2001; Rahmstorf, 2003).

Forskning om historiska klimatförändringar är en viktig del i att förstå dagens variationer och vad som är normalt i ett klimatsystem. Först när vi vet effekten av de förändringar som varit, kan vi förutspå vad som ska komma. Något som är svårare att se, är huruvida den mänskliga inblandningen, genom våra utsläpp av växthusgaser, påverkar klimatet. Hur stor del av förändringen som är naturlig och hur stor del som är antropogen. Högst sannorlikt är att människan med sina aktiviteter påverkar och stör balansen, och på det sättet riskerar att eskalera förändringsprocessen hos klimatsystemen.

Större datorkraft och bättre klimatmodeller med utvecklade parametrar och högre upplösning, kommer förhoppningsvis i framtiden ge oss mer exakta svar på dessa frågor. Nu är det bara att konstatera: ju snabbare klimatförändringar, desto större effekter. Vi kan bara hoppas att tillförlitligheten hos dagens klimatmodeller blir ännu större, så att de kan få en reell betydelse för våra beslutsfattare.

11. Referenser

- Alley, R., B., J. Marotzke, W. D. Nordhaus, J. T. Overpeck, D. M. Peteet, R. A. Pielke Jr., R. T. Pierrehumbert, P. B. Rhines, T. F. Stocker, L. D. Talley & J. M. Wallace, 2003: Abrupt Climate Change. *Science* **299**, 2005-2010.
- Arguez, A., 2000: *Thermohaline Circulation*. (www) Från <www.ocean.fsu.edu/~www/Courses/sp00H1001/aarguez/AnthonyApaper.html> Nerladdad 2003-11-06.
- Bianchi G. G. & N. McCave, 1999: Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland. *Nature* **397**, 515-517.
- Bowditch N., 1995: *The American Practical navigator. An epitome of navigation*. National Imagery and Mapping Agency, Bethesda, Maryland, USA. kapitel 31 och 32.
- Broecker W. S., 1999: What If the Conveyor Were to Shut Down? Reflections on a Possible Outcome of the Great Global Experiment. *GSA Today* **9** (1), 1-7.
- Brovkin, V., S. Levis, M-F. Loutre, M. Crusifix, M. Claussen, A. Ganopolski, C. Kubatzki & V. Petoukhov, 2003: Stability analysis of the climate-vegetation system in the northern high latitudes. *Climatic Change* **57**, 119-138.
- Chambers, J., 2003: *Currents*. Chambers and Associates. (www) Från <www.bigmarinefish.com/currents.html> Nerladdad 2003-11-06.
- Clark, P. U., R. B. Alley & D. Pollard, 1999: Northern hemisphere ice sheet influences on global climate change. *Science* **286**, 1104-1111.
- Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker & A. J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* **415**, 863-869.
- Cubasch, U., R. Voss & U. Mikolajewicz, 2000: Precipitation. A parameter changing climate and modified by climate change. *Climatic Change* **46**, 257-276.
- Dickson, B., I. Yashayaev, J. Meinecke, B. Turrell, S. Dye & J. Holfort, 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* **416**, 832-837.
- Fonselius, S. 1996: *Västerhavets och Östersjöns oceanografi*. Norrköping: Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut. 200 pp.
- Gribbin, J., 2004: *Ocean Forces Threaten Our Climate*. (photo- Pioneer Online Ltd.) (www) Från <www.firstscience.com/site/articles/gribbin.asp> Nerladdad 2004-02-23.
- Henrichs, S. & S. Smith, 2003: *Density and Thermohaline Circulation*. Dept. of Oceanography, University of Alaska Fairbanks, USA. (www) Från <www.sfos.uaf.edu/msl111/notes/den.html> Nerladdad 2003-11-07.
- IPCCWG1, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Joos, F., G.-K. Plattner, T.F. Stocker, A. Körtzinger, D.W.R. Wallace, 2003: Trends in marine dissolved oxygen: Implications for ocean circulation changes and the carbon budget. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* **84**, 197-201.
- Rahmstorf, S., 1995: Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* **378**, 145-149.
- Rahmstorf, S., 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics* **12**, 799-811.
- Rahmstorf, S., 1997a: *Climate Impact Research: Why, How and When?* Ocean currents and climate change. Talk presented at the Symposium. Berlin-Brandenburg Academy of Sciences and German Academy Leopoldina. pp: 37-45.
- Rahmstorf S., 1997b: Risk of sea-change in the Atlantic. *Nature* **388**, 825-826.
- Rahmstorf, S., 1999: *Decadal variability of the Thermohaline Ocean Circulation*. Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany. pp: 309-332.

- Rahmstorf, S., 2000: The thermohaline ocean circulation—a system with dangerous thresholds? *Climate Change* **46**, 247-256.
- Rahmstorf, S., 2001: *Abrupt Change*. Climate. Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany. © Academic Press. pp: 1-6.
- Rahmstorf, S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. *Nature* **419**, 207-214.
- Rahmstorf, S., 2003: The current climate. *Nature* **421**, 699.
- Rahmstorf, S. & A. Ganopolski, 1999: Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climate Change* **43**, 353-367.
- Sarmiento, J.L. & LeQuéré, C., 1996: Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming. *Science* **274**, 1346-1350.
- Siedler, G., J. Church, and J. Gould, 2001: *Ocean Circulation and Climate. Observing and Modelling the Global Ocean*. International Geophysics Series, vol. 77. Academic Press. kapitel 1 och 4.
- Steffen, W. & P. Tyson (eds.), 2001: *Global Change and the Earth System. A planet under pressure*. The Global Environmental Programmes. Executive summary. Stockholm, Sweden. IGBP, 32 pp.
- Stewart, R. H., 2002: *Introduction to Physical Oceanography*. © Dept. of Oceanography, Texas A&M University. kapitel 2, 6, 11, 13 och 15. (www) Från <www-ocean.tamu.edu/education/common/notes/contents.html> Nerladdad 2003-11-09.
- Stocker, T.F. & A. Schmittner, 1997: Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* **388**, 862-865.
- Stocker, T.F., 2000: Past and future reorganisations in the climate system. *Quarterly Science Review* (PAGES Special Issue) **19**, 301-319.
- Stocker, T.F., 2001: Changes in the global carbon cycle and ocean circulation the millennial time scale. *Global Climate*, **X**. Rodó, F.A. Comin (eds.), Springer, 129-152.
- Stommel, H., 1961: Thermohaline convection with two stable flow regimes. *Tellus* **13**, 224-230.
- Swallow, J. C., 1955: A neutral-buoyancy float for measuring deep currents. *Deep-sea Research* **3** (1), 93-104.
- Talley, L. D., 2001: *Ocean Circulation*. Encyclopedia of Global Environmental Change, vol. 1, T. Munn editor, John Wiley and Sons. pp: 557-580.
- Talley, L. D., 2003: *Wind driven circulation*. Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, CA, USA (www) Från <gyre.ucsd.edu/sio210/Wind_circulation/index.html> Nerladdad 2003-11-09.
- Taylor, K., 1999: Rapid climate change. *American scientist*. **87**, 320.
- Titz, S., T. Kuhlbrodt, S. Rahmstorf & U. Feudel, 2002: On Freshwater-Dependent Bifurcations in Box Models of the Interhemispheric Thermohaline Circulation. *Tellus* **54**, 89-98.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 2001: *Regional Oceanography. An introduction*. 2nd edition. Daya Publishing House, Delhi. kapitel 1-4, 7, 14, 18 och 20.
- Uriarte, A., 2003: *Younger Dryas*. (www) Från <homepage.mac.com/uriarte/youngerdryas.html> Nerladdad 2004-02-24.
- Vellinga, M. & R. A. Wood, 2002: Global Climatic Impacts of a collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Climatic Change* **54**, 251-267.
- Webb, D., J. & N. Sugimotohara, 2001: Vertical mixing in the ocean. *Nature* **409**, 37.
- Wood, R. A., A. B. Keen, J. F. B. Mitchell & J. M. Gregory, 1999: Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO₂ forcing in a climate model. *Nature* **399**, 572-575.

APPENDIX I

Lista över förkortningar

AABW = Antarctic Bottom Water

AAIW = Antarctic Intermediate Water

CGFZ = Charlie-Gibbs-Fracture-Zone

D/O = Dansgaard-Oeschger

GIN = Greenland-Icelandic-Norwegian

LSW = Labrador Sea Water

MOW = Mediterranean Overflow Water

NADW = North Atlantic Deep Water

NSOW = Nordic Sea Overflow Water

OAGCM = Ocean-Atmosphere General Circulation Model

Sv = Sverdrup (1 Sverdrup (Sv) = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

Lunds Universitets Naturgeografiska institution. Seminarieuppsatser. Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens bibliotek, Sölvegatan 12, 223 62 LUND.

The reports are available at the Geo-Library, Department of Physical Geography, University of Lund, Sölvegatan 12, S-223 62 Lund, Sweden.

1. Pilesjö, P. (1985): Metoder för morfometrisk analys av kustområden.
2. Ahlström, K. & Bergman, A. (1986): Kartering av erosionskänsliga områden i Ringsjöbygden.
3. Huseid, A. (1986): Stormfällning och dess orsakssamband, Söderåsen, Skåne.
4. Sandstedt, P. & Wällstedt, B. (1986): Krankesjön under ytan - en naturgeografisk beskrivning.
5. Johansson, K. (1986): En lokalklimatisk temperaturstudie på Kungsmarken, öster om Lund.
6. Estgren, C. (1987): Isälvsstråket Djurfälla-Flädermo, norr om Motala.
7. Lindgren, E. & Runnström, M. (1987): En objektiv metod för att bestämma läplanteringsläverkan.
8. Hansson, R. (1987): Studie av frekvensstyrd filtringsmetod för att segmentera satellitbilder, med försök på Landsat TM-data över ett skogsområde i S. Norrland.
9. Matthiesen, N. & Snäll, M. (1988): Temperatur och himmelsexponering i gator: Resultat av mätningar i Malmö.
- 10A. Nilsson, S. (1988): Veberöd. En beskrivning av samhällets och bygdens utbyggnad och utveckling från början av 1800-talet till vår tid.
- 10B. Nilson, G., 1988: Isförhållande i södra Öresund.
11. Tunving, E. (1989): Översvämning i Murcia provinsen, sydöstra Spanien, november 1987.
12. Glave, S. (1989): Termiska studier i Malmö med värmebilder och konventionell mätutrustning.
13. Mjölbo, Y. (1989): Landskapsförändringen - hur skall den övervakas?
14. Finnander, M-L. (1989): Vädrets betydelse för snöavsmältningen i Tarfaladalen.
15. Ardö, J. (1989): Samband mellan Landsat TM-data och skogliga beståndsdata på avdelningsnivå.
16. Mikaelsson, E. (1989): Byskeälvens dalgång inom Västerbottens län. Geomorfologisk karta, beskrivning och naturvärdesbedömning.
17. Nhilen, C. (1990): Bilavgaser i gatumiljö och deras beroende av vädret. Litteraturstudier och mätning med DOAS vid motortrafikled i Umeå.
18. Brasjö, C. (1990): Geometrisk korrektion av NOAA AVHRR-data.
19. Erlandsson, R. (1991): Vägbanetemperaturer i Lund.
20. Arheimer, B. (1991): Näringsläckage från åkermark inom Brååns dräneringsområde. Lokalisering och åtgärdsförslag.
21. Andersson, G. (1991): En studie av transversal moräner i västra Småland.
- 22A. Skillius, Å., (1991): Water harvesting in Bakul, Senegal.
- 22B. Persson, P. (1991): Satellitdata för övervakning av höstsådda rapsfält i Skåne.
23. Michelson, D. (1991): Land Use Mapping of the That Luang _ Salakham Wetland, Lao PDR, Using Landsat TM-Data.
24. Malmberg, U. (1991): En jämförelse mellan SPOT- och Landsatdata för vegetationsklassning i Småland.
25. Mossberg, M. & Pettersson, G. (1991): A Study of Infiltration Capacity in a Semiarid Environment, Mberengwa District, Zimbabwe.

26. Theander, T. (1992): Avfallsupplag i Malmöhus län. Dränering och miljöpåverkan.
27. Osaengius, S. (1992): Stranderosion vid Löderups strandbad.
28. Olsson, K. (1992): Sea Ice Dynamics in Time and Space. Based on upward looking sonar, satellite images and a time series of digital ice charts.
29. Larsson, K. (1993): Gully Erosion from Road Drainage in the Kenyan Highlands. A Study of Aerial Photo Interpreted Factors.
30. Richardson, C. (1993): Nischbildningsprocesser _ en fältstudie vid Passglaciären, Kebnekaise.
31. Martinsson, L. (1994): Detection of Forest Change in Sumava Mountains, Czech Republic Using Remotely Sensed Data.
32. Klintenberg, P. (1995): The Vegetation Distribution in the Kärkevage Valley.
33. Hese, S. (1995): Forest Damage Assessment in the Black Triangle area using Landsat TM, MSS and Forest Inventory data.
34. Josefsson, T. och Mårtensson, I. (1995). A vegetation map and a Digital Elevation Model over the Kapp Linné area, Svalbard -with analyses of the vertical and horizontal distribution of the vegetation.
35. Brogaard, S och Falkenström, H. (1995). Assessing salinization, sand encroachment and expanding urban areas in the Nile Valley using Landsat MSS data.
36. Krantz, M. (1996): GIS som hjälpmedel vid växtskyddsrådgivning.
37. Lindegård, P. (1996). Vinterklimat och vårbakslag. Lufttemperatur och kådflödessjuka hos gran i södra Sverige.
38. Bremborg, P. (1996). Desertification mapping of Horqin Sandy Land, Inner Mongolia, by means of remote sensing.
39. Hellberg, J. (1996). Förändringsstudie av jordbrukslandskapet på Söderslätt 1938-1985.
40. Achberger, C. (1996): Quality and representability of mobile measurements for local climatological research.
41. Olsson, M. (1996): Extrema lufttryck i Europa och Skandinavien 1881-1995.
42. Sundberg, D. (1997): En GIS-tillämpad studie av vattenerosion i sydsvensk jordbruksmark.
43. Liljeberg, M. (1997): Klassning och statistisk separabilitetsanalys av marktäckningsklasser i Halland, analys av multivariata data Landsat TM och ERS-1 SAR.
44. Roos, E. (1997): Temperature Variations and Landscape Heterogeneity in two Swedish Agricultural Areas. An application of mobile measurements.
45. Arvidsson, P. (1997): Regional fördelning av skogsskador i förhållande till mängd SO₂ under vegetationsperioden i norra Tjeckien.
46. Akselsson, C. (1997): Kritisk belastning av aciditet för skogsmark i norra Tjeckien.
47. Carlsson, G. (1997): Turbulens och supraglacial meandering.
48. Jönsson, C. (1998): Multitemporala vegetationsstudier i nordöstra Kenya med AVHRR NDVI
49. Kolmert, S. (1998): Evaluation of a conceptual semi-distributed hydrological model – A case study of Hörbyån.
50. Persson, A. (1998): Kartering av markanvändning med meteorologisk satellitdata för förbättring av en atmosfärisk spridningsmodell.
51. Andersson, U. och Nilsson, D. (1998): Distributed hydrological modelling in a GIS perspective – an evaluation of the MIKE SHE model.
52. Andersson, K. och Carlstedt, J. (1998): Different GIS and remote sensing techniques for detection of changes in vegetation cover - A study in the Nam

- Ngum and Nam Lik catchment areas in the Lao PDR.
53. Andersson, J., (1999): Användning av global satellitdata för uppskattning av spannmålsproduktion i västafrikanska Sahel.
 54. Flodmark, A.E., (1999): Urban Geographic Information Systems, The City of Berkeley Pilot GIS
 - 55A. Lyborg, Jessic & Thurfell, Lilian (1999): Forest damage, water flow and digital elevation models: a case study of the Krkonose National Park, Czech Republic.
 - 55B. Tagesson, I., och Wramneby, A., (1999): Kväveläckage inom Tolångaåns dräneringsområde – modellering och åtgärdssimulering.
 56. Almkvist, E., (1999): Högfrekventa tryckvariationer under de senaste århundradena.
 57. Alstorp, P., och Johansson, T., (1999): Översiktlig buller- och luftföroreningsinventering i Burlövs Kommun år 1994 med hjälp av geografiska informations-system – möjligheter och begränsningar.
 58. Mattsson, F., (1999): Analys av molnklotter med IRST-data inom det termala infraröda våglängdsområdet
 59. Hallgren, L., och Johansson, A., (1999): Analysing land cover changes in the Caprivi Strip, Namibia, using Landsat TM and Spot XS imagery.
 60. Granhäll, T., (1999): Aerosolers dygnsvariationer och långväga transporter.
 61. Kjellander, C., (1999): Variations in the energy budget above growing wheat and barley, Ilstorp 1998 - a gradient-profile approach
 62. Moskvitina, M., (1999): GIS as a Tool for Environmental Impact Assessment - A case study of EIA implementation for the road building project in Strömstad, Sweden
 63. Eriksson, H., (1999): Undersökning av sambandet mellan strålningstemperatur och NDVI i Sahel.
 64. Elmqvist, B., Lundström, J., (2000): The utility of NOAA AVHRR data for vegetation studies in semi-arid regions.
 65. Wickberg, J., (2000): GIS och statistik vid dräneringsområdesvis kväveläckagebeskrivning i Halland.
 66. Johansson, M., (2000): Climate conditions required for re-glaciation of cirques in Rassepautasjtjåkka massif, northern Sweden.
 67. Asserup, P., Eklöf, M., (2000): Estimation of the soil moisture distribution in the Tamne River Basin, Upper East Region, Ghana.
 68. Thern, J., (2000): Markvattenhalt och temperatur i sandig jordbruksmark vid Ilstorp, centrala Skåne: en mättnings- och modelleringsstudie.
 69. Andersson, C., Lagerström, M., (2000): Nitrogen leakage from different land use types - a comparison between the watersheds of Graisupis and Vardas, Lithuania.
 70. Svensson, M., (2000): Miljökonsekvensbeskrivning med stöd av Geografiska Informationssystem (GIS) – Bullerstudie kring Malmö-Sturup Flygplats.
 71. Hyltén, H.A., Uggla, E., (2000): Rule-Based Land Cover Classification and Erosion Risk Assessment of the Krkonose National Park, Czech Republic.
 72. Cronquist, L., Elg, S., (2000): The usefulness of coarse resolution satellite sensor data for identification of biomes in Kenya.
 73. Rasmusson, A-K., (2000): En studie av landskapsindex för kvantifiering av rumsliga landskapsmönster.
 74. Olofsson, P., Stenström, R., (2000): Estimation of leaf area index in southern Sweden with optimal modelling and Landsat 7 ETM+Scene.
 75. Uggla, H., (2000): En analys av nattliga koldioxidflöden i en boreal barrskog avseende spatial och temporal variation.

76. Andersson, E., Andersson, S., (2000): Modellering och uppmätta kväveflöden i energiskog som bevattnas med avloppsvatten.
77. Dawidson, E., Nilsson, C., (2000): Soil Organic Carbon in Upper East Region, Ghana - Measurements and Modelling.
78. Bengtsson, M., (2000): Vattensänkningar - en analys av orsaker och effekter.
79. Ullman, M., (2001): El Niño Southern Oscillation och dess atmosfäriska fjärrpåverkan.
80. Andersson, A., (2001): The wind climate of northwestern Europe in SWECLIM regional climate scenarios.
81. Laloo, D., (2001): Geografiska informationssystem för studier av polyaromatiska kolväten (PAH) – Undersökning av djupvariation i BO01-området, Västra hamnen, Malmö, samt utveckling av en matematisk formel för beräkning av PAH-koncentrationer från ett kontinuerligt utsläpp.
82. Almqvist, J., Fergéus, J., (2001): GIS-implementation in Sri Lanka. Part 1: GIS-applications in Hambantota district Sri Lanka : a case study. Part 2: GIS in socio-economic planning : a case study.
83. Berntsson, A., (2001): Modellering av reflektans från ett sockerbetsbestånd med hjälp av en strålningsmodell.
84. Umegård, J., (2001): Arctic aerosol and long-range transport.
85. Rosenberg, R., (2002): Tetratermmodellering och regressionsanalyser mellan topografi, tetraterm och tillväxt hos sitkagran och lärk – en studie i norra Island.
86. Håkansson, J., Kjörling, A., (2002): Uppskattning av mängden kol i trädform – en metodstudie.
87. Arvidsson, H., (2002): Coastal parallel sediment transport on the SE Australian inner shelf – A study of barrier morphodynamics.
88. Bemark, M., (2002): Köphultssjöns tillstånd och omgivningens påverkan.
89. Dahlberg, I., (2002): Rödlistade kärlväxter i Göteborgs innerstad – temporal och rumslig analys av rödlistade kärlväxter i Göteborgs artdatabank, ADA.
90. Poussart, J-N., (2002): Verification of Soil Carbon Sequestration - Uncertainties of Assessment Methods.
91. Jakubaschk, C., (2002): Acacia senegal, Soil Organic Carbon and Nitrogen Contents: A Study in North Kordofan, Sudan.
92. Lindqvist, S., (2002): Skattning av kväve i gran med hjälp av fjärranalys.
93. Göthe, A., (2002): Översvämningskartering av Vombs ängar.
94. Lööv, A., (2002): Igenväxning av Köphultsjö – bakomliggande orsaker och processer.
95. Axelsson, H., (2003): Sårbarhetskartering av bekämpningsmedels läckage till grundvattnet – Tillämpat på vattenskyddsområdet Ignaberga-Hässleholm.
96. Hedberg, M., Jönsson, L., (2003): Geografiska Informationssystem på Internet – En webbaserad GIS-applikation med kalknings- och försurningsinformation för Kronobergs län.
97. Svensson, J., (2003): Wind Throw Damages on Forests – Frequency and Associated Pressure Patterns 1961-1990 and in a Future Climate Scenario.
98. Stroh, E., (2003): Analys av fiskrättsförhållandena i Stockholms skärgård i relation till känsliga områden samt fysisk störning.
99. Bäckstrand, K., (2004): The Dynamics of Non-methane Hydrocarbons and Other Trace Gas Fluxes at a Subarctic Mire in Northern Sweden.
100. Hahn, K., (2004): Termohalin cirkulation i Nordatlanten.