



Klimatmodellering och klimatscenarier ur SWECLIMs perspektiv

Denna rapport refereras som:

Persson, G. (red.) 2003. Klimatmodellering och klimatscenarier ur SWECLIMs perspektiv. SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 102, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden. 101 pp.

Vid hänvisning till enskild del rekommenderas:

Författare, 2003. Titel. In: Klimatmodellering och klimatscenarier ur SWECLIMs perspektiv (red: G.Persson). SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 102, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden, x-y.

Pärmbild.

Trängsletmagasinet en augustidag år 2002. Foto: Gunn Persson

Klimatmodellering och klimatscenarier ur SWECLIMs perspektiv

**Michael Tjernström, Meteorologiska Institutionen,
Stockholms universitet**

Markku Rummukainen, Rossby Centre, SMHI

Sten Bergström, SMHI

Johan Rodhe, Geovetarcentrum, Göteborgs universitet

Gunn Persson, Rossby Centre, SMHI (red.)

Report Summary / Rapportsammanfattning

Issuing Agency/Utgivare		Report number/Publikation	
Swedish Meteorological and Hydrological Institute S-601 76 NORRKÖPING Sweden		RMK No. 102	
		Report date/Utgivningsdatum	
		December 2003	
Author (s)/Författare			
Michael Tjernström, Markku Rummukainen, Sten Bergström och Johan Rodhe. Gunn Persson (red.)			
Title (and Subtitle/Titel)			
Klimatmodellering och klimatscenarier ur SWECLIMs perspektiv			
Abstract/Sammandrag			
Det svenska regionala klimatmodelleringsprogrammet SWECLIM syftade till att förse det svenska samhället med en väsentlig kunskapsförbättring av besluts- och åtgärdsunderlaget för det nationella klimatarbetet. Regionalisering av globala klimatscenarier till en mer detaljerad bild av möjliga förändringar och konsekvenser i Norden var en grundsten i arbetet. Den bedrivna forskningen skulle vara av hög kvalitet och bidra till kunskapsuppbyggandet internationellt. I denna rapport sammanfattas några av de kunskaper och erfarenheter som vunnits inom SWECLIM. Rapporten består av fyra delar som vardera beskriver olika aspekter av det regionala klimatsystemet, klimatmodellering och klimatscenarier. Den första delen behandlar klimatmodeller; hur de fungerar. Speciellt beskrivs SWECLIMs regionala modellsystem. I den andra delen diskuteras frågeställningar kring kunskap och osäkerhet relaterade till klimatfrågan. SWECLIMs arbete utifrån globala klimatmodeller presenteras och en inblick i det framtida klimatmodelleringsarbetet ges. En översiktlig första jämförelse mellan SWECLIMs scenarier och observerade förändringar de senaste åren görs i rapportens tredje del. Tonvikten ligger på vattenresurserna och lufttemperatur, nederbörd och avrinning analyseras. Östersjön – vårt artfattiga innanhav – påverkar och påverkas av det regionala klimatet. Hur Östersjön fungerar i ett klimatperspektiv behandlas i den sista delen.			
Key words/sök-, nyckelord			
Klimatförändring, klimatsystem, osäkerhet, regionalisering, salthalt, vattenresurser, utsläppsscenarier, Östersjön			
Supplementary notes/Tillägg		Number of pages/Antal sidor	Language/Språk
Denna rapport utgör en del av slutrapporteringen av forskningsprogrammet SWECLIM som pågick 1996-2003.		101	Svenska
ISSN and title/ISSN och titel			
0347-2116 SMHI Reports Meteorology Climatology			
Report available from/Rapporten kan köpas från:			
SMHI S-601 76 NORRKÖPING Sweden			

Innehåll

Del I. Klimatmodeller och modellklimat

av Michael Tjernström, Stockholms universitet

1. Introduktion.....	4
2. Varför klimatmodeller?.....	5
3. Vad är en klimatmodell?	6
3.1 Från energibalans till direkt simulering	
3.2 Klimatscenario och väderprognos	
3.3 Upplösningen är begränsande	
4. Regionala klimatmodeller - SWECLIMs modellsystem	11
4.1 Atmosfären	
4.2 Marken och vattnet	
4.3 Insjöar	
4.4 De regionala haven	
4.5 Det kopplade systemet	
5. Hur kan man veta vad som är en bra modell?	17
6. Hur bra är SWECLIMs modellsystem?.....	19
6.1 Temperatur och nederbörd	
6.2 Moln	
6.3 Östersjöns tillflöde, temperatur, is och salthalt	
7. Perfekta modeller finns inte	28
8. Vad kan bli bättre eller saknas helt i dagens modell?	29
9. Framtiden	30
10. Slutord	31
11. Läsvärt.....	31

Del II. Klimatförändring och scenarier – om kunskap och osäkerhet

av Markku Rummukainen, Rossby Centre, SMHI

1. Introduktion.....	33
2. Kunskaper och (o)säkerhet om klimatförändringen	33
2.1 Om jordens klimatsystem	
2.2 Klimatsystemets känslighet	
2.3 Framtida utsläpp beror på hur världen utvecklas	
2.4 Relationen utsläpp och atmosfärshaltsförändringar kan förändras	
2.5 Naturliga klimatvariationer finns också	
3. Filosofiskt och praktiskt om osäkerhet	42

4. SWECLIMs arbete.....	44
4.1 Utgångspunkterna i utsläppsscenarier och globala klimatmodeller	
4.2 Regionaliseringsmetoder och modellutveckling	
4.3 Modellvariationer ökar kunskapen	
4.4 Samanalis av flera modelleringar - ensembler	
5. Hur framtidens klimat beskrivs i SWECLIMs scenarier.....	49
5.1 SWECLIMs första klimatscenarier	
5.2 Alternativa modeller och utsläppsscenarier	
6. Strategier för framtiden.....	59
7. Läsvärt.....	60

Del III. Klimat och vatten i Sverige – om observationer och scenarier

av Sten Bergström, SMHI

1. Introduktion.....	63
2. Tillgängliga data	64
3. Vad har hänt med temperaturen?	64
4. Nederbörd och avrinning	65
5. Extrem nederbörd och avrinning	68
6. Vad visar klimatscenarierna för Sverige?	72
7. Jämförelser mellan klimatscenarier och observationer	73
8. Hydrologiska scenarier	75
9. Jämförelser mellan hydrologiska scenarier och observationer	79
10. Östersjöperspektivet.....	82
11. Diskussion	84
12. Slutsatser.....	85
13. Slutord	86
14. Läsvärt.....	86

Del IV. Östersjöns havsklimat – variationer och känslighet

av Johan Rodhe, Göteborgs universitet

1. Introduktion.....	88
2. Östersjöns topografi	89
3. Salthalten i Östersjön	89
4. Vilka faktorer bestämmer Östersjöns tillstånd?	92
5. Färskvattentillförselns variationer	94
6. Vad händer om färskvattentillförseln ändras i framtiden?	95
7. Effekter av värmeutbytet genom havsytan	96

8. Vad gör vinden?97

9. Avslutande kommentarer och blickar framåt..... 100

10. Läsvärt..... 100

Del I. Klimatmodeller och modellklimat

Michael Tjernström, Stockholms universitet

1 Introduktion

Under de senaste dryga 100 åren har människan på ett genomgripande sätt förändrat sina egna livsbetingelser på många olika sätt. Det torde inte råda någon stor oenighet om detta. Den tekniska utvecklingen och som en följd av denna den industriella revolutionen, följt av informations-samhället, har lett till oanade möjligheter för oss att styra eller åtminstone påverka vårt eget öde. Även befolkningsutvecklingen spelar en avgörande roll för människans påverkan på sina egna livsbetingelser. Om allt detta har varit av godo eller av ondo kan vi knappast bedöma idag – antagligen båda.

Allt fler bedömare är nu eniga om att människan har en avgörande inverkan på många av de naturliga fysikaliska, kemiska och biologiska system vi lever i. Hur vi förhåller oss till detta är en filosofisk fråga som knappast har något enkelt svar. Bara det faktum att vi förstår att det förhåller sig så och att vi kan teoretisera kring detta borde leda till att vi försöker systematisera denna kunskap och utarbeta svar på frågan om vår påverkan är positiv eller inte. Om den är negativ, bör vi söka svar på hur vi skall minimera denna påverkan.

Det framgår alltmer tydligt att människans utsläpp av så kallade klimatgaser, eller ”växthusgaser”, påverkar vårt klimat. Detta sker genom att atmosfärens sammansättning ändras så att det skyddande höljet av gaser kring vår jord återstrålar mer energi till jordytan än tidigare och därigenom värms systemet upp. Klimatets respons på denna ändrade drivning är dock långtifrån trivial. Många olika till synes kaotiska processer samverkar och hur en förändring manifesterar sig exakt vet vi inte tillräckligt mycket om ännu. Jordens klimatsystem finns mer utförligt beskrivet i del II i denna rapport.

Om vi verkligen ville säkerställa att mänsklighetens påverkan på jordens klimat minimeras råder det ingen tvekan om vad vi borde göra – omedelbart upphöra att till exempel förbränna fossila bränslen. Många anser dock att så drastiska åtgärder visserligen säkerställer en minimal påverkan på klimatsystemet, men har en alltför negativ påverkan på vårt liv på andra sätt. Vi måste finna utvägar som är både rimliga och effektiva. Men eftersom systemet är så komplext går det inte att enkelt överblicka konsekvenserna av olika utsläppsminskningar. Ej heller var eller hur man bör sätta in åtgärder för att anpassa samhället till det ändrade klimat som sannolikt kommer att inträffa. Det är här som klimatmodeller kommer in i bilden.

Enkelt kan man säga att en klimatmodell är ett syntetiskt klimatsystem uttryckt i matematiska termer, oftast i form av ett datorprogram. Med hjälp av detta kan man genomföra beräkningar, av klimatets tänkbara utveckling och hur olika processer samverkar, till att beskriva olika utvecklingar på olika platser. Man kan också studera tänkbara effekter av utsläppsreduktioner och därigenom ge råd till politiska förhandlingar om sådana. Klimatmodeller finns i olika komplexitetsgrad; generellt gäller att ju enklare modell, desto fler antaganden om hur systemet fungerar måste göras *a priori* (på förhand). Omvänt gäller också att ju komplexare modeller man använder, desto svårare blir resultaten att tolka – precis som det verkliga klimatet. En avvägning måste alltid göras så att man använder rätt modell till rätt frågeställning. Och man måste också veta att en modell – hur detaljerat den än beskriver klimatet – är en modell och inte det verkliga systemet. En modell har alltid inneboende brister. Risker för överraskningar finns alltid, och de kan bero på processer eller samspel mellan processer vi ännu inte riktigt förstår. En klimatmodell

blir därför aldrig färdig – den måste ständigt utvecklas. Här beskrivs översiktligt hur klimatmodeller byggs upp, med särskild tonvikt på det utvecklingsarbete som skett inom det svenska klimatmodelleringsprogrammet SWECLIM.

2 Varför klimatmodeller?

Det finns två huvudorsaker till att klimatmodeller är oundgängliga i studier av tänkbara effekter av mänsklig aktivitet på klimatet. Den första – och mest uppenbara – är att vi talar om framtiden. Hur skall man kunna säga något om framtiden utan hjälp av en modell av det system vi tror kommer att förändras? Det framtida klimatet beror på en mångfald olika händelseförlopp. En del av dessa är helt naturliga och en del är naturens svar på mänsklig påverkan. Andra är helt mänskliga. En hel del av dessa förlopp är väl kända och andra är mindre väl kända. I vissa fall är vår kunskap mycket begränsad. En del processer kan vi påverka, en del är utom vår kontroll och en del kan vi – men vill av olika skäl inte – påverka. För att bilda sig en uppfattning om hur framtiden kommer att utveckla sig är det nödvändigt att använda någon slags modell.

Detta är inte unikt för klimatet; till exempel är dagstidningarna fulla av ”prognoser” för den ekonomiska utvecklingen. Dessa kommer, åtminstone i de fall de inte bara utgör uttryck för någons personliga uppfattning, från modeller av hur ekonomisk utveckling beror av olika faktorer. En svårighet i dessa är att beskriva hur människor reagerar på olika faktorer. Och det är faktiskt samma sak med klimatet: ”Hur kommer utsläpp av växthusgaser i framtiden att påverkas av den kunskap vi idag har om dessas skadliga inverkan?”

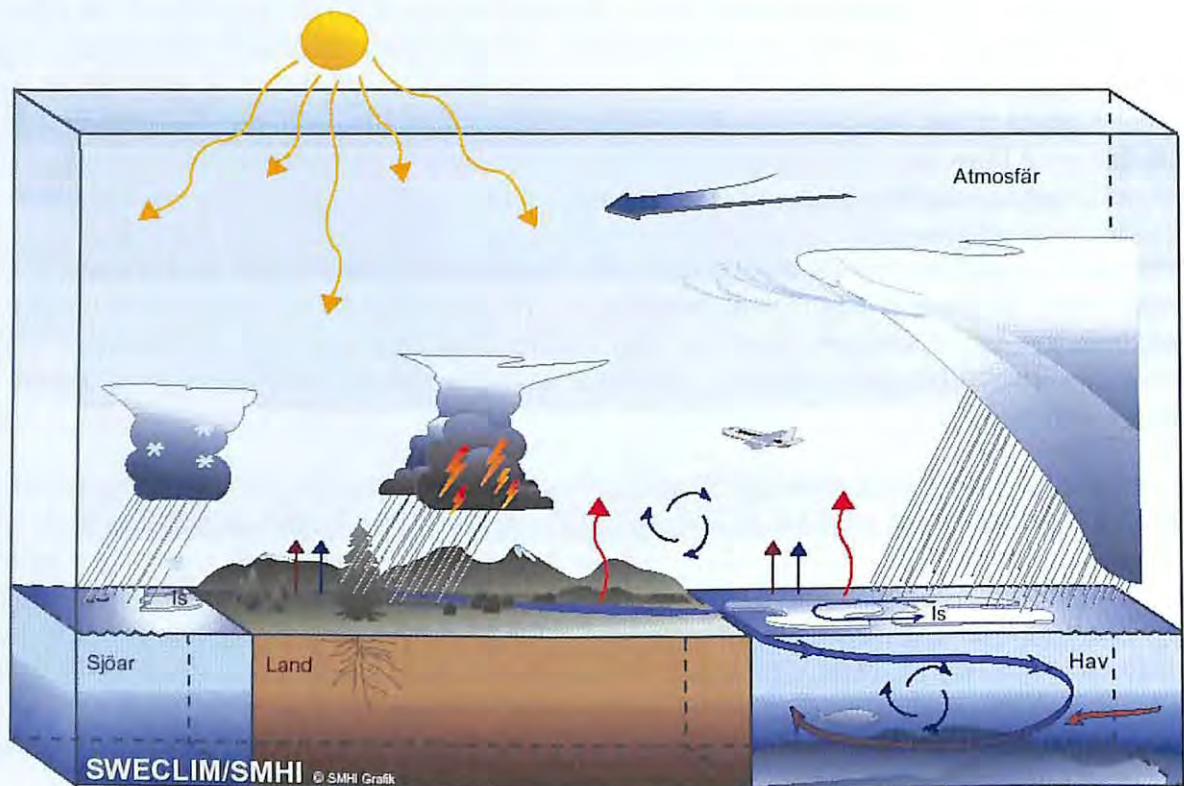
Klimatmodeller såväl som väderprognosmodeller baseras på fysikaliska teorier. Det finns dock en avgörande skillnad mellan väderprognoser och klimatscenarier. En prognos avser en förutsägelse om kommande väder nära i tiden. Klimatscenarier beskriver möjliga utvecklingar baserade på antaganden om ändringar i faktorer som påverkar klimatet. Mer om prognos och scenario i kapitel 3.2.

Det andra skälet har att göra med klimatsystemets inneboende karaktär. Med ett populärt ord kan man tala om ”*kaos*” men med ett mer matematiskt språk brukar man tala om icke-linjaritet. I vanligt vardagligt språkbruk brukar *kaos* betyda ungefär ”total oordning” eller något som inte går att förstå eller något som är omöjligt att förutse. I naturvetenskapliga sammanhang har *kaos* en något annorlunda betydelse. Det innebär processer eller system av processer som var och en går att förstå och även går att beskriva med till exempel matematiska formler. Alla beror dock på varandra samtidigt på ett sätt som gör hela systemet så känsligt för små variationer att även små förändringar i någon del gör att slutresultatet ändrar sig helt och hållet. Detta sker till synes helt oförutsägbart.

Ta ett exempel: Anta att vi står vid Järnbron i Uppsala ovanför alla fallen och försöker förbereda oss för forsränningen den sista april. Det gör vi genom att upprepade gånger lägga flöten i vattenet för att sedan följa deras väg längs ån till och med Islandsbron. Även om vattenföringen i Fyrisån i medeltal är oförändrad under försöket så kommer vi att finna två saker. För det första, om vi lägger i två exakt likadana flöten samtidigt så kommer de inte att återfinnas bredvid varandra efter Islandsbron. Detta oavsett hur nära varandra vi än lägger dem från början. För det andra, hur många gånger vi än upprepar experimentet så kommer vi *aldrig* att återfinna flötena två gånger på samma plats efter samma tid. Detta beror på den summerade effekten av alla små skillnader i den lokala strömningen som varje flöte upplever under sin färd. Denna typ av variationer finner vi också i atmosfären; atmosfärens gaser beter sig som en vätska, även om vi inte direkt kan se hur den rör sig. Denna icke-linjaritet är också orsaken till att den maximala längden

för en detaljerad – *deterministisk* – väderprognos är begränsad. Även med de allra största och snabbaste datorer och med de mest sofistikerade observationssystem kommer en väderprognos aldrig att kunna göras godtyckligt lång och noggrann. Detta beror på att till och med den verkliga atmosfären efter ett tag ”glömmer bort” varifrån den kommer. Hur skall då en datormodell av atmosfären kunna veta vart den borde vara på väg?

Klimatsystemet består av många olika ofta komplexa komponenter som alla är sammankopplade just på ett icke linjärt sätt (figur 1). Detta innebär att det inte är möjligt att avgöra hur en enskild process påverkar klimatet i slutändan, även om vi förstår processens omedelbara – primära – inverkan. Vi förstår den direkta effekten av ganska många klimatprocesser, men kan ofta ändå inte avgöra deras betydelse för hela systemet, just för att vi aldrig kan gissa oss till de många olika följdverkningarna. Vi kallar detta vanligen för återkopplingar. Det enda sättet en seriös ansats om klimatsystemet kan göras är genom att använda en modell av *hela* systemet. I själva verket kommer mycket av den kunskap vi har idag om klimatet och om klimatsystemet från studier som är genomförda med just modeller. Det enda systematiska sättet att hantera all denna information är just genom att integrera alla samtidigt i en klimatmodell.



Figur 1. En schematisk skiss av klimatsystemet. I en klimatmodell simuleras rörelser i atmosfär och hav direkt men många andra processer, som bildning av moln och nederbörd eller turbulenta flöden av energi i hav eller atmosfär, eller bildning av is osv., måste beskrivas med olika modeller ofta av empirisk karaktär (SWECLIMs Årsrapport 2001).

3 Vad är en klimatmodell?

Det finns många olika klimatmodeller av olika komplexitet och detaljeringsgrad. I princip kan man säga att varje försök att systematisera kunskap om något är en modell – i det följande skall vi dock begränsa oss till matematisk/naturvetenskapliga modeller, det vill säga sådana modeller där klimatsystemets fysik, kemi och i vissa fall biologi beskrivs i matematiska termer. Detta

möjliggör beräkningar i datorer. Det kan i sammanhanget finnas anledning att fundera över vad man menar med *simulering* och *modellering*. Dessa begrepp används ofta lite slarvigt som om de vore synonymer och begreppen har lite olika betydelse inom olika vetenskaper. I faktarutan ges en beskrivning av begreppen, relevant för klimatmodeller.

Simulera, modellera och parametrisera

Egentligen betyder "*simulering*" att man verkligen beräknar och beskriver ett händelseförlopp i dess fysikaliska detaljer. På motsvarande sätt betyder "*modellering*" att man beskriver följderna av ett förlopp som funktion av ett annat förlopp. När man till exempel försöker räkna ut hur vinden varierar i tid och rum, löser man den ekvation eller det system av ekvationer som beskriver just detta så gott man kan. Om man istället vill beräkna hur nederbörd bildas stöter man på två problem. Dels sker det på en sådan liten skala att man inte kan lösa upp det i en klimatmodell. Dels är det ett mycket komplicerat förlopp, mer än vad vi kan beskriva någorlunda enkelt. Kanske vi inte ens förstår alla detaljer i det ännu. Istället för att lösa det system av ekvationer som vi tror faktiskt beskriver denna process, löser vi i stället ett annat ekvationssystem, som vi tror approximativt beskriver denna process.

En "klimatmodell" är ofta en komplex blandning av simulering och modellering, vilket inte precis underlättar förståelsen av resultatet. För att ta ett konkret exempel så beräknar – *simulerar* – en modern global klimatmodell (en så kallad GCM, General Circulation Model = Allmän cirkulationsmodell – se nedan) atmosfärens och havens storskaliga rörelser. Men den primära drivningen av klimatsystemet, solens strålning och energiutbytet vid jordytan, liksom många klimatvariabler sker på så liten skala att de måste modelleras. Detta kallas ofta för *parametrisering* för att sambandet mellan till exempel nederbörd och den storskaliga rörelsen i atmosfären beskrivs parametriskt. Med detta menas att till exempel bildningen av nederbörd beräknas som en funktion av andra parametrar som beräknas explicit – *simuleras*.

3.1 Från energibalans till direkt simulering

De enklaste modellerna hör hemma under samlingsnamnet *Energibalansmodeller* eller EBM. Dessa betraktar nettoenergibalansen som följd av strålning – solens instrålning minus den del av denna som reflekteras tillbaka till rymden, minus den utstrålade värmestrålningen från marken plus den inkommande värmestrålningen från atmosfärens gaser och moln samt flöden av sensibelt och latent (avdunstning) värme genom turbulens. Den inkommande solstrålningen kan reflekteras endera av marken eller molnen – till mindre del av atmosfärens gaser – medan den inkommande värmestrålningen kommer både från atmosfärens gaser och från moln.

Eftersom den värmestrålning som kommer från jordens yta beror på dess temperatur kan man, om man antar något om hur mycket moln det finns och hur de och ytan reflekterar solen, samt hur stor koncentrationen är av olika atmosfärsgaser, beräkna en jämnviktstemperatur för ytan. Notera att man måste veta mycket om olika faktorer. En del av dessa kan tänkas förändras om klimatet ändras, till exempel molnen. Detta kan man inte säga något om i en sådan modell. Man offrar alltså realism på enkelhetens altare. Ursprungligen användes endast en ekvation för hela jordens medelklimat. Senare delades ofta jorden in i olika latitudband. I varje band löste man en separat energibalans ekvation, men då måste man också anta något om hur atmosfären och haven transporterar värme mellan olika breddgrader, till exempel att den ser ut ungefär som i dagens klimat – det kan man uppskatta från mätningar – men samtidigt antar man då att detta inte heller förändras om klimatet förändras.

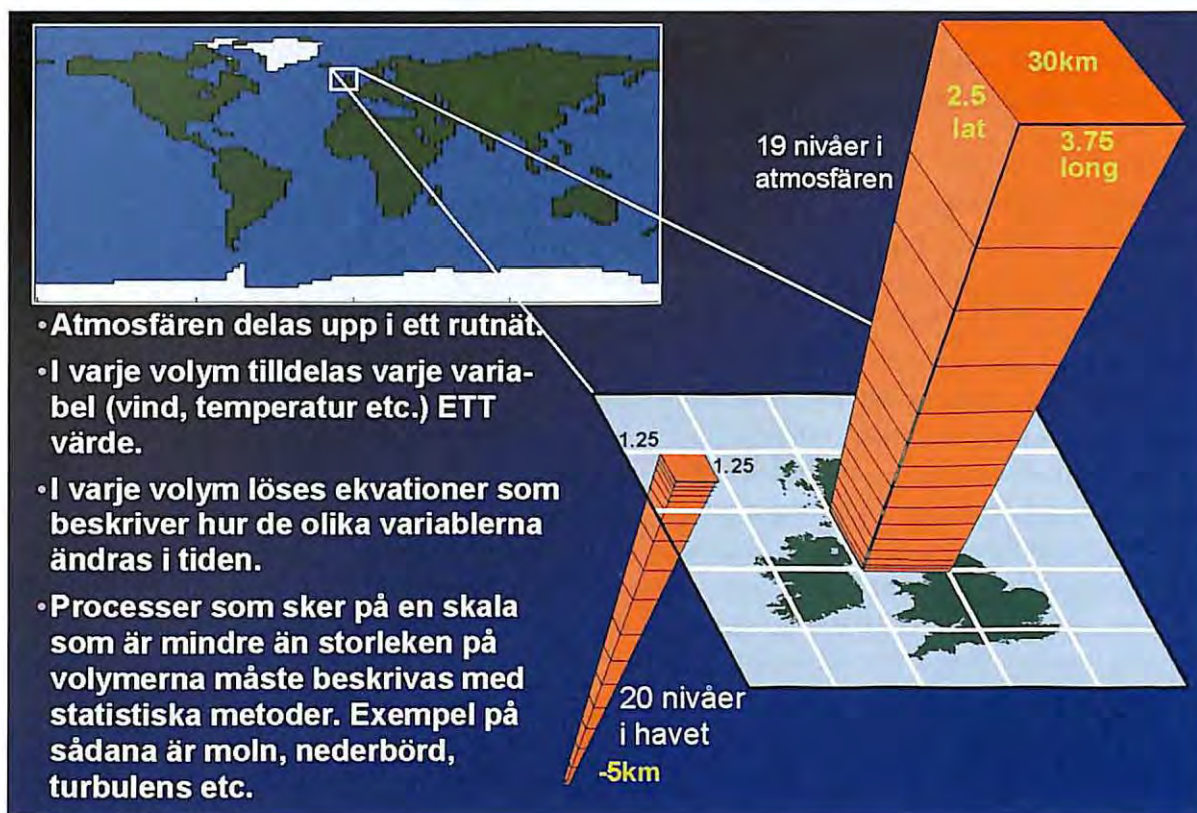
Styrkan hos en EBM är dess enkelhet. Man kan lätt och snabbt göra många olika beräkningar under olika antaganden. Svagheten är naturligtvis att den är en grov förenkling av verkligheten.

Även om en EBM hanterar de primära orsakerna för klimatets ändringar saknas de allra flesta återkopplingsmekanismerna.

I nästa steg kan en EBM kopplas till en modell för atmosfärens vertikala struktur och hur den förändras genom strålning och konvektion. Strålningen påverkar inte bara jordens yta. Man kan också skriva upp en energibalans ekvation för olika skikt i atmosfären. En sådan modell kan kallas för en strålnings/konvektionsmodell. Strålningen kan värma upp eller kyla av atmosfären olika mycket på olika höjd, men temperaturen kan inte variera hur som helst med höjden. Vanligtvis är det varmast närmast jordytan eftersom atmosfären i huvudsak värms underifrån. Temperaturen minskar sedan med ökande höjd, åtminstone de första 8-16 kilometrarna. Men temperaturen avtar inte hur snabbt som helst med höjden. I torr luft avtar temperaturen inte mer än ungefär 1°C per 100 m; något mindre om det bildas moln. Om den nedre delen av atmosfären värms upp mer än den övre får den en lägre densitet och då omfördelas värme mellan olika skikt genom vertikala rörelser; konvektion, därav namnet på modellen. Liksom en EBM kan den appliceras på endera hela globen eller på enskilda latitudband – i det avseendet liknar den en EBM. Den är dock något mer beräkningskrävande och behöver som regel en dator för att kunna användas.

Den idag mest använda typen av klimatmodell är dock den där de storskaliga rörelserna inom de olika delarna i atmosfärens och havens klimatsystem simuleras direkt. De rörelsesystem som utgör klimatets beståndsdelar och dess effekter simuleras explicit – högtrycksblockeringar såväl som oväder. På så vis introduceras en mängd olika processbeskrivningar som får samverka på det sätt vi vet, eller tror, sker i naturen. Man kan säga att en modern klimatmodell är en syntes av vår samlade kunskap – alla våra hypoteser – om klimatsystemet och hur det fungerar.

Denna typ av modeller har stora likheter med väderprognosmodeller. De består av en uppsättning ekvationer som beskriver hur centrala fysikaliska lagar omsätts i systemet, till exempel bevarande av energi, massa och vatten. På grund av systemets icke-linjaritet som diskuterades ovan, saknar ekvationssystemet en exakt (analytisk) lösning. Det måste därför lösas numeriskt i en dator. Detta sker i princip genom att både atmosfären och haven delas upp i många delvolymmer i ett så kallat *gridnät*, se figur 2. I varje volym beräknas *ett* värde på alla de olika variabler som utgör klimatet – temperatur, vind, fuktighet, moln etc. För dessa beräkningar använder man i grunden enkla grundläggande kunskaper om det fysiska systemet, till exempel att energi och rörelsemängdsmoment bevaras. Transporten av värme, vatten och rörelseenergi mellan de olika boxarna beräknas också. Storleken på de individuella gridvolymerna avgör hur mycket av systemet som kan simuleras explicit. Detta kallas för modellens *upplösning*. Mindre avstånd ger högre upplösning och mer detaljer kan då simuleras.



Figur 2. En schematisk beskrivning av hur strukturen i en modern klimatmodell är uppbyggd, med atmosfär och hav indelade i ett nät av gridvolym. [Figuren är adapterad från Hadley Center for Climate Research (<http://>)].

Detta tillvägagångssätt är dock inte helt oproblematiskt. En gemensam egenskap hos atmosfären och haven är att rörelser och fysik spänner över ett brett spektrum i rummet. Det spänner från de allra största rörelsesystemen på planetär skala, till turbulens som sker på skalor från kilometer till meter. Andra exempel på småskaliga fenomen är bildning av moln eller nederbörd, som sker på mikrometerskala. Många processer som direkt driver klimatet, till exempel hur solens strålning absorberas i markytan, haven eller i moln, och många andra processer av betydelse för klimatet (se figur 1) sker på en storlek som är *mycket* mindre än dessa gridboxar. Av praktiska skäl är det inte möjligt att direkt simulera alla dessa skalor. Ingen dator kommer att bli så kraftfull att hela jordens atmosfär och hav kan beskrivas med så hög upplösning att allt kan simuleras direkt. Dessa processer måste därför beskrivas på något annat sätt – modelleras. Det man i dagligt tal kallar för klimatmodellering är, som nämdes i faktarutan, oftast en sammansatt blandning av simulering och modellering.

3.2 Klimatscenario och väderprognos

Det finns fundamentala skillnader mellan väderprognoser och klimatmodellering, även om modellerna är likartade. Att göra en väderprognos är vad man kallar ett *initialvärdesproblem*. Med detta menas att resultatet av prognosen är direkt beroende av det initiala tillståndet i beräkningen. För att göra en väderprognos är det alltså nödvändigt att känna till det initiala tillståndet hos atmosfären så noggrant som möjligt. Detta gör man genom att använda en mix av modelltillstånd och tillgängliga observationer. Enkelt beskrivet analyseras tillgängliga observationer med hjälp av en "första gissning" som bygger på en tidigare prognos från modellen. På så

vis kan man till exempel få initialtillstånd också på platser där man för tillfället saknar observationer. Man tar också i denna process hänsyn till både observationernas kvalitet och prognosmodellens tillförlitlighet. En stor del av de senare decenniernas förbättringar av väderprognoser beror i själva verket på att man utvecklat bättre sätt att utnyttja observationerna eller på att man introducerat nya observationssystem, till exempel olika observationer från satelliter.

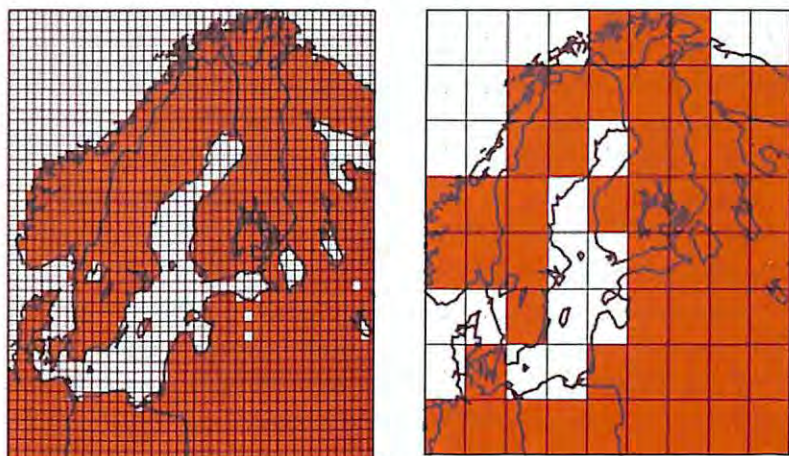
Till skillnad från väderprognoser är klimatsimulering ett *randvärdesproblem*. Detta innebär att resultaten styrs av systemets randvärden och hur de varierar, till exempel solensinstrålning eller vulkanutbrott. Observationer av klimatets tillstånd vid ett givet tillfälle, eller medelvärden av detta över en längre period, kan inte användas för att styra en klimatsimulering. Sådana observationer kan dock användas för att utvärdera en klimatmodell – vilket är mycket viktigt. Icke-linjariteten i systemet innebär att ingen klimatmodell kan beskriva vädrets utveckling i detalj långt in i framtiden. Det går alltså inte att förutsäga vädret på en given plats vid en given tidpunkt eller ens klimatet ett givet år flera år in i framtiden. Detaljer i vädret långt in i framtiden går helt enkelt inte att beräkna. Man säger att de saknar *prediktabilitet*. Men det beror inte på att de detaljer som modellen producerar är felaktiga på något fundamentalt sätt. Dess statistik kan fortfarande representera systemets tillstånd, även om detaljerna dag för dag inte är de som faktiskt kommer att inträffa. Tillståndet över flera år – klimatet – kan därför beräknas. Klimatet har på så vis en mycket längre *prediktabilitet* än de enskilda detaljerna – vädret – som utgör dess beståndsdelar. Av detta skäl talar man ogärna om *klimatprognoser*, eftersom ordet *prognos* antyder att man söker *en* och *endast en* ”korrekt” lösning. Istället talar man om *scenarier* som är bearbetade projektioner av tänkbara utvecklingar i framtiden. Resultatet är beroende av en mängd antaganden som alla är osäkra. Ett antal delvis olika scenarier byggda på samma antaganden brukar tillsammans kallas för en *ensemble*. Ett ensemblemedelvärde är medelvärdet av de aningen olika klimaten från alla medlemmarna i en ensemble och kan anses mer ”säkert” än en enskild modellering.

3.3 Upplösningen är begränsande

Klimatet är globalt. Till och med i väderprognoser för bara en vecka framåt i tiden, krävs att alla beräkningar utförs för hela globen. Redan i det fallet bestämmer i praktiken en begränsad datorkapacitet hur hög upplösning modellen kan ha. Högre upplösning betyder fler gridvolymen och därmed mer beräkningar och mer datortid. En klimatmodell används ofta för beräkningar för 100-tals år, istället för bara några dagar eller någon vecka som i en väderprognos. Klimatmodeller har därför oftast en ännu mindre upplösning än globala väderprognosmodeller. Ofta handlar det om omkring några 100 km. Det faktum att upplösningen – detaljeringsgraden – i en klimatmodell är begränsad påverkar resultaten negativt. Den praktiska användbarheten av ett klimatscenario begränsas. Ofta vill man veta vad som händer med klimatet över en mycket mindre yta än vad som är möjligt att lösa upp i en global modell, till exempel då det gäller hydrologiska beräkningar över ett enskilt avrinningsområde. Detta blir svårt eftersom ett sådant oftast är mycket mindre än en enskild gridyta i en klimatmodell (se figur 3).

Men den låga upplösningen i globala modeller påverkar även resultatet på ett mer direkt sätt. Två mycket viktiga faktorer för klimatet är fördelningen mellan land och hav och av de stora bergsmassiven. Bägge beskrivs dåligt i globala modeller, eftersom de ofta varierar på en mindre skala än vad som kan lösas upp i modellen. På många platser i världshaven finns till exempel trånga passager mellan landmassor, till exempel i Öresund eller vid Gibraltar. Andra exempel är passagera öster och väster om Island i norra Atlanten. Samtliga dessa är viktiga för det regiona-

la klimatet – de senare också för det globala klimatet. I de två förra fallen styr transporten genom sunden salthalten i de innanförliggande haven och därmed mycket av det biologiska samspelet.



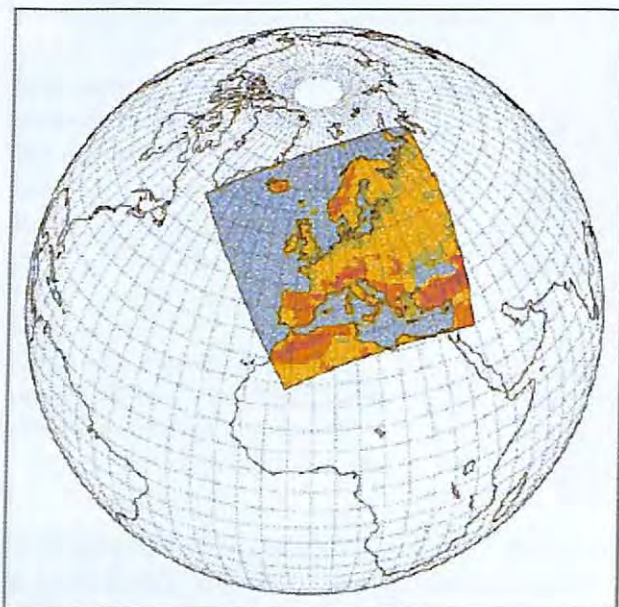
Figur 3. Ett exempel på hur horisontell upplösning påverkar beskrivningen av ett geografiskt område. Till höger ser man hur en typisk global modell uppfattar Skandinavien, med en upplösning på ~ 300 km. Till vänster visas samma karta över fördelningen land/hav men med en upplösning på ~50 km, typiskt för en väderprognosmodell.

Det senare exemplet är viktigt för den världsomspännande så kallade *termohalina* cirkulationen – en del av denna havscirkulation känner vi bäst under namnet *Golfströmmen*. Fördelningen mellan land och hav är också viktigt för atmosfären, eftersom land och hav ofta har olika temperatur och detta har viktiga effekter för vädret – därmed för klimatet. Hur bergskedjor beskrivs är också viktigt för en klimatsimulering, eftersom bergen har en systematisk påverkan på atmosfärens rörelse. I alla dessa exempel gäller att otillräcklig upplösning ger otillfredsställande resultat. För terrängen blir till exempel en dåligt upplöst bergskedja oftast för vid och inte tillräckligt hög.

I figur 3 visas ett exempel. Till höger ser vi en karta över Skandinavien, så som en global klimatmodell ser den. Till vänster ser vi hur den kan se ut till exempel i en väderprognosmodell. Det är uppenbart att den Skandinaviska fjällkedjan blir både för bred och för låg, och får en egendomlig orientering i den globala modellen. Östersjön liksom Bottenviken blir i den globala modellen insjöar utan kontakt med Kattegat eller Nordsjön, och Finska Viken försvinner helt. Nu kan man ju argumentera att Finska Viken eller Bottenviken inte betyder så mycket för det globala klimatet. Det gör de knappast heller och de globala modellerna fungerar trots allt relativt bra för det globala klimatet. Men för de som bor i Helsingfors eller Luleå blir det en stor skillnad. Resultaten från en global modell blir inte representativa varken för platsen eller skalan.

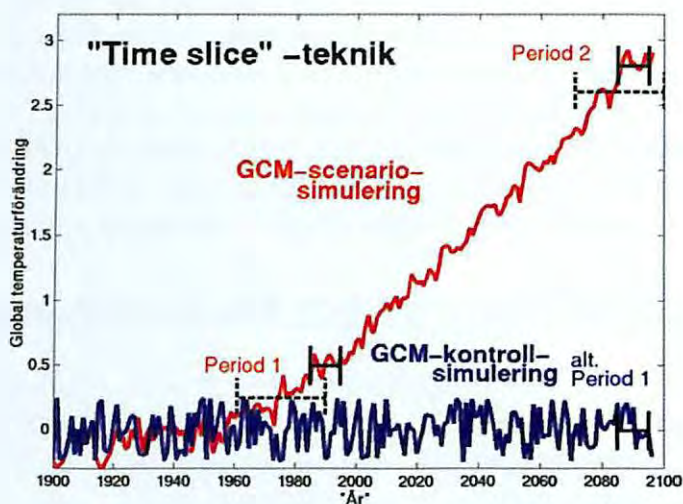
4 Regionala klimatmodeller – SWECLIMs modellsystem

Men om högre upplösning kostar mer datorkraft, hur skall man då göra för att få högre upplösning utan att beräkningstiden blir orimlig? En lösning kallas *regional klimatmodellering* eller *dynamisk nedskalning*. Denna bygger på samma principer som ligger bakom hur regionala väderprognoser gjorts de senaste decennierna. Principen är enkel – man använder resultat från en global modell som randvärden för en regional modell. På detta vis kan man begränsa den totala storleken på domänen (området) i beräkningen. Då kan man också kosta på sig en högre upplösning. Figur 4 visar hur ett sådant område ser ut och i figur 3 ses exempel på skillnad i upplösning mellan en global och en regional modell.



Figur 4. En typisk horisontell domän i SWECLIMs regionala modellsystem inskrivet i en global modell. Inom den regionala domänen visas terrängen med en färgskala.

För att ytterligare minska kravet på datorkraft och lämna utrymme i datorerna för hög upplösning, kördes SWECLIMs scenarier som så kallade "time-slice" (tidssnitt) experiment, se figur 5. Istället för att börja med dagens klimat och räkna framåt i tiden till exempel 100 år, så tas begränsade tidsserier ut från den globala modellen, en i dagens klimat och en för den period då scenariot skall gälla. Den regionala modellen körs sedan endast för dessa begränsade perioder och inte för hela 100-års perioden. Klimatförändringen definieras sedan som skillnaden mellan modellresultaten för de två tidsserierna.

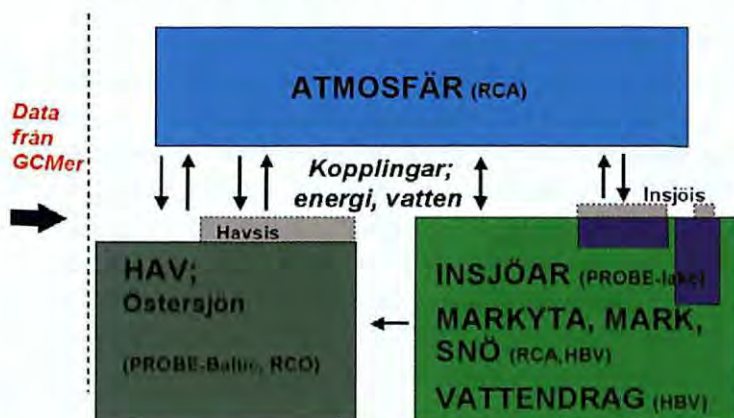


Figur 5. Schematisk beskrivning av så kallad "time-slice"-teknik. Den blå linjen representerar en kontrollkörning med en GCM, det vill säga en körning för dagens klimat. Den röda linjen representerar på motsvarande sätt en körning för en kontinuerlig klimatförändring. Den så kallade "time-slice"-tekniken kan appliceras på två sätt. Två tidsfönster ("time-slices") väljs. Antingen från två tidsperioder i klimatändringskörningen eller en från densamma och en från kontrollkörningen. Klimatändringen definieras som skillnaderna mellan de två utvalda perioderna.

Detta låter enkelt, men det är aldrig enkelt att blanda resultat från två olika modeller – en global och en regional. Man vill naturligtvis att den regionala modellen skall ha en tillräckligt stor domän för att kunna dra nytta av den bättre beskrivningen av klimatet i denna, men detta kan också få oönskade effekter. Redan den högre upplösningen i den regionala modellen ger troligtvis en bättre beskrivning av det regionala klimatet och den gör också att det är meningsfullt att använda en mer avancerad beskrivning av olika processer som är viktiga för klimatet. Men detta kan också leda till att klimatet i den regionala modellen skiljer sig något från det i den globala modellen. Till exempel kan den bättre beskrivningen av klimatet i den regionala modellen leda till att lågtryck i denna systematiskt tar en något annan bana än de gör i den globala modellen. Man får då resultat i den regionala modellen som inte är konsistenta med motsvarande resultat i den globala modellen och detta kan leda till problem, även om de regionala resultaten i princip är bättre – mer realistiska – än de från den globala modellen. Gör man istället den regionala domänen mindre kommer dess resultat att följa den globala modellen bättre, men samtidigt drar man då inte heller full nytta av fördelarna i den regionala modellen. Detta är ett problem som inte har någon enkel lösning.

Klimatsystemet består av ett stort antal intimt kopplade delar. Men i en klimatmodell beskrivs dessa oftast av separata delmodeller. Kopplingen mellan dessa är ett centralt problem. Vi har diskuterat hur det globala och det regionala klimatet kopplas vid regional klimatmodellering, men även *inom* den regionala modellen finns alltså kopplade delsystem. Grovt kan de delas upp i modeller som beskriver atmosfären, modeller för energiutbytet och de hydrologiska processerna vid och i marken, samt modeller för haven. En korrekt beskrivning av energiutbytet vid markytan är viktig även för väderprognoser och av tradition är denna oftast direkt inkluderad i modeller av atmosfären. Utvecklingen i haven är å andra sidan mindre viktiga för vädret – men inte för klimatet. Modeller av haven har av tradition därför ofta utvecklats separat så att de kan köras separat men med drivning av resultat från atmosfärmodellen eller med drivning direkt från observationer. Beskrivningen av vart vattnet tar vägen då det når marken har oftast utvecklats separat i hydrologiska modeller.

SWECLIMs modellsystem



Figur 6. En schematisk beskrivning av SWECLIMs regionala modellsystem, bestående av atmosfär, hav (inklusive is), mark (inklusive vattendrag) och insjöar. Pilarna indikerar flöden av vatten eller energi. Den stora pilen indikerar indata från någon global klimatmodell.

Det finns också en tidsskaleaspekt i denna uppdelning. Detaljer i atmosfären ändrar sig snabbt, på tidsskalor från timmar till dagar och detta gäller även för energiutbytet vid markytan. Förändringar av vatten i marken eller grundvattnet har en mycket längre tidsskala med en dominerande

årscykel. Haven har också en variation inom året men har även en ännu längre tidsskala. Deras rörelsesystem varierar på en skala av 10- till 100-tals år.

För denna diskussion delas klimatsystemet schematiskt upp i fyra delar, som beskrivs av separata modeller (se figur 6): Atmosfären, marken och vattnet, insjöar samt haven.

4.1 Atmosfären

SWECLIMs atmosfärmodell bygger på den regionala väderprognosmodellen HIRLAM, men med många och viktiga förbättringar. I en väderprognosmodell korrigeras eventuella systematiska men långsamma fel med observationer med regelbundna intervall och kan därför döljas. I en klimatsimulering är inte detta möjligt. Därför har de flesta beskrivningarna av ouplösta klimatprocesser – så kallade *parameteriseringar* – bytts ut eller förbättrats. Dessa förbättringar har för övrigt förts tillbaka till HIRLAM och där visat sig ge betydande förbättringar i resultaten även för väderprognoser.

Förutom en dynamisk kärna som beskriver de upplösta rörelserna i atmosfären, består atmosfärmodellen av flera moduler som beskriver bildning av moln och nederbörd, absorption och emission av strålning samt turbulenta flöden av rörelseenergi, värme och vattenånga, framförallt i det skikt som är närmast jordytan som interagerar direkt med denna – det atmosfäriska *gränsskiktet*. Beskrivningen av moln och nederbörd skiljer på *konvektion* och sådana moln (*skiktmoln*) som oftast förekommer i samband med frontsystem. Beskrivningen av strålning betraktar både den kortvågiga strålningen från solen och långvågiga värmestrålningen från markytan, molnen och atmosfärens gaser. Alla dessa processer är relativt snabba – turbulensen i gränsskiktet varierar på skalor från minuter och timmar till dygn; moln varierar också på samma sätt medan de större rörelsesystemen har en längre tidsskala, från dygn till veckor.

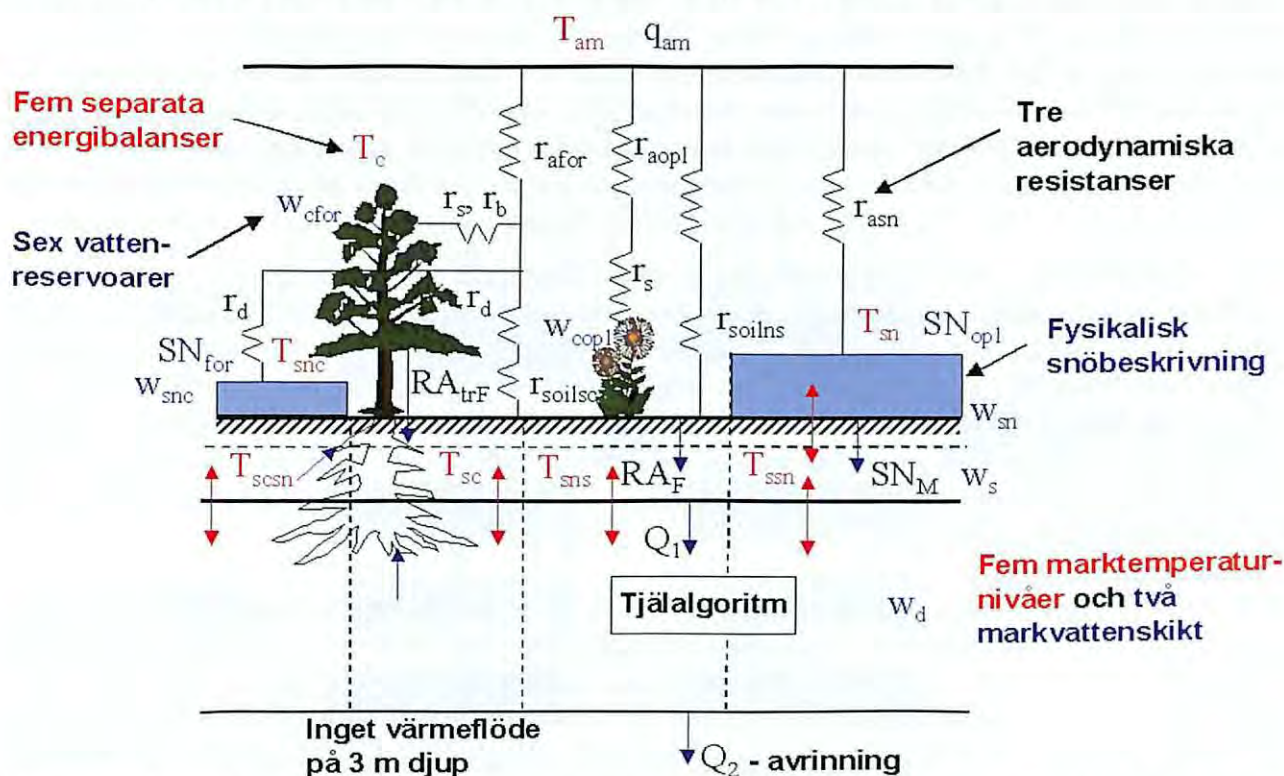
4.2 Marken och vattnet

I SWECLIMs modellsystem är denna del tekniskt inkorporerad i atmosfärmodellen. Eftersom energibalansen vid markytan har en mycket kort tidsskala måste den kopplas direkt till atmosfärmodellen hela tiden. Men medan en väderprognos sällan bryr sig om vad som händer med det vatten som hamnar nere i marken måste en klimatmodell ta hand om det på ett realistiskt sätt.

I SWECLIMs modellsystem hanteras tre huvudtyper av underlag separat: Vattenytor (hav och sjöar), ”öppen” mark (mark med endast låg vegetation) och skog. I figur 7 beskrivs schematiskt energibalansen vid markytan, såsom den är formulerad i RCA-modellen version 2.1. Inom varje del av markytan beskrivs dessutom energibalansen för tre olika typer av yta: vegetation, snö, samt marken under vegetationen. Skälet till denna uppdelning är att både vegetation och snö, då den förekommer, reagerar mycket snabbare på förändringar i energibalansen än till exempel temperatur och vatten nere i marken. Utbytet av vatten mellan mark och atmosfär sker genom avdunstning eller kondensation vid olika ytor, till exempel vegetationen, eller som nederbörd. Om den senare faller som snö ligger den kvar på marken som en reservoar tills temperaturen blir tillräckligt hög så att den smälter. En liten mängd smält vatten stannar då kvar i snön och kan återfrysas – bilda skare – om temperaturen faller igen. Om markytan är snötäckt eller inte, om vegetationen är aktiv eller inte förändrar flödena av energi och vatten dramatiskt. Snö har till exempel ett mycket högre albedo – högre reflektionsförmåga – än barmark.

Den andel av nederbörden som inte direkt avdunstar tillbaka till atmosfären rinner som regel ner i marken. Detta gäller även för vatten från smältande snö. Men hålrummen i marken kan inte

innehålla hur mycket vatten som helst; hur mycket vatten som kan bindas i marken beror bland annat på jordarten. Först bildas grundvatten som rinner ut i små vattendrag som så småningom bildar större vattendrag och sjöar, och slutligen flödar det ut i havet. Denna komplicerade process beskrivs i SWECLIMs modellsystem på ett schematiskt sätt. Om markvattenhalten närmar sig mättnad tillåts vatten flöda neråt i marken och till sist bildas *avrinning* – vatten som inte tillåts återvända till atmosfären. Detta samlas ihop geografiskt till vattendrag som flödar ut i havet. Där påverkar detta vatten – som ju är färskvatten – salthalten i havet.



Figur 7. Schematisk beskrivning av hur energiutbytet vid marken beskrivs i SWECLIMs modellsystem (RCA v2.1). Överst drivs systemet av flöden av temperatur, fuktighet, nederbörd och strålning från atmosfären och i botten rinner överskottsvatten bort. Olika resistanser beskriver hur olika typer av ytor interagerar med atmosfären och skapar flöden av värme och vatten genom turbulent transport.

4.3 Insjöar

Även insjöar är i SWECLIMs modellsystem tekniskt sett en integrerad del av atmosfärmodellen men är beskrivna av en separat modell. Att beskriva insjöarna är relativt ovanligt i klimatmodeller, men insjöar är en viktig beståndsdel av det regionala klimatet i Skandinavien. Särskilt i norra Sverige och i Finland utgör de en betydande del av den totala markytan. I SWECLIMs modellsystem behandlas djupa och grunda sjöar. Grunda sjöar betraktas som ett enda homogent skikt, medan en vertikal medelprofil av temperaturen beräknas i de djupare sjöarna. I bägge typerna beskrivs också bildning och avsmältning av is. Sjöarna är än så länge inte kopplade till avrinning från hydrologimodellen, utan vattenmängden betraktas som statisk. Flöden av vatten, värme och strålning utgör kopplingen till atmosfären och står både för atmosfärens påverkan på sjöarna och sjöarnas påverkan på atmosfären.

4.4 De regionala haven

Östersjön har en speciell betydelse för det regionala klimatet i de Nordiska länderna. Särskilt viktigt är att veta när och hur mycket is som bildas på vintern. Men även ytvattentemperaturen varierar både i tid och rum, främst beroende på drivningen från atmosfären. Isen isolerar atmosfären från vattnet då den bildas och den istäckta vattenytan reagerar i princip som om den vore land. Öppet vatten har en stor värmekapacitet, vilket gör att temperaturen på sommaren inte blir så hög medan vintrarna blir mildare. För att kunna studera effekterna av en eventuell klimatförändring på Östersjön är dess salthalt viktig. Denna bestäms av flera olika faktorer. Inflödet av vatten med hög salthalt från Kattegatt och Nordsjön genom Öresund och Bälten sker sporadiskt i tiden och kräver en kombination av mycket speciella väderförhållanden. Balansen mellan avdunstning och nederbörd över havsytan sker kontinuerligt i princip på samma sätt som över land. Avrinning av färskvatten från de många vattendragen i regionen beror på nederbörden över land med eftersläpning i tiden. Östersjön och dess salthalt beskrivs närmare i del IV i denna rapport.

För att i detalj kunna beskriva Östersjön har en särskild modell utvecklats. Den fungerar i princip på samma sätt som atmosfärmodellen. Östersjöns hela volym har delats upp i ett tredimensionellt gridnät. I detta nät av volymer beräknas detaljerat hur strömmar bildas, hur salthalten varierar, och hur ytan fryser till is och smälter. Ismodulen håller också reda på hur isen flyttar sig med både vindar och havsströmmar. På den horisontella rand som vetter mot Atlanten kopplas modellen mot resultat från en global modell på samma sätt som sker i atmosfärmodellen, men saltinflöden genom Öresund och Bälten regleras med hjälp av atmosfärens tryck vid marken, taget från atmosfärmodellen.

SWECLIM förfogar också över en enklare havsmodell – PROBE Baltic. Denna fungerar i princip på samma sätt som modellen för djupa sjöar som får representera stora naturliga delmängder av Östersjön, så kallade *bassänger*. Mellan dessa transporteras vatten genom empiriska samband. Även i denna modell inkluderas bildning och smältning av is. För de stora havsområdena över norra Atlanten hämtas ytvattentemperaturer från den globala modell av hav och atmosfär som även driver atmosfärmodellens ränder.

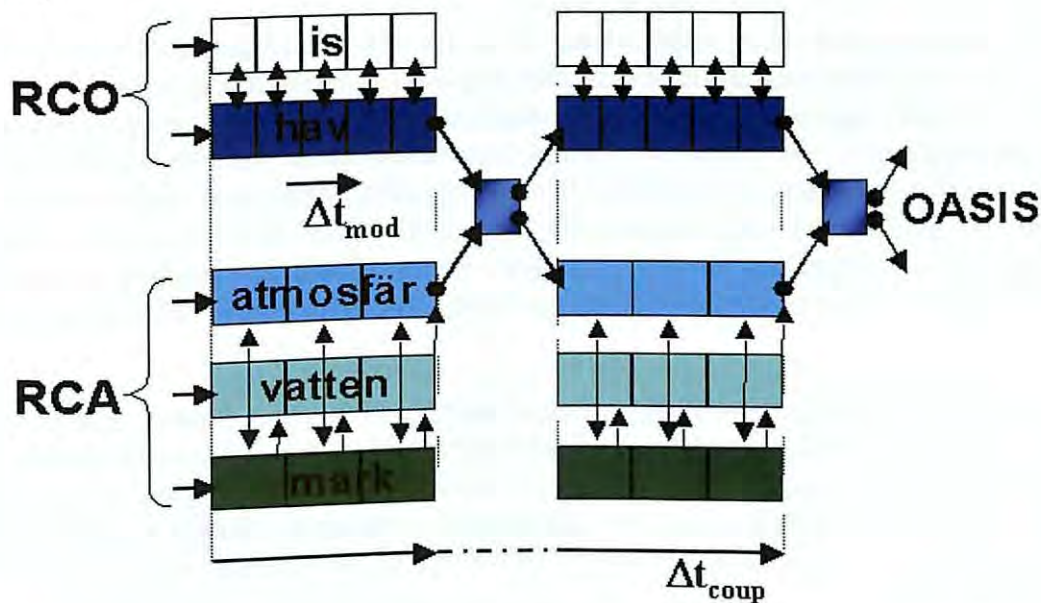
Ett särskilt problem för havsmodelleringen är den så kallade "time-slice"(tidssnitt)-teknik för regionala simuleringar som beskrivits tidigare. Atmosfären reagerar så snabbt på förändringar att man kan starta en regional simulering praktiskt taget när som helst från resultaten i en GCM. Detta gäller inte för haven, som reagerar mycket långsammare. I Östersjön gäller detta särskilt salthalten. Om man startar en simulering av Östersjön för en 30 årig tidsperiod som börjar om 70 år med ett starttillstånd så som det ser ut idag, kommer inte Östersjöns salthalt att kunna "hinna ikapp" det nya tillståndet ens om simuleringen är flera tiotals år lång. Därför bör man i ett klimatförändringsscenario tolka förändringar av salthalten försiktigt, så länge scenariet är producerat som en "time-slice".

4.5 Det kopplade systemet

Kopplingen mellan de olika delarna i modellen av klimatsystemet är mycket viktigt. Görs inte detta på rätt sätt kan hela modellen "läcka". Värme eller vatten kan försvinna ut ur eller uppstå inne i systemet, genom att flödet ut ur ett delsystem blir annorlunda än det motsvarande in i ett annat angränsande. Mellan några av de olika systemen är detta löst genom att de är tekniskt integrerade i samma modell. Flödet av vatten och värme mellan mark och atmosfär sker till exempel i samma modell och med samma tidsupplösning och blir därmed konsistent mellan delsystemen. Detta beror på att temperaturen på markytan reagerar snabbt och direkt på ändringar i atmosfären. För utbytet mellan hav och atmosfär och mellan land och hav – avrinn-

ing – är reaktionstiden längre. Men å andra sidan är det ofta nödvändigt med en högre rumslig upplösning i havet än av atmosfären. Det beror bland annat på att man vill kunna simulera havsströmmarna genom smala sund direkt, till exempel genom Bälten eller Öresund.

I SWECLIMs klimatmodellsystem, liksom i de allra flesta klimatmodeller, ligger skiljelinjen mellan olika modeller alltså främst mellan å ena sidan atmosfär/mark/insjöar, som alla är direkt kopplade i varje tidpunkt, och å andra sidan havet, i detta fall Östersjömodellen, eftersom skillnaderna i rumslig och tidsmässig upplösning är som störst här. Kopplingen mellan dessa två system sker med hjälp av ett särskilt datorprogram – en *kopplare* – som kallas OASIS. Tekniskt går det till så att de tre delarna – RCA (atmosfär/mark/insjömodellen = *Rosby Centre Atmospheric climate model*), RCO (Östersjömodellen = *Rosby Centre Ocean climate model*) samt OASIS körs parallellt. Tillsammans kallas de för RCAO (*Rosby Centre Atmosphere Ocean model*).



Figur 8. Schematisk beskrivning av hur OASIS fungerar. RCA (atmosfär, vatten och mark) samt RCO (hav och is) körs parallellt i tretimmarsintervall. Var tredje timma ser OASIS till att modellsystemen utbyter information på ett konsistent sätt, så ingen energi, momentum eller färskvatten (från nederbörd eller vattendrag) går förlorad.

OASIS samordnar de två andra körningarna så att de går i takt. Med jämna mellanrum – i RCAO oftast var tredje timma – stoppar OASIS de andra två modellerna tillfälligt. Alla flöden av värme, momentum och färskvatten, inklusive vattenföringen i vattendragen, som skall föras över till Östersjön beräknas då i RCA. OASIS ser till att dessa förs över till RCO och svarar också för interpolationen mellan de två olika modellerna, som ofta har olika upplösning. Sedan körs RCA och RCO vidare med de nya randvärdena de fått från varandra – RCA med nya ytvattentemperaturer och information om eventuell is och RCO med den nya informationen om flöden från atmosfären och vattendragen. Detta beskrivs schematiskt i figur 8. Genom att i princip alla flöden beräknas i atmosfärmodellen och förs över till havsmodellen kan man vara säker på att inget "läcker" mellan modellerna.

5 Hur kan man veta vad som är en bra modell?

Att beräkna framtidens klimat med en modell som inte klarar av en bra beskrivning av dagens klimat är självklart meningslöst. Det finns därför egentligen bara ett sätt att utvärdera hur pass

bra ett klimatmodellsystem är och det är genom att utvärdera hur pass bra det förmår att beskriva dagens klimat. Man jämför modellens beräknade klimat med oberoende observationer av klimatet. Då uppstår tre principiella problem: drivningen på de horisontella ränderna, kontrollperiodens längd och kvaliteten på de observationer som används för utvärderingen.

Eftersom RCAO är en regional modell, där informationen om det storskaliga klimatet är tänkt att hämtas från en global klimatmodell, måste motsvarande storskaliga information om det nuvarande klimatet hämtas från en global modell. Men vi vet att de globala klimatmodellerna är långt ifrån perfekta och att olika globala klimatmodeller ger något olika resultat för en given region. Om man då väljer att utvärdera en regional klimatmodell med drivning från en global klimatmodell, mot faktiska observationer av klimatet blir resultaten olika beroende på vilken global modell man valt att använda. Man kan säga att resultaten från den regionala modellen känner av brister i den globala modell man valt. Det finns ett bättre sätt.

I alla väderprognossystem finns något som kallas för data-assimilation. Detta innebär att en väderprognosmodell körs för relativt korta tidsintervall – typiskt sex timmar – och i slutet av varje sådant intervall sker en analys av alla tillgängliga observationer, med hjälp av resultatet från modellsimuleringen som en första gissning. I princip innebär det att i områden där det finns mycket information från bra observationer så kan modellen rättas med hjälp av dessa, och att i områden där det är brist på observationer får modellresultaten större betydelse. Genom denna kontinuerliga process skapas en serie av tredimensionella fullständiga analyser av alla modellvariabler, som kan ses som en optimal mix av det bästa från modellen och det bästa från observationerna.

Men långa tidsserier av sådana analyser från de operationella vädertjänsterna är kontaminerade av att både modellerna och assimileringstekniken utvecklas i tiden. För klimatstudier finns det därför så kallade återanalyser. I dessa har något state-of-the-art system körts om för en längre period. Resultaten från dessa kan ses som den bästa – om inte perfekta – representationen av dagens klimat. Dessa analyser kan användas som drivning på ränderna vid en utvärdering av en regional klimatmodell.

Eftersom klimatet per definition är vädrets egenskaper över en längre tid måste modellen köras för en lång tidsperiod, och sedan utvärderas mot observationer som medelvärdesbildats över samma period. Denna period måste vara "tillräckligt" lång, eftersom variationen av vissa parametrar, till exempel nederbörd, kan variera mycket mellan olika år eller mellan olika decennier. Väljer man en för kort period löper man risken att missa viktiga extrema händelser, till exempel extremt torra och varma somrar eller år med mycket nederbörd och översvämningar. Klimatet är ofta *ad-hoc* definierat som ett medelvärde av vädret över 30 år. Så långa simuleringar för att utvärdera en regional klimatmodell är ovanliga – SWECLIM har använt minst fem år vid olika tester och utveckling av systemet och ~ 5 - 20 år för olika utvärderingar. Till sist är detta en avvägning mellan tillgängliga data och tillgång på datorkraft. Avancerade satellitdata för utvärdering av modeller är till exempel bara tillgängliga för de senaste decennierna.

Det är viktigt att utvärdera modellsystemet mot relevanta observationer. I vissa fall är detta enklare, till exempel när det gäller tryck vid marken. För andra parametrar, till exempel moln och nederbörd, är det mycket svårare. Man måste noga, i varje fall, överväga om en skillnad mellan modellresultat och observationer beror på att modellen är fel, om det beror på att observationerna är fel eller om det beror på att både modell och observationer är riktiga men kanske representerar olika saker. Ett exempel då observationerna har systematiska fel är nederbörd. Denna är svår att mäta, särskilt på vintern. Nederbörden samlas då upp i särskilda kärl som töms och volymen mäts med regelbundna intervall. Flera problem uppstår. Nederbörden kan variera

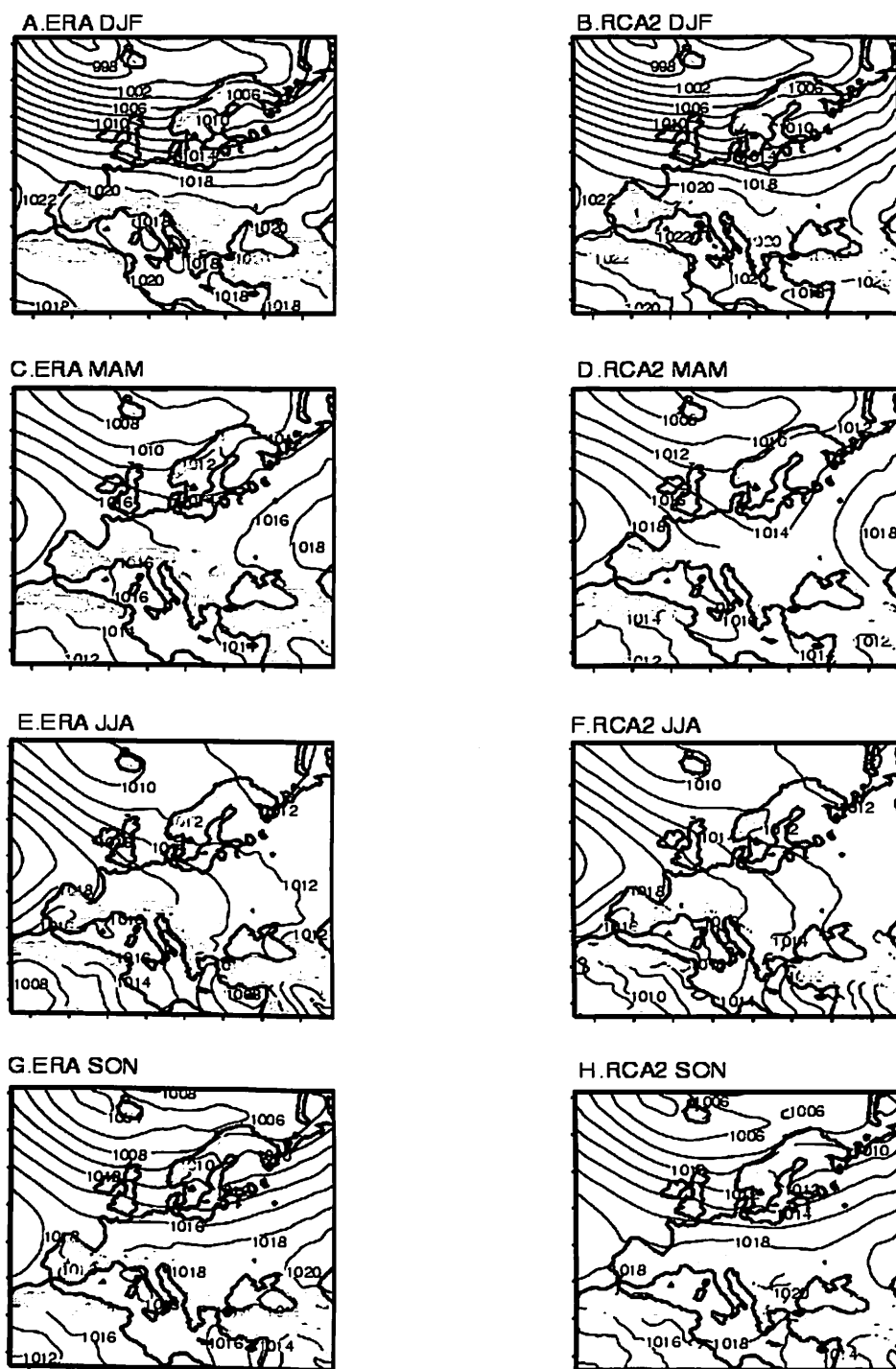
mycket över ytan i vissa vädersituationer, till exempel vid åskskurar. Men mätningarna sker alltid i punkter – resultatet kan ge såväl en överskattning som underskattning av ytmedelvärdet, vilket är det som beräknas i en modell. Nederbörden transporteras också horisontellt av vinden och en del kommer aldrig ner i mätkärlat alls. Detta är en särskilt viktig felkälla under vintern, eftersom snö blåser omkring lättare än regn. Om nederbördskärlet töms bara en gång per dag, till exempel en varm sommardag, kan en hel del nederbörd avdunsta ur kärlet innan den hinner mätas. Problem som alltid leder till en underskattning av nederbördsmängden. Nederbördsuppskattningar från väderradar eller från satelliter ger mer täckande ytmedelvärden, men är behäftade med andra osäkerheter eftersom de inte mäter själva nederbörden, utan något annat som är kopplat till denna. Ofta kan det vara bättre att utvärdera till exempel avrinning från modellen mot vattenflödet från observationer i vattendragen. Bägge dessa är integrerade mått på nederbörd och avdunstning över en större yta och en längre tidsperiod.

Ett annat exempel på systematiska avvikelser finner man i lufttemperaturen. Temperatur är i och för sig lätt att mäta med god noggrannhet, men av praktiska skäl sker observationerna på platser där det bor människor. I fjällområden är detta främst i lägre liggande terräng i dalgångar. På vintern kan det leda till systematiskt för låga ytmedeltemperaturer eftersom kall luft ofta samlas i lägre liggande terräng. Detta ”fel” beror alltså inte på att observationerna är felaktiga utan på att de representerar något annat än de temperaturer modellen beräknar. Det kan också finnas dalgångar där observationer görs som är så smala att de inte alls representeras i modellen med sin begränsade upplösning. Varken modellen eller observationerna är felaktiga utan representerar bara olika saker; ytmedelvärden respektive punktvärden.

Modellen beräknar också många variabler som helt enkelt inte mäts regelmässigt, till exempel markvattenhalt eller turbulenta flöden. I dessa fall utnyttjas i första hand sådana direkta mätningar som kan finnas tillgängliga för kortare perioder genom speciella fältexperiment inom olika forskningsprojekt. En huvudprincip är att i största möjliga mån utvärdera parametrar som beräknas i modellen direkt mot mätningar av samma sak.

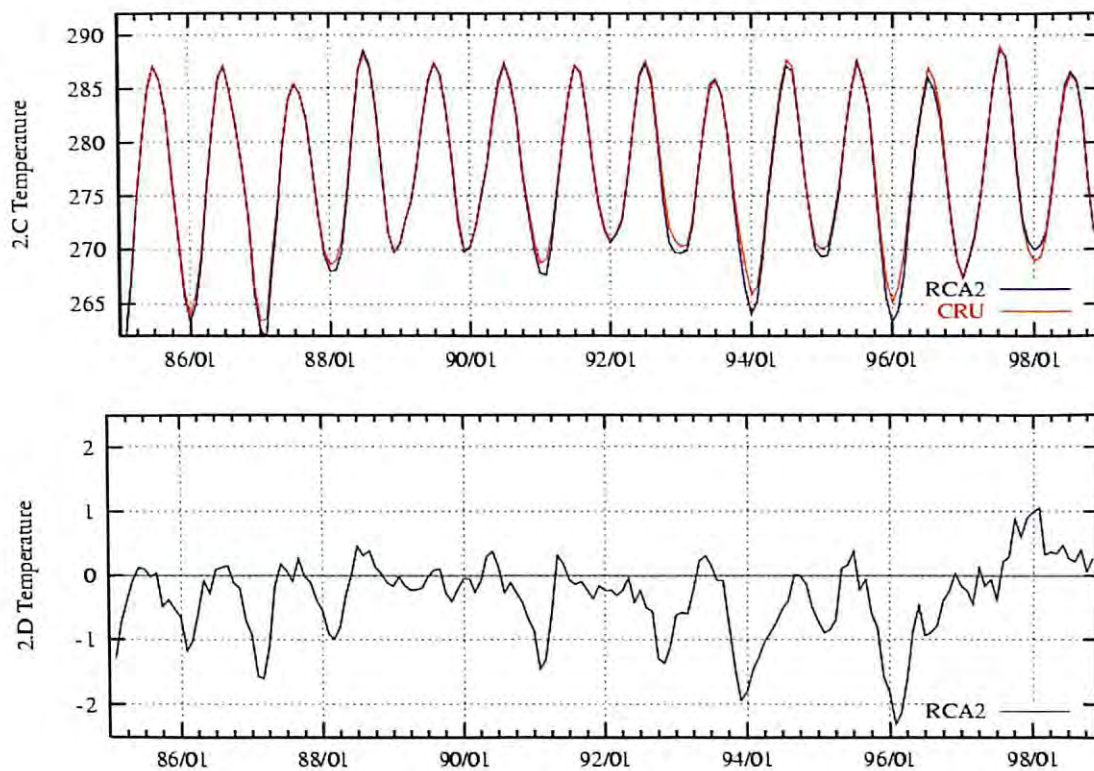
6 Hur bra är SWECLIMs modellsystem?

För att avgöra hur pass bra SWECLIMs modellsystem representerar dagens klimat har ett antal olika långa simuleringar gjorts. RCA har körts med data från ett återanalysprojekt vid ECMWF (Europeiska centrat för medellånga väderprognoser) som drivning på de laterala ränderna samt med analyser av ytvattentemperaturer och is på Östersjön istället för data från RCO. Flera långa körningar med observerade atmosfärsvariabler som randvärden har gjorts med RCO. Slutligen har flera tester med det kopplade systemet genomförts. Att de olika testen lagts upp på detta sätt beror på att man först vill undvika att kontaminera RCA med fel från RCO och *vice versa*.



Figur 9. Analyser av marktrycket från ECMWF till vänster och simulerade marktryck från RCA till höger, för olika årstider. Överst vinter därefter vår, sommar och höst.

Först och främst måste modellsystemet kunna beskriva atmosfärens storskaliga cirkulation, det vill säga hur vädersystemen rör sig, vilka banor lågtrycken tar och vart högtrycken i medeltal placerar sig. Figur 9 visar en jämförelse mellan de medelmarktryck RCA simulerat och de marktryck som finns analyserade från den drivande ECMWF-modellen. Men även om det finns avvikelser så är de för det mesta små, och på det hela taget är de analyserade och de simulerade marktrycken mycket lika.



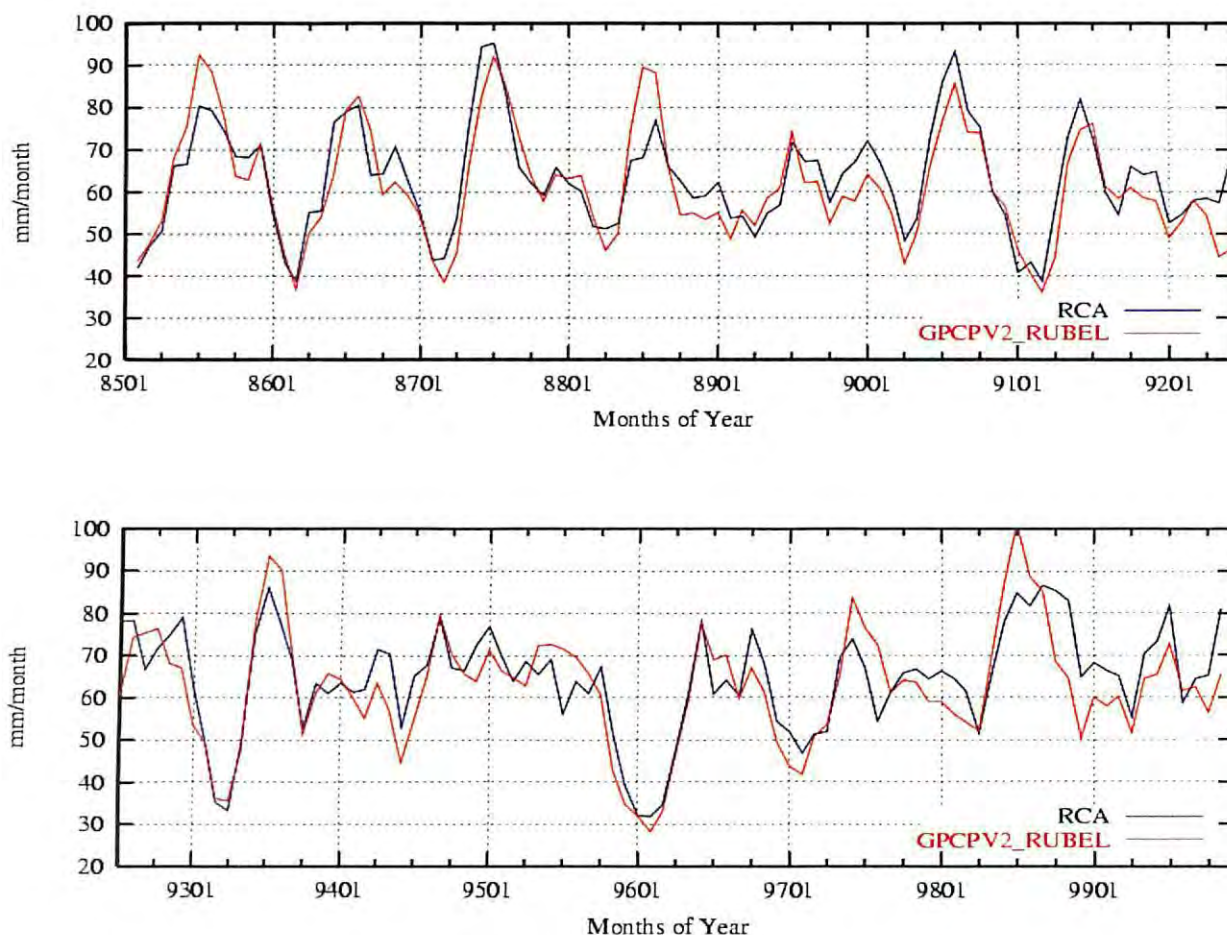
Figur 10. I den övre panelen visas tidsserier för 1985 – 1998 av (blå) simulerad och (röd) observerad temperatur i Kelvin grader på 2m höjd över marken. I den nedre panelen visas avvikelsen mellan simulerad och observerad temperatur för samma område och tidsperiod.

6.1 Temperatur och nederbörd

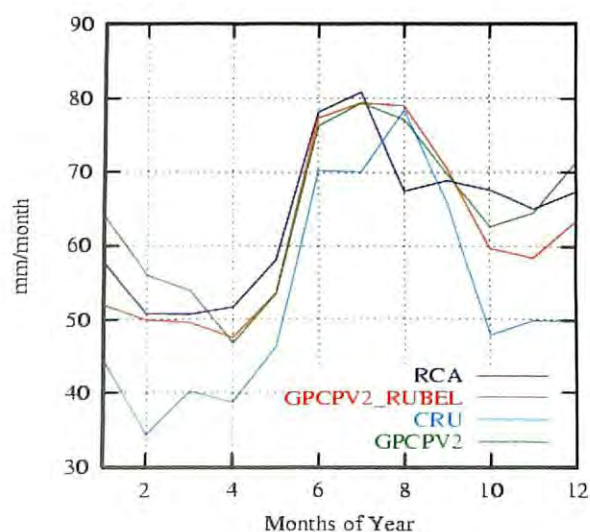
Figur 10 visar medeltemperaturen från alla Nordiska landpunkter taget från en lång simulering; bilden visar månadsmedelvärden för 15 år. Modellens resultat jämförs med motsvarande medelvärde från direkta observationer. Resultaten är uppmuntrande; avvikelsen mellan simulerad och observerad temperatur är relativt liten och modellen hanterar både särskilt varma somrar (till exempel 1988 och 1997) och extra kalla vintrar (till exempel 1986/87 och 1995/96) på ett bra sätt. Den systematiska skillnad mellan modell och mätningar som är mest tydlig är att RCA ofta är något för kall på vintern, dock inte alltid. Skillnaderna kan bero på modellen, mest troligt på dess strålningsberäkningar, men är inte större än att de också kan bero åtminstone delvis på att observationerna och modellvärdena representerar olika områden. Medan observationerna är punktvärden, observationer i en viss geografisk punkt, representerar modellen medelvärden över en yta på $\sim 50 \times 50 \text{ km}^2$.

Nederbördsresultat från samma simulering visas i figur 11 – 13. Den tydliga årstidsfördelningen som finns de flesta åren är väl representerad (figur 11). Även skillnaderna mellan extra torra perioder (till exempel vintern 1995/96) och nederbördsrika perioder (till exempel somrarna 1987 och 1990) är väl återskapad. Figur 11 illustrerar också varför man måste genomföra ganska långa simuleringar för att kunna jämföra simulerade och observerade nederbördsdata. Förhållandena varierar ganska kraftigt från år till år. Stora delar av perioden har till exempel den stora årsvariation man väntar sig, men inbäddat är flera kortare perioder (1989, 1991 – 1992 och 1994 – 1997) utan denna typiska variation. Vintern 1995/96 har den väntade låga nederbörden, men varken året innan eller efter har det maximum man normalt finner under sommaren.

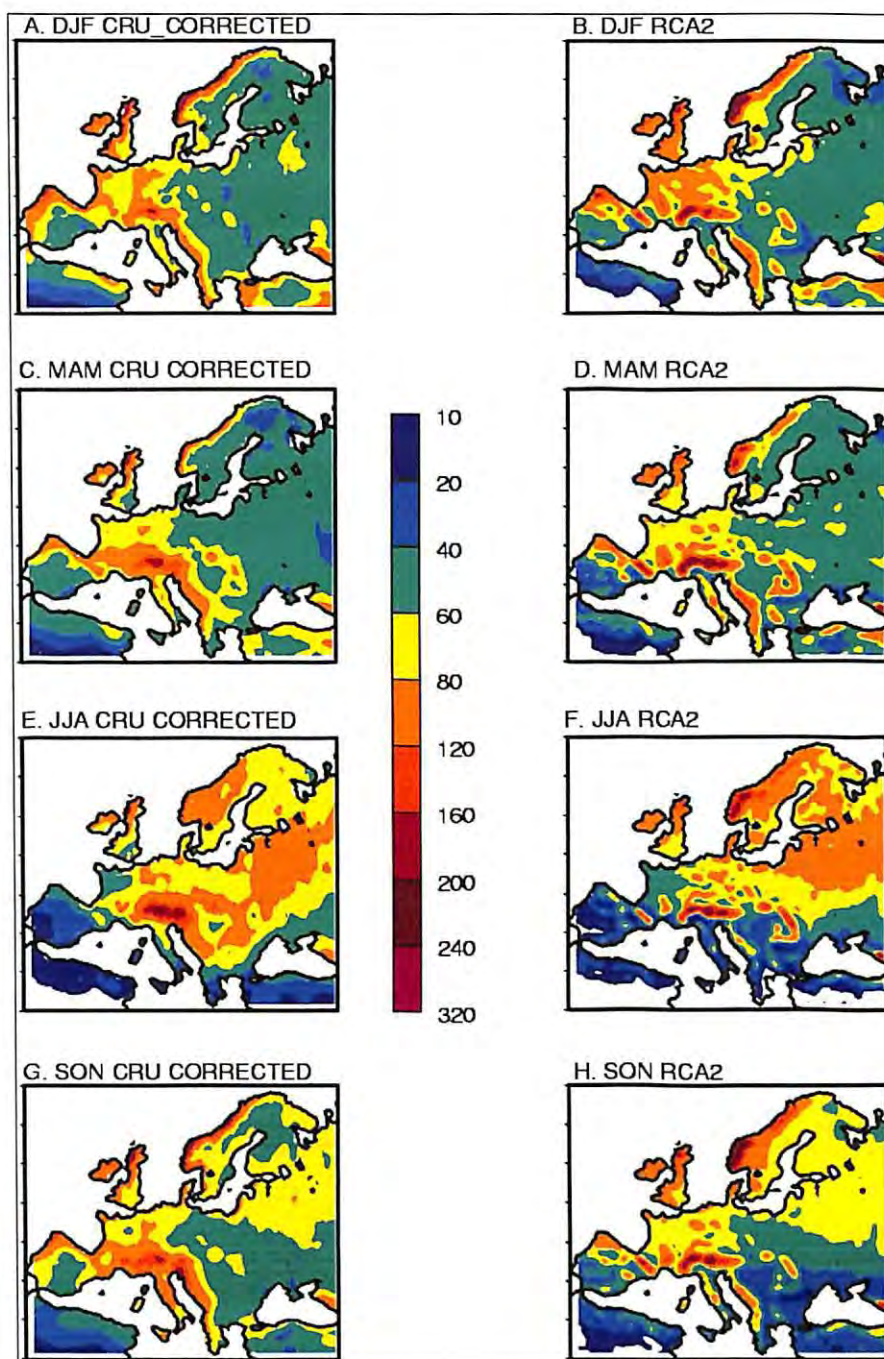
Den simulerade nederbörden följer mycket väl det som beräknats från systematiskt kalibrerad satellitinformation, med mest nederbörd under sommaren och minst under vinter och tidig vår (figur 12). Den direkt (med uppsamlingskärl) uppmätta nederbörden har ett stort underskott, främst på vintern då mycket av nederbörden faller som snö som blåser förbi nederbördsinsamlaren. Detta illustrerar att man vid en jämförelse mellan modell och verklighet måste vara lika kritisk mot observationer som modellresultat.



Figur 11. Tidsserier av (blå) simulerad och (röd) observerad nederbörd i millimeter per månad för 1985-1999.



Figur 12. Nederbördens fördelning i medeltal över årets månader från olika källor. Den mörkt blå linjen visar resultat simulerade med RCA, medan de övriga linjerna visar olika observationer, direkta eller bearbetade. De röda och gröna linjerna visar beräkningar som baserats på satellitinformation, medan den ljus blå är den enda som baserar sig på direkta observationer av nederbörd.



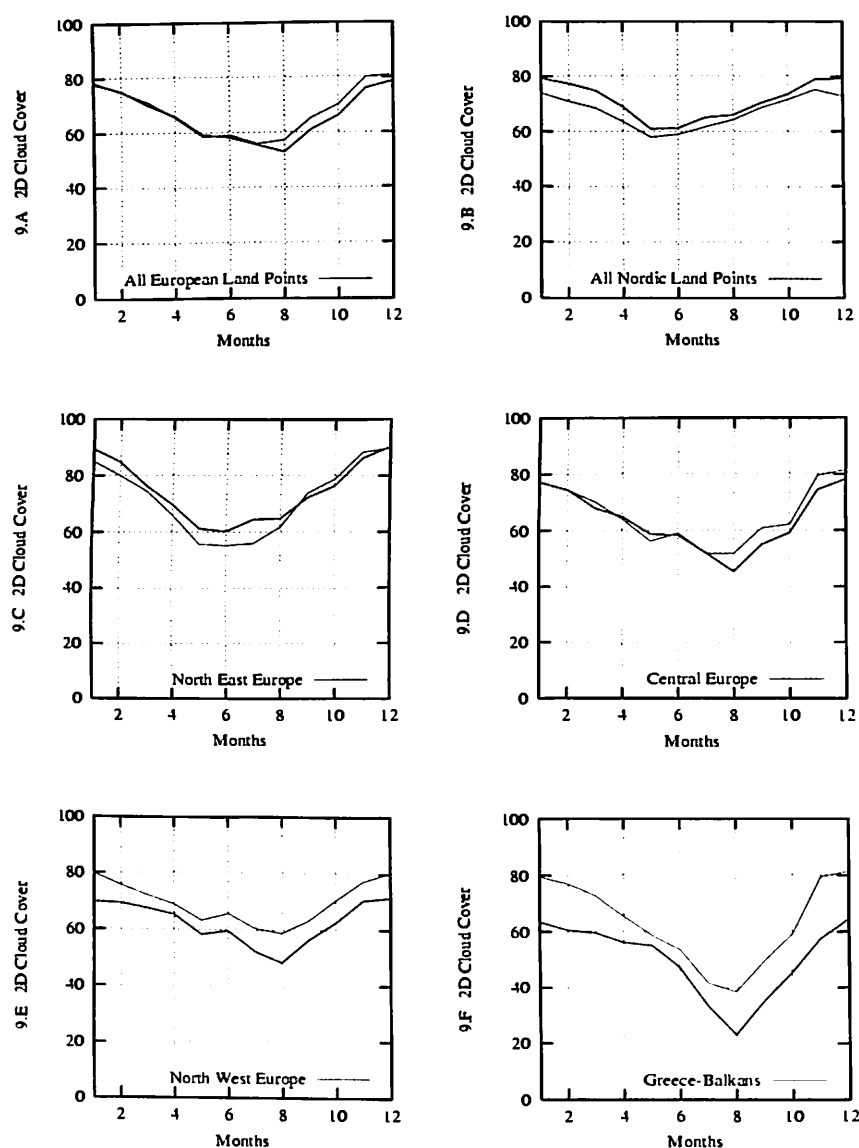
Figur 13. Nederbörd i mm för olika årstider, observerat (till vänster) och beräknat (till höger) med RCA i en 17 år lång simulering. DJF = december – februari, MAM = mars – maj, JJA = juni – augusti och SON = september – november.

Den modellerade nederbörden för olika säsonger har jämförts med ett dataset som bygger på manuella observationer men som korrigerats för insamlingsfel med hjälp av satellitinformation (figur 13). Observationerna har ofta mindre detaljstruktur än resultaten från modellen, men det är en produkt av den horisontella upplösningen i de olika dataseten. Den simulerade nederbörden överensstämmer ganska väl med det som observerats, åtminstone på säsongsbasis. Modellen har en tendens att överdriva storleken på området med mycket nederbörd över västra Norge och under sommaren är värdena också för höga. Under sommaren och hösten är det genomgående något för mycket nederbörd i norra Europa. Under samma period är det däremot för lite nederbörd över Östra syd-Europa, till exempel över

Balkan och Italien. Dessutom är det genomgående ofta för mycket nederbörd i områden med hög terräng.

6.2 Moln

Molntäcket är en särskilt svår parameter att utvärdera. Manuella molnobservationer görs regelbundet men moln på olika höjd får ofta olika stor vikt i dessa. Högre moln syns ju på längre avstånd. På natten kan det också vara svårt att göra en korrekt uppskattning av den totala mängden moln. Till exempel lyser himlakroppar ofta igenom de höga och tunna moln som på dagen ser ut som en vit slöja. Molnobservationer i komplex terräng är också ofta svåra, eftersom horisonten kan vara begränsad.



Figur 14. Årstidsfördelningen av det totala molntäcket medelvärdesbildad över några olika regioner, från RCA (blå linje) och observerat (röd linje).

Information från satelliter ger visserligen yttäckande molninformation men ibland kan de algoritmer som används ha svårt att skilja till exempel på låga moln och snötäckt mark. Ett högt molntäcke skymmer också alla moln som kan finnas under.

På motsvarande vis är också en modells resultat svårtolkade. Modellen beräknar visserligen hur mycket moln det finns på varje höjd men det är inte självklart om eller hur man antar att molnen på olika höjd överlappar varandra.

Sett över hela Europas landområde ser man endast en obetydlig underskattning av molnen i modellen under hösten (figur 14). Samma mönster ser man också om man betraktar enbart central-Europa. För Norden sker en liten överskattning av molntäcket under hela året. Den största systematiska avvikelsen finner man dock i Balkanområdet, med för lite moln. Detta överensstämmer med den underskattning av nederbörd i detta område som ses i figur 13.

6.3 Östersjöns tillflöde, temperatur, is och salthalt

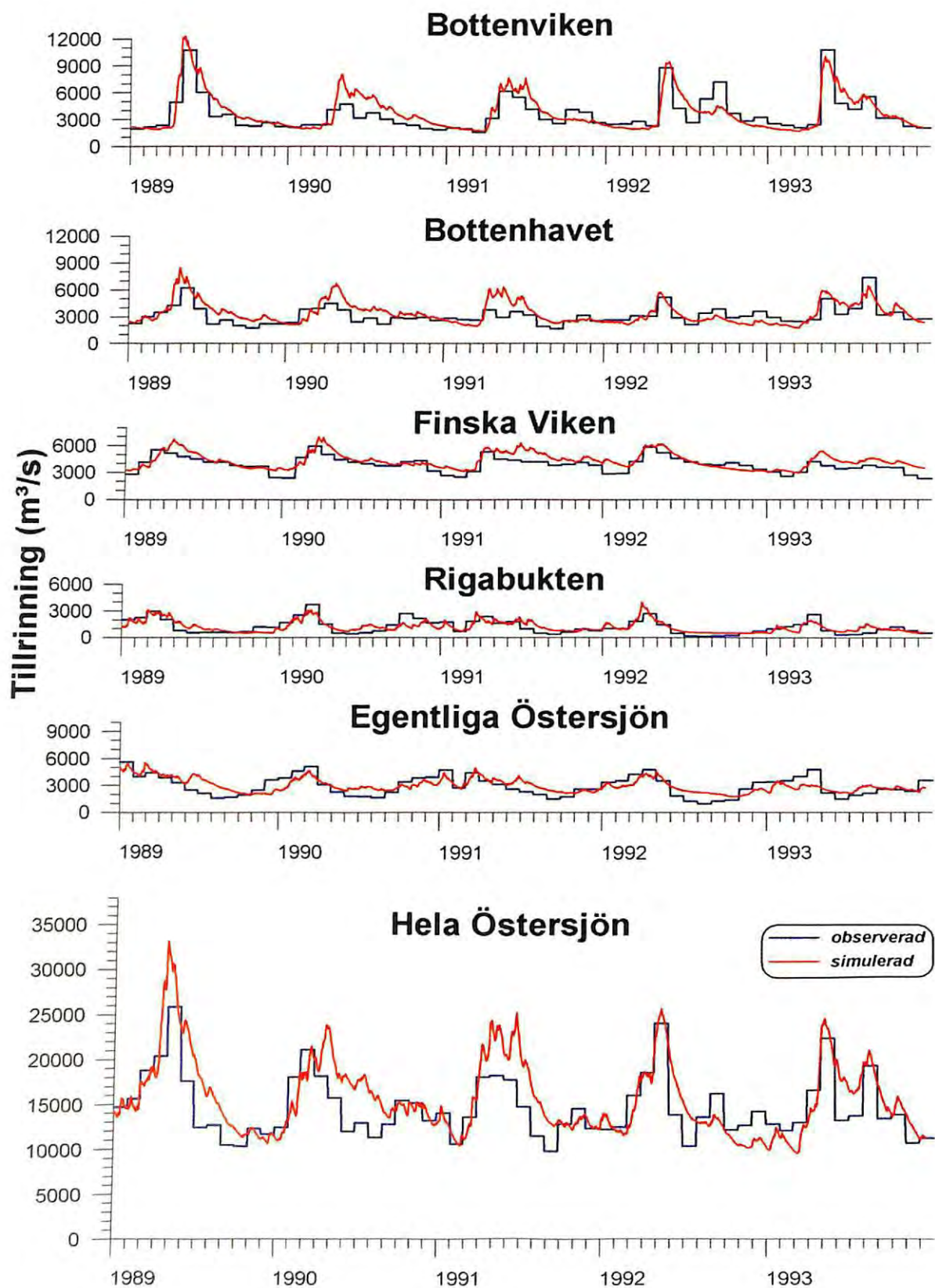
Ett alternativt sätt att uppskatta nederbörden, och samtidigt utvärdera hur markhydrologin fungerar i modellen, är att jämföra simulerad och uppmätt vattenföring i de stora vattendragen. Denna metod har fördelen att det är lättare att mäta vattenföringen i de stora vattendragen med stor noggrannhet, än det är att mäta nederbörd direkt. Ett exempel visas i figur 15, som är hämtad från en fem år lång simulering med hela det kopplade modellsystemet, med analyserade ränder från ECMWF i atmosfärmodellen. I medeltal simuleras ett något för stort tillflöde av färskvatten till Östersjöområdet, men både variationerna från år till år och variationen inom varje år, med högst flöde på våren då snön smälter och lägst flöden under höst och vinter, modelleras ganska väl.

Merparten av överskottet i modellen jämfört med verkligheten verkar komma från de två nordligaste havsbassängerna, där också det totala flödet är som störst. Även ett litet relativt fel i dessa områden ger då ett stort absolut bidrag till det totala felet.

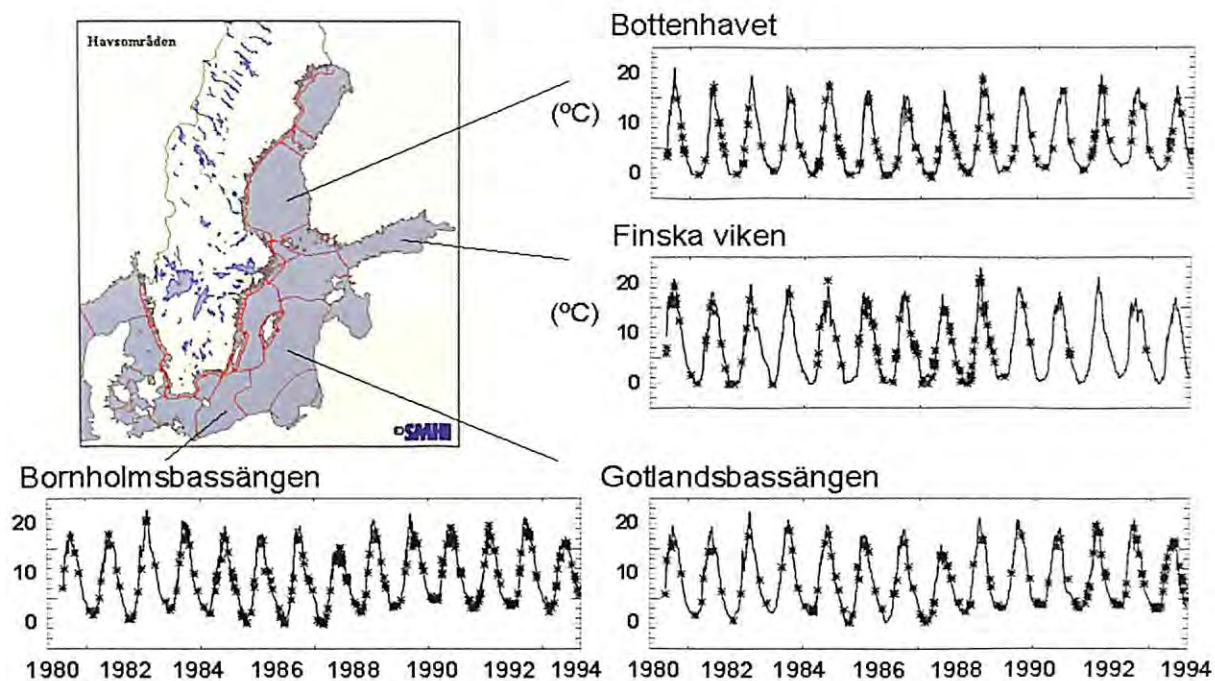
Havsmodellen RCO har också testats i oberoende långa simuleringar, där atmosfärens drivning i form av vindar, lufttemperatur, nederbörd och strålning föreskrivits. Det innebär att man kan isolera eventuella avvikelser mellan modell och verklighet i resultaten till havsmodellen. Figur 16 visar en jämförelse mellan uppmätt och simulerad ytvattentemperatur för fyra platser, två i stora havsbassänger i Östersjön samt Finska viken och Bottenhavet.

Även om man hade kunnat önska sig fler mätningar kan man knappast se någon systematisk skillnad mellan de mätningar som finns och modellens beräknade värden. De olika årsförhållandena, till exempel somrar med högre yttemperatur, representeras väl liksom skillnader mellan olika områden. I Bornholmsbassängen är till exempel sommaren 1983 ovanligt varm, medan sommaren 1981 var varmare i Finska viken och Bottenhavet. I de sydligare bassängerna syns också skillnader mellan olika kalla vintrar, men i de nordligare områdena så är ytvattentemperaturen begränsad nedåt vid $\sim 0^{\circ}\text{C}$, vattnets fryspunkt, då det bildas havsis varje år.

Detta leder osökt till en av de viktigaste faktorerna för Östersjöns inverkan på det regionala klimatet: isbildningen. Detta är återigen en besvärlig variabel att observera och flera olika metoder används. Bland annat används analys av satellitbilder och sammanställningar av rent manuella mätningar. I figur 17 jämförs en modellberäkning av den totala isutbredningen med dessa två olika metoder. Vissa år, till exempel 1985- 87, är isutbredningen mycket större än andra år, till exempel de sista fem åren i denna tidsserie, och modellen hanterar detta väl.

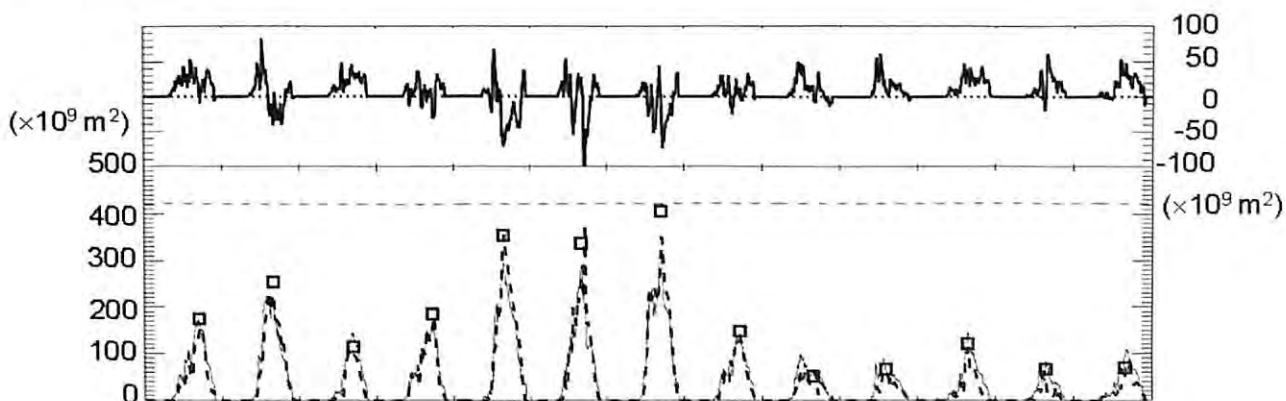


Figur 15. Beräknad avrinning till Östersjöns olika delområden beräknat från en 5-årig kopplad simulering med analyserade ränder där avrinningen från marken i varje gridpunkt samlats till de stora vattendragen och använts som inflöde av färskvatten i oceanmodellen.



Figur 16. Jämförelse mellan uppmätta (symboler) och modellberäknade (linjer) ytvattentemperaturer för några utvalda bassänger i Östersjön.

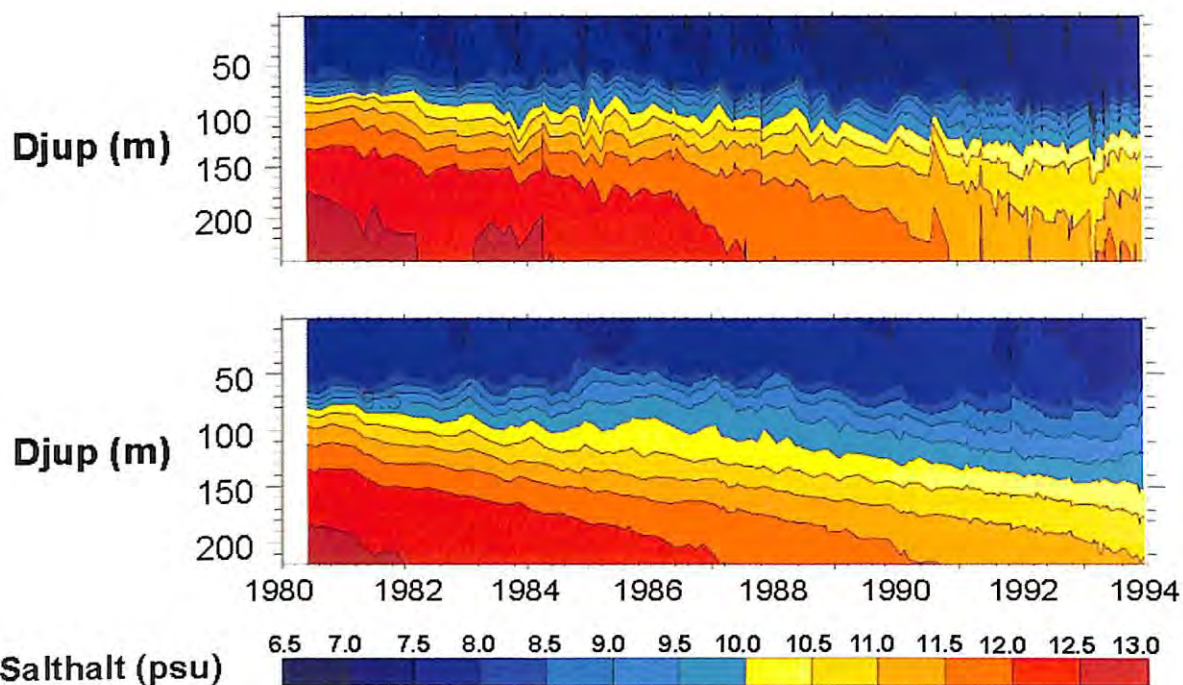
Satellitdata finns kontinuerligt i tiden och man kan beräkna skillnaden mellan den observerade och modellberäknade isutbredningen; det visas i den övre delen av figur 17. Det finns en svag tendens till att modellen underskattar isutbredningen något då denna från satellitdata är stor och *vice versa*, men tidsserien är för kort för att man skall kunna vara säker på att detta är en verklig tendens och inte bara en slump. Man kan emellertid också se att skillnaden mellan modell och observation är mindre än skillnaden mellan de två olika observationerna.



Figur 17. Jämförelse mellan observerad och simulerad total isutbredning i Östersjön. Observationerna är utförda med två olika metoder, och skillnaden mellan modellberäkningar och endera observation är mindre än skillnaden mellan de två observationerna.

Salthalten i Östersjön är sannolikt av mindre betydelse för det atmosfäriska klimatet men är ändå en bra kvalitetsindikator på modellsystemet. Tidsperioden i figur 18 kännetecknas av en stagnation i saltvatteninflödet från Kattegat och Nordsjön. Både modell och verklighet

visar en sakta minskande salthalt i de djupare delarna av bassängen. Modellen missar dock ett svagt saltvatteninflöde i Gotlandsdjupet mot slutet av denna period. Resultat längre söderut i Östersjön visar dock att modellen faktiskt har ett inflöde vid denna tidpunkt som av olika skäl, i modellen, inte når så långt som till Gotlandsdjupet. En mycket viktig aspekt i havsmodellering är att beskriva densitetsskillnaden mellan yt- och djupvatten. RCO vidmakthåller denna skarpa gräns mellan det saltare djupvattnet och det färskare vattnet nära ytan, den så kallade haloklinen, år efter år utan någon försvagning.



Figur 18 Vertikala tidstvärnsnitt av salthalt i Gotlandsdjupet från observationer (överst) och från modellen (nederst).

7 Perfekta modeller finns inte

Det är viktigt att komma ihåg att *alla* de olika processerna som beskrivs i modellsystemet är beroende av varandra. Ett systematiskt fel i till exempel atmosfärmodellens strålning leder ofelbart till fel i oceanmodellens ytvattentemperatur och slutligen dess is, även om den senare är helt korrekt beskriven. Men isen kan också bero på många andra saker och ofta är det svårt, ibland nästan omöjligt, att spåra olika felsamband i detalj då man utvecklar en modell. Risken för en härva av kompenserande fel är uppenbar. Så länge modellen förmår beskriva dagens klimat på ett tillfredställande sätt kan man tycka att detta spelar en mindre roll, men problemet är att man inte kan veta om balansen mellan olika processer består oförändrad i ett ändrat klimat. Man kan alltid driva utvecklingen av beskrivning av en specifik process till perfektion. Men det är ändå inte säkert att det hjälper, om just denna process beror på andra beskrivningar som inte är lika välutvecklade.

Resultatet i ett modellsystem blir därför oundvikligen en kompromiss. Några perfekta modeller finns alltså inte. En del modeller är bättre än andra inom vissa områden, eller på vissa processer men sämre på andra. Det man kan hoppas åstadkomma är en väl balanserad modell som inte är dålig på något eller någonstans och att minimera felen så att de är av samma storleksordning som osäkerheten i observationerna.

I de test som beskrivits här har olika delar av modellsystemet, drivet av bästa tillgängliga information om det globala klimatet, utvärderats mot observationer. Detta är nödvändigt – man måste så långt det går förvissa sig om att delar av systemet är korrekta. Annars kan man inte lita på helheten heller. Men ju mer komplext modellsystemet blir, desto fler frihetsgrader får det och därför kan man förvänta sig att till exempel ett kopplat modellsystem ger en sämre överensstämmelse med observationer än de olika delsystemen separat. Systemets icke-linearitet ser träffsäkert till att fel blir större. Desto fler olika system som kopplas ihop, desto fler blir felkällorna och desto större blir den totala avvikelserna från observationerna.

Undersökningarna som beskrivits här är genomförda med analyserade resultat på ränderna. Om man istället försöker beskriva dagens klimat med en global klimatmodell (GCM) som drivning blir resultatet med säkerhet sämre. Det finns ju inga perfekta GCM heller och den regionala modellen kommer att importera systematiska fel från den globala modellen. Denna svaghet kan delvis motverkas genom att klimatförändringen definieras som skillnaden mellan en kontrollkörning, för dagens klimat, och en körning för ett framtida scenario. Det ändrade klimatet kan man då få genom att lägga denna skillnad till dagens observerade klimat.

Det är enklare att beskriva ett systems statistiska egenskaper än dess tidsberoende tillstånd. Praktiskt taget alla resultat i föregående kapitel visar månadsmedelvärden av olika variabler. Det är tydligt att till exempel temperaturen har ett systematiskt årstidsberoende fel. Om man nu istället redovisade medelvärden över hela året så skulle det felet försvinna – döljas – nästan helt. Men om man visade dygnsmedelvärden istället skulle felen vara ännu mycket större än de som visats i det föregående. Om syftet med modellutvecklingen är att studera klimatet kan man dock leva med avvikelser på en kort tidsskala om bara de längre medelvärdena är godtagbara. Till sist finns alltid en rums- och tidsskala som modellen inte kommer att klara av oavsett hur mycket möda man lägger på modellutveckling.

8 Vad kan bli bättre eller saknas helt i dagens modell?

Ingen processbeskrivning är perfekt och varje modell kan alltid förbättras. RCAO har sin svagaste punkt i beskrivningen av interaktionen med biosfären. Dels så beskrivs alla olika biotoper med endast ett fåtal variabler, som till exempel skrovlighet och ett så kallat bladyteindex, som beskriver hur stor den avdunstande växtytan är per ytenhet mark, och dels så hålls de olika biotopernas fördelning oförändrade även då klimatet förändras. Beskrivningen av detta system kan göras nästan hur komplicerat som helst och hur man går tillväga är alltid en kompromiss. En enkel beskrivning av biotoperna som i RCAO, *kan* vara en förutsättning för att kunna bygga vidare till en modell för biomassan, som beskriver hur biosfären utvecklas då klimatet ändras. Samtidigt är en alltför enkel beskrivning ett hinder, så till vida att olika växttyper interagerar mycket olika med atmosfären. Ta bara skillnaden mellan löv- och barrskog. Lövskogen har en starkt årstidsvarierande reflektionsförmåga – albedo – för solstrålning medan barrskogens albedo knappt varierar alls.

Andra processer som är viktiga att förbättra för att kunna beskriva klimatet i Norden är sådana som hänger samman med våra vinterförhållanden. Då det snöar under vintern ändras markens reflektionsförmåga eftersom snö är vit. Men i den svenska skogen lägger sig den mesta snön på marken och blir kvar i träden endast en kort tid. Det gör att vegetationen, som har en ganska mörk färg, även under vintern kan absorbera solstrålning effektivt, särskilt då solen står lågt. Då kan temperaturskillnaderna mellan vegetation och den snötäckta ytan blir stor.

En av de kanske största osäkerheterna i en klimatmodell hänger samman med hur moln och strålning samverkar. En orsak är att moln över huvud taget är svåra att beskriva i modeller samt att de har så stor effekt på strålningsprocesserna. En mycket stor osäkerhet ligger dock i modellens upplösning. Molnen har ju en variation i detaljer på en mycket mindre skala än modellerna förmår beskriva, och det är till exempel svårt att veta hur molntäcken på olika höjd i en modell fördelar sig. Om man har två molntäcken på olika höjder som var och ett täcker en halv gridyta, är det inte uppenbart om de ligger exakt ovanpå varandra eller om det övre täcker hålen i det nedre. I det förra fallet blir ju det totala molntäcket också 50%, men i det senare blir det helt mulet. Ett grundläggande problem, i detta fall, är att vår kunskap om hur verkligheten ser ut är så begränsad.

Mikroskopiskt små partiklar i atmosfären, så kallade aerosolpartiklar, är en del av det naturliga systemet men släpps också ut vid förbränning av fossila bränslen. Dessa påverkar klimatet både direkt och indirekt. Den direkta påverkan ser man tydligt då det är disigt ute. De små partiklarna sprider solljuset effektivt och en större del av detta reflekteras tillbaka ut i rymden. Den indirekta effekten sker via bildningen av moln. För att molndroppar skall kunna bildas krävs både hög relativ fuktighet och närvaro av partiklar. I atmosfären bildas moln med hjälp av kondensationskärnor som droppar växer på och det är just hygroskopiska aerosolpartiklar som har den funktionen. Hur mycket vatten som finns i ett moln bestäms av temperatur och fuktighet. Men hur många droppar det blir bestäms av antalet tillgängliga kondensationskärnor. Moln med många små droppar är vitare – reflekterar solens ljus effektivare – än ett moln med få och stora droppar, även om mängden vatten är densamma. I RCAO beskrivs den direkta effekten av aerosoler, men bara i medeltal. Den tänkbara variationen i tiden och rummet beroende på om luft kommer från förorenade områden eller inte beskrivs inte. Och den indirekta effekten beskrivs inte alls. Ett stort problem är att även om vi kan någorlunda beskriva hur massan av aerosolpartiklar beter sig, om vi kan beskriva utsläppen av till exempel svavel till atmosfären, så vet vi inte lika mycket om antalet aerosolpartiklar. Vi kan inte säga med säkerhet om en stor massa genererar många små eller få stora partiklar. Vi vet heller inte så mycket om betydelsen av partiklarnas kemiska sammansättning. Vissa typer av partiklar är mycket bättre kondensationskärnor – är mer hygroskopiska – än andra. Också här är det ett grundläggande problem att kunskapen om hur verkligheten ser ut är så begränsad. På många områden kräver alltså bättre klimatmodeller även grundläggande forskning om de naturliga processerna.

9 Framtiden

Modellsystemet måste fortsätta att utvecklas, men man måste samtidigt inse att det är lättare att förbättra en dålig modell än en som är ganska bra. Vi har tidigare visat i denna skrift att RCAO är ett bra modellsystem utan uppenbara och stora systematiska fel. Modellförbättringar i framtiden blir därför svårare att genomföra. Ett sätt att genomföra ytterligare förbättringar är genom att applicera systemet i andra klimatzoner. RCAO fungerar bra i vår klimatzon, som ligger på mellanbreddgraderna. Genom att applicera det även till exempelvis tropikerna eller polarområdena kan man vidga den fysikaliska beskrivningen att omfatta även andra processer. Sannolikt påverkar detta hela systemet i en positiv riktning. RCA har redan idag tillämpats på till exempel Nordamerika och i Arktis.

Ett regionalt modellsystem, som RCAO, är också ett effektivt verktyg för att utveckla globala klimatmodeller. Detta beror på att man kan utveckla enskilda processbeskrivningar i ett modellsystem där det storskaliga klimatet föreskrivs på ränderna. I en global modell är detta

inte möjligt, därför kan man utveckla olika processer i en regional modell för att senare flytta dessa till en global modell, som då rimligen också borde bli bättre.

En dynamisk beskrivning av biosfären borde bli nästa stora delmodell i modellsystemet. Detta förutsätter en beskrivning av de biogeokemiska kretsloppen, det vill säga hur viktiga kemiska substanser omsätts och transporteras i atmosfär, hav, mark och biosfär. Här befinner sig vetenskapen endast i begynnelsen på en lång utveckling; några få sådana modeller finns för globala applikationer men då dessa regionaliseras måste de antagligen bli mer detaljerade för att bättre beskriva regionala skillnader i växtlighet.

Ett modellsystem som beskriver tidsutvecklingen i atmosfär och hav har en stor potential då det gäller att undersöka olika miljöproblem. Det kan vara till exempel förändringar i luftföroreningars kemi då klimatet förändras, men också till exempel hur närsalter transporteras i Östersjön. För detta krävs också utveckling av nya modellkomponenter; en del finns redan långt framme, till exempel finns bra modeller för luftföroreningskemi, medan andra måste utvecklas från grunden.

Klimatmodeller har kommit för att stanna – de utgör det enda verkligt omfattande och seriösa verktyget för att studera framtidens klimat. Utvecklingspotentialen är stor och begränsas mest av bristande framsyn och brist på forskningsfinansiering.

10 Slutord

Denna del av rapporten bygger på material från flera SWECLIM-medarbetare, varav det mesta i någon form tidigare publicerats i Newsletters eller Årsrapporter. Bidrag har främst lämnats av Ralf Döscher, Markus Meier, Colin Jones och Patrick Samuelsson. Slutsatser och funderingar är en syns av författarens intryck under SWECLIM-tiden.

11 Läsvärt

- IPCCs rapport från år 2001 av arbetsgrupp 1; särskilt kapitlen 1, 7-10 och 12-13. Den fullständiga referensen finns nedan. Rapporten finns att tillgå, tillsammans med annan intressant information, på IPCCs hemsida: www.ipcc.ch

IPCC, 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., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A. (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

- Boken "En varmare värld", Monitor 18, utgiven av Naturvårdsverket och SWECLIM behandlar växthuseffekten och klimatets förändringar. ISBN 91-620-1228-2. Den kan beställas från monitor@naturvardsverket.se eller kundtjanst@smhi.se.
- En bok som på ett grundläggande sätt beskriver fysikaliskt baserade klimatmodeller är: McGuffie, K. & Henderson-Selles, A. 1997. A Climate Modelling Primer (Research and Developments in Climate and Climatology). Wiley & son, 2nd ed. ISBN 0471955582. 268 s.

Här följer fler förslag på litteratur om klimatmodeller:

- Bengtsson, L., 1997. A numerical simulation of anthropogenic climate change. *Ambio*, 26:1, 58-65.
- Carson, D. J., 1999. Climate modelling: Achievements and prospects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 1-27.
- Giorgi, F. and Mearns L. O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Reviews of Geophysics*, 29, 191-216.
- Giorgi, F. and Mearns, L. O., 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335-6352.
- Manabe, S., 1997. Early development in the study of greenhouse warming: The emergence of climate models. *Ambio*, 26:1, 47-51.
- Mote, P. and O'Neill, A., 2000. Numerical modeling of the global atmosphere in the climate system. *NATO Science Series C: Mathematical and physical sciences*, Vol. 550. Kluwer Academic publishers. Dordrecht, Boston, London, 517 pp. (ISBN 0-7923-6302-7)
- Trenberth, K. E. (Editor), 1992. Climate system modeling. Cambridge university Press, Great Britain, 788 pp. (ISBN 0 521 43231 6).

Några exempel på litteratur som behandlar SWECLIMs modellutvecklingsarbete:

- Döscher, R., Willén, U., Jones, C., Rutgersson, A., Meier, H. E. M., Hansson, U. and Graham, L. P., 2002. The development of the coupled regional ocean-atmosphere model RCO. *Boreal Environment Research* 7, 183-192.
- Graham, L. P. and Bergström, S., 2001. Water balance modelling in the Baltic Sea drainage basin - analysis of meteorological and hydrological approaches. *Meteorol. Atmos. Phys.* 77, 45-60.
- Samuelsson, P., Bringfelt, B. and Graham, L. P., 2003. The role of aerodynamic roughness for runoff and snow evaporation in land-surface schemes - comparison of uncoupled and coupled simulations. *Global and Planetary Change* 38, 93-99.

Del II. Klimatförändring och scenarier – om kunskap och osäkerhet

Markku Rummukainen, SMHI

1 Introduktion

Våra kunskaper om klimatet bygger på observationer och erfarenheter om hur klimatet beter sig. Dessa har formaliserats till uttryck som ibland något oprecist kallas naturlagar. Dessa uttryck är och förblir alltid ofullständiga. De kan dock ge tillräckliga förklaringsmodeller, som kan användas för att utforska aspekter som observationerna och erfarenheterna inte täcker.

Att atmosfärens sammansättning påverkar jordens klimat är ett grundläggande naturvetenskapligt faktum. Att jordens klimat påverkas av en rad faktorer hör likaså till väletablerade kunskaper. Alltför tecken tyder på att mänskliga aktiviteter påverkar klimatet. Ändå präglas våra kunskaper om klimatet, och våra möjligheter att beräkna hur det utvecklas framöver, av osäkerhet. Det är dessa osäkerheter som vi måste kunna karakterisera och hantera för att ta oss an klimatfrågan. Detta gäller såväl de som ansvarar för kunskaperna som de som använder dessa för beslut.

Det internationella kunskapsläget om mänsklig klimatpåverkan har utvecklats i över hundra år. Speciellt under de senaste 20 åren har frågan blivit mer angelägen i och med att klimatet håller på att förändras. FN:s klimatpanel IPCC har, sedan dess etablerande på 1980-talet, i tre omgångar sammanfattat det internationella kunskapsläget. Svensk forskning har bidragit till detta. Det svenska regionala klimatmodelleringsprogrammet SWECLIM har i detta sammanhang varit en väsentlig aktivitet. Med ett fåtal globala klimatscenarier som utgångspunkt har SWECLIM beskrivit hur det regionala klimatet i Nordeuropa och i Sverige kan förändras på en tidsskala från 50 till 100 år, med målet att ta fram kunskaper, ge information och verktyg till den internationella forskningen och för avnämare i Sverige.

I denna skrift tar vi en titt på de osäkerheter som hör till klimatfrågan, utifrån SWECLIM:s studier. Resultat från den internationella klimatforskningen används för att ge en översiktlig beskrivning av osäkerhetsfaktorerna samt att ge exempel på hur dessa osäkerheter kan hanteras. Vid slutet av skriften ges flera lästips om det som tas upp. De redskap som används för att studera klimatet; klimatmodeller och speciellt SWECLIMs modeller beskrivs i denna rapports del I.

Osäkerheten är inte något unikt för klimatfrågan. Osäkerhet är kännetecknande för all vetenskaplig forskning och ingår i alla beslutssituationer. Osäkerhet är alltså inte synonymt med en avsaknad av kunskaper. Däremot kan osäkerhet innebära otillräckliga kunskaper. Samtidigt gäller att avvägningen mellan tillräckliga och otillräckliga kunskaper inför beslutstagande inte är en enkel sak.

2 Kunskaper och (o)säkerhet om klimatförändringen

2.1 Om jordens klimatsystem

Den drivande kraften för klimatsystemet är den inkommande solstrålningen. (I sammanhanget kan strålning och energi uppfattas som synonyma begrepp.) Hur den fördelas över jorden

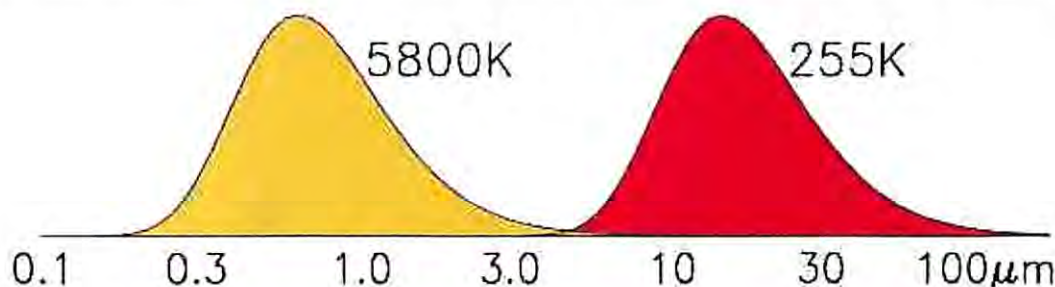
varierar över långa perioder med regelbundenheterna i jordens omloppsbana och jordaxelns lutning men även under året samt med latituden. En del av den inkommande solstrålningen stöts bort utan att den påverkar temperaturen. Detta beskrivs med begreppet albedo (reflexionsförmåga) som i sin tur beror på moln, atmosfärens gaser samt jordytans egenskaper. Den energi som kommer systemet till godo delas mellan atmosfären, världshavet och landytorna beroende på atmosfärens sammansättning, fördelningen mellan land och hav samt hur ytan ser ut. I ett evigt försök att jämma ut uppvärmningen uppstår cirkulation och värmetransport i både atmosfären och havet. Dessa transporter påverkar också klimatförhållandena. Klimatsystemets ramar sätts alltså av solen, atmosfärens sammansättning och jordytans egenskaper såsom fördelningen mellan land och hav, höjdförhållanden och havsbottens former. För ett klimat i balans krävs att jorden blir av med motsvarande mängd energi som mottas från solen. Den inkommande solstrålningen balanseras av utgående värmestrålning från jorden. Även värmestrålningens transport genom atmosfären påverkas av moln och atmosfärens sammansättning. Vid ett oförändrat klimat råder balans med avseende på energi och strålning vid atmosfärens yttre gräns.

Vi har ovan nämnt atmosfärens sammansättning som en faktor som påverkar klimatet. Moln och atmosfärens gaser bidrar inte bara till albedot utan också till strålningstransporten. Att så sker beror på gasernas och molnpartiklarnas selektiva förmåga att absorbera och utsända strålningsenergi. Resultatet är både uppvärmning och avkylning av atmosfären. Mellan jordytan och atmosfären sker energiutbyte genom strålning, överföring av kännbart (sensibelt) värme och överföring av latent värme (via avdunstning/kondensation). I ett oförändrat klimat präglas jordytan av balans med avseende på energi. Processerna leder till en skiktad temperaturprofil i atmosfären och ett varmare klimat vid jordytan än det vore utan atmosfären. Effekten av atmosfärens sammansättning på strålningen och temperaturen kallas växthuseffekten. För att förstå växthuseffekten måste man dock känna till vissa grundläggande aspekter av strålningen.

Att växthuseffekten kan uppstå beror på att solinstrålningen och jordens egen värmestrålning sker över olika delar av det elektromagnetiska spektrumet (se Figur 1). Våglängdsfördelningen av strålning beror på temperaturen som strålningen genereras från. För solen är denna ca. 5800 Kelvin (drygt 5500 grader Celsius). Det mesta av energin i solstrålningen finns inom de relativt korta våglängder som synligt ljus består av. Jordens ut till rymden skickade strålning härstammar från temperaturen 255 K (ca -18°C) vilket innebär värmestrålning.

Vilka strålningsvåglängder en gasmolekyl påverkas av beror på hur den är uppbyggd. Det är främst syre och ozon men även moln samt i viss mån vattenånga och koldioxid som påverkas av solinstrålningen. Ungefär 20% av den inkommande solstrålningen absorberas i atmosfären och hälften kommer jordytan till godo. De resterande 30% kommer aldrig systemet till godo på grund av albedot. När det gäller jordens värmestrålning är det vattenånga, koldioxid, metan och lustgas samt moln som absorberar så gott som hela den från ytan utgående strålningen. En del konstgjorda gaser med haloner i (klor, brom, fluor) har samma egenskap. Det går att med enkla modeller räkna ut storleken på atmosfärens växthuspåverkan genom att bortse från att en del av energiutbytet mellan ytan och atmosfären sker med konvektion. Ytan värms upp av den inkommande solstrålningen vilket leder till utsändande av värmestrålning till atmosfären. I atmosfären varierar absorptionen och utsändandet av strålningen med luftens täthet (alltså höjden) och temperaturskiktningen. Illustrativt kan atmosfären behandlas som bestående av ett antal skikt. Vart och ett av dessa får helt absorbera värmestrålningen som kommer underifrån. Tjockleken av sådana skikt beror på innehållet av växthusgaser. Luftens täthet, och därmed antalet gasmolekyler per volymenhet, avtar uppåt och därför blir dessa skikt

större med höjden. Från en viss höjd når den utgående strålningen ut till rymden. I jordatmosfären finns denna nivå vid ca. 5-6 km. Temperaturen där är ca. 255 K.



Figur 1. Förenklad skiss av på vilka våglängder strålningen från solen till rymden (till vänster) och från jorden till rymden (till höger) sker. Våglängden anges i mikrometer (tusendels millimeter). Den effektiva utstrålningstemperaturen (i Kelvin) för solen och jorden anges vid respektive fördelning.

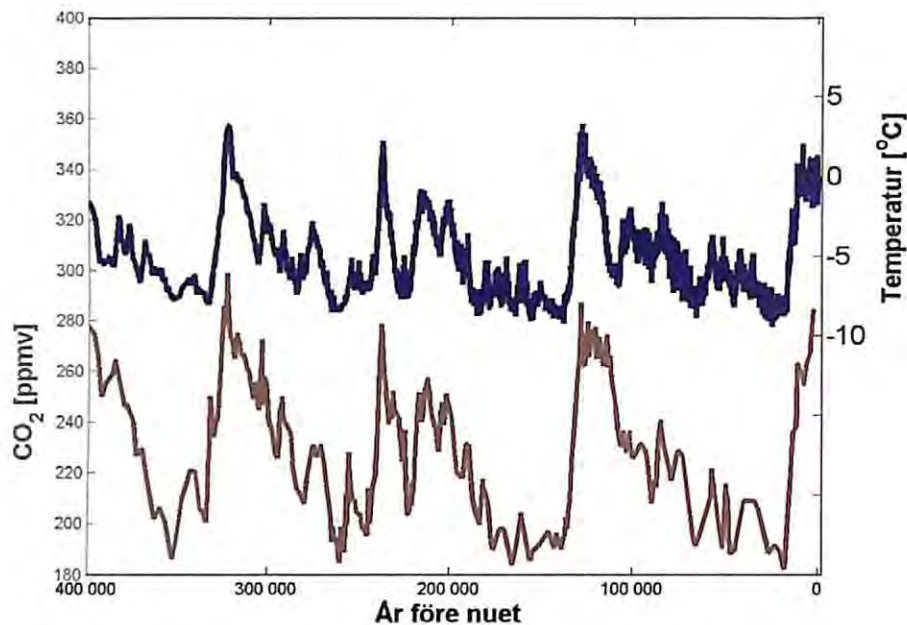
Inkommande solstrålning värmer huvudsakligen upp jordytan. Den uppvärmda jordytan förser atmosfären med värmestrålning och värmetransport genom konvektion. Atmosfären absorberar och återstrålar en del av värmestrålningen i en komplicerad process vars nettoeffekt – jämfört med en atmosfär utan växthusgaser – är ett varmare klimat vid jordytan.

Att den naturliga växthuseffekten finns vet vi med säkerhet. När vi idag talar om klimatfrågan handlar det om hur förändringar i atmosfärens sammansättning ger en förstärkning av växthuseffekten och därmed ett varmare klimat vid jordytan. I den övre atmosfären sker samtidigt en avkylning.

En förändring i atmosfärens sammansättning skapar alltså en störning i klimatsystemet som leder till en klimatförändring. Klimatet påverkas inte enbart av de direkta förändringarna i strålningstransporten utan också av de förändringar i systemet som dessa kan leda till, exv. i moln. De sekundära förändringarna kallas återkopplingar. Dessa kan vara positiva vilket betyder att den drivande effekten förstärks. Negativa återkopplingar bromsar. Våra ofullständiga kunskaper om återkopplingar utgör en av källorna till osäkerhet i klimatfrågan.

2.2 Klimatsystemets känslighet

Att atmosfärens sammansättning och klimatet samspelar speglas i våra kunskaper om förhistoriska klimatförhållanden. Både varmare och kallare perioder än idag har förekommit. Perioderna med förhöjda koldioxidhalter i atmosfären har som regel präglats av värme jämfört med perioder med betydligt lägre atmosfäriska halter. Detta tyder på att den naturliga kolcykeln har känt av sådan naturlig klimatpåverkan som kontinenternas rörelser, omloppsbanans variationer, uppbyggandet och avsmältningen av kontinentalisarna. Eftersom inga mätningar finns från de forna tiderna studeras dess klimat med hjälp av s.k. proxydata. Ju längre tillbaka man vill undersöka, desto färre data finns det dock. Bland datakällorna finns bl.a. olika sedimentlagringar och trädringar, eftersom deras uppbyggnad har påverkats av de dåtida klimatförhållandena. Från uppborrade iskärnor från Antarktis och Grönland har man kunnat utläsa utvecklingen av atmosfärens koldioxid- och metanhalt samt information om samtida temperatur flera 100 000 år tillbaka. (Se figur 2.) En samvariation mellan koldioxid och metan i atmosfären samt temperaturförhållanden på jorden verkar uppenbar.



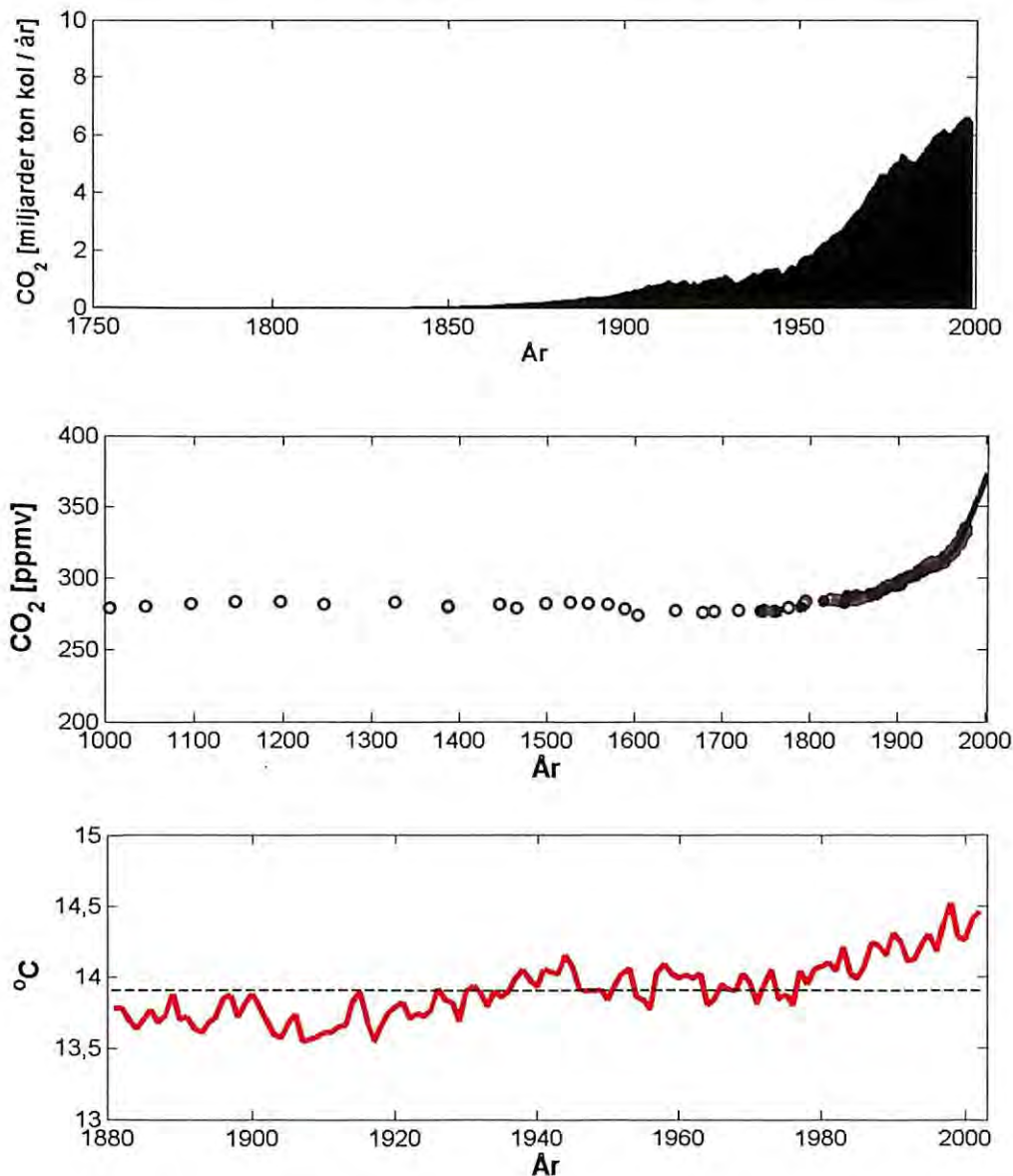
Figur 2. Analys av uppborrade iskärnor från Vostok på Antarktis ger möjligheter att undersöka förhållandena när isen bildades. Den ca 3000 m is som idag finns där utgör ett naturligt arkiv som går flera 100 000 år tillbaka. Arkivet innehåller exv. information om atmosfärens koldioxidhalt och temperaturen omkring Antarktis. I bilden anges temperaturen relativt "idag". Koldioxidhalten anges som dess absoluta mängd i atmosfären, mätt i miljondelar per volym (parts per million by volume=ppmv). Från slutet av den senaste nedisningen för ca 10 000 år sedan fram till industrialismen var koldioxidhalten i atmosfären runt 270-290 ppmv.

Det verkar som att svängningar mellan istidens varma och kalla faser initieras av regelbundenheterna i jordens omloppsbana och jordaxelns lutning. Dessa ger så små förändringar i solinstrålningsförhållanden och därmed i temperatur att det krävs ytterligare processer. Teorierna går ut på att en liten temperaturförändring till att börja med startar en förändring i is/snötäcket samt i den naturliga kolcykeln på land och ute till havs. Det förstnämnda leder till albedoförändringar och det sistnämnda till förändringar i atmosfärens sammansättning och således växthuseffekten.

Från och med industrialismens början har atmosfärens koldioxidhalt stigit över de nivåer som lämnat avtryck i polarisarna de senaste 400 000 åren. Ökningen fram till idag har varit ca 30% och åtföljs av samtida ökningar av andra växthusgaser och jordens medeltemperatur.

Närmare undersökningar av förändringarna sedan 1800-talet tyder på att speciellt efter andra världskriget har utsläppen av koldioxid blivit stora vilket också speglas i atmosfärens koldioxidhalt och klimatet. Ökningen i medeltemperaturen tidigare under 1900-talet som mättes av under 1945-1976 kan förklaras med en kombination av naturlig påverkan, naturlig variabilitet och kanske svavelutsläpp (se figur 3). Visserligen finns dessa faktorerna kvar även senare, men med mindre betydelse i jämförelse med de alltjämnt ökande koldioxidutsläppen.

Jämfört med förhistoriska data finns det betydligt mer mätdata på 1900-talet. Att kurvorna för koldioxid och medeltemperatur båda pekar uppåt är tydligt, men också att det finns temperaturvariationer utan någon motsvarande svängning i atmosfärens koldioxidhalt.



Figur 3. Antropogena koldioxidutsläpp 1750-1999, atmosfärens koldioxidhalt sedan år 1000 (symbolerna: data från två olika iskärnor, heldragen linje: atmosfärsmätningar på Mauna Loa 1959-2002) och jordens medeltemperatur 1881-2002. Den streckade linjen är medelvärdet under samma period. Jordens medeltemperatur är ett något abstrakt begrepp eftersom ingen upplever just den. Klimatdata visas oftare som avvikelser från ett medelvärde över en referensperiod eftersom det är förändringarna som är det väsentliga. Att utsläppen har ökat är tydligt, speciellt efter andra världskriget. Atmosfärens koldioxidhalt följer utsläppenas utveckling. Denna haltökning och den globala uppvärmningen fram till vår egen tid verkar enastående, även när de jämförs med tillgängliga datakällor mycket längre tillbaks i tiden. Notera att tidsaxeln är olika mellan panelerna. Se Avsnitt 7: Läsvärt , för källhänvisningar av data som använts.

Tolkningarna går ut på att under 1900-talets första hälft bidrog variationer i solinstrålningen och avsaknaden av större vulkanutbrott med en uppvärmande effekt. Under seklets andra hälft

verkar solinstrålningen ha varit marginellt mindre. Tillsammans med de större vulkanutbrott som inträffat under denna tid uppskattas detta ha lett till en avkylande effekt de senaste decennierna. Samtidigt har halten av koldioxid och andra växthusgaser tilltagit men även halten av små partiklar p.g.a. svavelutsläpp. Beräkningar med hänsyn tagen till dessa naturliga och antropogena faktorer ger en förklaringsmodell för de instrumentellt uppmätta medeltemperaturvariationerna de senaste 140 åren.

Det rådar ingen tvekan om att jordens klimat har genomgått variationer tidigare, är känsligt för påverkan, och att en förändring även idag är uppenbar. Forskningen om bakomliggande faktorer omfattar såväl naturliga faktorer och under vår egen tid, mänsklig påverkan.

Ett mått på klimatets känslighet är den s.k. "equilibrium climate sensitivity" som anger den bestående medeltemperaturförändring som orsakas av en förändring i klimatets strålningspådrivning motsvarande en fördubbling av koldioxiden i atmosfären. Detta mått är idealiserat. Det vi kan vänta oss under 2000-talet och även på längre sikt är en kontinuerlig förändring i koldioxidmängden och annan klimatpåverkan och således en löpande ("transient") klimatförändring. Under 2000-talet kan förändringen i koldioxidhalten antingen under- eller överträffa en fördubbling. Samtidigt förväntas atmosfärens halt av övriga växthusgaser, speciellt metan, lustgas och konstgjorda industriella halokarbondgaser fortsätta stiga.

Det kvarstår en genuin osäkerhet om hur känsligt klimatet är. Spännvidden för "equilibrium climate sensitivity" har länge varit från 1,5 till 4,5°C. Tyvärr kan vi inte vara säkra på att denna spännvidd är heltäckande. Klimatet kan visa sig vara något mindre eller betydligt mer känsligt än så. I en del nyare studier har speciellt det övre måttet i intervallet hamnat på ett betydligt högre tal, runt 7-8°C, medan den lägre gränsen kvarstått vid 1,4-1,5°C. Intervallet 1,5-4,5°C bedöms ändå vara det mest sannolika.

Påpekas bör att om det enbart vore växthusgasernas direkta påverkan som har betydelse skulle klimatets känslighet vara enklare att beräkna eftersom vi väl känner till dessa molekylers egenskaper, och strålningslagarna. Som berörts redan tidigare finns det återkopplingar inom klimatsystemet som vetenskapligt är mer svårhanterliga. Ett exempel på viktiga återkopplingar är atmosfärens fuktighet som i absoluta tal ökar med ökande värme. En ökning av vattenångan i atmosfären ger ytterligare uppvärmning. En annan väsentlig återkoppling utgörs av förändringar i moln. Studier har belyst hur komplicerade dessa samspel kan bli i och med att klimatet påverkas av hur stor del och vilka delar av jorden som är molntäckt, på vilka höjder molnen befinner sig, hur tjocka de är, hur länge de består efter att ha formats och vad de består av (vattendroppar eller iskristaller eller en blandning av dessa samt hur stora de är). Beroende på vilka förändringar det blir i molnen kan de antingen förstärka en uppvärmning eller motverka den.

Osäkerheten om klimatets känslighet är kanske ändå inte en oöverkomlig stötesten för klimatscenarioberäkningar. För det första pekar allt på att det blir varmare i takt med utsläppen. En osäkerhet om storleken på uppvärmningen överskuggar inte säkerheten om en uppvärmning kontra ingen påverkan alternativt en avkylning. På sistone har dessutom metodik utvecklats för att begränsa osäkerheten om uppvärmningens storlek.

Klimatmodelleringar för 1900-talet drivna med kända utsläpp och annan tänkbar påverkan kan jämföras med observerade variationer för att bedöma hur mycket modellerna kanske under- eller överskattar utsläppens påverkan inklusive återkopplingarna. Under antagandet att befintliga ofullkomligheter i modellerna även finns med i simuleringarna framåt i tiden – och att klimatsystemet inte reagerar oväntat våldsamt med exv. en stor omdirigering av

havsströmmarna – kan jämförelserna användas för att sälla mellan väsentliga osäkerhetsfaktorer och de som är av mindre betydelse. Inte minst kan vi vänta oss att osäkerheten om klimatförändringen för de närmaste 30-50 åren kommer att hanteras bättre i fortsatta studier. Ju fler och bättre mätdata det finns att tillgå desto större blir möjligheterna att bedöma säkerheten i beräkningarna för framtiden. Trots det skulle inte ens full säkerhet om klimatets känslighet leda till full säkerhet om kommande klimatförändringar. Framtida utsläpp är nämligen också osäkert, vilket vi kommer att diskutera i nästa avsnitt.

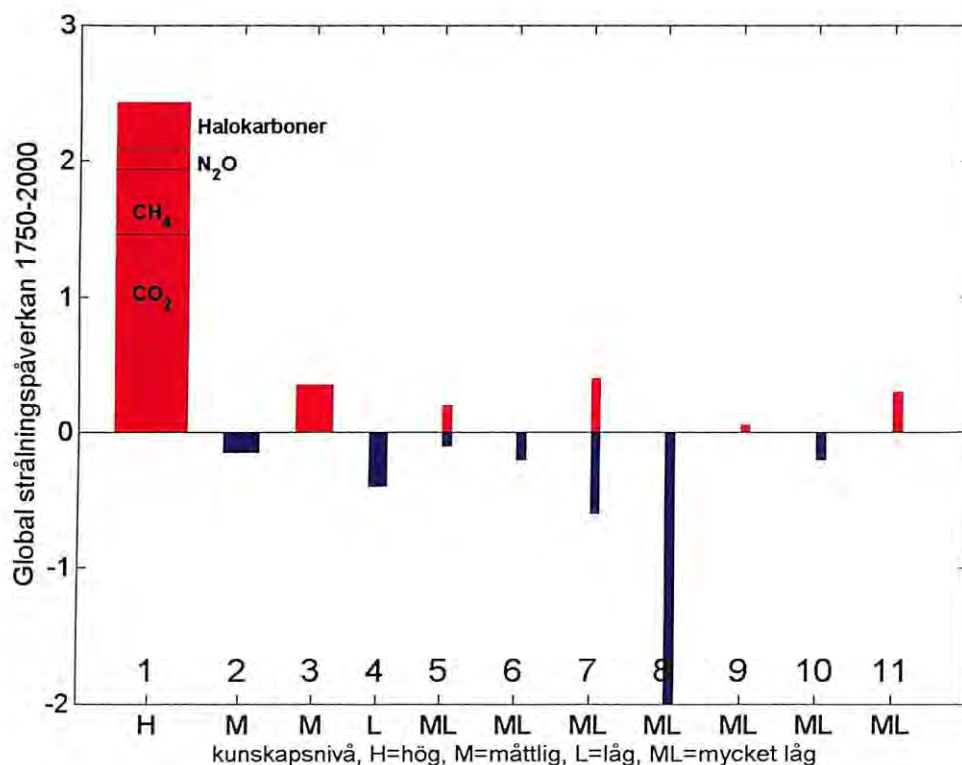
2.3 Framtida utsläpp beror på hur världen utvecklas

Att uppskatta hur klimatet utvecklas i framtiden kompliceras av att vi inte säkert vet hur utsläppen blir framöver. Hittills har vi för enkelhetens skull berört främst koldioxiden. Det finns även andra sätt för människan att påverka klimatet. Naturliga faktorer förekommer också, även på kortare tidsskalor.

I figur 4 sammanfattas påverkan på jordens klimat sedan mitten av 1700-talet. Förändringsfaktorerna är växthusgaser, partiklar och naturliga faktorer. Vi känner bäst till växthusgasernas effekt, både vad gäller förändringar av atmosfärens halter och motsvarande påverkan på strålningsbalansen. Partikeleffekterna är mindre bra kända. Partikelmängderna har utan tvivel ökat under perioden, p.g.a. ökade utsläpp av svavel samt former av kol som hamnar i atmosfären, exv. som sot vid förbränning. I kontrast till växthusgaserna, och sot, är svaveleffekterna avkylande i och med att de minskar den till jordytan inkommande solstrålningen. Sotpartiklar ger en uppvärmningseffekt eftersom de förmår absorbera solstrålning effektivare än ren luft. Osäkerheten är stor rörande uppvärmning och avkylande partikelpåverkan. Det rör sig om hur mycket partiklar det finns i atmosfären, hur länge de stannar kvar efter utsläpp och hur de ser ut under sin vistelse i atmosfären. Det sistnämnda är avgörande för deras effekter. Skulle det visa sig att vi har underskattat den avkylande effekten av svavelpartiklar, kan det betyda att vi har underskattat den mer bestående uppvärmningen som har med växthusgasutsläpp (och speciellt de tillkommande återkopplingarna) att göra. Detta och huruvida vi har underskattat sotets uppvärmande bidrag studeras en hel del för närvarande.

Annan påverkan som bedöms ha spelat roll under de senaste 250 åren inkluderar vissa detaljerade aspekter av solens variabilitet och i viss mån de stora vulkanutbrotten. De naturliga faktorerna verkar ha bidragit mindre än utsläppen under perioden. Med enbart naturliga faktorer förmår man inte förklara uppvärmningen hittills. Under de senaste 30-50 åren verkar utsläppen ha varit drivande för den fortsatta uppvärmningen av jorden (jfr. figur 3). De kända naturliga faktorerna ger ej heller anledning till att bortse från utsläppen framöver som avgörande för klimatet.

Hur stora utsläppen blir framöver beror förstås på hur mycket fossila bränslen som finns och hur mycket av dessa vi väljer att elda upp. De kända reserverna av olja, naturgas och kol räcker för att vi kan höja atmosfärens koldioxidhalt till gott över 1000 ppm (ca tre gånger halten idag). Priset för att ta fram kol, olja och naturgas kommer nog att variera, både med tanke på att befintliga fynd sinar men även med tanke på att nya metoder tas i bruk vilket möjliggör utnyttjandet av nya fynd. Utvecklingen av fossilfri energiproduktion kan minska behovet av kol, olja och naturgas. Faktorer som ökad välfärd, jämställdhet mellan ”nord och syd” och ökande befolkningsmängd på jorden kan å andra sidan antas öka efterfrågan på energi.



Figur 4. En förenklad uppskattning av den sammanlagda klimatpåverkan på global skala fr.o.m. mitten av 1700-talet av växthusgasutsläpp, partikelökningar i atmosfären m.m. (Efter IPCC 2001.). Påverkan är uttryckt kvantitativt som strålningspådrivning i W/m^2 . Staplarnas bredd indikerar kunskapsnivån och den bedöms hög för växthusgaserna. Påverkningarna är: 1=växthusgaserna koldioxid, metan, lustgas och halokarbonsäror, 2=förtunningen av ozonskiktet i stratosfären, 3=ökningen av troposfärsozon, 4=sulfatpartiklarnas direkta effekt (reflexion av inkommande solljus), 5=utsläpp av sot och organisk kol vid förbränningen av fossila bränslen, 6=biomassaförbränning, 7=damm och mineralstoft, 8=första indirekta partikeleffekt (förändrade molnegenskaper vilket påverkar reflexionen av solljus), 9=effekter av flygtrafik (kondensationsstrimmor och avgasernas påverkan på molnegenskaper), 10=markanvändningsförändringar, 11=allmän soleffekt. Vulkanutbrott har förekommit sporadiskt och gett märkbar påverkan under kortare perioder. De uppskattas inte ha haft någon större nettoeffekt under hela perioden sedan 1750.

Förändringar av svavelutsläppen, som i dagsläget delvis motverkar uppvärmningen, ändrar spelutrymmet för koldioxiden. En ökning av koldioxiden i atmosfären består en längre tid medan atmosfären rensas av partiklar redan i loppet av några veckor efter respektive typ av utsläpp. Eftersom svavelutsläppen är förknippade med direkta miljö- och hälsoproblem är förändringar av de globala svavelutsläppen att förvänta.

För några år sedan baserades klimatscenarier flitigt på s.k. "business-as-usual" utsläppsscenarioer. Sedan dess har nya utsläppsscenarioer tagits fram. De s.k. "SRES-utsläppen" utgår från flera uppskattningar av världsutvecklingen i termer av befolkning, teknologi och värderingar. Gemensamt för SRES är antagandet om ökad välfärd och att teknologiutvecklingen spelar en väsentlig roll. Däremot skiljer beskrivningarna sig åt i exv. hur mycket befolkningen ökar, och i hur stor omfattning icke-fossil energiproduktion kommer

att tas i bruk. SRES omfattar scenarier med koldioxidutsläpp som om 100 år är mindre än de idag och utsläpp som växer till närmare sex gånger dagens mängd under samma period. Baserat på SRES beräknas uppvärmningen från år 1990 till år 2100 kunna rymmas inom intervallet 1,4-5,8°C.

Den beräknade uppvärmningen under nästkommande decennier varierar däremot förhållandevis lite oavsett valet av SRES utsläppsscenario. Det beror delvis på att det är de hittills gjorda utsläppen som styr. En annan bidragande orsak är att förhållandet mellan växthusgas- och svavelutsläpp i de olika scenarierna varierar så att nettopåverkan utjämnas. På längre sikt, mot seklets slut, är det däremot ett genomgående drag att svavelutsläppen antas minska vilket gör att skillnaderna i koldioxidutsläppen mellan scenarierna framkommer tydligare.

Än så länge har de olika SRES-scenarierna inte graderats med sannolikhetsbedömningar. De beskrivs som jämnbördiga ("equally sound") samtidigt som de tillsammans bedöms kartlägga tänkbara utsläpp under 2000-talet. Det tas inte explicit hänsyn till sådana utsläpps begränsningar som de internationella klimatförhandlingarna syftar på. Klimatförändringen känner dock först och främst av de ackumulerade utsläppen. På det sättet kan kanske ett SRES-scenario med förhållandevis små utsläpp anses beskriva en utveckling som socioekonomiskt skulle förutsätta större utsläpp, men vilka begränsas av internationella avtal.

Det återstår att se vilka åtgärder som görs för att minska utsläppsökningarna framöver. Visserligen finns Kyotoprotokollet men än så länge förordar det inte tillräckligt omfattande begränsningar. Kyotoprotokollet inger dock hopp om att vi på längre sikt lyckas minska utsläppen och därmed påverka hur stor klimatförändringen blir.

2.4 Relationen utsläpp och atmosfärshaltsförändringar kan förändras

Hur mycket av utsläppen stannar då i atmosfären? Idag är det ca hälften av koldioxidutsläppen som blir kvar där en längre tid. Resten förmår det naturliga kretsloppet av kol att tillvarata genom upplösning i ythavet och upptag i terrestra ekosystem. Dessa sänkor verkar dock vara ändliga. Att föra kol från ythavet till djuphavet är en långsam process. Landarealen för skog är fysiskt begränsad. Kolet i terrestra ekosystem kan dessutom åter bli frigjort vid skogsbränder och skogsskövling, eller om temperatur- eller nederbördsförändringar går utöver det som systemen tål. Forskning om eventuella förändringar i kolcykeln framöver pågår. Hittills tyder bedömningarna på att allteftersom belastningen av kolcykeln ökar, ökar också risken för att en större andel av utsläppen förblir i atmosfären jämfört med idag.

2.5 Naturliga klimatvariationer finns också

Tidigare har vi diskuterat att framtidsscenarier är behäftade med osäkerhet om klimatsystemets känslighet och hur den antropogena påverkan blir framöver. En ytterligare orsak till osäkerhet är den naturliga klimatvariabiliteten och klimatpåverkan. Med "naturlig klimatvariabilitet" menas här de interna svängningarna i klimatsystemet. Dessa jämnar ut sig över tiden, men kan ändå bli tillfälligt märkbara. Utöver vanlig vädervariabilitet finns mer storskaliga svängningar såsom El Niño som ger tillfälliga omfördelningar av värme mellan ythavet och atmosfären och havets djupare skikt, vilket påverkar temperatur och nederbörd över exv. Syd- och Mellanamerika, men också längre borta. Europa känner mer av svängningen som kallas AO, Arktisk Oscillation. Den påverkar speciellt hur milda och

nederbördsrika vintrarna blir hos oss. Det talas också mycket om NAO, Nordatlantisk Oscillation, som dock reflekterar samma processer och beskriver samma förlopp som AO.

Med ”naturlig klimatpåverkan” menas här med tanke på tidsskalan först och främst eventuella förändringar i den inkommande solstrålningen och större vulkanutbrott. Naturlig variabilitet är en fysikalisk aspekt av det reella klimatsystemet. Klimatmodeller förmår simulera den naturliga variabiliteten – med osäkerhet – så den blir inkorporerad även i framtidsuppskattningarna. Framtiden verkar präglas av en tydlig och ökande mänsklig påverkan på klimatet som överskuggar naturlig påverkan vid tidsskalor på upp till flera hundra och kanske tusentals år.

3 Filosofiskt och praktiskt om osäkerhet

Osäkerhetsaspekten är ett centralt tema i klimatforskningen. Att osäkerhet finns utgör förstås en reell svårighet för samhällets tillämpningar av klimatscenarier då beslut skall fattas. Samtidigt finns risken att osäkerheten misstolkas som ovetskap eller rentav missbrukas för att främja andra syften. Forskare kan göra sig skyldiga till det i kampen om resurser. Beslutsfattare kan göra sig skyldiga till det för att skjuta undan beslut som medför kostnader eller belastar samhället på andra sätt och som av allmänheten uppfattas som negativt. Att klimatproblemet upplevs som komplext eller långt borta främjar eventuella missförstånd och missbruk av osäkerhet.

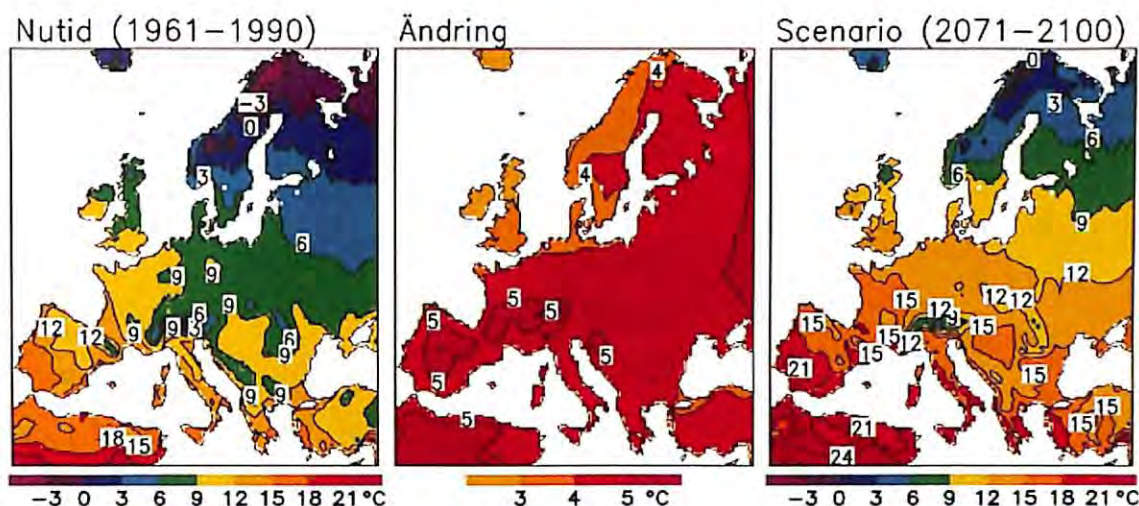
Det är klart att något som beskrivs med en tidsaspekt från några årtionden till 100 år eller mer knappast verkar intressant i en marknadstänkande värld. Jämfört med skillnaderna från dag till dag eller mellan vinter och sommar låter nog inte en uppvärmning på några grader så farligt. Vari finns problemet?

Klimatsystemet är trögt och det gäller även samhället. Med tanke på det är klimatfrågans tidsskala inte alls lång. En påverkan av klimatet om 30-50 år förutsätter åtgärder nu. Frågan om det framtida klimatet ägs alltså av samhällets aktörer idag.

En bestående förändring av klimatet med ett par grader ger mycket större konsekvenser än en tillfällig vädervariation av samma storlek eftersom både samhället och miljön har anpassat sig till klimatet hittills. En värmebölja under några dagar på sommaren känns skönt för de flesta. Somrar med ideliga värmeböljor skapar däremot dock mest problem vad gäller vattenresurser, hälsa, ekosystem och infrastruktur. Samhället orkar betala för en översvämning emellanåt men vart flyttas en stad som oftare och alltmer blir utsatt för detsamma? Vart flyttar sig fjällvegetationen när temperaturen stiger? Uteblivna köldknäppar avlastar inte bara energiförsörjningen utan också övervintrande skadeinsekter och fästingar. Dessa exempel är från vår egen region. Ett annat sätt att konkretisera hur mycket en uppvärmning med exv. fyra grader betyder är att tänka på klimatzonerna idag. I vår region innebär en temperaturskillnad på fyra grader ett nord-sydligt avstånd av 500-800 km. (Jfr. figur 5.)

Om vi betraktar jorden som helhet finns flera andra och mer allvarliga exempel på vilka konsekvenser klimatförändringen under 2000-talet kan komma att ha. Dessa tas inte upp här vilket inte på något sätt antyder att de ej finns eller är mindre viktiga.

Klimatförändringen handlar om förändringar i de genomsnittliga förhållandena, i variabiliteten kring dessa och förändringar i extrema händelser. Att vi inte säkert vet hur dessa förändringar kommer att ske är väldigt oroande, och inget skäl för att inte ta itu med frågeställningarna.



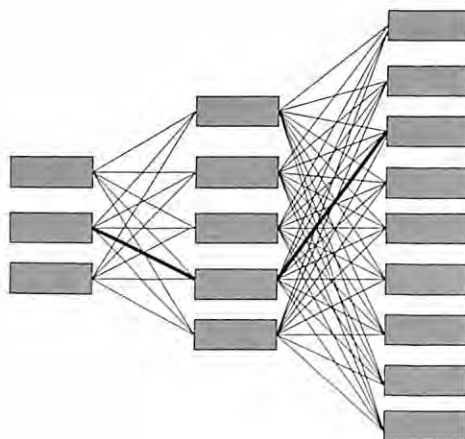
Figur 5. Ett exempel på hur stora de tänkbara regionala årsmedeltemperaturförändringarna kan vara. Till vänster anges årsmedeltemperaturen i Europa under 30-årsperioden 1961-90. Medelresultat från två modelleringar av tänkbara förändringar fram till 2071-2100 under ett visst utsläppsscenario (SRES A2) visas i mitten. Framtidsscenarioet till höger anges i absoluta tal och så att färgskalan är densamma som i panelen till vänster. Vad har det för konsekvenser om det i ett framtida Sydsverige råder ett temperaturklimat som idag finns i södra England, Frankrike eller centrala Turkiet?

De fundamentala orsakerna till att det finns osäkerhet om det framtida klimatet är:

- 1) osäkerhet om framtida utsläpp, vilket grundar sig på att vi inte kan förutse hur det globala samhället utvecklas framöver.
- 2) osäkerhet om kolcykeln, d.v.s. hur mycket av de framtida utsläppen som stannar kvar i atmosfären.
- 3) osäkerhet om klimatsystemets känslighet.

Dessa osäkerheter kan studeras, karakteriseras bättre och eventuellt minskas. De kan dock aldrig bli fullständigt behandlade och förstådda så vi blir inte av med osäkerheten om framtiden. Ändå blir det endast en enda framtida utveckling såväl för samhället som klimatet. Vi har inget annat val än att behandla en deterministisk verklighet med ofullständig säkerhet. Goda kunskaper behövs samt att dessa tas tillvara. Med ett stort antal scenarier och modeller kan vi väga för- och nackdelar av tänkbara utfall, trots att ju fler av dessa vi tar hänsyn till, desto mer växer problemet. Detta kallas ibland osäkerhetskaskaden (cascade of uncertainty) (figur 6).

Scenarier om klimatiförändringen kan tjäna olika syften. Ett enstaka scenario kan användas som ett verktyg för att identifiera sårbarheter. Finns bara ett scenario kan det inte beskrivas med någon formell sannolikhet. För att få fram sannolikhets-uppskattningar behövs flera scenarier där alla led i framtagningen inkluderar en sannolikhetsuppskattning. Det har ännu inte gjorts.



Figur 6. En illustration av konceptet "cascade of uncertainty". En utveckling har i figuren valts på måfå (tjocka linjer) för att beskriva att framtiden äger rum på endast ett sätt. De olika stegen kan tänkas representera tänkbara scenarier för världsutveckling, tänkbara scenarier för utsläpp som dessa kan leda till och olika ansatser om klimatets känslighet för utsläpp, alltså steg som ingår i framställningen av klimatscenarier. Det är uppenbart att det finns många fler delsteg inom de ovannämnda stora bitarna. Det kanske ändå är så att inte alla tänkbara spår är lika troliga. Det öppnar för analys av (o)säkerhet och därmed användbara kunskaper, i stället för känslan av att problemet är överväldigande att handskas med.

Klimatscenariers osäkerhet kommer att minska med mer forskning och när förändringarna framöver blir större. Det sistnämnda betyder att vi observerar hur det blir och kan därmed utveckla våra teorier och ännu bättre avgöra hur bra klimatmodellerna är.

Hur kan vi bemöta osäkerheten under tiden? Vi bör förstå att osäkerhet inte är något speciellt för klimatforskningen utan hör till all forskning såväl som helt vardagliga situationer. Vi bör inse att osäkerhet inte betyder avsaknad av kunskaper. Kunskapsluckorna får man naturligtvis inte glömma bort. Dock, för att de på riktigt ska kunna ställas i relation till kunskapen vi har, måste kunskapsluckornas osäkerhet övervägas. Detta kanske inte är möjligt, med tanke på att kunskap fattas. I debatten och inom forskningskommunikation bör man ändå framföra att just kunskapsluckorna är behäftade med stora osäkerheter.

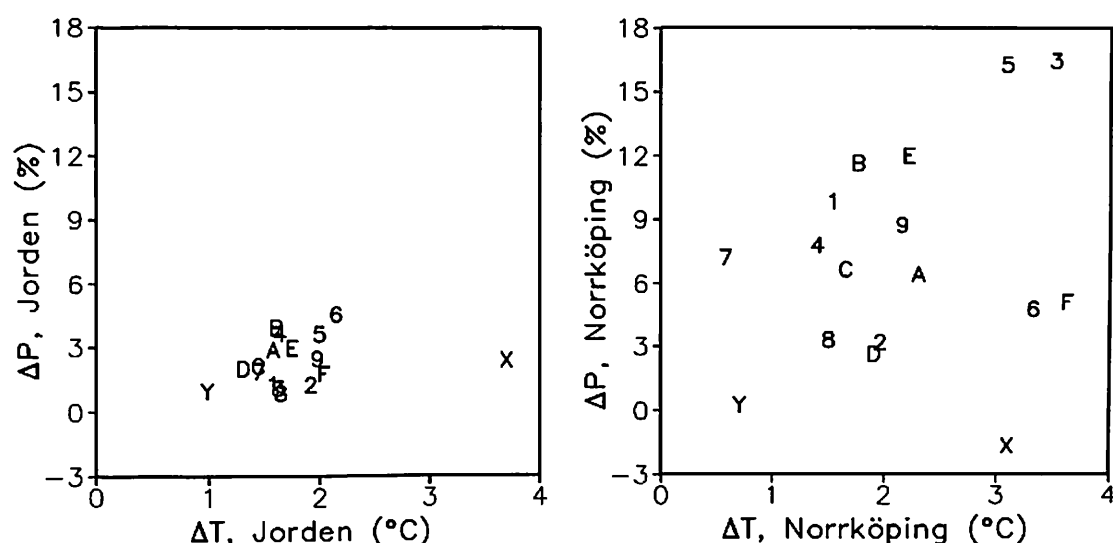
Säkerhet och osäkerhet finns på en och samma skala. Kan man beskriva något med en grad av det ena kan man beskriva samma sak med en grad av den andra. Forskningen är till för att påvisa var kunskapsläget befinner sig på skalan och hur denna placering förändras med ökad kunskap.

4 SWECLIMs arbete

4.1 Utgångspunkterna i utsläppsscenarier och globala klimatmodeller

De regionala klimatsimuleringar som framställts av SWECLIM är ett fåtal jämfört med de vars spännvidd de tänkbara världsutvecklingarna och osäkerheten om klimatets känslighet målar upp. Tillgången till globala simuleringar och beräkningsresurser har i viss mån satt ramar för vilka regionala simuleringar som varit möjliga att genomföra.

Regionala klimatsimuleringar utgår från globala simuleringar som i sin tur baseras på scenarier för världsutveckling uttryckt i form av utsläpp och vilka förändringar det medför i atmosfärens sammansättning. För att kunna användas för regionalisering måste flera basresultat ha sparats ofta – var sjätte timme – i den globala modelleringen. Detta görs ej standardmässigt i globala modelleringar eftersom det vore alltför kostsamt. Snarare bearbetas beräkningarna löpande så att statistiken över kortare tidsperioder tas tillvara samtidigt som ett mer fullständigt modelltillstånd mer sällan arkiveras.



Figur 7. Resultat från den stora jämförelsestudien CMIP2 av globala klimatmodeller. Till vänster visas simulerade förändringar av jordens medeltemperatur och medelnederbörd vid en transient fördubbling av koldioxid i atmosfären. De två globala modeller som SWECLIM först använde resultat ifrån är markerade med "A" och "E" i figuren. Till höger visas resultat från samma modelleringar men nu i stället som medelvärden för en enda gridcell, den över Norrköping. På grund av beräkningsproblemets storlek och begränsade beräkningsresurser är globala klimatmodeller än så länge grova när det kommer till regionala och lokala förhållanden. Dessa är mindre avgörande för hela jordens klimat men ytterst väsentliga för klimatfrågan och klimatarbetet regionalt. Detta är ett motiv för regional klimatmodellering. (Källa: Räisänen 2001.)

Vid SWECLIMs början fanns bara några få lämpliga globala klimatsimuleringar tillgängliga. Dessa var baserade på "business-as-usual" utsläpp. Tillräckliga datamängder fanns för några få och ur klimatperspektiv korta perioder av några tiotals år dels motsvarande dagens klimat och dels som projektioner under 2000-talet. De två globala klimatsimuleringar som utgjorde SWECLIMs utgångspunkter till att börja med kom från två europeiska klimatmodelleringscentra: Hadley Centret i Storbritannien och Max Planck institutet (MPI) för meteorologi i Hamburg i Tyskland. Publicerade studier och SWECLIMs egna kartläggningar tydde på att deras modeller beskrev snarare typiska än extrema värden för klimatets känslighet (jfr. figur 7).

Senare under SWECLIMs programtid blev det möjligt att få tag på tillräckligt omfattande resultat från globala klimatmodelleringar med utgångspunkter i två SRES-scenarier, de s.k. A2 och B2. I termer av utsläpp hamnar dessa på varsin sida av "business-as-usual" och möjliggjorde därmed för SWECLIM att skapa regionaliseringar baserade på flera utsläppsalternativ, åter utifrån globala modelleringar på MPI och Hadley Centre. I det sistnämnda fallet handlade det dock om en ny modellversion.

Sammanlagt användes resultat från tre olika utsläppsscenarioer och tre olika globala modeller. Olika globala modeller bör betraktas som beskrivande ansatser av klimatets känslighet. Alltså erbjöd SWECLIMs strategi med utgångspunkter i flera utsläppsscenarioer och globala modeller att även om inte hela osäkerheten täcktes, kunde osäkerheten ändå konkret studeras och förmedlas till avnämare. Till samma mål bidrog SWECLIMs studier av ett flertal globala modelleringar.

4.2 Regionaliseringsmetoder och modellutveckling

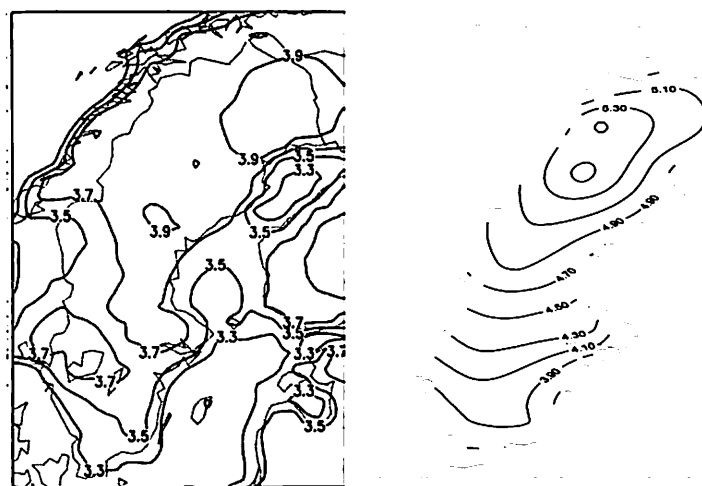
Global modellering görs vanligen med en upplösning, exv. i form av beräkningsrutor, i storleksordningen 100-300 km. Eftersom det verkliga systemet är kontinuerligt behövs det 6-8 rutor för att få en representativ jämförelse mellan verkligheten och modelleringarna. Detta innebär att globala modeller beskriver en skala som motsvarar halva Sverige vilket ändå är användbart för att studera klimatet på den globala skalan och ner till subkontinentala skalor. Detaljerna på regionala och än mer på lokala skalor förblir representerade mer approximativt. Eftersom det ändå är det storskaliga i klimatet – atmosfärens sammansättning, havets tillstånd och planetära cirkulationsmönster som sätter ramarna för klimatet regionalt ger globala modeller en utgångspunkt för mer detaljerade regionala studier. Metodiken som finns för att detaljera de globala beräkningarna kallas regionalisering.

Regionaliseringstekniker kan delas i två huvudsakliga klasser – statistisk nedskalning och dynamisk nedskalning. Båda tekniker har används av SWECLIM.

Statistisk nedskalning går ut på att med hjälp av långa mätserier konstruera samband mellan klimatstorheter på större skalor och med de efterfrågade regionala och lokala detaljerna. Dessa samband tillämpas sedan i regionalisering av globala modelleringar. Statistisk nedskalning går att göra utan stora beräkningsresurser vilket är en fördel. Bland nackdelarna är att tillgången på långa mätserier är begränsad och att uppmätta variationer inte nödvändigtvis räcker till för att karakterisera även de framtida förändringarna i och med att klimatet ändras.

Dynamisk nedskalning innebär att resultat från globala klimatsimuleringar används som rand- eller drivdata för en regional modell. I modelleringar för ett begränsat område kan cellfördelningen göras tätare jämfört med modelleringar på global skala. Den regionala modellen kan helt enkelt sedan räkna fram mera detaljer för området av intresse. Jämfört med statistisk nedskalning kan med dynamisk nedskalning hänsyn tas till fysikaliska processer som styr i atmosfären, på landytorna och i havet, kopplingarna och återkopplingarna. Nackdelen är att beräkningsresurserna begränsar längden och mängden av studier.

SWECLIM gjorde både utveckling och tillämpning av regionalisering. Således togs scenarioer fram med flera versioner av SWECLIMs regionala klimatmodell och olika statistiska nedskalningsmodeller. Även modellutvecklingen är ett led i att studera osäkerheten i framtidsscenarioer. Även om mätdata inte används i dynamisk klimatmodellering används de för att evaluera modeller och således påverkar de modellutvecklingen. Det finns brister i tillgängliga mätdata. Vi förstår inte heller till fullo alla de relevanta processerna vilket leder till en osäkerhet i modellerna. Detta har inte med de fundamentala principerna att göra utan hur pass omfattande och noggrant dessa kan approximeras i modellerna. Denna osäkerhet kan vi studera genom att systematiskt gå igenom formuleringen av modellerna och undersöka resultatens känslighet för osäkra parametrar och formuleringen. Det finns alltså användbar information även i avvikande resultat och då olika modelleringar ger olika resultat.



Figur 8. En jämförelse mellan resultat för den regionala temperaturförändringen beräknad med dynamisk nedskalning (till vänster) och med statistisk nedskalning (till höger). Utsläppen och den drivande globala modelleringen är desamma för båda. Vilka dessa är, är inte viktigt för denna illustration mellan två beräkningstekniker. I detta fall beskriver statistisk nedskalning en något högre temperaturstegring i området än dynamisk nedskalning. Att större förändringar beräknas mot norr i Sverige anges av båda metoderna. (Rummukainen et al. 2000)

4.3 Modellvariationer ökar kunskapen

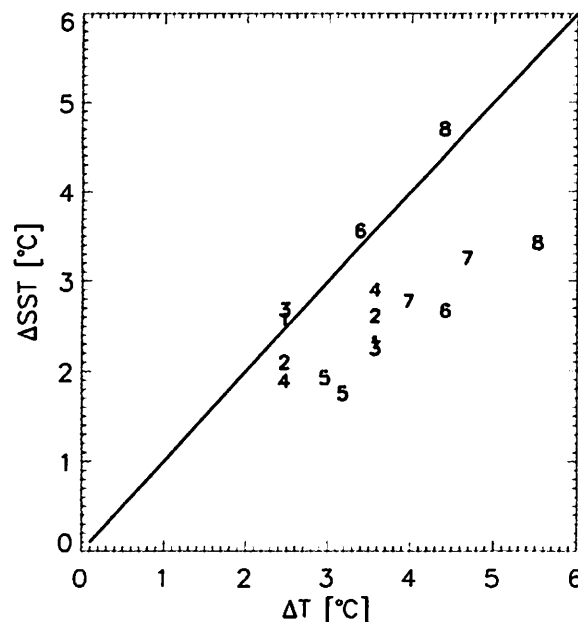
Här lyfter vi fram ett exempel av SWECLIMs arbete för att konkretisera arbetet med modellosäkerhet. Exemplet är från modelleringen av Östersjöns havsklimat.

Det är inte bara atmosfären som har ett klimat. Havet har också ett klimat. Egentligen är atmosfären och havet väldigt lika när det gäller just detta. Båda har temperatur och cirkulation. Det är samma fundamentala fysikaliska principer som gäller. Ur modelleringssynpunkt är det dock en väsentlig skillnad att vattnets täthet är så mycket större än luftens. Andra särskiljande egenskaper är att medan atmosfären har moln påverkar salthaltsvariationerna havets egenskaper, inte minst skiktningen och cirkulationen.

Även i vårt innanhav, Östersjön, är salthalten viktig trots att mängderna där är mindre än i världshavet. Omsättningen av salt i Östersjön är långsam. Simuleringen av långsamma förlopp är känslig för startvärdena och därmed svårhanterlig. Detta skapar en osäkerhet som i värsta fall kan genomsyra vissa delar av modelleringen. I bästa fall är modelleringen okänslig för sådana startvärden. I så fall finns ingen osäkerhet kring det.

Inom SWECLIM har frågan om startvärdenas, samt vissa nyckelprocessers osäkerhet studerats i form av upprepade simuleringar med Östersjömodellen RCO. De identifierade källorna till modellosäkerhet har varierats i simuleringarna (jfr. figur 9). Det visar sig att osäkerheten i startvärden betyder en osäkerhet avseende Östersjöns egen temperaturhöjning, men de beräknade förändringarna är ändå så pass signifikanta att vi kan förvänta oss en markant förändring av Östersjön. Kunskaperna kan ytterligare förbättras genom att ännu fler processer och värden utsätts för samma typ av undersökning.

Det finns en pågående globalmodellstudie på Hadley Centre som är ett exempel på en liknande storskalig undersökning. Efter att ha låtit experter på klimatsystemets nyckelprocesser bedöma rimliga osäkerhetsintervall, för de approximationer som används för dessa processer i modellerna, har ett femtiotal modellexperiment satts upp. Mellan dessa varierar systematiskt de osäkra värdena. Detta ger en fördelning av beräkningsresultat som kan sammanfattas för att bättre beskriva hur väsentliga dessa modellosäkerheter är. Samtidigt skapas nya utgångspunkter för fortsatt forskning och modellutveckling i och med att kunskapsbehovet blir bättre definierat.



Figur 9. Resultat från SWECLIMs Östersjömodell RCO. Ökningen i lufttemperatur modellerad med atmosfärsmodellen RCA anges på den horisontella axeln. Figuren omfattar resultat från olika regionala modellversioner, olika globala drivdata och olika utsläppsscenarioer. Dessa är identifierade med siffror. Exv. varierar initialvärdena i "1", "3" och "4". "1" och "3" startas med samma initialvärden men modelleringarna skiljs av förändringar i vissa processbeskrivningar. På den vertikala axeln anges förändringen i havsyttetemperatur för hela Östersjön. De röda symbolerna visar medelvärden för sommaren (juni-juli-augusti) och de blå för vintern (december-januari-februari). Om en markör ligger under den sneda linjen värms ythavet upp mindre än atmosfären ovan det. Detta gäller för vintern eftersom en del av uppvärmningen går åt att smälta havsis. Där is formas blir kopplingen mellan hav och atmosfär svagare. Sommarresultaten verkar komplexa med tanke på att vissa värden ligger på den sneda linjen men andra långt under. Preliminära analyser tyder på att det finns viss systematik bakom grupperingen av resultaten vilken antas leda till en förklaring som kan ha med modellutvecklingen, eller klimatsystemets egenskaper och processer att göra.

4.4 Samanalys av flera modelleringar – ensembler

Samtidigt som SWECLIM arbetade med sin regionala klimatmodellering och framställde sina första regionala klimatscenarier pågick liknande forskning i våra nordiska grannländer Danmark och Norge. År 2001 startade ett stort europeiskt forskningsprogram – PRUDENCE – med målet att samanalysera regionala klimatscenarier på Europaskala. Dessa parallella aktiviteter utökar möjligheterna för att karakterisera hur tänkbara SWECLIMs egna scenarier är.

Som tidigare har diskuterats kommer enstaka scenariomodelleringar än så länge inte med sannolikhetsbedömningar. Dessutom beskriver de inte bara de påtvingade förändringarna utan även naturlig variabilitet. Ensembler – grupperingar av flera modelleringar – ökar möjligheterna att kvantifiera dessa aspekter.

Ensembler gjorda med en modell, men med olika startvärden, används för att bättre skilja mellan naturlig variabilitet och förändring i beräkningarna. Används samma utsläppsscenario blir klimatpåverkan liknande i modelleringarna. Variabiliteten däremot går i olika takt i modelleringarna och en medelvärdesbildning minskar dess storlek med resultatet att klimatförändringen orsakad av klimatpåverkan blir tydligare.

Ensembler gjorda med en modell, men med olika parametervärden kan användas för att karakterisera modellosäkerheter.

Ensembler skapade med olika modeller – ”multi-model ensembles” – är en ytterligare möjlighet att skapa mervärde jämfört med enstaka modelleringar som inte bara minskar osäkerheten på grund av naturlig variabilitet men även på grund av modellofullkomligheter. Olika modelljämförelser tyder på att, i alla fall en del, felkällor varierar från modell till modell. Till den grad detta händer ger multimodellensembler en bättre uppskattning av klimatförändringen än analyserna av olika modelleringarna för sig.

Ensembler löser inte problem med eventuella systematiska fel som finns i alla eller i alla fall de flesta modeller. Bland sådana fel kan räknas total avsaknad av en process (till exempel en som vi inte känner till). En annan risk som ensembler bär med sig är risken att modeller som i princip kan vara olika bra ändå vägs in lika tungt vilket förstärker minskningen av resultatet. Metodik finns och utvecklas för att tackla bristerna. Sammanfattningsvis kan konstateras att ensembler är ett verktyg för att karakterisera och minska osäkerheter i klimatscenarier. Även SWECLIM har engagerats i nordiskt och europeiskt arbete. Två exempel på detta ges i avsnitten 5.1 och 5.2.

5 Hur framtidens klimat beskrivs i SWECLIMs scenarier

Fram till programperiodens slut år 2003 framställde SWECLIM elva stycken regionala klimatscenarier. Dessa baserades på olika versioner av den regionala klimatmodellen, tre olika utsläppsscenarioer och några få globala modelleringar. En del detaljer för dessa anges i tabellen nedan. Modelleringen år 2003 är en omräkning – med en dubblerad upplösning – av en av scenarierna från 2002.

Formellt gäller att beräkningarna under 2002-2003 med A2 och B2 utsläpp (se avsnitt 2.3) är scenarier för klimatförändringen från perioden 1961-90 till 2071-2100. De tidigare beräkningarna utgick från likvärdiga utsläppsökningstakter och som oavsett den globala modelleringen motsvarade en och samma medeluppvärmning på jorden. Det som tabellen inte visar är att i den ena globala modellen krävdes det en betydligt större förändring i atmosfärens sammansättning (och därmed inträffade det senare under 2000-talet) än i den andra för att jorden skulle värmas upp med 2,6°C. Denna skillnad berodde på skillnaderna i de två globala modellerna och kan spegla olika ofullkomligheter och/eller osäkerheter i modelleringen av återkopplingarna.

Frågan om vilken tidsperiod beräkningarna representerar föranleder alltså en diskussion om osäkerheten gällande utsläppen framöver samt om klimatets känslighet för dessa. Ett svar kan ges, med tanke på den globala uppvärmningen, i beräkningarna om en jämförelse görs

med den senaste internationella kunskapssyntesen från IPCC. Detta leder till två insikter. För det första, beroende på hur utsläppen blir och hur återkopplingarna blir kan jorden bli 2,6°C varmare så snart som år 2050. Det kan också bli så att uppvärmningen stannar vid en lägre siffra. För det andra, en global uppvärmning från 2,4 till 3,4°C per 2071-2100 är inte extremt. Med viss försiktighet skulle ett B2-scenario och ett A2-scenario med samma tidshorisont kunna användas som två tidsperioder längs en och samma utsläppsökning så att B2-fallet ligger tidigare i tiden än A2.

SWECLIMs regionala klimatscenarier kan tas som exempel på kraftig mänsklig klimatpåverkan på 50 års sikt, och/eller inte alls som några extrema exempel på 100 års sikt.

Tabell 1. SWECLIMs regionala klimatscenarier.

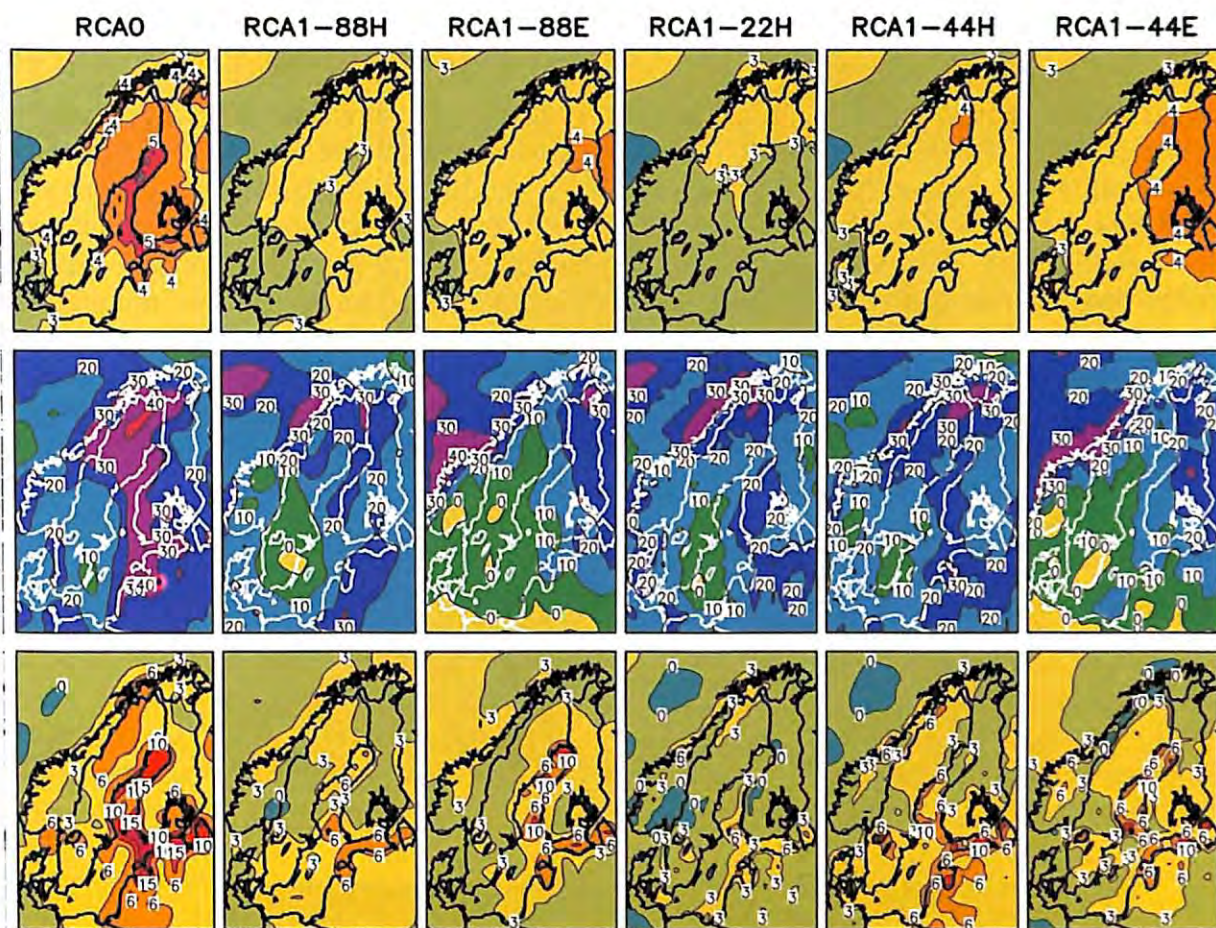
Simulering utförd år:	SWECLIMs klimatsimuleringsmodell	Globala randvärden från	Utsläpps-scenario	Motsvarande globala temperaturhöjning	Temperaturhöjningen i Sverige i SWECLIMs beräkning
1998	RCA0 (44 km)	HadCM2	BaU	2,6	3,9
1999	RCA1+Probe-Baltic (88 km)	HadCM2	HadCM2	2,6	3,2
		ECHAM4/OPYC3	BaU	2,6	3,5
1999	RCA1+Probe-Baltic (22 km)	HadCM2	HadCM2	2,6	2,9
2000	RCA1+Probe-Baltic (44 km)	HadCM2	BaU	2,6	3,7
		ECHAM4/OPYC3	BaU	2,6	3,8
2002	RCA0 (49 km)	HadAM3H	A2; B2	3,3; 2,5	3,6; 2,5
		ECHAM4/OPYC3	A2; B2	3,4; 2,6	4,5; 3,5
2003	RCA0 (22 km)	HadAM3H	A2	3,3	3,6

5.1 SWECLIMs första klimatscenarier

SWECLIMs första regionala klimatsimuleringar baserades alltså på en global medeltemperaturhöjning på 2,6°C. Denna råkade bli lika stor i de två olika globala modelleringarna som användes som randvärden. SWECLIMs egen modellutveckling ledde till olika versioner av den regionala klimatmodellen. När dessa tillämpades visade det sig att en del detaljer i de regionala scenarierna skilde sig, trots att randvärdena inte hade bytts ut. (Jfr. figur 10.)

Likheterna mellan beräkningarna förblev ändå många på Sverigeskalan, trots att skillnaden mellan beräkningarna baserade på globalmodellen ECHAM4/OPYC3 beskrev mindre nederbördsökningar speciellt på sommaren i Sydsandinavien och neråt i Europa än beräkningarna baserade på HadCM2. Två versioner av den regionala modellen kördes med enbart randvärdena från HadCM2. Dessa var RCA0 och RCA1-22H. Generellt beräknades de allra största förändringarna i det första regionala scenariet med RCA0 (RCA, version noll). Speciellt anmärkningsvärd är den kraftiga uppvärmningen och vindökningen på Östersjön. Det mesta av dessa visade sig vara konstgjorda effekter beroende på avsaknad av en fysikalisk havsmodell. Vid RCA1 hade den process-baserade Östersjömodellen PROBE-Baltic inkorporerats i RCA, vilket kunde evalueras som en tydlig förbättring. RCA1-22H var SWECLIMs tidiga försök med en mer högupplöst regional beräkning. De genomsnittliga resultaten verkade logiska, men det visade sig att modellens snöberäkning hyste ett icke-fysikaliskt beroende av tidsstegets längd som varierar med upplösningen. I de tidigare beräkningarna med en upplösning av 40-50 km blev detta kompenserat av andra effekter. I

den fortsatta modellutvecklingen togs hänsyn till snöbeskrivningen, och mot slutet av SWECLIM blev en högupplöst regional klimatsimulering åter aktuell.

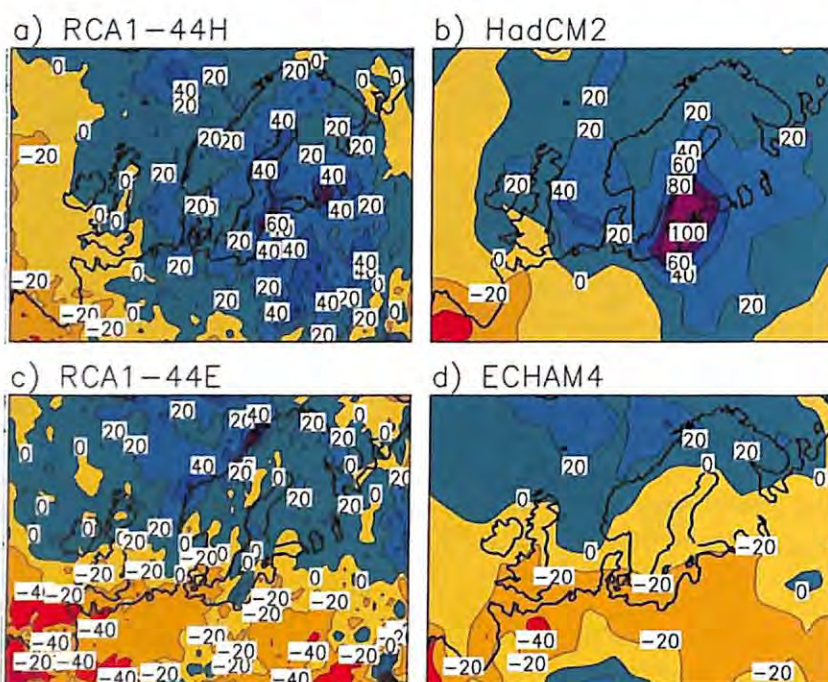


Figur 10. Beräknade förändringar i årsmedeltemperaturen (°C), i årsnederbörden (%) och i den marknära vindens hastighet (%) i SWECLIMs regionala klimatsimuleringar genomförda under åren 1998-2000 (se tabell). "H" och "E" anger vilken global modellering som använts för randvärdena. Siffran noll eller 1 efter "RCA" betecknar vilken version av den regionala klimatmodellen RCA som använts. Siffran efter bindestrecket är upplösningen i km i den regionala modelleringen. Som medelvärden för Sveriges hela landområde varierar förändringen i årsmedeltemperaturen från 2,9 till 3,9°C, i årsnederbörd från 7 till 24% och i den marknära vindens (vid 10 m) hastighet från 1,4 till 5,6%. Evalueringen av modelleringarna (se löpande text) anger att såväl RCA0 och RCA1-22H bör anses av sämre kvalitet än de andra regionaliseringarna. Undantags dessa två minskar intervallerna nämnda ovan till 3,2-3,8°C, 7-18% och 3,0-4,3%.

Hur värdefull är en regionalisering jämfört med en global modellering? Det grundläggande motivet är att eftersom en regionalisering görs med fler detaljer speciellt vad gäller topografi samt mer generellt beskriver fysikaliska processer, som nederbörd och fronter, med högre upplösning i rum och i tid, kan mer information genereras än i globala modeller. Samtidigt bör inte regionaliseringen markant avvika från den globala simuleringen på de större skalorna som den globala modellen är uppbyggd att simulera. Det skulle ge numeriska problem vid behandlingen av randvärdena samt vara emot principen om att tolka i stället för att ändra i en redan utförd global beräkning.

Det har visat sig att SWECLIMs modeller behåller det mer storskaliga från de globala modelleringarna och skapar nya detaljer för exv. nederbörden. Den mer detaljerade beskrivningen av fjällkedjan är särskilt viktig för simulering av nederbörden på vintern. På sommaren är nederbördsutvecklingen mer lokal än på vintern (jfr. figur 11). För att kunna simulera det måste underlagets kontraster som skapar konvektion behandlas med tillräckliga detaljer.

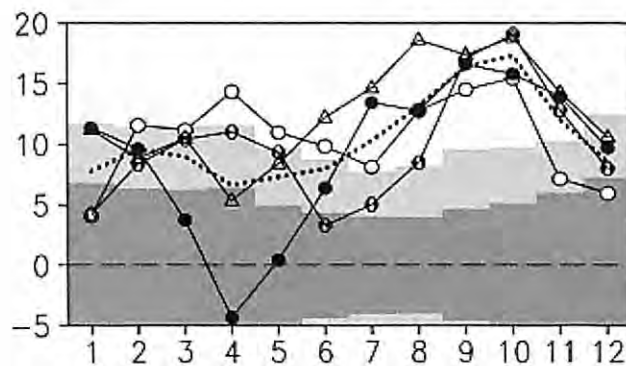
Parallellt med beräkningen av de regionala scenarierna hänvisade till ovan pågick modellutveckling. Den ledde till modellförbättringar. Ett centralt exempel är modelleringen av Östersjön och kopplingarna som finns mellan den och det regionala klimatet i Norden. I SWECLIMs regionala klimatscenarier perioden 1998-2000 är dock speciellt de beräknade medelförändringarna av temperatur och nederbörd över större områden robusta oavsett modellförbättringarna. Detta beror på att samma randvärden användes. De mer djupgående analyserna bekräftade behovet av längre och fler simuleringar, inte minst för studier av variabilitet och extremer. På vissa områden verkade dessutom de beräknade förändringarna i nederbörd och vind så små att någon bra fördelning mellan bestående förändringar och naturlig variabilitet inte kunde göras. Simuleringarna var helt enkelt för korta.



Figur 11. Beräknade förändringar i sommarnederbörden (sommars=juni+juli+augusti) i två av SWECLIMs regionala scenarier till vänster och de motsvarande globala modelleringarna till höger. Även för nederbörden behålls de storskaliga förändringarna. Detaljer på skalor som är både fysikaliska och av praktisk betydelse uppstår över Östersjön [(a) vs. (b)] och i södra Fennoskandia [(c) vs. (d)]. De regionala modelleringarna har en noggrannare behandling av kustlinjerna och fjällkedjan.

Ensembler (jfr. avsnittet 4.4) kan hjälpa till med att åtskilja klimatförändring och naturlig variabilitet i modelleringarna eftersom det leder till att analyserna görs utifrån flera fall (vilket kan tänkas motsvara en betydligt längre simulering). SWECLIMs RCA1-44 -scenarier samanalyserades med ett danskt och ett norskt scenario. Det s.k. Nordensclim-samarbetet år 2001 blev en pilotstudie som senare fördjupades inom det nordiska Climate, Water and Energy – projektet år 2002. Bilden av de bestående förändringarna blev tydligare i och med

att ensembleanalysen både hjälpte till att identifiera gemensamma drag i scenarierna och samtidigt bättre begränsade bidraget från naturlig variabilitet (jfr. figur 12).



Figur 12. Nordisk samanalys av beräknade nordiska nederbördsförändringar per månad (%) från 1990 till 2050 baserade på olika utsläppsscenarier, olika globala modeller och olika regionala modeller. Linjerna med symboler är de olika modelleringarna. Punktlinjen anger medelvärdet. Skuggningarna betecknar ett mått på hur mycket den naturliga variabiliteten skulle kunna bidra med i de beräknade förändringarna. Den ljusa skuggningen hänvisar till modelleringarna var för sig medan den mörka skuggningen gäller för samanalysen. (Källa: Christensen et al. 2001)

Trots de många likheterna mellan de två globala modelleringarna ECHAM4/OPYC3 och HadCM2 var även skillnader uppenbara. Eftersom osäkerheten om framtiden är svår att konkretisera med en enda beräkning bestämdes det att även i de fortsatta regionaliseringarna utgå från flera globala modelleringar. Dessutom fanns ett behov av att utgå från alternativa utsläppsscenarier.

5.2 Alternativa modeller och utsläppsscenarier

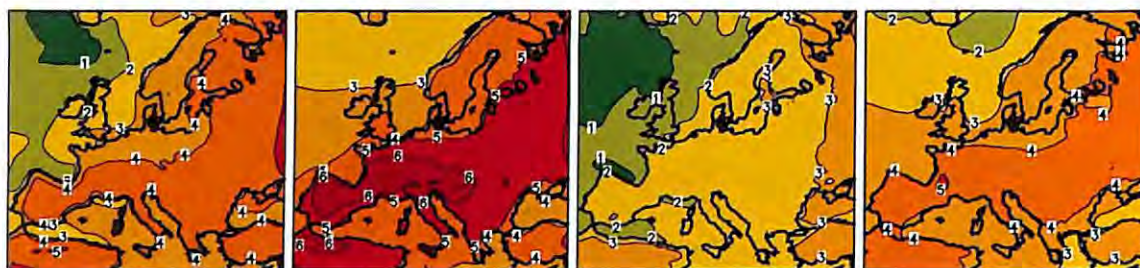
År 2002 hade SWECLIMs modellutveckling kommit fram till ett modellsystem bestående av ihopkopplade version 2 av atmosfärsmodellen RCA, en beskrivning av tillrinningen till Östersjön baserad på HBV-modellen och den 3-dimensionella Östersjömodellen RCO. Detta nya system fick beteckningen RCAO där A står för atmosfär och O för ocean. Systemet tillämpades i scenarioberäkningar med utgångspunkterna i en ny version av Hadley Centrets globalmodell, HadAM3H, och i den tyska globalmodellen ECHAM4/OPYC3. Den sistnämnda kallar vi i detta avsnitt ECH. Åter verkade dessa globala modeller samstämmiga om den globala uppvärmningen. Däremot skiljdes resultaten åt mer för vår region än tidigare. Dessa likheter och skillnader fångades upp i regionaliseringarna.

Denna gång var det möjligt att regionalisera 30-åriga perioder tack vare (1) tillgången på nya globala modelleringar från vilka randvärden för sådana långa regionaliseringar hade arkiverats, (2) SWECLIMs egen modellutveckling med en beräkningsmässigt effektivare regional klimatmodell och (3) ökade superdatorresurser. Från vardera av de globala modellerna importerades en kontrollperiod och två framtidsperioder. De sistnämnda hade gjorts för SRES-utsläppsscenarierna A2 och B2. Med avseende på hur de globala modelleringarna hade lagts upp motsvarade kontrollperioderna 1961-90 och framtidsperioderna 2071-2100. Sammanlagt var det alltså fråga om sex stycken regionaliseringar om vardera 30 år som gav fyra klimatförändringsscenarier från 1961-90 till 2071-2100. Dessa täcker två olika världsutvecklingar med sina respektive utsläppsutfall och

två olika ansatser om klimatsystemets återkopplingar. De konkretiserar fundamentala stora osäkerheter som finns om klimatförändringen framöver.

Även om frågan om ofullkomligheter i såväl globala som regionala klimatmodeller är relevant, är det uppenbart att frågan om hur stora de sammanlagda utsläppen blir är central. En större uppvärmning är resultatet av beräkningar som utgår från en större ackumulering av koldioxid i atmosfären (i detta fall: A2 jämfört med B2) oavsett valet av klimatmodell. För samma utsläpp kan de globala modelleringarna skilja sig åt något. För samma utsläpp och samma globalmodellering kan olika versioner av den regionala modellen ge något skilda resultat. Sådana skillnader är inte bara hinder utan ger också information om osäkerheten.

Liksom i SWECLIMs tidigare regionaliseringar blir uppvärmningen i Sverige (se figur 13) större än den globalt genomsnittliga. (Jfr. tabell 1 i början av avsnitt 5.) Likaså beräknas vintertemperaturen i Nordeuropa höjas mer än sommartemperaturen. De längre beräkningarna bekräftar att en större förändring kan förväntas vad gäller extremt låga temperaturer jämfört med de extremt varma. I genomsnitt minskar risken för köldknäppar mer än risken för värmeböljor ökar. Såväl regionalt som globalt beräknas större förändringar då utsläppen är större.



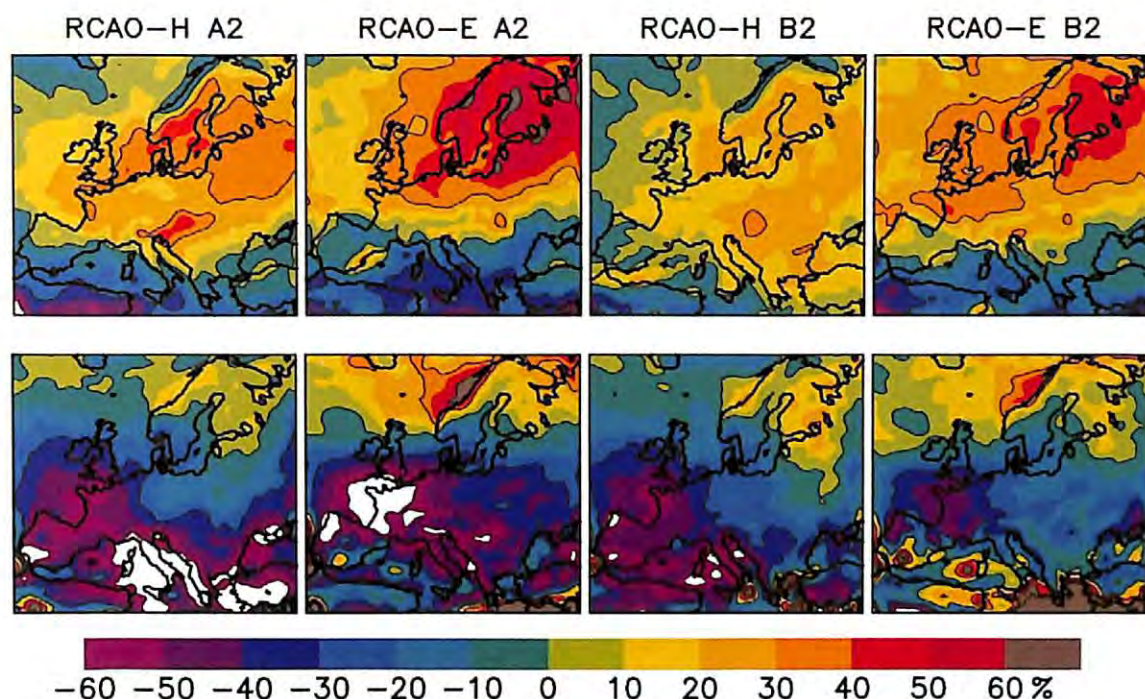
Figur 13. Förändring i årsmedeltemperatur (°C) 2071-2100 jämfört med 1961-90. Bilderna från vänster till höger visar SWECLIMs beräkningar baserade på den globala modellen HadAM3H/A2, ECH/A2, HadAM3H/B2 och ECH/B2.

Beräkningarna för Mellan- och Sydeuropa fick en hel del uppmärksamhet både från media och beslutsfattare i och med att speciellt dramatiska förändringar erhöles för sommarförhållandena på kontinenten. Marken torkar ut, nederbörden minskar avsevärt och temperaturerna stiger kraftigt. Det är fullt möjligt att modellofullkomligheter bidrar till dessa beräknade förändringar, men händelsekedjan är fysikalisk och således finns anledning att inte avfärda resultaten.

Nederbördsförändringarna i de nya scenarierna är mer varierande än i de tidigare beräkningarna. Som tidigare beräknas årsmängderna öka i Norden. Jämfört med de tidigare beräkningarna, där speciellt höstnederbörden tilltog, beskriver de nya beräkningarna markanta ökningsar även på vintern (se figur 14, övre rad) och på våren. På olika håll i Sverige beräknas vinterförändringar från +30% till närmare +60%. Åter framgår att mängden utsläpp påverkar förändringarnas storlek. På sommaren (se figur 14, nedre rad) beräknas nederbörden minska markant även i Sydskandinavien dock inte lika mycket som längre söderut i Europa.

Jämfört med de tidigare regionaliseringarna möjliggör längre regionaliseringar utökade analyser av variabilitet. Beträffande nederbörd visar det sig att på sommaren ökar nederbördens intensitet oavsett om nederbörden i medeltal ökar eller minskar. Under de andra säsongerna speglar ökningen i intensiv nederbörd mer proportionellt ökningen i

medelnederbörd. Antalet dagar med nederbörd minskar under sommaren och ökar under andra årstider.

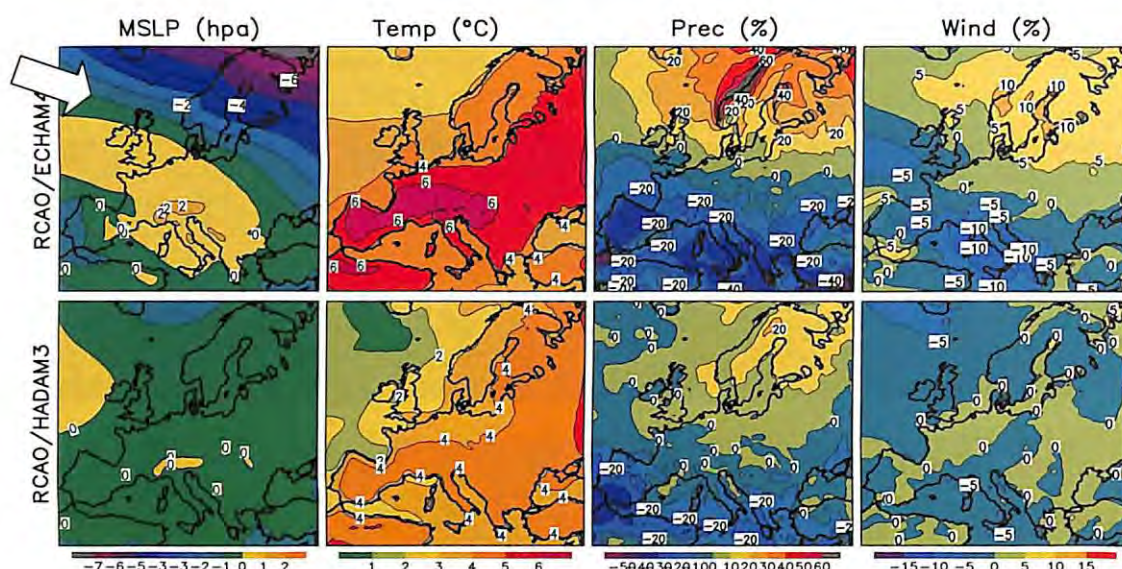


Figur 14. Övre raden: Förändring i vinternederbörd (december-februari) (%) 2071-2100 jämfört med 1961-90. Nedre raden: motsvarande analys för sommarnederbörd (juni-augusti). Bilderna från vänster till höger visar SWECLIMs beräkningar baserade på den globala modellen HadAM3H/A2, ECH/A2, HadAM3H/B2 och ECH/B2.

De stora dragen i nederbördsförändringarna – kontrasterna mellan sommaren och de övriga årstiderna, kontrasten mellan Nordeuropa och resten av Europa – finns med i alla dessa fyra scenarier. Valet av utsläppsscenario påverkar snarare förändringarnas storlek än deras riktning, geografiska eller säsongsmässiga fördelning. Valet av den globala ansatsen däremot leder till en del skillnader. På vintern ökar nederbörden markant längs den norska Atlantkusten i det ena fallet (RCAO-E) medan ingen ökning syns i det andra fallet (RCAO-H). På sommaren är de beräknade förändringarna mer snarlika. Sommartorkan på kontinenten och den därtill relaterade temperaturökningen tenderar bli mer allvarlig enligt RCAO-E än i fallet RCAO-H.

Den primära orsaken till skillnaderna i nederbördsförändringarna på vintern ligger i hur den storskaliga cirkulationen förändras i de globala modelleringarna. Detta påverkar även vindklimatet. Det kan illustreras med hjälp av beräknade förändringar i havsnivåtrycket eftersom dess mönster berättar om den storskaliga strömningen i atmosfären (jfr. figur 15).

Enligt den ena globala modellen förstärks västvinden på vintern och lågtryckstrafiken från Atlanten tar en något nordligare bana. Dessa förändringar finns med i RCAO-E. Den andra globala modellen däremot ger föga ändringar i västvindarna. Däremot ökar inströmningen till Sverige från sydost på vintern (visas ej i figur 15). I båda fallen blir Sveriges lott mer mild och fuktig atlantluft på vintern, medan Norge skuggas av fjällkedjan vid sydostliga vindar, men inte vid västliga. På sommaren beror nederbörden mer av lokala faktorer än den storskaliga cirkulationen.

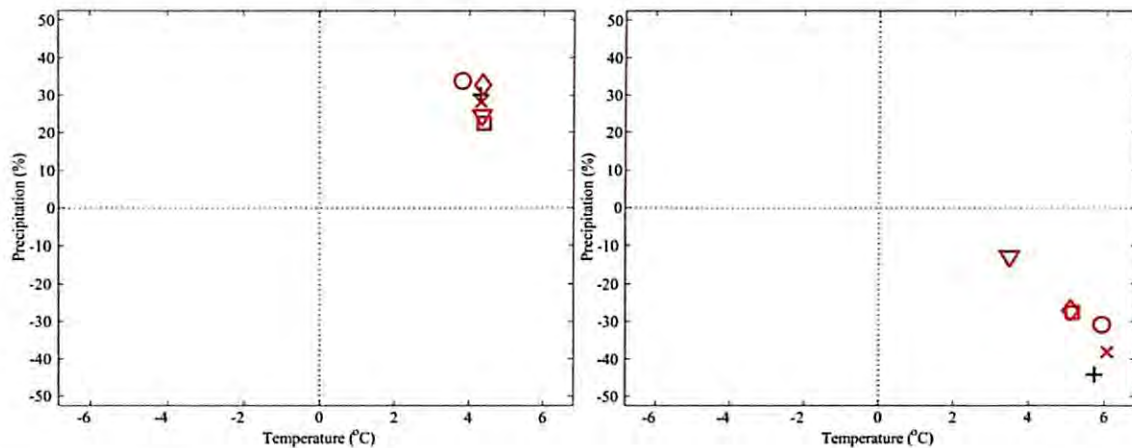


Figur 15. Beräknade årsförändringar i havsnivåtryck, den marknära lufttemperaturen (vid 2 meter), nederbörden och den marknära vindens hastighet (vid 10 meter) från 1961-90 till 2071-2100 under SRES A2 utsläpp, två globala klimatmodeller och SWECLIMs regionala klimatmodell RCAO. Övre raden: RCAO-E. Nedre raden: RCAO-H. Pilen i panelen överst till vänster illustrerar cirkulationsökningen i den ena modelleringen. Förändringarna inom de olika årtiderna kan markant skilja sig från förändringarna på helårsbasis.

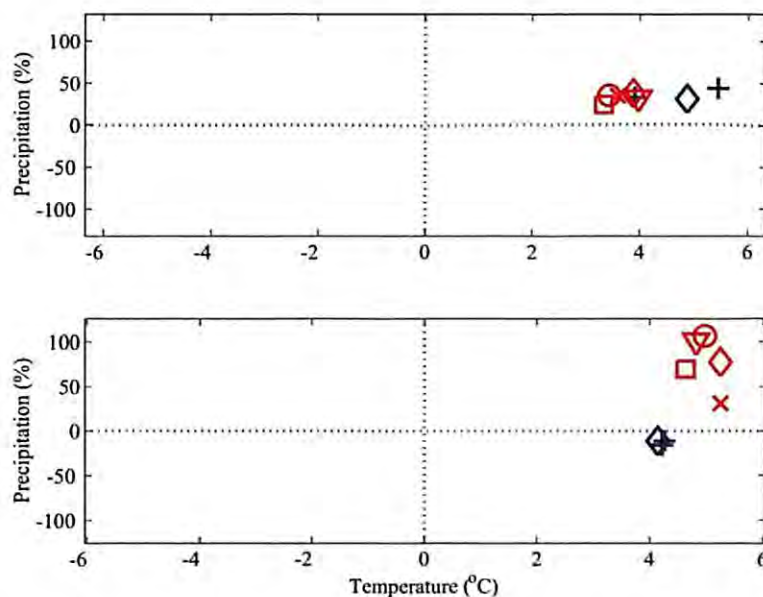
Cirkulationsmönstrens känslighet utgör en genuin osäkerhet. Det går inte att hänvisa till någon av de två redovisade fallen (eller andra exempel) som mest trovärdig. Såsom tidigare gäller att de nya regionala scenarierna är konkretiserande exempel på tänkbara förändringar under 2000-talet. Utgångspunkterna i flera utsläppsscenarioer, globala klimatmodeller och SWECLIMs vidareutvecklade regionala modell leder dock till en sundare diskussion om osäkerhet, forskningsbehov, behov av åtgärder och klimatfrågans betydelse för det svenska samhället. Vi vet inte om Sveriges medeltemperatur om 100 år är tre, fyra eller fem grader högre eller om det regnar 30, 40 eller 50 % mer på vintern. Att vi går mot mildare och blötare vintrar samt varmare och åtminstone i Sydsverige torrare somrar är däremot ett återkommande resultat i SWECLIMs scenarier, och i linje med resultat från den övriga internationella klimatforskningen.

SWECLIMs senaste scenarier används inte bara i Sverige utan ingår i europeiska forskningsprojekt. Ett av dessa är PRUDENCE som samlar flera regionala klimatmodellerare med målet att skapa regionaliseringsensembler för hela Europa. Dessa ensembler avser leda till en bättre beskrivning av den osäkerhet som har med regionalisering att göra samt möjliggöra bättre utgångspunkter för konsekvensstudier på olika områden. PRUDENCE är ett pågående projekt. För att förstå dess möjligheter bör vi påminna oss att ett regionalt klimatscenario först innebär val av utsläppsscenario vars klimatkonsekvenser beräknas med en global klimatsimulering. Därefter studeras de regionala detaljerna med regionala modelleringar. Det är osäkerheten om det sistnämnda som PRUDENCE studerar. De preliminära resultaten är intressanta. Liksom SWECLIMs egna studier kommer andra regionaliseringar fram till samma storlek av uppvärmning och nederbördsökningar i Nordeuropa på vintern (jfr. figur 16). Vad gäller uppvärmning och nederbördsminskning sommartid på kontinenten tycks SWECLIMs resultat något extrema jämfört med de andra regionaliseringarna. Förändringarnas riktning är dock lika (jfr. figur 16). I det fortsatta arbetet

identifieras vilka mekanismer och/eller ofullkomligheter i de deltagande modellerna som står bakom skillnaderna. Analyser av variabilitet och extremer kommer också att göras.



Figur 16. Preliminära PRUDENCE-regionaliseringar för tänkbara förändringar från 1961-90 till 2071-2100 baserade på SRES A2, globalmodellen HadAM3H och flera regionala klimatmodeller. SWECLIMs RCAO-H markeras med en blå markör. Till vänster: Beräknade förändringar i temperatur och nederbörd på vintern (dec-jan-feb) i Östersjöns tillrinningsområde. Till höger: Beräknade förändringar i temperatur och nederbörd på sommaren (juni-juli-aug) i landområdena i kontinental Europa söder om 49°N.



Figur 17. Preliminära PRUDENCE-resultat för beräknade lufttemperaturförändringar och nederbördsförändringar över Östersjön på vintern (dec-jan-feb, övre panelen) och på sommaren (juni-juli-aug, nedre panelen). De röda markörerna anger modelleringarna som inte har en noggrannare behandling av Östersjön. De blåa markörerna, däribland SWECLIMs RCAO-H, är bättre i detta avseende. Speciellt på sommaren är betydelsen av detta stor.

Frågan om vilka modeller som verkar extrema går dock inte att lösa enbart med en jämförelse. Om vi utökar den lilla analysen ovan med en titt på de beräknade förändringarna över själva Östersjön visar det sig att modelleringarna faller i två tydliga grupper, speciellt i sommarfallet (jfr. figur 17). Den ena gruppen består av modelleringar som nöjer sig med att beskriva Östersjöns isläge och vattentemperatur med de grova resultaten från den globala HadAM3H-

modelleringen. Den andra gruppen utgår från mer realistiska förhållanden, däribland SWECLIMs RCAO med sin egen vältestade Östersjömodell. Den preliminära bedömningen är att den första gruppen överskattar förändringarna.

*Tabell 2. Arkiverade data från RCAO-simuleringar år 2002. 6H=momentana värden var 6:e timme, 24H=dygnsmedelvärde, M=månadsmedelvärde. Med * betecknas antingen medelvärdet eller extremvärdet för respektive periodlängd. ** är det genomsnittliga dygnsextremvärdet för respektive periodlängd. MC indikerar månadsmedelvärden lagrade för fyra tider per dygn: 00, 06, 12 and 18 UTC.*

<u>Data på trycknivåer (300, 500, 700, 850 and 925 hPa)</u>		<u>Energi, vatten och momentum (forts.)</u>	
Temperatur	M + 500 & 850 hPa 6H	Avdunstning (yta)	M*, 24H*
Vind	M + 500 & 850 hPa 6H	Avdunstn. (av nederbörd fångad på vegetation)	M*, 24H*
Relativ luftfuktighet	M + 500 & 850 hPa 6H	Lokal avrinning	M*, 24H*
Vertikalrörelse (ω)	M + 500 & 850 hPa 6H		
Geopotential	M + 500 & 850 hPa 6H	<u>Andra ytnära data</u>	
		Temperatur, 2 m	M, MC, 24H, 6H
<u>Andra data för den fria atmosfären</u>		Maxtemperatur, 2 m	M**, 24H*
Vattenånga, vertikalt integrerat	M, 6H	Mintemperatur, 2 m	M**, 24H*
Molnvatten, vertikalt integrerat	M, MC	Marktemperatur (ytskikt)	M, 6H
Låga moln (areal omf.)	M, MC	Maxmarktemp. (ytskikt)	M**, 24H*
Medelhöga moln (dito)	M, MC	Minmarktemp. (ytskikt)	M**, 24H*
Höga moln (dito)	M, MC	Marktemp. (djupskikt)	M, 24H
		Marktemp. (bottenskikt)	M
<u>Energi, vatten och momentum</u>		Markfuktighet (ytskikt)	M, 24H
Latent värmefflöde (yta)	M*, 6H*	Markfuktighet (djupskikt)	M, 24H
Potentiellt latent värmefflöde (yta)	M*, 6H*	Vind, 10 m	M, 6H
Sensibelt värmefflöde (yta)	M*, 6H*	Maxvindhastighet, 10 m	6H*
Momentumfflöde (yta)	M*, 6H*	Medelvindhastighet, 10 m	M
Netto solstrålning (yta)	M*, 6H*	Relativ luftfuktighet, 2 m	M, 6H
Netto värmestrålning (yta)	M*, 6H*	Lufttryck (vid havsnivån)	M, 6H
Inkommande solstrålning (yta)	M*, 6H*	Lufttryck	M, 6H
Inkommande värmestrålning= återstrålning (yta)	M*, 6H*	Totalt molntäcke	M, 6H
Netto solstrålning (vid toppen av atmosfären)	M*, MC*	Solskenstid	M*, 24H*
Netto värmestrålning (vid toppen av atmosfären)	M*, MC*	Snöns vatteninnehåll	M, 24H
Inkommande solstrålning. (vid toppen av atmosfären)	M*	Snötäcke	M, 24H
Nederbörd	M*, 24H*	Istäcke (hav, insjöar)	M, 24H
Storskalig nederbörd	M*, 6H*	Istjocklek	M, 24H
Konvektiv nederbörd	M*, 6H*	Ytvattentemperatur	M, 24H
Snöfall	M*, 6H*		

I diskussionen hittills har ett antal variabler och resultat tagits upp. Avsikten här är inte att på något fullgott sätt beskriva allt som finns tillgängligt från SWECLIMs och andra befintliga klimatscenarier. Dessa bjuder en rikedom av parametrar, tidsskalor, medelvärden, variabilitet, extremer, geografiska fördelningar, processer osv. Vanligen används kartor i presentationer. De genererade databaserna är förstås numeriska och tillgängliga för exv. konsekvensstudier. En tabell från Räisänen et al. (2003) avslutar detta kapitel. Den ger en översikt av arkiverade

resultat från SWECLIMs senaste simuleringar med RCAO, genomförda under året 2002. Ytterligare variabler finns arkiverade för Östersjöns eget klimat.

6 Strategier för framtiden

SWECLIM avslutades som ett MISTRAfinansierat forskningsprogram i juli 2003. De verktyg och kunskaper som genererades lever dock vidare. Programmet klimatmodelleringsresurs, Rossby Centre på SMHI, fortsätter verksamheten. Nätverk och annan samverkan som SWECLIM skapade förutsättningar för kommer att ha fortsatt nytta av detta.

Erfarenheterna hittills visar att egen modellutveckling och klimatmodellering behövs för regional klimatforskning och för klimatarbetet. Även om klimatfrågan är global, och klimatproblemet har globala orsaker och de tänkbara lösningarna likaså är globala, skiljs regionerna åt vad gäller vilka förändringar som är att vänta, hur allvarliga dessa är och vilket åtgärdsarbete som behövs.

För att osäkerheten kopplad till beskrivningen av klimatsystemets processer skall hanteras bättre behövs fokuserade studier. Det komplexa klimatsystemets myriad av processer och återkopplingar behöver genomlysas från olika håll för att den efterfrågade kunskapen skall förbättras. Detta inkluderar även processer som vi ännu inte känner till och som därmed saknas i beräkningarna.

Flera modelleringar efterfrågas för att ensembler ska bli mer användbara och osäkerheterna gällande modellofullkomlighet och naturlig variabilitet bättre behandlade. Samtidigt behövs vidareutveckling av metodik för att bedöma sannolikheten i scenarioframställandets alla led, inklusive hur socioekonomin och utsläppen blir framöver, kolcykeln, klimatets känslighet, klimatmodellerna, konsekvenserna för samhället och miljön samt påverkan av tänkbara lösningar och åtgärder. Behov finns alltså även på andra områden som klimatfrågan omfattar utöver det rent naturvetenskapliga.

Inom den svenska klimatmodelleringen och forskningen kring denna planeras fortsatt modellutveckling med fokus såväl i regionala särfrågor som i vidareutveckling av global modellering. Norden är även framgent det centrala området, men ytterligare regioner som till exempel Arktis studeras också. Det svenska arbetet ingår i internationella nätverk och bidrar således till ensembler och metodikutveckling. Att omsätta denna forskning till samhällsnytta utgör en kvarstående utmaning.

Viktigt i det fortsatta arbetet är att bättre kommunicera forskningsprocessen och kunskapsläget. Centralt i detta sammanhang är hanteringen av osäkerheter. Dessa finns, har alltid funnits och vi kommer aldrig helt ifrån dem. Vad som också gäller är att där osäkerhet finns, finns även säkerhet. Termerna beskriver samma sak men med diametralt olika synvinklar.

Utmaningarna i kommunikationsprocessen är många och spännande. Det är viktigt att skilja mellan det som är "säkert" och de "väsentliga osäkerheterna". Kunskapsläget bör alltid presenteras objektivt med respekt för det "säkra" och det "osäkra". För forskningskommunikationen gäller att förmedla nya kunskaper som framkommer vartefter forskningen framskrider. Lika väsentligt är att rätta till felaktiga och/eller subjektiva uppfattningar som befästs i samhället. Uppfattningarna om scenarier och osäkerhet finns alltför ofta bland dem.

7 Läsvärt

Avsnitt 2: Osäkerheterna i klimatförändringen (med fokus i publicerad litteratur efter IPCCs tredje utvärderingsrapport (IPCC, 2001))

Allen, M. R. and Ingram, W. J., 2002. Constraints on future changes of climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224-231

Allen, M., Raper, S., and Mitchell, J., 2001. Uncertainty in the IPCC's Third Assessment Report. *Science*, 293, 430-433.

Anderson, T. L. et al., 2003. Climate forcing by aerosols – a hazy picture. *Science*, 300, 1103-1104.

Figur 3 baseras på data över:

- koldioxidutsläpp från: Marland, G., T.A. Boden, and Andres, R. J., 2002. Global, Regional, and National CO₂ Emissions. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. (se: <http://cdiac.esd.ornl.gov/>)
- atmosfärens koldioxidhalt från: (1) Neftel, A., Friedli, H., Moor, E., Lötscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. and Stauffer, B., 1994. Historical CO₂ record from the Siple Station ice core. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. (2) Etheridge, D. M., Steele, L.P., Langenfelds, R. L., Francey, R. J., Barnola, J.-M. and Morgan, V. I., 1998. Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. (3) Keeling, C.D. and Whorf, T. P., 2003. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. (se: <http://cdiac.esd.ornl.gov/>)
- global temperatur baserad på bearbetningen rapporterad på http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/climate/climate_research.html

Forest, C. E. et al., 2002. Quantifying uncertainties in climate system properties with the use of recent climate observations. *Science*, 295, 113-117.

Giorgi, F. and Francisco, R., 2000. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1295-1298.

IPCC, 2000. *Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Nakićenović, N. and Swart, R. (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, New York, USA, Melbourne, Australia and Madrid, Spain, 599 pp.

IPCC, 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., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X.,

Maskell, K., and Johnson, C. A. (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

Knutti, R. et al., 2002. Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, 416, 719-723.

Krishnamurti, T. N. et al., 1999. Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble. *Science*, 1548-1550.

Mahlman, J. D., 1997. Uncertainties in projections of human-caused climate warming. *Science*, 278, 1416-1417.

Reilly, J. et al., 2001. Uncertainty and climate change assessments. *Science*, 293, 430-433.

Schneider, S. H., 2001, What is 'dangerous' climate change. *Nature*, 411, 17-19.

Stott, P. and Kettleborough, J. A., 2002. Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise. *Nature*, 416, 723-726.

Weaver, A. J. and Zwiers, F. W., 2000. Uncertainty in climate change. *Nature*, 407, 571-572.

Wigley, T. M. L. and Raper, S. C. B., 2001. Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, 293, 451-454.

Zwiers, F. W., 2002. The 20-year forecast. *Nature*, 416, 690-691.

Avsnitt 3: Filosofiskt och praktiskt om osäkerhet

Dahle, Ø., 2001. Usikker kunskap: Klimatiltak som forsikring. *CICERONE Nr 5/2001*.

Hansson, S. O., 1999. A philosophical perspective on risk. *Ambio*, 28:6, 539-542.

Nolin, J., 2002. Förhandlingar med förhinder. *Forskning & Framsteg 7/02*, 24-29.

Pielke, Jr., R. A. and Sarewitz, D., 2003. Wanted: Scientific Leadership on Climate, *Issues in Science and Technology*, 27-30.

Saloranta, T. og Skarðhamar, J., 2002. Hvordan ville klimaet vært uten klimapanelet. *CICERONE Nr 3/2002*, 16-17.

Avsnitt 4: SWECLIMs arbete

Meier, H. E. M., 2002a. Regional ocean climate simulations with a 3D ice-ocean model for the Baltic Sea. Part 1: Model experiments and results for temperature and salinity. *Clim. Dyn.*, 19, 237-253.

Meier, H. E. M., 2002b. Regional ocean climate simulations with a 3D ice-ocean model for the Baltic Sea. Part 2: Results for sea ice. *Clim. Dyn.*, 19, 255-266.

Palmer, T. N. and Räisänen, J., 2002. Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. *Nature* 415, 512-514.

Rummukainen, M. et al., 2000. Sweclim – the first three years. *SMHI Reports Meteorology and Climatology (RMK)*, 94, 87 pp.

Räisänen, J., 2001. CO₂- induced climate change in CMIP2 experiments: Quantification of agreement and role of internal variability. *J. Climate*, 14, 2088-2104.

- Räisänen, J. and Palmer, T. N., 2001. A probability and decision-model analysis of a multimodel ensemble of climate change simulations. *J. Climate*, 14, 3212-3226.
- SWECLIMs Newsletter No. 1-14. [Se www.smhi.se/sweclim (Resultat - Nyhetsbrev), eller kontakta Rossby Centre, SMHI, 601 76 Norrköping.]
- SWECLIMs Årsrapport 1998, 1999, 2000, 2001, 2002. [Se www.smhi.se/sweclim (Resultat - Årsrapport), eller kontakta Rossby Centre, SMHI, 601 76 Norrköping.]
- Avsnitt 5: Hur beskrivs osäkerheten om det framtida klimatet i SWECLIMs resultat
- Bergström, S. et al., 2001. Climate change impacts on runoff in Sweden – assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling. *Clim. Res.*, 16, 101-112.
- Christensen, J.-H. et al., 2001. A synthesis of regional climate change simulations. A Scandinavian perspective. *Geophys. Res. Lett.* 28:6, 1003-1006.
- Rummukainen, M. et al., 2003. Regional Climate Scenarios for use in Nordic Water Resources Studies. *Nordic hydrology*, accepted.
- Räisänen, J. and Alexandersson, H., 2003. A probabilistic view on recent and near future climate change in Sweden. *Tellus*, 55A, 113-125.
- Räisänen, J. et al., 2003. GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere – Baltic Sea regional climate model RCAO. *SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 101*, 61 pp.

Del III. Klimat och vatten i Sverige – om observationer och scenarier

Sten Bergström, SMHI

1 Introduktion

Har klimatet förändrats? Denna fråga brukar ställas varje gång som vi drabbas av ovanliga väderhändelser. Och det finns flera skäl till att vi frågar oss detta ganska ofta nu för tiden. Ett är att stora delar av samhället blivit alltmer väderberoende och sårbara, ett annat att vi numera genom media omgående får ta del av alla katastrofala väderhändelser från hela världen. Till detta kommer klimatets naturliga variationer och mannaminnets brister och till slut frågan om förändringar av klimatet på grund av människans utsläpp av växthusgaser i atmosfären. I Europa är det framförallt de senaste årens översvämningar, extrema sommarvärme och torka som väcker oro, men milda vintrar och svåra stormar är andra exempel som omedelbart ställer frågor om klimatets stabilitet.

För Sveriges del har under de senaste trettio åren en uppseendeväckande mängd översvänningsproblem uppstått. Dessutom har tillrinningarna till sjöar och vattendrag legat högt sedan mitten av 1980-talet. Denna trend bröts dock andra halvåret 2002 och sedan sommaren detta år har vattenflödena varit mycket låga, åtminstone i norra Sverige. Undantaget i södra Sverige var sommaren 2003 då området runt Emån översvämmades.

Närmare analyser visar att det oftast är svårt att från regionala data fastställa om klimatet har ändrats. Skalan har stor betydelse. Trender, som syns i globala årsmedelvärden, försvinner på den regionala eller lokala skalan eftersom variationerna från ett år till ett annat ökar när skalan minskar. Det är svårare att avgöra om förekomsten av extremvärden har ändrats än att analysera årsmedelvärden, eftersom extremvärden är mer slumpvis förekommande och med stor spridning. Analyser av extremvärden försvåras dessutom av att samhället utvecklas och att vi lätt blandar ihop en ökad sårbarhet med en ökad förekomst av extrema händelser. Det har alltid förekommit extrema väderhändelser, men samhällets infrastruktur har aldrig varit så utvecklad och sårbar som i våra dagar.

Sedan slutet av 1990-talet har det inom det svenska programmet för regional klimatmodellering, SWECLIM, tagits fram alltmer detaljerade regionala klimatscenarier för Sverige. Dessa visar exempel på olika tänkbara utvecklingar av klimatet på 70-100 års sikt. Hittills är resultaten relativt entydiga vad beträffar uppvärmningen i olika delar av landet medan beräknade förändringar av nederbörden varierar betydligt mer. Genomgående uppvisar nederbördsscenarierna en ökning av nederbörden. I södra Sverige visar resultaten entydigt på torrare somrar. Vintertid uppvisar scenarierna genomgående en ökning av nederbörden för hela landet men med storleksmässig variation i de olika scenarierna. Dessa scenarier har också omsatts i beräkningar av vattenföring genom hydrologisk modellteknik. Beräkningarna uppvisar en ökad vattentillgång i norr medan resultaten varierar mer för södra Sverige.

Målsättningen med föreliggande arbete är att ge perspektiv åt de scenarier som tagits fram inom SWECLIM genom att jämföra dessa med observerade förändringar. Tonvikt ligger på effekten av klimatet på vattenresurserna, vilket innebär att arbetet har koncentrerats till lufttemperatur, nederbörd och avrinning samt deras samvariation.

2 Tillgängliga data

Tillgången till data begränsar all klimatanalys. Dels är seriernas längd begränsande och dels finns det stora osäkerheter om kvaliteten speciellt i äldre data. Man måste därför kompromissa mellan antalet stationer och seriernas längd. I det följande ligger tonvikten mer på att få så långa och så homogena serier som möjligt snarare än på att de skall vara fullständigt representativa för ett givet område.

Den mest kompletta beskrivningen av Sveriges klimat kan man finna i Sveriges Nationalatlas. Under SWECLIM-programmet har en homogeniserad databas haft speciell betydelse. Den består av homogeniserade data från 10 temperaturstationer och 20 nederbördsstationer med spridning över hela landet. Serierna har uppdaterats kontinuerligt och sträcker sig från 1860 till våra dagar. Den har använts som referens och för översiktliga klimatbeskrivningar i ett flertal sammanhang inte minst för att ge perspektiv åt senare perioder.

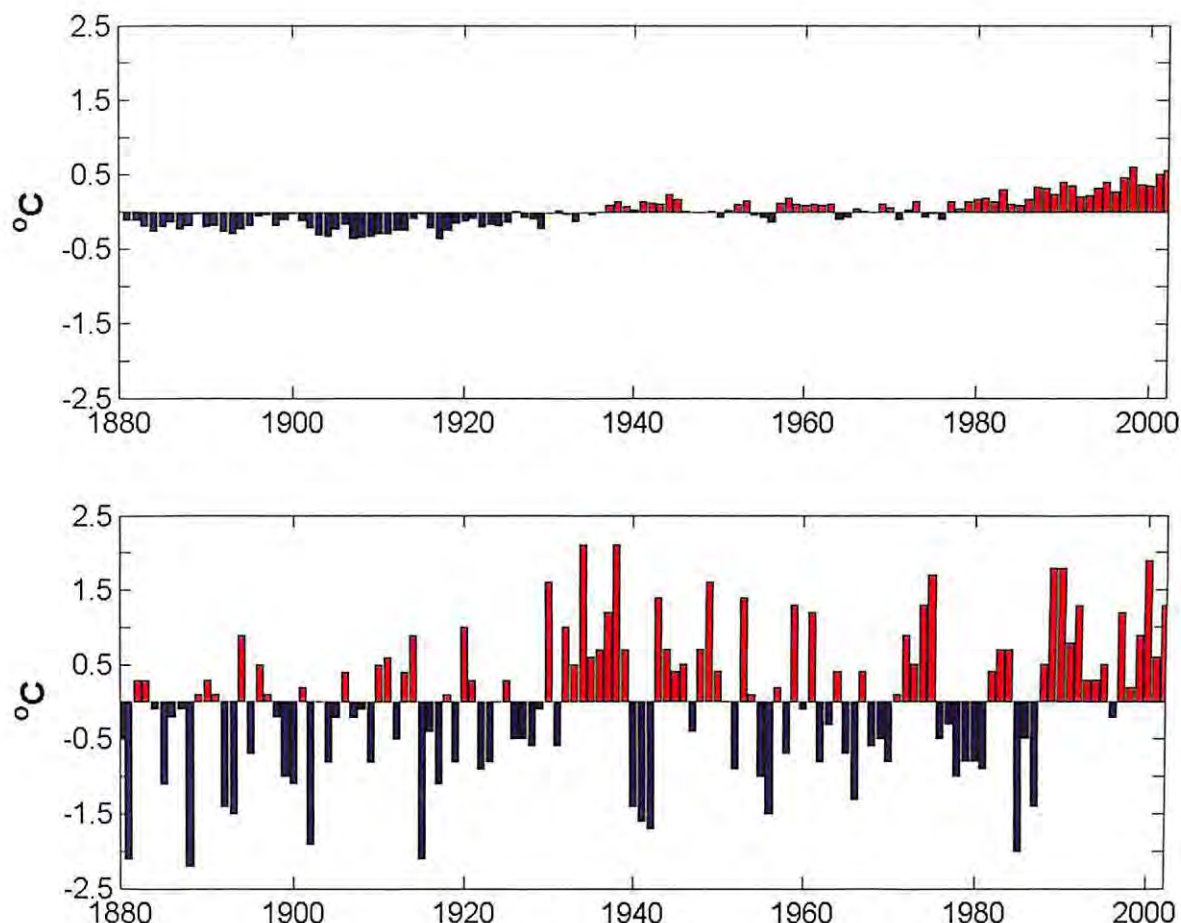
En mer arealtäckande beskrivning, anpassad till hydrologiska tillämpningar, har nyligen framtagits på SMHI. Denna databas ger en mer rättvisande bild av arealmedelvärden för Sverige eftersom fler stationer använts och data korrigerats för höjd över havet och för mätförluster av nederbörd på grund av vinden.

Under senare år har det på internationella initiativ tillkommit ett antal databaser, som används för validering av klimatmodeller och klimatanalyser i olika sammanhang. Som en del av SMHIs bidrag till det internationella BALTEX-programmet upprätthålls gridbaserade klimatdata över Östersjöområdets klimat och mätserier över tillrinningen till Östersjön. Andra exempel är den drygt 40 år långa återanalys av klimatet som genomförts av det europiska centret för meddellånga prognoser (ECMWF), den s.k. ERA-40 databasen samt en databas som administreras av Climate Research Unit vid University of East Anglia i Storbritannien.

Föreliggande arbete är koncentrerat till svenska förhållanden. De data som bedömts vara av bäst kvalitet och mest representativa kommer i huvudsak från databaser beskrivna av Alexandersson (2001), Lindström (2002) och Johansson(2003).

3 Vad har hänt med temperaturen?

Vid en jämförelse mellan jordens respektive Sveriges lufttemperatur i ett långtidsperspektiv, framgår att den globala uppvärmningen är betydligt mer tydlig än vad som kan utläsas av svenska data (figur 1). Det beror främst på att tillfälliga variationer döljer bestående förändringar om data från ett begränsat område analyseras. För Sveriges del syns det visserligen en tydlig uppvärmning under senare år, men även under 1930-talet fanns ett relativt långvarigt värmeöverskott. Detta illustrerar svårigheterna med att fastställa klimatförändringar, om man bara har tillgång till regionala data. Den svenska dataserien bygger i detta fall på 10 homogeniserade klimatserier.

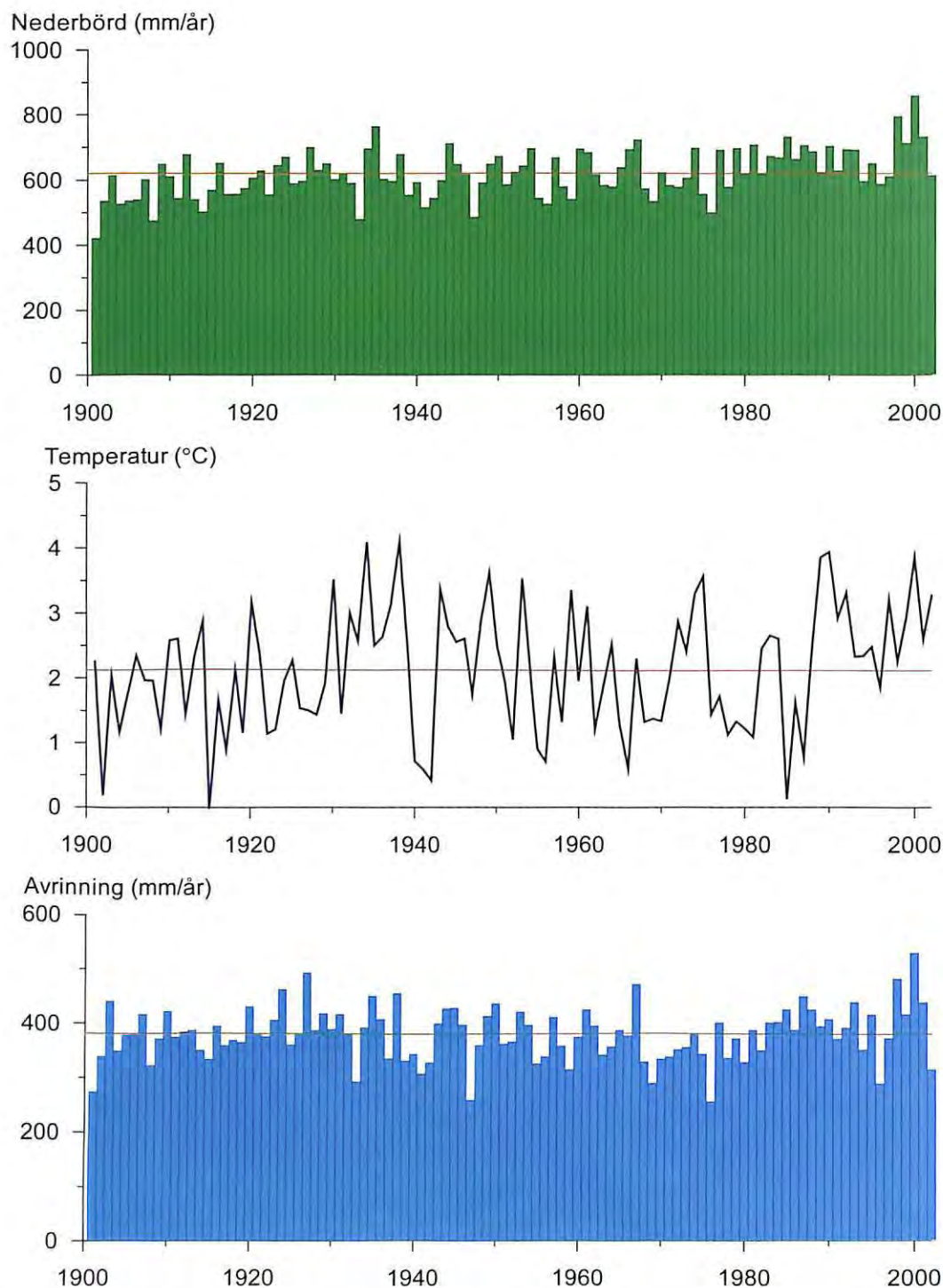


Figur 1. Jordens årsmedeltemperatur enligt Climate Research Unit vid Universitetet i East Anglia och Sveriges årsmedeltemperatur baserad på tio av SMHI:s klimatstationer.

4 Nederbörd och avrinning

Det är svårare att analysera nederbörd än lufttemperatur. Nederbörden varierar mer och mätningarna störs av mätfel, som gör det svårt att få fram långa homogena mätserier. Ett komplement är flödesmätningar i vattendrag. I vissa vattendrag i Sverige finns långa homogena mätserier sedan mitten av 1800-talet och för Vänerns del till och med från början av det seklet.

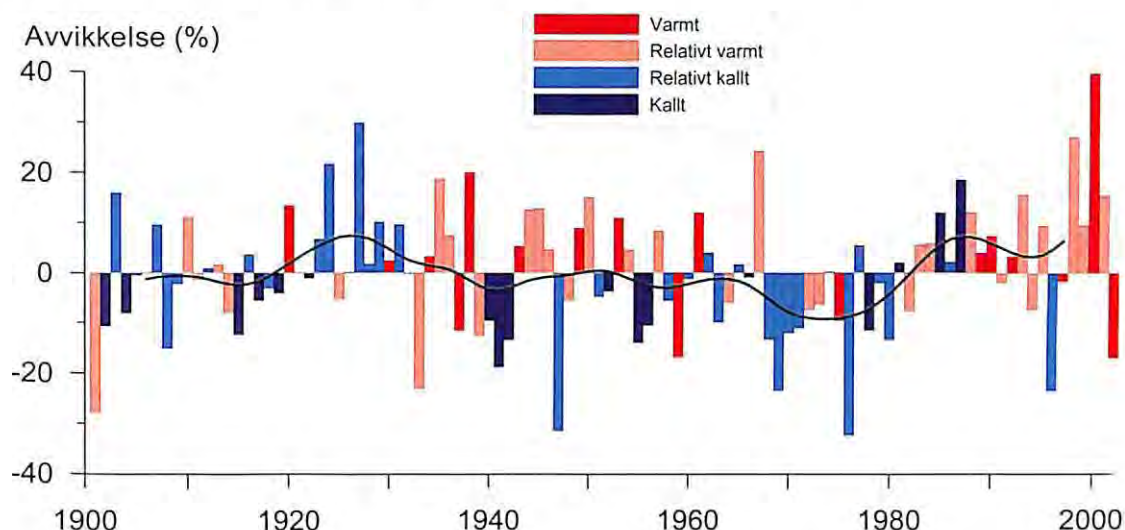
Drygt 100 år långa mätserier av nederbörd, temperatur och avrinning för Sverige visas i figur 2. Nederbörden och avrinningen uppvisar ganska stora likheter men också skillnader. De senaste trettio åren var nederbördsrikare och oftast betydligt mildare än normalt under de senaste 100 åren. Däremot skiljer sig resultaten vad avser första tredjedelen av 1900-talet. Nederbördsobservationerna indikerar ett betydligt torrare klimat under denna period än avrinningsobservationerna. Skillnaderna beror troligen på att mätningarna underskattat nederbörden under den tidigare delen av perioden eftersom mätarna då saknade vindskyddande skärm. Man var inte heller lika medveten om hur viktigt det är att placera mätarna i vindskyddade lägen. En annan orsak som diskuteras är om avdunstningen kan ha förändrats på grund av ökad besogning och högre temperaturer. Ökad avdunstning innebär minskad avrinning vid i övrigt oförändrad nederbörd.



Figur 2. Årsnederbörd, årsmedeltemperatur och avrinning i Sverige 1900-2002. Nederbördsserien bygger på 87 mätstationer, temperaturen på 29 stationer och avrinningen är baserad på 20 mindre, oreglerade vattendrag. De röda linjerna anger hela periodens medelvärden.

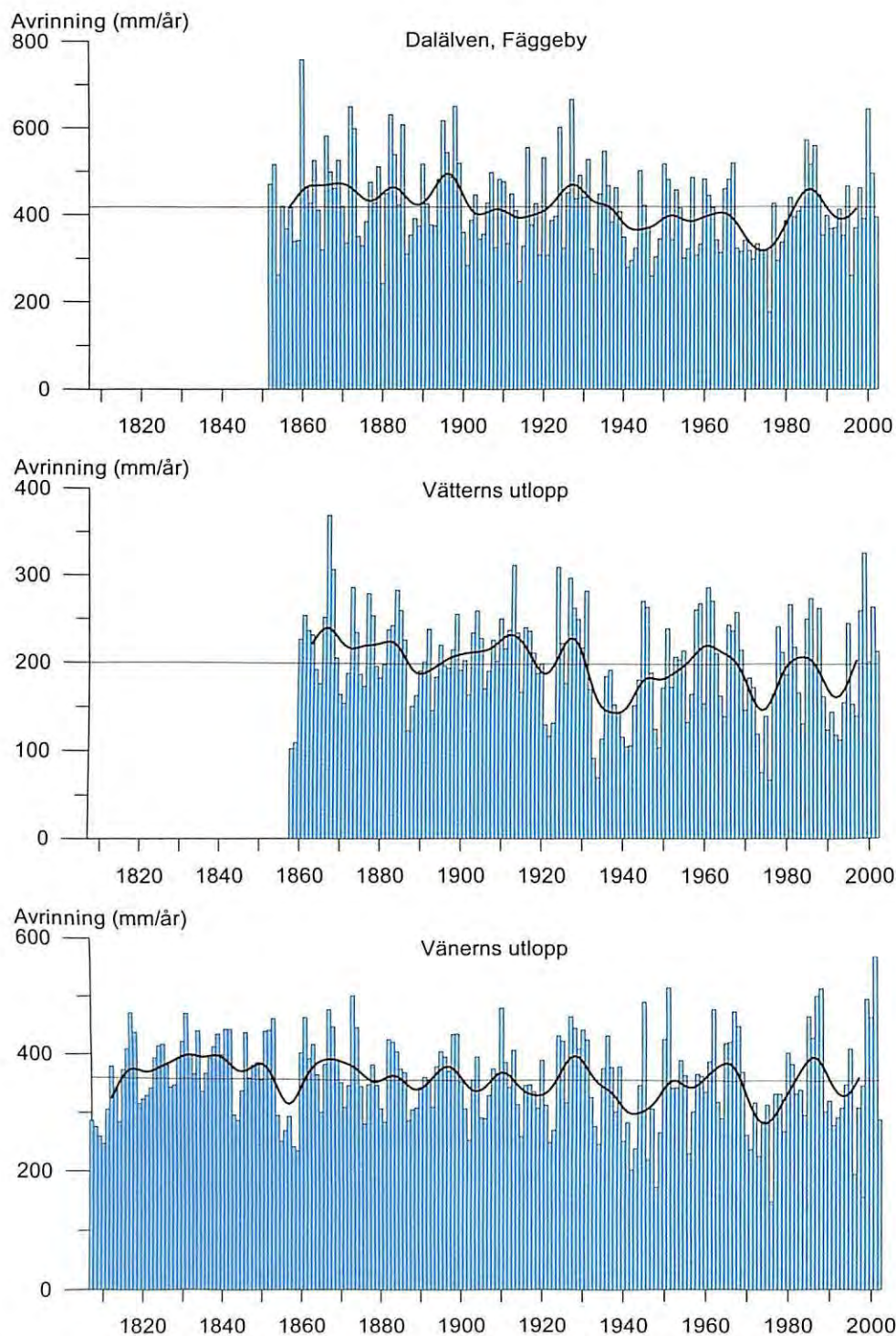
Avrinningen var speciellt hög såväl under en period på 1920-talet som under slutet av 1900-talet, men perioderna skiljer sig vad avser temperaturen. Detta framgår ännu tydligare av figur 3 som visar såväl årsmedeltemperaturens som avrinningens avvikelse från medelvärdet för hela Sverige. Sett över hela perioden uppvisar de kalla åren (blå staplar) som regel torrare

förhållanden medan de varma åren (röda staplar) oftare är blöta år. Tittar vi specifikt på de ovan nämnda blöta perioderna, 20-talet kontra slutet av 1900-talet, syns tydligt att perioderna har olika karaktär. 1920-talet var relativt kallt och nederbördsrikt medan slutet av 1900-talet var varmt och nederbördsrikt. Det senare gäller speciellt för det mycket extrema året 2000, som blev 1900-talets blötaste år. Den ofta använda referensperioden 1961-90 var relativt kall och hade ganska låg avrinning sett i ett 100-års perspektiv. Referensperioden 1961-90 är alltså inte speciellt representativ för 1900-talets klimat.



Figur 3. Avrinningens avvikelse från det normala sett i relation till årets medeltemperatur. Normalt avser här avrinningens medelvärde för hela perioden. De ljusa färgerna anger temperaturavvikelser som ligger inom en standardavvikelse från medelvärdet och de mörka färgerna anger mer extrema år.

I Sverige finns kontinuerliga avrinningsserier från Dalälven och Motåla Ström sedan mitten av 1800-talet. Serien för Göta Älv (Vänerns utlopp) börjar till och med så tidigt som 1807. Enligt dessa riktigt långa mätserier (figur 4) är det tydligt att det förekom år med mycket kraftig avrinning under 1800-talet. Översvåmningsproblemen var dramatiska, t.ex. 1860 i Dalälven. Detta har omvittnats på många håll, inte minst genom högvattenmärken, exempelvis i Falun, Mora och Torsång. Liksom under 1920-talet var temperaturen samtidigt låg vilket skiljer högfledena under 1800-talet från de som intråffade under de senare årtiondena av 1900-talet.

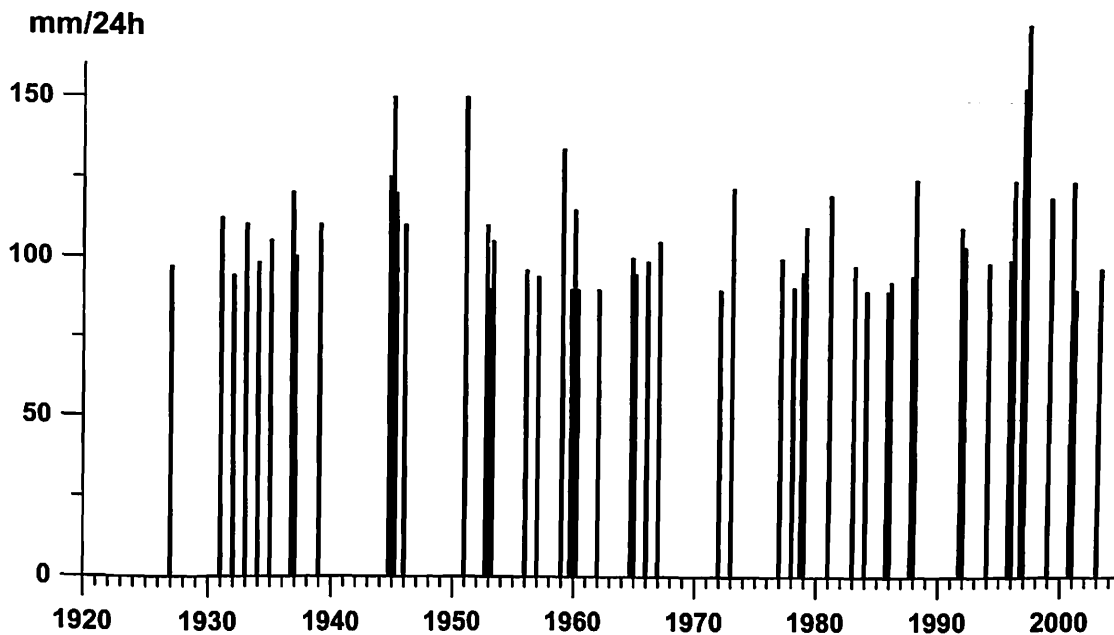


Figur 4. Årsavrinning enligt SMHIs längsta vattenföringsserier, med Gauss-viktade löpande medelvärden över 10 år (från Lindström, 2002). Den horisontella linjen visar medelvärdet för hela perioden.

5 Extrem nederbörd och avrinning

Extrem nederbörd och extrem avrinning är ofta av större intresse än årsmedelvärden. Detta gäller t.ex. för olika typer av dimensioneringsberäkningar och skydd för översvämningar. Men det är svårt att med säkerhet fastställa att det skett en ökning i antalet extremvärden i Sverige, trots all uppmärksamhet kring översvämningar under senare år. Figur 5 visar de mest extrema nederbördstillfällena med stora arealmängder i Sverige sedan 1926. Det är svårt att

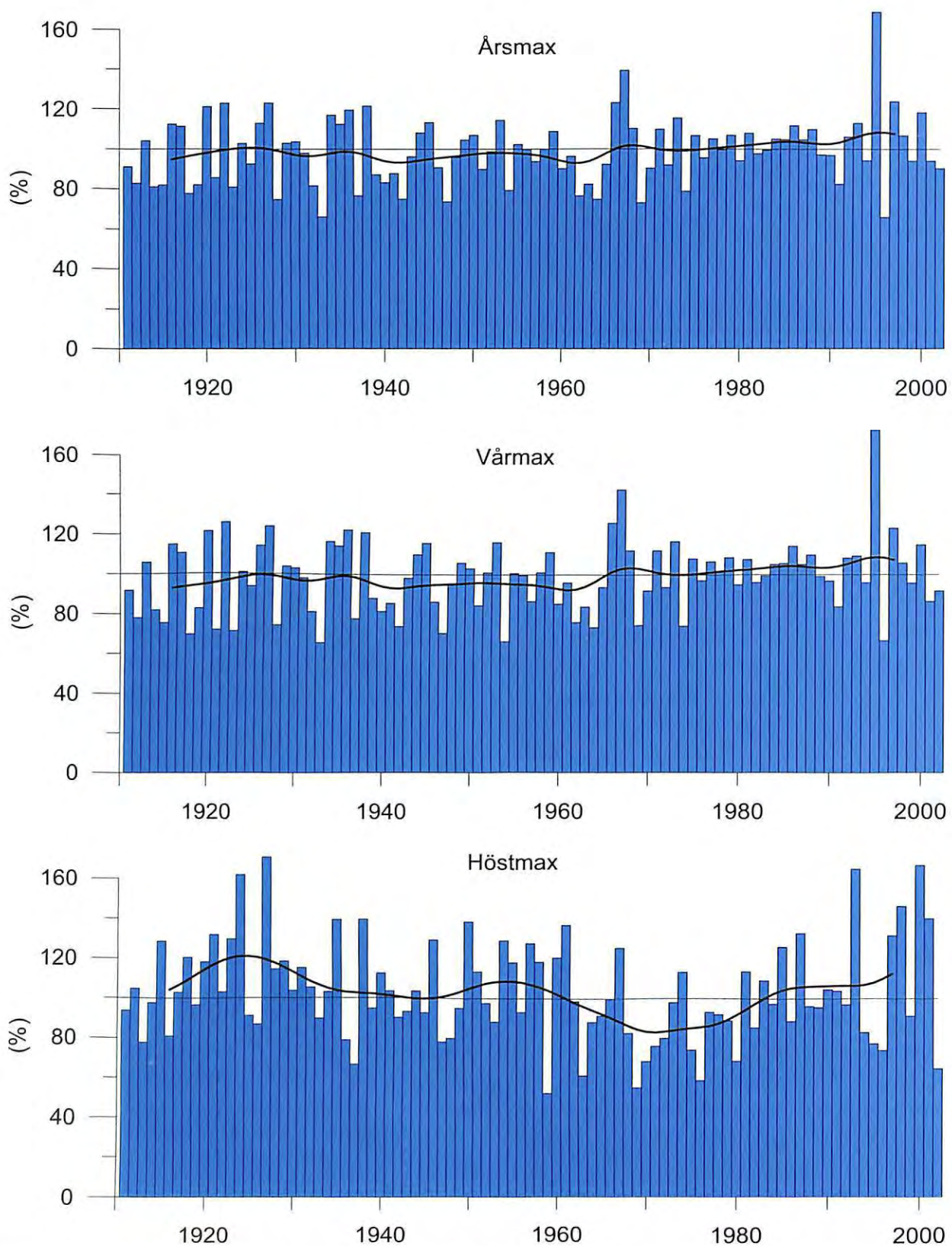
urskilja en trend i dessa data och detsamma gäller om stora observerade dygnsmängder analyseras stationsvis. Den högsta rödmarkerade stapeln 1997 avser den s.k. Fulufjälls-katastrofen som är baserad på mätningar av privatpersoner utanför SMHIs stationsnät. Den observationen är därför inte fullt jämförbar med övriga observationer, men har ansetts som ett av de mest extrema regnen under 1900-talet.



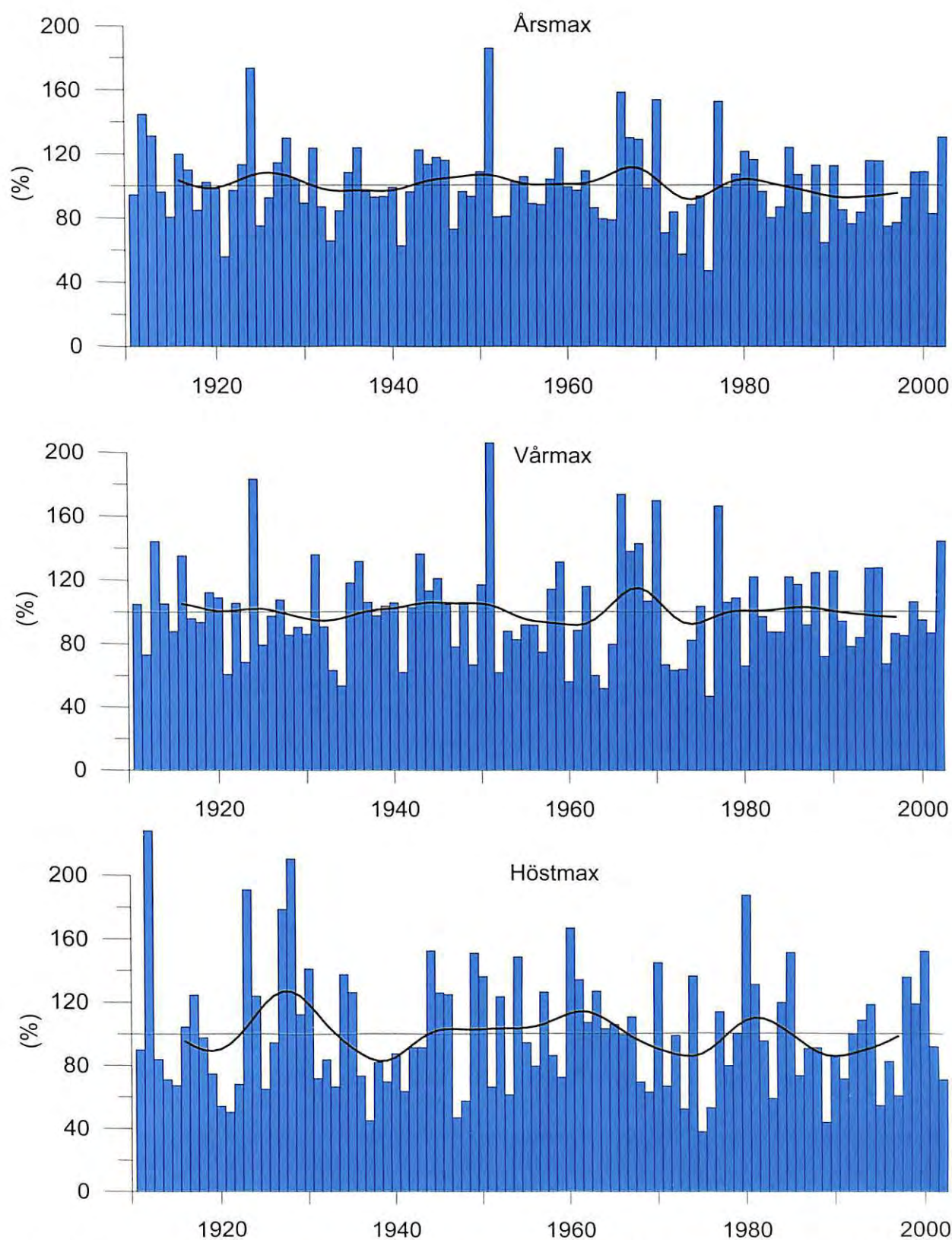
Figur 5. 24-timmarsnederbörd i Sverige på minst 90 mm över en areal om 1000 km² under perioden 1926-2003. Den högsta rödmarkerade stapeln 1997 är uppmätt med stöd av privata mätstationer utanför SMHIs stationsnät.

Översvämningar och extrema vattenflöden orsakas av extrem nederbörd, kraftig snösmältning eller en kombination av dessa faktorer. En analys av höga vattenflöden för ett urval vattenföringsstationer i norra respektive södra Sverige visar att det även i detta fall är svårt att urskilja några egentliga trender (figur 6 och 7). En viss anhopning av högflöden i norra Sverige under den senare delen av perioden kan dock urskiljas. Vårfloden 1995 kan nog utses till århundradets flöde såväl i Sverige som i Norge.

Serien över höstmax (juli-december) för norra Sverige är speciellt intressant genom sina två maxima, ett under 1920-talet och ett mot slutet av 1900-talet. Under 1920-talet var de flesta vattendrag ännu outbyggda, varför effekterna av dessa höstflöden nog inte blev så stora. Längs älven var man ju van vid kraftiga flöden på grund av snösmältning under våren. Men mot slutet av seklet, när regleringar dämpade praktiskt taget alla vårflöden och flertalet av höstflödena i samband med att magasinen återfylldes, blev överraskningsmomentet desto större när extrema regnflöden måste spillas förbi kraftverk och dammar. Detta skedde exempelvis 1989 i Luleälven, 1998 i Ångermanälven och på ett flertal platser år 2000. Följden blev omfattande diskussioner om vattenkraftens roll, klimatets variationer och den fysiska planeringen längs reglerade vattendrag. I figur 6 syns också en tydlig uppåtgående trend i höstflödena i norra Sverige, från ett lågt utgångsläge i mitten av 1960-talet, d.v.s. under den tid som vi har haft ett fullt utbyggt vattenkraftssystem. Då är det inte förvånande att denna debatt blev särskilt intensiv mot slutet av 1900-talet.



Figur 6. Index för höga flöden för norra Sverige, enligt 28 områden, med 1941-2000 som referensperiod (100%), samt Gauss-viktade löpande medelvärden över 10 år.

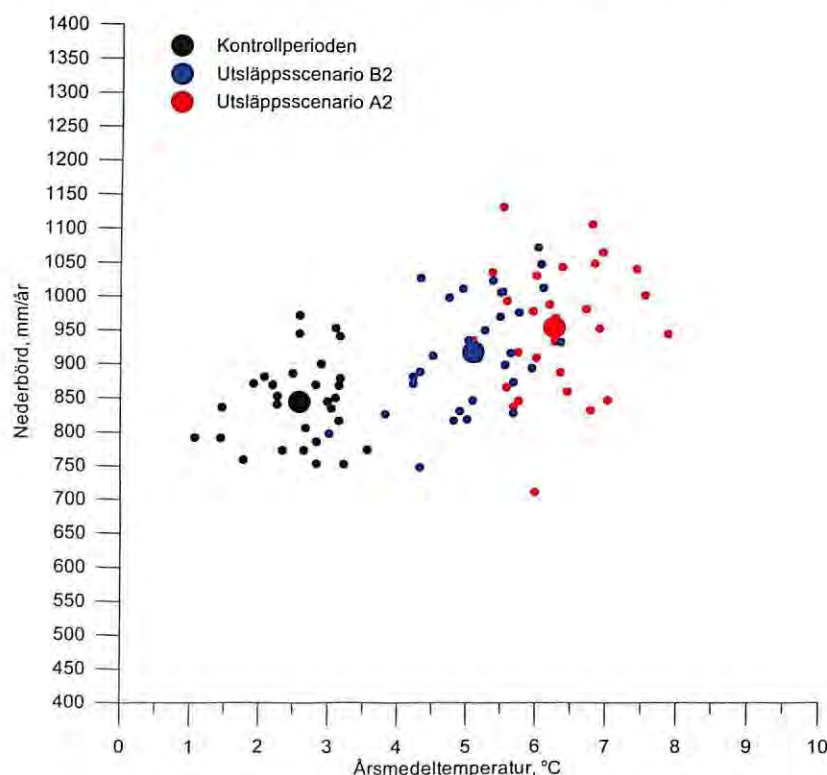


Figur 7. Index för höga flöden för södra Sverige, enligt 15 områden, med 1941-2000 som referensperiod (100%), samt Gauss-viktade löpande medelvärden över 10 år.

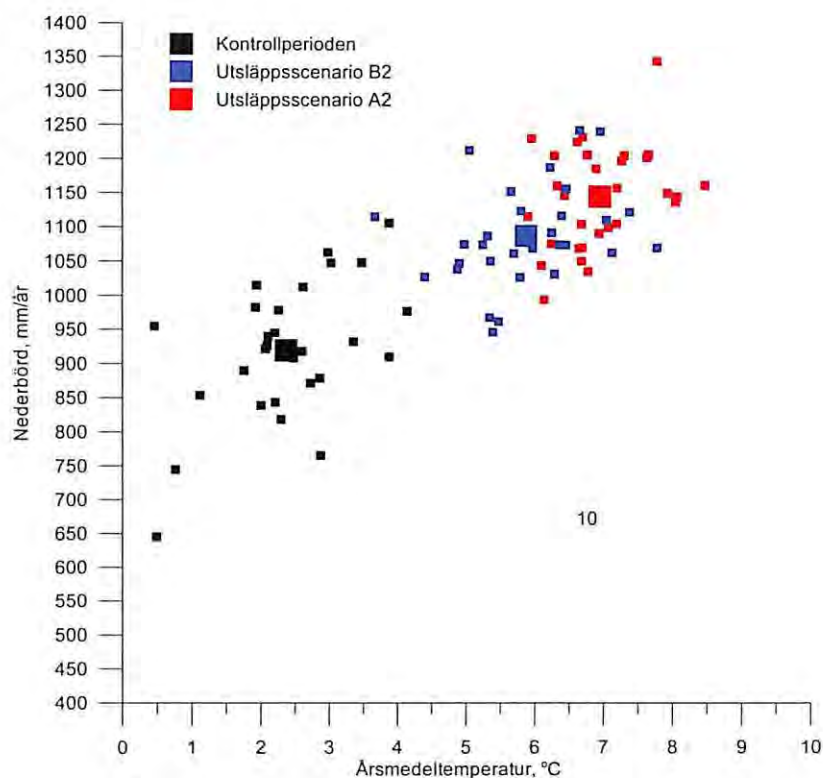
6 Vad visar klimatscenarierna för Sverige?

SWECLIMs huvuduppgift har varit att ta fram scenarier över framtidens klimat i Sverige. Detta har främst skett genom så kallad dynamisk nedskalning. Detta innebär att resultat från globala klimatmodeller har tolkats till svenska förhållanden med hjälp av en regional klimatmodell. Den senare har utvecklats vid Rossby Centre, som har fungerat som navet i SWECLIM. De globala modellresultaten har erhållits från Hadley Centre i Reading i England och från Max-Planck Institutet för Meteorologi i Hamburg i Tyskland. I del I i denna rapport beskrivs klimatmodeller och särskilt SWECLIMs modellsystem.

Efterhand som arbetet inom SWECLIM fortskridit har nya scenarier tagits fram, baserade på nya globala modellresultat men också baserade på nyare versioner av den regionala klimatmodellen. De senaste scenarierna är baserade på versionerna HadAM3H från Hadley Centre i England och ECHAM4/OPYC3 från Max-Planck-Institutet för Meteorologi i Hamburg samt den senaste versionen av den regionala klimatmodellen från Rossby Centre, RCAO. Scenarierna representerar klimatet under de trettio åren 2071-2100, beräknade med två olika antaganden om framtida utsläpp av växthusgaser, A2 respektive B2 varav A2 innebär högre framtida utsläpp av växthusgaser än B2. I del II i denna rapport går att läsa mer om SWECLIMs scenarier. Sammanfattade för hela Sveriges yta redovisas dessa klimatscenarier i figur 8 och 9 vad avser nederbörd och lufttemperatur.



Figur 8. Simulering av årsnederbörd och årsmedeltemperatur med HadAM3H från Hadley Centre i England och den senaste versionen av den regionala klimatmodellen från Rossby Centre, RCAO. Varje punktsvärm representerar årsvärdena för Sverige under en 30-års period. De större symbolerna anger 30-årsmedelvärdena. Utsläppsscenarierna A2 och B2 avser perioden 2071-2100 och kontrollperioden motsvarar 1961-90.



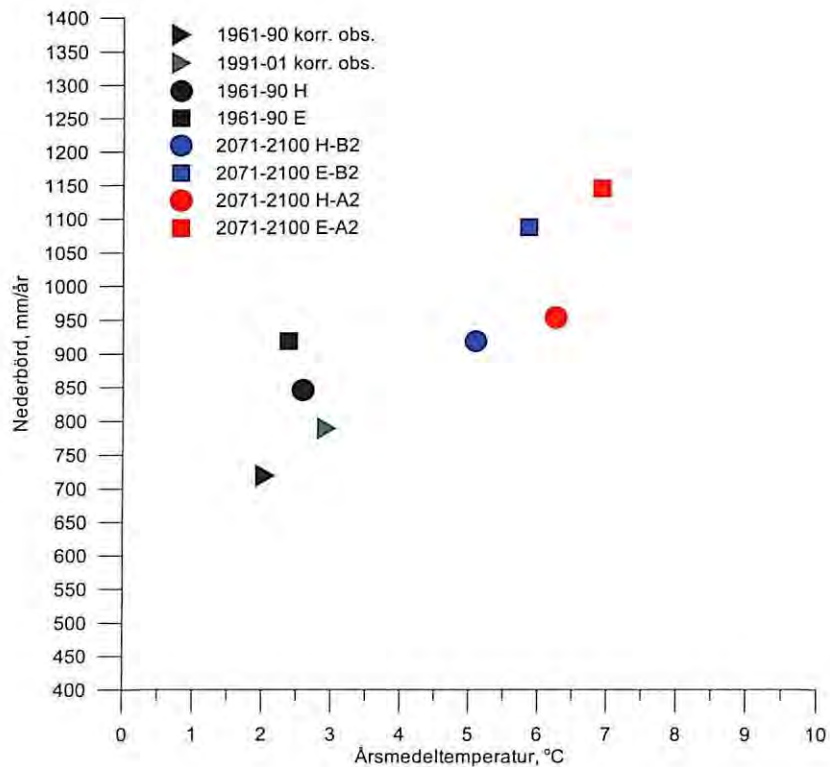
Figur 9. Simulering av årsnederbörd och årsmedeltemperatur med ECHAM4/OPYC3 från Max-Planck-Institutet för Meteorologi i Hamburg och den senaste versionen av den regionala klimatmodellen från Rossby Centre, RCAO. Varje svärm av fyrkanter representerar årsvärden för Sverige under en 30-års period. De större symbolerna anger 30-årsmedelvärden. A2 och B2 avser perioden 2071-2100 och kontrollperioden motsvarar 1961-90.

Scenarierna i figurerna 8 och 9 skiljer sig åt en hel del, vilket till största delen beror på att de två globala modellerna ger ganska olika globala cirkulationsmönster i det framtida klimatet. Temperaturhöjningarna liknar varandra mer än ökningen av nederbörd, som är mer dramatisk enligt den tyska ECHAM-modellen. Hadley-modellen uppvisar dessutom större mellanårsvariationer i scenarierna, både vad avser nederbörd och temperatur. Ett av de trettio åren under A2-scenariet är till och med torrare än det torraste under dagens klimat.

7 Jämförelser mellan klimatscenarier och observationer

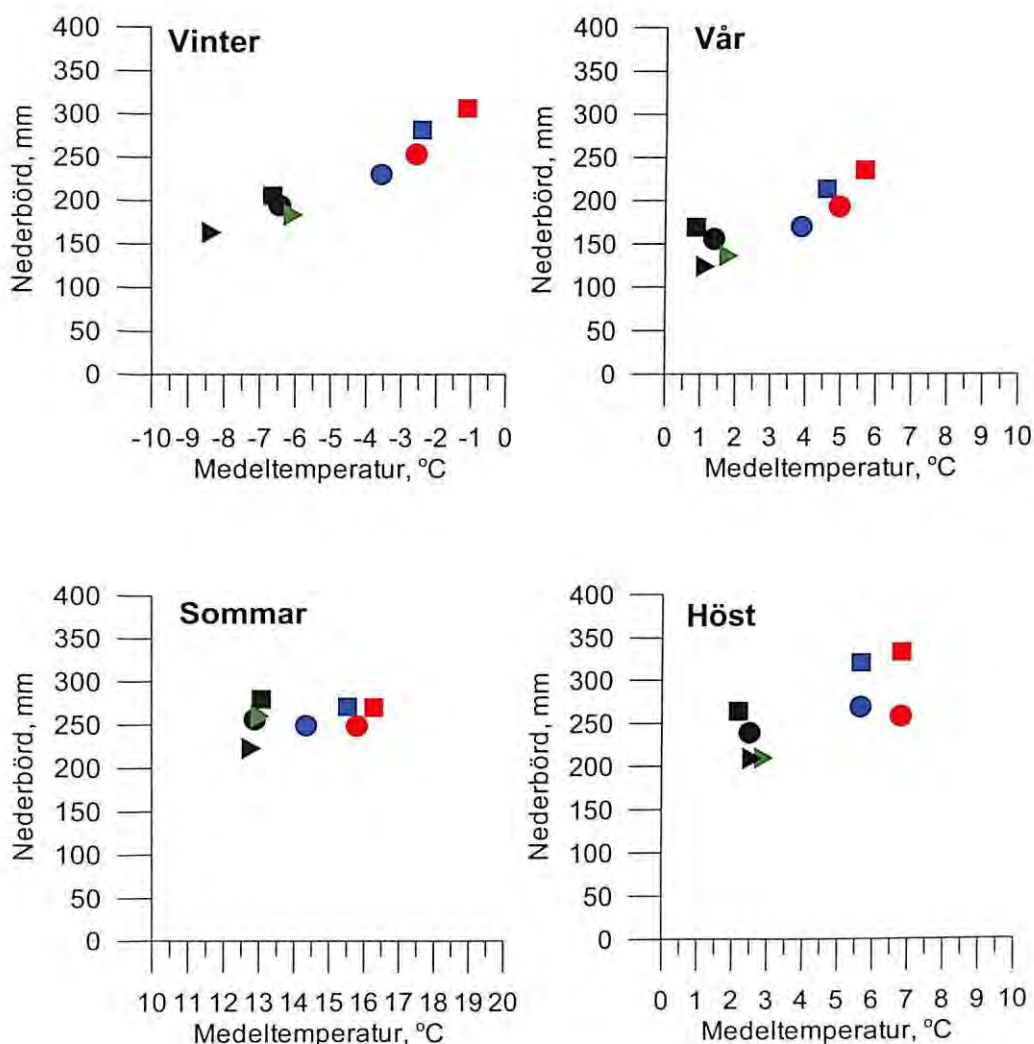
Jämförelser av samvariationen mellan nederbörd och temperatur i såväl observationer som klimatscenarier redovisas för hela Sverige i figurerna 10 och 11.

Trots osäkerheterna i databaserna kan man dra slutsatsen att de senaste årens klimatvariation gått i ungefär samma riktning som scenarierna anger, blötare och varmare. Ökningen av temperaturen i scenarierna är generellt mer drastisk än ökningen av nederbörden, som ligger i närheten av vad vi upplevt under slutet av 1900-talet. Skillnaden i nederbörd enligt Hadley-modellen och utsläppsscenario B2 är t.ex. i stort sett lika stor som den vi upplevt mellan perioderna 1961-90 och 1991-2001. Skillnaderna mellan scenarierna på årsbasis är dock ganska stora. ECHAM-modellen indikerar större förändringar än Hadley-modellen, speciellt vad avser nederbörden.



Figur 10. Årsmedelvärden av korrigerade observationer från 1961-90 respektive 1991-2001 och klimatscenarier (RCAO) från SWECLIM 2071-2100 samt kontrollperioden 1961-90 avseende nederbörd och temperatur. För de korrigerade observationerna har i stort sett samtliga tillgängliga observationer utnyttjats och korrektion för höjd över havet har gjorts (Johansson, 2002). H = HadAM3H, E = ECHAM4/OPYC3, A2 och B2 = utsläppsscenarier enligt IPCC. Symbolerna motsvarar de som används i figurerna 8 och 9.

På årstidsbasis uppvisar vintern den största uppmätta diskrepansen mellan perioderna 1961-90 och 1991-2001. Oavsett vilken global modell man använder så får man också de kraftigaste temperatur- och nederbördsökningarna vintertid och dessa ökningar är relativt lika vad avser temperatur. För sommarperioden ses enbart en ökning i temperatur i scenarierna. Den ökning i nederbörd som perioden 1991-2001 påvisat sommartid kan ej ses i framtidsscenarierna. De visar snarare på en minskad nederbörd. För såväl vår som höst ger scenarierna ökad temperatur och nederbörd. En viss liknande tendens kan skönjas i observationerna för vårperioderna 1991-2001 medan höstarna i medeltal varit mycket lika perioden 1961-90.



Figur 11. Årstidsmedelvärden av korrigerade observationer från 1961-90 respektive 1991-2001 och klimatscenarier (RCAO) från SWECLIM 2071-2100 samt kontrollperioden 1961-90 avseende nederbörd och temperatur. För de korrigerade observationerna har i stort sett samtliga tillgängliga observationer utnyttjats och korrektion för höjd över havet har gjorts (Johansson, 2002). Vinter motsvarar perioden december-februari, vår är mars-maj, sommar avser juni-augusti och höst definieras som september-november. Symbolerna motsvarar de som används i figur 10. Röda symboler = scenario A2, blå = scenario B2, svarta = perioden 1961-90 och gröna = 1991-2001. Cirklar = HadAM3H och fyrkanter = ECHAM4/OPYC3. Pilarna avser korrigerade observationer.

8 Hydrologiska scenarier

En viktig uppgift inom SWECLIM har varit att beräkna effekterna av klimatförändringar på Sveriges vattenresurser. Dessa beräkningar bygger på de regionala klimatscenarierna och en hydrologisk modellberäkning utförd med hjälp av den hydrologiska HBV-modellen. Modellen är en begreppsmässig avrinningsmodell som ursprungligen utvecklades på SMHI för hydrologiska prognoser och som sedan använts i många andra tillämpningar i Sverige och utomlands.

Hydrologiska scenarier har i första hand tagits fram i ett antal utvalda vattendrag och i slutet av SWECLIM-programmet genomfördes beräkningen för hela landets vattentillgång. Dessutom har beräkningar gjorts för hela Östersjöområdet. Syftet har främst varit att studera påverkan på vattenkraftsystemet och vattenförsörjningen samt på riskerna för höga flöden

och översvämningar. Men beräkningarna kan också användas för jämförelser mellan dagens klimatutveckling och de som SWECLIMs klimatscenarier pekar emot.

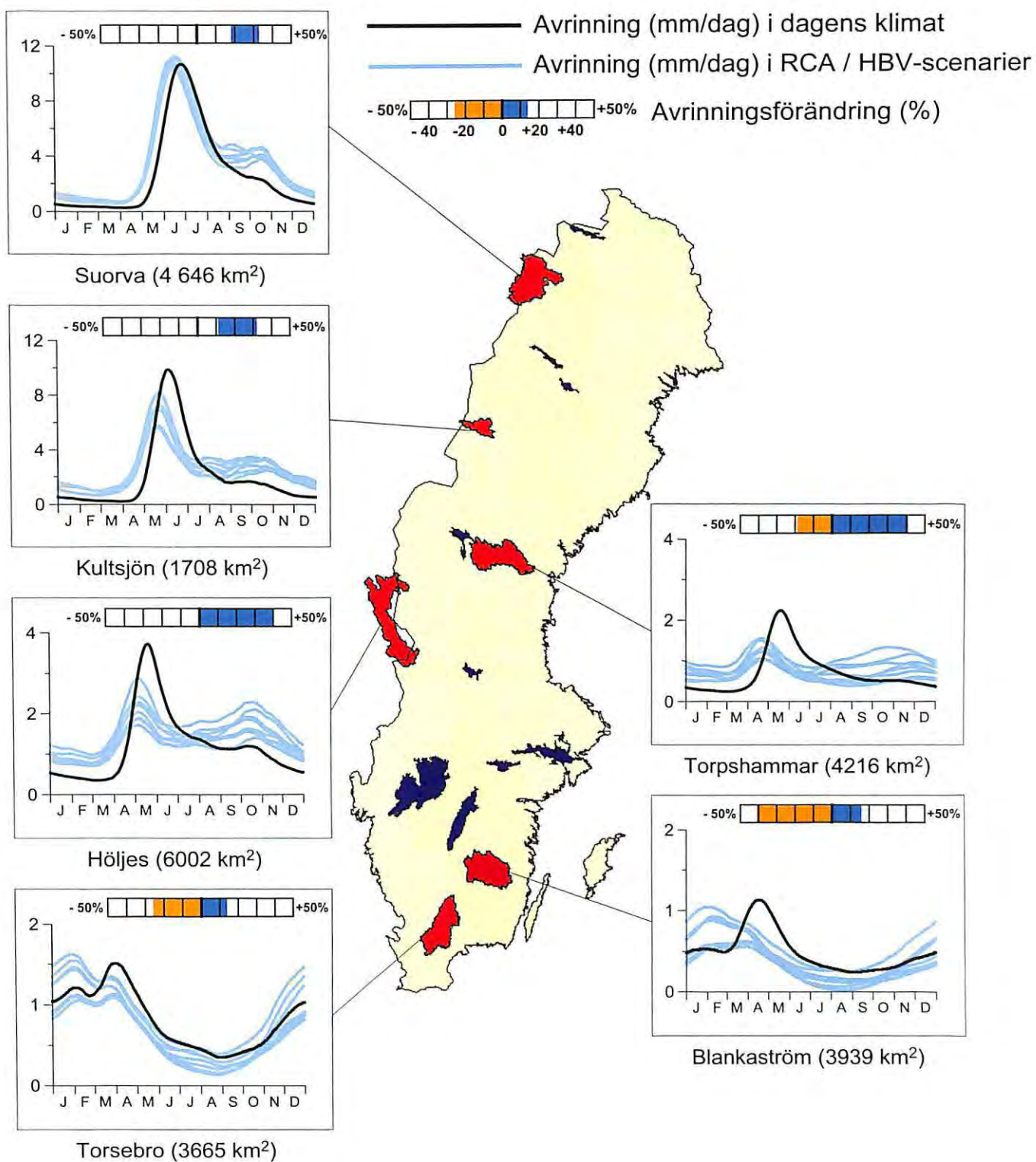
Inledningsvis studerades sex testområden i olika geografiska regioner. Baserat på olika förutsättningar producerades åtta framtidsscenarier. Dessa byggde på två globala klimatmodeller, en regional klimatmodell och en hydrologisk avrinningsmodell. De globala klimatscenarierna kom från HadCM2 från Hadley Centre och ECHAM4 från Max Planck Institutet för Meteorologi. Simuleringarna omfattade två tidsperioder om vardera 10 år vilka representerar dagens klimat och ett framtida klimat påverkat av ökade CO₂-halter i atmosfären. De regionala simuleringarna har utförts med olika horisontell upplösning (88 km respektive 44 km) av den modellversion som benämns RCA1 och som utvecklats vid Rossby Centre (se del II i denna rapport). För de hydrologiska simuleringarna har två olika metoder utnyttjats för att bestämma hur avdunstningen förändras i det framtida klimatet.

Beräkningarna, åtta till antalet, för de sex testområdena redovisas i figur 12. De visar stora ökningar av avrinningen i norr och mer variabla förhållanden i söder. Till följd av mindre stabila vintrar syns en kraftigt ändrad årsrytm i de flesta områden. Vårfloden blir lägre medan vattenflöden under andra tider på året tenderar att bli högre.

De beräkningar för hela Sverige, som genomfördes mot slutet av SWECLIM programmet redovisas i figur 13. Dessa beräkningar bygger på de scenariorresultat som omnämns i kapitel 6 och 7. En detaljerad jämförelse visar att osäkerheterna om detaljer fortfarande är stora även om det finns gemensamma drag. Det har stor betydelse vilken klimatmodell som ligger till grund för beräkningen och vilka antaganden som görs om framtida utsläpp. Valet av klimatmodell har dock i detta fall större betydelse än valet av utsläppsscenario.

Scenarierna för vattentillgången skiljer sig från nederbördsscenarierna i figurerna 8 och 9 genom att hänsyn tagits till påverkan av ändrad avdunstning i det nya klimatet. Resultaten bekräftar dock att de beräknade effekterna på landets vattenresurser blir betydligt större om man utgår från ECHAM-modellen än Hadley-modellen. Samtidigt syns de regionala skillnaderna tydligt med ökad avrinning i norr och torrare förhållanden i söder (de skarpa gränserna i figuren beror på det grova sätt på vilket klimatscenarierna förts över till den hydrologiska modellen).

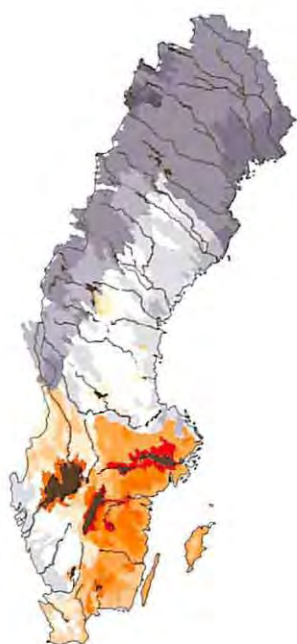
Förutom de mer översiktliga hydrologiska scenarier, som redovisas i figurerna 12 och 13, har statistiska analyser av risken för extremvärden genomförts. Dessa beräkningar visar mycket stor spridning. Genomgående är dock att riskerna för höga vårflöden minskar på de flesta håll eftersom vintrarna blir mer instabila och mer snöfattiga i klimatscenarierna. Däremot tenderar riskerna för regnflöden att öka dels beroende på mer nederbörd, men också beroende på att säsongen för regn och därmed för regnflöden blir längre.



Figur 12. Scenarier över framtida vattentillgång i sex avrinningsområden i Sverige enligt Gardelin et al. 2002.

RCAO-HadAM3H-A2

RCAO-HadAM3H-B2

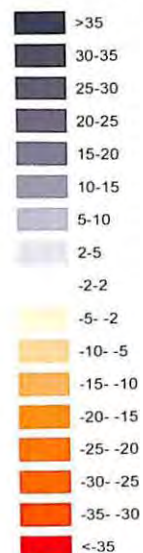


RCAO-ECHAM4/OPYC3-A2

RCAO-ECHAM4/OPYC3-B2



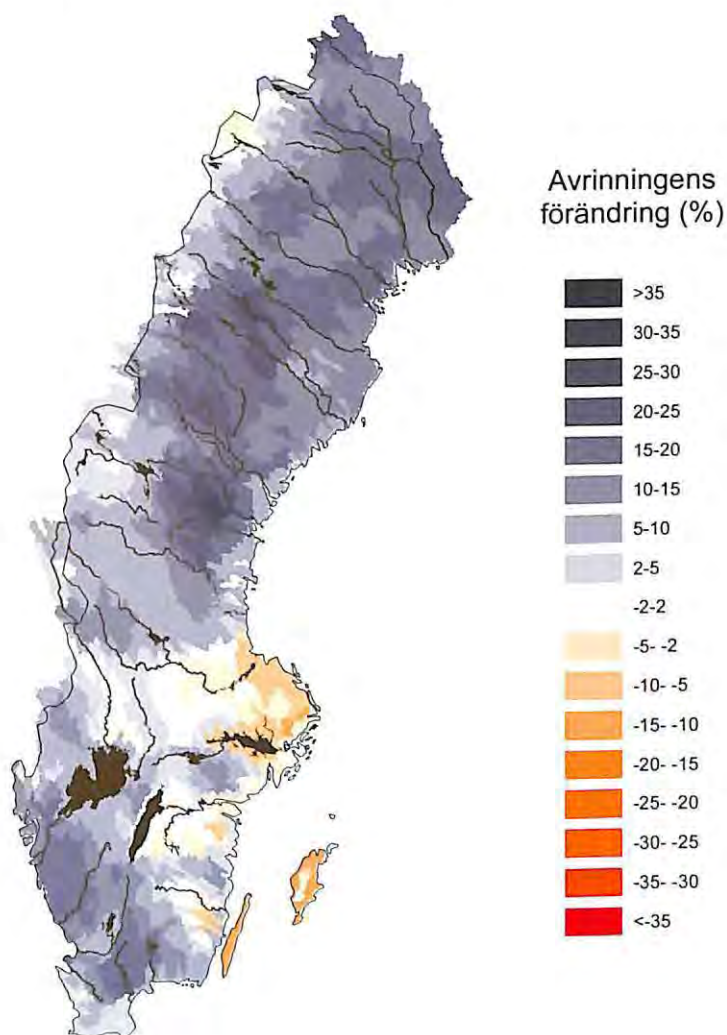
inningens
förändring (%)



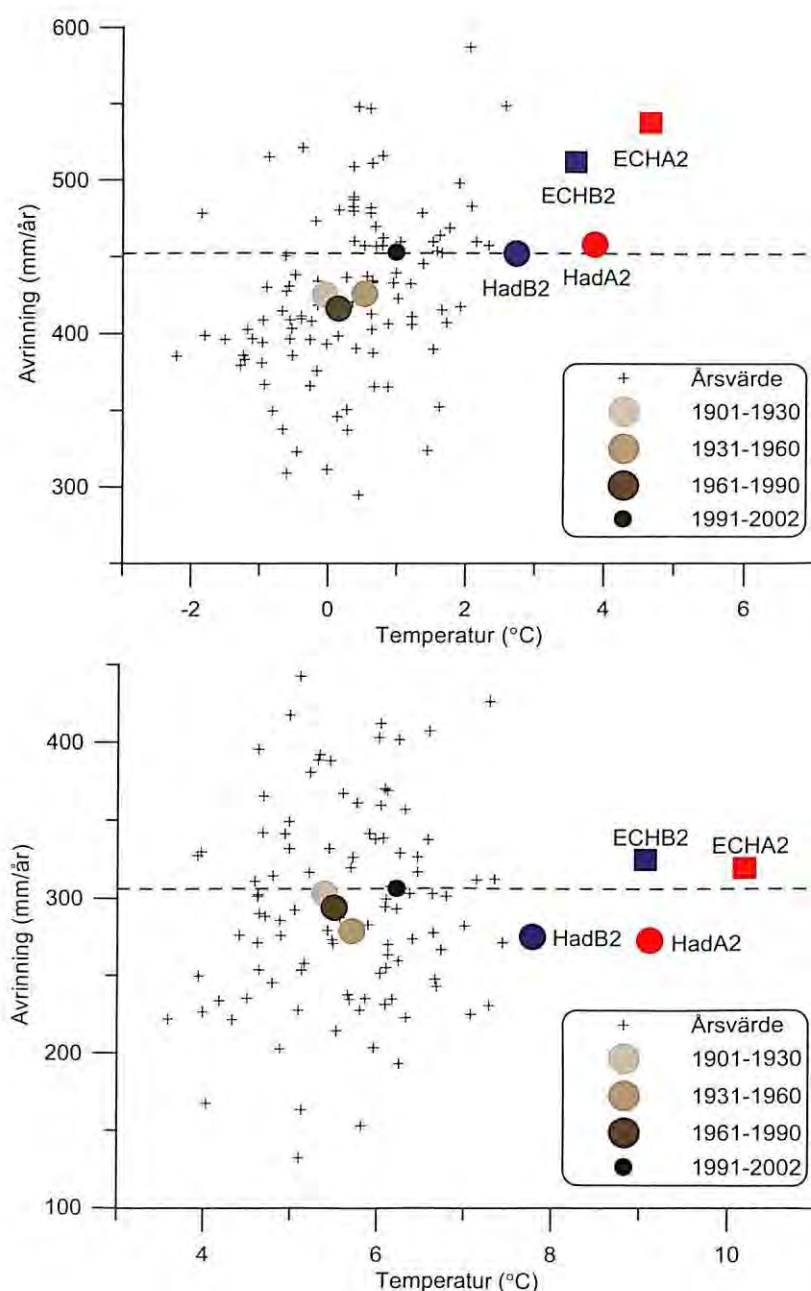
Figur 13. Förändring av årsmedelavrinningen för Sverige jämfört med dagens klimat (1961-90) beräknad med HBV-modellen utifrån SWECLIMs fyra scenarier för perioden 2071-2100. RCAO = regional klimatmodell från Rossby Centre, HadAM3H = global klimatmodell från Hadley Centre i England, ECHAM4/OPYC3 = global klimatmodell från Max-Planck-Institutet för Meteorologi i Hamburg, A2 och B2 = emissionsscenarier enligt IPCC.

9 Jämförelser mellan hydrologiska scenarier och observationer

Beräkningarna av framtidens klimat och vattenresurser har jämförts med observationer för att se om det finns några tecken på att vi rör oss i den riktning som scenarierna indikerar. I figur 14 visas hur de 12 senaste årens avrinning förhåller sig till referensperioden 1961-90. Denna figur kan jämföras med de beräknade förändringarna enligt klimatscenierna (figur 13) och som avser perioden 2071-2100 i relation till samma referensperiod. Det finns likheter mellan dessa två figurer men också skillnader. De senaste årens förändringar har gemensamma drag med de förändringar som klimatscenierna medför. Detta gäller speciellt ökningen av avrinning i norra Sverige och minskningen i sydost. Scenarierna har dock en annan fördelning av avrinningsökningen i norr, med större ökning i fjälltrakterna medan den observerade ökningen ligger mer i Norrlands inland.



Figur 14. Observerad avrinning i Sverige under perioden 1991-2002 i relation till referens-perioden 1961-90, uttryckt som procentuell förändring.



Figur 15. Jämförelse mellan observerad årsavrinning och årsmedeltemperatur under olika perioder och hydrologiska scenarier för norra Sverige (övre figur) och södra Sverige (nedre figur). Varje kors representerar ett år perioden 1901-2002 och ringarna flerårsmedelvärden. De färgade symbolerna visar resultat från SWECLIMs fyra framtidsscenarier för perioden 2071-2100, Had och ECH betecknar att indata använts från den engelska HadAM3H respektive den tyska ECHAM4/OPYC3 modellen, A2 och B2 betecknar olika emissions-scenarier.

En jämförelse mellan avrinning och temperatur för norra respektive södra Sverige visar att spridningen i dagens klimat är stor mellan olika år (figur 15). Skillnaderna i scenarierna är också stora, där ECHAM-modellen ger betydligt större ökning av avrinningen än Hadley-modellen. Man kan notera att de senaste årens observationer i stort sett rört sig i riktning mot scenarierna vad avser temperaturen men att relationerna mellan ändringen i avrinning och lufttemperatur skiljer sig åt. Om man ser till södra Sverige, definierat som söder om Dalälven, så ligger scenarierna för avrinning enligt Hadley-modellen under de senaste tolv årens

medelnivå medan ECHAM ligger strax över. För norra Sverige ligger Hadley-modellen nära de senaste årens nivå medan det är en bra bit kvar till ECHAM-modellens scenarier.

Samtliga avrinningsscenariers medelvärden ligger inom observationernas variationsbredd medan samtliga temperaturscenarier ligger utanför densamma. Därför måste nog temperaturscenarierna betraktas som mer dramatiska än scenarierna över vattentillgången. Dock måste konstateras att spridningen även i ett framtida klimat kan förväntas vara stor.

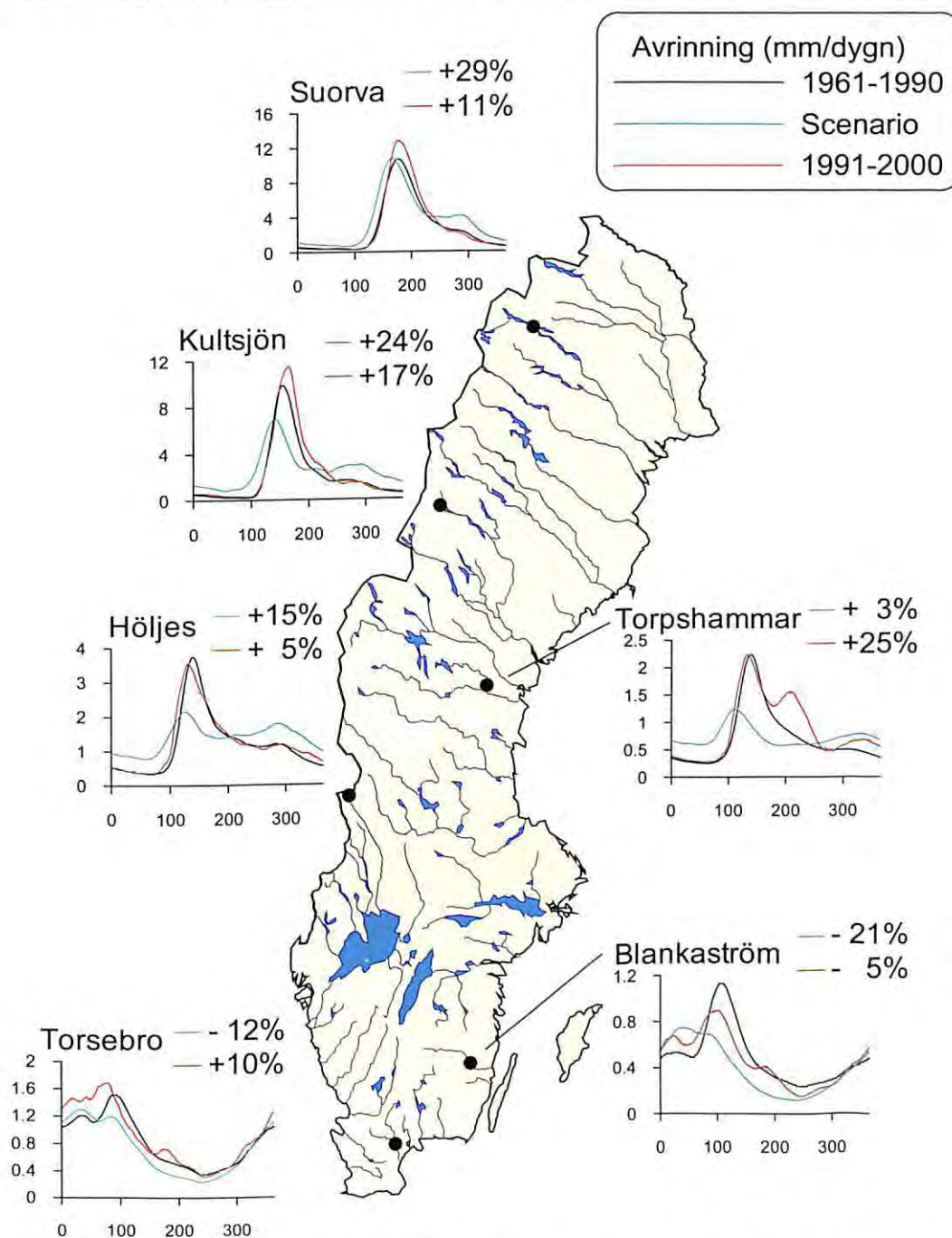


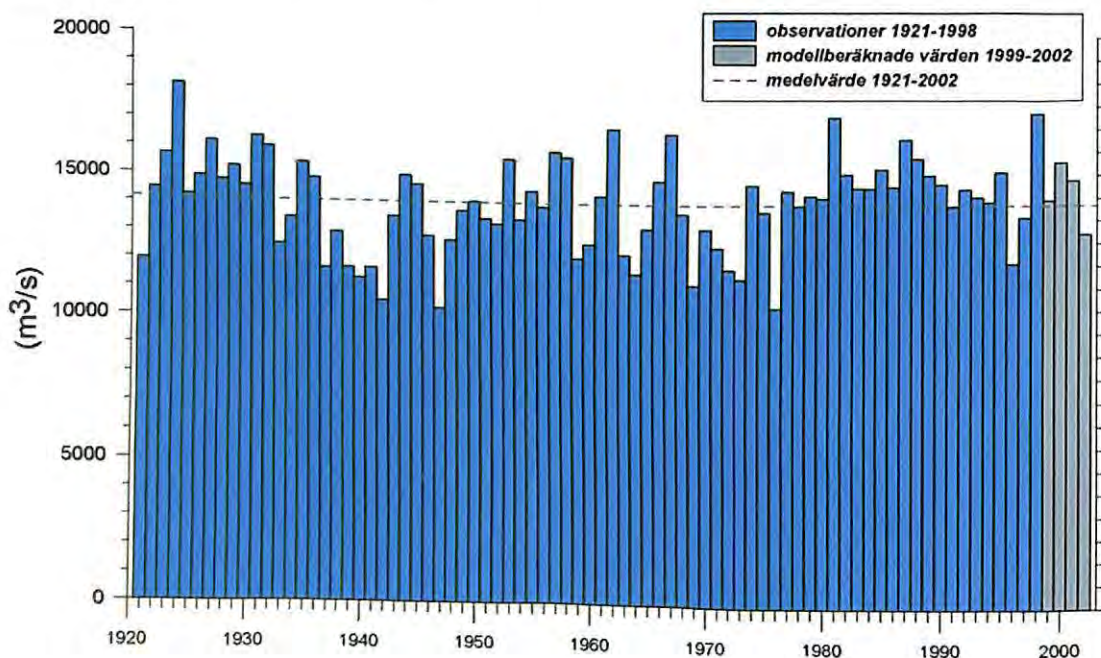
Fig. 16. Observerad årstidsfördelning av avrinning (mm/dygn) perioderna 1961-1990 (svart linje) och 1991-2000 (röd linje) samt enligt medelvärde av de hydrologiska scenarierna i figur 12 (blå linje). Procenttalen anger förändring av avrinningen för scenario respektive perioden 1991-2000 i relation till referensperioden 1961-90. Diagrammen visar dagnummer.

I figur 16 redovisas en jämförelse av hur avrinningens årstidsdynamik förändrats mellan perioderna 1961-1990 och 1991-2000 och vilken förändring som blir resultatet av hydrologiska beräkningar baserade på de fyra klimatscenarier som redovisades i figur 13.

Vad avser säsongsdynamik så är materialet för litet och spridningen för stor för generella slutsatser, men man kan konstatera att de höga vintervattenföringarna i södra Sverige under senare år liknar scenariernas förhållanden. Den totala avrinningen i fjälltrakterna (Sourva och Kultsjön) har under perioden 1991-2000 kommit en bra bit på väg mot scenariernas medelvärde och överträffar scenarierna med bred marginal i Torpshammar. Dessutom syns en svag tendens till att vårfloden kommer igång tidigare, vilket liknar scenarierna och beror på den tendens till mildare vårar under slutet av 1900-talet. De ökade höstflöden som syns i scenarierna för norra Sverige och de låga sommarvattenföringarna i södra Sverige kan ännu ej skönjas i observationerna.

10 Östersjöperspektivet

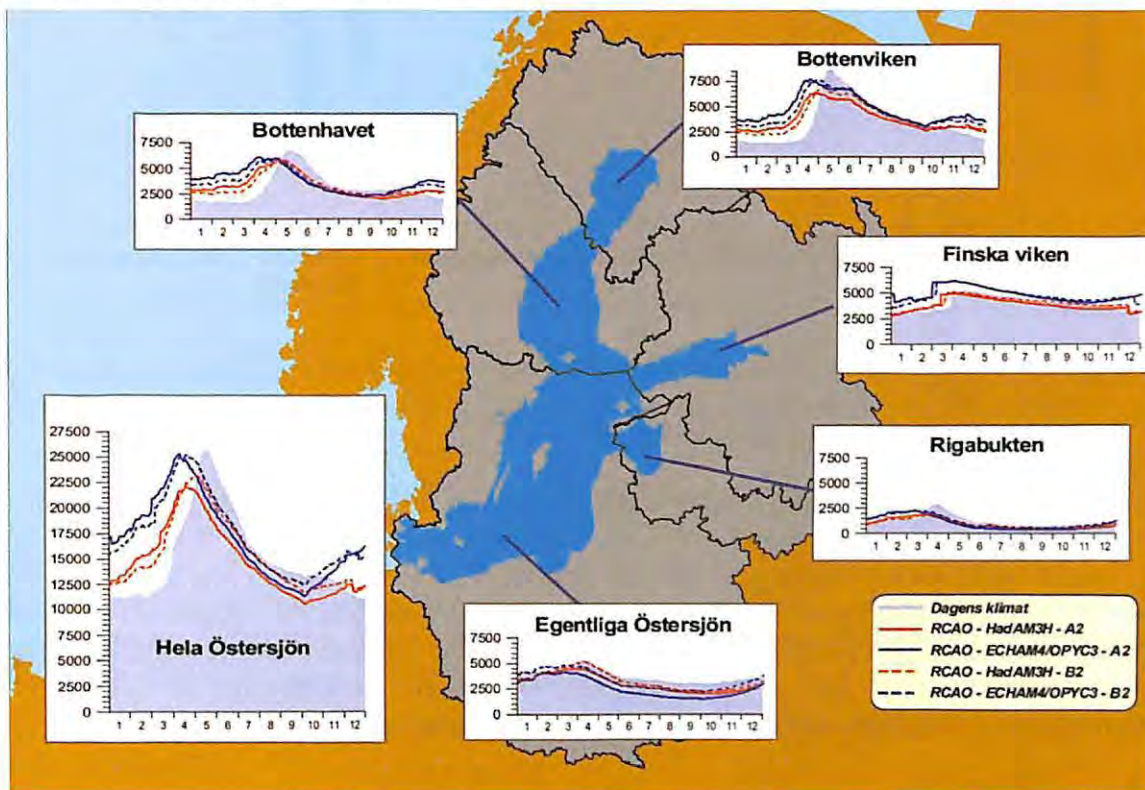
Skalan har stor betydelse vid analyser av klimattrender. Ju större area man arbetar med desto mindre påverkas analysen av tillfälliga och lokala variationer. Detta är en anledning till att Östersjöns avrinningsområde har varit av speciellt intresse för SWECLIM. Inom SWECLIM har tillrinningen till Östersjön från hela dess avrinningsområde beräknats med den hydrologiska HBV-modellen, på liknande sätt som för enskilda avrinningsområden i Sverige. Detta har skapat möjligheter till analyser på en skala som är ungefär fyra gånger så stor som Sveriges yta.



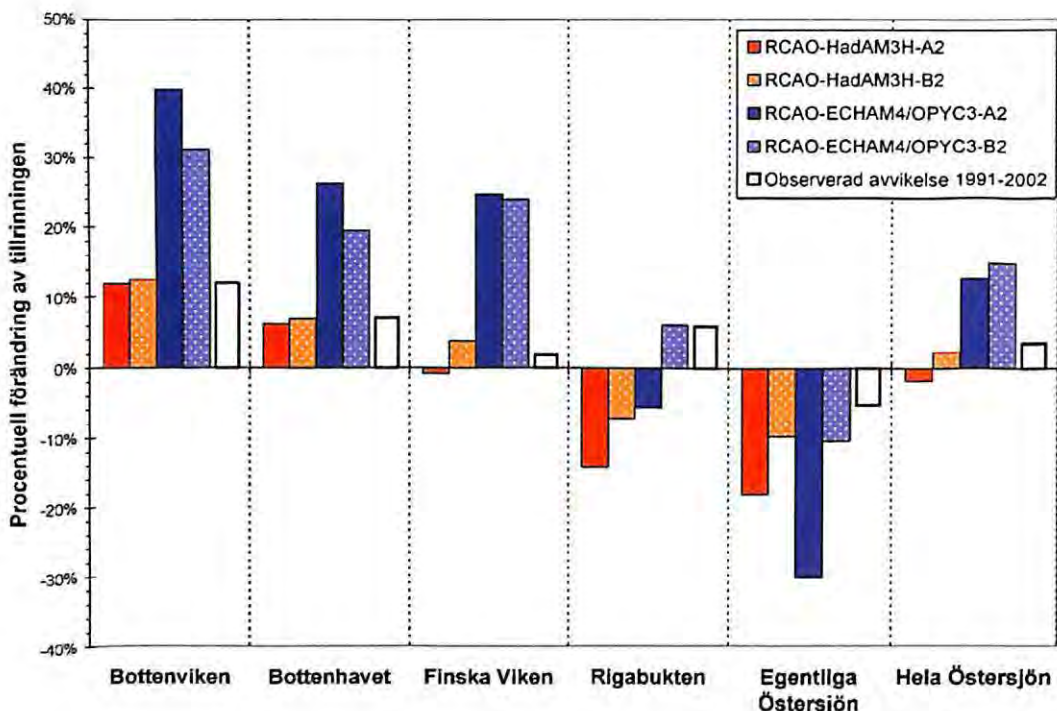
Figur 17. Den totala tillrinningen från land till Östersjön baserad på BALTEX databas och en hydrologisk modellberäkning för de senaste fyra åren.

Tillrinningsdata har hämtats från den databas som tagits fram inom BALTEX, kompletterad med modellberäknad tillrinning för de senaste åren då observationer saknats i dataserien (figur 17). Som framgår av figuren så varierar tillrinningen kraftigt mellan åren. De senaste 20 årens data uppvisar en relativt hög tillrinning men liksom för Sveriges del återfinns man liknande förhållanden på 1920-talet.

HBV-modellen har drivits med data från en meteorologisk databas, som täcker hela området. Efter anpassning av modellen har scenarier beräknats för den framtida tillrinningen till Östersjön på samma sätt som redovisades i figur 12 för enskilda vattendrag. Även i detta fall användes indata från SWECLIMs fyra framtidsscenarier för perioden 2071-2100. Resultaten i form av medelårstillrinning redovisas i figur 18 och procentuella förändringar visas i figur 19. Ett gemensamt drag i dessa beräkningar är den stora förändringen i årsskiftet enligt scenarierna, som främst beror på mindre stabila vintrar i ett varmare klimat. Förändringarna i den totala tillrinningen varierar mycket beroende på vilken global modell man använder. Genomgående kan man dock säga att tillrinningen från de norra delarna av området ökar medan de minskar i söder enligt dessa scenarier. Totalt sett ger beräkningen baserad på Hadley-modellen knappast någon ökning av tillrinningen medan den enligt ECHAM-modellen kan öka så mycket som 10 till 15%.



Figur 18. Tillrinningen till Östersjöns delbassänger under dagens klimat (1961-90) och enligt SWECLIMs scenarier för perioden 2071-2100. Diagrammen avser medelförhållanden för 30-årsperioderna.



Figur 19. Sammanställning av förändringarna i tillrinningen från land till Östersjöns delbassänger enligt SWECLIMs scenarier för perioden 2071-2100 samt observerade avvikelser för perioden 1991-2002 i jämförelse med 1961-1990.

Observerade förändringar mellan perioderna 1961-90 och 1991-2002 såväl som befintliga scenarier för Östersjöns avrinningsområde sammanfattas i figur 19. De senare avser förändringen mellan perioderna 1961-90 och 2071-2100. Enligt diagrammet visar de senaste årens observerade avvikelser, med undantag för tillrinningen till Rigabukten, samma tendenser som scenarierna. Det underliggande materialet kommer från ett område ungefär fyra gånger Sveriges yta. Det är därför mer tillförlitligt som underlag för att spåra verkliga förändringar från tillfälliga variationer än data som begränsar sig till Sveriges yta.

11 Diskussion

Som nämndes i inledningen är målet med detta arbete att ge perspektiv åt dagens klimatvariationer och att sätta dessa i relation till de klimatscenarier som tagits fram inom SWECLIM. En huvudfråga är alltså om vi redan idag kan se tendenser som liknar de som framkommit i de olika scenarierna.

Tabell 1, visar hur avrinning och temperatur samvarierat för norra respektive södra Sverige samt hur scenarierna beskriver denna samvariation. Den observerade avrinningen i norra Sverige har ökat med ungefär 10% per grads observerad temperaturhöjning under slutet av 1990-talet medan motsvarande siffra för södra Sverige är ca 6 %. Scenarierna visar betydligt lägre ökningstakt, och för södra Sverige till och med negativ enligt Hadley-modellen. Detta betyder att vi under slutet av 1900-talet upplevde en avrinningsökning som med bred marginal överträffar vad man i medeltal kan förvänta sig enligt scenarierna vid motsvarande temperaturökning. Det innebär i sin tur att scenarierna över framtidens lufttemperatur för Sverige kan anses som betydligt mer dramatiska än motsvarande nederbörds- och avrinningsscenarier om man ser till vad vi upplevt och vad som samhället delvis anpassat sig

till. En annan tolkning är att detta kan indikera en risk för att scenarierna underskattar nederbördens och avrinningens känslighet för temperaturändringar och att vi därmed riskerar att underskatta påverkan på vattenresurserna.

Tabell 1. Observerad ändring i avrinningen (ΔQ) och lufttemperaturen (ΔT) mellan perioderna 1961-90 och 1991-2002 (jmf. figur 13) och scenarier för perioden 2071-2100 i relation till samma referensperiod för norra respektive södra Sverige. Den relativa ökningen av avrinningen per grads ökning av temperaturen, kvoten $\Delta Q/\Delta T$, anges också.

Norra Sverige	Observerad förändring	HadAM3H		ECHAM4/OPYC3	
		A2	B2	A2	B2
ΔQ (%)	8,73	10,00	8,55	29,21	22,96
ΔT (°C)	0,84	3,71	2,58	4,50	3,43
$\Delta Q/\Delta T$	10,40	2,69	3,32	6,49	6,70

Södra Sverige	Observerad förändring	HadAM3H		ECHAM4/OPYC3	
		A2	B2	A2	B2
ΔQ (%)	4,19	-7,17	-6,49	8,81	10,71
ΔT (°C)	0,72	3,62	2,28	4,68	3,57
$\Delta Q/\Delta T$	5,82	-1,98	-2,85	1,88	3,00

Det är helt klart att det finns gemensamma drag mellan observationer och scenarier, men dessa är ändå inte helt entydiga. Eftersom det utgångsläge som skall representera dagens klimat i de flesta beräkningar är perioden 1961-90 så är det inte heller rimligt att förvänta sig alltför stora förändringar redan år 2003. Man måste också vara medveten om klimatets naturliga variationer. Vart och ett av de olika klimatscenerierna representerar bara 30 år och som framgick av figur 15 kan det finnas betydande skillnader mellan olika 30-års perioder. De observerade förändringarna sedan 1990 bygger på endast 12 års data. Därför bör man vara försiktig med att dra alltför långtgående slutsatser av såväl likheter som skillnader mellan scenarier och observerade avvikelser. Man måste också komma ihåg att det är medelvärden och inte extremvärden som ingår i denna analys. Som tidigare nämnts visar samhället stor sårbarhet för extremhändelser, vilket alltså inte behandlas här.

12 Slutsatser

Vi kan konstatera att spridningen mellan beräkningar av framtidens vattenresurser, baserade på olika globala klimatmodeller är stor, även om övrig metodik för regional nedskalning och hydrologisk beräkning är identisk. Det finns dock vissa gemensamma drag hos klimatscenerierna och de senaste årens observationer. I första hand gäller det ett mildare klimat och högre nederbörd och avrinning, speciellt i norra Sverige.

Flera av scenarierna för vattentillgången ligger nära det som vi redan upplevt, åtminstone enligt beräkningar baserade på den senaste versionen av Hadley-modellen. Däremot ligger dagens temperaturer betydligt lägre än vad scenarierna visar för perioden 2071-2100. Det finns alltså ett starkare observerat samband mellan förhöjd temperatur och ökad avrinning under senare år än vad klimatscenerierna visar. Det kan vara en tillfällighet eftersom den observerade perioden enbart omfattar 12 år medan klimatscenerierna täcker en 30-årsperiod, men det kan också antyda en risk för att vi underskattar sambandet mellan uppvärmning och avrinningsökning och därmed kan underskatta risken för framtida hydrologiska förändringar.

Vad beträffar extrem nederbörd och höga flöden så är de observerade tendenserna till ändrad frekvens alltför svaga för att den skall kunna användas som grund för jämförelser med klimatscenarierna.

Scenarier över tillrinningen från land till Östersjön uppvisar tendenser som i sina huvuddrag stämmer väl med observerade förändringar under senare delen av 1900-talet. Enda undantaget är Rigabuktens tillrinning.

13 Slutord

Denna del av rapporten är ett bidrag till DETECT-projektet som bedrivits inom ramen för SWECLIM i samarbete med Göteborgs universitet. Arbetet med denna avrapportering har genomförts vid SMHIs Forskningsavdelning. Speciellt viktiga bidrag har lämnats av Johan Andréasson, Bengt Carlsson, Phil Graham och Göran Lindström.

14 Läsvärt

- Boken "En varmare värld", Monitor 18, utgiven av Naturvårdsverket och SWECLIM behandlar växthuseffekten och klimatets förändringar. ISBN 91-620-1228-2. Den kan beställas från monitor@naturvardsverket.se eller kundtjanst@smhi.se.
- SNA, 1995. Sveriges Nationalatlas, Band 14. Klimat, sjöar och vattendrag. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.

Underlaget till detta arbete baseras dels på originalmaterial från DETECT-projektet (se kapitel 13) men också på följande artiklar. Inom parentes anges i vilka kapitel de använts.

Alexandersson, H., 2001. Homogenisation of Climate Data, Difficult but Necessary. In: Brunet and Bonillo (eds). *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. 3-12. Springer-verlag. (2,3)

Alexandersson, H., 2002. Temperatur och nederbörd i Sverige 1860-2001. *SMHI Meteorologi, nr 104*. Norrköping. (2)

Bergström, S., 1995. The HBV model Contribution to: Computer Models of Watershed Hydrology, *Water Resources Publications*. (8)

Bergström, S. and Carlsson, B., 1994. River runoff to the Baltic Sea: 1950-1990. *Ambio* 23, 280-287. (2,10)

Bergström, S., Carlsson, B., Gardelin, M. Lindström, G., Pettersson, A. and Rummukainen, M., 2001. Climate change impacts on runoff in Sweden - assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling. *Clim. Res.* 16, 101-112. (1)

Gardelin, M., Andreasson, J., Carlsson, B., Lindström, G. and Bergström, S., 2002. Modellering av effekter av klimatförändringar på tillrinningen till vattenkraftsystemet. *Elforsk rapport 02:27*, 21 s. (1,8)

Graham, L. P., 1999. Modeling runoff to the Baltic Sea. *Ambio* 28, 328-334. (10)

Graham, L. P., 2000. *Large-Scale Hydrologic Modeling in the Baltic Basin*. Doctoral Thesis, Division of Hydraulic Engineering, Department of Civil and Environmental Engineering, Royal Institute of Technology, Stockholm. ISBN 91-7170-518-X, 55 pp. + 5 papers. (8)

- Johansson, B., 2002. Estimation of areal precipitation for hydrological modelling in Sweden. Göteborg University, Earth Sciences Centre, Doctoral Thesis A76. Göteborg. (2,7)
- Lindström, G., 2002. Vattentillgång och höga flöden i Sverige under 1900-talet. *Reports Hydrology No. 18*, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 38 s. (Även Elforsk rapport 02:39). (1,2)
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. and Bergström, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 model. *Journal of Hydrology, Vol. 201*, 272-288. (8)
- Rummukainen, M., Räisänen, J., Bringfelt, B., Ullerstig, A., Omstedt, A., Willén, U., Hansson, U. and Jones, C., 2001. A regional climate model for northern Europe: model description and results from the downscaling of two GCM control simulations. *Clim. Dyn. 17*, 339-359. (1)
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L. P., Jones, C., Meier, M., Samuelsson, P. and Willén, U., 2003. GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere – Baltic Sea regional climate model RCAO. *Reports Meteorology and Climatology 101, SMHI*, Norrköping, 61 pp. (1,6)
- SMHI, 2001. Extrem nederbörd 1900-2001. Faktablad nr 4 från SMHI Klimatarkiv, Norrköping. (5)
- Svenska Kraftnät, 2001. Analys av översvämningarna under sommaren och hösten 2000 samt vintern 2001. Svenska Kraftnät Rapport Nr. 1:2001, BE 90. Stockholm. (5)

Del IV. Östersjöns havsklimat – variationer och känslighet

Johan Rodhe, Göteborgs universitet

1 Introduktion

Studier och modellering av Östersjön har intagit en viktig plats i SWECLIM-programmet. Havsområden som Östersjön, påverkar både temperatur och nederbörd inom sina närområden. Dessa regionala effekter simuleras ej tillräckligt väl i de globala klimatmodellerna. Det var ett skäl till behovet av regional nedskalning av resultaten från de globala modellerna. De första regionala modellberäkningarna, som gjordes utan en Östersjömodell, visade sig också ge orealistiska resultat, framförallt kring norra Östersjön. Det var därför viktigt att den regionala klimatmodellen kopplades samman med en Östersjömodell. Ett annat skäl var för att kunna beskriva förändringar av Östersjöns "eget" klimat i framtida scenarier.

Vad är då Östersjöns klimat? När det gäller "klimatet på land" och effekter av förändringar tänker vi t. ex. på vattentillgång för jordbruk och industri samt människans direkta behov. Vi tänker också på temperaturens inverkan på jord- och skogsbruk, vilka grödor som kan odlas och vilka trädslag som ger god tillväxt i olika regioner. Dessutom tänker vi på katastrofer i form av översvämningar och stormar. Jag vill påstå att klimatet i Östersjön är minst lika komplext som klimatet på land och att till synes små förändringar kan ha dramatiska konsekvenser. Temperaturvariationer i havets ytskikt och Östersjöns istäckning är två klimatfaktorer av uppenbar betydelse för människan. Den ur ekologisk synvinkel viktigaste klimatfaktorn är nog salthalten och hur den fördelar sig i Östersjön.

Östersjön är ett artfattigt hav. De flesta marina organismer som trivs i det salta Västerhavet skyr Östersjön med dess bräckta vatten. Små förändringar i salthalten kan ändra utbredningen av olika arter på ett drastiskt sätt. Många av de marina organismer som trots allt finns i Östersjön är stressade av att leva i vatten med så låg salthalt. Även de sötvattenorganismer som finns i Östersjön är stressade av den för dem salthaltiga miljön. En följd av denna stress är att både marina och limniska arter i allmänhet är storleksmässigt mindre i Östersjön än i sina rätta miljöer. Östersjöns salthalt är med andra ord en klimatfaktor av stor betydelse för livet i havet. Minst lika viktig som salthalten i sig är hur den skiftar sig från ytan till botten och hur tillförseln av syrerikt saltvatten från Nordsjön förnyar vattnet i Östersjöns djupare delar. Det beror på att syreförhållandena i djupvattnet i stor utsträckning styr de biogeokemiska kretsloppen i Östersjön som helhet och därmed hur Östersjön reagerar på den stora mängd näring som människan idag tillför detta hav. Även om funktionen hos det biogeokemiska kretsloppet inte är till fullo känt, så vet vi att förändringar i djupvattnet kommer att medföra stora förändringar i Östersjöns produktionsförhållanden. Det gäller både kvalitativt, dvs. artsammansättningen, och kvantitativt. Denna sammanställning av en del av arbetet inom SWECLIM kommer i huvudsak att uppehålla sig vid salthalten i Östersjön och hur den kan tänkas ändras i ett framtida klimat.

Vi har använt oss av två Östersjömodeller, PROBE-Baltic och RCO. Vid SWECLIMs start fanns PROBE-Baltic tillgänglig vid SMHI. Rossby Centrets oceanografiska modell (RCO) utvecklades under SWECLIM-perioden. Dessa modeller, hur de utvecklats och hur de inkorporerats i SWECLIM:s modellarbete, beskrivs i del I "Klimatmodeller och modellklimat". Här diskuteras istället Östersjöns klimat och dess känslighet för klimatförändringar utifrån analys av 100 års mätdata och utifrån några resultat framtagna med de ovan nämnda modellerna.

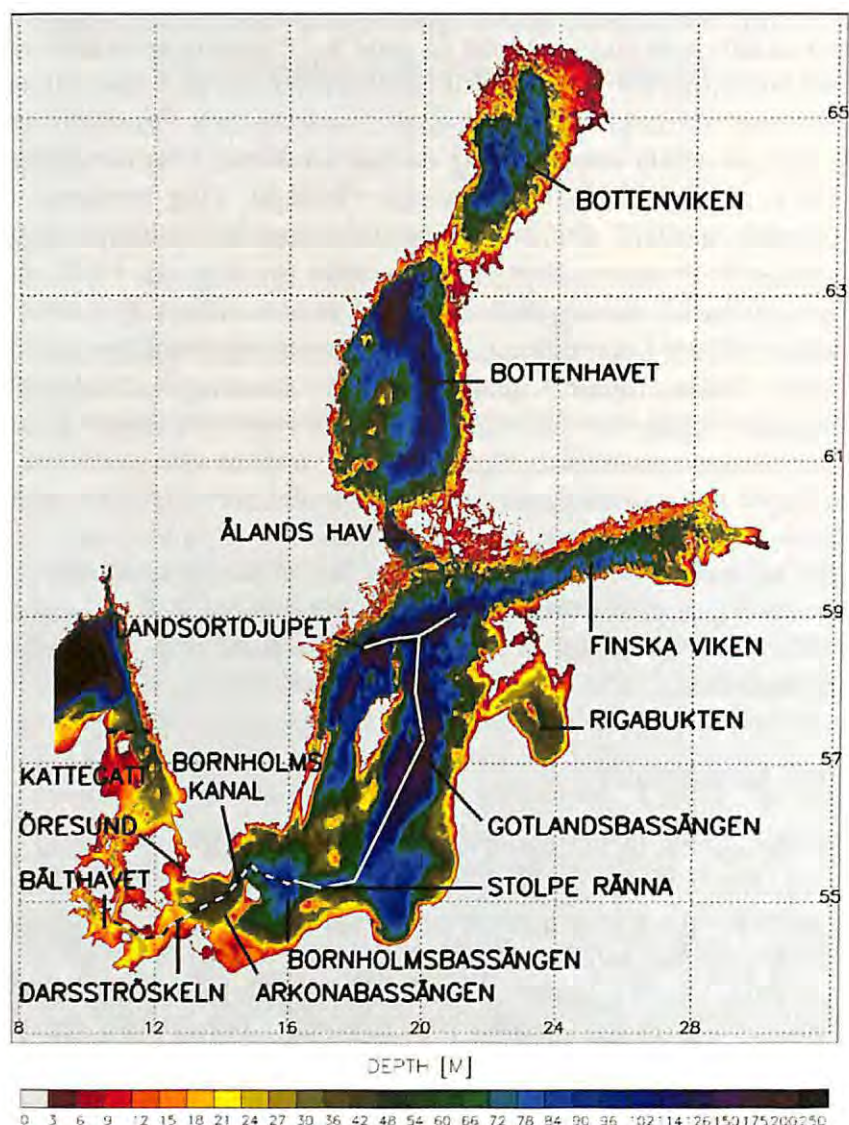
2 Östersjöns topografi

Djupförhållandena i Östersjön (figur 1), och då särskilt i övergångsområdet mot Nordsjön, har stor betydelse för Östersjöns salthalt och hur den fördelar sig från norr till söder liksom från ytan till botten. Vattnet som ska passera mellan Nordsjön och Östersjön måste passera det grunda Kattegatt och de smala sunden kring de danska öarna. I figuren är dessa uppdelade i Bälthavet (inklusive Stora och Lilla Bält) och Öresund. (Jag använder i fortsättningen benämningen "Danska sunden" för detta område.) Innanför Bälthavet ligger den ena av Östersjöns två viktigaste trösklar, Darsströskeln, med ett djup på 18 m. I södra delen av Öresund ligger den andra, Limhamnströskeln, med 8 m som minsta djup. Det är dessa trösklar som är huvudorsaken till att Östersjöns djupvatten har en mycket lägre salthalt än Nordsjön. Innanför trösklarna ökar djupet genom några bassänger (Arkonabassängen och Bornholmsbassängen) till den stora (östra) Gotlandsbassängen där djupet är ned till ca. 250 m. Relativt grunda förträngningar mellan bassängerna styr djupvattnets inflöde. Landsortdjupet med sina 460 m utgör Östersjöns djupaste håla. Den del som benämns egentliga Östersjön slutar med en tröskel på 40-70 m söder om Ålands hav. Området norr om denna tröskel benämns Bottniska viken och består av Ålands hav, Bottenhavet och Bottenviken. Även dessa områden är skilda åt av grundare förträngningar (Södra och Norra Kvarken) av stor betydelse för vattenutbytet dem emellan. Egentliga Östersjön fortsätter upp genom Finska viken mot Östersjöns största färskvattentillflöde, floden Neva.

3 Salthalten i Östersjön

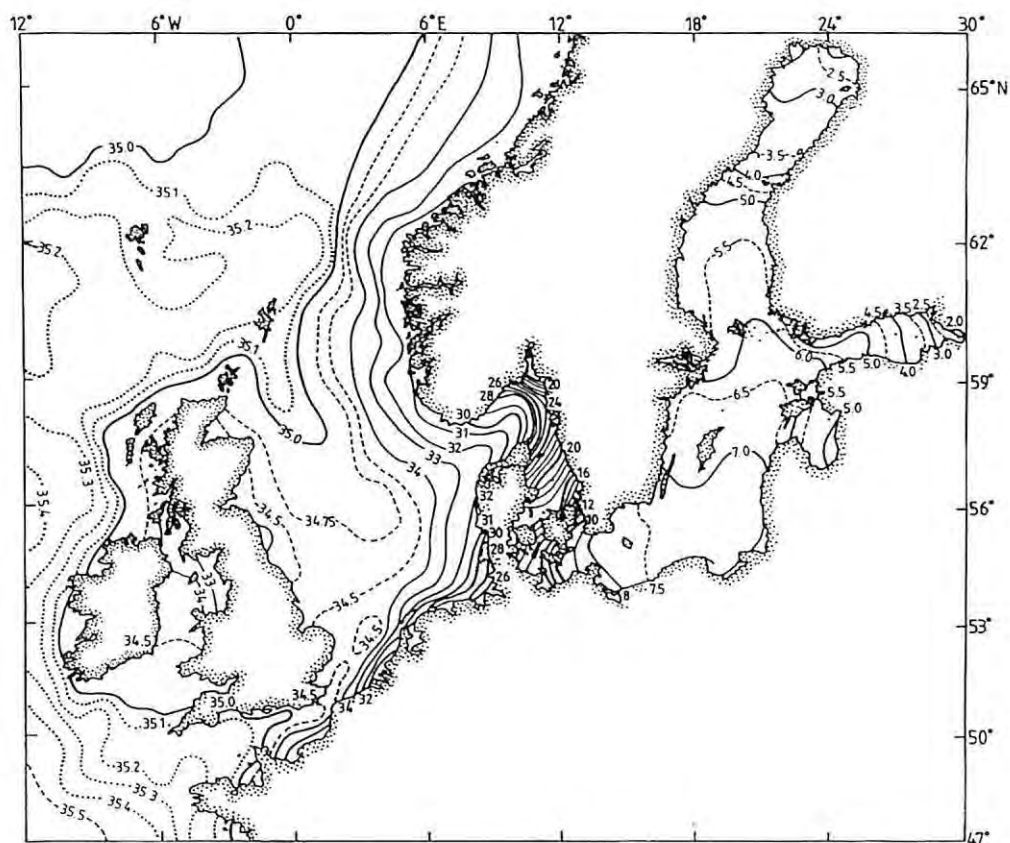
Östersjöns salthalt är mycket lägre än den nästan oceaniska salthalt vi finner i Nordsjön (figur 2). Den höga salthalten i Nordsjön beror på dess öppenhet mot Atlanten, varifrån stora mängder oceanvatten kommer in och sveper runt Nordsjön. Färskvattentillförseln, som utgör ungefär en hundradel av den totala vattentillförseln till Nordsjön påverkar nästan inte alls. Den ger endast en nämnvärd sänkning av salthalten längs kusterna och då framför allt längs de svenska och norska kuster där utflödet från Östersjön tydligt visar sig. Nordsjöns vatten omsätts på ungefär ett år vilket bland annat betyder att minnet för förändringar i klimatet inte är längre. En annan effekt av Nordsjöns snabba vattenomsättning är att vattnet inte hinner bli omblandat innan det lämnar området. Förhållandena i Östersjön är helt annorlunda. Östersjöns utbyte med Nordsjön begränsas starkt av förträngningarna i Kattegatt och Danska sunden. Tillförseln av nytt saltvatten från Nordsjön uppgår till endast hälften av färskvattentillförseln till Östersjön. Den totala tillförseln av vatten till Östersjön är så liten i förhållande till volymen att den genomsnittliga uppehållstiden för vattnet är ca 30 år. På den tiden blir vattnet så omblandat att färskvattentillförseln hinner sänka salthalten till låga värden inom alla delar av Östersjön. Den långa uppehållstiden och därmed följande omblandningen medför att långsiktiga förändringar i färskvattentillförsel sätter spår som varar några gånger 30 år. Även ganska stora årliga variationer i färskvattentillförseln blir utjämnade och märks knappt som salthaltsvariationer mellan åren. En annan effekt av den goda interna omblandningen är att vattenmassorna blir väl blandade med varandra innan de tillsammans strömmar ut genom Danska sunden.

Östersjöns salthalt varierar från 2-3 o/oo i norra Bottenvikens ytvatten till nära 20 o/oo i djupvattnet närmast Danska sunden. Östersjöns genomsnittliga salthalt låg under förra seklet mellan 7 och 8 o/oo. Här används enheten promille (o/oo) för att ange havsvattnets salthalt. Enheter är generellt sett kopplade till vilken mätmetod som använts och vid dagens mätningar av salthalt används enheten psu efter det engelska uttrycket "practical salinity unit".

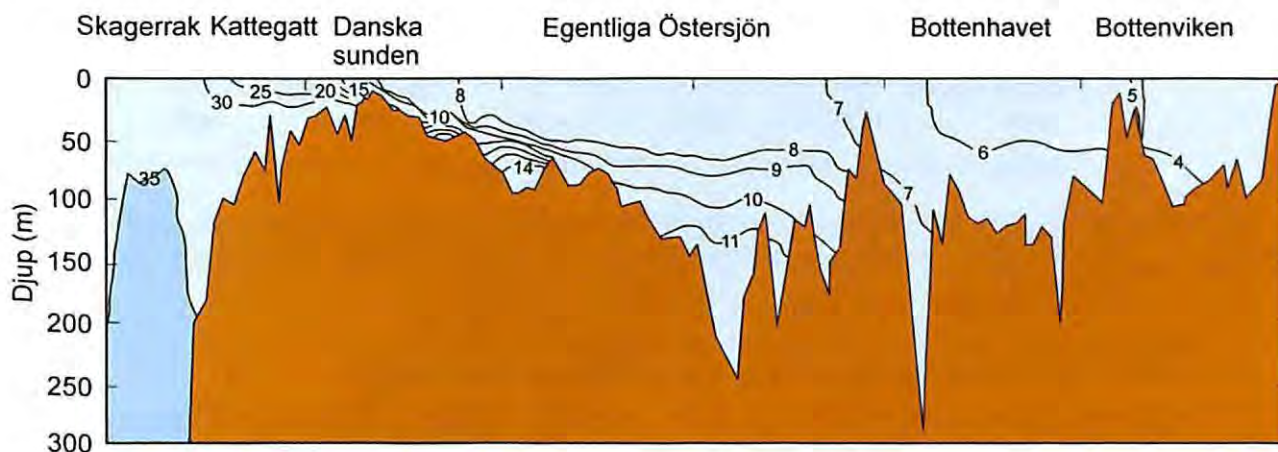


Figur 1. Östersjöns bottenpografi. (SWECLIMs Årsrapport 2002).

Kattegatt och Danska sunden utgör övergångsområdet mellan Östersjön och Nordsjön. Här är variationerna i salthalt stora, både i tid och rum beroende på om vatten strömmar ut från eller in till Östersjön. Egentliga Östersjön har ett ytskikt med i stort sett konstant salthalt ned till 50-70 m där salthalten ökar i ett språng till den högre halt som finns i djupvattnet (figur 3). Detta ytskikt visar endast liten skillnad i salthalt från söder till norr. I Kattegatt har ytvattnets salthalt ökat beroende på inblandning av salt djupvatten. Djupvattnets salthalt innanför trösklarna i Danska sunden är betydligt lägre än i Kattegatt. Därifrån minskar djupvattnets salthalt ytterligare från bassäng till bassäng. Tröskeln mot Bottniska viken utgör ett effektivt hinder för djupvattnets vidare framträngande mot norr. Bottenhavets djupvatten utgörs av ytvatten från egentliga Östersjön och Bottenvikens djupvatten utgörs av ytvatten från Bottenhavet. Det vi ser i figuren är en "ögonblicksbild" av salthalten, men den är representativ för dagens klimat. Östersjöns salthalt har emellertid tidigare uppvisat stora variationer på både längre och kortare sikt.



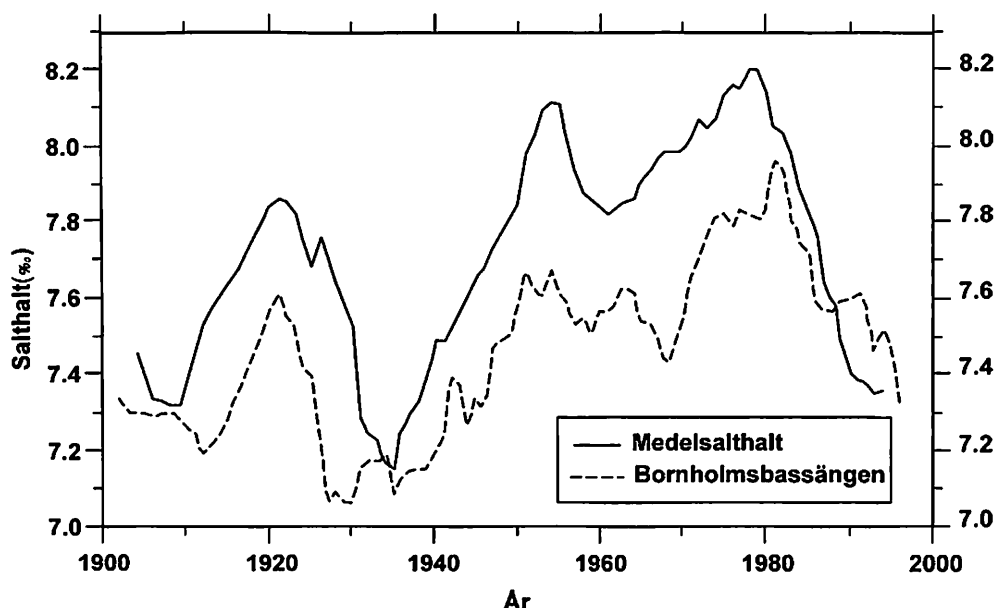
Figur 2. Östersjöns och Nordsjöns ytsalthalt.



Figur 3. Salthaltssektion från Skagerrak till Bottenviken. (Hav och kust, SNA 1992)

Sedan den senaste istiden har det som vi idag kallar Östersjön genomgått olika faser. Det började med Baltiska issjön. Därefter var Östersjön under en kort period en havsvik med hög salthalt, Yoldiahavet. Sedan åter en insjö, Ancylussjön. Nästa fas blev Litorinahavet med mycket högre salthalt än vad vi har idag. Därefter har Östersjön genomgått en långsam övergång till dagens brackvattenhav. Dessa förändringar har i huvudsak styrts av förändringar i förbindelsen mot Atlanten. Isens bortsmältande från Mellansverige öppnade för Yoldiahavet. Landhöjningen efter istiden stängde till och gav förutsättningen för Ancylussjön. En snabb stigning av havsytan beredde vägen för Litorinahavet varefter den fortsatta landhöjningen lagt grunden för dagens Östersjö.

Det visar sig vid analys av den stora mängd mätdata som finns tillgängliga från förra seklet att klimatologiska ändringar i salthalten sker i stort sett likformigt i hela Östersjön. Därför ger kunskap om medelsalthalten vid varje tidpunkt en bra första information om Östersjöns tillstånd. Denna likformighet i salthaltsvariationerna inom olika områden är en följd av den långa uppehållstiden för vattnet i Östersjön och av den effektiva omblandningen mellan de olika vattenmassorna. Östersjöns medelsalthalt genomgick under förra seklet stora variationer, uppåt och nedåt, med en tidsskala på flera dekader (figur 4). Skillnaden mellan högsta och lägsta salthalt var ungefär 1 o/oo, dvs. en relativ variation med över 10%. (Vi ser även i figuren att ytsalthalten specifikt i Bornholmsbassängen varierat i stort sett likformigt med medelsalthalten för hela Östersjön.) Dessa svängningar beror på variationer i klimatet över Östersjöregionen, och då i huvudsak på förändringar i nederbörd och vindar. Det är scenarier över framtida förändringar av denna typ, kopplade till globala klimatförändringar, som modellerats inom ramen för SWECLIM.

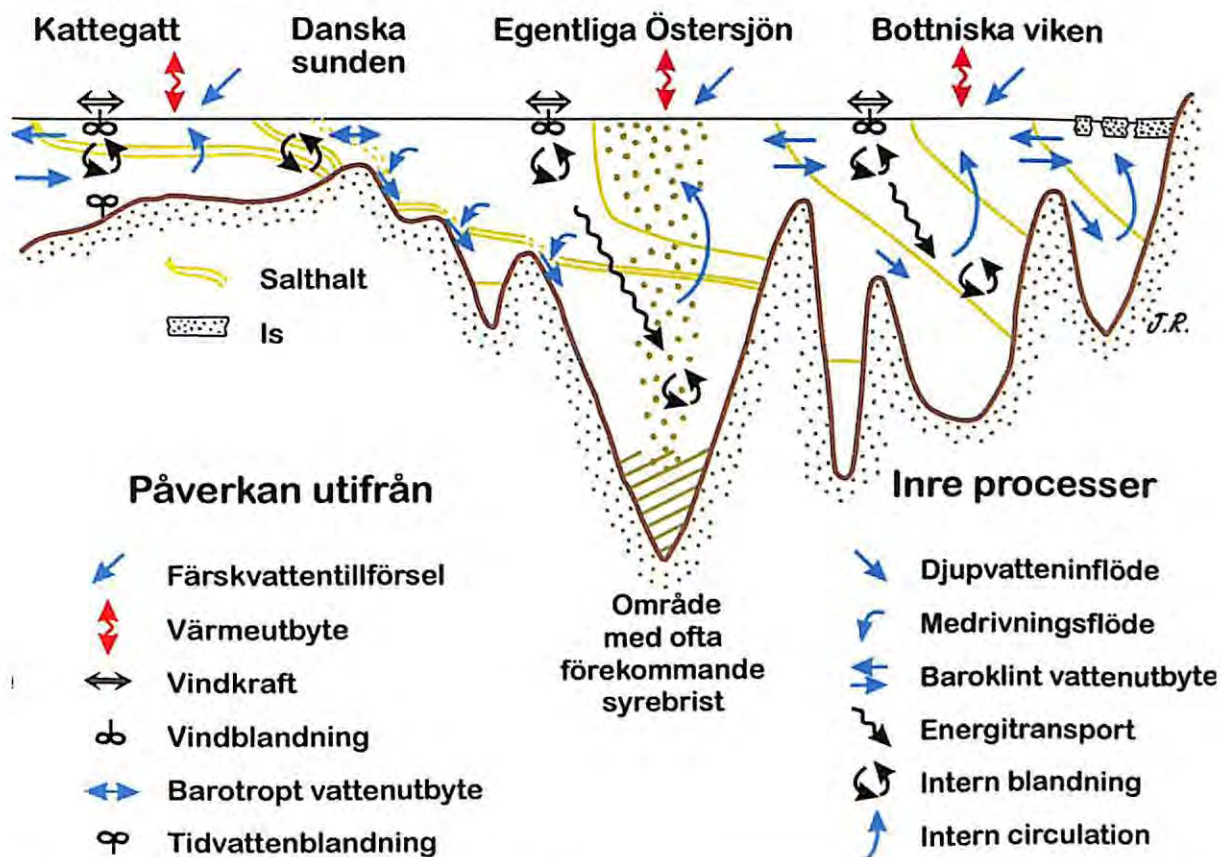


Figur 4. Variationer i Östersjöns salthalt under förra seklet, dels hela Östersjöns medelsalthalt och dels ytskiktets salthalt i sydvästra delen av egentliga Östersjön. (Efter Rodhe & Winsor, 2003).

4 Vilka faktorer bestämmer Östersjöns tillstånd?

Ramarna för Östersjöns tillstånd sätts av en rad yttre faktorer, se figur 5, där färskvatten-tillförseln från floder samt nederbörden över Östersjön (minus avdunstningen) är den viktigaste. Utan färskvattentillförsel skulle Östersjön vara en havsvik med oceanisk salthalt och ökar den mycket kan Östersjön övergå till att vara en insjö. Värmeutbytet mellan vattenytan och atmosfären höjer yttemperaturen på sommaren och sänker den på vintern på ett likartat sätt som i en insjö. Blir det tillräckligt kallt bildas is. Vindens kraft mot vattenytan orsakar strömmar som rör runt vattnet. Strömmarna i sin tur ger upphov till turbulens som genererar blandning mellan olika vattenmassor. Det är vindens omrörning och blandning som bestämmer hur färskvattnet från floderna blandas med saltvattnet från Nordsjön. Variationer i vattenståndet är också kopplade till vind- och lufttrycksförhållanden. Det som i figuren kallas "barotropt vattenutbyte" innebär att vattnet pulserar fram och tillbaka genom Danska sunden beroende på alternerande skillnad i vattenstånd mellan Kattegatt och södra Östersjön. Benämningen barotropt syftar på att det strömmar i stort sett lika från ytan till botten vid de

grunda trösklarna. De tidvattenvågor som kommer från Nordsjön in till Skagerrak och Kattegatt är också en yttre påverkande faktor. De har en viss betydelse för blandningen i Kattegatt och i Danska sunden. Scenarier över hur färskvattentillförsel, värmeutbyte och vind utvecklas i ett framtida klimat behövs som randvillkor för att producera scenarier över Östersjöns framtida klimat.



Figur 5. Schematisk beskrivning av Östersjöns funktion. (SWECLIMs Årsrapport 2001)

Inom de ramar som de yttre faktorerna sätter styr interna processer hur färskvattnet sprider sig inom Östersjön och hur det blandas med det inströmmande saltvattnet, liksom hur värmeflödet genom havsytan sprids till djupare skikt. Några av dessa interna processer finns illustrerade i figur 5. Det tunga salta vattnet som passerar trösklarna rinner ned längs botten i en tunn ström. På samma gång rivs det med vatten från Östersjöns ytskikt så att flödet i strömmen ökar och samtidigt minskar salthalten på dess väg in i Östersjön. Det är skälet till att djupvattnets salthalt blir lägre ju längre in man kommer. Mellan de stora bassängerna, egentliga Östersjön och Bottniska vikens delar, sker ett vattenutbyte som till stor del styrs av de skillnader i densitet som följer av skillnaderna i salthalt. Det lättare vattnet strömmar ut som en ytström över det tyngre vattnet som rinner in under detta - ett s.k. baroklint vattenutbyte. De rörelser som vinden orsakar får sin största energi i ytskiktet. En del av denna energi blandar om i ytskiktet, men en del sprids också nedåt i vattenmassan, bland annat i form av interna vågrörelser. På så sätt kan energi från ytskiktet orsaka blandning i djupare lager. Även om vindströmmarna är starkast nära ytan så ger vinden också rörelser på alla djup. Därför sker även strömning längs botten efter växlande vindar. Där genereras då turbulens som är en av de processer som orsakar blandning i djupvattnet.

Alla dessa interna processer styr tillsammans den långsamma interna cirkulation som är resultatet av att det hela tiden fylls på djupvatten, som stiger uppåt och samtidigt blandar sig

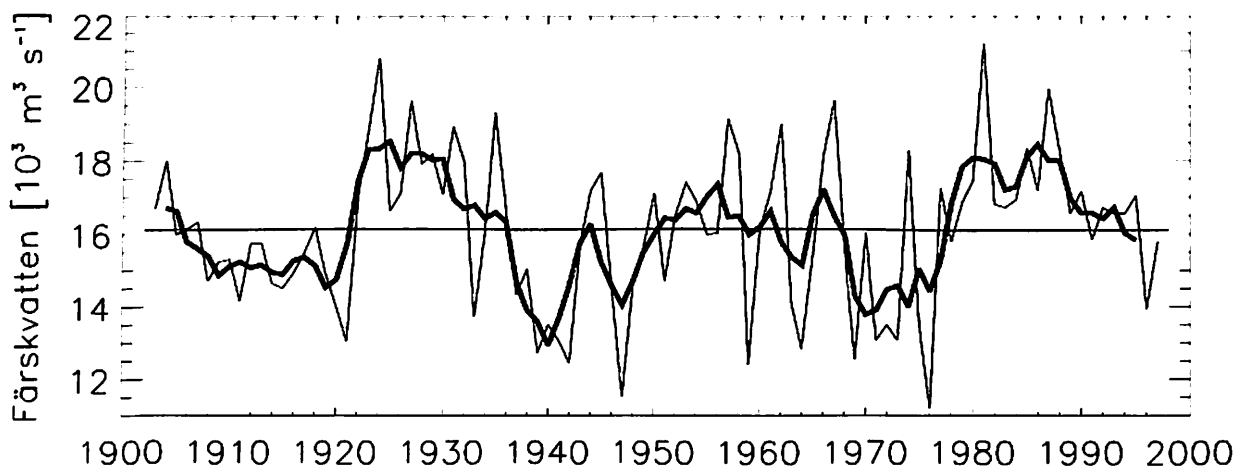
med ytvatten, som fått sin låga salthalt från färskvattentillförseln, för att sedan strömma ut ur Östersjön. Denna typ av intern cirkulation kallas ofta "estuarin cirkulation" eller flodmynnings-cirkulation. Hela Östersjön kan i många avseenden ses som en gigantisk flodmynning med en sammanlagd färskvattentillförsel motsvarande Mississippiflodens flöde vid mynningen.

Viktiga processer som inte finns med i illustrationen är t.ex. de processer som styr hur flodvattnet sprids i Östersjöns ytskikt. Liksom de processer som styr hur det inströmmande saltvattnet blandas i djupvattnet och upprätthåller dess skiktning.

De interna processerna sker på olika längd- och tidsskalor, ofta så små eller av så kort varaktighet, att de inte kan beskrivas i modellerna. Modellerna använder sig av en diskret beskrivning, där havet delas upp i ett antal celler vars storlek bl.a. bestäms av datorns beräkningskapacitet. Cellernas storlekar är flera meter i vertikal led och många kilometer i horisontell led. Beräkningarna utförs sedan i tidssteg framåt i tiden. Processer som sker på mindre skala än cellerna och på kortare tid än tidsstegen kan inte beräknas i modellen. Dessa måste relateras till rörelser som sker på en större skala. Kännedom om de småskaliga processernas mekanik och deras beroende av rörelser på större skala är en av nycklarna till lyckad modellering av Östersjön. Trots att detaljer i många av dessa småskaliga processer är ofullständigt kända lyckas emellertid modellerna idag simulera de historiska variationerna i Östersjöns storskaliga salthaltsfördelning på ett realistiskt sätt. En förklaring till detta kan vara att variationer i de småskaliga processerna inte har så stor betydelse för det storskaliga resultatet. Det styrs istället av variationerna i de storskaliga energiflödena.

5 Färskvattentillförselns variationer

Färskvattentillförseln till Östersjön har under det senaste århundradet visat stora variationer från år till år (figur 6).



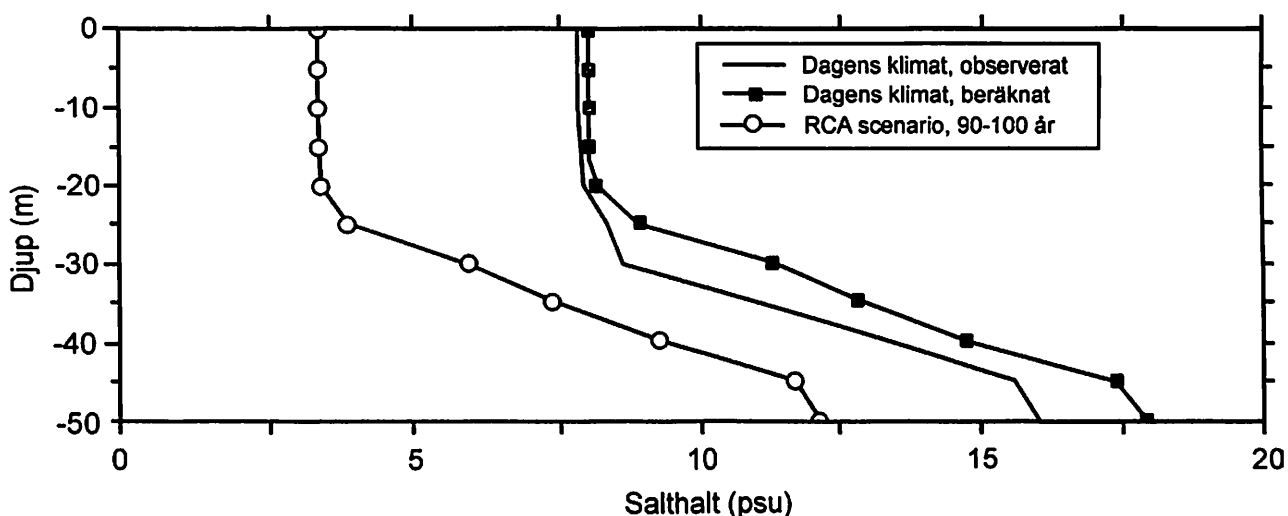
Figur 6. Färskvattentillförselns variation under förra seklet, dels årsvärden och dels ett 4-årigt löpande medelvärde. Den heldragna linjen visar långtidsmedelvärdet. (SWECLIMs Årsrapport 2002).

Även utjämnat över flera år ser vi relativt stora variationer. En dominerande tidsskala för de långsiktiga variationerna verkar ligga i intervallet 30-40 år. Vid en jämförelse mellan variationerna i färskvattentillförseln respektive medelsalthalten syns ett samband (figur 4). När färskvattentillförseln är större än den genomsnittliga så minskar salthalten och när

färskvattentillförseln är mindre än genomsnittet så ökar salthalten. En modellstudie av förhållandena under de senaste 100 åren, utförd med RCO, visar också att variationer i färskvattentillförseln har ett stort inflytande på Östersjöns salthalt.

6 Vad händer om färskvattentillförseln ändras i framtiden?

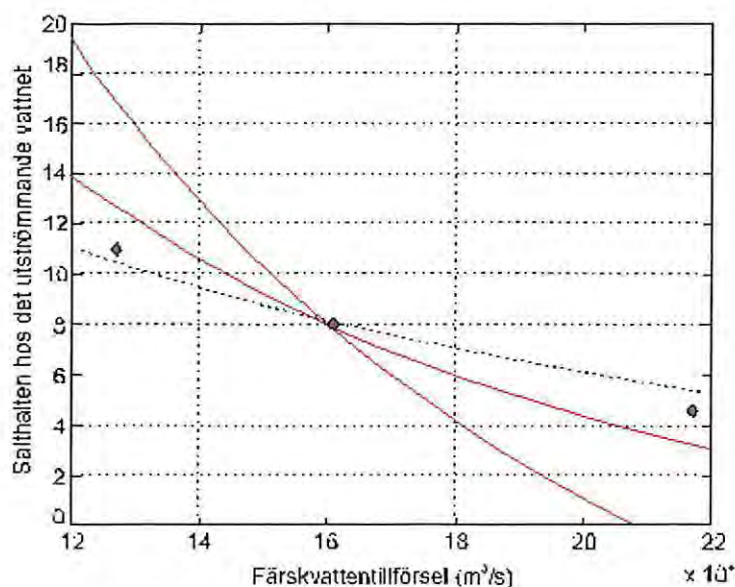
De scenarier som producerats inom SWECLIM pekar på en framtida ökning av färskvattentillförseln. Mycket arbete har ägnats åt att undersöka vilken salthalt Östersjön kan tänkas få om färskvattentillförseln ändras långsiktigt. Figur 7 visar ett sådant experiment med PROBE-Baltic där scenariets färskvattentillförsel tagits från det första RCAØ-scenariet. Det vi ser är förhållandena efter nästan 100 år dvs., Östersjön har fått god tid att ställa in sig till de ändrade förhållandena. Färskvattentillförseln i beräkningen är ca. 50% högre än dagens. All annan yttre påverkan har däremot antagits vara densamma som i dagens klimat. Modellberäkningen visar en ytsalthalt mindre än hälften av dagens. Omräknat till hela Östersjön motsvarar det en halvering av medelsalthalten. Modellen visar även att salthalten minskar likformigt på alla djup vilket betyder att skiktningen, som isolerar djupvattnet från ytvattnet, bevaras. Det här redovisade experimentet ska emellertid inte tolkas som att scenariet ger en 50%-ig ökning av färskvattentillförseln. Kontrollkörningen för dagens klimatförhållanden visade betydligt högre tillförsel än dagens observerade. Ökningen från kontroll till scenario var ca 14% och ska ses som den av scenariet förväntade ökningen av färskvattentillförseln.



Figur 7. Saltskiktning i Arkonabassängen. Observerad, dagens situation modellerad med PROBE-Baltic samt scenario då färskvattentillförseln tagits från det första RCA-scenariot, vilket innebär en ökning med ca 5%. (Omstedt med flera, 2000).

Resultat från tre olika modellberäkningar av Östersjöns teoretiska känslighet för ändringar i färskvattentillförseln redovisas i figur 8. Beräkningarna är gjorda för att visa det utsströmmande ytvattnets salthalt efter en lång inställningstid med förändrad färskvattentillförsel. Med Rossby Centrets 3-D-modell RCO har beräkningar gjorts för dagens färskvattentillförsel, för ca 20% lägre och för knappt 40% större färskvattentillförsel. Beräkningar har även utförts med en modell, i huvudsak baserad på kännedom om de processer som dominerar utbytet av salt och vatten genom Danska sunden, och med en empirisk modell, som enbart stödjer sig på analyser av de variationer i salthalt som observerats under förra seklet och under förutsättning att dessa variationer i huvudsak beror på variationer i färskvattentillförseln. För den empiriska modellen redovisas två kurvor som

visar ett uppskattat osäkerhetsintervall. Tolkningen av intervallet ska vara att det mest sannolika sambandet kan ligga var som helst i intervallet. Alla tre modellstudierna utgår från dagens tillstånd. Den processbaserade modellen visar på minst känslighet hos Östersjöns salthalt för förändringar av färskvattentillförseln, en minskning med ungefär 1,0 o/oo för 10% ökning av färskvattentillförseln. Motsvarande minskning är enligt Rossby Centrets modell ca 1,2 o/oo. Med den empiriska modellen uppskattas en 10%-ig ökning av färskvattentillförseln resultera i en minskning av salthalten på mellan 1,6 – 3 o/oo. För alla uppskattningarna gäller att känsligheten avtar ju större färskvattentillförseln blir. Skillnaden mellan uppskattningarna ger en fingervisning om att vår kunskap om blandningen i Danska sunden och hur den ska inkorporeras i modellerna inte är fullständig.



Figur 8. Resultat från tre olika modellberäkningar av salthalten hos det från Östersjön utströmmande ytvattnet beror på färskvattentillförseln, under förutsättning att färskvattentillförseln hålls konstant under en längre tid. . [3D-modell (RCO), Meier, 2003, (◊), processororienterad modell, Stigebrandt och Gustafsson, 2003, (●●●) och diagnostisk modell Rodhe och Winsor, 2002, 2003, (—).

7 Effekter av värmeutbytet genom havsytan

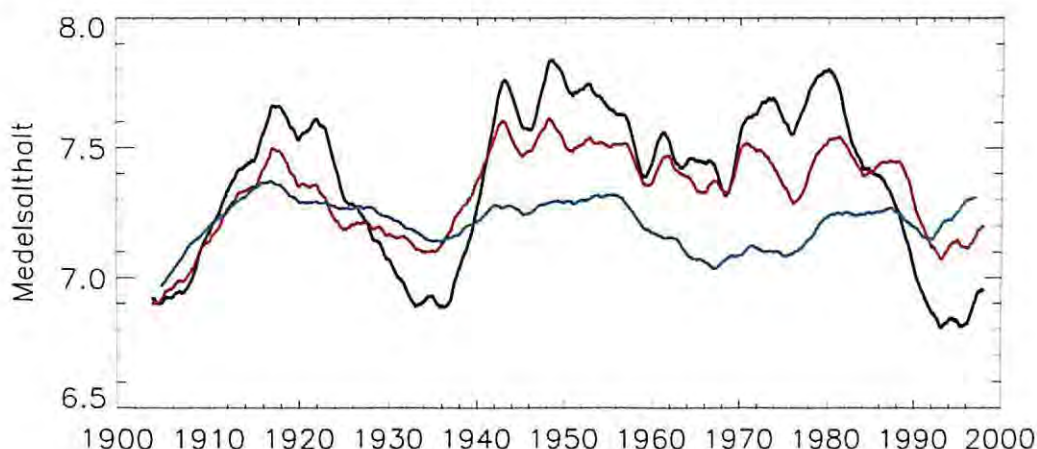
Uppvärmningen under sommaren innebär att det bildas ett några tiotal meter tjockt varmt ytskikt. Detta försvårar den vertikala blandningen. Under höstens avkylning tas detta lock över det underliggande vattnet bort varvid blandningen som alstras av vinden når ned till salthaltssprångskiktet och blandar där upp en del djupvatten till ytskiktet. Djupvattnets temperatur är i stort sett opåverkad av årstidsrytmen i värmeflödet genom havsytan.

Totalt sett råder balans under året i Östersjöns värmeinnehåll. Det innebär att värmeflödet till atmosfären under avkylningsperioden på vintern är lika stort som värmeflödet från atmosfären under sommaren. Denna balans kommer inte att ändras av en eventuell klimatologisk temperaturhöjning i atmosfären. Däremot kan måttliga ändringar av värmeflödena påverka isförhållandena på ett dramatiskt sätt. Östersjön ligger i gränsen för det område på norra halvklotet som vintertid täcks av is. Det betyder att små förändringar i temperaturförhållandena flyttar vinterns isgräns långa sträckor. Redan idag medför kalla vintrar att hela Östersjön, Danska sunden, Kattegatt samt Skagerraks kustområden blir istäckta. Under milda

vintrar täcks endast Bottenviken och kustområden samt norra Östersjön av is. Modellberäkningar med PROBE-Baltic, baserad på de första RCA-scenarierna, visar att den istäckning vi inom dagens klimat får under de varmaste vintrarna kan komma att bli det normala i framtiden och att tre vintrar av tio kan bli helt isfria. Motsvarande dramatiska minskning av isutbredningen erhålles vid scenarioberäkningarna med RCAO. Denna minskning av isläggningen kan förväntas påverka blandningen och därmed saltfördelningen, speciellt i de nordligaste delarna av Östersjön. Troligtvis blir effekten lokal, dvs., den påverkar inte de storskaliga salthaltsförhållandena. Några renodlade modellberäkningar anpassade för att undersöka hur klimatologiska förändringar av värmeflödena genom havsytan påverkar blandning och salthalt har dock inte gjorts.

8 Vad gör vinden?

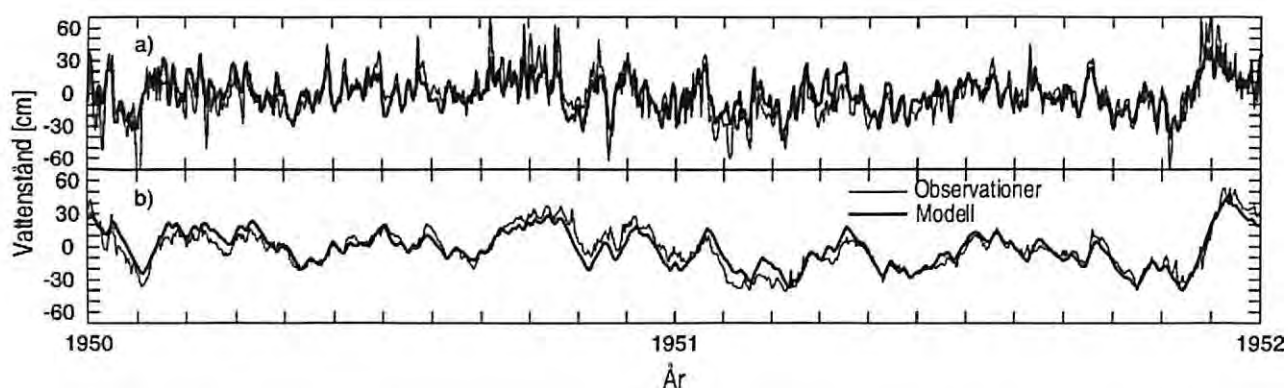
Variationer i vinden från dag till dag styr tillsammans med färskvattentillförseln vattenutbytet mellan Nordsjön och Östersjön. Variationer i "vindklimatet" från år till år har därmed en avgörande betydelse för variationer i tillförseln av salt från Nordsjön. Detta framgår tydligt av ett modellexperiment där Östersjöns salthalt under förra seklet simulerats. Först har en beräkning med den verkliga färskvattentillförseln utförts. Därefter har samma beräkning gjorts, men med konstant färskvattentillförsel och till sist med konstant "vindklimat" (figur 9). Både variationerna i färskvattentillförseln och de i vindklimatet behövs för att modellresultatet ska ge god överensstämmelse med de observerade variationerna.



Figur 9. Simulerad salthalt i Östersjön under 100 år (svart), med borttagande av färskvattentillförselsvariationer (röd) och då även vindens variationer tagits bort (blå). (SWECLIMS Årsrapport 2002).

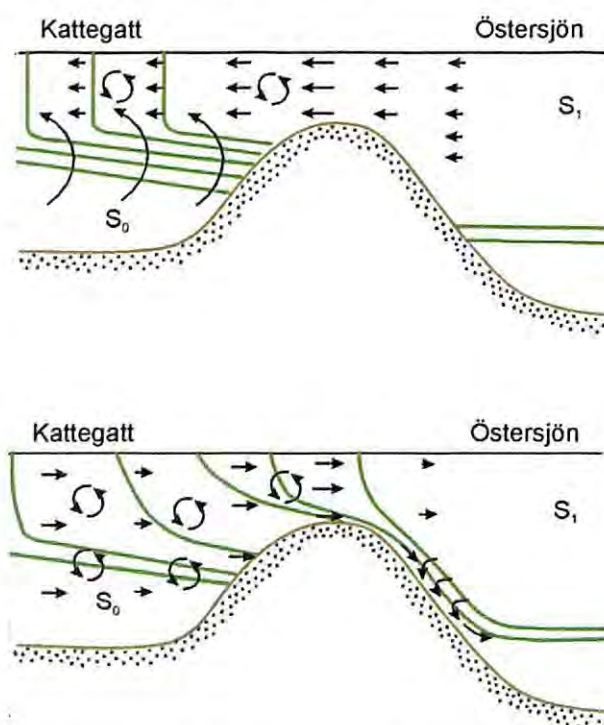
Vinden ger upphov till varierande vattenståndsskillnader mellan å ena sidan Kattegatt och å andra sidan södra Östersjön. Dessa skillnader ger upphov till alternerande strömmar genom Danska sunden. Det har länge varit känt hur denna ström kan beräknas med kännedom om vattenstånd och färskvattentillförsel. Vad som behövdes för SWECLIMS scenarioberäkningar var att kunna relatera vattenståndsvariationerna till vind eller lufttrycksfördelning. Visserligen visades redan på 1950-talet en god korrelation mellan det storskaliga vindmönstret och strömmarna i Kattegatt och i Danska sunden, men vid SWECLIM-programmets början fanns inget bra sätt att relatera vattenutbytet direkt till vinden. All modellering baserades på användning av observerade vattenståndsvariationer i Kattegatt tillsammans med kännedom om färskvattentillförseln till Östersjön. För framtidsscenarioer kunde denna metod förstås inte användas. Det blev därför en viktig uppgift att undersöka hur vattenutbytet skulle kunna beräknas direkt från de atmosfäriska förhållandena. Ett bra sätt är att relatera vattenutbytet till

den nord-sydliga lufttrycksgradienten över östra Nordsjön. Det har använts vid Rossby Centrets senaste modellberäkningar så att scenarierna har blivit scenarier på riktigt, dvs., oberoende av observerade vattenståndsvariationer för beräkning av vattenutbytet (figur 10).



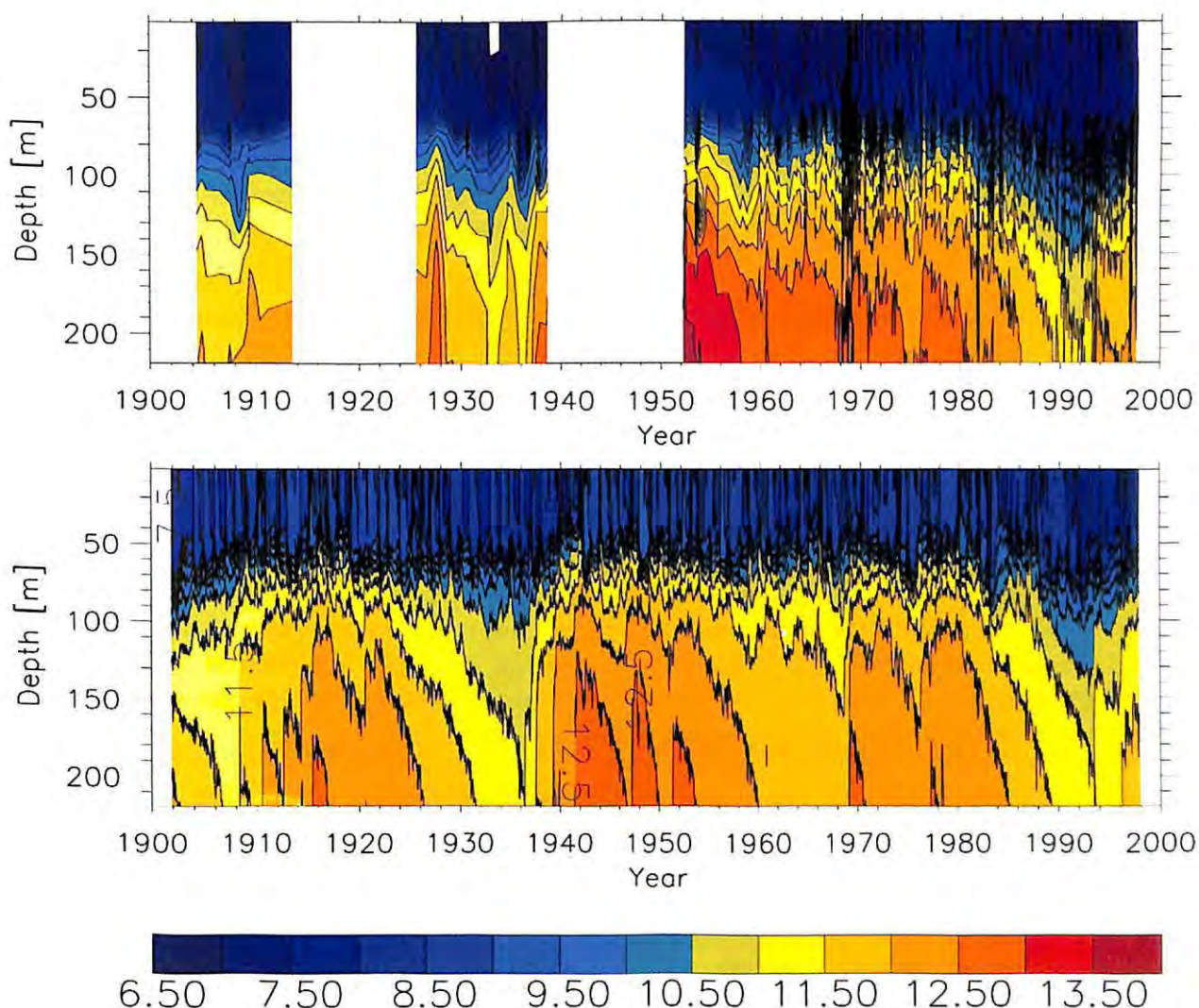
Figur 10. Vattenståndet i Kattegatt och Östersjön – modellerat och observerat. Övre bilden Kattegatt och undre bilden Östersjön. (Efter Gustafsson och Andersson, 2001).

När vattnet pumpas fram och tillbaka i Danska sunden sker en blandning mellan det utströmmande ytvattnet och det från Kattegatt inströmmande djupvattnet (schematiserat i figur 11). Hur denna blandning beror på intensiteten och varaktigheten av ut- och inströmningarna måste efterliknas på ett realistiskt sätt i modellerna. De i figuren illustrerade processerna sker i verkligheten i flera sund med mycket varierande topografi som inte i detalj kan beskrivas i modellerna. Modelleringen av blandningen i dessa sund är ett av de områden där modellerna kan förbättras i framtiden.



Figur 11. Schematiserad illustration av blandningen i de danska sunden då vattnet pumpas fram och åter. Den övre bilden visar förhållandena vid ström ut från Östersjön. Den undre visar inströmning. (Efter SWECLIMs Newsletter No 10).

Vid sidan av medelsalthalten är förnyelsen av djupvattnet i egentliga Östersjöns bassänger de viktigaste storheter som behövs för att beskriva Östersjöns klimat. Bakgrunden är att det mesta tillförda djupvattnet blir så utspädd av ytvatten med låg salthalt att det ej förmår tränga ända ned till botten i de djupaste bassängerna, utan skiktat in sig i överkanten av djupvattnet. Det är endast vid speciella väderförhållanden, vilka i dagens klimat inträffar med flera års mellanrum, som bottenvattnet kan förnyas. Frekvensen av dessa djupvattenutbyten är av största vikt för djupvattnets geokemiska tillstånd, speciellt i vad mån vattnet innehåller löst syrgas eller svavelväte. Efter ett sådant inbrott av djupvatten blir vattnet stillastående och syrgashalten minskar på grund av nedbrytningen av organiskt material som faller ned från ytlagret. Efter en tid tar syret slut varefter nedbrytningen fortsätter med hjälp av svavelbakterier. Då bildas svavelväte som är giftigt för de flesta organismer. (Detta finns markerat i figur 5.)



Figur 12. Oserverad (övre bilden) och modellberäknad, RCO, (undre bilden) utveckling av salthalten öster om Gotland. (Notera avsaknaden av observationer under och efter de bägge världskrigen). (Meier och Kauker, 2003).

För att kunna ge scenarier över framtida förhållanden i djupvattnet räcker det alltså inte med att beräkna hur mycket saltvatten som kommer in, man måste även beräkna hur det inkommande vattnet fördelar sig. Dessutom måste den detaljerade skiktningen i bassängernas djupvatten vara rätt simulerad. Båda dessa förhållanden är beroende av småskaliga processer som inte i

detalj kan beskrivas i modellerna. Figur 12 visar tidsutvecklingen av saltskiktningen i centrala egentliga Östersjön under förra seklet, dels från en sammanställning av observationer och dels som resultat av modellering med RCO. Vi ser en god kvalitativ överensstämmelse mellan observationer och modellresultat, men kan samtidigt konstatera att den kvantitativa överensstämmelsen inte är perfekt. Om det beror på brister i observationsmaterialet, i modellen eller i de funktioner som driver modellen går inte att avgöra. Vid denna modellberäkning användes observerat vattenstånd för att beräkna vattenutbytet genom sunden.

En möjligen något bättre överensstämmelse mellan modell och observationer erhöles med PROBE-Baltic modellen vid en simulering av tidsutvecklingen av salthalten öster om Gotland under de senaste 30 åren. Simuleringar genomfördes dels med observerat vattenstånd i Kattegat och dels genom att beräkna vattenutbytet utifrån observerade lufttrycksvariationer. Den simulering där vattenutbytet drevs av observerade vattenståndsvariationer visade, som väntat, en något bättre överensstämmelse med observationerna. Skillnaden mellan simuleringarna var dock liten.

Modelleringen av blandningen när det inströmmande saltvattnet rinner ned längs botten in i egentliga Östersjön tillsammans med blandningen i bassängernas djupvatten utgör ett annat område där vi kommit långt på väg, men där ytterligare insatser behövs.

9 Avslutande kommentarer och blickar framåt

Vi har inom SWECLIM arbetat dels med att utveckla ett modellsystem (RCAO) för att kunna genomföra regionala klimatsimuleringar, däri ingår RCO, en 3-D Östersjömodell. På vägen dit har vi även använt den tidigare utvecklade PROBE-Baltic för klimatsimuleringar. Vi har nu ett system som visat förmåga att simulera den historiska utvecklingen av Östersjöns klimat, och som kan användas för olika simuleringar av framtida klimat. RCO är en väl fungerande och effektiv modell för Östersjön. Parallellt med denna modellutveckling har vi analyserat historiska observationer för att kunna beskriva variationerna inom dagens klimat samt jobbat teoretiskt för att analysera klimatkänsligheten hos de processer som är avgörande för Östersjöns klimat. Vi har även använt modeller av olika komplexitet för renodlade känslighetsanalyser. Vi har lärt oss mycket om Östersjöns havsklimat, hur det varierat under förra seklet och vad det är som styr dessa variationer.

Vi är idag, efter SWECLIM:s programperiod, en bra bit på väg mot en mycket god förståelse av de processer som bestämmer Östersjöns tillstånd och vi har kunnat omsätta vår hittillsvarande kunskap i en väl fungerande Östersjömodell. Vi är också tämligen väl medvetna om luckorna i vår kunskap och svagheter i modellsystemet. Blickar vi framåt så ser vi en utveckling där en kombination mellan modellberäkningar, specialriktade mot olika processer, och detaljerade fältmätningar kommer att kunna öka vår förståelse och därmed förbättra vår förmåga att modellera Östersjön.

10 Läsvärt

- Sveriges Nationalatlas, bandet Hav och kust innehåller lättillgängliga beskrivningar av Östersjön ur olika perspektiv. Den utgavs 1992 (ISBN 91-87760-13-4).
- På engelska finns en mer vetenskaplig sammanställning: A systems analysis of the Baltic Sea. Springer Verlag, Heidelberg, 2001.

Som underlag till detta arbete har resultat publicerade i SWECLIMs Newsletters använts [Se www.smhi.se/sweclim (Resultat - Nyhetsbrev), eller kontakta Rossby Centre, SMHI, 601 76 Norrköping.] tillsammans med nedan listade vetenskapliga artiklar. Inom parentes anges de kapitel där artiklarna använts.

Gustafsson, B. G. och Andersson, H. C., 2001. Modelling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. *J. Geophys. Res.* 106 (C9), 19731-19744. (8)

Meier, H. E. M., 2002. Regional ocean climate simulations with a 3D ice-ocean model for the Baltic Sea. Part 2: results for sea ice. *Climate Dynamics* 19, 255-266. (7)

Meier, H. E. M. and Kauker, F., 2003. Sensitivity of the Baltic Sea salinity to the freshwater supply. *Clim. Res.* 24, 231-242. (4,5,8)

Omstedt, A., Gustafsson, B., Rodhe, J. and Walin, G., 2000. Use of the Baltic Sea modelling to investigate the water cycle and the heat balance in GCM and regional climate models. *Clim. Res.* 15, 95-108. (6,7)

Rodhe, J. and Winsor, P., 2002. On the influence of the freshwater supply on the Baltic Sea mean salinity. *Tellus* 54A, 175-186. (6)

Rodhe, J. and Winsor, P., 2003. Corrigendum. On the influence of the freshwater supply on the Baltic Sea mean salinity. *Tellus* 55A, 1-2. (6)

Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L. P., Jones, C., Meier, H. E. M., Samuelsson, P. and Willén, U., 2003. GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere – Baltic Sea regional climate model RCAO. ISSN 0347-2116 *SMHI Reports Meteorology Climatology No. 101*. Norrköping. (7)

Stigebrandt, A and Gustafsson, B. G., 2003. Response of the Baltic Sea to climate Change – theory and observations. *J. Sea Res.* 49, 243-256. (6)

SMHIs publications

SMHI publishes six report series. Three of these, the R-series, are intended for international readers and are in most cases written in English. For the others the Swedish language is used.

Names of the Series	Published since
RMK (Report Meteorology and Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

Earlier issues published in serie RMK

1	Thompson, T., Udin, I., and Omstedt, A. (1974) Sea surface temperatures in waters surrounding Sweden.	Den dagliga och årliga variationen av temperatur, fuktighet och vindhastighet vid några orter i Sverige.
2	Bodin, S. (1974) Development on an unsteady atmospheric boundary layer model.	9 Holmström, I., and Stokes, J. (1978) Statistical forecasting of sea level changes in the Baltic.
3	Moen, L. (1975) A multi-level quasi-geostrophic model for short range weather predictions.	10 Omstedt, A., and Sahlberg, J. (1978) Some results from a joint Swedish-Finnish sea ice experiment, March, 1977.
4	Holmström, I. (1976) Optimization of atmospheric models.	11 Haag, T. (1978) Byggnadsindustrins väderberoende, seminarieuppsats i företagsekonomi, B-nivå.
5	Collins, W.G. (1976) A parameterization model for calculation of vertical fluxes of momentum due to terrain induced gravity waves.	12 Eriksson, B. (1978) Vegetationsperioden i Sverige beräknad från temperaturobservationer.
6	Nyberg, A. (1976) On transport of sulphur over the North Atlantic.	13 Bodin, S. (1979) En numerisk prognosmodell för det atmosfäriska gränsskiktet, grundad på den turbulenta energiekvationen.
7	Lundqvist, J.-E., and Udin, I. (1977) Ice accretion on ships with special emphasis on Baltic conditions.	14 Eriksson, B. (1979) Temperaturfluktuationer under senaste 100 åren.
8	Eriksson, B. (1977)	15 Udin, I., och Mattisson, I. (1979) Havsis- och snöinformation ur datorbearbetade satellitdata - en modellstudie.

- 16 Eriksson, B. (1979)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del I.
Arealnederbörd.
- 17 Eriksson, B. (1980)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del II.
Frekvensanalys av månadsnederbörd.
- 18 Eriksson, B. (1980)
Årsmedelvärden (1931-60) av nederbörd,
avdunstning och avrinning.
- 19 Omstedt, A. (1980)
A sensitivity analysis of steady, free floating
ice.
- 20 Persson, C., och Omstedt, G. (1980)
En modell för beräkning av luftföroreningars
spridning och deposition på mesoskala.
- 21 Jansson, D. (1980)
Studier av temperaturinversioner och verti-
kal vindskjuvning vid Sundsvall-Härnösands
flygplats.
- 22 Sahlberg, J., and Törnevik, H. (1980)
A study of large scale cooling in the Bay of
Bothnia.
- 23 Ericson, K., and Hårsmar, P.-O. (1980)
Boundary layer measurements at Klock-rike.
Oct. 1977.
- 24 Bringfelt, B. (1980)
A comparison of forest evapotranspiration
determined by some independent methods.
- 25 Bodin, S., and Fredriksson, U. (1980)
Uncertainty in wind forecasting for wind po-
wer networks.
- 26 Eriksson, B. (1980)
Graddagsstatistik för Sverige.
- 27 Eriksson, B. (1981)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del III.
200-åriga nederbördsserier.
- 28 Eriksson, B. (1981)
Den "potentiella" evapotranspirationen i
Sverige.
- 29 Pershagen, H. (1981)
Maximisnödjun i Sverige (perioden
1905-70).
- 30 Lönnqvist, O. (1981)
Nederbördsstatistik med praktiska tillämp-
ningar.
(Precipitation statistics with practical appli-
cations.)
- 31 Melgarejo, J.W. (1981)
Similarity theory and resistance laws for the
atmospheric boundary layer.
- 32 Liljas, E. (1981)
Analys av moln och nederbörd genom
automatisk klassning av AVHRR-data.
- 33 Ericson, K. (1982)
Atmospheric boundary layer field experi-
ment in Sweden 1980, GOTEX II, part I.
- 34 Schoeffler, P. (1982)
Dissipation, dispersion and stability of
numerical schemes for advection and dif-
fusion.
- 35 Undén, P. (1982)
The Swedish Limited Area Model. Part A.
Formulation.
- 36 Bringfelt, B. (1982)
A forest evapotranspiration model using sy-
noptic data.
- 37 Omstedt, G. (1982)
Spridning av luftförorening från skorsten i
konvektiva gränsskikt.
- 38 Törnevik, H. (1982)
An aerobiological model for operational
forecasts of pollen concentration in the air.
- 39 Eriksson, B. (1982)
Data rörande Sveriges temperaturklimat.
- 40 Omstedt, G. (1984)
An operational air pollution model using
routine meteorological data.
- 41 Persson, C., and Funkquist, L. (1984)
Local scale plume model for nitrogen
oxides. Model description.
- 42 Gollvik, S. (1984)
Estimation of orographic precipitation by dy-
namical interpretation of synoptic model
data.

- 43 Lönnqvist, O. (1984)
Congression - A fast regression technique with a great number of functions of all predictors.
- 44 Laurin, S. (1984)
Population exposure to SO and NO_x from different sources in Stockholm.
- 45 Svensson, J. (1985)
Remote sensing of atmospheric temperature profiles by TIROS Operational Vertical Sounder.
- 46 Eriksson, B. (1986)
Nederbörds- och humiditetsklimat i Sverige under vegetationsperioden.
- 47 Taesler, R. (1986)
Köldperioden av olika längd och förekomst.
- 48 Wu Zengmao (1986)
Numerical study of lake-land breeze over Lake Vättern, Sweden.
- 49 Wu Zengmao (1986)
Numerical analysis of initialization procedure in a two-dimensional lake breeze model.
- 50 Persson, C. (1986)
Local scale plume model for nitrogen oxides. Verification.
- 51 Melgarejo, J.W. (1986)
An analytical model of the boundary layer above sloping terrain with an application to observations in Antarctica.
- 52 Bringfelt, B. (1986)
Test of a forest evapotranspiration model.
- 53 Josefsson, W. (1986)
Solar ultraviolet radiation in Sweden.
- 54 Dahlström, B. (1986)
Determination of areal precipitation for the Baltic Sea.
- 55 Persson, C. (SMHI), Rodhe, H. (MISU), De Geer, L.-E. (FOA) (1986)
The Chernobyl accident - A meteorological analysis of how radionuclides reached Sweden.
- 56 Persson, C., Robertson, L. (SMHI), Grennfelt, P., Kindbom, K., Lövblad, G., och Svanberg, P.-A. (IVL) (1987)
Luftföroreningsepisoden över södra Sverige 2 - 4 februari 1987.
- 57 Omstedt, G. (1988)
An operational air pollution model.
- 58 Alexandersson, H., Eriksson, B. (1989)
Climate fluctuations in Sweden 1860 - 1987.
- 59 Eriksson, B. (1989)
Snödjupsförhållanden i Sverige - Säsongerna 1950/51 - 1979/80.
- 60 Omstedt, G., Szegö, J. (1990)
Människors exponering för luftföroreningar.
- 61 Mueller, L., Robertson, L., Andersson, E., Gustafsson, N. (1990)
Meso- γ scale objective analysis of near surface temperature, humidity and wind, and its application in air pollution modelling.
- 62 Andersson, T., Mattisson, I. (1991)
A field test of thermometer screens.
- 63 Alexandersson, H., Gollvik, S., Mueller, L. (1991)
An energy balance model for prediction of surface temperatures.
- 64 Alexandersson, H., Dahlström, B. (1992)
Future climate in the Nordic region - survey and synthesis for the next century.
- 65 Persson, C., Langner, J., Robertson, L. (1994)
Regional spridningsmodell för Göteborgs och Bohus, Hallands och Älvsborgs län. (A mesoscale air pollution dispersion model for the Swedish west-coast region. In Swedish with captions also in English.)
- 66 Karlsson, K.-G. (1994)
Satellite-estimated cloudiness from NOAA AVHRR data in the Nordic area during 1993.
- 67 Karlsson, K.-G. (1996)
Cloud classifications with the SCANDIA model.
- 68 Persson, C., Ullerstig, A. (1996)

- Model calculations of dispersion of lindane over Europe. Pilot study with comparisons to measurements around the Baltic Sea and the Kattegat.
- 69 Langner, J., Persson, C., Robertson, L., and Ullerstig, A. (1996)
Air pollution Assessment Study Using the MATCH Modelling System. Application to sulfur and nitrogen compounds over Sweden 1994.
 - 70 Robertson, L., Langner, J., Engardt, M. (1996)
MATCH - Meso-scale Atmospheric Transport and Chemistry modelling system.
 - 71 Josefsson, W. (1996)
Five years of solar UV-radiation monitoring in Sweden.
 - 72 Persson, C., Ullerstig, A., Robertson, L., Kindbom, K., Sjöberg, K. (1996)
The Swedish Precipitation Chemistry Network. Studies in network design using the MATCH modelling system and statistical methods.
 - 73 Robertson, L. (1996)
Modelling of anthropogenic sulfur deposition to the African and South American continents.
 - 74 Josefsson, W. (1996)
Solar UV-radiation monitoring 1996.
 - 75 Häggmark, L., Ivarsson, K.-I. (SMHI), Olofsson, P.-O. (Militära vädertjänsten). (1997)
MESAN - Mesoskalig analys.
 - 76 Bringfelt, B., Backström, H., Kindell, S., Omstedt, G., Persson, C., Ullerstig, A. (1997)
Calculations of PM-10 concentrations in Swedish cities- Modelling of inhalable particles
 - 77 Gollvik, S. (1997)
The Teleflood project, estimation of precipitation over drainage basins.
 - 78 Persson, C., Ullerstig, A. (1997)
Regional luftmiljöanalys för Västmanlands län baserad på MATCH modell-beräkningar och mätdata - Analys av 1994 års data
 - 79 Josefsson, W., Karlsson, J.-E. (1997)
Measurements of total ozone 1994-1996.
 - 80 Rummukainen, M. (1997)
Methods for statistical downscaling of GCM simulations.
 - 81 Persson, T. (1997)
Solar irradiance modelling using satellite retrieved cloudiness - A pilot study
 - 82 Langner, J., Bergström, R. (SMHI) and Pleijel, K. (IVL) (1998)
European scale modelling of sulfur, oxidized nitrogen and photochemical oxidants. Model development and evaluation for the 1994 growing season.
 - 83 Rummukainen, M., Räisänen, J., Ullerstig, A., Bringfelt, B., Hansson, U., Graham, P., Willén, U. (1998)
RCA - Rossby Centre regional Atmospheric climate model: model description and results from the first multi-year simulation.
 - 84 Räisänen, J., Döscher, R. (1998)
Simulation of present-day climate in Northern Europe in the HadCM2 OAGCM.
 - 85 Räisänen, J., Rummukainen, M., Ullerstig, A., Bringfelt, B., Ulf Hansson, U., Willén, U. (1999)
The First Rossby Centre Regional Climate Scenario - Dynamical Downscaling of CO₂-induced Climate Change in the HadCM2 GCM.
 - 86 Rummukainen, Markku. (1999)
On the Climate Change debate
 - 87 Räisänen, Jouni (2000)
CO₂-induced climate change in northern Europe: comparison of 12 CMIP2 experiments.
 - 88 Engardt, Magnuz (2000)
Sulphur simulations for East Asia using the MATCH model with meteorological data from ECMWF.
 - 89 Persson, Thomas (2000)
Measurements of Solar Radiation in Sweden 1983-1998

- 90 Daniel B. Michelson, Tage Andersson
Swedish Meteorological and Hydrological
Institute (2000)
Jarmo Koistinen, Finnish Meteorological
Institute
Christopher G. Collier, Telford Institute of
Environmental Systems, University of
Salford
Johann Riedl, German Weather Service
Jan Szturc, Institute of Meteorology and
Water Management
Uta Gjertsen, The Norwegian
Meteorological Institute
Aage Nielsen, Danish Meteorological
Institute
Søren Overgaard, Danish Meteorological
Institute
BALTEX Radar Data Centre Products and
their Methodologies
- 91 Josefsson, Weine (2000)
Measurements of total ozone 1997 – 1999
- 92 Andersson, Tage (2000)
Boundary clear air echos in southern Sweden
- 93 Andersson, Tage (2000)
Using the Sun to check some weather radar
parameters
- 94 Rummukainen, M., S. Bergström, E. Källén,
L. Moen, J. Rodhe, M. Tjernström (2000)
SWECLIM – The First Three Years
- 95 Meier, H. E Markus (2001)
The first Rossby Centre regional climate
scenario for the Baltic Sea using a 3D
coupled ice-ocean model
- 96 Landelius, Tomas, Weine Josefsson, Thomas
Persson (2001)
A system for modelling solar radiation
parameters with mesoscale spatial resolution
- 97 Karlsson, Karl-Göran (2001)
A NOAA AVHRR cloud climatology over
Scandinavia covering the period 1991-2000
- 98 Bringfelt, B., Räisänen, J., Gollvik, S.,
Lindström, G., Graham, P., Ullerstig, A.,
(2001)
The land surface treatment for the Rossby
Centre Regional Atmospheric Climate Model -
version 2 (RCA2)
- 99 Kauker, Frank , Alfred Wegener Institute for
Polar and Marine Research, Germany and
Meier, H.E. Markus, Swedish
Meteorological and Hydrological Institute,
Rossby Centre, Sweden (2002)
Reconstructing atmospheric surface data for
the period 1902-1998 to force a coupled
ocean-sea ice model of the Baltic Sea.
- 100 Klein, Thomas., Bergström, Robert.,
Persson, Christer (2002)
Parameterization of dry deposition in
MATCH
- 101 Räisänen, Jouni., Hansson U., Ullerstig A.,
Döscher R., Graham L P., Jones C.,
Meier M., Samuelsson P., Willén U (2003)
GCM driven simulations of recent and future
climate with the Rossby Centre coupled
atmosphere - Baltic Sea regional climate
model RCAO



Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SE 601 76 Norrköping, Sweden.
Tel +46 11-495 80 00. Fax +46 11-495 80 01