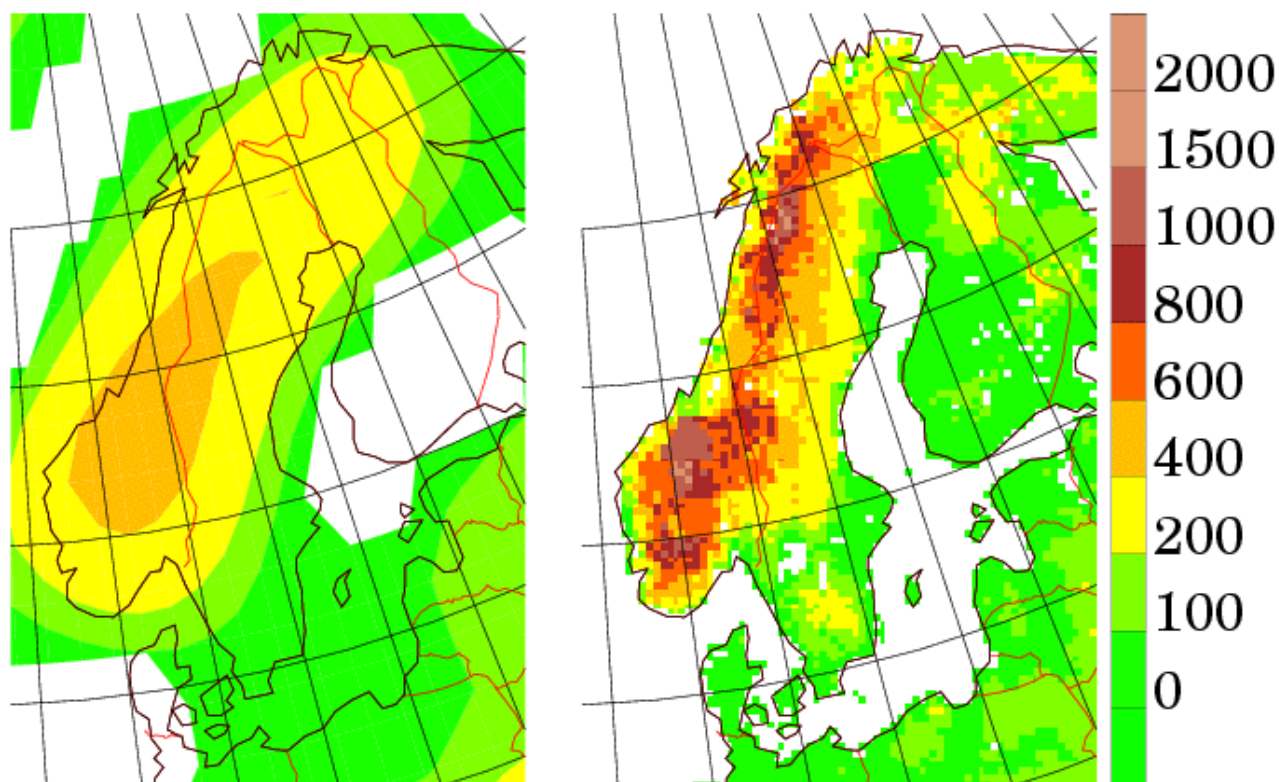


## Drivhuseffekten og regionale klimaændringer



Ole Bøssing Christensen  
*Danmarks Meteorologiske Institut  
og Danmarks Klimacenter*

**Rapport 00-2**

## **Drivhuseffekten og regionale klimaændringer**

Danmarks Klimacenter, Rapport 00-2

Redaktion: Anne Mette Jørgensen

ISSN: 1398-490-X

ISSN: 1399-1957 (Online)

ISBN: 87-7478-410-2

© Danmarks Meteorologiske Institut, 2000

Danmarks Meteorologiske Institut

Lyngbyvej 100

2100 København Ø

Telefon: 3915 7500

Telefax: 3927 1080

[www.dmi.dk](http://www.dmi.dk)

# Drivhuseffekten og regionale klimaændringer

Ole Bøssing Christensen  
*Danmarks Meteorologiske Institut  
og Danmarks Klimacenter*

## Resumé

Ved Danmarks Klimacenter/Danmarks Meteorologiske Institut er der i de forløbne år blevet forsket i, hvordan globale klimasimuleringer kan give oplysninger om mulige regionale klimaændringer, primært på grund af den menneskeskabte drivhuseffekt. Denne forskning er bl.a. blevet finansieret af den danske stat gennem Trafikministeriets Trafikpulje, og af det Europæiske Fællesskab gennem 4. Rammeprogram for Forskning og Teknologisk Udvikling. I denne rapport vil der blive givet en generel gennemgang af resultater fra tre forskellige forskningsprojekter af ovennævnte art med det fælles formål at udtrække information om lokale og regionale klimaændringer fra beregninger med globale klimamodeller.

## 1. Indledning

Globale klimamodeller er et vigtigt værktøj til at undersøge klimaændringer forårsaget af f.eks. en forøget koncentration af drivhusgasser eller ændringer af jordens vegetation. Klimamodeller og vejrudsigtsmodeller er store computerprogrammer. På grundlag af fundamentale fysiske ligninger samt en række fysisk baserede tilnærmelser beregnes udviklingen af vejret et stykke tid frem. Dette tidsrum er nogle få dage for vejrudsigtsmodeller og op til flere tusinde år for klimamodeller. Disse modeller beskriver luftmasserne og deres bevægelser som et sæt af tryk, temperaturer, vinde og fugtigheder i fastlagte højdeniveauer og fastlagte gitterpunkter med givne tidsintervaller. Jo mindre afstand mellem gitterpunkter (jo højere opløsning) en model har, jo finere detaljer af både vejrsystemer og jordoverfladens højdekurver vil blive beskrevet.

For vejrudsigter er det af afgørende betydning, at tilstanden af atmosfæren ved begyndelsen af beregningen er beskrevet så realistisk som overhovedet muligt. Derfor arbejdes der hele tiden med at forbedre metoder til at inkludere alle slags observationer på den bedste måde, når denne begyndelsestilstand skal bestemmes. Da atmosfæren er et kaotisk system, kan det kun lade sig gøre at beregne vejrudsigter en uges tid eller to ud i fremtiden.

For klimamodeller er begyndelsestilstanden af atmosfæren stort set uden betydning. En vejrudsigt forsøger at sige, hvornår vejret er på en bestemt måde. Klimamodeller forsøger at besvare nogle andre spørgsmål, nemlig hvor tit bestemte vejrtyper, temperaturer osv. forekommer. Målet er ikke at forudsige vejret på en bestemt dato langt ude i fremtiden; det er at besvare spørgsmålet, hvor tit forskellige vejrtyper forekommer. Derfor skal klimamodelberegninger, også kaldet eksperimenter, dække meget lange perioder, så den statistiske usikkerhed på de beregnede hyppigheder bliver lille. I bl.a. beregninger af effekter af en forøget mængde drivhusgasser i atmosfæren, anvendes koblede modeller, hvor også oceanerne og deres vekselvirkning med atmosfæren beskrives. En oceanmodel fungerer omtrent på samme måde som en atmosfærisk model, og disse to modeller påvirker hinanden gennem vindens træk på vandet, havoverfladetemperatur, nedbør, fordampning og lignende. Da havstrømme har meget lange tidsskalaer, er begyndelsestilstanden af oceanerne af en vis betydning for klimamodeller.

Resultater fra klimamodeller er vigtige for mange forskellige former for konsekvensberegninger, ikke bare relateret til drivhuseffekten, men også til forskellige former for vegetationsændringer og andre menneskeskabte og naturlige påvirkninger af klimasystemet. Konsekvensmodeller vil normalt skulle bruge lokale ændringer i vejrstatistikken, som f.eks. daglige temperaturekstremere eller nedbørsfordelinger som inddata.

Det er imidlertid problematisk at bruge de direkte resultater af globale klimamodeller til konsekvensberegninger på grund af disse modellers grove geografiske opløsning. Da globale klimaberegninger kræver en meget stor computerindsats, kan klimaberegninger kun udføres med en begrænset rumlig opløsning og med meget store moderne computere, som findes ret få steder i verden.

For at opnå oplysninger om mulige ændringer i det lokale klima, må resultater fra globale koblede atmosfære-ocean klimaberegninger efterbehandles. Der eksisterer forskellige nedskaleringsteknikker, hvormed oplysninger fra de globale modeller kan udnyttes til at skaffe viden om lokalt klima og lokale klimaændringer.

Tre typer af nedskalering af resultater fra globale lavtopløste atmosfære-oceanmodeller (Ocean-Atmosphere General Circulation Models, OAGCM'er) er alle blevet benyttet på DMI/DKC i de seneste år.

- Der er udført tidsudsnitsberegninger med en global atmosfærisk klimamodel med detaljeret opløsning (såkaldt T106, svarende til ca. 125 km mellem gitterpunkterne), hvor havtemperaturer er taget fra en OAGCM simulering udført med modellen ECHAM4/OPYC (Roeckner *et al.*, 1996) fra Max-Planck Institutet (MPI) i Hamburg med godt 300 km opløsning (May, 1999). Alle simuleringer beskrevet her benytter IPCC's IS92a scenario (Houghton *et al.*, 1996) for CO<sub>2</sub> udslip.
- I dynamisk nedskalering benyttes en regional klimamodel (Regional Climate Model, RCM, også kaldet Limited-Area Model, LAM), der dækker et relevant

område i en høj opløsning. Dynamisk nedskalering er en teknik, der er dyr i computertid, men til gengæld giver en direkte og fysisk baseret beregning af klimavariabel i høj opløsning. Den regionale models tilstand på områdets rand bestemmes af en model med lavere opløsning, f.eks. en OAGCM eller af data baseret på observationer. Denne fremgangsmåde svarer til benyttelsen af regionale modeller i vejrforudsigelser, som ved bl.a. DMI. I samarbejde med MPI er der udført en to-trinsberegning; et område dækkende Europa og en del af Atlanterhavet med 55 km opløsning er blevet drevet med randbetingelser fra ovennævnte ECHAM4/OPYC beregning (Christensen *et al.*, 1998). Resultater fra denne beregning er igen blevet brugt som randbetingelser til en beregning med en endnu finere opløsning, 19 km, over Skandinavien. Der er blevet udført en 10 års simulering med det nuværende atmosfæriske indhold af drivhusgasser og en tilsvarende simulering med omkring en tredobling af denne koncentration.

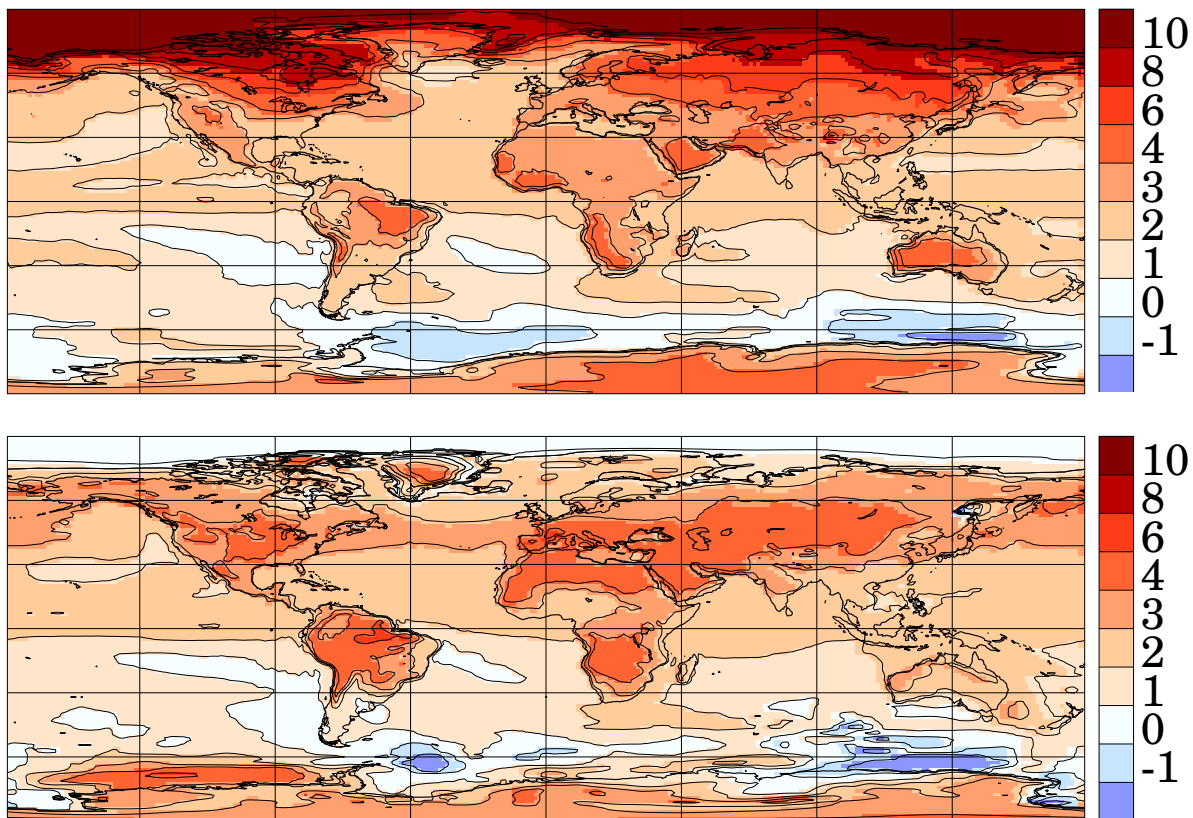
- Der er endelig udført statistisk nedskalering. Denne teknik udnytter, at en lokal klimavariabel, som f.eks. temperaturen ved en bestemt målestation, normalt er ret godt bestemt ud fra atmosfæriske strømninger, der har en stor udstrækning og derfor er beskrevet godt i en grovmasket OAGCM.

Beregningsmæssigt er statistisk nedskalering meget billigere end dynamisk. Desværre har statistisk nedskalering visse ulemper, da den ikke er baseret på fysiske love (se afsnit 4).

I det følgende vil resultater fra alle disse tre forskningsprojekter blive gennemgået.

## 2. Globale tidsudsnitseksperimenter

Danmarks Klimacenter ved DMI har udført simuleringer af klimaændringer med den globale model ECHAM4 i 125 km opløsning. Denne simulering er blandt de første i verden med så detaljeret opløsning, der samtidig dækker hele  $2 \times 30$  år. Beregningerne er udført med væsentligt flere horisontale gitterpunkter end de ca. 300 km, der normalt benyttes i klimamodeller. Simuleringerne indeholder derfor også detaljer og ekstremer på relativt lille geografisk skala, som ellers ikke ses i globale klimamodeller. Der er tale om såkaldte tidsudsnitseksperimenter, hvor modellen simulerer to 30-års perioder. Der er i begge perioder benyttet oceanbetingelser (havtemperaturer og havisudbredelse) fra en simulering med en relativt grovmasket model (ECHAM4(T42)/OPYC), der beskriver atmosfære, oceaner og havis. I denne første koblede simulering blev mængden af drivhusgasser gradvist øget fra koncentrationen i før-industriell tid til år 1990 som observeret og derefter ifølge et scenario (IS92a, se Houghton *et al.* (1996)) for fremtidige udslip af  $\text{CO}_2$ . Den første periode i den detaljerede simulering svarer til det nuværende klima omkring 1990. Det andet tidsudsnitseksperiment er konstrueret, så strålingsforcingen relativt til kontrolberegningen svarer til forskellen mellem før-industriell tid og år 2075.



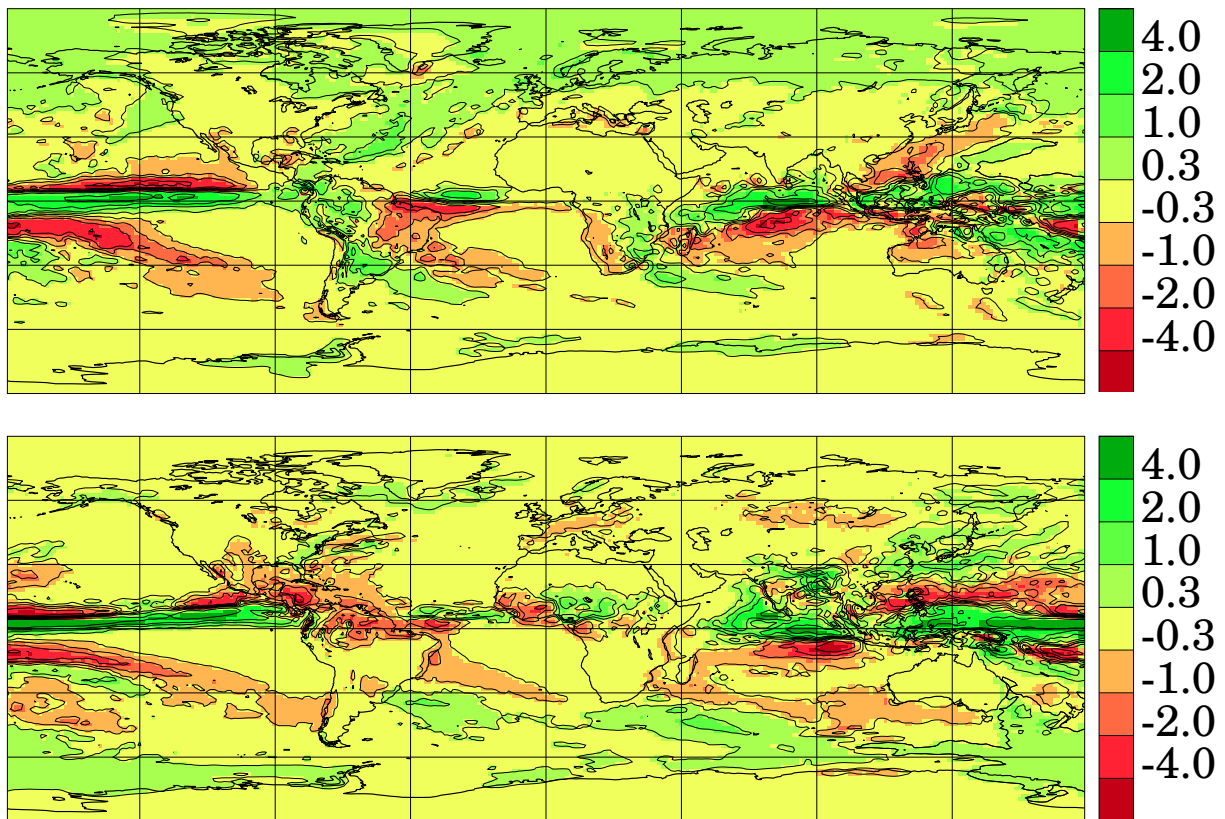
Figur 1: Forskel i simuleret temperatur (°C) mellem det drivhusopvarmede klima omkring 2075 og det nuværende klima. Figuren viser forskelle i lufttemperatur nær ved overfladen i december, januar og februar (øverst) og i juni, juli og august (nederst). Figuren er baseret på 30 års tidsudsnit-beregninger udført ved Danmarks Klimacenter med modellen ECHAM4(T106).

Der er brugt de samme varierende koncentrationer af drivhusgasser i de detaljerede beregninger som i den mere grove koblede, der "leverer" oceanbetingelserne.

Det ses i fig. 1, at der især om vinteren er store temperaturstigninger i det arktiske område. Dette hænger bl.a. sammen med en smeltning af havisen om sommeren og med, at vinterhavisen først etableres ud på vinteren i det simulerede varmere klima. Når is og sne forsvinder, vil jordoverfladen reflektere mindre sollys tilbage til atmosfæren og dermed blive yderligere opvarmet; denne selvforstærkende mekanisme er tydelig at se i langt de fleste klimaændringsberegninger. Der ses også betydelige temperaturstigninger over Canada og Sibirien. Både sommer og vinter ses flere områder med store stigninger over land — bl.a. i Brasilien. Dette hænger især sammen med en udtørring af jordoverfladen i det varmere klima.

Temperaturstigningerne er relativt små over åbent hav på grund af havets store varmekapacitet.

Også nedbøren, som er vist i fig. 2, udviser væsentlige forandringer ifølge simuleringerne. Der er således en generel tendens til forøget nedbør på høje breddegrader



Figur 2: Forskel i simuleret nedbør mellem 2075 og 1990 (mm/dag) i december, januar og februar (øverst) og i juni, juli og august (nederst). Figuren er baseret på 30 års tidsudsnitberegninger udført ved Danmarks Klimacenter med modellen ECHAM4(T106).

der og en tilsvarende aftagende nedbør i dele af subtropenerne. I tropenerne ses både fald og stigninger.

#### *a. Stormaktivitet over Nordatlanten*

De ovenfor omtalte tidsudsnit-beregninger viser, at områderne med kraftig stormaktivitet over det nordlige Atlanterhav rykker lidt mod øst i forbindelse med forøget drivhuseffekt. Det betyder, at vi blandt andet i Danmark og nordøst herfor kan forvente en vis stigning i hyppigheden og styrken af storme i løbet af de næste 50 år. Der vises i fig. 3 en indikation af dette. Størrelsen, der plottes, er variabiliteten af 500 hPa fladens højde på tidsskalaer karakteristiske for lavtryk (2-6 dage). Et højt tal viser, at der har været kraftig lavtryksaktivitet i den relevante periode. Figuren viser for vinterperioden: Den observerede størrelse; klimamodellens bud på det nuværende klima; dens bud på klimaet omkring 2075; klimaændringssignalet, altså forskellen mellem de to forrige størrelser. Signalet viser, at de baner, som lavtryk følger, vil nå længere østpå i fremtiden, end de normalt gør nu.

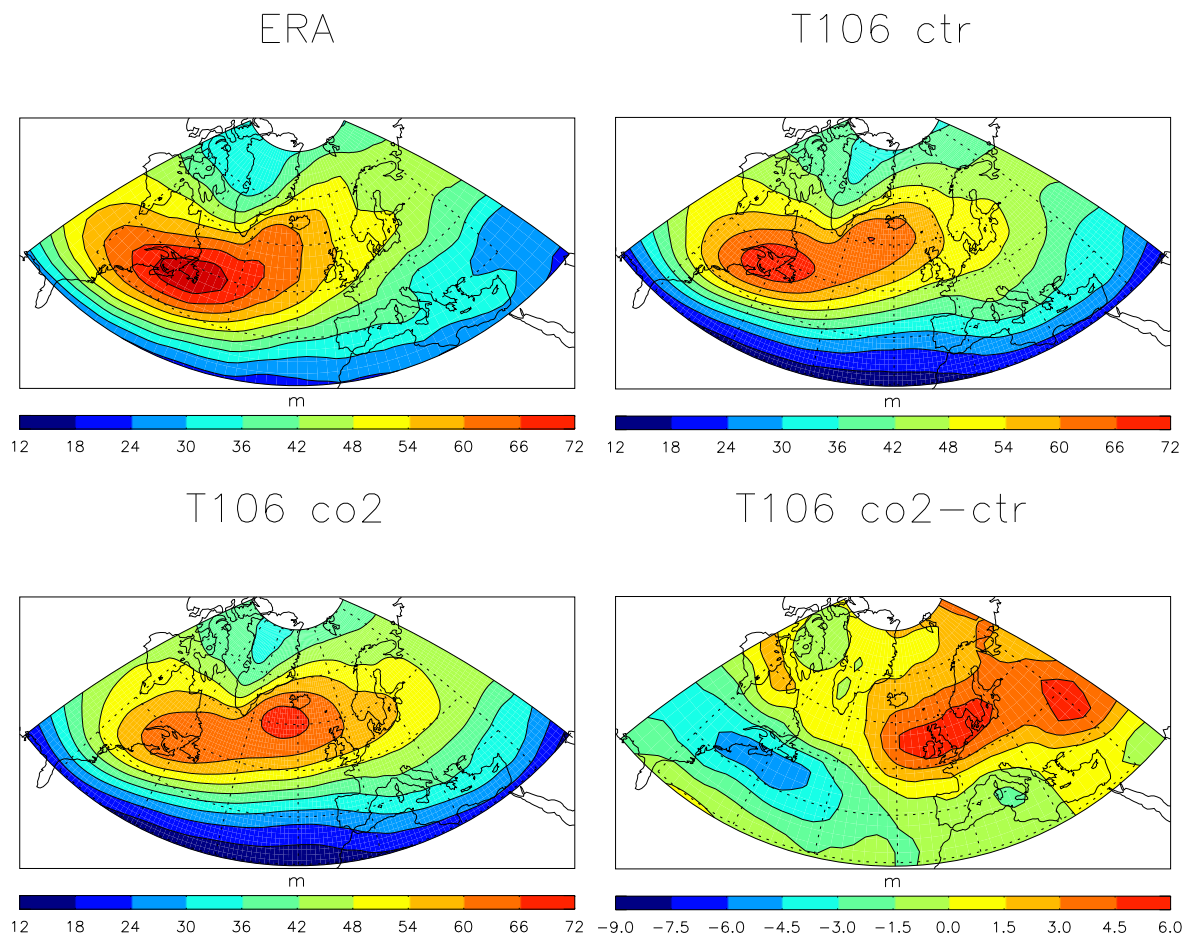
Denne konklusion har til dels været opnået tidligere ved eksperimenter på andre klimacentre i verden. Ulempen ved disse lidt ældre beregninger er dog, at de er udført med en grov detaljeringsgrad, der ikke tillader beskrivelse af stærke storme med lille geografisk udstrækning. De nye beregninger fra Danmarks Klimacenter lider kun i ringe grad under denne begrænsning. Beregningerne og betydningen for bølge og stormflodsaktivitet bliver analyseret nærmere i disse år i forbindelse med et EU-finansieret europæisk forskningsprojekt STOWASUS-2100.

### **3. Dynamisk nedskalering med en regional klimamodel**

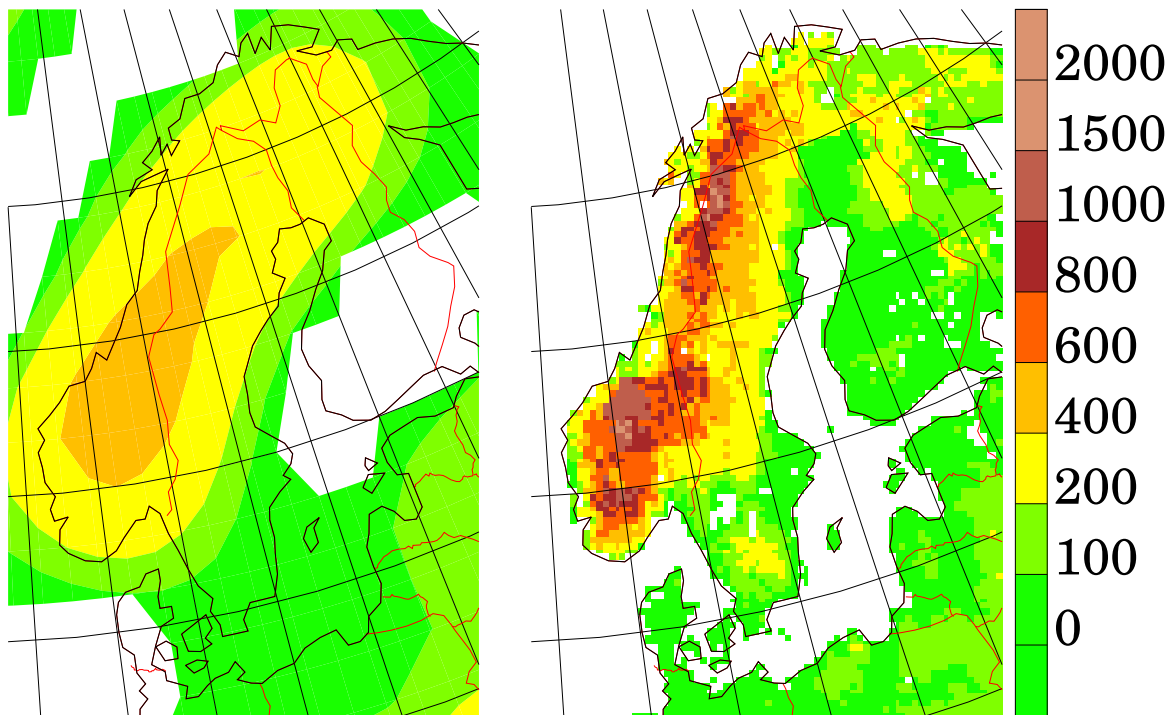
I forbindelse med et internationalt samarbejdsprojekt og med støtte fra den danske trafikpulje er der udført detaljerede simuleringer af klimaændringer i Skandinavien med den regionale klimamodel HIRHAM4 (Christensen *et al.*, 1998; Christensen *et al.*, 1996). Denne model er udviklet ved DMI/Danmarks Klimacenter i samarbejde med Max-Planck-Instituttet i Hamburg. Beregningerne er udført med betydeligt flere horisontale gitterpunkter, end der kan benyttes i globale klimamodeller for et område, der dækker hele Skandinavien. Afstanden mellem beregningspunkterne er omkring 19 km. Disse simuleringer er beskrevet nærmere i Christensen *et al.* (1998) og Machenhauer *et al.* (1998). Simuleringerne indeholder derfor også detaljer på meget lille geografisk skala, der ikke engang anes i den koblede OAGCM-simulering, jvf. højdekort for de to forskellige beregninger i fig. 4. Da der midles over meget mindre arealer, vil ekstremværdier blive beskrevet meget bedre i den detaljerede model.

Der er tale om såkaldte tidsudsnitseksperimenter, hvor to simuleringer på hver 10 år er blevet udført. Der er i begge perioder benyttet atmosfæriske randværdier og oceanbetingelser (havtemperaturer og havisudbredelse) fra den før omtalte simulering med den relativt grovmaskede koblede model (ECHAM4/OPYC).





**Figur 3:** Fordelingen af stormaktivitet om vinteren, målt som båndpasfiltreret standardafvigelse af 500 hPa fladens højde i meter. Værdien er høj, hvis der på en tidsskala af nogle dage har været en stærk variation af denne højde svarende til passager af kraftige lavtryk. Blå farver indikerer relativt svag stormaktivitet og orange stærk aktivitet. Øverst til venstre ses den observerede stormaktivitet; øverst til højre resultatet af kontrolkørslen med ECHAM(T106); nederst til venstre resultatet af scenariet svarende til år 2075; nederst til højre ses forskellen mellem 2075 og kontrol. Bemærk, at den sidste delfigur benytter en anden farveskala.



Figur 4: Højdekort for to forskellige klimamodeller. Venstre: Den grove GCM ECHAM4(T42). Højre: Den regionale klimamodel HIRHAM4 med 19 km opløsning.

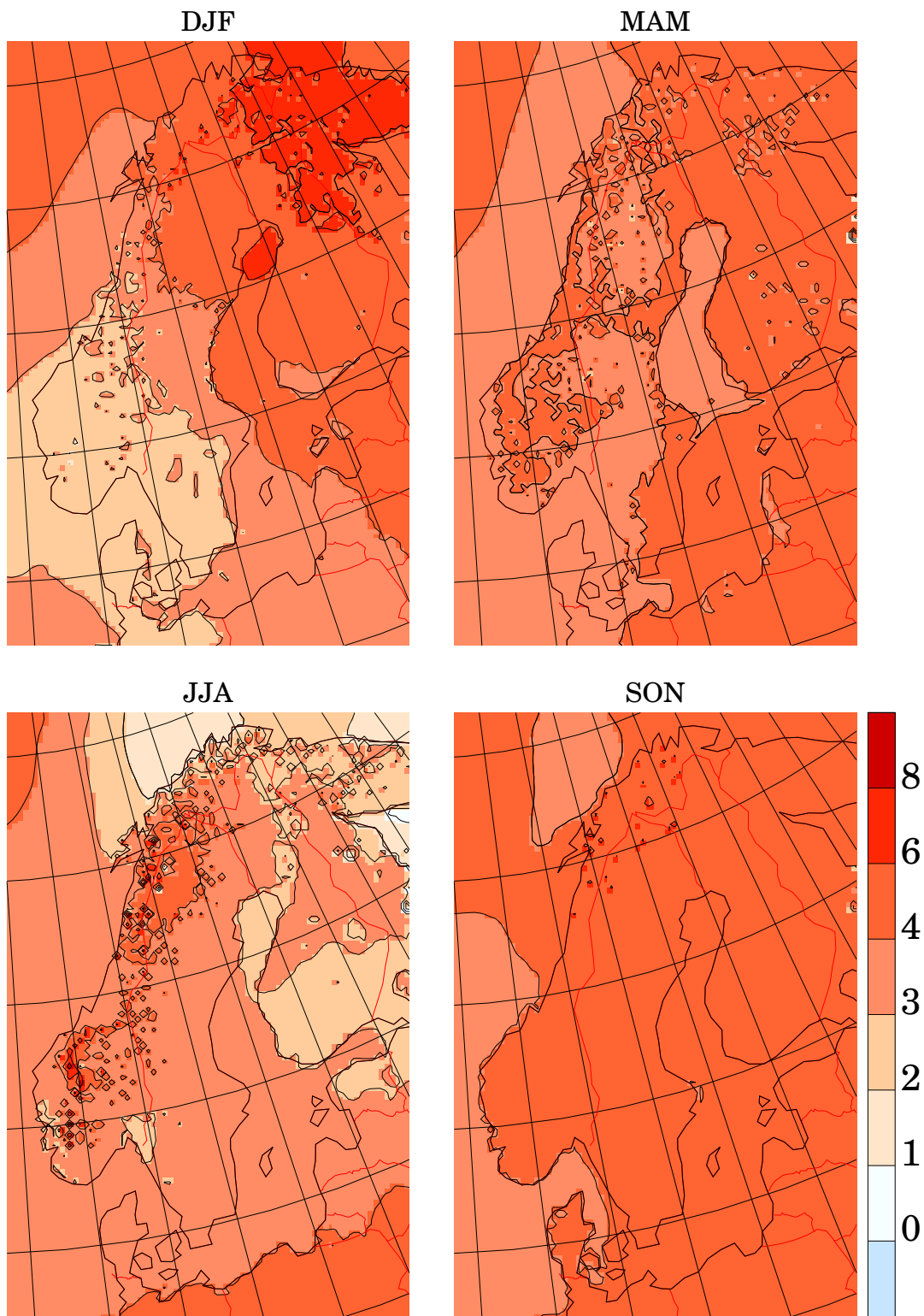
Den første 10-årsperiode i den detaljerede simulering svarer til det nuværende klima omkring 1990, og den anden svarer til år 2075. Der er selvfølgelig brugt de samme varierende koncentrationer af drivhusgasser i den detaljerede beregning som i den grove koblede modelberegning, der leverer oceanbetingelserne.

Der ses i almindelighed en opvarmning på omkring 4 grader. Denne ændring er ret jævnt fordelt over området. Den højere detaljegrad i den regionale simulering påvirker kun temperaturændringerne lidt; de er stadig ret ens over hele området.

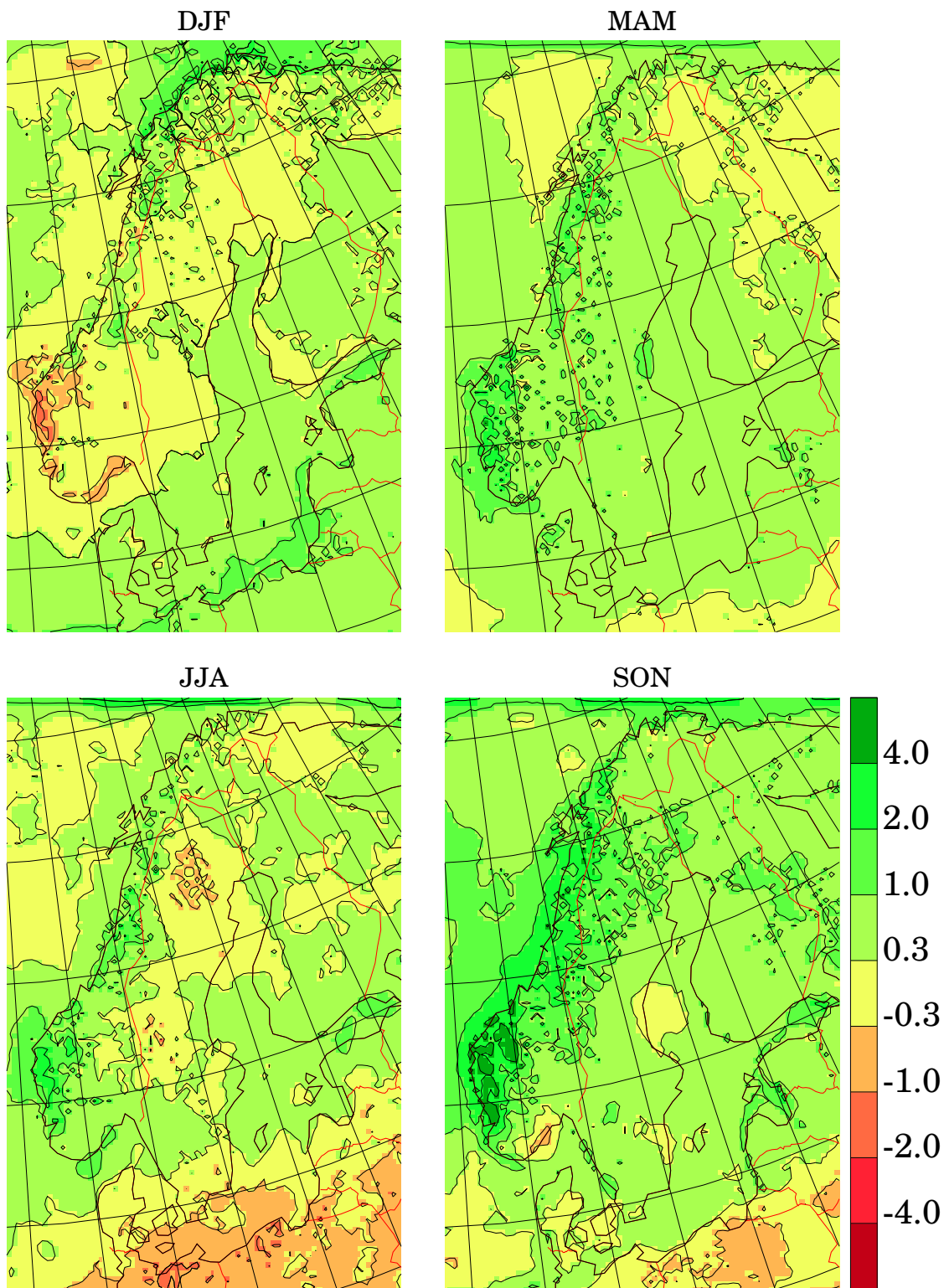
Opvarmningen er kraftigst om vinteren og om natten. Den gennemsnitlige daglige temperaturforskel bliver mindre med den forøgede drivhuseffekt, især om vinteren.

Men betragtes derimod forskellige parametre i vandbalancen, er der tydelige forbedringer. I GCM modellerne er de norske fjelde næsten ikke synlige (se højdekurverne i fig. 4). Derfor regner det i de grovere modeller ikke nær nok i fjeldområderne i Norge, ligesom for meget nedbør falder på den anden side af fjeldene, således også over Danmark.

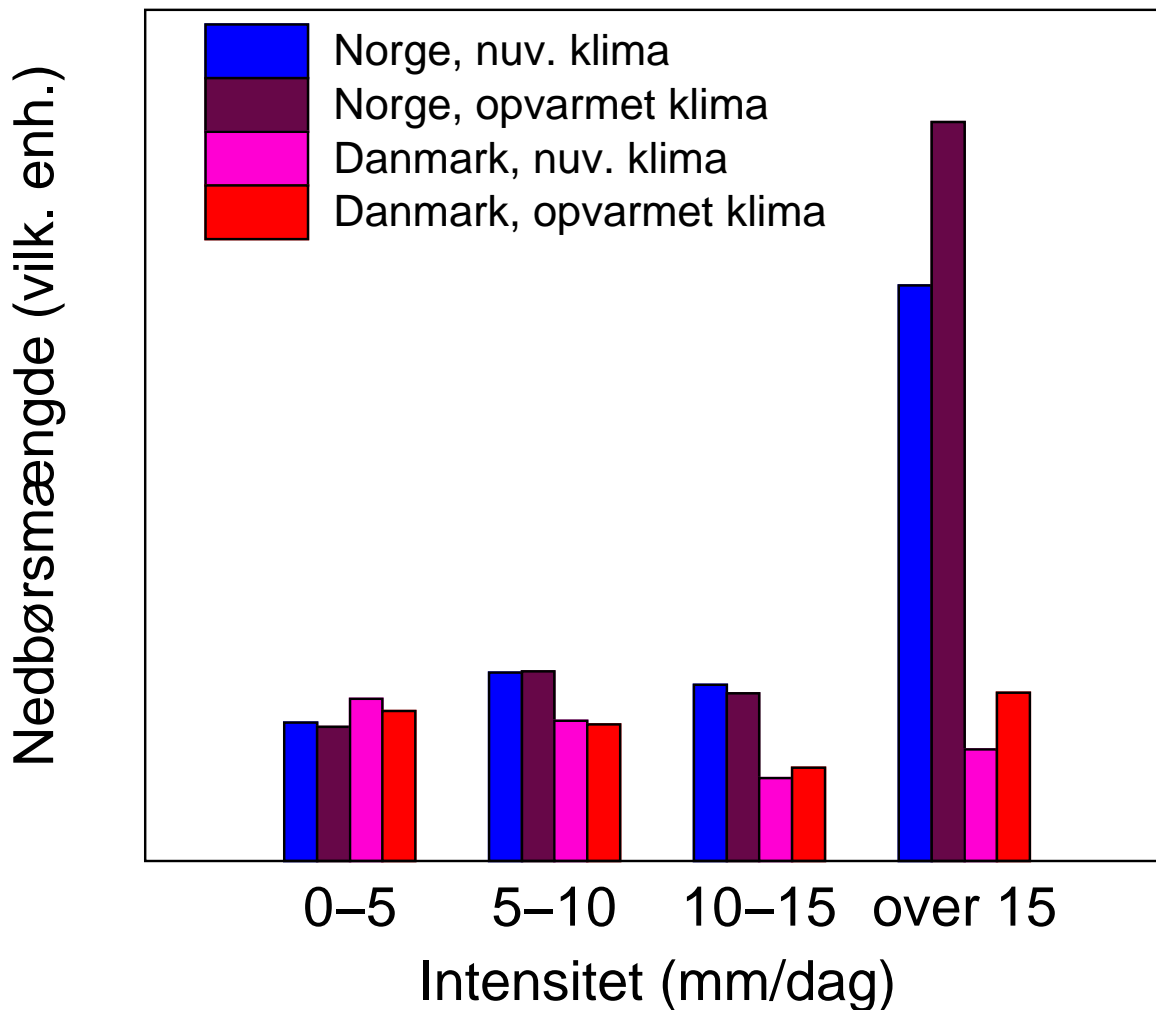
På fig. 6 vises forskellen i nedbør mellem de to perioder fordelt på de fire årstider. Det fremgår, at der sker en generel forøgelse af nedbørsmængden på alle årstider, dog med en lille tendens til noget tørrere somre i den sydøstlige del af regionen. Det ses endvidere at den kraftigste ændring forekommer om efteråret over det vestlige Norge. Nedbørsforøgelsen er en del større vest for de skandinaviske



Figur 5: Forskel i simuleret lufttemperatur ved jordoverfladen (grader Celsius) mellem klimaet omkring 2075 og klimaet i dag. Fra venstre mod højre: Vinter, forår, sommer og efterår. Figuren er baseret på 10 års tidsudsnitsberegninger udført ved Danmarks Klimacenter med modellen HIRHAM4.



Figur 6: Forskel i simuleret nedbør (mm/dag) mellem klimaet omkring 2075 og klimaet i dag. Fra venstre mod højre: Vinter, forår, sommer og efterår. Figuren er baseret på 10 års tidsudsnitsberegninger udført ved Danmarks Klimacenter med modellen HIRHAM4.

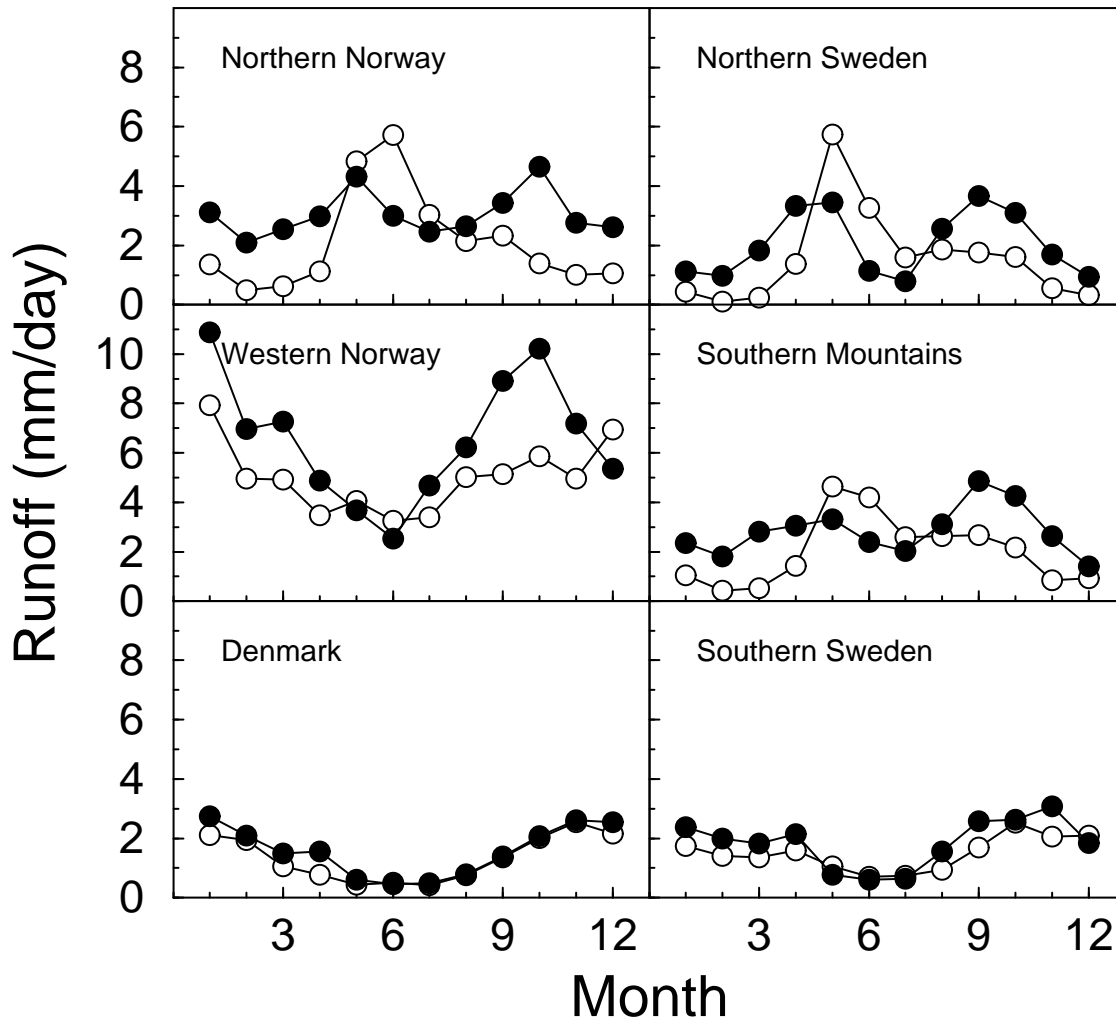


Figur 7: Beregnet samlet nedbør fordelt på daglige intensiteter (mm/dag). De fire slags blokke står for: Norge, nuværende klima; Norge, 2075; Danmark, nuværende klima; Danmark, 2075. Den lodrette skala er vilkårlig.

bjerge end øst for disse. Dette hænger sammen med, at vejret i scenariet i højere grad end i kontrolberegningen er karakteriseret ved vestlig strømning, altså kraftigere vestenvinde, der giver mere nedbør i Vestnorge. Læeffekten af bjergene er mere udtalt i det fremtidige klima, hvorfor der er en ret svag nedbørsforøgelse øst for disse.

Det bemærkes at de simulerede ændringer alle er relativt små sammenlignet med normalnedbøren. Resultaterne er i grove træk i overensstemmelse med, hvad de grovere globale simuleringer viser. De 10 år er dog desværre i underkanten til at give en tilstrækkeligt lille statistisk usikkerhed på den beregnede ændring i nedbøren.

En nærmere analyse af de simulerede nedbørsforhold viser, at ændringerne ud over at gå i retning af et noget vådere klima, samtidig betyder en tendens til hyp-



Figur 8: Afstrømning i mm/dag fordelt på delområder af Danmark-Sverige-Norge. Hvide cirkler er det nuværende klima, sorte cirkler er for år 2075.

pigere forekomst af kraftig nedbør. Dette illustreres på fig. 7, hvor nedbøren er klassificeret efter intensiteten af regnvejret/snefaldet. Denne intensitet er beregnet på basis af den samlede nedbør på den pågældende dag. Bemærk, at søjlernes højde svarer til nedbørsmængden og ikke til antallet af dage med den respektive nedbørsintensitet. Med andre ord vil det ikke regne hyppigere i fremtidsscenarioet, men der vil falde mere regn, når først det regner. Dette resultat peger i samme retning som resultaterne fra afsnit 2, at der kan forekomme hyppigere storme med kraftig nedbør som resultat af den menneskeskabte drivhuseffekt. Antallet af dage med intens nedbør vokser mest om efteråret. Resultatet er fælles for flere regionale klimaberegninger udført i de Nordiske lande.

Der er en kraftig samlet effekt af opvarmningen og den forøgede nedbør på afstrømningen, dvs. den mængde vand, der løber i floder og elve. En beskrivelse af afstrømningen kan kun foretages, hvis den benyttede model har en tilstrækkelig detaljeret opløsning til at kunne give en realistisk simulering af topografi og dermed af snedække og sneafsmeltning. Den her benyttede opløsning på 19 km er



betydeligt bedre end GCM-opløsninger og reproducerer observationer af den årlige gang rimeligt.

På fig. 8 ses den årlige udvikling af denne størrelse fordelt over seks delområder i Skandinavien. Især i det nordlige Skandinavien ændrer den årlige gang sig. I dag er der ét maksimum om foråret, når sneen i bjergene smelter. I 2075 er dette maksimum svækket pga. mindre sne i bjergene, og det ligger tidligere. Samtidig er der kommet et nyt maksimum, der skyldes forøget nedbør om efteråret og en senere frost.

Den generelle opvarmning, som forårsages af den øgede drivhuseffekt øger således temperaturen og til dels også nedbøren. Simuleringen viser, at der bliver væsentligt mindre sne om vinteren over hele Skandinavien, men især i de norske og svenske fjelde. Dette giver en forskubbelse af hele det årlige mønster for vandets kredsløb over den Skandinaviske Halvø, idet tøbruddet om foråret helt ændrer karakter. Som en følge af den mindre mængde af oplagret sne om vinteren og den generelle opvarmning, foregår forårstøbruddet tidligere. Vandmængden, der frigives, er væsentligt mindre. Til gengæld medfører den øgede nedbør om efteråret, at vandmængden i floder og elve øges på den årstid.

#### **4. Statistisk nedskalering**

Statistisk nedskalering (Kaas and Frich, 1995; Kaas *et al.*, 1996) baseres på en statistisk analyse, hvor sammenhænge mellem observeret atmosfærisk strømning på stor skala (prediktorer) og lokalt observerede klimaparametre (prediktander) først bestemmes i en "træningsperiode" på typisk 30 år eller mere. Dernæst benyttes de fundne sammenhænge til at omsætte den atmosfæriske strømning i globale klimamodeller til lokale parametre.

En vigtig ulempe ved statistisk nedskalering er det problematiske i at anvende statistiske relationer, baseret på observationer i det nuværende klima, direkte i et scenario. De fysiske principper, der styrer en dynamisk klimamodel, anses for at være almene; det er derimod ikke sikkert, at en statistisk sammenhæng mellem strømmingen på stor skala og en lokal måling er så almen, at en anvendelse på et forandret klima giver mening. En anden ulempe er, at målinger i enkelte punkter varierer mere end middelværdier over et areal. Dermed kan det give problemer, at prediktorerne er forholdsvis støjfyldte størrelser.

I et arbejde på DMI er observationer fra perioden 1961-1987 blevet benyttet som udgangspunkt for statistisk nedskalering. Nedskaleringen er blevet benyttet til at omsætte den atmosfæriske strømning på stor skala i ECHAM4/OPYC kontrol- og scenariokørslerne til lokale klimaændringer i fremtiden. Som prediktorer er blevet benyttet månedsgennemsnit af tryk og temperatur op til ca. 5 km højde i et område på godt 1000 × 1000 km omkring prediktandens placering. De forudsagte størrelser er lokale værdier af 2-meter temperatur og nedbør.

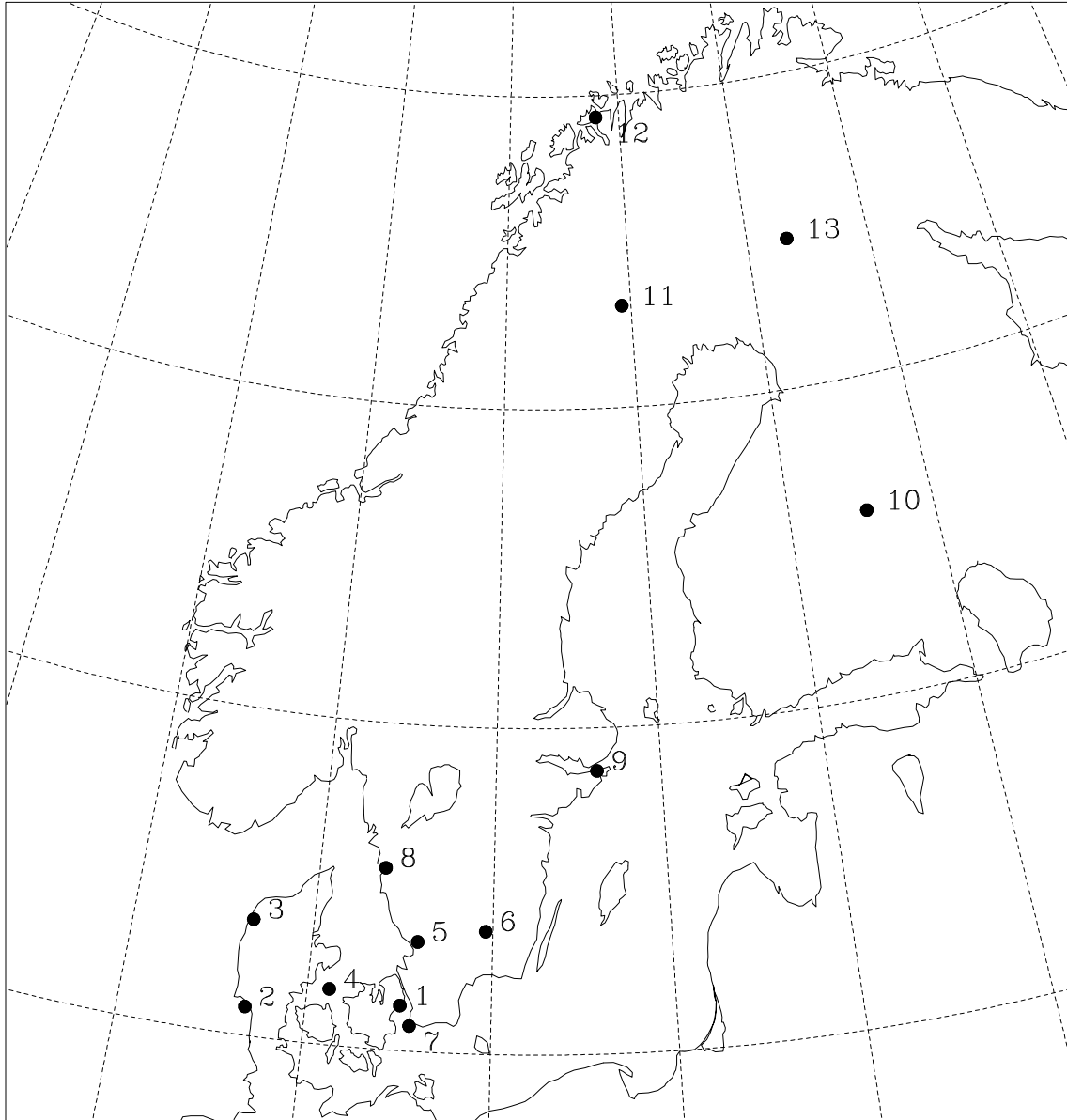
Resultater for en række målestationer vises i tabel 1 sammen med værdier fra den dynamiske nedskalering for gitterpunkter tæt ved stationerne. Placeringen af stationerne er vist i fig. 9. Der er overensstemmelse mellem de to metoder i de grove træk: Opvarmningen er kraftigst nordpå og om vinteren og efteråret. Nedbøren øges mest om efteråret og kan blive mindsket om sommeren. Kigges der derimod på regionale mønstre, er der stor forskel mellem metoderne. Denne divergens kan hænge sammen med, at havtemperaturer ikke indgår som prediktorfelt i den statistiske nedskalering.

Station	Temperatur (°C)					Nedbør (mm/dag)				
	DJF	MAM	JJA	SON	År	DJF	MAM	JJA	SON	År
1 København	3.2	3.0	2.9	3.2	3.1	0.30	0.15	-0.27	0.45	0.16
2 Nordby	3.6	2.5	2.4	3.4	3.0	0.26	0.02	-0.23	0.41	0.12
3 Vestervig	3.4	2.4	2.0	3.5	2.8	0.02	0.22	0.08	0.50	0.20
4 Tranebjerg	3.1	2.7	2.3	3.0	2.8	0.37	0.07	-0.08	0.28	0.16
5 Halmstad	3.3	3.4	3.3	4.0	3.5	0.10	0.16	-0.08	0.82	0.25
6 Växjö	3.7	3.7	3.4	3.9	3.7	0.24	0.33	-0.25	0.65	0.24
7 Falsterbo	3.2	2.8	2.5	3.2	2.9	0.40	0.06	-0.02	0.39	0.21
8 Göteborg	4.1	2.9	2.6	4.1	3.4	0.39	0.01	-0.31	0.86	0.24
9 Stockholm	4.9	3.2	2.9	4.2	3.8	0.28	0.20	0.21	0.74	0.36
10 Kuopio	7.4	3.9	3.3	5.5	5.0	0.66	0.39	0.45	0.61	0.57
11 Jokkmokk	6.3	4.6	2.9	5.5	4.8	0.49	0.39	1.57	1.01	0.86
12 Tromsø	3.2	3.3	2.3	3.6	3.1	0.38	0.23	0.53	0.35	0.37
13 Sodankylä	7.6	5.3	3.5	6.7	5.8	0.46	0.29	0.45	1.07	0.57
1 København	2.8	3.9	3.6	4.2	3.6	0.47	0.67	-0.08	0.05	0.28
2 Nordby	2.5	3.7	3.3	4.1	3.4	0.75	0.72	-0.13	0.42	0.44
3 Vestervig	2.6	3.5	3.1	4.1	3.3	0.22	0.91	0.09	0.37	0.40
4 Tranebjerg	2.8	3.9	3.6	4.1	3.6	0.37	0.56	-0.21	0.21	0.23
5 Halmstad	2.6	3.8	3.1	4.4	3.5	0.92	0.87	0.20	1.32	0.83
6 Växjö	2.9	4.1	3.3	4.5	3.7	0.70	0.58	-0.12	0.53	0.42
7 Falsterbo	2.5	4.0	3.5	4.3	3.6	0.43	0.60	-0.22	0.38	0.30
8 Göteborg	2.4	3.8	3.1	4.4	3.4	0.39	0.96	0.59	0.58	0.63
9 Stockholm	3.3	4.2	3.3	4.4	3.8	0.33	0.54	0.45	0.62	0.49
10 Kuopio	4.9	4.6	2.9	5.1	4.4	0.56	0.26	0.43	0.92	0.54
11 Jokkmokk	4.8	3.7	4.5	5.4	4.6	0.32	0.77	-0.63	1.44	0.48
12 Tromsø	4.3	4.0	4.9	5.1	4.6	1.02	0.64	1.16	2.46	1.32
13 Sodankylä	6.0	4.1	3.1	5.4	4.7	0.03	0.11	0.30	0.72	0.29

Tabel 1: Temperatur- og nedbørsændringer beregnet ud fra ændringer i den atmosfæriske strømning med statistisk nedskalering (øverst), henholdsvis med dynamisk nedskalering med HIRHAM (nederst). Vinter, forår, sommer, efterår samt årsmiddel for temperatur hhv. nedbør.

Også forskellige strålingsparametre og information om den lokale fugtighed i den nedre atmosfære er mulige yderligere prediktorfelter. I den normale brug af statistisk nedskalering, hvor træningen foregår med observationelle sammen-





Figur 9: Placering af stationerne i tabel 1.

hænge, er det imidlertid kun muligt at benytte prediktorfelter, som er blevet målt nøjagtigt i en længere årrække, og det er f.eks. de relevante strålingsparametre ikke.

## 5. Diskussion og konklusion

De beregnede klimaændringer vist her ser ret voldsomme ud sammenlignet med andre offentliggjorte globale beregninger (Houghton *et al.*, 1996). I den forbindelse er det vigtigt at huske på, at tidsperioden omkring 2075 ligger senere end de fleste globale modelberegninger. Der er på dette tidspunkt med det benyttede udslipsscenario (Houghton *et al.*, 1996) sket næsten en tredobling af den naturlige atmosfæriske CO<sub>2</sub> koncentration. Endvidere er det væsentligt at bemærke, at det koblede eksperiment, som blev udført i 1996, ikke medregner effekter af samfundets udslip af sulfataerosoler. Disse mikroskopiske partikler, der er en del af den industrielle forurening, virker afkølede på atmosfæren ved at reflektere sollys væk fra jorden. Derfor har de en modsat virkning af den menneskeskabte drivhuseffekt, især i de industrialiserede dele af verden. I modsætning til CO<sub>2</sub> har aerosolerne en ret kort levetid. Derfor breder de sig ikke ud over hele jordens atmosfære, som det er tilfældet med CO<sub>2</sub>. De har en lokalt afkølede virkning i de industrialiserede dele af verden.

Vi har diskuteret tre teknikker til at uddrage data med høj rumlig opløsning fra globale modelkørsler. Hver teknik har fordele og ulemper. Tidsudsnitseksperimenter med en global atmosfærisk klimamodel har en konsistent fysisk beskrivelse af atmosfæren. Selv om de ikke i sig selv kan bruges til at forudsige et klimaændringssignal, kan de på en realistisk måde oplyse om eventuelle ændringer i den atmosfæriske cirkulation på stor skala, samtidig med, at der er en ret detaljeret rumlig opløsning. Der kræves imidlertid store computerressourcer for at udføre sådanne beregninger. En regional klimamodel giver oplysninger på endnu mindre skala, men er bundet af den foreskrevne storskalacirkulation fra den model, der giver randbetingelserne. Lige som den globale model er det lokale klima beskrevet ud fra fundamentale fysiske principper, således at det ikke i sig selv er problematisk at benytte modellen i et forceret klima, f.eks. et klima, hvor en ændret atmosfærisk sammensætning påvirker strålingsbalancen. Statistisk nedskalering er en billig metode, der benytter statistiske sammenhænge udledt fra en træningsperiode, normalt det nuværende klima. Kvaliteten af statistisk nedskalering afhænger af, hvilke felter, der benyttes til forudsigelsen, og hvilke, der forudsiges.

Hvilken af de tre teknikker, der vil være bedst egnet til en given anvendelse afhænger naturligvis af arten af denne. Hvis den relevante klimaændring involverer væsentlige ændringer i strømningen på stor skala, er det nødvendigt med en global klimasimulering; hvis ændringen er lokal, og hvis den involverer mulige ændringer i klimasystemets følsomhed, vil dynamisk nedskalering med en regional klimamodel være en mulighed; hvis den størrelse, der er brug for, er dårligt beskrevet af en klimamodel, eller hvis det relevante felt befinder sig et sted, så selv en middelværdi over en 20 km stor gitterboks ikke giver en god tilnærmelse,

er der mulighed for at benytte statistisk nedskalering.

Der eksisterer nye klimasimuleringer, hvor aerosolernes reduktion af opvarmningen er medregnet på en simplificeret måde. I fremtiden vil der være behov for simuleringer, hvor denne effekt er medregnet fuldt. Der vil endvidere være behov for at benytte nye, reviderede scenarier for fremtidige udslip af drivhusgasser, konstrueret af IPCC for nylig. Klimamodellerne selv bliver bedre og bedre i takt med, at computerne bliver hurtigere og der implementeres mere fuldstændige beregninger af klimasystemets processer. Danmarks Klimacenter deltager i denne forskning og vil i fremtiden både udføre koblede ocean-atmosfære simuleringer med globale modeller samt videreudvikle de nedskaleringsteknikker, der er omtalt i denne rapport<sup>1</sup>.

#### LITTERATUR

- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard, and M. Botzet, 1996: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Scientific Report 96-4, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark.
- Christensen, O. B., J. H. Christensen, B. Machenhauer, and M. Botzet, 1998: Very-high-resolution regional climate simulations over Scandinavia. Present climate. *J. Climate*, **11**, 3204–3229.
- Houghton, J. T., L. G. M. Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (Eds.), 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press.
- Kaas, E., and P. Frich, 1995: Diurnal temperature range and cloud cover in the Nordic countries: observed trends and estimates for the future. *Atmos. Res.*, **37**, 211–228.
- Kaas, E., T.-S. Li, and T. Schmith, 1996: Statistical hindcast of wind climatology in the North Atlantic and North-western European region. *Clim. Res.*, **7**, 97–110.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. H. Christensen, M. Déqué, R. G. Jones, P. M. Ruti, and G. Visconti, 1998: Validation and analysis of present-day climate and climate change climate change simulations over Europe. MPI Report 275, Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- May, W., 1999: A time-slice experiment with the ECHAM4 A-GCM at high resolution: The experimental design and the assessment of climate change as compared to a greenhouse gas experiment with ECHAM4/OPYC at low resolution. Scientific Report 99-2, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark.
- Roeckner, E., J. M. Oberhuber, A. Bacher, M. Christoph, and I. Kirchner, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 737–754.

---

<sup>1</sup>Aktuelle oplysninger kan bl.a. indhentes på DMI's hjemmeside [www.dmi.dk](http://www.dmi.dk)