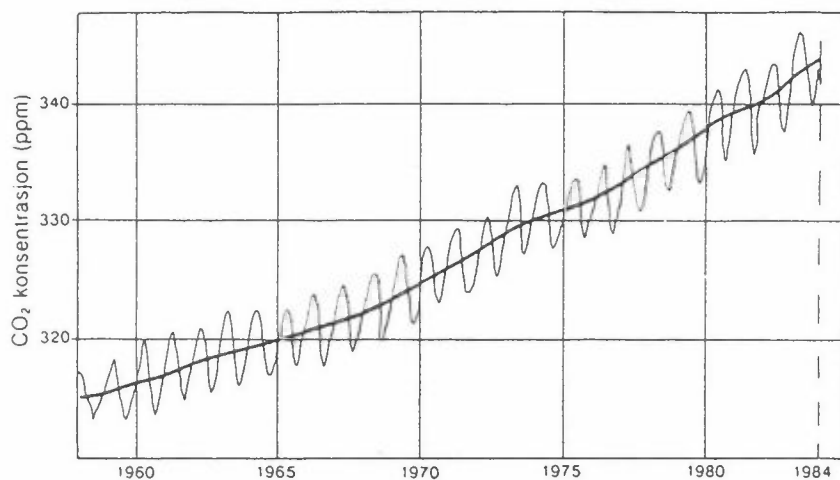


NILU OR : 21/90  
REFERANSE : O-8981  
DATO : APRIL 1990  
ISBN : 82-425-0125-4

# DRIVHUSEFFEKTEN OG KLIMAUTVIKLINGEN

Bidrag til den interdepartementale  
klimautredningen



NILU OR : 21/90  
REFERANSE: O-8981  
DATO : APRIL 1990  
ISBN : 82-425-0125-4

## DRIVHUSEFFEKTEN OG KLIMAUTVIKLINGEN

Bidrag til den interdepartementale klimautredningen

J. Blindheim, Havforskningsinstituttet  
G.O. Braathen (red.), NILU  
H. Dovland, NILU  
J.S. Gray, Universitetet i Oslo  
I. Hanssen-Bauer, Det norske meteorologiske institutt  
Ø. Hov, Universitetet i Bergen  
I. Isaksen, Universitetet i Oslo  
J. Mangerud, Universitetet i Bergen  
M. Mork, Universitetet i Bergen  
K. Pedersen, Universitetet i Oslo

NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING  
POSTBOKS 64, 2001 LILLESTRØM  
NORGE



## FORORD

Denne rapporten er utarbeidet på oppdrag fra Den interdepartementale klimagruppen. Sammen med en rekke andre nasjonale og internasjonale utredninger, vil rapporten være en del av det faglige grunnlaget for klimagruppens videre arbeid. Den endelige rapporten fra Den interdepartementale klimagruppen vil foreligge våren 1991, og denne rapporten vil da bli et vedlegg til hovedrapporten.

Rapporten er en videreføring av "Foreløpig rapport fra NILU og DNMI om drivhuseffekten og klimautviklingen" (NILU OR 79/89) som ble skrevet etter oppdrag fra Miljøverndepartementets klimasekretariat. Formålet med rapporten er å gi en oversikt over status på det klimavitenskapelige området. Med klimavitenskap menes her de grunnleggende naturvitenskapelige fag som beskriver drivhuseffekten og klimautviklingen. Konsekvenser av en eventuell klimaendring på naturmiljø og samfunn er ikke behandlet i denne rapporten.

På grunn av tidsnød under redigeringsarbeidet kan det ha sneket seg inn enkelte unøyaktigheter. Det tas derfor sikte på å utgi en revidert utgave i løpet av høsten 1990. Det vil da også forhåpentligvis bli mulig å få med resultater fra arbeidsgruppe 1 i IPCC (Intergovernmental Panel on Climatic Change).

Mens den forrige rapporten stort sett var kvalitativ i sin beskrivelse av de forskjellige prosesser og mekanismer, er denne rapporten mer kvantitativ i sin fremstillingsform. Dette medfører at en del begreper er beskrevet v.h.a. matematiske formler og ligninger. Lesere med en viss bakgrunn i matematikk vil på denne måten få en adskillig dypere forståelse av de omtalte begreper. Bruken av faguttrykk er forsøkt redusert til et minimum, og der de opptrer er de forklart.

De enkelte kapitler er skrevet av eksperter innen de aktuelle disipliner, og jeg vil med dette få takke dem som har tatt seg tid til å bidra til rapporten til tross for mange andre presserende gjøremål.



Rapporten er à jour med den internasjonale faglitteratur pr. 1/3-1990.

Det er å håpe at rapporten vil bli interessant og nyttig lesning for utredere og beslutningstagere innen forvaltningen og forskningsmiljøene. Det ville også være ønskelig at innholdet kan nå et større publikum, for dermed å øke den grunnleggende kunnskap innen et dagsaktuelt område der mange har meninger og der enkelte av og til uttaler seg på et noe sviktende grunnlag.

Oslo, april 1990

Geir O. Braathen

## SAMMENDRAG

Det levelige klimaet på jorden skyldes atmosfærens innhold av drivhusgasser som vanndamp ( $H_2O$ ) og karbondioksid ( $CO_2$ ). Uten drivhusgasser ville den globale middeltemperaturen vært ca.  $-18^{\circ}C$  i stedet for ca.  $15^{\circ}C$  som vi har i dag. Drivhuseffekten oppstår fordi drivhusgassene slipper gjennom den kortbølgete strålingen fra solen, mens de absorberer den langbølgete varmestrålingen fra jordoverflaten. Solstrålingen som treffer toppen av jordens atmosfære har en intensitet på  $236 W/m^2$  når man midler over hele kloden. Jordoverflaten stråler ut  $391 W/m^2$  i form av langbølget varmestråling. For at jorden skal være i energibalanse må den også stråle ut  $236 W/m^2$  fra toppen av atmosfæren. Dette betyr at differansen,  $391 W/m^2 - 236 W/m^2 = 155 W/m^2$ , blir igjen i atmosfæren. Det er denne størrelsen vi kaller drivhuseffekten.

Utslipp av drivhusgasser som følge av menneskelig aktivitet bidrar til å øke atmosfærens drivhuskapasitet, og det er denne menneskeskapte økningen som vanligvis omtales som drivhuseffekten. De gassene som særlig bidrar til den økte drivhuskapasitet er 1) karbondioksid ( $CO_2$ ) som slippes ut ved forbrenning av fossilt brensel og ved avskoging, 2) metan ( $CH_4$ ) som dannes i forbindelse med husdyrhold, rismarker og bruk av naturgass, 3) klorfluorkarboner (KFK) og haloner som bl.a. brukes i kjøleanlegg, spraybokser og brannslukningsutstyr, 4) troposfærisk ozon ( $O_3$ ) som dannes ved fotokjemiske reaksjoner mellom nitrogenoksider ( $NO_x$ ) og hydrokarboner, og 5) dinitrogenoksid ( $N_2O$ ) som dannes ved mikrobiologisk aktivitet. Vanndamp er også en viktig drivhusgass, og dens drivhuseffekt er faktisk langt større enn for de andre drivhusgassene. Det er imidlertid ikke vanlig å regne vanndamp som en drivhusgass på linje med  $CO_2$  og de andre drivhusgassene da dens konsentrasjon ikke bestemmes direkte av antropogene utslipp. Det er mer korrekt å betrakte atmosfærens innhold av vanndamp som en tilbakekobling ("feedback"). Før den industrielle revolusjon var  $CO_2$ -konsentrasjonen ca. 280 ppm (0,028 %), mens den idag er ca. 350 ppm. Konsentrasjonen øker med ca. 0,4 % pr. år. Også for de andre drivhusgassene er konsentrasjonen økende. De enkelte drivhusgassene har høyst forskjellig evne til å absorbere langbølget (infrarød) stråling, og  $CO_2$  er faktisk den minst "effektive" av drivhusgassene. Dens betydning som drivhusgass skyldes at den finnes og slippes ut i langt større mengder

enn de andre klimagassene. Mye tyder på at vi vil oppleve en global oppvarming på 2-3 °C i løpet av de neste 40-50 år. Av denne temperaturøkningen vil våre utslipp av CO<sub>2</sub> stå for omtrent halvparten, mens klorfluorkarbonene antagelig vil stå for en snau tredjepart. Resten vil skyldes metan, lystgass og ozon.

Med kjennskap til intensiteten av den solstrålingen som treffer jorden, jordens refleksjonsevne og konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren burde det være mulig å beregne den globale middeltemperatur. Det finnes imidlertid en rekke tilbakekoblingsmekanismer som enten kan forsterke eller delvis nøytralisere virkningen av den økte drivhuseffekten som skyldes våre utslipp av klimagasser. Vi har allerede nevnt atmosfærens vanndampinnhold som en slik tilbakekobling. Dette er en såkalt positiv tilbakekobling fordi en økning i temperaturen fører til økt fordampning og dermed mer vanndamp i atmosfæren, noe som igjen fører til en større økning i temperaturen osv. Endringer i jordoverflatens refleksjonsevne og skydekke er andre eksempler. Havet spiller også en viktig rolle i klimasammenheng, bl.a. fordi det har stor varmekapasitet og dermed virker forsinkende på en evt. temperaturøkning. Havet spiller også en viktig rolle som reservoar for CO<sub>2</sub>, som finnes oppløst i havet i store mengder.

Klimaet har i løpet av jordens geologiske historie gjennomgått store endringer. Klimaet i de siste ca. 1 million år er karakterisert av lange istider avbrutt av kortvarige mellomistider. Vi befinner oss for øyeblikket i en slik mellomistid. Den varmeste perioden i løpet av de siste 800 000 år var i siste mellomistid for ca. 125 000 år siden. Den globale middeltemperaturen var da ca. 1°C høyere enn dagens. I vår del av verden var det ca. 2 °C varmere enn nå. Fortidens klima kan til en viss grad gi oss en pekepinn på hvordan forholdene på jorden vil bli under endrede klimaforhold, selv om man ikke alltid kan trekke paralleller mellom årsakene til dagens og fortidens klimaendringer. Kjennskap til fortidens klima vil imidlertid være av stor nytte for å verifisere dagens numeriske klimamodeller.

Analyse av de siste 100 års meteorologiske data viser en økning i global middeltemperatur på ca. 0,5°C fra 1860 og frem til i dag. Det hersker uenighet blant forskerne hvorvidt denne økningen skyldes

naturlige svingninger i klimaet, eller om den er et resultat av den økte mengde av drivhusgasser i atmosfæren. I Norge er klimaet i denne perioden karakterisert av en temperaturøkning frem til 1940-årene, etterfulgt av en avkjøling. Mens den globale middeltemperatur har økt det siste tiåret, har man i Nordvest-Europa opplevd en temperaturnedgang.

Fremtidens klima kan kun forutsies v.h.a. modellberegninger. For å kunne si noe om klima på regional og lokal skala må man benytte såkalte generelle sirkulasjonsmodeller, som er meget omfattende og kompliserte dataprogrammer. Disse modellene har fortsatt en rekke mangler når det gjelder å beskrive prosesser og interaksjoner av betydning for klimautviklingen. Blant annet er skydannelse og varmeutveksling mellom atmosfære og hav ikke godt nok beskrevet. Dessuten er den geografiske oppløsningen, som i beste fall er på 4 x 5 grader, ikke god nok til å beskrive en rekke fenomener. For å komme frem til mer pålitelige resultater er det nødvendig med en bedre beskrivelse av en rekke fysiske prosesser. Biologiske prosesser vil også være av en viss betydning, men på det nåværende utviklingsstadium av disse modellene vil dette antagelig være av underordnet betydning. Det vil også være behov for mer regnekraft enn dagens datamaskiner kan tilby, slik at man kan dele jorden opp i mindre gridceller og integrere med kortere tidsskritt over lengre perioder enn det som er mulig i dag.

Hvis utslippene av drivhusgasser fortsetter slik de har gjort de siste tyve år, regner man med at atmosfæren innen år 2030 vil ha en drivhuskapasitet tilsvarende en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i forhold til ca. 1960. Beregninger foretatt med slike modeller viser at en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm vil medføre en økning i den globale middeltemperatur på fra 1,3 til 4,2°C. Når det gjelder temperaturutviklingen på regional og lokal skala er sprikene betydelig større enn dette. For Norges vedkommende er det beregnet at temperaturøkningen vinterstid (des., jan., feb.) på fastlandet vil bli fra 3 til 16 grader avhengig av beregningsmodell og geografisk posisjon. På Spitsbergen vil temperaturøkningen bli et sted mellom 1 og 18 grader for denne årstiden. Sommertemperaturen (jun., jul., aug.) i Norge vil bli 1-5 grader høyere på fastlandet og 1-4 grader høyere på Spitsbergen, avhengig av beregningsmodell.

De nyeste beregningsresultatene (fra 1988 og 1989) gir en mer moderat temperaturøkning enn hva tilfellet var for noen få år siden. De nye modellene tar bedre hensyn til viktige prosesser, som skydannelse og varmeutveksling mellom atmosfære og hav. De seneste resultatene kan tyde på at vi i Norge kan forvente en temperaturøkning på 3-4<sup>0</sup>C i vintermånedene (desember, januar, februar) og 2<sup>0</sup>C i sommermånedene (juni, juli, august) som følge av en økning av atmosfærens drivhuskapasitet svarende til en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen.

Dagens numeriske beregningsmodeller er beheftet med en del usikkerheter. Beregningsmodellene har inntil for kort tid siden gitt en altfor dårlig beskrivelse av havets rolle i klimautviklingen. Denne mangelen er nå i ferd med å bli utbedret ved at det i det siste er publisert resultater fra såkalte koblede modeller, dvs. modeller der både atmosfære og hav tillates å strømme "fritt". Dagens modeller viser relativt god overensstemmelse når det gjelder å forutsi global temperaturendring. En slik overensstemmelse er naturligvis ingen garanti for at modellene regner riktig, og det er en rekke tilbakekoblingsmekanismer som ikke er godt nok beskrevet i dagens modeller. Det gjenstår også en god del arbeid før modellene kan forutsi klimaet på regional eller lokal skala med tilfredsstillende presisjon.

# INNHOOLD

	Side
FORORD .....	1
SAMMENDRAG .....	3
1 INNLEDNING .....	11
2 DRIVHUSEFFEKTE	13
2.1 Kvalitativ beskrivelse .....	13
2.2 En mer kvantitativ beskrivelse .....	17
2.2.1 Balanse ved sortlegemestråling .....	19
2.3 Referanser .....	22
3 KLIMAGASSENE .....	23
3.1 Drivhuseffekten .....	23
3.2 Atmosfæriske sporgasser .....	24
3.2.1 Vanndamp (H <sub>2</sub> O) .....	27
3.2.2 Karbondioksid (CO <sub>2</sub> ) .....	28
3.2.3 Metan (CH <sub>4</sub> ) .....	31
3.2.4 Karbonmonoksid (CO) .....	33
3.2.5 Dinitrogenoksid (N <sub>2</sub> O) .....	33
3.2.6 NO <sub>x</sub> og troposfærisk ozon .....	36
3.2.7 Halogenerte forbindelser .....	38
3.2.8 Organisk svovel og partikkeldannelse .....	40
3.2.9 Oppsummering .....	41
3.3 Erstatningsstoffer for halokarboner regulert gjennom Montreal-protokollen .....	41
3.4 Akkumulert drivhuseffekt .....	43
3.4.1 Øyeblikksutslipp av sporgass med direkte drivhus- virkning .....	45
3.4.2 Drivhuseffekten av gasser som indirekte påvirker langbølget strålingsbalanse .....	48
3.4.3 Globalt oppvarmingspotensial .....	49
3.4.4 GWP og kontrollstrategier .....	50
3.5 Bruk av gass kontra olje og kull .....	59
3.6 Scenarier .....	61
3.7 Referanser .....	70
4 TILBAKEKOBLINGER OG VEKSELVIRKNINGER .....	75
4.1 Innledning .....	75
4.2 Variasjoner i solstrålingen .....	76
4.3 Geofysiske vekselvirkninger .....	78
4.3.1 Innledning .....	78
4.3.2 Vanndamp .....	80
4.3.3 Albedoen ved jordoverflaten .....	81
4.3.4 Skyene .....	82
4.3.5 Oppsummering om tilbakekoblingene .....	83

	Side
4.4	Vekselvirkninger mellom atmosfære og hav ..... 84
4.5	Havet og karbonsyklusen ..... 90
4.6	Referanser ..... 101
5	PALEOKLIMATOLOGI ..... 102
5.1	Innledning ..... 102
5.2	Klimavariasjoner over millioner av år ..... 103
5.3	Klimavariasjoner de siste få hundre tusen år ..... 104
5.3.1	Siste istids maksimum ..... 106
5.3.2	Varme mellomistider ..... 111
5.4	Årsakene til istider og mellomistider ..... 114
5.4.1	Jordbanens form ..... 114
5.4.2	Jordaksens helning ..... 115
5.4.3	Presesjon ..... 116
5.4.4	Argumenter for den astronomiske (Milankovitch) teorien ..... 122
5.4.5	Hvorfor ikke alltid istider/mellomistider? ..... 126
5.5	Dynamisk forståelse av klimaendringene ..... 127
5.5.1	Drivhusgassene gjennom siste istid ..... 129
5.4.2	Brevariasjoner ..... 131
5.5.3	Havet ..... 134
5.5.4	Skjer det trinnvis reorganisering av klimasystemet? . 136
5.6	Hurtige klimaendringer ..... 140
5.7	Klimavariasjoner de siste århundrer ..... 141
5.8	Betydning av paleoklimatologi for prognoser om fremtidig klima ..... 145
5.9	Referanser ..... 149
6	KLIMAENDRINGER DE SISTE 100 ÅR ..... 152
6.1	Klima, klimafluktuasjoner og klimaendringer ..... 152
6.2	Observasjoner og korreksjoner ..... 153
6.3	Globale temperaturvariasjoner de siste 100 år ..... 154
6.4	Klimaet i Skandinavia de siste 100 år ..... 162
6.4.1	Temperaturvariasjoner ..... 162
6.4.2	Nedbørvariasjoner ..... 174
6.4.3	Trykkgradienter, solstråling og skydekke ..... 181
6.4.4	Noen aspekter ved klimavariasjonene etter 1940 ..... 182
6.5	Klimavariasjoner i den atlantiske delen av Arktis ... 184
6.5.1	Luft- og havtemperatur ..... 184
6.5.2	Skydekke og nedbør ..... 185
6.5.3	Drivis-konsentrasjon ..... 185
6.6	Sammendrag ..... 186
6.7	Referanser ..... 187

	Side
7 KLIMAMODELLER OG RESULTATER .....	190
7.1 Innledning .....	190
7.2 De forskjellige typer av klimamodeller .....	191
7.3 Generelle sirkulasjonsmodeller (GMC) .....	193
7.3.1 Kortfattet beskrivelse av generelle sirkulasjons- modeller .....	193
7.3.2 Dagens klima .....	195
7.3.3 Atmosfæremodellenes tilknytning til havet .....	198
7.3.4 Kontrollklima .....	199
7.4 Begrensninger ved dagens sirkulasjonsmodeller .....	202
7.5 Sammenligning av resultater .....	205
7.6 Norsk klimarapport .....	216
7.7 En vurdering av de siste resultater .....	220
7.7.1 Likevektsstudier ved dobling av CO <sub>2</sub> .....	220
7.7.2 Ikke-likevektstudier .....	222
7.7.3 Resultater, vurdering .....	227
7.8 Fremtidig arbeid .....	230
7.9 Referanser .....	232
8 FORSKNINGSBEHOV .....	237
8.1 Innledning .....	237
8.2 Drivhuseffekten .....	237
8.3 Drivhusgasser og aerosoler .....	238
8.4 Tilbakekoblinger og vekselvirkninger .....	240
8.5 Paleoklimatologi .....	242
8.6 Meteorologiske observasjoner .....	243
8.7 Numeriske klimamodeller .....	245
8.7.1 Forbedring av klimamodellene .....	245
8.7.2 Analyse og sammenligning av modellresultater .....	247
8.8 Referanser .....	248
9 SUMMARY .....	249





## DRIVHUSEFFEKTEN OG KLIMAUTVIKLINGEN

### 1 INNLEDNING

De vitenskapelige miljøer har lenge kjent til drivhuseffekten, og allerede i 1930-årene ble det foretatt enkle beregninger som viste at en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen ville føre til en temperatur-økning på ca. 1°C i gjennomsnitt for hele kloden. Grunnen til den økte oppmerksomhet omkring dette problemet i den senere tid er en rekke indier på at vi er vitne til en klimaendring.

Analyser av de siste hundre års meteorologiske data viser at det har funnet sted en økning på ca. 0,5°C i den globale middeltemperatur. De seks varmeste årene i det siste århundret har vært i 80-årene. Den globale middeltemperatur for 1988 var ca. 0,35°C høyere enn for 30-årsperioden 1951-1980. Dette er tre ganger høyere enn den naturlige fluktuasjonen i årsmiddeltemperaturen omkring 30-årsmiddelet. Dette underbygger hypotesen om at en reell oppvarming finner sted, og at vi ikke bare er vitne til en tilfeldig variasjon omkring en konstant middelvei.

Det knytter seg imidlertid usikkerhet til hvor mye av denne oppvarmingen som har naturlige årsaker og hvor mye som er forårsaket av de store utslipp av drivhusgasser som har funnet sted siden den industrielle revolusjon. Karbondioksid (CO<sub>2</sub>) står sammen med vandamp for det meste av drivhuseffekten, og konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> har øket fra 270 ppm i før-industriell tid til 345 ppm idag. Det er også en rekke andre gasser som bidrar til drivhuseffekten, og disse er nærmere beskrevet i kapittel 3.

Jorden har også i tidligere tider gjennomgått tildels store klimaendringer av naturlige årsaker som forandringer i solintensiteten, jordaksens helning i forhold til jordbanen, vulkansk aktivitet osv. Det er behov for bedre kjennskap til de mekanismer som styrer klimaet før vi kan si med sikkerhet om dagens temperaturøkning i det vesentlige har en naturlig eller antropogen årsak.

Den observerte globale oppvarmingen på ca.  $0,4^{\circ}\text{C}$  over de siste 30 år er imidlertid omtrent som forventet ut fra numeriske modellberegninger for klimaet som tar hensyn til økningen i atmosfærens innhold av drivhusgasser. Det virker derfor mest sannsynlig at den observerte temperaturøkning i det vesentligste skyldes våre utslipp av drivhusgasser.

Det må understrekes at beregningsmodellene er beheftet med store usikkerheter. De fleste av dagens modeller tar bl.a. ikke tilstrekkelig hensyn til havets sirkulasjon, som har stor betydning for den regionale fordelingen av en klimaendring. Det er også viktig å få bedre kunnskap om havets og biosfærens rolle som kilde og magasin for drivhusgasser. De fleste klimamodeller forutsier en temperaturøkning på  $1,5\text{-}4,5^{\circ}\text{C}$  innen år 2030. Man har da antatt en økning i konsentrasjonen av drivhusgasser svarende til en dobling i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren i forhold til før den industrielle revolusjon.

En slik temperaturøkning vil ikke fordele seg jevnt over kloden, og modellene viser at utslagene vil bli størst på høye breddegrader.

Den mest dramatiske effekten av en øket gjennomsnittstemperatur er antagelig en økning av havnivået som følge av termisk ekspansjon av havvannet, og at jordens breer delvis smelter tilbake. Siden en stor del av jordens befolkning bor nær havet, vil store folkegrupper bli berørt av en slik heving av havnivået. En global oppvarming på  $1,5$  til  $5,5^{\circ}\text{C}$  antas å forårsake en økning på mellom 20 og 200 cm. Målinger viser at havnivået stiger med 1-2 mm pr. år.

Øket temperatur og mer  $\text{CO}_2$  i atmosfæren vil også påvirke plantevekst og grenser for utbredelse av flora og fauna, hvilket vil kunne få store konsekvenser for jordbruk, skogbruk og fiskerier. Dette vil igjen kunne føre til endringer i politiske maktforhold.

## 2 DRIVHUSEFFEKTEN

Kaare Pedersen, Universitet i Oslo

Geir O. Braathen, NILU

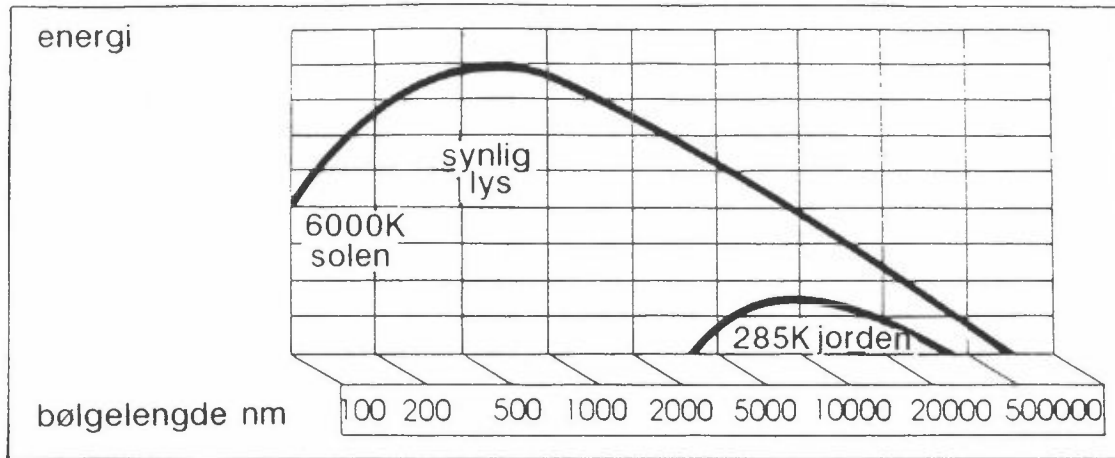
### 2.1 KVALITATIV BESKRIVELSE

I et drivhus vil temperaturen bli høyere enn i omgivelsene fordi glasset i drivhuset slipper gjennom sollyset, men hindrer den mer langbølgete infrarøde strålingen (varmestråling) i å slippe ut. Drivhusgassene i atmosfæren har samme effekt som glasset i drivhuset. Denne effekten kalles drivhuseffekten, og den er altså et fysisk fenomen som vi mennesker ikke kan gjøre noe med. Det er konsentrasjonen av drivhusgassene vi må prøve å begrense. Det er viktig å være klar over at klimagassene er avgjørende for at det finnes liv på jorden. Uten varmeabsorberende gasser i atmosfæren ville sannsynligvis hele jorden og verdenshavene ha vært dekket av is, og liv ville ikke ha eksistert i den form vi kjenner. Når man i miljødebatten snakker om drivhuseffekten, mener man den oppvarmingseffekt vi risikerer å få på grunn av menneskers utslipp av drivhusgasser som  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , KFK osv.

Infrarød stråling er elektromagnetisk stråling på samme måte som synlig lys, men bølgelengden er større. Mens synlig lys har bølgelengder i området 400-700 nm (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ), regnes den infrarøde delen som stråling med bølgelengder fra 1-100  $\mu\text{m}$ .

Ethvert legeme sender ut elektromagnetisk stråling av alle bølgelengder. Jo varmere legemet er, jo mer energi sendes ut, og energimaksimum forskyves mot kortere bølgelengder når temperaturen øker.

Solen holder en temperatur på ca.  $6000^\circ\text{C}$ , og den sender derfor en vesentlig del av sin energi ut i den synlige delen av spektret, med et maksimum ved 600 nanometer (nm). Jorden, med en gjennomsnittstemperatur rundt  $15^\circ\text{C}$  sender det meste av sin stråling ut i den infrarøde delen av spekteret, med et maksimum rundt 16000 nm (eller 16  $\mu\text{m}$ ). I figur 2.1 er gjengitt strålingsspekteret for solen og jorden.

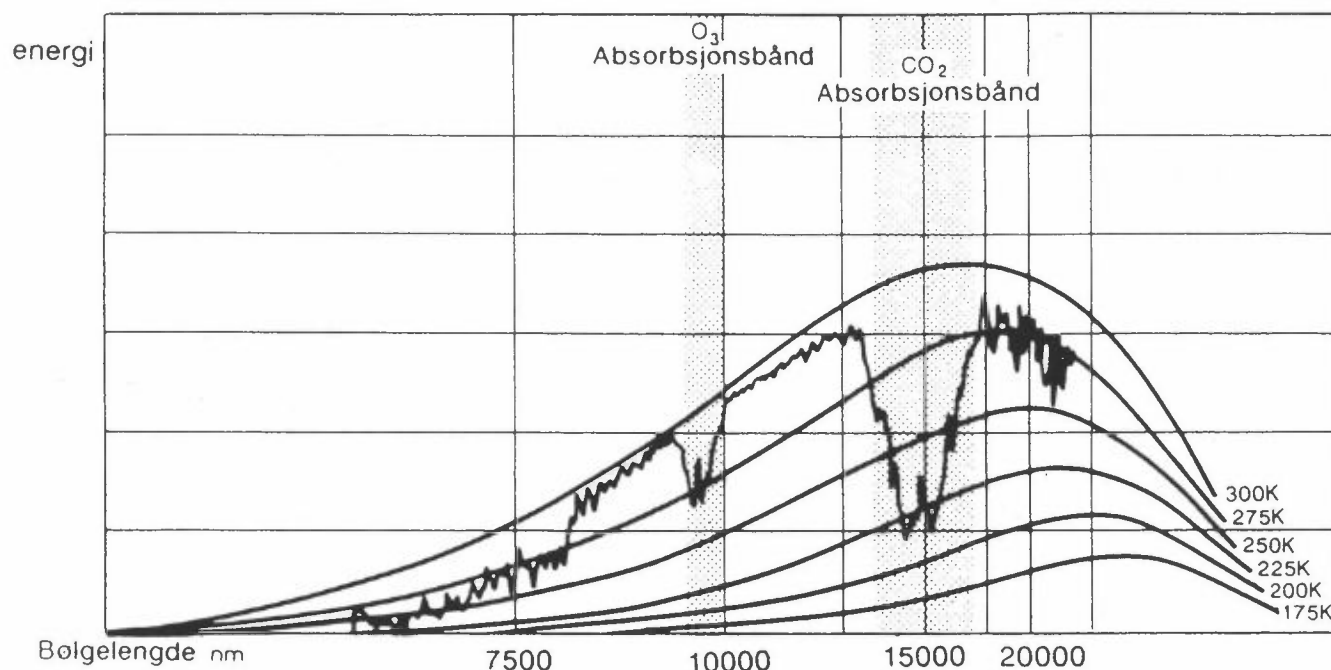


Figur 2.1: Solen og jorden oppfører seg som legemer ved 6000 og 285 K.  
(Fra UNEP/GEMS, 1988.)

Jordens atmosfære slipper gjennom en vesentlig del av den strålingen som kommer fra solen. En fjerdedel reflekteres ut i rommet igjen av luft og skyer, mens nok en fjerdedel blir absorbert i atmosfæren. Det betyr at halvparten når ned til jord-overflaten. Denne energien varmer opp jordens overflate som så stråler ut energi, hovedsakelig i den infrarøde delen av spektret. En del gasser i jordens atmosfære har den egenskap at slipper gjennom synlig lys, mens de meget effektivt absorberer infrarød stråling. De bidrar dermed til at jordoverflaten får en høyere temperatur en hva tilfellet ville ha vært uten disse gassene.

Nesten all strålingen fra jordens overflate absorberes av atmosfæren, som i sin tur stråler ut omtrent halvparten av dette. Den andre halvparten blir igjen i atmosfæren, og det er dette vi kaller drivhus-effekten.

I figur 2.2 ser vi strålingsenergien fra jordens atmosfære som en funksjon av bølgelengden slik den er målt av værsatelitten Nimbus. Vi ser at denne kurven svarer noenlunde til strålingen fra et legeme ved 275-300 Kelvin (ca. 0-25°C). De to store fordypningene i kurven skyldes absorpsjon forårsaket av CO<sub>2</sub> og O<sub>3</sub>.



Figur 2.2: Strålingsspekteret fra jordens atmosfære sett fra en satellitt. (Fra UNEP/GEMS, 1988.)

Hvis konsentrasjonen av f.eks. CO<sub>2</sub> øker, vil denne fordypningen bli enda større. Mindre stråling vil slippe ut i verdensrommet, og atmosfæren vil varmes opp. Atmosfæren vil da i sin tur sende mer varme-stråling mot jordoverflaten. Etttersom temperaturen på jordoverflaten øker, vil denne sende ut mer stråling og tilslutt vil man nå en ny likevekt. Overflatetemperaturen vil naturligvis bli høyere enn før,

men bildet kompliseres noe ved at fordampningsgraden for vann vil øke og atmosfæren vil inneholde mer fuktighet.

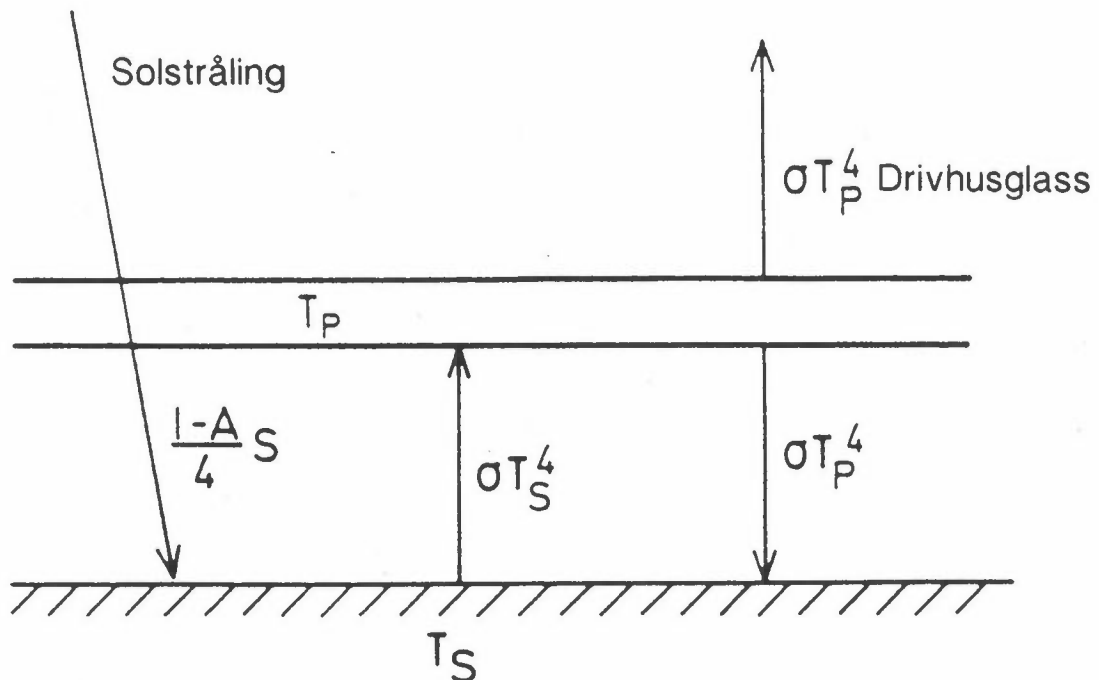
Øket skydannelse vil reflektere mer stråling ut i verdensrommet, noe som vil redusere den økte drivhuseffekten. Nettoresultatet blir ikke bare en varmere jord, men også en fuktigere atmosfære og et tørrere jordsmonn. Dette er bare en av mange kompliserende faktorer som man må ta hensyn til når man skal regne seg frem til hva en økning i konsentrasjoner av drivhusgasser vil føre til i form av klima-endring ved jordoverflaten.

Alle kjemiske forbindelser absorberer stråling ved forskjellige bølglengder i det elektromagnetiske spektrum. Denne absorpsjonen skjer ved at molekylene går over fra én energitilstand til en annen. Når et molekyl absorberer stråling i den ultrafiolette eller synlige delen av spekteret, er det vanligvis forandringer i molekylens elektrontilstand som er involvert. I tillegg til forskjellige elektroniske nivåer kan molekyler også befinne seg i forskjellige vibrasjonelle tilstander. Alle molekyler, uansett hvilken kjemisk forbindelse de representerer, vibrerer, og overgang fra én vibrasjonstilstand til en annen involverer en mye mindre energiforandring enn elektroniske overganger. Vibrasjonelle overganger forårsakes derfor av lys med lavere energi (lengre bølglengde) enn synlig lys. Det er vibrasjonelle overganger som er årsak til at molekyler absorberer infrarød stråling. En betingelse for at et molekyl skal absorbere infrarød stråling av en gitt energi, er at den vibrasjonelle overgangen medfører en endring i molekylets dipolmoment. En endring i dipolmomentet betyr enkelt forklart at "tyngdepunktet" for positiv ladning i molekylet forskyves i forhold til "tyngdepunktet" for negativ ladning. De aller fleste molekyler absorberer infrarød stråling, det eneste unntak er molekyler som består av to like atomer (såkalte homonukleære to-atomige molekyler), som f.eks. oksygen ( $O_2$ ) og nitrogen ( $N_2$ ). Disse molekylene vil på grunn av sin symmetri alltid ha et dipolmoment lik null.

## 2.2 EN MER KVANTITATIV BESKRIVELSE

Planeten jorden absorberer solstråling,  $S$ , (kortbølget stråling) og avgir terrestrisk stråling,  $F$ , (langbølget stråling). Den største absorpsjon av solstrålingen skjer ved jordoverflaten (i middel  $157 \text{ W/m}^2$ ). Totalt absorberer planeten i middel  $236 \text{ W/m}^2$ . Denne energi må planeten stråle tilbake til rommet i form av langbølget stråling. Dette tilsvarer en effektiv strålingstemperatur på  $255 \text{ K}$  ( $-18^\circ\text{C}$ ). Jordoverflatens temperatur er i middel  $288 \text{ K}$  ( $15^\circ\text{C}$ ). Denne forskjell svarer til en drivhuseffekt,  $G$ , på  $155 \text{ W/m}^2$ .

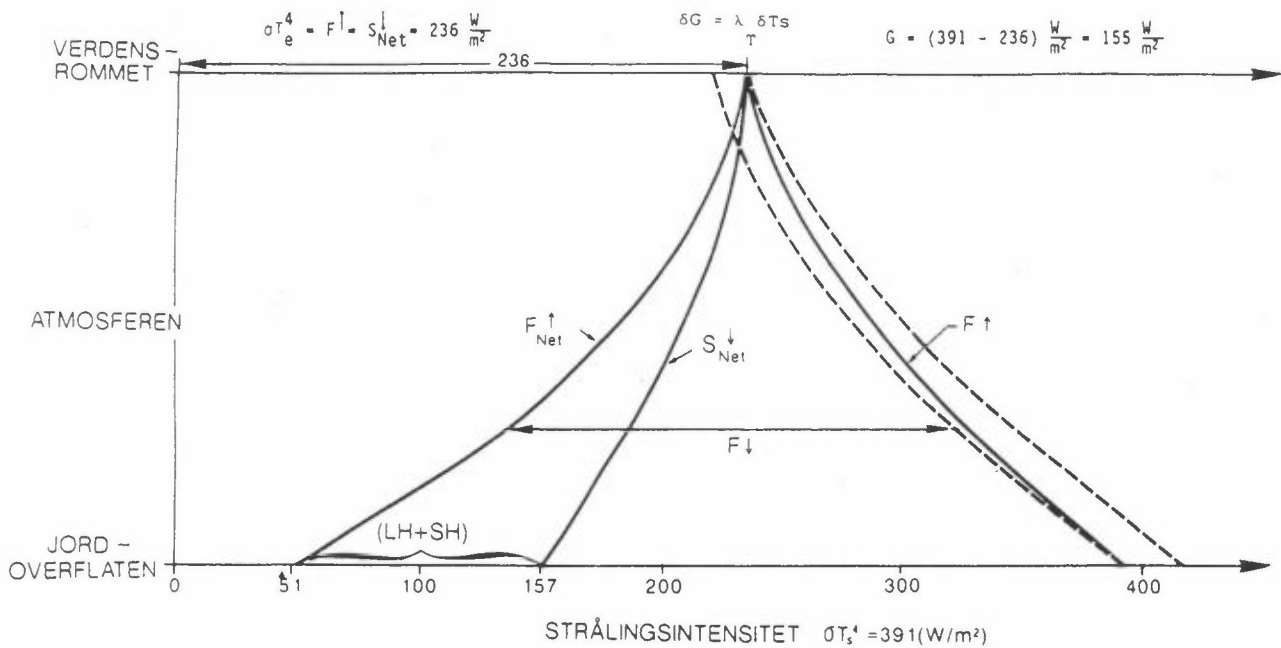
Drivhuseffekten illustreres skjematisk i figur 2.3.



Figur 2.3: Drivhuseffekten. (Fra Eliassen og Pedersen, 1976.)

Drivhusglasset slipper solstrålingen igjennom men absorberer all langbølget stråling. Drivhusglasset i atmosfæren består av skyer, vanndamp og i noen grad  $\text{CO}_2$ . Men vanndampen er den suverent viktigste drivhusgass. I figur 2.4 er vist skjematisk dagens strålingsforhold.





Figur 2.4: Dagens strålingsforhold, se tekst. Påtvungen endring av drivhuseffekten,  $\delta G$ , og den økning,  $\delta T_s$ , i bakketemperaturen som vil gjenspele strålingsbalansen er skjematisk antydnet.

$S_{Net}^{\downarrow}$  er en netto nedadrettet solstråling,

$F^{\uparrow}$  er totalt og  $F_{Net}^{\uparrow}$  er netto oppadrettet langbølgestråling,

og  $F^{\downarrow}$  er atmosfærisk motstråling rettet mot jordoverflaten.

Varmegevinsten i jordoverflaten ( $157 - 51 = 106 \text{ W/m}^2$ ) gir jordoverflaten fra seg i form av såkalt latent (LH) og følbar (SH) varme. Følbar varme er varmetransport forårsaket av turbulent vertikal utveksling av luft. Latent varme er transport av varme i form av vanndamp. Fordampning av varme ved jordoverflaten krever varme. Denne varmen frigjøres når vanndampen kondenseres høyere opp i atmosfæren.

Det menneskene kan gjøre er å øke CO<sub>2</sub>-mengden og slippe ut andre drivhusgasser. Disse "omregnes" til CO<sub>2</sub>-ekvivalenter og GCMene beregner klimaendringer ved en dobling av CO<sub>2</sub> tilsvarende en endring i drivhuseffekten på 4 W/m<sup>2</sup>. Altså en liten endring i forhold til 155 W/m<sup>2</sup>, men en endring av vital betydning. At endringen i drivhuseffekten er liten i forhold til dagens drivhuseffekt gjør det mulig ved en sterkt forenklet teori å vurdere betydningen av geofysiske tilbakekoblingsprosesser i klimasystemet. Denne teori, se Wetherald og Manabe (1988), benyttes i avsnittene 2.2.1 og 4.3.

En økning i drivhuseffekten kan tolkes som at "drivhusglasset" løftes. Siden temperaturen avtar med høyden løftes glasset til en lavere temperatur og langbølget strålingstap til rommet reduseres.

### 2.2.1 Balanse ved sortlegemestråling

Jordens strålingsbalanse er gitt ved at

$$\frac{1}{4} S_0 (1-\alpha) = F = \sigma T_e^4$$

hvor  $S_0$  er solarkonstanten (1368 W/m<sup>2</sup>),  $\alpha$  jordens albedo idag (ca. 0,3),  $F$  er langbølget stråling til rommet,  $\sigma$  Stefan Boltzmann's konstant ( $5.669 \cdot 10^{-8}$  W/m<sup>2</sup>) og  $T_e$  er jordens effektive strålingstemperatur (idag 255K). Vi må ha faktoren 1/4 foran fordi jordkloden sett fra solen har en overflate på  $\pi r^2$ , mens denne energien skal fordeles over hele jordkloden med et areal  $4\pi r^2$ .

La oss i første omgang anta at den reduserte langbølgestråling til rommet, den økte drivhuseffekt,  $\delta G$ , kompenseres ved at den effektive strålingstemperatur økes. Ved en økning av  $T_e$  med én grad vil den langbølgede stråling til rommet øke med

$$\frac{\delta}{\delta T_e} (\sigma T_e^4) \cdot 1 \text{ K} = 3.7 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

Vi ønsker å uttrykke endringen i langbølget stråling ved endring i bakketemperaturen  $T_s$  og antar at  $\delta T_e / \delta T_s = T_e / T_s = 0.9$ . Dette gir en

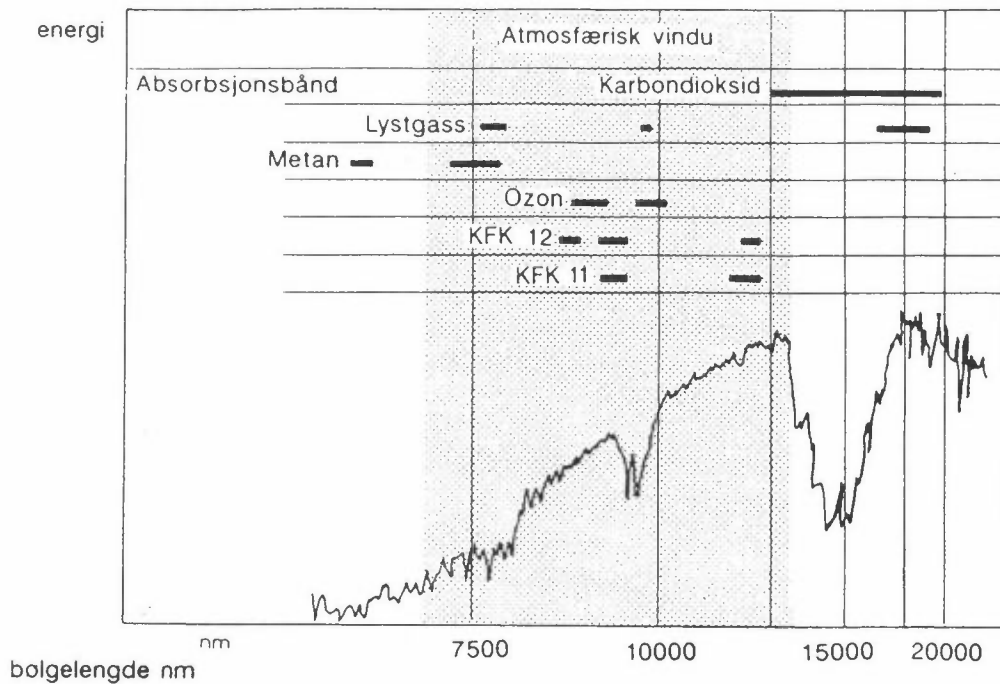
strålingsendring per grad av  $T_s$  på  $3.3 \text{ W/m}^2$ , vi betegner denne strålingsfaktor for  $\lambda_T$ .

En dobling av dagens  $\text{CO}_2$ -mengde vil som nevnt medføre en økning av drivhuseffekten på  $\delta G = 4 \text{ W/m}^2$ . Vi finner da at ved likevekt, se figur 2.4, må  $\lambda_T \delta T_s = \delta G$  eller  $\delta T_s = \delta G / \lambda_T = (4.0 / 3.3) \text{ K} = 1.2 \text{ K}$ . Dette vil bli temperaturendringen hvis bare temperaturen endret seg. Men når temperaturen på bakken øker vil fordampningen øke, avsmelting av havis og snødekke vil øke og skyene vil kunne endres i høyde, utstrekning og struktur. Dette vil medføre tilleggsendringer i drivhuseffekten.

I jordens atmosfære finnes en rekke gasser som har den samme evne som glasset i et drivhus, dvs. at de absorberer stråling i den infrarøde delen av spekteret, men slipper gjennom synlig og ultrafiolett lys fra solen. De viktigste er: karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ), metan ( $\text{CH}_4$ ), dinitrogenoksid eller lystgass ( $\text{N}_2\text{O}$ ), ozon ( $\text{O}_3$ ), F-11 ( $\text{CFCl}_3$ ) og F-12 ( $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ).

Vanndamp ( $\text{H}_2\text{O}$ ) absorberer også IR-stråling, men dens konsentrasjon bestemmes av klimatiske forhold, og kan ikke kontrolleres direkte av menneskelig aktivitet. Den regnes derfor ikke som en drivhusgass i alminnelig forstand, men atmosfærens innhold av vanndamp må selvfølgelig inkluderes i modellberegninger. Det er mer korrekt å betrakte atmosfærens vanndampinnhold som en tilbakekobling.

Felles for drivhusgassene er at de absorberer stråling i en del av spekteret der jorden sender ut betydelige mengder infrarød stråling. Figur 2.5 viser nederst strålingsspekteret fra jordens atmosfære sett fra en satellitt, og over spekteret er vist ved hvilke bølgelengder de forskjellige drivhusgassene absorberer.



Figur 2.5: Kurven viser jordens strålingsspektrum slik det tar seg ut fra en satellitt. Over spekteret er vist beliggenheten av absorpsjonsbånd for noen av drivhusgassene (fra UNEP/GEMS, 1988).

Klimagassene har høyst forskjellig evne til å absorbere stråling. Denne evnen avhenger av hvor stor endring i dipolmomentet de vibrasjonelle overgangene medfører. Vibrasjoner som involverer bindinger mellom karbon og fluor medfører særdeles store endringer i dipolmomentet, slik at molekyler som inneholder fluor bundet til et karbonatom absorberer meget effektivt stråling i den infrarøde delen av spekteret. Dette forklarer hvorfor klorfluorkarbonene er meget effektive drivhusgasser.

Sterkt forenklet burde det derfor være mulig å si noe om hvilken temperatur man kan vente seg bare man kjenner konsentrasjonen av de forskjellige drivhusgassene. Imidlertid finnes det en rekke tilbakekoblingsmekanismer (feed-back) som er dårlig kjent. I kapittel 4 skal vi se på noen av disse mekanismene som er med på å styre klimautviklingen, men først skal vi se litt nærmere på de enkelte drivhusgassene, som er tema for neste kapittel.

### 2.3 REFERANSER

Eliassen, A. and Pedersen, K. (1976) Meteorology an introducing course, Volume I, Physical processes and motion, Universitetsforlaget.

UNEP/GEMS (1987) "The Greenhouse Gases", United Nations Environment Programme. Nairobi (UNEP/GEMS environment library, 1).

Wetherald, R.T and Manabe, S. (1988) Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. J. Atmos. Sci., 45, 1397-1415.

### 3 KLIMAGASSENE

Øystein Hov, Universitetet i Bergen

Ivar Isaksen, Universitetet i Oslo

Harald Dovland, NILU

Geir O. Braathen, NILU

#### 3.1 DRIVHUSEFFEKTEN

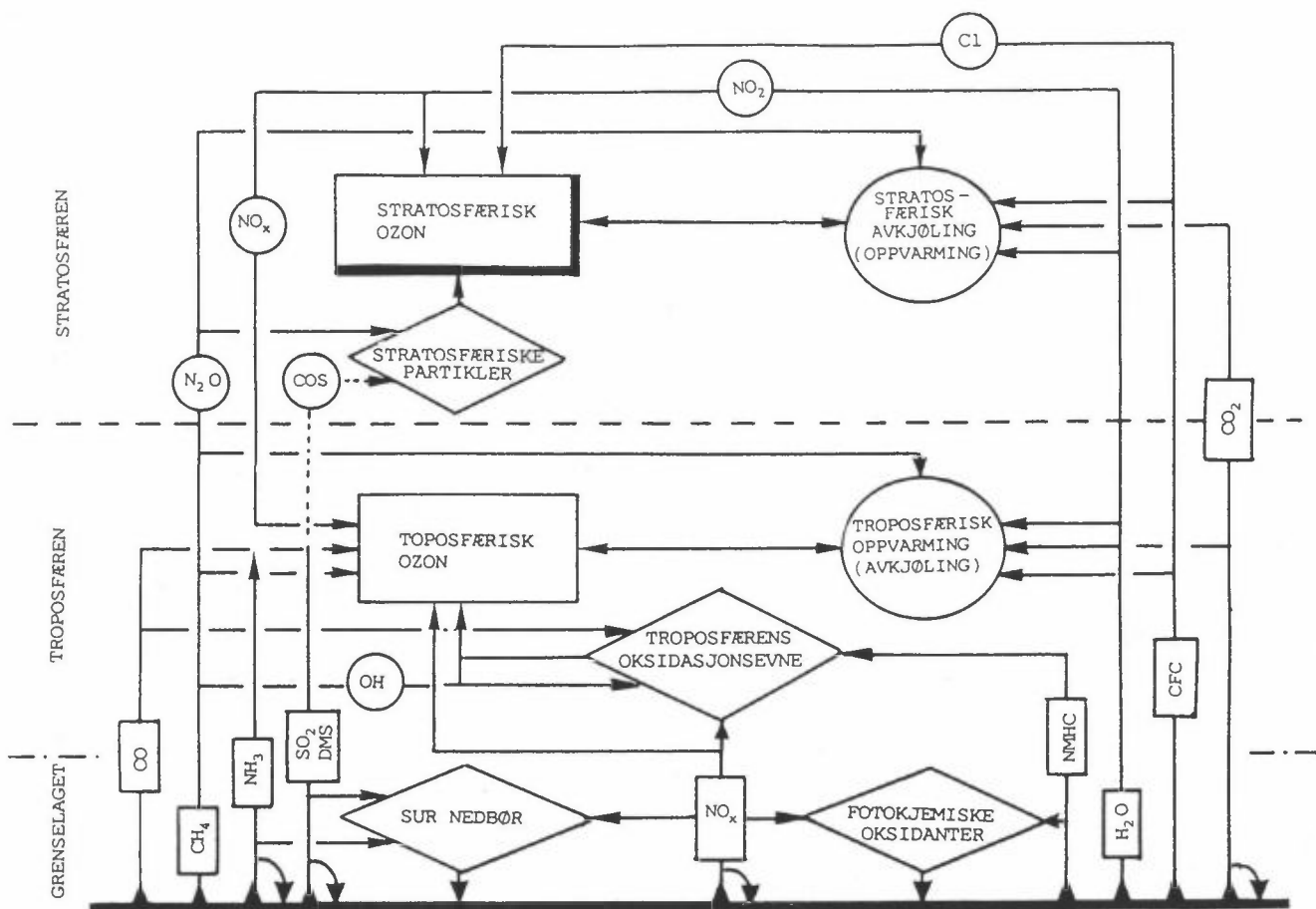
Drivhuseffekten skyldes i første rekke vanndamp ( $H_2O$ ), skyer og karbondioksid ( $CO_2$ ), mens 5% er bidrag fra ozon ( $O_3$ ), lystgass ( $N_2O$ ), metan ( $CH_4$ ) og klorfluorkarboner (KFK). Jordoverflaten sender ut  $391 W/m^2$  i middel som langbølget strålingsenergi (tilsvarer en svartlegemetemperatur på 288 K). Av dette unnslipper  $236 W/m^2$  til verdensrommet, mens atmosfærens drivhuseffekt er lik differansen:  $155 W/m^2$ . Atmosfæren taper energi gjennom langbølget utstråling til jordoverflaten ( $340 W/m^2$ ), mens atmosfæren absorberer  $79 W/m^2$  solenergi. Følgelig taper atmosfæren  $106 W/m^2$  strålingsenergi  $(-340 + 155 + 79)W/m^2$ , slik at det er en strålingsavkjøling av atmosfæren og strålingsoppvarming av jordoverflaten. Energibalansen i atmosfæren og for jordoverflaten gjenopprettes ved at atmosfæren tilføres energi fra jordoverflaten når vanndamp kondenseres i atmosfæren ( $90 W/m^2$ ) og gjennom varmeledning ( $16 W/m^2$ ), (se. f.eks. Ramanathan et al., 1989). Strålingen ved atmosfærens yttergrense påvirkes av fordelingen av skyer, vanndamp og andre gasser i atmosfæren, av temperaturfordelingen med høyden og av is- og snødekke, vegetasjon og jordbunnsfuktighet. Sammenhengen mellom disse parametrene og jordoverflatens temperatur er opphavet til flere tilbakekoblinger. Koblingen mellom atmosfærens vanndampinnhold og jordoverflatens temperatur er best kartlagt, mens sammenhengen mellom jordoverflatens temperatur og skydekke er dårligst kjent.

### 3.2 ATMOSFÆRISKE SPORGASSER

En liste over atmosfæriske sporstoffer, med angivelse av viktigste kilder (naturlige eller antropogene), viktigste nedbrytningsmekanismer (sluk), midlere oppholdstid og konsentrasjon i 1980 med estimat av atmosfærisk konsentrasjon i år 2030, er gjengitt i tabell 3.1 (neste to sider). (Ramanathan et al., 1987). Reaksjon med OH-radikalet i troposfæren er viktigste tapsmekanisme for en rekke sporgasser. Andre sporgasser er mer stabile og brytes først ned i stratosfæren av kortbølget sollys (UV).

Midlere oppholdstid for en gass er den tiden det i gjennomsnitt tar å redusere konsentrasjonen til en faktor  $1/e$  (dvs. 0.368) av startverdien når det ses bort fra at nye utslipp vil bidra til å holde konsentrasjonen oppe eller øke den.

De fleste gassene i tabell 3.1 absorberer infrarød stråling, og bidrar derfor til en direkte drivhuseffekt. I tillegg bidrar mange av sporgassene i tabell 3.1 til en indirekte drivhuseffekt ved at de påvirker fordelingen og konsentrasjonen av drivhusgasser. Dette er illustrert i figur 3.1, der en rekke atmosfærekjemiske koblinger er antydnet. En gjennomgang av de ulike sporgasser med direkte og/eller indirekte drivhuseffekt, følger nedenfor.



Figur 3.1: Vekselvirkninger og tilbakekoblinger mellom de viktigste kjemiske systemer i troposfæren og stratosfæren. I troposfæren avtar temperaturen med høyden til et minimum i ca. 10 km høyde (tropopausen), mens i stratosfæren øker temperaturen med høyden. Figuren viser spesielt de faktorer som påvirker ozonfordelingen i troposfæren og stratosfæren, og dannelsen av forurensninger i atmosfærens grenselag (atmosfærens nederste 1-2 km). Mange av de kjemiske stoffene modifiserer atmosfærens temperatur, som igjen bestemmer absolutt og relativ betydning av de ulike prosessene. En annen tilbakekobling som ikke er vist, men som er viktig, er den kontrollerende virkning kjemiske stoffer kan ha på skydannelse. Kildegasser er vist i rektangulære bokser, mens sekundære stoffer er vist i sirkler. DMS: dimetylsulfid, CFC: klorfluorkarboner (eller KFK), NMHC: ikke-metan hydrokarboner.



Tabell 3.1: Atmosfæriske sporstoffer, med angivelse av viktigste kilder (N = naturlige, A = antropogene), viktigste nedbrytningsmekanismer (O: hav, S: stratosfære, UV: fotodis-sosiasjon, T: troposfære, OH: reaksjon med hydroksyl-radi-kalet, I: ionosfære eller kortbølget UV-nedbrytning, SL: tap ved bakken).

Kjemisk gruppe	Formel	Dominerende kilde	Dominerende sluk	Levetid (år)	Global middel-konsentrasjon i 1980 (ppb)	Estimert konsentrasjon i år 2030 (ppb)	
Karbon-dioksid Nitrogen-komponenter	CO <sub>2</sub>	N,A	O	2	339x103	450x103	
	N <sub>2</sub> O	N,A	S(UV)	120	300	350-450(375)*	
	NH <sub>3</sub>	N,A	T	0.01	<1	<1	
	NO+NO <sub>2</sub>	N,A	T(OH)	0.001	0.05	0.05-0.1(0.05)	
Svovel-forbindelser	OCS	N,A	T(O,OH)?	1	0.52	0.52	
	CS <sub>2</sub>	N,A	T	1	<0.005	<0.005	
	SO <sub>2</sub>	A	T(OH)	0.001	0.1	0.1-0.2(0.1)	
	H <sub>2</sub> S	N	T(OH)	0.001	<0.05	<0.5	
fluoreerte forbindelser	CF <sub>4</sub> (F-14)	A	I	>500	0.07	0.2-0.31(0.24)	
	C <sub>2</sub> F <sub>6</sub> (F-116)	A	I	>500	0.004	0.01-0.04(0.02)	
	SF <sub>6</sub>	A	I	>500	0.001	0.002-0.005(0.003)	
Klorfluor-karboner	CClF <sub>3</sub> (F-13)	A	S(UV, I)	400	0.007	0.04-0.1(0.06)	
	CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> (F-12)	A	S(UV)	110	0.28	0.9-3.5(1.8)	
	CHClF <sub>2</sub> (F-22)	A	T(OH)	20	0.06	0.4-1.9(0.9)	
	CCl <sub>3</sub> F (F-11)	A	S(UV)	65	0.18	0.5-2.0(1.1)	
	CF <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> Cl (F-115)	A	S(UV)	380	0.005	0.02-0.1(0.04)	
	CClF <sub>2</sub> CClF <sub>2</sub> (F-114)	A	S(UV)	180	0.015	0.06-0.3(0.14)	
	CCl <sub>2</sub> FCClF <sub>2</sub> (F-113)	A	S(UV)	90	0.025	0.08-0.3(0.17)	
	CH <sub>3</sub> Cl	N(O)	T(OH)	1.5	0.6	0.6-0.7(0.6)	
	CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	A	T(OH)	0.6	0.03	0.1-0.3(0.2)	
	CHCl <sub>3</sub>	A	T(OH)	0.6	0.01	0.02-0.1(0.03)	
	CCl <sub>4</sub>	A	S(UV)	25-50	0.13	0.2-0.4(0.3)	
	CH <sub>2</sub> ClCH <sub>2</sub> Cl	A	T(OH)	0.4	0.03	0.06-0.3(0.1)	
	CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	A	T(OH)	8.0	0.14	0.7-3.7(1.5)	
bromerte og joderte forb.	C <sub>2</sub> HCl <sub>3</sub>	A	T(OH)	0.02	0.005	0.005-0.02(0.01)	
	C <sub>2</sub> Cl <sub>4</sub>	A	T(OH)	0.5	0.3	0.03-0.2(0.07)	
	CH <sub>3</sub> Br	N	T(OH)	1.7	0.01	0.01-0.02(0.01)	
	CBrF <sub>3</sub> (F-13B1)	A	S(UV)	110	0.001	0.003-0.01(0.005)	
	CH <sub>2</sub> BrCH <sub>2</sub> Br	A	T(OH)	0.4	0.002	0.001-0.01(0.002)	
	CH <sub>3</sub> I	T	(UV)	0.02	0.002	0.002	
	haloner	CF <sub>2</sub> ClBr (halon 1211)	A	S(UV)	0.0015		
		CF <sub>3</sub> Br (halon 1301)	A	S(UV)	0.0017		
	hydrokarboner, CO og H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N,A	T(OH)	5-10	1650	1850-3300(2340)
		C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	N,A	T(OH)	0.3	0.8	0.8-1.2(0.8)
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>		A	T(OH)	0.3	0.06	0.06-0.16(0.1)	
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>		N,A	T(OH)	0.03	0.05	0.05-0.1(0.05)	
CO		N,A	T(OH)	0.3	90	90-160(115)	
H <sub>2</sub>		N,A	T(SL,OH)	2	560	560-1140(760)	
ozon		O <sub>3</sub> (troposfærisk)	N,A	T(UV,SL,O)	0.1-0.3	F(z)**)	12.5%
Aldehyder	HCHO	N	T(OH,UV)	0.001	0.2	0.2	
	CH <sub>3</sub> CHO	N	T(OH,UV)	0.001	0.02	0.02	

\*) Rekkevidde, med beste estimat for 2030 i parentes.

\*\*\*) Varierer fra 25 ppb ved overflaten til ca. 70 ppb i 10 km.

### 3.2.1 Vanndamp (H<sub>2</sub>O)

Atmosfærens innhold av vanndamp er den viktigste årsak til drivhusoppvarmingen, men dens konsentrasjon er ikke direkte bestemt av naturlige eller antropogene utslipp. Atmosfærens innhold av vanndamp er avhengig av temperatur og tilgang på fuktighet, og vil derfor variere i tid og sted i en helt annen grad enn de andre klimagassene. Vanndamp er derfor ikke regnet som en klimagass i vanlig forstand, og endringer i konsentrasjonen av denne må betraktes som en tilbakekobling.

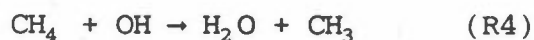
Vanndampmengden i atmosfæren vil øke med økende temperatur (Ramanathan et al., 1987, Raval og Ramanathan, 1989). Økning i H<sub>2</sub>O kan føre til økt dannelse av hydroksyl (OH)-radikalet gjennom



O(<sup>1</sup>D) er en spesielt energirik tilstand for oksygenatomet. Denne reaksjonen er også et direkte tap for O<sub>3</sub> ved at O(<sup>1</sup>D) dannes ved fotodissosiasjon av O<sub>3</sub> for bølgelengder <310 nm. OH kan øke tapet av O<sub>3</sub> gjennom



og av CH<sub>4</sub> gjennom



Ramanathan et al. (1987) refererer en beregning med en strålingskonvektiv modell (RCM) som viser at reaksjonene R1-R4 fører til at troposfærens O<sub>3</sub> går ned 5-7% og CH<sub>4</sub> 9-14% ved en fordobling av atmosfærens CO<sub>2</sub>-innhold. Dette utgjør negative tilbakekoblinger i jordens varmebalanse og oppvarmingen som en følge av fordobling av CO<sub>2</sub> reduseres med omkring 10% når denne H<sub>2</sub>O-effekten på CH<sub>4</sub> og O<sub>3</sub>, tas med. Effekten er imidlertid sterkt avhengig av beskrivelsen av NO<sub>x</sub> fordelingen i troposfæren, siden endringer i troposfærens ozon (og OH) henger nøye sammen med hvordan nitrogenoksidene (NO og NO<sub>2</sub>, summen betegnes NO<sub>x</sub>) antas fordelt (Isaksen og Hov, 1987).

### 3.2.2 Karbondioksid (CO<sub>2</sub>)

Den viktigste klimagassen etter vanndamp er karbondioksid. Den finnes naturlig i atmosfæren og spiller en viktig rolle for levende organismer. Atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub> har økt fra ca. 280 ppm i førindustriell tid til ca. 354 ppm i 1989/90, og økningen er ca. 0.5% pr. år. I de siste århundrer før den industrielle revolusjon var CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren tilnærmet konstant, slik at økningen regnes å skyldes antropogene utslipp. Sammenlignet med førindustriell tid, er CO<sub>2</sub>-nivået i atmosfæren nå 25% høyere.

Den viktigste antropogene kilden for CO<sub>2</sub> er forbrenning av fossilt brensel. Dessuten bidrar nedhogging av skog uten tilsvarende gjenvekst. Forbrenning av biogent brensel gir også CO<sub>2</sub>-utslipp, men hvis mengden som brennes balanseres av tilsvarende gjenvekst, vil det ikke føre til netto CO<sub>2</sub>-økning i atmosfæren.

Den viktigste informasjonen som trengs for å kunne beregne fremtidige CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren er prognoser for forbruk av fossilt brensel. Dette er imidlertid ikke tilstrekkelig, fordi CO<sub>2</sub> deltar i karbonets kretsløp og dette er bare delvis kjent. CO<sub>2</sub>-opptaket i havet har størst betydning i denne sammenheng. Ut fra dagens kunnskaper regner en at halvparten av den CO<sub>2</sub> som slippes ut bidrar til økningen av konsentrasjonen i atmosfæren. Denne antagelsen er imidlertid usikker, og avhenger bl.a. av økningstakten.

Det er ofte erfaringer fra tidligere år som legges til grunn for å forutsi fremtidig utvikling. Følgende eksempel illustrerer at dette kan gi store feil. Fra 1860 til 1910 økte forbruket av fossilt brensel jevnt med 4,2% pr. år. Ekstrapoleres denne utviklingen fra 1910 til 1985, gir det et utslipp i 1985 på 16 gigatonn (Gt) karbon, mens det i virkeligheten var ca. 5 Gt. Denne illustrerer hvor usikre prognoser for noen ti-år fremover kan være. For energiforbruket representerer politiske og økonomiske faktorer en stor del av usikkerheten i prognosene.

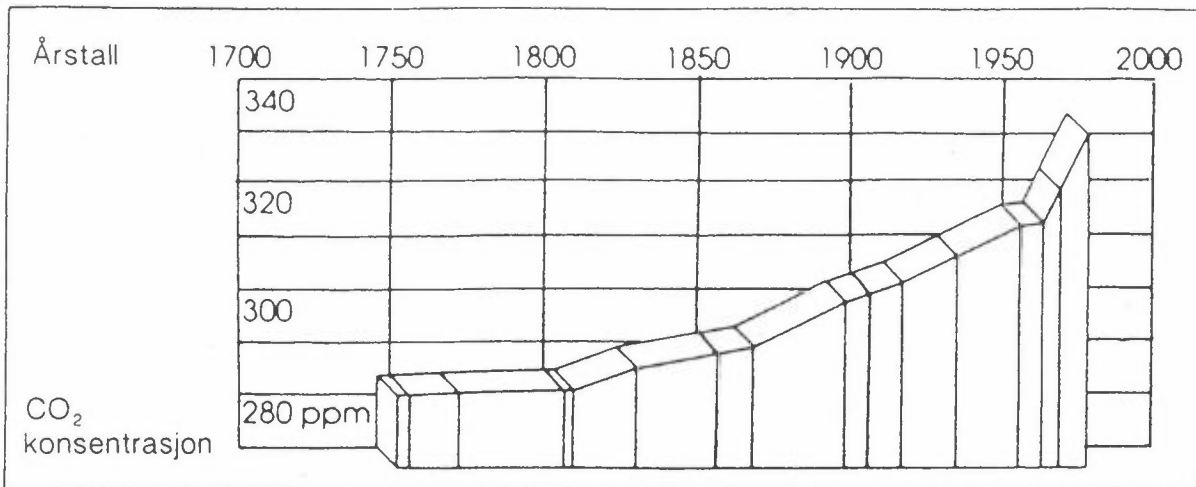
Ulike scenarier gir meget stor forskjell i det globale energiforbruket utover i neste århundre, bl.a. avhengig av hvor "optimistiske"

en er med hensyn til innføring av energisparingstiltak. Villach-konferansen i 1985 konkluderte med at det globale CO<sub>2</sub>-utslippet i år 2050 sannsynligvis vil være mellom 2 og 20 Gt pr. år, regnet som karbon. Den nedre verdien forutsetter betydelige energisparingstiltak og representerer en reduksjon på ca. 1,4% pr. år, mens den øvre verdien representerer en økning på 2,3% pr. år. Det er beregnet at disse prognosene vil gi CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren i 2050 som er henholdsvis 40 og 100% over før-industrielt nivå.

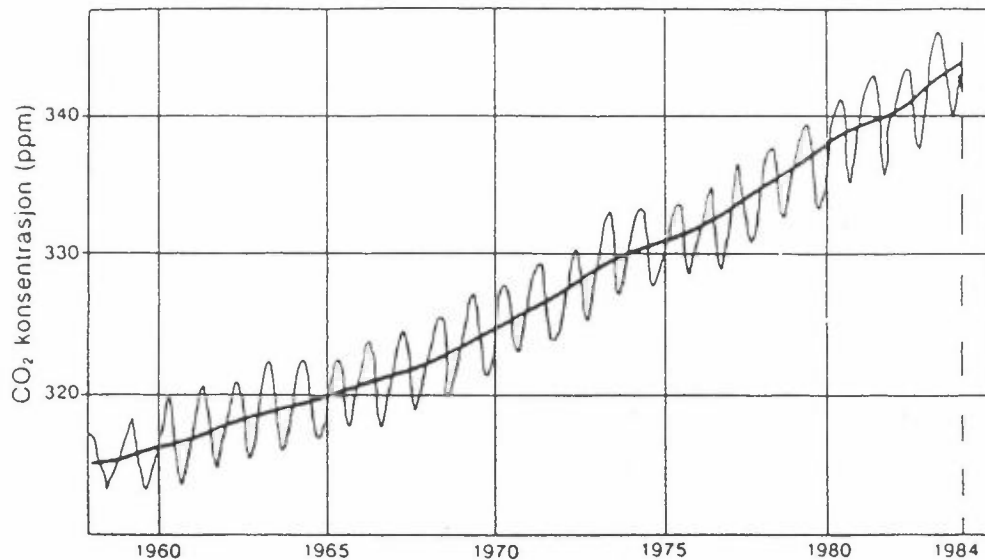
Detaljerte prognoser for energiforbruket de nærmeste 15-20 år er utarbeidet av OECD og IEA. Analysene baseres på en rekke antagelser om utvikling i bl.a. oljepriser, økonomisk vekst og "energi-intensitet" (totalt energiforbruk pr. enhet nasjonalprodukt). Prognosene viser at energiforbruket totalt vil øke med 50% fram til år 2005. Gjennomsnittlig årlig vekst er 2,4%, men veksten varierer regionalt: 1,3% i OECD-landene, 3,0% i land med planøkonomi og 4,3% i utviklingsland. Den store økningen for utviklingslandene skyldes bl.a. rask vekst i befolkningensmengde og økonomisk aktivitet, inkludert industrialisering og stort transportbehov, samt redusert tilgang på såkalt "ikke-kommerisielt" brensel. OECD/IEA prognosene for de nærmeste 15-20 årene gir således en økning som ligger nær den øvre verdien fra Villach-konferansen.

I figur 3.2 ser vi hvordan CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen har økt siden før-industriell tid. Disse dataene er basert på analyse av luftbobler fanget i innlandsis. Figur 3.3 viser utviklingen av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen siden slutten av 50-tallet, da man begynte med regelmessige målinger av atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub>.

CO<sub>2</sub> reagerer ikke kjemisk i troposfæren eller stratosfæren. Økningen i atmosfærens drivhusgassinnhold fører til en avkjøling av stratosfæren, og ved lavere temperaturer svekkes tapsmekanismene for stratosfærisk ozon, slik at økning i atmosfærisk CO<sub>2</sub> vil føre til et tykkere ozonlag, forutsatt at alle andre forhold ikke berøres. En fordobling av CO<sub>2</sub> kan øke totalmengden av ozon i atmosfæren 2-6%. Økningen i ozon finner sted i øvre stratosfære, og økningen i ozon der vil redusere avkjølingen som en følge av CO<sub>2</sub>-fordoblingen med ca. 20%, siden økning i ozon fører til økt sollysabsorpsjon (Ramanathan et al., 1987).



Figur 3.2: Analyse av luftbobler fra Grønlandsisen viser konsentrasjonsøkningen av karbondioksid etter den industrielle revolusjon (fra UNEP/GEMS, 1988).



Figur 3.3: Analyse av atmosfærens innhold av karbondioksid viser hvordan denne har økt siden 1958. Målingene er utført på Mauna Loa, Hawaii (fra Enting, 1987).

Atmosfærisk CO<sub>2</sub> har en oppholdstid i atmosfæren på mellom 50 og 200 år. Siegenthaler (1975) og Siegenthaler og Oeschger (1987) har ut i fra iskjernerdata utledet et empirisk uttrykk for hvor fort et engangsutslipp av CO<sub>2</sub> fjernes fra atmosfæren. Ca. 40% forsvinner ganske raskt (med en oppholdstid på ca. 5 år), mens resten har en mye langsommere utvekslingstid (ca. 150 år).

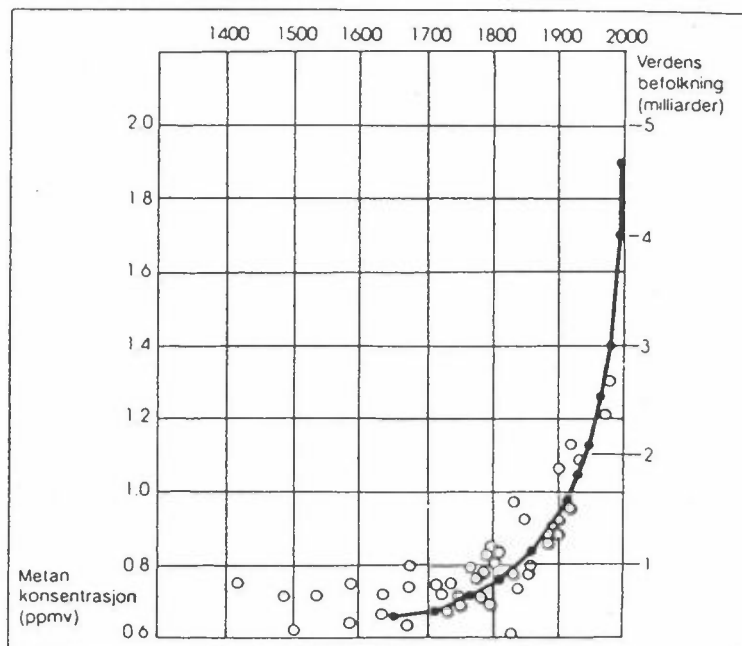
### 3.2.3 Metan (CH<sub>4</sub>)

Den atmosfæriske konsentrasjonen av metan var 300-350 ppb i istidene for 20.000 og 150.000 år siden (Stauffer et al., 1988). I varmere perioder og helt opp til for 2-300 år siden, var konsentrasjonen 650-750 ppb (Rasmussen og Khalil, 1984, Pearman et al., 1986). Målinger fra Jungfraujoch i Sveits (3580 m o.h.) ga som middel  $1640 \pm 90$  ppb for 1985-87, en økning fra  $1280 \pm 80$  ppb i 1951 (Zander et al., 1989a). Målingene fra Jungfraujoch viser en økning på  $0.7 \pm 0.1\%$  pr. år i metanmengde mellom 1951 og 1986, med en variasjon over året i konsentrasjon på  $\pm 10\%$  omkring middelveien. Khalil et al. (1989) foretok en gjennomgang av tilsammen 188 målinger av CH<sub>4</sub> på ulike steder mellom 1962 og 1979, og fant at trenden i denne perioden var  $13 \pm 3$  ppb pr. år, mens trenden i 1980-årene var 17 ppb pr. år. Variasjonen av metankonsentrasjonen de siste få hundre år er vist i figur 3.4. Det går her frem at metankonsentrasjonen har utviklet seg parallelt med jordens befolkningstall.

Metan og hydroksyl er nøye knyttet sammen gjennom reaksjon (R4), og en økning i CH<sub>4</sub>-konsentrasjonen fører til reduksjon i OH. Dette er en positiv tilbakekobling til CH<sub>4</sub>, og beregninger viser at med en økning i CH<sub>4</sub>-utslippet på 1% pr. år, så øker konsentrasjonen med 1.5% pr. år (Isaksen og Hov, 1987; Isaksen, 1988). Dette resultatet avhenger imidlertid av hvordan troposfærens innhold av NO<sub>x</sub> antas fordelt. NO<sub>x</sub> har kort levetid (noen få dager eller mindre) i troposfæren, og konsentrasjonen kan variere over mange størrelsesordener. En økning i CH<sub>4</sub> kan også føre til økning i atmosfærens innhold av ozon, en annen viktig drivhusgass, og dette er derfor en annen positiv tilbakekobling fra økt CH<sub>4</sub>. Drivhuseffekten av økt O<sub>3</sub> som en følge av økningen i CH<sub>4</sub> forsterker drivhuseffekten av CH<sub>4</sub> alene med 70% (Ramanathan et al., 1987). Reduksjonen i OH som en følge av økt CH<sub>4</sub> forlenger levetiden av en rekke drivhusgasser som har reaksjon med OH som sin viktigste tapsmekanisme (jfr. tabell 3.1), en annen positiv tilbakekobling fra CH<sub>4</sub>.

Endelig er det en positiv tilbakekobling mellom CH<sub>4</sub>-økning og stratosfærisk H<sub>2</sub>O gjennom reaksjon (R4), og dette kan øke den indirekte drivhuseffekten av CH<sub>4</sub> med 30% (Wuebbles et al., 1989).

Kildene for  $\text{CH}_4$  er knyttet til landbruket, og det er en stor grad av sammenheng mellom jordens økende befolkning og atmosfærisk  $\text{CH}_4$ . Rismarker er en viktig kilde for  $\text{CH}_4$  (50-150 Tg pr. år, 1 Tg = 1 Mt (million tonn), eller 19-25% av de globale  $\text{CH}_4$ -utslipp (Schütz et al., 1989). Husdyr er en annen viktig kilde, naturgassutvinning og distribusjon, og metandannelse i søppelfyllinger er andre viktige kilder som er kontrollert av mennesket. Utslipp fra myr- og torvområder er viktige (Harriss et al., 1985). Her ligger en latent positiv tilbakobling ved at tining av permafrosten i arktiske strøk, som en følge av global oppvarming, kan føre til at betydelige metanmengder som er dannet under oksygenfattige forhold i våtområder, kan bli sluppet ut i atmosfæren, en prosess som kanskje allerede er i gang (Pearce, 1989; Khalil og Rasmussen, 1989). Khalil og Rasmussen refererer et tall på 300 Mt utslippøkning pr. år som en følge av  $10^\circ\text{C}$  temperaturoppgang. Dette ville i så fall føre til en  $\text{CH}_4$ -økning på 500-1000 ppb og representerer en betydelig drivhuseffekt både direkte og indirekte gjennom  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  og  $\text{H}_2\text{O}$ .



Figur 3.4: Jordens befolkningstall (sort kurve) og konsentrasjonen av metan i atmosfæren (sirkler) har fulgt hverandre nokså nøyaktig de siste 300 år (UNEP/GEMS, 1988).

### 3.2.4 Karbonmonoksid (CO)

Karbonmonoksid har ingen direkte betydning som drivhusgass, men den viktigste oksideringen av CO skjer gjennom



der H umiddelbart reagerer med  $\text{O}_2$  og danner et  $\text{HO}_2$ -radikal. CO påvirker gjennom reaksjon (R5) OH-konsentrasjonen. En fordobling av CO-utslippene kan redusere OH så mye at  $\text{CH}_4$ -konsentrasjonen øker med 40-50% og totalmengden av atmosfærisk  $\text{O}_3$  med 12% (se Ramanathan et al., 1987). CO stammer tildels fra direkte utslipp fra forbrenningsprosesser, der forurensningsbidragene er betydelige, og tildels dannes CO under oksidering av hydrokarboner inkl.  $\text{CH}_4$  i atmosfæren. CO har en troposfærisk levetid på ca. 3 mnd, slik at konsentrasjonen kan være ganske variabel. Målinger over Jungfraujoch viser maksimumsverdier sent på vinteren og et sommerminimum, med  $\pm 25\%$  variasjon over året rundt middelverdien. Det har lenge vært diskusjon om troposfærens CO-innhold har en underliggende oppadgående trend, og Zander et al. (1989b) viser at over Jungfraujoch har CO økt med  $(0.85 \pm 0.20)\%$  pr. år mellom 1950-1951 og 1985-1987.

### 3.2.5 Dinitrogenoksid ( $\text{N}_2\text{O}$ )

$\text{N}_2\text{O}$  (lystgass) er, i likhet med  $\text{CO}_2$  og  $\text{CH}_4$ , en klimagass med både naturlige og antropogene kilder. Den viktigste naturlige kilden er mikrobiologisk aktivitet i jordsmonnet. Viktige antropogene kilder er bruk av nitrogenholdig gjødsel og forbrenning av fossilt brensel og biomasse. Bidragene fra de ulike kildegruppene er imidlertid meget usikre.

Konsentrasjonen av  $\text{N}_2\text{O}$  var  $285 \pm 1$  ppb i førindustriell tid og 307 ppb i 1984, en økning på 8% (Pearman et al., 1986; Khalil og Rasmussen, 1988). Økningen er nå på ca. 0.3% pr. år. Levetiden for  $\text{N}_2\text{O}$  er 100-150 år, og det er beregnet at 2/3 av kildene er på den nordlige halvkule (Butler et al., 1989; Cicerone, 1989). Hao et al. (1987)



estimerte at forbrenning av fossilt brennstoff bidrar til et  $N_2O$ -utslipp på 3.2 Mt(N) pr. år, med 83% av utslippet fra kullfyrte kraftverk (N-innholdet i brenslet er en viktig faktor). Hao et al. (1987) beregnet den biosfæriske  $N_2O$ -kilden til å være 8.8 Mt(N) pr. år.

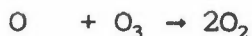
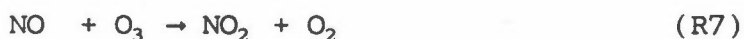
I følge UNEP/GEMS er det sannsynlig at  $N_2O$ -konsentrasjonen i 2030 vil være ca. 35% høyere enn førindustrielt nivå. Tatt i betraktning at størrelsen av de forskjellige kildene for  $N_2O$  er dårlig kjent, må prognosene for fremtidig utvikling av konsentrasjonen i atmosfæren nærmest betraktes som spekulative.

Det finnes indikasjoner på at teknologi som brukes for å redusere utslippet av andre luftforurensninger (treveis katalysator, forbrenning i "fluidized bed"), fører til økt produksjon av  $N_2O$ . Det er imidlertid nødvendig med mer forskning på dette området før en kan kvantifisere hvilken betydning dette eventuelt vil ha.

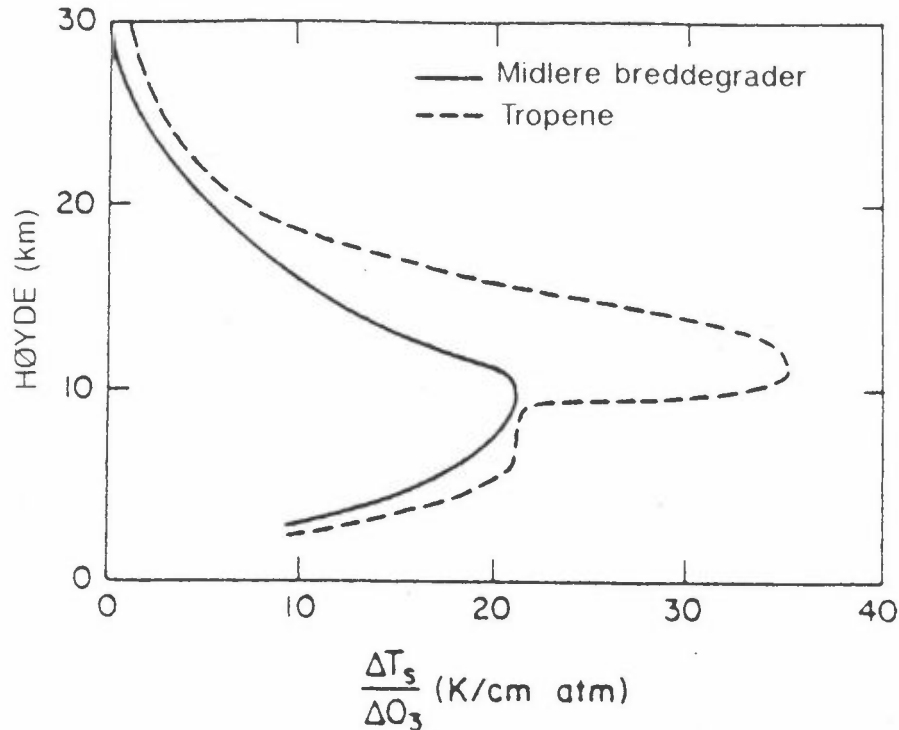
$N_2O$  har både direkte og indirekte drivhuseffekt. Den indirekte effekten kommer gjennom



som er den viktigste kilden for nitrogenoksider i stratosfæren. Økning av nitrogenoksidinnholdet i stratosfæren har flere konsekvenser. Ozon i stratosfæren kan brytes ned katalytisk gjennom

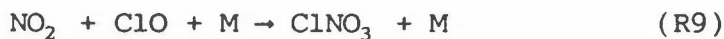


Samtidig er en nedoverrettet fluks av  $NO_x$  gjennom tropopausen (se figur 3.1) en viktig kilde for  $NO_x$  i den øvre troposfæren, der  $NO_x$  i kombinasjon med  $CH_4$  bidrar til ozondannelse i et høydeområde der økning i ozonkonsentrasjonen kan ha spesielt stor betydning i klimasammenheng (se figur 3.5).



Figur 3.5: Beregnet endring i overflatetemperaturen for en gitt endring i ozonkonsentrasjonen som en funksjon av høyden i tropene og på midlere bredder (Wang et al., 1980).

Drivhuseffekten av  $N_2O$  avhenger av hvordan konsentrasjonen av halokar-boner øker (f.eks.  $CF_2Cl_2$ ,  $CFCl_3$ ,  $CCl_4$ ) siden disse har overlappende absorpsjonsbånd (Ramanathan et al., 1987). Økning av innholdet av nitrogenoksider i stratosfæren kan redusere ozonlagssvekkelsen der gjennom en reaksjon som



der  $M$  er et tredjelegeme som fanger opp overskuddsenergien i reaksjonen. I (R9) overføres katalytisk aktivt klor ( $ClO$ ) til en inaktiv form (klornitrat -  $ClNO_3$ ). Avhengig av endringer i fordelingen av troposfærisk  $NO_x$  som en følge av økt  $N_2O$ , vil troposfærisk ozon øke eller avta. Ramanathan et al. (1987) refererer en beregning der doubling av  $N_2O$ -utslippet førte til 93% økning i konsentrasjonen av  $N_2O$  ved jordoverflaten, ozonmengden mellom bakken og 10 km endret seg mellom -2% og +4%, avhengig av  $NO_x$ -mengden, og totalmengden av stratosfærisk  $O_3$  gikk ned med 7%.

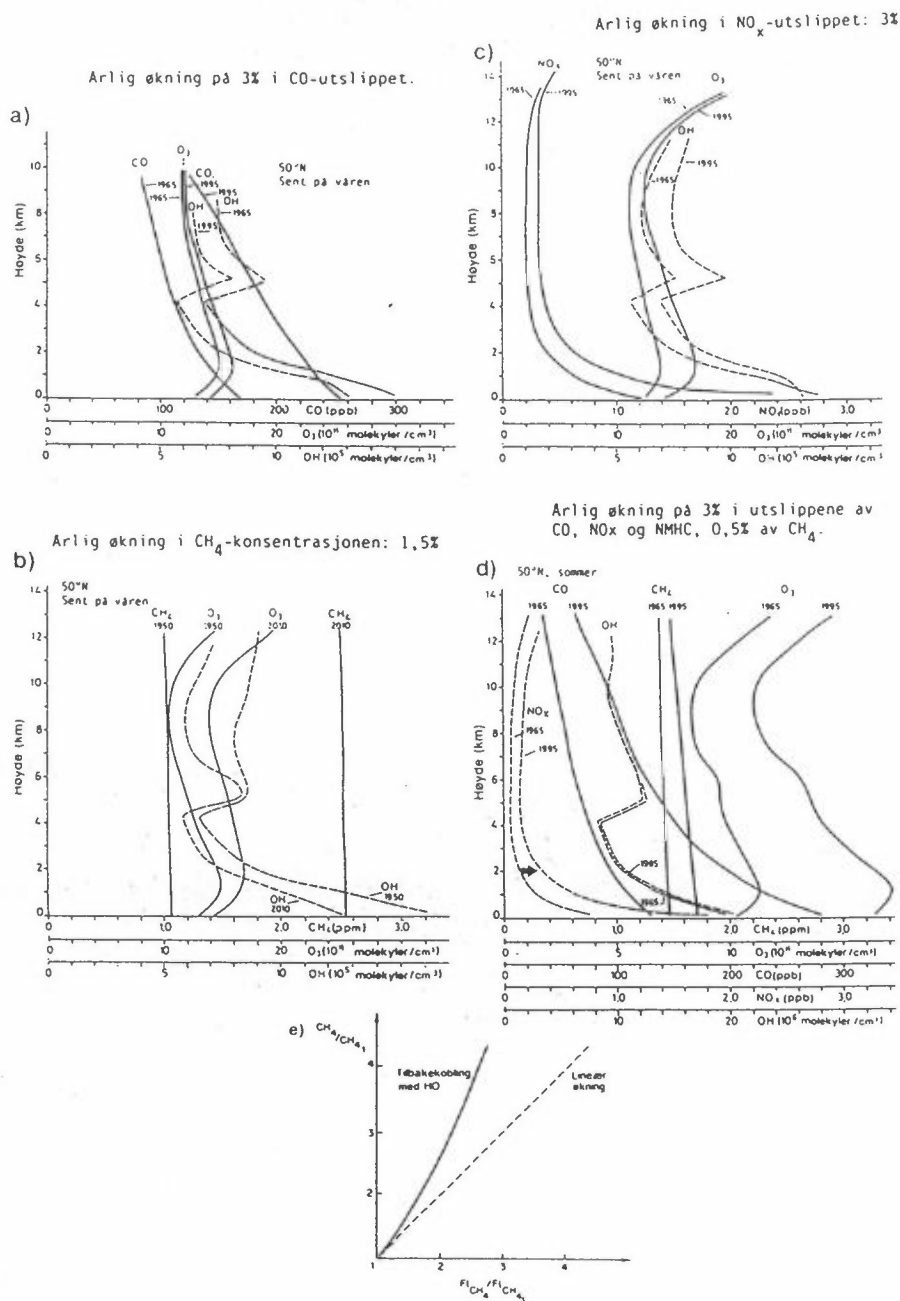
### 3.2.6 NO<sub>x</sub> og troposfærisk ozon

NO<sub>x</sub> er en betegnelse som brukes om summen av NO og NO<sub>2</sub>. Ozonkonsentrasjonen i troposfæren over den nordlige halvkulen er økende, og det generelle bakgrunnsnivået er trolig mer enn fordoblet siden århundreskiftet (Penkett, 1988, Bojkov, 1990). Økningen er knyttet til oppgangen i troposfærisk NO<sub>x</sub> og CH<sub>4</sub>, men betydningen særlig av NO<sub>x</sub> vurderes forskjellig i ulike modeller (Isaksen og Hov, 1987; Thompson et al., 1989; Wuebbles et al., 1989; Isaksen, 1988).

I figur 3.6 er vist at NO<sub>x</sub>-utslippsvekst fører til økt OH (figur 3.6b), noe som betyr redusert levetid for de aller fleste drivhusgassene. CH<sub>4</sub>-konsentrasjonsvekst reduserer OH, slik at CH<sub>4</sub>-konsentrasjonen øker omtrent 30% mer enn utslippsveksten skulle tilsi, samtidig som levetiden til drivhusgassene øker. En vekst både i NO<sub>x</sub>-utslippene med 3% pr. år og CH<sub>4</sub>-konsentrasjonen med 1.5% pr. år fører til omtrent uendret OH (figur 3.6d). En økning i CO-utslippene med 3% pr. år har liten virkning på ozon, noe mer på hydroksyl (figur 3.6a).

Thompson et al. (1989) brukte en relativt enkel fotokjemisk modell til å kvantifisere sensitiviteten til troposfærisk O<sub>3</sub> og OH for endringer i CH<sub>4</sub>, CO og NO<sub>x</sub>-utslippene, og for små endringer i klima og stratosfærekjemi. De avgrenset beregningene til ulike utslippsregioner ("ikke-forurenset kontinent", "ikke-forurenset by" og "by"), og fant at økende CH<sub>4</sub> og CO-utslipp i sin alminnelighet reduserte OH og økte O<sub>3</sub>. Reduksjon i stratosfærisk O<sub>3</sub> reduserte også troposfærisk O<sub>3</sub> og økte OH fordi UV-fluksene øker. Økte vanndampnivåer fører også til redusert troposfærisk O<sub>3</sub> og økt OH. Økt NO<sub>x</sub> førte i de fleste tilfeller til økt O<sub>3</sub> og redusert OH.

NO<sub>x</sub> er en kontrollerende faktor for troposfærens ozoninnhold, og graden av ozondannelse bestemmes av hvordan totalmengden av NO<sub>x</sub> og den romlige fordelingen er kombinert. Ozon i troposfæren er en viktig drivhusgass, og dermed har NO<sub>x</sub> en indirekte drivhusgassvirkning gjennom troposfærens ozoninnhold. Økningen i de antropogene NO<sub>x</sub>-utslipp fører først og fremst til en økning i ozoninnholdet nederst i troposfæren (se fig. 3.6b), der drivhusgassvirkningen av ozon ikke er så stor som høyere opp i troposfæren (se fig. 3.5). I fig. 3.6c går



Figur 3.6: Fordelingen av  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}$  og  $\text{OH}$  med høyden ved  $50^\circ\text{N}$  bredde, slutten av mai, i en 30-års beregning (fra 1965 til 1995) av troposfærens kjemiske sammensetning og forandring som en følge av en økning i  $\text{CO}$ -utslippene med 3% pr. år (a); fordelingen av  $\text{NO}_x$ ,  $\text{O}_3$  og  $\text{OH}$  for en tilsvarende beregning med 3% pr. år økning i  $\text{NO}_x$ -utslippene (b), fordelingen av  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$  og  $\text{OH}$  i en modellberegning over 60 år fra 1950 til 2010 med 1,5% pr. år vekst i  $\text{CH}_4$ -konsentrasjonen (c) og en beregning med 3% pr. år vekst i  $\text{CO}$ , NMHC og  $\text{NO}_x$ -utslippene og 0,5% pr. år vekst i  $\text{CH}_4$ -utslippene fra 1965 til 1995 (d), og en figur som viser ikke-lineariteten i sammenhengen mellom  $\text{CH}_4$ -konsentrasjon og  $\text{CH}_4$ -utslipp (e). Den vertikale aksene i (e) er forholdet mellom metankonsentrasjonen med et endret utslipp og referansetilstanden, mens den horisontale aksene angir utslippsøkningen i forhold til referansetilstanden (Isaksen og Hov, 1987; Isaksen, 1988).

det fram at metanøkningen i troposfæren fører til økt ozon først og fremst høyt oppe i troposfæren, der drivhusgasseffekten av ozon er størst.

Fremtidige ozon-konsentrasjoner vil avhenge av hvordan utslippene av  $\text{NO}_x$  og flyktige organiske forbindelser (VOC) vil endres fremover. Dersom det ikke blir satt i verk tiltak, kan en forvente at både  $\text{NO}_x$  og VOC-utslippene vil øke. Innenfor ECE-området (dvs. Europa og Nord-Amerika) er det oppnådd enighet om de første tiltakene mot  $\text{NO}_x$ , og det pågår forhandlinger om VOC-reduksjoner. Utslippene for ECE-området har stor betydning for ozon i troposfæren på den nordlige halvkule. Om noen ti-år kan en håpe at trenden i ozon-konsentrasjonen er snudd, men det er grunn til å vente at en i mellomtiden vil se en videre økning.

### 3.2.7 Halogenerte forbindelser

Med halogenerte forbindelser mener vi her hydrokarboner der ett eller flere av hydrogenatomene er erstattet av halogener (fluor, klor, brom eller jod). Klorfluorkarboner (KFK) er forbindelser der alle hydrogenatomene er byttet ut med fluor og klor. Haloner er forbindelser der hydrogenatomene er erstattet med fluor, klor og brom. KFK og haloner har blitt tatt i bruk i utstrakt grad p.g.a. deres fremragende kjemiske egenskaper; ikke giftige, ikke brennbare og kjemisk inerte (lite reaktive). Som vi skal se nedenfor er denne siste egenskapen med på å gjøre disse forbindelsene til miljø-ødeleggende stoffer.

I motsetning til de klimagassene som er omtalt foran, finnes ikke klorfluorkarboner og haloner naturlig i atmosfæren. Deres tilstedeværelse skyldes utelukkende industriell produksjon for bruk i bl.a. skumplast, kjøleanlegg, spraybokser og brannslukningsanlegg. KFK og haloner brytes ned først når de kommer opp i stratosfæren, og deres levetid er således meget lang. Den årlige konsentrasjonsøkningen for de viktigste klorfluorkarbonene er ca. 5%.

KFK- og halon-utslippene har vært sterkt i søkelyset først og fremst på grunn av at de fører til nedbrytning av ozon-laget i stratosfæren. I tillegg er de viktige klimagasser som absorberer infrarød stråling

svært effektivt; hvert molekyl absorberer opptil 22 000 ganger mer stråling enn ett CO<sub>2</sub>-molekyl.

En lang rekke halogenerte hydrokarboner og halokarboner har direkte og indirekte drivhuseffekt (jfr. tabell 3.1). Den direkte effekten er knyttet til gassenes infrarøde absorpsjon, den indirekte effekten er knyttet til deres virkning på OH (reaksjon med OH er den viktigste nedbrytningsprosessen for mange av gassene) og stratosfærisk ozon. CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> og CFCl<sub>3</sub> bidrar til ozonnedbrytning i stratosfæren, særlig mellom 35 og 45 km, og reduksjonen i O<sub>3</sub> bidrar til en avkjøling av den øvre stratosfæren som er like stor som avkjølingen som vil følge en fordobling av CO<sub>2</sub> (Ramanathan et al., 1987). Avkjølingen av stratosfæren gjør ozonnedbrytningen langsommere (Isaksen og Stordal, 1986, Ramanathan et al., 1987). Hvis stratosfæren avkjøles tilstrekkelig (under ca. -77°C), kan det dannes stratosfæriske skyer (vannskyer, salpetersyreskyer eller sulfatskyer), og i slike skyer kan klor i den inaktive formen (f.eks. HCl og ClNO<sub>3</sub>) omdannes til klor i den aktive formen som bryter ned ozon katalytisk. Når det blir tilstrekkelig kaldt, kan altså økningen i drivhusgassene og reduksjonen av stratosfærisk ozon intensivere ozon-lagsnedbrytningen. Koblingene mellom økningen i KFK, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, NO<sub>x</sub> og troposfærisk og stratosfærisk O<sub>3</sub> er følgelig tallrike og er av både forsterkende og svekkende karakter (jfr. fig. 3.1). Utviklingen i atmosfærens totale ozonmengde og fordelingen med høyden er derfor vanskelig å forutsi i detalj, samtidig som drivhuseffekten av O<sub>3</sub> henger nøye sammen med endringene i vertikalfordelingen (jfr. fig. 3.5) (Ramanathan et al., 1987). Virkningen av fotokjemiske prosesser i skyer kan også være av forholdsvis stor betydning for troposfærens ozon (Lelieveld og Crutzen, 1990). Det er ikke klart om dette har en positiv eller negativ tilbakekobling til drivhuseffekten fra troposfærisk ozon.

Utslipp av KFK er nå regulert ved internasjonale avtaler. Utslipet av fem typer KFK skal etter Montreal-protokollen reduseres med 50% innen 1. juli 1998. Etter at protokollen ble undertegnet har oppmerksomheten om nedbrytningen av ozonlaget økt. Dette har ført til at mange land har erklært at de vil innføre strengere tiltak mot KFK-utslippene enn angitt i Montreal-protokollen, og noen land planlegger å avvikle

bruken av KFK før århundreskiftet (jfr. Helsingfors-erklæringen). Vi vender tilbake til Montreal-protokollen i kap. 3.3.

Prognoser for tidsutviklingen av KFK i atmosfæren er således noe usikre. Det virker sannsynlig at den nåværende stigningstakten i utslippene vil avta, men det er usikkert hvorvidt asiatiske land vil følge Montreal-protokollen. På lang sikt kan en også vente at konsentrasjonene i atmosfæren vil avta, men for de nærmeste ti-årene må en forvente økning.

Industrien vil etterhvert erstatte KFK med andre stoffer. Det er viktig å følge med i hvilke stoffer dette blir, og hvilke egenskaper de eventuelt vil ha som klimagasser.

Blant de erstatningsstoffer som er på tale er klorfluorkarboner der ett eller flere av halogenatomene er erstattet med hydrogen. Dette betyr at de blir mer reaktive og får en kortere levetid i atmosfæren. Drivhuseffekten pr. molekyl vil være omtrent som for KFK, men den korte levetiden gjør at det ikke vil bygge seg opp like store konsentrasjoner i atmosfæren.

#### 3.2.8 Organisk svovel og partikkeldannelse

Atmosfærens innhold av partikulært materiale er av betydning for svekelsen av sollyset gjennom atmosfæren. Plankton i havoverflaten produserer dimetylsulfid (DMS), og havutslipp av DMS er godt korrelerte med atmosfærens innhold av små partikler (kondensasjonskjerner), som igjen er bestemmende for forekomst og omfang av skydekke og refleksjonen av sollys fra skyer (Bates et al., 1987). Det kan derfor tenkes at det er en negativ tilbakekobling mellom utslippene av DMS og drivhuseffekten av atmosfærens innhold av små partikler (submikrometer diameter).

De antropogene utslipp av svoveldioksid har også bidratt til en økning i atmosfærens innhold av små partikler, særlig over kontinentene, i forhold til tidligere tider. Vulkanutbrudd kan føre til økt innhold av partikler i stratosfæren, men det er ikke observert signifikante

endringer i stratosfærens partikkelinnhold i perioder med liten vulkansk aktivitet (WMO, 1989).

### 3.2.9 Oppsummering

Ut fra den informasjon som foreligger, synes det overveiende sannsynlig at dersom det ikke settes inn spesielle tiltak vil atmosfærens innhold av klimagasser en gang i neste århundre nå et nivå slik at den samlede effekten av dem vil tilsvare en fordobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen sammenliknet med før-industriell tid. Når dette vil skje er imidlertid mer usikkert, men det synes mest sannsynlig at det vil skje før år 2050, antagelig før år 2030 (Hansen et al., 1988).

### 3.3 ERSTATNINGSSTOFFER FOR HALOKARBONER REGULERT GJENNOM MONTREAL-PROTOKOLLEN

Montreal-protokollen om kontroll av stoffer som virker nedbrytende på ozonlaget, ble etablert i september 1987. Underskriverne av protokollen forplikter seg til å fryse forbruket av 5 klorfluorkarboner (CFCl<sub>3</sub>, F-11; CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>, F-12; C<sub>2</sub>F<sub>3</sub>Cl<sub>3</sub>, F-113; C<sub>2</sub>F<sub>4</sub>Cl<sub>2</sub>, F-114 og C<sub>2</sub>F<sub>5</sub>Cl, F-115) på 1986-nivå fra 1989, i 1994 skal forbruket være redusert med 20% og med 50% i 1999. Produksjonen er underlagt mildere restriksjoner gjennom at den i 1989 ikke må overstige 110% av 1986-nivået, og skal reduseres med 10 og 35% innen 1994 resp. 1999 i forhold til 1986. Forbruket av haloner ("gruppe II-stoffer", CF<sub>2</sub>BrCl - halon 1211, CF<sub>3</sub>Br - halon 1301 og C<sub>2</sub>F<sub>4</sub>Br<sub>2</sub> - halon 2402) skal være på 1986-nivå i 1992, samtidig som produksjonen da ikke skal overstige 110% av 1986-nivået (UK Stratospheric Ozone Review Group, 1988).

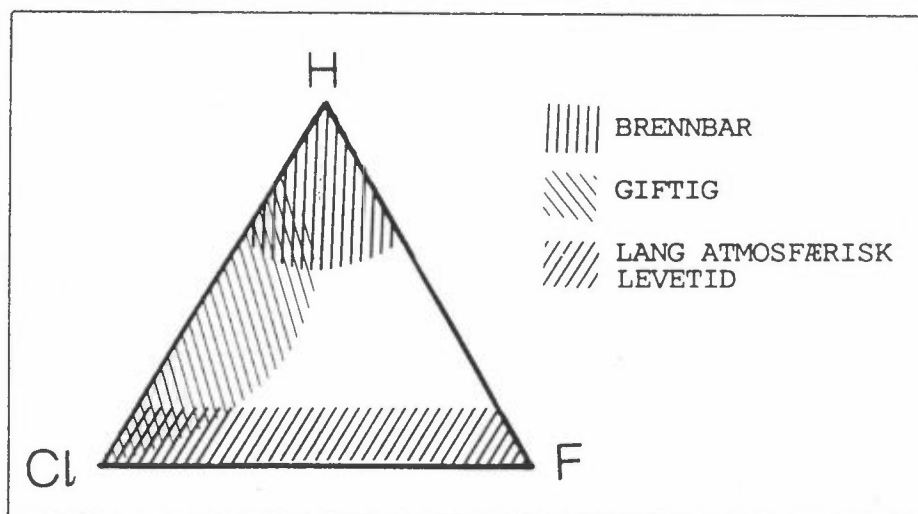
Mulige erstatningsstoffer er oppsummert i tabell 3.2.

I figur 3.7 er vist et skjema over egenskapene til klorfluorkarbonene, avhengig av graden av Cl, F eller H-substitusjon i stoffene (fra Jones, 1988). Drivhuseffekten av klorfluorkarboner og erstatningsstoffer er gjennomgått nedenfor.



Tabell 3.2: De viktigste kommersielle klorfluorkarboner og mulige alternativer (Jones, 1988).

Stoff	Anvendelse
$\text{CFCl}_3$ (F-11)	aerosoldrivgass, kjølevæske, rensing, skumblåsing
$\text{CCl}_2\text{F}_2$ (F-12)	aerosoldrivgass, kjølevæske, skumblåsing
$\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ (F-113)	kjølevæske, rensing, skumblåsing
$\text{CClF}_2\text{CClF}_2$ (F-114)	aerosoldrivgass, kjølevæske, skumblåsing
$\text{CClF}_2\text{CF}_3$ (F-115)	kjølevæske, skumblåsing
Erstatningsstoffer:	
$\text{CHClF}_2$ (F-22)	skumblåsing, kjølevæske
$\text{CH}_3\text{CClF}_2$ (F-142b)	aerosoldrivgass
$\text{CH}_3\text{CHF}_2$ (F-152a)	kjølevæske, aerosoldrivgass
$\text{CHCl}_2\text{CF}_3$ (F-123)	" "
$\text{CHClFCF}_3$ (F-124)	kjølevæske, skumblåsing
$\text{CHF}_2\text{CF}_3$ (F-125)	kjølevæske
$\text{CH}_2\text{FCF}_3$ (F-134a)	"
$\text{CH}_3\text{CCl}_2\text{F}$ (F-141b)	aerosoldrivgass, skumblåsing
$\text{CH}_3\text{CF}_3$ (F-143a)	kjølevæske



Figur 3.7: Egenskaper ved klorfluorkarbonene er knyttet til balansen mellom hydrogen-, klor- og fluoratomene i molekylene (Jones, 1988).

### 3.4 AKKUMULERT DRIVHUSEFFEKT

De viktigste halokarbonene er listet opp i tabell 3.1, der det også er gitt tall for globalt utslipp og blandingsforhold for 1985 (UNEP og WMO, 1989). I tabell 3.3 er vist molekylvekt og levetid som er det samme som oppholdstid (se kap. 3.2), for de viktigste klimagassene.

Tabell 3.3: Molekylvekt og atmosfærisk levetid for de viktigste sporgasser med direkte drivhuseffekt (UNEP/WMO, 1989, Derwent, 1990).

Gass	OH + halokarbon reaksjonshastighets- konstant ( $\text{cm}^3/(\text{molekyl} \times \text{s})$ )	Molekyl- vekt (g/mol)	Levetid (år)
CO <sub>2</sub>		44	1
CH <sub>4</sub>		16	10 <sup>2</sup>
N <sub>2</sub> O		44	150
F-11(CF <sub>3</sub> Cl)		137.3	58
F-12(CF <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub> )		120.9	130
F-22(CHClF <sub>2</sub> )		86.5	15
F-113(CCl <sub>2</sub> FCClF <sub>2</sub> )		187.5	90
F-114(CClF <sub>2</sub> CClF <sub>2</sub> )		171	200
F-115(CClF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub> )		154.5	400
F-123(CHCl <sub>2</sub> CF <sub>3</sub> )	$6.4 \times 10^{-13} \exp(-850/T)$	153	1.6 <sup>3</sup>
F-124(CHClFCF <sub>3</sub> )	$6.6 \times 10^{-13} \exp(-1250/T)$	136.5	6.6
F-125(CHF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub> )	$3.8 \times 10^{-13} \exp(-1500/T)$	120	28
F-134a(CH <sub>2</sub> FCF <sub>3</sub> )	$1.7 \times 10^{-12} \exp(-1750/T)$	102	16
F-141b(CH <sub>3</sub> CCl <sub>2</sub> F)	$2.7 \times 10^{-13} \exp(-1050/T)$	117	8
F-142b(CH <sub>3</sub> CClF <sub>2</sub> )	$9.6 \times 10^{-13} \exp(-1650/T)$	100.5	19
F-143a(CH <sub>3</sub> CF <sub>3</sub> )	$2.6 \times 10^{-13} \exp(-1500/T)$	84	41
F-152a(CH <sub>3</sub> CHF <sub>2</sub> )	$1.5 \times 10^{-12} \exp(-1100/T)$	66	1.7
CCl <sub>4</sub>		142	50
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>		133.5	6

- 1) Brøkdelen  $f$  av CO<sub>2</sub> som er gjenværende i atmosfæren  $t$  år etter et øyeblikksutslipp er gitt som  $f = 0.30036 \exp(-t/9.6993) + 0.34278 \exp(-t/71.109) + 0.35686 \exp(-t/815.727)$  (Siegenthaler, 1975) 2) Levetiden for CH<sub>4</sub> er 8.1-11.8 år, med det mest sannsynlige estimat 9.6 år (Cicerone og Oremland, 1988). 3) basert på en midlere troposfærisk OH-konsentrasjon på  $6.5 \times 10^5$  molekyler/cm<sup>3</sup> (Volz et al., 1981, Derwent og Volz, 1989).

Sammenligning av drivhusgassenes betydning kan gjøres ved å se på akkumulert drivhuseffekt, som defineres som integralet av drivhuseffekten over tiden (Rodhe, 1989, Derwent, 1990):

$$AD_i = \int_0^{t_h} k_i C_i(t) dt \quad (1)$$

der  $AD_i$  er den akkumulerte drivhuseffekten av et øyeblikksutslipp av en drivhusgass,  $C_i(t)$  den delen som er igjen i atmosfæren ved tiden  $t$  etter utslipp,  $t_h$  er den tidshorisont som betraktes og  $k_i$  er drivhuseffekten pr. masse eller volumenhet i atmosfæren. Integralet over tiden av  $C_i(t)$  er et uttrykk for drivhusgassen  $i$ 's levetid ( $\tau_i$ ) i atmosfæren, mens  $k_i$  er knyttet til de infrarøde absorpsjonsegenskapene. For halokarbonene varierer levetiden fra et stoff til et annet opp til en faktor 250, mens den infrarøde absorpsjonen kan variere med en faktor 4. Den akkumulerte drivhuseffekten kan variere fra et halokarbon til et annet opp til en faktor 600, der ulikhetene i levetid utgjør det viktigste bidraget. Ligning (1) er gyldig bare for små endringer i drivhusgassens konsentrasjon i forhold til dagens nivå, og bare for drivhusgasser uten overlappende absorpsjonsbånd med andre drivhusgasser, og uten kjemiske reaksjoner med andre stoffer, og uten en medfølgende endring i andre komponenter som påvirker strålingen, slik som vanndamp, skyer eller partikler.

I det følgende beregnes den akkumulerte drivhuseffekten av et øyeblikksutslipp på 1 kg. Ekstrapolasjon til realistiske utslipp kan bety at viktige kjemiske reaksjoner eller overlappende absorpsjon ikke blir tatt tilbørlig hensyn til.

Drivhusgassenes effekt skyldes tildels direkte absorpsjon av infrarød stråling, og dels at de gjennom kjemiske prosesser produserer  $CO_2$ , modifierer troposfærens ozonfordeling eller stratosfærens vanndamp, og derigjennom har en indirekte drivhuseffekt.  $CO_2$  og KFK har en direkte drivhuseffekt, mens metan har både en direkte og en indirekte drivhuseffekt.  $CH_4$  absorberer infrarød stråling, men fra  $CH_4$  produseres også  $O_3$  i troposfæren,  $H_2O$  i stratosfæren og  $CO_2$ , derav den indirekte drivhuseffekten.  $N_2O$  absorberer infrarød stråling, men er også en viktig kilde for nitrogenoksider ( $NO_x$ ) i øvre troposfære ved

at  $N_2O$  brytes opp i stratosfæren og danner  $NO_x$  som kan transporteres nedover gjennom tropopausen, og bidrar gjennom det til ozondannelse.

### 3.4.1 Øyeblikksutslipp av sporgass med direkte drivhusvirkning

Anta at 1 kg av en drivhusgass blandes øyeblikkelig og fullstendig i atmosfæren. Konsentrasjonen avtar med tiden, samtidig som gassen absorberer og reemitterer infrarød stråling fra jordoverflaten. Ved ethvert tidspunkt etter utslipp, vil gassen ha produsert en akkumulert drivhuseffekt  $\Delta C_1$ . Endringen i konsentrasjon etter utslipp integrert over tidshorisonten  $t_h$ ,  $\Delta C$ , beregnes ved å løse differensialligningen for en fullstendig blandet boks som representerer atmosfæren,

$$dC/dt = - C/\tau \quad (2)$$

der  $C$  er midlere blandingsforhold,  $t$  er tiden og  $\tau$  er levetiden, slik at

$$C = C_0 \cdot \exp(-t/\tau) \quad (3)$$

der  $C = C_0$  ved  $t = 0$

Dette gir da:

$$\Delta C = \int_0^{t_h} C_0 \cdot \exp(-t/\tau) dt \quad (4)$$

der  $t_h$  er tidshorisonten. For et utslipp på 1 kg med molekylvekt  $MV$  er

$$\Delta C = \frac{\tau \cdot MV_{luft}}{MV \cdot 5.136 \cdot 10^{18}} \cdot 10^6 \cdot (1 - \exp(-t_h/\tau)) \text{ ppm} \cdot \text{år}$$

der  $MV_{luft}$  er molekylvekten for luft (28.96 g/mol). Massen av atmosfæren er  $5.136 \cdot 10^{18}$  kg (Trenberth et al., 1987).

I tabell 3.4 er vist resultatet av beregning av konsentrasjonsendring integrert over tid,  $\Delta C$ , for sporgasser med direkte drivhuseffekt, for 3 ulike tidshorisonter  $t_h$ : 20, 100 og 500 år. Ulike problemstillinger knyttet til drivhuseffekten utvikler seg over forskjellige tidshorisonter: Hevning av havoverflaten som en følge av global oppvarming er knyttet til den lengste tidsperioden (500 år), mens i vurderingen av temperaturforandringenes hastighet er kortere tidsperioder mer relevante. Tabellene 3.4-3.10 er tatt med for å vise resonnetet som ligger under tabellene 3.11-3.13, som summerer opp drivhuseffekten av de enkelte sporgassene. Tabellene 3.4 - 3.13 er plassert samlet etter kap. 3.4.4.

Tallene i tabell 3.4 baserer seg på en rekke forenklinger, der det bl.a. er antatt konstant levetid i hele integrasjonstiden. Nedbrytning av de fleste sporgassene i tabell 3.4 er bestemt av reaksjonen med hydroksyl-radikalet (OH), og OH-konsentrasjonen i atmosfæren er ikke konstant over tid. Konsentrasjonen av OH er mest knyttet til konsentrasjonsforløpet av  $\text{CH}_4$ , CO og  $\text{NO}_x$  ( $=\text{NO}+\text{NO}_2$ ) i atmosfæren.

Integrasjon av endringen i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  over tid byr på spesielle problemer, siden forløpet av  $\text{CO}_2$  er en kompleks funksjon av utvekslingen mellom atmosfæren og biosfæren og havene. Verdiene for  $\Delta C$  for  $\text{CO}_2$  i tabell 3.4 er beregnet på grunnlag av en modell for kretsløpet av  $\text{CO}_2$  utviklet av Siegenthaler (1975).

Beregning av akkumulert drivhuseffekt  $AD_i$  forutsetter verdier for  $k_i$  (ligning 1) på mol-basis, og i tabell 3.5 er gitt slike verdier, basert på Ramanathan et al. (1985), Mintzner (1987) og Derwent (1990). Verdiene i tabell 3.5 gjelder for små endringer rundt dagens konsentrasjonsnivå for de ulike drivhusgassene. Overlappende absorpsjonsbånd og absorpsjonsmetning gjør det vanskelig å ekstrapolere verdiene i tabell 3.5 til store avvik fra dagens atmosfæriske innhold av drivhusgasser. En fordobling av atmosfærens  $\text{CO}_2$ -innhold regnes å gi opphav til en redusert strålingsfluks oppover gjennom tropopausen på  $\Delta Q = 4.2 \text{ W/m}^2$ , med en breddegradsvariasjon fra  $4.5\text{-}5 \text{ W/m}^2$  i tropene til omkring  $2 \text{ W/m}^2$  ved polene. Absorpsjonsbåndene for  $\text{CO}_2$  er nær metning,

slik at det er tilnærmet en logaritmisk sammenheng mellom drivhuseffekten av CO<sub>2</sub> ( $\Delta Q$ ) og konsentrasjonsendringen:

$$\Delta Q = c_1 \cdot \ln F \quad (5)$$

der  $c_1$  er en konstant og  $F$  er forholdet mellom CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen og en referanseverdi (Ramanathan et al., 1987). For CH<sub>4</sub> og N<sub>2</sub>O er det en kvadratrotsammenheng mellom  $\Delta Q$  og  $F$  ( $\Delta Q = c_2 \sqrt{F}$ ), mens det for halokarbonene er en lineær sammenheng mellom  $\Delta Q$  og  $F$  ( $\Delta Q = c_3 F$ ). Sammenhengen mellom  $\Delta Q$  og  $\Delta T$  er gitt ved

$$C_v \cdot (\partial \Delta T / \partial t) + \lambda \cdot \Delta T = \Delta Q \quad (6)$$

der  $\Delta T$  er endring i temperaturlikevekten som følge av en liten endring i oppvarming, og  $C_v$  er systemets varmekapasitet.  $\lambda$  er tilbakekoblingsstyrken ("feedback strength"). I tabell 3.5 er gitt  $\Delta T$  estimert fra ligning (6) for  $t \rightarrow \infty$  (dvs. likevekt) og uten klimatilbakekoblinger (dvs. overflatealbedo, absolutt vandampmengde, atmosfærens temperaturprofil og alle andre parametre holdes konstant), slik at reduksjon i  $\Delta Q$  kompenseres ved at jordoverflatens svartlegemestråling øker gjennom en økning i temperaturen.  $\lambda = 4\sigma T^3 = 3.7 \text{ W/m}^2\text{K}$ , der  $\sigma$  er en universell konstant. Med  $\Delta Q = 4.2 \text{ W/m}^2$  er  $\Delta T = 1.1\text{K}$ . I tabell 3.6 er gjengitt beregninger av endringen i den globale likevektstemperaturen uten tilbakekoblinger ( $\Delta T$ ) for endring i drivhusgassene fram til i dag (Hansen et al., 1989). Verdiene for  $\Delta T$  i tabell 3.6 er sammenlignbare med verdiene i tabell 3.5 for små endringer i konsentrasjonene i forhold til dagens nivå. I tabell 3.7 er vist akkumulert drivhuseffekt  $AD_i$  for den direkte drivhuseffekten for ulike tidshorisonter, beregnet etter ligning (1) (etter Derwent, 1990).

Det fremgår av tabell 3.7 at for drivhusgasser med forholdsvis kort levetid øker akkumulert drivhuseffekt mindre med økende tidshorisont enn for gasser med lang levetid. F-114 har en levetid på 400 år slik at en betydelig del av øyeblikksutslippet på 1 kg er igjen i atmosfæren selv etter 500 år, noe som forklarer den sterke veksten i  $AD_i$  med økende tidshorisont, mens f.eks.  $AD_i$  for CH<sub>4</sub> ikke øker noe videre for  $t_h > 20$  år, siden levetiden for CH<sub>4</sub> er ca. 10 år.

### 3.4.2 Drivhuseffekten av gasser som indirekte påvirker langbølget strålingsbalanse

Metan har både en direkte og en indirekte drivhuseffekt. Den indirekte virkningen skyldes at  $\text{CO}_2$  produseres når  $\text{CH}_4$  oksideres,  $\text{CH}_4$  har en kontrollerende virkning på den kjemiske dannelsen av ozon i troposfæren, og  $\text{CH}_4$  er en viktig kilde til vanndamp i stratosfæren. Karbonmonoksid virker også inn på  $\text{O}_3$ -budsjettet i troposfæren, og det samme gjelder for utslipp av nitrogenoksider ( $\text{NO}_x$ ) og ikke-metan hydrokarboner (NMHC). Ozon i troposfæren er en viktig klimagass. Spesielt stor betydning for langbølget strålingsbalanse har ozonendringer i tropopausehøyde, der temperaturen er lavest i forhold til bakken slik at energigevinsten ved en ozonøkning der er større enn for andre områder i troposfæren (jfr. fig. 3.5 som viser beregnet endring i jordoverflatetemperaturen for en gitt endring i ozonkonsentrasjonen som en funksjon av høyden. Det tropiske profilet har et større utslag med høyden enn profilet for midlere bredder, siden bakketemperaturer er høyere og tropopausen kaldere i tropene enn på midlere bredder).

Den indirekte drivhuseffekten gir opphav til en akkumulert drivhuseffekt som defineres som

$$AD_{\text{ozon}} = (\text{Integrert ozonkonsentrasjon over tidshorisonten } t_h) \cdot (\text{strålingsoppvarming pr. mol ozon}) \quad (7)$$

Derwent (1990) anvendte en global, 2-dimensjonal modell (meridional-snitt fra pol til pol for hele troposfæren) til å undersøke hvordan et konstant utslipp av  $\text{NO}_x$ , CO og NMHC (ikke-metan hydrokarboner) på 1 kg fordelt over ett år, virket inn på troposfærens ozonbudsjett midlet over året. Utslippene ble antatt å finne sted ved jordoverflaten på midlere breddegrader på den nordlige halvkule. Disse beregningene ligger under tallene i tabell 3.8 og tar hensyn til den kombinerte virkning av atmosfærisk transport og kjemi på omsetningen av troposfærisk ozon. Resultatene er i ganske stor utstrekning modellavhengige, pga. det komplekse samspill mellom troposfærens OH,  $\text{NO}_x$ ,  $\text{O}_3$  og  $\text{CH}_4$ -budsjett.

$\text{NO}_x$ , CO og NMHC bidrar til dannelse av troposfærisk ozon, men har mye kortere levetider enn 1 år slik at effekten på ozon av et midlere årsutslipp på 1 kg opphører når året er omme. Troposfærisk ozon har en levetid på i gjennomsnitt to måneder, slik at den akkumulerte drivhuseffekten av  $\text{NO}_x$ , CO og NMHC øker ikke for tidshorisonter utover ett år (tabell 3.8). Metan, derimot, har en levetid som er antatt å være 10 år, slik at den indirekte drivhuseffekten av  $\text{CH}_4$  (gjennom virkningen på troposfærisk  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  og stratosfærisk  $\text{H}_2\text{O}$ ) fortsetter å øke for tidshorisonter utover 1 år.

Drivhuseffekten av en endring i troposfærens og stratosfærens ozon henger nøye sammen med hvordan vertikalprofilen av  $\text{O}_3$  gjennom atmosfæren endres (se fig. 3.5). Det betyr at de akkumulerte drivhuseffektverdiene  $\text{AD}_{\text{ozon}}$  vist i tabell 3.8, er særlig usikre. Et annet moment er at  $\text{NO}_x$ - og  $\text{CH}_4$ -utslippsendringer bevirker ozonendring i ulike høyder: Økte bakkeutslipp av  $\text{NO}_x$  fører til økt  $\text{O}_3$  særlig i troposfærens nederste kilometre, mens økte  $\text{CH}_4$ -utslipp endrer særlig den øvre troposfærens ozon, og er dermed av særlig betydning i klimagass-sammenheng (se fig. 3.6) (Isaksen og Hov, 1987). Wuebbles et al. (1989) viser at betydningen av økningen i stratosfærens vanddampinnhold som en følge av økt  $\text{CH}_4$ , øker drivhuseffekten av  $\text{CH}_4$  med omkring 30%. Utslipp av CO,  $\text{CH}_4$  og NMHC vil til slutt føre til  $\text{CO}_2$ -dannelse, og den indirekte, akkumulerte drivhuseffekten av dette er gitt i tabell 3.9.

### 3.4.3 Globalt oppvarmingspotensial

Den akkumulerte direkte og indirekte drivhuseffekt  $\text{AD}_i$  integrert over ulike tidshorisonter som en følge av øyeblikksutslipp av 1 kg sporgass, er vist i tabell 3.10 (etter Derwent, 1990). Alle drivhusgassene har en betydelig større akkumulert drivhuseffekt enn  $\text{CO}_2$ , noe som skyldes at  $\text{CO}_2$ 's absorpsjonsbånd er nær metning. Over en tidshorizont på 20 år er det et sprang i  $\text{AD}_i$  fra  $9.3 \cdot 10^{-15} \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{år}$  for  $\text{CO}_2$  til  $5.8 \cdot 10^{-11} \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{år}$  for F-12, mens over lengre tidshorisonter er spranget fra  $1.0 \cdot 10^{-13} \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{år}$  for  $\text{CO}_2$  til  $6.6 \cdot 10^{-10} \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{år}$  for F-115, eller nær 4 størrelsesordener.



Det globale oppvarmingspotensial (GWP = global warming potential, UNEP/WMO, 1989, Derwent, 1990, Lashof og Ahuja, 1990, Rodhe, 1989) er definert som

$$GWP = \int_0^{t_h} k_i \cdot C_i dt / \int_0^{t_h} k_{CO_2} \cdot C_{CO_2} dt = AD_i / AD_{CO_2} \quad (8)$$

dvs. som forholdet mellom den akkumulerte drivhuseffekten av den aktuelle drivhusgassen og karbondioksid integrert over tidshorisonten  $t_h$ .

I tabell 3.11 er gitt GWP-verdier for de ulike sporgasser og tidshorisonter 20, 100 og 500 år. Tabellen følger de samme trekk som tabell 3.10.

#### 3.4.4 GWP og kontrollstrategier

Kontrollstrategier for drivhusgasser kan utvikles på grunnlag av tabell 3.11 ved å dele realistiske utslippsscenarioer opp i en sum av øyeblikksutslipp. I tabell 3.12 er gitt en oversikt over årlig norsk utslipp av drivhusgasser og deres globale oppvarmingspotensial. Tallene for globalt oppvarmingspotensial kan ikke tas altfor bokstavelig, særlig er det knyttet usikkerhet til ozon. For en tidshorisont på 20 år kommer bidraget fra  $CO_2$  først på 3. plass, mens  $NO_x$ -bidraget er størst. I tabell 3.13 er informasjonen i tabell 3.12 gjort om til en rankingliste for de tre tidshorisontene, og for en tidshorisont på 100 år eller mer er  $CO_2$ -utslippene viktigst, metan nr. 2 og  $NO_x$ -utslippenes indirekte effekt gjennom troposfærisk ozon, nr. 3.

Tabell 3.4: Endring i konsentrasjon integrert over tidshorisonten  $t_h$  for sporgasser med direkte drivhuseffekt,  $\Delta C$  (jfr. ligning 4), basert på øyeblikks-utslipp av 1 kg ( $\Delta C$  i ppm·år) (fra Derwent, 1990). Hvert tall skal multipliseres med  $10^{-12}$ .

$t_h$ (år)	$\Delta C$ , ppm·år (i $10^{-12}$ ) 1		
	20	100	500
CO <sub>2</sub>	1.90	6.93	20.5
CH <sub>4</sub>	3.05	3.52	3.52
N <sub>2</sub> O	2.40	9.35	18.5
F-11	0.694	1.96	2.38
F-12	0.865	3.25	5.93
F-22	0.720	0.977	0.978
F-113	0.539	1.82	2.70
F-114	0.628	2.59	6.05
F-115	0.712	3.23	10.4
F-123	0.0590	0.0590	0.0590
F-124	0.259	0.273	0.273
F-125	0.672	1.28	1.32
F-134a	0.631	0.883	0.884
F-141b	0.354	0.386	0.386
F-142b	0.694	1.06	1.07
F-143a	1.06	2.51	2.75
F-152a	0.145	0.145	0.145
CCl <sub>4</sub>	0.655	1.72	1.99
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	0.244	0.253	0.253

- 1) 3 gjeldende siffer er brukt for å kunne sammenligne tallene, og er ikke et uttrykk for nøyaktigheten i estimatene.

Tabell 3.5: Drivhuseffekt på mol-basis.

Sporgass	Drivhuseffekt, °C/ppm
CO <sub>2</sub>	0.0049 1)
CH <sub>4</sub>	0.13 2)
N <sub>2</sub> O	0.81 2)
F-11	54 3)
F-12	67
F-22	47
F-113	69
F-114	80
F-115	63
F-123	43
F-124	47
F-125	58
F-134a	42
F-141b	34
F-142b	44
F-143a	34
F-152a	29
CCl <sub>4</sub>	25
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	12

- 1) basert på en logaritmisk sammenheng mellom drivhuseffekt og konsentrasjonsveksten i CO<sub>2</sub>.
- 2) basert på at drivhuseffekten øker med kvadratroten av konsentrasjonsøkningen i CH<sub>4</sub> og N<sub>2</sub>O.
- 3) basert på en lineær sammenheng mellom drivhuseffekten og økningen i halokarbonkonsentrasjon (gjelder for alle halokarboner).

Tabell 3.6: Økning i den globale middeltemperaturen ved likevekt ( $\Delta T$ , uten tilbakekoblinger) for endringer i atmosfærensinnhold av drivhusgasser i ulike tidsrom (Hansen et al., 1989).

	$\Delta T^1$		$\Delta T$		$\Delta T$		$\Delta T$		
	1850	( $^{\circ}\text{C}$ )	1960	( $^{\circ}\text{C}$ )	1970	( $^{\circ}\text{C}$ )	1980	( $^{\circ}\text{C}$ )	1990
$\text{CO}_2$ (ppm)	285	0.180	316.7	0.044	324.8	0.067	337.6	0.079	353.2
$\text{CH}_4$ (ppb)	800	0.070	1300	0.016	1400	0.018	1555	0.017	1725
$\text{N}_2\text{O}$ (ppb)	285	0.005	289	0.007	295	0.008	302	0.009	310
F-12 (ppt)	0	0.003	33	0.007	121	0.015	297	0.014	468
F-11 (ppt)	0	0.001	11	0.003	60	0.007	173	0.007	275
Andre KFK	0	0.001	-	0.002	-	0.006	-	0.013	-

<sup>1</sup> Endring i global likevektstemperatur som skyldes endring i drivhusgassinnholdet i tidsperioden som er begrenset av kolonnen til venstre og til høyre (dvs. 1850-1960, 1960-1970, 1970-1980, 1980-1990).

Endring i  $\Delta T$  pga. halokarbonendring fra 1980-1990:

	$\Delta T, ^{\circ}\text{C}$	Vekst % pr. år	kons. (ppt)	
			1980	1990
$\text{CCl}_2\text{F}_2$ (F-12)	0.0143	4.6	297	468
$\text{CCl}_3\text{F}$ (F-11)	0.0067	4.7	173	275
$\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ (F-113)	0.0057	13.3	20	70
$\text{CHClF}_2$ (F-22)	0.0034	8.2	50	110
$\text{CF}_4$ (F-14)	0.0009	2.5	70	90
$\text{CCl}_4$	0.0007	1.5	100	115
$\text{CClF}_2\text{CClF}_2$ (F-114)	0.0004	5.8	4	7
$\text{CF}_3\text{Cl}$ (F-13)	0.0004	4.7	7	11
$\text{CF}_3\text{CF}_2\text{Cl}$ (F-115)	0.0003	9.0	2	5
$\text{CH}_3\text{CCl}_3$	0.0002	4.4	110	170
$\text{CH}_2\text{Cl}_2$	0.0002	3.9	30	44
$\text{CH}_2\text{ClCH}_2\text{Cl}$	0.0002	2.4	30	38
$\text{CF}_3\text{Br}$	0.0002	18.2	0.6	3.2
$\text{C}_2\text{F}_6$ (F-116)	0.0001	3.2	4	5.5
$\text{CHCl}_3$	0.0001	2.2	10	12.5
Sum	0.0338			

Tabell 3.7: Verdier for akkumulert direkte drivhuseffekt  $AD_i$  for et øyeblikksutslipp av 1 kg sporgass, integrert over 20, 100 og 500 års tidshorisont (Derwent, 1990). Hvert tall skal multipliseres med  $10^{-11}$ .

	$AD_i$ ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{år}$ ) (i $10^{-11}$ )		
	20 år	100 år	500 år
$\text{CO}_2$	0.000933	0.00340	0.0101
$\text{CH}_4$	0.0396	0.0485	0.0458
$\text{N}_2\text{O}$	0.194	0.758	1.50
F-11	3.75	10.6	12.9
F-12	5.79	21.8	39.8
F-22	3.38	4.59	4.60
F-113	3.72	12.5	18.6
F-114	5.02	20.8	48.4
F-115	4.49	20.3	65.6
F-123	0.254	0.254	0.254
F-124	1.22	1.28	1.28
F-125	3.90	7.42	7.63
F-134a	2.65	3.71	3.71
F-141b	1.20	1.31	1.31
F-142b	3.05	4.67	4.69
F-143a	3.61	8.54	9.36
F-152a	0.421	0.421	0.421
$\text{CCl}_4$	1.64	4.29	4.96
$\text{CH}_3\text{CCl}_3$	0.293	0.304	0.304

Tabell 3.8: Endring i global ozonkonsentrasjon og akkumulert drivhuseffekt  $AD_{\text{ozon}}$  for utslipp av 1 kg  $\text{NO}_x$ , CO eller NMHC integrert over tidshorisonter på 20, 100 og 500 år (Derwent, 1990).

$AD_{\text{ozon}}$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{år}$ , i $10^{-11}$ 1	Sporgass		
	20 år	100 år	500 år
$\text{NO}_x$	0.15	0.15	0.15
CO	0.0051	0.0051	0.0051
$\text{CH}_4$ 2	0.024	0.028	0.029
NMHC	0.029	0.029	0.029

- 1) Oppvarming basert på at en 12.5% økning i den midlere troposfæriske ozonkonsentrasjon fra et 1980-nivå på 61 ppb gir opphav til  $0.06^{\circ}\text{C}$  oppvarming, eller  $8^{\circ}\text{C}/\text{ppm}$  (Ramanathan et al., 1985).
- 2)  $\text{CH}_4$ -levetid på 10 år.

Tabell 3.9: Akkumulert drivhuseffekt  $AD_i$  som en følge av øyeblikksutslipp av 1 kg sporgass som fører til  $CO_2$ -dannelse, integrert over tidshorisonter på 20, 100 og 500 år (etter Derwent, 1990). Hvert tall skal multipliseres med  $10^{-11}$ .

$AD_i, \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{år} \text{ (i } 10^{-11}\text{)}$			
Sporgass	20 år	100 år	500 år
CO	0.00147	0.00543	0.0158
CH <sub>4</sub> (fossilt) <sup>1</sup>	0.00256	0.00934	0.0277
NMHC (fossilt) <sup>2</sup>	0.00293	0.0107	0.0316

- 1) Bare den fossile delen medregnes siden  $CO_2$  av "ny dato" er brukt for å produsere ikke-fossilt CH<sub>4</sub> og NMHC.
- 2) 1 kg NMHC oksideres til 3.14 kg  $CO_2$  i atmosfæren.

Tabell 3.10: Akkumulert direkte og indirekte drivhuseffekt  $AD_i$  integrert over tidshorisonter på 20, 100 og 500 år som en følge av øyeblikksutslipp av 1 kg sporgass (etter Derwent, 1990). Hvert tall skal multipliseres med  $10^{-11}$ .

$AD_i$ , $^{\circ}C \cdot \text{år}$ (i $10^{-11}$ )			
Tidshorizont, år	20	100	500
Sporgass			
CO <sub>2</sub>	0.00093	0.0034	0.010
CH <sub>4</sub> direkte	0.040	0.028	0.028
	O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	0.028	0.028
indirekte	CO <sub>2</sub> <sup>2</sup>	0.0026	0.0093
	H <sub>2</sub> O	0.012	0.014
N <sub>2</sub> O	0.19	0.76	1.5
F-11	3.8	11	13
F-12	5.8	22	40
F-22	3.4	4.6	4.6
F-113	3.7	13	19
F-114	5.0	21	48
F-115	4.5	20	66
F-123	0.25	0.25	0.25
F-124	1.2	1.3	1.3
F-125	3.9	7.4	7.6
F-134a	2.7	3.7	3.7
F-141b	1.2	1.3	1.3
F-142b	3.1	4.7	4.7
F-143a	3.6	8.5	9.4
F-152a	0.42	0.42	0.42
CCl <sub>4</sub>	1.6	4.3	5.0
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	0.29	0.30	0.30
fossil	0.0066	0.010	0.021
CO ikke-fossil <sup>1 3</sup>	0.0051	0.0051	0.0051
NO <sub>x</sub> <sup>1 4</sup>	0.15	0.15	0.15
fossil	0.032	0.040	0.061
NMHC ikke-fossil <sup>1 3</sup>	0.029	0.029	0.029

- 1) Drivhuseffekten av endring i troposfærens ozon er særlig usikker.
- 2) Bare den fossile delen gir opphav til indirekte drivhuseffekt gjennom CO<sub>2</sub>. Den ikke-fossile delen av metanutslippet regnes å ha null nettoeffekt på CO<sub>2</sub>.
- 3) Kombinert virkning gjennom O<sub>3</sub> og CO<sub>2</sub>. (4) 1 kg NO<sub>x</sub> som NO<sub>2</sub>.

Tabell 3.11: Summert direkte og indirekte globalt oppvarmingspotensiale (GWP) integrert over tidshorisonter på 20, 100 og 500 år som en følge av øyeblikksutslipp av 1 kg sporgass (etter Derwent, 1990).

GWP				
Tidshorisont (År)				
Sporgass		20	100	500
CO <sub>2</sub>		1	1	1
CH <sub>4</sub>	fossil 1 2	43	14	7
	ikke-fossil	42	20	7
N <sub>2</sub> O		210	220	150
F-11		4000	3100	1300
F-12		6200	6400	4000
F-22		3600	1400	460
F-113		4000	3700	1800
F-114		5400	6100	4800
F-115		4800	6000	6500
F-123		270	75	25
F-124		1300	380	130
F-125		4200	2200	750
F-134a		2800	1100	370
F-141b		1300	390	130
F-142b		3300	1400	470
F-143a		3900	2500	930
F-152a		450	120	42
CCl <sub>4</sub>		1800	1300	500
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>		310	90	30
CO	fossil 2 3	7	3	2
	ikke-fossil	6	2	0.5
NO <sub>x</sub>	2 4	160	44	15
NMHC	fossil 2 3	34	13	6
	ikke-fossil	31	9	3

- 1) Sum av direkte drivhuseffekt av CH<sub>4</sub>, og indirekte drivhuseffekt av CH<sub>4</sub> gjennom metans bidrag til troposfærisk O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub> og stratosfærisk H<sub>2</sub>O.
- 2) Drivhuseffekten av troposfærisk ozon er spesielt usikker siden den avhenger så sterkt av høydeprofilets form.
- 3) Inkluderer indirekte drivhuseffekt gjennom produksjonen av CO<sub>2</sub> og troposfærisk O<sub>3</sub> pga. CO- resp. NMHC-utslipp.
- 4) 1 kg NO<sub>x</sub> som NO<sub>2</sub>.



Tabell 3.12: Globalt oppvarmingspotensial GWP for norske drivhusgass-utslipp (inkludert direkte og indirekte drivhuseffekter) (KFK-utslipp basert på 1986-tall fra SFT, Produktkontrollavdelingen, 1989-tall for CCl<sub>4</sub> og for F-22).

	Årsutslipp i Norge kg	Norske utslipp/ globalt utslipp	GWP		
			20	100	500 år
Tidshorisont			20	100	500 år
Sporgasser:					
CO <sub>2</sub>	29x10 <sup>9</sup>	1.1x10 <sup>-3</sup>	1	1	1
CH <sub>4</sub> fossil + ikke-fossil	360x10 <sup>6</sup>	1.2x10 <sup>-3</sup>	1.06	0.42	0.15
N <sub>2</sub> O	14x10 <sup>6</sup>	2.3x10 <sup>-3</sup>	0.10	0.11	0.07
F-11	1.7x10 <sup>6</sup>	5.7x10 <sup>-3</sup>	0.23	0.18	0.08
F-12	3.4x10 <sup>5</sup>	8.5x10 <sup>-4</sup>	0.07	0.08	0.05
F-22	4.9x10 <sup>5</sup>	4.9x10 <sup>-3</sup>	0.06	0.02	0.007
F-113	2.8x10 <sup>5</sup>	1.9x10 <sup>-3</sup>	0.04	0.03	0.02
CCl <sub>4</sub>	3.0x10 <sup>5</sup>	3.3x10 <sup>-4</sup>	0.003	3x10 <sup>-4</sup>	7x10 <sup>-4</sup>
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	8.5x10 <sup>5</sup>	1.0x10 <sup>-3</sup>	0.01	3x10 <sup>-3</sup>	0.001
CO	3.6x10 <sup>8</sup>	1.8x10 <sup>-3</sup>	0.16	0.06	0.03
NO <sub>x</sub>	223x10 <sup>6</sup>	3.4x10 <sup>-3</sup>	1.24	0.33	0.11
NMHC	139x10 <sup>6</sup>	7.0x10 <sup>-3</sup>	0.31	0.11	0.04
Total			4.29	2.36	1.56
CO <sub>2</sub> -andel (%)			23	42	64

Tabell 3.13: Rankingliste for GWP for norske drivgassutslipp (ett års utslipp over 20, 100 og 500 års tidshorisont).

Ranking, GWP Tidshorisont (år)	20	100	500
Sporgass:			
CO <sub>2</sub>	3	1	1
CH <sub>4</sub>	2	2	2
N <sub>2</sub> O	7	5	5
F-11	5	4	4
F-12	8	7	6
F-22	9	10	10
F-113	10	9	9
CCl <sub>4</sub>	12	12	12
CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	11	11	11
CO	6	8	8
NO <sub>x</sub>	1	3	3
NMHC	4	5	7

### 3.5 BRUK AV GASS KONTRA OLJE OG KULL

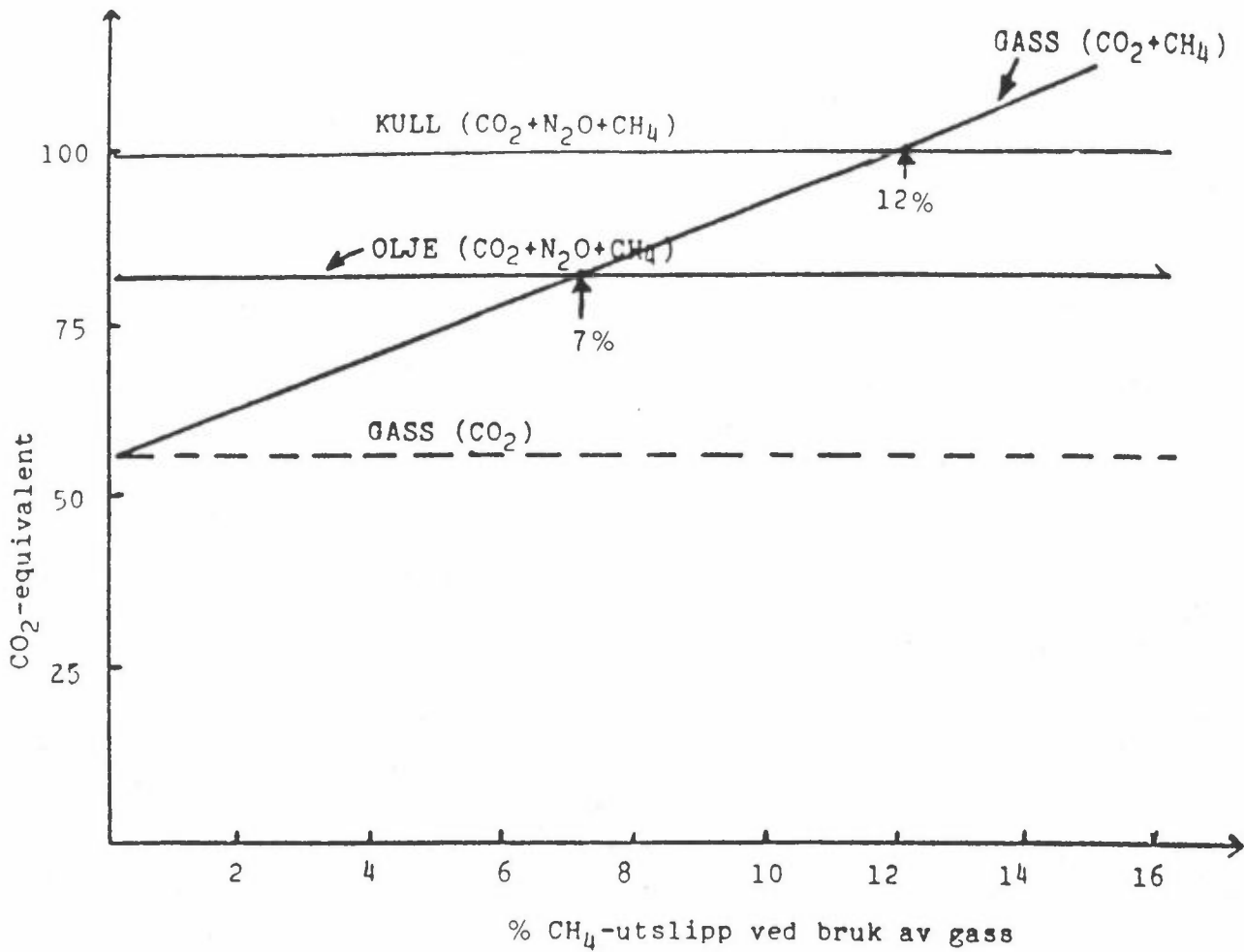
Det har i den senere tid vært mye diskutert å gå over til å bruke naturgass (dvs. metan) i stedet for olje, bensin og kull som energikilder, særlig i transportsektoren. Metan gir mer energi for hvert kilo CO<sub>2</sub> som slippes ut enn hva tilfellet er for olje og kull. Man skal imidlertid være klar over at metan er en effektiv drivhusgass, slik at eventuelle lekkasjer i forbindelse med transport og bruk av naturgass lett kan oppheve den gevinst som i teorien oppnås.

Bruk av kull, olje og gass er beregnet å gi følgende utslipp beregnet i CO<sub>2</sub>-ekvivalenter (Isaksen, 1990).

		Relativt til kull
Kull:		
	CO <sub>2</sub> -utslipp	92 g/MJ
	CH <sub>4</sub> -utslipp 0.4 g/MJ	5 g/MJ
	<u>N<sub>2</sub>O-utslipp 0.005 g /MJ</u>	<u>2 g/MJ</u>
	Sum	99 g/MJ
		1
Olje:		
	CO <sub>2</sub> -utslipp	78 g/MJ
	CH <sub>4</sub> -utslipp 0.1 g/MJ	1 g/MJ
	<u>N<sub>2</sub>O-utslipp 0.005 g /MJ</u>	<u>2 g/MJ</u>
	Sum	81 g/MJ
		0.81
Gass:		
	CO <sub>2</sub> -utslipp	56 g/MJ
	<u>CH<sub>4</sub>-utslipp 0.5-1.0 g/MJ<sup>1</sup></u>	<u>7-13g/MJ</u>
	Sum	63-69 g/MJ
		0.64-0.70

<sup>1</sup> Tilsvarende 2.5 - 5.0 % metan-lekkasje

I figur 3.8 sammenlignes CO<sub>2</sub>-ekvivalenten for fra kull olje og gass for varierende metanutslipp fra gass. Krysningpunktet mellom gass og olje ligger på 7.0 % og mellom gass og kull på 12.0 %. Dette betyr at når metan-lekkasjen ligger under disse tallene har gass en mindre klimaeffekt enn henholdsvis olje og kull.



Figur 3.8: CO<sub>2</sub>-ekvivalenter for kull, olje og gass. Metan-bidraget fra gass er gitt for varierende metan-mengder i brenselet (i %). For kull og olje er det antatt konstante metan-utslipp (henholdsvis 0.4 g/MJ og 0.1 g/MJ). Bidraget fra metan inkluderer indirekte effekter (13 g/MJ).

### 3.6 SCENARIER

For å vurdere konsekvenser av ulike tiltak for å begrense utslipp av drivhusgasser kan man lage prognoser for forskjellige tenkte utviklingstrender. En slik tenkt utvikling av utslippene kalles gjerne et scenario. Fremtidige endringer er beregnet ut fra 4 forskjellige utslippsscenarioer. Hovedtrekkene i disse scenariene er:

Scenario A antar en sterk vekst i utslippene, som i noen tilfeller er større en veksten vi har idag.

Scenario B antar en vekst som stort sett ligger på dagens nivå uten ytterligere kontrolltiltak.

Scenario C antar en stabilisering av utslippene.

Scenario D antar en reduksjon av antropogene utslipp.

Begrensningstiltakene for de forskjellige klimagassene innen hvert scenario vil være høyst forskjellige, avhengig av faktorer som; hvor lett det er å gjennomføre tiltak, hvilke samfunnsmessige konsekvenser utslippsbegrensninger kan føre til, og vårt kjennskap til de prosesser som bestemmer utslipp og fordeling i atmosfæren.

En er kommet lengst når det gjelder å begrense KFK-utslippene. Her er det allerede gjennomført tiltak, eller planlagt å gjennomføre tiltak som vil begrense utslippene effektivt (bruk av andre stoffer, gjenvinning osv.). For KFK gassene kan en oppnå en betydelig gevinst i klimasammenheng ved å gå over fra F 11 og F 12 som i stor utstrekning brukes idag til gasser med mindre klimafaktorer. En alternativ gass som i dag er aktuell er F 22. Dette er delvis forutsatt i scenariene B og C. Utslippsscenarioene er basert på UNEP/WMO (1989).

Å redusere utslippene av CO<sub>2</sub> er vanskeligere. I beste fall kan vi bare vente en beskjeden reduksjon ved inngangen til neste århundre.

CO<sub>2</sub>-utslippene i scenario A er basert på OECD/IEA anslag for høyt energibehov i tidsrommet 1985 til 2005 (OECD/IEA-LOP, Description of OECD approach to CGH emission estimation). For 2005 gir scenario A utslipp på 9.9 Giga-tonn karbon mot 6 Giga-tonn i 1985. Etter 2005 er utslippene forutsatt å vokse i samme takt frem til 2025. Deretter vil veksten være redusert (~ + 1.5% pr. år).

Scenariene B, C og D er basert på utslippstall gitt av: The US-Netherland Expert Group (1989). Bakgrunnen for disse CO<sub>2</sub>-scenariene er at ekvivalente CO<sub>2</sub>-doblinger over preindustrielt nivå vil komme i henholdsvis 2030, 2060 og 2090.

For CH<sub>4</sub> har vi i scenario A antatt en eksponensiell vekst av konsentrasjonen i hele perioden på 1% pr. år. Siste års målinger av CH<sub>4</sub> tyder på at veksten er lineær og noe mindre enn 1% i forhold til dagens nivå. En slik lineær vekst er antatt i scenario B, satt til 0.015 ppm pr. år. I scenariene C og D antar vi henholdsvis en redusert vekst og en stabilisering av utslippene. Det er verdt å merke seg at en vekst i CH<sub>4</sub>-konsentrasjonene på f.eks. 1% pr. år betyr mindre vekst i utslippene, p.g.a. en positiv "feedback"-mekanisme gjennom kjemien i atmosfæren: Økte mengder av CH<sub>4</sub> reduserer nedbrytningen, oppholdstiden vil derved øke (Isaksen 1989).

N<sub>2</sub>O øker i atmosfæren med ca. 0.2-0.3% pr. år. I scenario A antar vi at dette skyldes at den antropogene delen økes med 2% pr. år, og at de idag gir 0.25% i økning i totalutslippene. Den antropogene delen øker deretter årlig med 2%. Dette vil gi en sterkere økning mot slutten av perioden, etterhvert som den antropogene delen utgjør en større og større del av totalutslippet. I scenario B antar vi at dagens vekst i konsentrasjonen (0.25% pr. år) vil fortsette fremover. I scenariene C og D er det antatt at kontrolltiltak vil føre til at de antropogene utslipp henholdsvis stabiliseres og stoppes. Betydelige usikkerheter er knyttet til utslippsanslag for N<sub>2</sub>O og CH<sub>4</sub> siden de har store naturlige kilder som er dårlig kjent.

En todimensjonal global modell med kjemiske reaksjoner mellom de forskjellige gassene er derfor benyttet til å bestemme fremtidige konsentrasjoner (Isaksen og Stordal, 1987).

Resultatet av beregningene for de 4 scenariene er gitt i tabellene 3.14-3.17.

Tabell 3.14: CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren.

Scenario A: 2.5% økning pr. år i utslipp 1985-2025.  
1.5% økning pr. år i utslipp 2025-2100.  
Scenario B: 1.5-2% økning pr. år i utslipp 1985-2025.  
~ 1% økning pr. år i utslipp 2025-2100.  
Scenario C: ~ 1% økning pr. år i utslipp 1985-2000,  
konstant etter 2000.  
Scenario D: Konstante utslipp 1985-2000.  
20% reduksjon i utslipp i 2000.

År	A	B	C	D
1985	350	350	350	350
1995	368	367	366	364
2005	398	392	382	377
2015	440	423	399	383
2025	497	458	416	388
2050	699	575	453	401
2075	993	720	485	412
2100	1430	897	513	421

Tabell 3.15: CH<sub>4</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren.

Scenario A: 1.2% økning i utslipp pr. år frem til 2050,  
0.6% økning etter 2050.  
Scenario B: 0,015 ppm økning pr. år i konsentrasjonen.  
Scenario C: 0,4% økning pr. år i utslipp.  
Scenario D: konstante utslipp til år 2000, deretter 30%  
reduksjon.

År	A	B	C	D
1985	1600	1600	1600	1600
1995	1812	1750	1681	1681
2005	2103	1900	1768	1430
2015	2440	2050	1858	1220
2025	2832	2200	1953	1130
2050	3810	2575	2213	1100
2075	4420	2950	2507	1100
2100	5215	3325	2840	1100

Tabell 3.16: N<sub>2</sub>O-konsentrasjonen i atmosfæren.

Scenario A: økning antropogent utslipp (1/8 av totalt) med 2% pr. år.

Scenario B: 0,25% økning pr. år i konsentrasjon.

Scenario C: konstant utslipp på dagens nivå.

Scenario D: konstant utslipp til 1995, antrop. = 0 etter 1995.

År	A	B	C	D
1985	306	306	306	306
1995	314	314	313	313
2005	323	322	320	316
2015	331	330	326	320
2025	340	338	332	323
2050	363	360	345	329
2075	394	383	356	334
2100	441	407	365	338

Tabell 3.17: Atmosfæriske konsentrasjoner av KFK-gasser (F11, F12, F113 og F 22.

Scenario A: Økning i utslipp frem til år 2000: F 11 på 3.4%, F 12 på 4.1% og F 113 på 10.0%. Deretter konstante utslipp. F22-utslippene øker med ca. 7% pr. år.

Scenario B: Konstante utslipp til 1995, reduseres til 50% i år 2000. 50% overføring til F22.

Scenario C: Konstant utslipp til 1995, reduseres til 15% i år 2000. (Rel. til 1986-nivå). 50% overføring til F22.

Scenario D: Konstant utslipp til 1995, reduserte utslipp til 5% i år 2000. F22-utslippene øker. Ingen overføring fra F11 og F12.

Scenario A

År	F 11	F 12	F 113	F 22
1985	220	375	30	80
1995	331	562	138	146
2005	461	787	310	224
2015	605	1009	482	309
2025	727	1209	635	398
2050	998	1659	1100	621
2075	1167	1997	1343	855
2100	1284	2250	1486	1120

Scenario B

År	F 11	F 12	F 113	F 22
1985	220	375	30	80
1995	325	557	72	146
2005	358	639	91	333
2015	372	693	104	506
2025	382	744	115	649
2050	384	833	135	886
2075	385	903	150	1205
2100	385	957	161	1582

Scenario C

År	F 11	F 12	F 113	F 22
1985	220	375	30	80
1995	325	557	72	146
2005	318	579	78	409
2015	290	564	77	644
2025	267	551	75	820
2050	222	522	73	1156
2075	202	499	71	1491
2100	190	475	69	1850

Scenario D

År	F 11	F 12	F 113	F 22
1985	220	375	30	80
1995	325	557	72	146
2005	307	562	75	224
2015	267	527	69	304
2025	233	496	64	398
2050	169	427	55	631
2075	127	373	46	855
2100	99	301	40	1120



Beregningene viser at scenario A gir sterk økning i alle komponentene. Ser vi bort fra  $N_2O$  som har den svakeste økningen, vil utslippene fordobles fra 1985-verdier innen år 2000. Scenario B vil også gi en sterk økning i konsentrasjonene. Det er verd å merke seg at selv scenariet med de sterkeste restriksjoner i utslippene, scenario D, gir økte konsentrasjoner i fremtiden. Dette gjelder også for KFK gassene om vi ser disse under ett. Grunnen til at vi får økning i klimagassene selv med reduserte utslipp, skyldes at gassene ikke er i likevekt i dagens situasjon. Spesielt for gasser med lang oppholdstid og hvor utslippene har vokst sterkt i de siste 10 år, vil det kreves store reduksjoner for å stabilisere konsentrasjonene i atmosfæren.

Metan skiller seg ut fra de andre klimagassene ved at den har kortere oppholdstid i atmosfæren (~ 10 år) enn de andre klimagassene. Den vil derfor raskere stille seg i likevekt dersom utslippene endres. En reduksjon på ca 10% er tilstrekkelig til å stabilisere konsentrasjonen av  $CH_4$  i atmosfæren. Tabell 3.18 angir hvor mye de enkelte utslippene må reduseres med for å stabilisere konsentrasjonene i atmosfæren.

Tabell 3.18: Reduksjonen (i %) som må gjennomføres for å stabilisere konsentrasjonene i atmosfæren av klimagassene.

	$CO_2$	$CH_4$	$N_2O$	F 11	F 12	F 113	F 22
Reduksjon i utslipp	42	10	25	70	87	92	65

### Beregning av oppvarming ved likevekt

Tabell 3.19 angir bidraget til oppvarming av atmosfæren fra de enkelte klimagassene i dagens atmosfære ( $W/m^2$ ).

Tabell 3.19: De enkelte klimagassers drivhuseffekt i  $W/m^2$ .

H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F 11	F 12	F 113	F 22
113	33	1.7	1.4	1.3	0.12	0.06	0.01	0.02

Vi kan anta at oppvarmingen for CO<sub>2</sub> endrer seg som logaritmen til konsentrasjonen, mens endringen for N<sub>2</sub>O og CH<sub>4</sub> tilnærmet følger kvadratroten av konsentrasjonen. For ozon i troposfæren og KFK-gassene vil endringene vise en lineær sammenheng med endringer i konsentrasjonen i atmosfæren.

Beregning av fluksendringer ved de fire scenariene samt temperaturendringer i en likevektssituasjon er gitt i tabell 3.20. Likevektstemperaturen er beregnet ut fra formelen

$$\Delta T = \frac{\Delta F}{\lambda}$$

hvor  $\Delta F$  er endringen i fluksen ( $W/m^2$ ) og  $\lambda$  er en klimatisk forsterkningsfaktor:  $0.9 < \lambda < 2.7$  gitt i  $W/(m^2K)$ .

Relativt bidrag til oppvarming fra de enkelte klimagassene er gitt i tabell 3.21

På grunn av at det er en betydelig treghet i systemet, først og fremst på grunn av at det tar lang tid å varme opp havet, vil oppvarmingen i atmosfæren henge betydelig etter likevektstemperaturen gitt i tabell 3.20. En rimelig oppvarmingstid synes å være 30 år. Ut fra dette er aktuell oppvarming beregnet og gitt i tabell 3.22. "Time lag" i forhold til likevektstemperaturen vil variere, avhengig av hvor raskt temperaturen øker. I de scenariene hvor temperaturøkningen er langsom, der vil temperaturen ligge nærmere likevektstemperaturen enn i de tilfellene hvor temperaturen øker raskere.

Tabell 3.20: Endring i drivhuseffekt,  $\Delta F$  i  $W/m^2$ , og temperaturendring,  $\Delta T_{eq}$ , etter likevekt.  
 $\Delta T = \Delta F/\lambda$ , der  $0.9 \leq \lambda \leq 2.7 W/m^2K$

Scenario A			Scenario B	
	$\Delta F_T (W/m^2)$	$\Delta T_{eq} (K/10yr)$	$\Delta F_T (W/m^2)$	$\Delta T_{eq} (K/10yr)$
1995	0.507	0.19-0.56	0.438	0.16-0.48
2005	1.211	0.26-0.78	0.907	0.17-0.51
2015	2.101	0.33-0.99	1.414	0.19-0.57
2025	3.049	0.35-1.05	1.913	0.18-0.54
2050	5.918	0.43-1.29	3.374	0.22-0.66
2075	8.856	0.44-1.32	4.745	0.20-0.60
2100	11.584	0.40-1.20	6.310	0.23-0.69

Scenario C		Scenario D		
	$\Delta F_T (W/m^2)$	$\Delta T_{eq} (K/10yr)$	$\Delta F_T (W/m^2)$	$\Delta T_{eq} (K/10yr)$
1995	0.378	0.14-0.42	0.356	0.13-0.39
2005	0.669	0.11-0.33	0.528	0.06-0.19
2015	0.942	0.10-0.30	0.613	0.03-0.09
2025	1.202	0.10-0.30	0.678	0.02-0.06
2050	1.775	0.08-0.24	0.814	0.02-0.06
2075	2.334	0.08-0.24	0.926	0.02-0.05
2100	2.775	0.07-0.21	1.018	0.01-0.04

Tabell 3.21: Relativt bidrag (i %) fra de enkelte klimagasser til den globale middeltemperatur ved likevekt.

## Scenario A

	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F 11	F 12	F 22	F 113	ΣKFK
1995	44	20	4	10	4	12	1	5	22
2005	47	20	4	9	5	10	1	7	23
2015	49	19	4	8	4	11	1	6	22
2025	51	17	4	8	4	10	1	6	21
2050	56	17	3	7	3	8	1	5	17
2075	57	18	3	8	3	7	1	4	15
2100	56	20	3	9	2	6	1	4	13

Økningsutslipp: CH<sub>4</sub>: 1.2% pr. år.

F 11: 3.4% rel. til 1988 frem til år 2000  
deretter konstant

F 12: 4.1% rel. til 1988

F 113: 10% rel. til 1988

## Scenario B

	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F 11	F 12	F 22	F 113	ΣKFK
1995	49	17	5	6	7	13	2	2	24
2005	56	16	5	6	4	9	3	2	18
2015	61	15	4	6	3	7	3	2	15
2025	63	14	4	6	2	6	3	2	13
2050	67	12	3	6	1	6	3	1	11
2075	71	11	3	6	1	5	2	1	9
2100	71	11	3	7	1	3	2	1	7

## Scenario C

	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F 11	F 12	F 22	F 113	ΣKFK
1995	53	12	5	3	8	15	2	3	28
2005	59	12	5	3	4	10	5	2	21
2015	62	13	5	3	2	7	7	1	17
2025	63	14	5	4	1	5	7	1	14
2050	63	15	5	4	0	4	6	1	11
2075	63	17	5	5	0	3	6	1	10
2100	62	18	5	6	0	2	7	0	9

## Scenario D

	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	F 11	F 12	F 22	F 113	ΣKFK
1995	51	11	5	3	8	16	2	4	30
2005	51	7	5	3	4	11	3	2	20
2015	67	8	6	3	2	8	4	2	16
2025	70	7	6	4	1	6	5	1	13
2050	76	7	7	2	-2	2	7	1	8
2075	78	6	7	2	-3	0	9	1	7
2100	80	5	7	2	-3	-2	11	0	6

Tabell 3.22: Global temperaturøkning pr. tiår ( $^{\circ}\text{C}$ ). Tidsforsinkelse ("time lag") er tatt med i beregningene.

Scenarier:	A	B	C	D
1995	0.12-0.39	0.11-0.36	0.11-0.34	0.10-0.30
2005	0.17-0.52	0.13-0.41	0.11-0.33	0.08-0.25
2015	0.23-0.68	0.15-0.46	0.11-0.32	0.06-0.22
2025	0.26-0.80	0.16-0.49	0.10-0.31	0.05-0.16
2050	0.40-1.18	0.20-0.54	0.09-0.25	0.03-0.08
2075	0.42-1.28	0.20-0.56	0.08-0.24	0.02-0.06
2100	0.41-1.22	0.21-0.59	0.08-0.22	0.02-0.04

### 3.7 REFERANSER

Bates, T.S., Charlson, R.J. og Gammon, R.H. (1987) Evidence for the climatic role of marine biogenic sulphur. *Nature*, 329, 319-321.

Bojkov, R.D. (1990) Recent status of the ozone research and systematic observations. WMO/UNEP document.

Butler, J.H., Elkins, J.W., Thompson, T.M. og Egan, K.B. (1989) Tropospheric and dissolved  $\text{N}_2\text{O}$  of the West Pacific and East Indian oceans during El Nino southern oscillation event of 1987. *J. Geophys. Res.*, 94D, 14865-14877.

Cicerone, R.J. (1989) Analysis of sources and sinks of atmospheric nitrous oxide ( $\text{N}_2\text{O}$ ). *J. Geophys. Res.*, 94D, 18625-18271.

Cicerone, R.J. og Oremland, R. (1988) Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochem. Cycles*, 2, 299-327.

Derwent, R.G. og Volz-Thomas, A. (1989) The tropospheric lifetimes of halocarbons and their reactions with OH radicals: An assessment based on the concentration of  $^{14}\text{CO}$ . Kapittel i UNEP/- WMO (1989).

Derwent, R.G. (1990) Trace gases and their relative contribution to the greenhouse effect. AERE R-13716. Her Majesty's Stationery Office, London.

Enting (1987) "Interannual variation in the seasonal cycle of carbon dioxide concentration at Mauna Loa". *J. Geophys. Res.*, 92 (D5), mai 1987, 5497-5504.

- Hammitt, J.K., Camm, F., Convell, P.S., Mooz, W.E., Wolf, K.A., Wuebbles, D.J. og Bamezai, A. (1987) Future emission scenarios for chemicals that may deplete stratospheric ozone. *Nature*, 330, 711-716.
- Hansen, J., Lacis, A. og Prather, M. (1989) Greenhouse effect of chlorofluorocarbons and other trace gases. *J. Geophys. Res.*, 94D, 16417-16421.
- Hao, W.M., Wofsy, S.C., McElroy, M.B., Beer, J.M. og Togan, M.A. (1987) Sources of atmospheric nitrous oxide from combustion. *J. Geophys. Res.*, 92D, 3098-3104.
- Harris, R.C., Gorham, E., Sebacher, D.I., Bartlett, K.B. og Flebbe, P.A. (1985) Methane flux from northern peatlands. *Nature*, 315, 652-655.
- Isaksen, I.S.A. og Stordal, F. (1986) Ozone perturbations by enhanced levels of CFCs,  $N_2O$ , and  $CH_4$ : A two-dimensional diabatic circulation study including uncertainty estimates. *J. Geophys. Res.*, 91D, 5249-5263.
- Isaksen, I.S.A. and Stordal, F. (1986) Ozone perturbation by enhanced levels of CFC's,  $N_2O$  and  $CH_4$ : A two-dimensional diabatic circulation study including uncertainties estimates. *Journal of Geophysical Research*, 96.
- Isaksen, I.S.A. og Hov, Ø. (1987) Calculation of trends in the tropospheric concentration of  $O_3$ , OH, CO,  $CH_4$  and  $NO_x$ . *Tellus*, 39B, 271-285.
- Isaksen, I.S.A. (1988) Is the oxidizing capacity of the atmosphere changing? I "The changing atmosphere", F.S. Rowland og I.S.A. Isaksen (red.), Wiley & Sons.
- Isaksen, I. (1989) Forurensningsgassers betydning for drivhuseffekten: Beregning av klimafaktorer ved forurensning utslipp. Notat til SNV.
- Jones, M. (1988) In search of the safe CFCs. *New Scientist*, 26 May 1988, 56-60.
- Khalil, M.A.K. og Rasmussen, R.A. (1988) Nitrous oxide: trends and global mass balance over the last 3000 years. *Annals of Glaciology*, 10, 73-79.

- Khalil, M.A.K. og Rasmussen, R.A. (1989) Climate-induced feedbacks for the global cycles of methane and nitrous oxide. *Tellus*, 41 B, 554-559.
- Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A. og Shearer, M.J. (1989) Trends of atmospheric methane during the 1960s and 1970s. *J. Geophys. Res.*, 94D, 18279-18288.
- Lashof, D.A. og Ahuja, D.R. (1990) Relative global warming potentials of greenhouse gas emissions. *Nature*, in press.
- Lelieveld, J. og Crutzen, P.J. (1990) Influences of cloud photochemical processes on tropospheric ozone. *Nature*, 343, 227-233.
- Mintzner, I.M. (1987) A matter of degrees: The potential for controlling the greenhouse effect. World Resources Institute, Washington, D.C., USA.
- Pearce, F. (1989) Methane: the hidden greenhouse gas. *New Scientist*, 6 May, 37-41.
- Pearman, G.I., Etheridge, D., de Silva, F. og Fraser, P.J. (1986) Evidence of changing concentrations of atmospheric CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> from air bubbles in Antarctic ice. *Nature*, 320, 248- 250.
- Penkett, S.A. (1988) Indications and causes of ozone increase in the troposphere. I "The changing atmosphere", F.S. Rowland og I.S.A. Isaksen (red.), Wiley & Sons, pp. 91-103.
- Ramanathan, V., Cicerone, R.J., Singh, H.B. og Kiehl, J.T. (1985) Trace gas trends and their potential role in climate change. *J. Geophys. Res.*, 90, 5547-5566.
- Ramanathan, V., Callis, L., Cess, R., Hansen, J., Isaksen, I., Kuhn, W., Lacis, A., Luther, F., Mahlman, J., Reck, R. og Schlesinger, M. (1987) Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases. *Rev. Geophys.*, 25, 1441- 1482.
- Ramanathan, V., Barkstrom, B.R. og Harrison, E.F. (1989) Climate and the earth's radiation budget. *Physics Today*, May.
- Rasmussen, R.A. og Khalil, M.A.K. (1984) Atmospheric methane in the recent and ancient atmospheres: concentrations, trends and inter-hemispheric gradient. *J. Geophys. Res.*, 89, 11599-11605.

- Raval, A. og Ramanathan, V. (1989) Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, 342, 758-761.
- Ridley, B.A., Carroll, M.A., Dunlap, D.D., Trainer, M., Sachse, G.W., Gregory, G.L. og Condon, E.P. (1989) Measurements of NO<sub>x</sub> over the eastern Pacific Ocean and southwestern United States during the spring 1984 NASA GTE aircraft program. *J. Geophys. Res.*, 94D, 5043-5067.
- Rodhe, H. (1989) Olika gasers bidrag til växthuseffekten - en jämförelse. SNV Rapport 3647.
- Schütz, H. Holzappel-Pschorn, A., Conrad, R., Rennenberg, H. og Seiler, W. (1989) A 3-year continuous record on the influence of daytime, season, and fertilizer treatment on methane emission rates from an Italian rice paddy. *J. Geophys. Res.*, 94D, 16405-16416.
- Siegenthaler, U. (1975) A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, 27, 168-192.
- Siegenthaler, U. og Oeschger, H. (1987) Biospheric CO<sub>2</sub> emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus*, 39 B, 140-154.
- Stauffer, B., Lochbronner, E., Oeschger, H. og Schwander, J. (1988) Methane concentration in the glacial atmosphere was only half that of the preindustrial holocene. *Nature*, 332, 812-814.
- Thompson, A.M., Stewart, R.W., Owens, M.A. og Herwehe, J.A. (1989) Sensitivity of tropospheric oxidants to global chemical and climate change. *Atm. Environ.*, 23, 519-532.
- Trenberth, K.E., Christy, J. R. og Olson, J.G. (1987) Global atmospheric mass, surface pressure and water vapour variations. *J. Geophys. Res.*, 92, 14815-14826.
- UK Stratospheric ozone review group (1988) Stratospheric ozone 1988. Her Majesty's Stationery Office, London.
- UNEP/GEMS (1987) "The Greenhouse Gases", United Nations Environment Programme. Nairobi (UNEP/GEMS environment library, 1).
- UNEP/WMO (1989) Scientific assessment of stratospheric ozone: 1989.



- US-Netherland Expert Group, Emission scenarios of the response strategies working group of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Bilthoven, the Netherlands 7-8. april, 1989.
- Volz, A., Ehhalt, D.H. og Derwent, R.G. (1981) Seasonal and latitudinal variation in  $^{14}\text{CO}$  and the tropospheric concentration of OH radicals. *J. Geophys. Res.*, 86, 5163-5171.
- Wang, W.-C., Pinto, J.P. og Yung, Y.L. (1980) Climatic effects due to halogenated compounds in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 337-338.
- WMO (1989) Report of the NASA/WMO ozone trends panel, 1989, Global ozone research and monitoring project, report 18. Geneva.
- Wuebbles, D.J., Grant, K.E., Connell, P.S. og Penner, J.E. (1989) The role of atmospheric chemistry in climate change. *JAPCA*, 39, 22-28.
- Zander, R., Demoulin, Ph., Ehhalt, D. og Schmidt, U. (1989a) Secular increase of the vertical column abundance of methane derived from IR solar spectra recorded at the Jungfraujoch station. *J. Geophys. Res.*, 94D, 11029-11039.
- Zander, R., Demoulin, Ph., Ehhalt, D.H., Schmidt, U. og Rinsland, C.P. (1989b) Secular increase of the total vertical column abundance of carbon monoxide above Central Europe since 1950. *J. Geophys. Res.*, 94D, 11021-11028.

## 4 TILBAKEKOBLINGER OG VEKSELVIRKNINGER

Kaare Pedersen, Universitetet i Oslo  
Johan Blindheim, Havforskningsinstituttet  
Martin Mork, Universitetet i Bergen  
John S. Gray, Universitetet i Oslo  
Geir O. Braathen, NILU

### 4.1 INNLEDNING

Kjennskap til klimagassenes konsentrasjoner er ikke tilstrekkelig for å kunne si noe sikkert om klimautviklingen. Nøyaktig forutsigelse av fremtidens klima betyr at vi må forstå vekselvirkningene mellom variasjoner i solstrålingen, atmosfæren, den faste jord (lithosfæren), biologiske systemer (biosfæren), vannsystemer (hydrosfæren) og breer og is (kryosfæren). Det finnes en rekke tilbakekoblingsmekanismer som enten forsterker (positiv "feed-back") eller motvirker (negativ "feed-back") temperaturøkning som følge av øket konsentrasjon av drivhusgasser.

Størrelsen av en tilbakekobling angis med en parameter vi kaller forsterkning ("gain"). Hvis en tilbakekoblingsmekanisme har positiv forsterkning, betyr det at en viss temperaturøkning som følge av øket drivhuseffekt vil bli enda større når tilbakekoblingsmekanismen tas med i betraktning. Omvendt vil en negativ verdi for forsterkningen bety at en temperaturøkning blir delvis nøytralisert.

I tabell 4.1 finnes en oversikt over forsterkningen knyttet til en rekke tilbakekoblingsmekanismer. Flere detaljer og litteraturreferanser til disse verdiene kan finnes i Lashof, 1989.

Tabell 4.1: Estimert forsterkning ("gain") for en del tilbakekoblingsmekanismer (fra Lashof, 1989).

Tilbakekobling	Forsterkning
<b>GEOFYSISK:</b>	
Vanndamp	0,39 ( 0,28 -0,52 )
Is og snø	0,12 ( 0,03 -0,21 )
Skyer	0,09 (-0,12 -0,29 )
Total	0,64 ( 0,17 -0,77 )
<b>BIOGEOKJEMISK:</b>	
Metan-hydrater	0,1 ( 0,01 -0,2 )
Troposfærisk kjemi	-0,04 (-0,01 -0,06 )
Havkjemi	0,008
Havvirvelutbredelse	0,02
Biologi og sirkulasjon i havet	0,06 ( 0,0 -0,1 )
Albedo av vegetasjon	0,05 ( 0,0 -0,09 )
Vegetasjon/liv	0,01 ( 0,0 -0,03 )
CO <sub>2</sub> -gjødsling	-0,02 ( 0,01 -0,04 )
Metan fra våtmarker	0,01 ( 0,003-0,015)
Metan fra ris	0,006 ( 0,0 -0,01 )
Elektrisitetsetterspørsel	0,001 ( 0,0 -0,004)
Total	0,16 ( 0,05 -0,29 )
<b>TOTAL</b>	<b>0,80 ( 0,32 -0,98 )</b>

I de følgende underkapitler skal vi se litt nærmere på noen av disse vekselvirkningene.

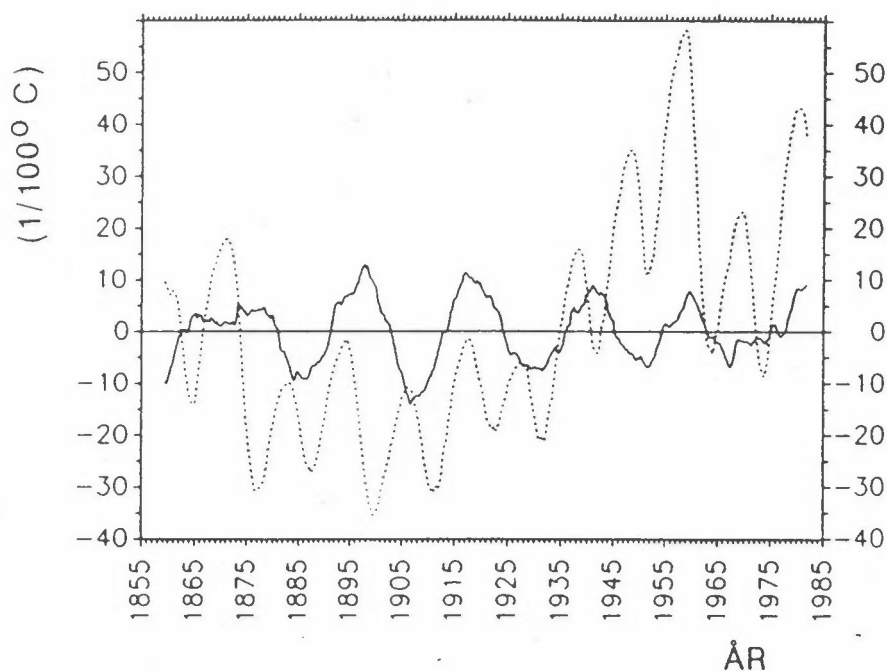
#### 4.2 VARIASJONER I SOLSTRÅLINGEN

Variasjoner i solkonstanten er den viktigste eksterne påvirkning av klimasystemet. På grunn av variasjoner i solfleckaktiviteten varierer også mengden av utstrålt energi fra solen. Variasjonen er ca. 0,1-0,2% over en solflekksyklus (11 år). Dette er så lite at det ikke har vært mulig å måle fra bakken. Ved hjelp av satelittbårne instrumenter har man fra 1979 kunnet måle disse variasjonene. Solflekkene er områder med noe lavere temperatur enn omgivelsene, og de fremtrer derfor som mørke områder på solskiven. Detaljerte undersøkelser viser at utstrålingen fra solen også er påvirket av såkalte facula, som er varmere områder rundt solflekkene. Det viser seg faktisk at utstrålingen fra solen er minst når solfleckaktiviteten er på et minimum.

I en nylig publisert artikkel (Newell et al., 1989) er det påvist en sammenheng mellom solflekkaktivitet og global middeltemperatur. Det er her brukt temperaturer målt om natten over hav i tidsrommet 1856-1986.

Analysen viser at temperaturen varierer med en syklus på 22 år, det dobbelte av en solflekkperiode.

I figur 4.1 ser vi hvordan annethvert solflekkmaksimum faller sammen med et temperaturminimum, og at annethvert solflekkmaksimum faller sammen med et temperaturmaksimum. Den dobbelte solflekksyklus kalles også for solens magnetiske syklus, og denne har altså en periode på 22 år.



Figur 4.1: Den heltrukne linjen viser variasjonen i middeltemperaturen (8 års løpende middel) for den sydlige halvkule siden 1855. Den stiplede kurver viser hvordan solflekkaktiviteten (antall solflekker har variert i det samme tidsrommet. Maksima i antall solflekker faller sammen med vekselvis maksima og minima i temperaturen (Newell et al., 1989).

Det finnes svært lite data for lokal solinnstråling. Frölich (1987) har påvist at solinnstrålingen økte med ca. 0,03% årlig fra 1967-1980,

og at den deretter tok til å avta med ca. 0,02% pr. år. Han foreslår at denne variasjonen kan relateres til den 22-årige solmagnetiske syklus. Det er imidlertid ikke enighet blant forskerne om holdbarheten av denne hypotesen.

### 4.3 GEOFYSISKE VEKSELVIRKNINGER

#### 4.3.1 Innledning

Øket konsentrasjon av CO<sub>2</sub> vil gi øket temperatur, som i sin tur vil forårsake øket fordampning av vann og mer vanndamp i atmosfæren. Fra tabell 4.1 ser vi at vanndamp har den største forsterkning av alle de nevnte tilbakekoblingene.

Det er usikkert om mer vanndamp vil gi mer skydannelse, og det er uvisst om øket skydannelse vil gi høyere eller lavere temperatur ved jordoverflaten. På den ene side vil mer skydekke øke jordens albedo, slik at mer av den innkomne stråling reflekteres ut i rommet. På den annen side vil øket skydannelse også hindre infrarød stråling fra bakken å slippe ut i rommet. Skyer har en nedkjølende effekt for kortbølget stråling, men en oppvarmende effekt for langbølget stråling. Tabell 4.1 viser at forsterkningen for skyer er meget dårlig bestemt, og at den er anslått til å ligge mellom -0,12 og 0,29.

Nye resultater (Ramanathan et al., 1989) viser at den nedkjølende effekten er noe større enn den oppvarmende, slik at man netto får en avkjølende effekt. Hvis øket temperatur gir opphav til mer skydannelse vil dette altså representere en negativ tilbakekobling, dvs. at temperaturøkningen vil bli delvis kompensert av skyenes nedkjølende effekt. Det er imidlertid usikkert hvorvidt øket temperatur vil gi mer skydekke. Noen modeller forutsier det, men andre forutsier mindre skydekke. Vi står i så fall overfor en positiv tilbakekobling der øket temperatur gir mindre skydekke som så igjen vil gi enda høyere temperatur osv.

Skyenes evne til å absorbere langbølget stråling kan vi kalle skyenes drivhuseffekt. Denne drivhuseffekten er hele syv ganger større enn ved

en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen vil måtte økes med mer enn to størrelsesordner for å forårsake en lignende drivhuseffekt (Ramanathan et al., 1989). Dette viser hvor viktig det er å kunne beskrive skydannelse hvis man skal foreta pålitelige modellberegninger av fremtidens klima. Denne drivhuseffekten av skyer blir som nevnt ovenfor kompensert av skyenes evne til å reflektere kortbølget stråling. Hvordan forholdet mellom disse to effektene vil bli under endrede klimaforhold er uvisst. Vi skal i kap. 8.4 vende tilbake til problemene omkring klimamodellenes beskrivelse av skydannelse.

Øket temperatur vil gi øket avsmelting av jordens breer. Dette vil redusere jordens albedo, og dermed forårsake en enda høyere temperatur. På den annen side vil et varmere klima sannsynligvis gi opphav til mer nedbør. Ved polene og i høytliggende områder vil denne falle som snø. Dette vil øke jordens albedo, og dermed bidra til lavere temperatur. Mer nedbør vil også føre til mer utvasking av CO<sub>2</sub> og andre drivhusgasser. Dette er bare to eksempler på negative tilbakekoblingsmekanismer. Øket temperatur vil også gi mer vanndamp i atmosfæren, og vanndamp er som nevnt tidligere også en drivhusgass.

En dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm vil uten tilbakekobling resultere i en temperaturøkning på 1,2-1,3°C. Dette skyldes den rene økningen i drivhuseffekten av CO<sub>2</sub>. Tas tilbakekobling med i beregningene, ligger estimatene på 1,5 til 5,5°C (Lashof, 1989).

En sammenligning av 14 forskjellige klimamodeller viser at størstedelen av avviket mellom dem skyldes forskjeller i behandlingen av skyer (Cess et al., 1989).

Klimamodellene vurderer bare geofysiske tilbakekoblinger. Eventuelle biogeokjemiske tilbakekoblinger anses som mindre viktige. De tilbakekoblingene som vurderes er a) endring i vanndampmengden, b) endring av albedo ved jordoverflaten og c) endring av skyene. Vi gjør oppmerksom på at det er benyttet ulike metoder for estimering av effektene og at en derfor må vente noe varierende resultater.

Nedenfor følger en mer matematisk behandling av de geofysiske tilbakekoblingene.

#### 4.3.2 Vanndamp

Når havoverflatens temperatur øker vil fordampningen øke, (den vil også øke over fuktig landoverflate). Metningstrykket for vanndamp,  $e_w(T)$  er en eksponensiell funksjon av temperaturen (Clausius-Clapeyron's ligning). En grads økning av  $T_s$  vil gi større endring i  $e_w(T)$  jo større  $T_s$  er. Det er derfor viktig at havoverflatens temperatur i modellens kontrollklima er den samme som dagens klima. Kaller vi tilbakekoblingsfaktoren for vanndamp  $\lambda_r$  har vi

$$\lambda_T \cdot \delta T_s = \delta G + \lambda_r \cdot \delta T_s$$

Tilbakekoblingsfaktoren  $\lambda_r$  kan estimeres av modellen. Alle modeller finner  $\lambda_r$  positiv d.v.s. at vi må øke  $\delta T_s$  for igjen å oppnå strålingslikevekt.

Den viktigste effekten av økt vanndampmengde er økt drivhuseffekt, vanndampen er jo den viktigste drivhusgass. Men vi får også en positiv tilbakekobling ved at økt vanndampmengde i atmosfæren gir økt absorpsjon av solstråling. Klimamodellene finner verdier av  $\lambda_r$  mellom 1.2 og 1.7 W/m<sup>2</sup>K. Benytter vi verdien  $\lambda_r = 1.3$  W/m<sup>2</sup>K finner vi:

$$(\lambda_T - \lambda_r) \delta T_s = \delta G \rightarrow \delta T_s = (4.0/2.0) \text{ K} = 2.0 \text{ K}$$

Raval og Ramanathan (1989) benytter satellitobservasjoner fra året 1985 til å estimere den økte drivhuseffekt ved økt vanndampmengde. Disse observasjoner stemmer bra med modellenes beregninger.

På grunn av at vanndampens metningstrykk øker eksponensielt med temperaturen, vil fordampningen ved en temperaturstigning øke mest i tropiske strøk. Vanndampens tilbakekoblingseffekt vil derfor bli størst her. NCAR (1989) modellen vil på grunn av for kaldt kontrollklima underestimere tilbakekoblingsfaktoren for vanndampen. Vanndampen kondenseres og avgir sin varme i atmosfæren. Temperaturøkningen i tropiske strøk vil være størst i 5-10 km's høyde. Dette er et vesentlig poeng fordi det kan medføre økt temperatur-gradient (baroklinitet) nord-syd, noe som igjen har betydning for stormutviklingen ved våre breddegrader.

Et annet mål som brukes for tilbakekoblingseffekten av vanndamp er forsterkningen (gain)  $g_r = \lambda_r/\lambda_T$ . Med  $\lambda_r = 1.3 \text{ W/m}^2\text{K}$  finner vi:

$$g_r = \lambda_r/\lambda_T = 1.3/3.3 \approx 0.4$$

#### 4.3.3 Albedoen ved jordoverflaten

Forholdet mellom reflektert solstråling og den totalt innkommende solstråling ved bakken kalles bakkealbedo ( $A$ ). Is og snøflater har stor albedo. Når temperaturen ved jordoverflaten,  $T_s$ , øker vil arealet av havis og snødekket på land avta. Albedoen over de arealer som blir is- og snøfrie ved en endring i klimaet vil da avta og bakken vil absorbere mer solstråling. Dette vil gi en positiv tilbakekobling. Vi kaller tilbakekoblingsfaktoren for bakkealbedoen  $\lambda_A$  og får nå:

$$\lambda_T \cdot \delta T_s = \delta G + \lambda_r \cdot \delta T_s + \lambda_A \cdot \delta T_s$$

En god oversikt over smelting av havis og albedoeffekten er gitt av Ingram et al. (1989). De finner en verdi av tilbakekoblingsparameteren for bakkealbedoen over hav,  $\lambda_{SA}$ , på  $0.16 \text{ W/m}^2\text{K}$ .

Virkingen av redusert snødekke på land er større fordi disse landområder ligger på lavere bredder enn havis og får derfor mer solstråling. Klimamodellene finner verdier av  $\lambda_A$  på mellom  $0.2$  og  $0.7 \text{ W/m}^2\text{K}$

De største verdiene kommer fra modeller som har altfor kaldt kontrollklima i polare områder og derfor gir et overestimat av  $\lambda_A$ . En rimelig verdi av  $\lambda_A$  synes å være  $0.3 \text{ W/m}^2\text{K}$ . Vi får da:

$$\lambda_T \cdot \delta T_s = \delta G + \lambda_r \cdot \delta T_s + \lambda_A \cdot \delta T_s$$

og

$$\delta T_s = (4.0/1.7)\text{K} = 2.4 \text{ K}$$



Bakkealbedoeffekten virker bare på høye breddegrader. Forsterkningen på grunn av endret bakkealbedo blir:

$$g_A = \lambda_A / \lambda_T = 0.3 / 3.3 \approx 0.1.$$

#### 4.3.4 Skyene

Ved en økning av temperaturen vil vanndampmengden i atmosfæren øke og den hydrologiske syklus (vannets kretsløp) vil forsterkes. I tropiske områder vil vi få økt nedbør ved konvektive skyer (bygeskyer) og orografisk effekt (heving av luftmasse ved strømming over fjell). I polarfrontområdet (vestavindsbeltet) vil vi få økt nedbør ved lavtrykksaktivitet (sykloner), konvektive skyer og orografisk effekt.

Vi vil se på endringer i skyenes høyde, utbredelse og struktur. Vertikalhastigheten i nedbørsområder intensiveres ved økt kondensasjon. Vi vil derfor få kraftigere vertikalhastighet i 2xCO<sub>2</sub>-klimaet og skytoppene vil nå høyere opp i atmosfæren. Dette vil medføre en positiv tilbakekoblingseffekt fordi strålingen til rommet reduseres noe idet den nå foregår fra skylag høyere opp og dermed ved en lavere temperatur. Skymengden i 2xCO<sub>2</sub>-klimaet vil sterkt avhenge av en eventuell endring i skyenes struktur (is-vann fase). De fleste modeller beregner en noe redusert skymengde og derfor en positiv tilbakekobling idet mer solstråling blir absorbert av jordoverflaten.

Den økte vertikalhastighet i nedbørsområder vil gi skyer med større vanninnhold og derfor økt refleksjon av solstrålingen og en negativ tilbakekobling. Usikkerheten omkring skyenes totale tilbakekoblingseffekt er ennå stor. Vi betegner tilbakekoblingsfaktoren for skyer med  $\lambda_c$ . Modellene estimerer verdien av  $\lambda_c$  til å ligge i intervallet  $-1.9 \rightarrow 0.9 \text{ W/m}^2\text{K}$

De modeller som gir negativ tilbakekobling er forholdsvis enkle én-dimensjonale modeller, eller GCM med ekstreme antagelser, se Mitchell (1989), Mitchell et al. (1989) og Cess et al. (1989). De beste modellberegninger av skyenes tilbakekoblingseffekt er antakelig

gitt av Wetherald og Manabe (1988) og Mitchell et al. (skykodesystemet CWH 1989). Begge disse modeller gir  $\lambda_C \approx 0.4 \text{ W/m}^2\text{K}$ .

Bruker vi denne verdi for  $\lambda_C$  får vi:

$$\lambda_T \cdot \delta T_S = \delta G + (\lambda_r + \lambda_A + \lambda_C) \delta T_S \text{ og } \delta T_S = (4.0/1.3)\text{K} = 3.1 \text{ K}$$

UKMO modellen (Mitchell personlig meddelelse) er kjørt om igjen med forbedret oppløsning i rommet, og de har da valgt skykodesystemet CWH som er nevnt ovenfor.

Forsterkningen på grunn av endringer i skyene blir:

$$g_c = \lambda_C / \lambda_T = 0.4/3.3 \approx 0.1$$

#### 4.3.5 Oppsummering om tilbakekoblingene

Tilbakekoblingsfaktor ( $\lambda$ ) og forsterkning ( $g$ ) kan brukes til å estimere den relative betydning av de enkelte tilbakekoblingsprosesser. Tabell 4.2 gir en oversikt over verdier av  $\lambda$  og  $g$  for de tre geofysiske tilbakekoblingsprosesser.

Tabell 4.2: Oversikt over størrelsen av tilbakekoblingsfaktoren  $\lambda$ .

	$\lambda$	Antatt beste estimat av $\lambda$	$g = \lambda_i / \lambda_T$
$\lambda_r$ Vanndamp	1.2 - 1.7	1.3	0.4
$\lambda_A$ Bakkealbedo	0.2 - 0.7	0.3	0.1
$\lambda_C$ Skyer	-1.9 - 0.9	0.4	0.1

Av formlene for endringer av  $\delta T_S$  for en gitt endring av drivhuseffekten  $\delta G$  ser vi at jo større den kumulative tilbakekoblingsfaktor  $\lambda = \lambda_T - (\lambda_r + \lambda_A + \lambda_C)$  blir jo mindre blir  $\delta T_S$ . Noen har derfor innført

begrepet følsomhetsparameteren (sensitivity)  $\lambda^*$  definert som  $\lambda^* = 1/(\lambda_T - (\lambda_r + \lambda_A + \lambda_C)) = 1/\lambda$ . Ved vårt valg av  $\lambda = 1.3 \text{ W/m}^2\text{K}$  får vi følsomhetsparameteren  $\lambda^* = 0.77$ . Merk at følsomhetsparameteren kan ikke brukes til vurdering av den relative betydning av de enkelte tilbakekoblingsprosesser.

#### 4.4 VEKSELVIRKNINGER MELLOM ATMOSFÆRE OG HAV

Havet dekker omlag 3/4 av jordens overflate og representerer et enormt varmemagasin for atmosfæren. F.eks. vil en oppvarming av atmosfæren med  $1^\circ\text{C}$  bare svare til en reduksjon av midlere havstemperatur med ca.  $1/1000$  grad. Imidlertid er koblingen mellom hav og atmosfære utilstrekkelig forstått og utgjør en av de usikre komponenter i dagens klimamodeller. Det er særlig den globale sirkulasjonen med transport av varme og utvekslingen med atmosfæren som må klarlegges og beskrives for at modelleringen skal bli mere realistisk.

Innen Verdens Klimaprogram er det derfor lansert et prosjekt, WOCE (World Ocean Circulation Experiment), som har som hovedmål å utvikle globale havmodeller som kan brukes til å prediktere klimaendringer. Over en 5-års periode, 1990-95, skal det ved observasjoner fra fartøyer, fly, satellitter og bøyer skaffes til veie en global database med oppgaver over fordelinger og transporter i havet og flukser mellom hav og luft. Data skal også brukes til å teste klimamodeller.

Sirkulasjonen i havet kan grovt sett deles i 2 hovedtyper:

*Vind-drevet sirkulasjon og  
Termohalin sirkulasjon.*

Den vinddrevne sirkulasjon dominerer bildet i kortere tidsperspektiv. Den globale termohaline sirkulasjon (sirkulasjon drevet av forskjeller i temperatur og saltholdighet) er langsom og omfatter også de dype vannmasser.

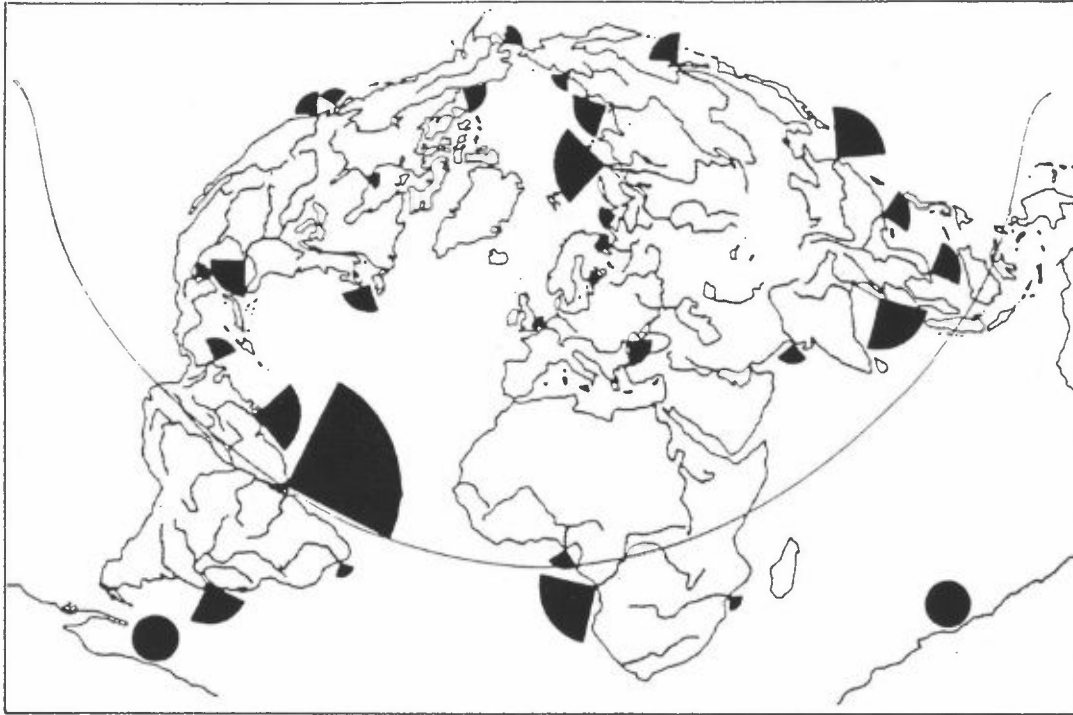
I denne sammenheng omtales det hurtige og det langsomme klimasystem. Det første er dominert av atmosfæren der bare det øvre lag av havet

(ca. 50-60 meter) deltar i varmeutvekslingen. En rekke klimaprognoser er basert på slike typer forenklete havmodeller. Modellene inneholder en rekke tilbakekoblingsmekanismer, så som endret strålingsbalanse ved forandring av isdekket, og de er benyttet til studier av endrede klimabalanser ved endring av atmosfærens sammensetning. En dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren gir mellom 1,3°C og 5,2°C økning i jordens midlere overflatetemperatur i disse modellene.

Modeller som tar hensyn til den indre sirkulasjon i verdenshavene har en mindre økning i midlere overflatetemperatur som resultat.

### Termohalin sirkulasjon

Den globale termohaline sirkulasjon er et resultat av ujevne massefordelinger på kloden. Sjøvannets tetthet øker med øket saltinnhold og avtar med øket temperatur. Oppvarming og avkjøling, fordampning og nedbør, isfrysing og smelting samt ferskvannsavrenning fra land er prosesser som forandrer sjøvannstettheten og som skaper sirkulasjon. Den populære forklaring går ut på at sjøvann som er blitt lett ved oppvarming i tropiske områder strømmer til høyere bredder hvor det blir avkjølt og synker mot bunnen. Tilbakestrømmingen i dypere vannlag er fortusatt å være langsom. Dette bildet ville ikke være så langt fra sannheten om kloden var dekket av hav. De virkelige geografiske forhold skaper usymmetriske fordelinger av nedbør og ferskvannsavrenning som igjen skaper forskjeller i verdenshavene. Mer enn 50% av all avrenning fra land gjennom hovedkildene skjer til Atlanterhavet inkl. Polhavet (figur 4.2). Likevel blir sjøvannet der tyngre enn i Stillehavet. Dette skyldes at fordampning dominerer over nedbør i Atlanterhavet mens det motsatte er tilfellet i Stillehavet. Se tabell 4.3.

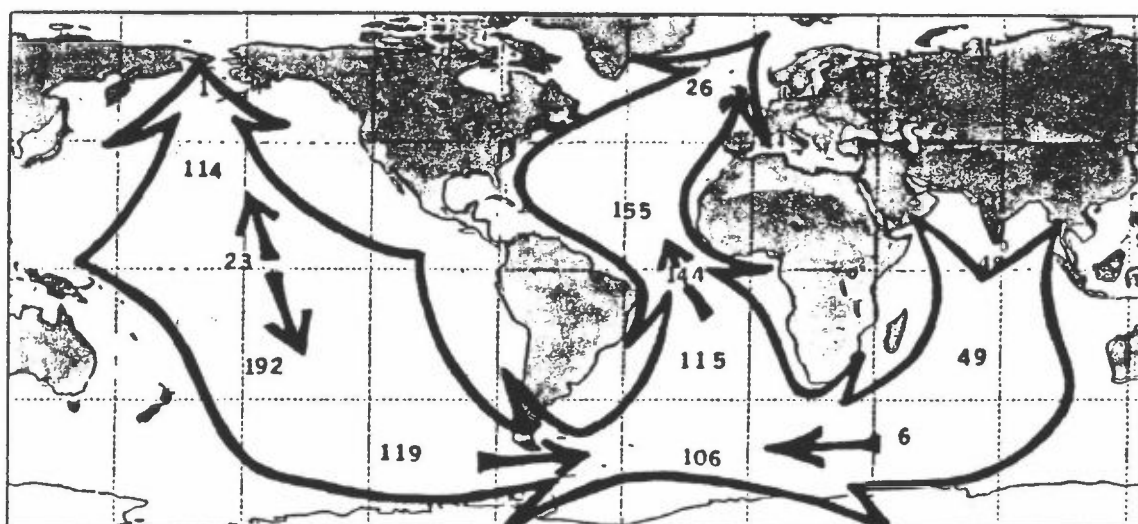


Figur 4.2: Avrenning fra de største elver til havene. Arealet av segmentene er proporsjonal med årlig vannføring fra hver elv under antagelse av en vanddybde på 1 meter. Vanntilførsel i form av isfjell fra Antarktis er representert ved to sirkler, hvis areal er skalert på samme måte.

Tabell 4.3: Midlere regional årsnedbør minus fordampning. Fra Bryan og Oort (1984) og Baumgartner og Reichel (1975). ( $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

Region	Bryan og Oort	Baumgartner og Reichel
Afrika	-6	108
Antarktis	19	63
Asia	49	387
Australia	-115	76
Europa	-62	90
Nordamerika	133	185
Søramerika	190	350
Kontinentene samlet	207	1260
Nordlige Stillehav	112	530
Sørlige Stillehav	220	-27
Nordlige Atlanterhav	-76	-563
Sørlige Atlanterhav	-333	-593
Det indiske hav	-129	-618
Alle hav	-206	-1260
Nordlige halvkule	328	586
Sørlige halvkule	-327	-586

Dette er medvirkende årsak til den observerte globale sirkulasjon i havet med en gjennomgående overflatestrøm fra det Indiske Hav og Stillehavet til det nordlige Atlanterhav mens tilbakestrømmingen skjer som dypvann etter vinteravkjøling og vertikalkonveksjon. I tillegg til varmetransporten med strømmer fra tropiske områder er det altså en transekvatorial varmetransport i havet til det nordlige Atlanterhav (figur 4.3). Stommel (1979) har beregnet denne til å være  $1,44 \cdot 10^{15} \text{ W}$ .



Figur 4.3: Midlere varmetransport i havet i enheter på  $10^{13}$  Watt. (Fra Stommel, 1979.)

Om denne sirkulasjonen skulle svekkes er resultatet trolig store klimaendringer i nordområdene rundt Atlanterhavet. Det er mye som tyder på at ferskvannstilførselen spiller en nøkkelrolle for dypvannsproduksjonen og den globale sirkulasjonen. Studier av paleoklimaet, særlig perioden Yngre Dryas for ca. 10.000 år siden, støtter en slik antagelse (Brocker og Denton, 1990). I nyere tid er perioden 1968-1982 med saltanomali i den nordligste del av Nord Atlanteren verd oppmerksomhet. En økt transport av is og smeltevann fra Polhavet gjennom Øst-Grønlandsstrømmen på 60-tallet førte til en sterk endring av Atlanterhavsstrømmen i Norskehavet med reduksjon i saltholdighet på

ca. 0,5 g/kg og ca. 0,5°C lavere sjøtemperatur. Saltreduksjonen var tilstrekkelig til å svekke dypvannsproduksjonen. Den vanlige bunnvannsdannelsen i Islandshavet uteble helt og en fikk i stedet forverrede forhold med isutbredelse.

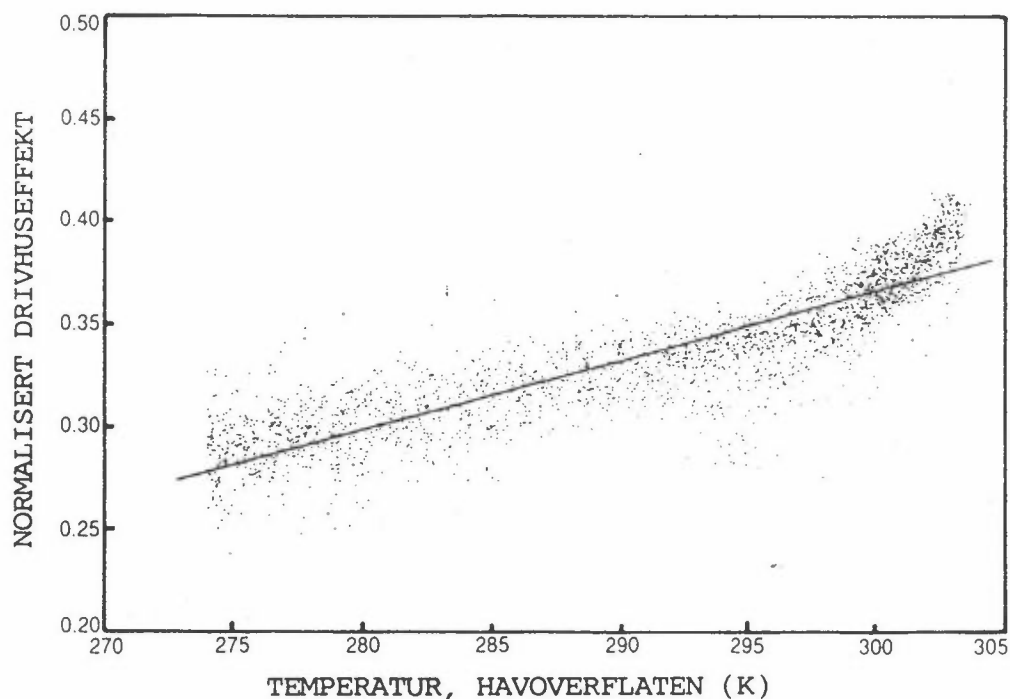
Iseksporten fra Polhavet gjennom Framstredet representerer i gjennomsnitt en ferskvannstransport på 2800 km<sup>3</sup> i året og overgås bare av Amazonas som ferskvannskilde. Våre nærliggende havområder er derfor svært viktige i klimabildet både på kort og lang tidsskala (Aagaard og Carmack, 1989). Variasjoner i sjøisdekket har umiddelbar innflytelse på varmembalansen mens dypvanns-sirkulasjonen er av tregere natur med virkning over tiår til 100 år.

Den senere tids generelle sirkulasjonsmodeller for hav og atmosfære har søkt å inkludere dyphavs-sirkulasjonen (Washington, W. og G. Meehl, 1989 og Stouffer, R.J. S. Manabe og K. Bryan, 1989. Modellsimuleringer med gradvis økning av CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren gir som resultat en økning i midlere global temperatur og en svekkelse av den termohaline sirkulasjon i Atlanterhavet. Modellen til Stouffer, Manabe og Bryan viser en betydelig grad av asymmetri i klimaresponsen på nordlige og sørlige halvkule samtidig er den predikterte temperaturøkning ved høye nordlige bredde større i Stillehavet enn Atlanterhavet (se figur 7.15). Av dette kan en trekke den slutning at de regionale forskjeller kan bli store ved en generell global oppvarming og at ferskvannsfordelingen kan spille en betydelig rolle for klimaet i nord.

Målinger fra satellitter er blitt benyttet for måling av drivhuseffekten og det er funnet at den øker med temperaturen i havoverflaten. Økningsgraden gir en klar indikasjon på en positiv tilbakekobling mellom temperatur i havoverflaten, luftfuktighet og drivhuseffekt (Raval & Ramanathan, 1989). Utstrålingen fra havet er benyttet her fordi temperaturen i overflaten har liten døgnvariasjon og fordi emisjonen fra havet ligger meget nær utstrålingen fra et "sort legeme" som de fysiske lovene for stråling er basert på.

Drivhuseffekten er her gitt som forskjellen mellom den langbølgede, infrarøde tilbakestrålingen fra havoverflaten og den langbølgede strålingen som går ut i rommet fra toppen av atmosfæren. Tilbakestrålingen

til rommet måles fra satellitter (Earth Radiation Budget Experiment, ERBE), mens strålingsfysiske lover og observasjoner av havets overflatetemperatur er benyttet for å beregne utstrålingen fra havoverflaten. Som illustrert i figur 4.4 viser dette eksperimentet at drivhuseffekten øker med temperaturen. Dette er forklart ved at metningstrykket for vanndamp stiger med temperaturen og fører til øket fordampning. Vanndamp, som er en effektiv drivhusgass, forårsaker dermed at drivhuseffekten forsterkes. Det er beregnet at ved en temperaturforandring vil denne positive tilbakekoblingen kunne forsterke forandringen til det dobbelte av den opprinnelige perturbasjonen. Økningen som er vist i figur 4.4, tilsvarende  $3.3 \text{ W m}^{-2}$ , er i overensstemmelse med tilbakekobling av vanndamp som er fremkommet av klimamodeller.



Figur 4.4: Drivhuseffekten vist her er differansen mellom termisk stråling emittert fra jordens overflate og strålingen som forlater toppen av atmosfæren.



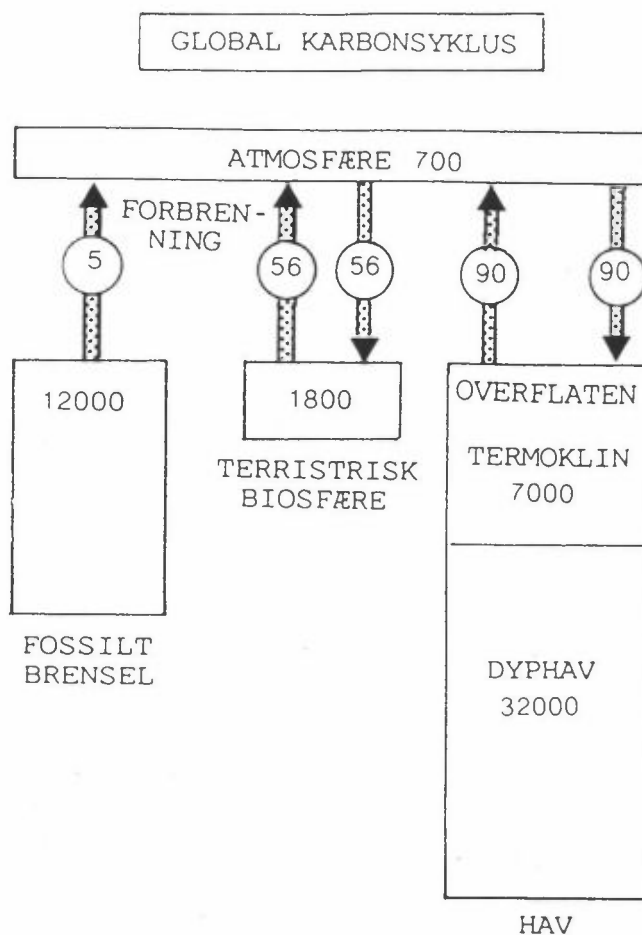
I dette eksperimentet for estimering av drivhuseffekten er det funnet at under skyfri himmel, fanger atmosfæren opp  $146 \text{ W m}^{-2}$  i gjennomsnitt over året, mens skyer forårsaker en økning på  $33 \text{ W m}^{-2}$ . Som faktor for opprettholdelse av klimaet overgår drivhuseffekten derfor bare av absorbert innstråling fra sola.

#### 4.5 HAVET OG KARBONSYKLUSEN

Karbonsyklusen er satt sammen av flere sykler som er forbundet med hverandre, og som virker på forskjellige tidsskalaer. Disse sykler transporterer karbon mellom atmosfæren, biosfæren og geosfæren.

Havet kan sies å være jordens termostat. For det første fordi havet har en utrolig stor varme-kapasitet; havet kan utjevne daglige, sesongmessige og romlige variasjoner i termisk energi fra solen. Det finnes mer varme i de øverste fem metrene av havet enn i hele jordens atmosfære. For det andre er havet den viktigste naturlige kontrollerende faktor for mengden av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren, og spiller derigjennom en vesentlig rolle i den globale varmembalansen. Antropogent karbon utgjør en nokså liten del sammenlignet med den naturlige utveksling av  $\text{CO}_2$  og metan mellom hav og atmosfære. Det er disse variasjoner som primært er ansvarlig for forandringen i klima over de siste 150 000 år.

Store mengder varme og  $\text{CO}_2$  transporteres ved hjelp av havstrømmene og havet representerer det største reservoaret av biologisk aktivt karbon. Figur 4.5 viser fordeling og antatt sirkulasjon av den globale mengden av karbon mellom de viktigste reservoarene. Karbon som er bundet i sedimenter og bergarter er ikke tatt med her. Av figuren fremgår det at innholdet på ca. 40 000 gigatonn (milliarder) karbon i havet, er ca. 16 ganger større enn summen av innholdet i atmosfæren og den terrestriske biosfæren tilsammen.



Figur 4.5: Hovedreservoarer i den globale karboncyklus og flukser av karbon mellom dem. Mengdene er gitt i gigatonn og fluksene i gigatonn pr. år (fra Tucker, 1981).

Variasjoner i havets produktivitet er en nøkkel-komponent i jordens istidssyklus. Forandringer i insolasjon over den store 100 000 år syklus er liten (0.1%) men havets produktivitet var 35-45% høyere over hele kloden i løpet av den siste glaciære periode enn i dag og opp til 90% høyere i tropiske strøk. Dette er sannsynligvis årsaken til at atmosfæriske  $\text{CO}_2$ -nivåer var omkring 45% lavere for 20 000 år siden enn i dag, og da var den gjennomsnittlige globale temperatur ca.  $5^\circ\text{C}$  lavere. Men vi vet temmelig lite om havets rolle i økningen av  $\text{CO}_2$  og temperatur ved slutten av den glaciære periode (og heller ikke om havet har spilt noen rolle for de variasjoner man finner i iskerne, marine sedimenter og pollen-data).

Atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub> overvåkes nå regelmessig og med en slik nøyaktighet at den årlige økningen er godt kjent. Kunnskapen om de tilsvarende forholdene i havet er derimot langt mindre. Dette skyldes ikke bare de praktiske og kostnadmessige forholdene som forbindes med regelmessige målinger i fjerne posisjoner på havet, men også at den marine karbonsyklusen er meget komplisert. Estimatenes av havets opptak av karbon er derfor for en stor del basert på landbaserte målinger. Konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren øker nå med 1.4 ppm pr. år, en økning som tilsvarer et årlig tilskudd på 3.3 gigatonn. I sammenligning er det årlige utslippet ved forbrenning av fossilt brennstoff beregnet til 5.5 gigatonn karbon fra CO<sub>2</sub>. I tillegg kommer 1 gigatonn fra forbrenning eller oksidasjon av terrestrisk biomasse. Dermed forblir bare omlag halvparten av utslippet i atmosfæren.

Det anslås at uten havets kapasitet til å absorbere karbon kunne atmosfærisk CO<sub>2</sub> har økt til det dobbelte i løpet av de siste 50 år. Det er antatt at det meste av den andre halvparten tas opp av havet mens en mindre del går til den terrestriske biosfæren. Sammenlignet med den naturlige utvekslingen av CO<sub>2</sub> mellom hav og atmosfære, som er anslått til 90 gigatonn (figur 4.5), er økningen relativt liten. Naturlige variasjoner kan være av samme størrelse, men disse vil svinge rundt en likevekt. Havets kapasitet til vedvarende opptak av økende tilførsel fra atmosfæren og den relative betydningen av de ulike prosessene i karbonkretsløpet, er lite kjent. Atmosfæriske CO<sub>2</sub>-nivåer er i likhet med CO<sub>2</sub>-innholdet i havets overflatevann og utvekslingen av CO<sub>2</sub> mellom hav og atmosfære er helt avhengig av biologiske prosesser. Det finnes en hel rekke viktige "feedback" mekanismer, og retningen og størrelsen på netto karbon-fluks påvirkes av klimatiske endringer. Havet kan gjennom slike mekanismer bidra til å øke eller minke hastigheten av temperatur-økninger i atmosfæren.

Mesteparten av kunstig produsert CO<sub>2</sub> finnes på den nordlige halvkule. Nord-Atlanten er sannsynligvis stedet hvor det meste av karbonet absorberes. Det finnes to store prosesser (fysiske/kjemiske og biologiske) som kontrollerer havets innhold av CO<sub>2</sub>. Først nedsenkningen av kaldt vann i polare strøk. Når sjøvann kjøles økes løsligheten av CO<sub>2</sub> og dermed økes absorpsjonen fra atmosfæren. Isdannelsen øker

saltholdigheten (og dermed egenvekten) av vannet og dette nylig CO<sub>2</sub>-anrikete sjøvannet synker til store dyp. Det motsatte skjer når CO<sub>2</sub> finner veien tilbake til atmosfæren, spesielt i upwellingsområder hvor vannet varmes opp. Disse kjølings- og oppvarmings-prosesser leder også til sesongmessige variasjoner, opptak av CO<sub>2</sub> er størst om vinteren og frigjøring størst om sommeren.

Den andre viktige prosessen er primærproduksjonen, hvor planteplankton (alger og cyanobakterier) absorberer CO<sub>2</sub> under fotosyntesen, og respirasjon der planteplakton, zooplankton og bakterier frigjør CO<sub>2</sub>. Disse prosesser viser døgnlige og sesongmessige variasjoner. Det maksimale opptak er midt på dagen og om sommeren, mens frigjøring av CO<sub>2</sub> skjer om natten og om vinteren. I motsetning til landområder hvor plante produksjon er begrenset av mengde av CO<sub>2</sub> har man trodd at en direkte økning av primærproduksjonen som en konsekvens av økningen i CO<sub>2</sub>-innholdet i vannet var usannsynlig. Siden den siste istiden vet man at havets gjennomsnittlige temperatur har økt med 0.3 °C siden 1850 (sammenlignet med 0.5 °C for land). Men det er vanskelig å beregne hva som kan skje i de nærmeste 50-100 år uten bedre forståelse for prosesser i havet. Britiske forskere viste (i 1989) at når temperaturen øker i havet er planteplankton mindre i stand til å absorbere CO<sub>2</sub>. Dermed er det sannsynlig at dette kan føre til mindre absorpsjon av CO<sub>2</sub> og videre til økning i temperaturen. En britisk forsker (Woods, 1990) forutsier at den globale temperaturøkning kan bli meget rask, med opp til 5°C økning i løpet av bare 50 år. Isprøver fra Antarktis viser at slike temperaturforandringer har skjedd tidligere. Disse resultatene må bekreftes av flere forskere før de kan aksepteres, men viser vår mangel på viten om prosesser i havet.

Sannsynligvis er det indirekte effekter av forhøyet CO<sub>2</sub> i atmosfæren som er det mest vesentlige for drivhuseffekten. Storskala forandringer i havets sirkulasjon og forandringer i mesoskala fronter og hvirvler kan ventes. Tilgjengelighet av næringssalter kan forventes å øke i noen områder og dermed lede til storskala forandringer i biologiske prosesser. Spesielt viktig er eksport av karbon til dyphavet fordi dyp-havets strøm opererer i en tidsskala på over tusen år.

Oppløste gasser overføres mellom atmosfæren og havet ved molekylær diffusjon gjennom havoverflaten. Hurtigheten av denne prosessen avhenger av temperatur, tykkelsen av sjøvannets overflatehinne, og forskjellen mellom gassens konsentrasjon i atmosfære og hav. Transporten gjennom overflatehinnen er hurtigst når den er tynn, for eksempel når den forstyrres av turbulens. Gassutvekslingen mellom atmosfære og hav er derfor større ved høye vindhastigheter enn ved vindstille og havblikk. På grunn av at de molekylære bevegelsene øker med temperaturen, går også diffusjonen hurtigere ved høy enn ved lav temperatur. Netto transport går til det mediet som har lavest konsentrasjon i forhold til metning og transporten øker med konsentrasjonsgradienten. Diffusjonen av gass går alltid i begge retninger, men når konsentrasjonene i luft og hav er i balanse, vil transportene i de to retningene oppheve hverandre.

I vann varierer oppløseligheten av gasser med temperatur og trykk. Den avtar med stigende temperatur og øker med trykket. Når sjøvann som er mettet med en gass blir oppvarmet i overflatelaget, vil det derfor gå en netto transport av gass fra hav til atmosfære mens det motsatte vil være tilfelle når havet avkjøles. Videre vil vann som synker mot større dyp få økende kapasitet for opptak av gasser. Økningen av oppløselighet ved avkjøling av vannet har betydning for opptak av atmosfæriske gasser på høye breddegrader selv om denne effekten til en viss grad dempes av redusert diffusjon ved lave temperaturer.

Ulike gasser har forskjellig oppløselighet i havet og CO<sub>2</sub> er langt mer oppløselig enn for eksempel hovedelementene i atmosfæren, nitrogen og oksygen. Mens nitrogen og CO<sub>2</sub> står for henholdsvis 78% og 0.035% av atmosfærens volum, er de tilsvarende konsentrasjonene i havet ca. 10 ml/l for nitrogen og rundt 45 ml/l for total mengde uorganisk CO<sub>2</sub> (ved 24°C). Med denne høye konsentrasjonen er CO<sub>2</sub> den gassen det er oppløst mest av og den utgjør ca. 97% av karbonet i havet. Grunnen til dette er at CO<sub>2</sub>, så snart den er oppløst, reagerer med vann og danner karbonsyre. Karbonsyren dissosierer straks videre til bikarbonat- og karbonationer etter den kjemiske likevekten:



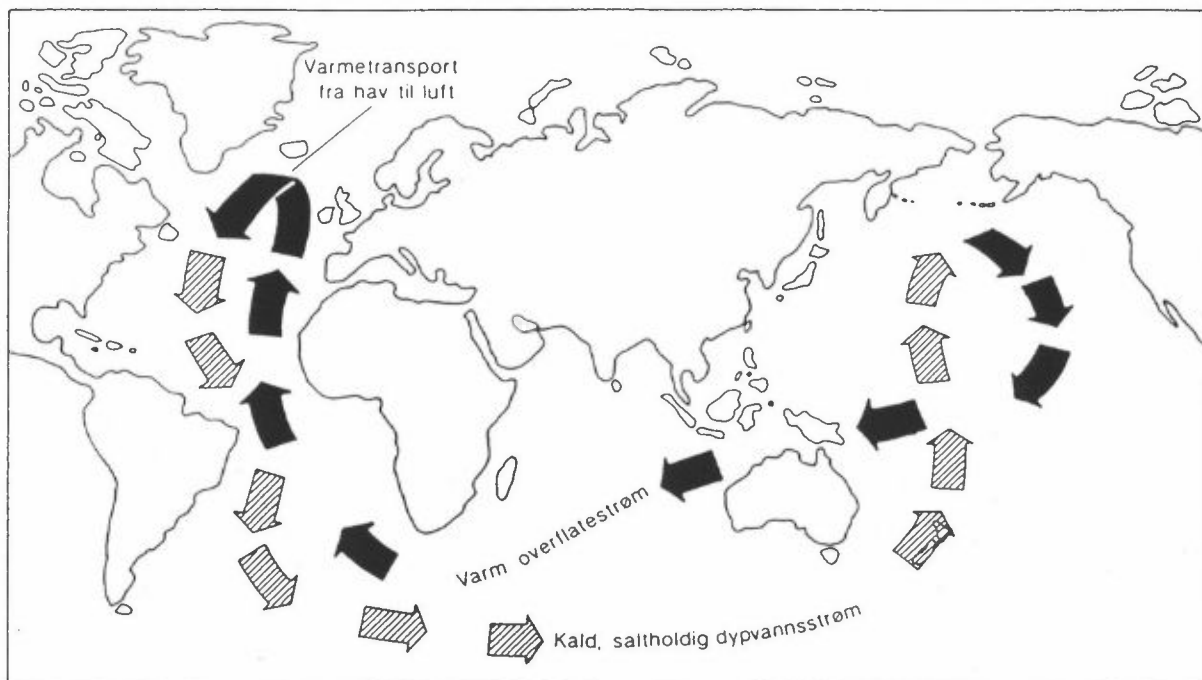
Bare ca. 0.5% forblir som oppløst gass (ca. 1 av 200 molekyler) mens ca. 90% dissosierer til bikarbonat- og ca 10% til karbonationer.

Alt dypvann i havet har en gang tidligere vært overflatevann og det er antatt at dets innhold av atmosfæriske gasser var i tilnærmet likevekt med atmosfæren når det sank fra overflaten. Dette gjenspeiles også i dypvannets konsentrasjon av konservative gasser som i bare liten grad inngår i kjemiske prosesser i havet. CO<sub>2</sub> og oksygen danner her unntak idet begge er viktige faktorer i fotosyntesen og biosfærens kretsløp. Transporten av karbon fra overflatelaget til dyphavet skjer enten ved transport med vannmassene eller ved omsetting i biosfæren som resulterer i at partikulære organiske produkter fra denne prosessen synker mot dypet.

Transport med vannmassene er av stor betydning på høye breddegrader der overflatevannet om vinteren ofte avkjøles til frysepunktet og saltholdigheten i tillegg gjerne økes ved isdannelse. Synkende temperatur og økende saltholdighet bidrar begge til at vannet blir tyngre slik at det kan synke mot store dyp. Ved avkjølingen øker kapasiteten for opptak av gasser fra atmosfæren, deriblant CO<sub>2</sub>, som i uorganisk form transporteres mot dypet. I tillegg vil suspenderte organiske partikler og oppløst organisk karbon også følge vannmassene. Vanligvis er det imidlertid lavt innhold av organiske partikler i disse vannmassene. Dette skyldes at bunnvannsdannelsen skjer om vinteren, som regel før våroppblomstringen av den fotosyntetiske primærproduksjonen (planteplankton) er begynt.

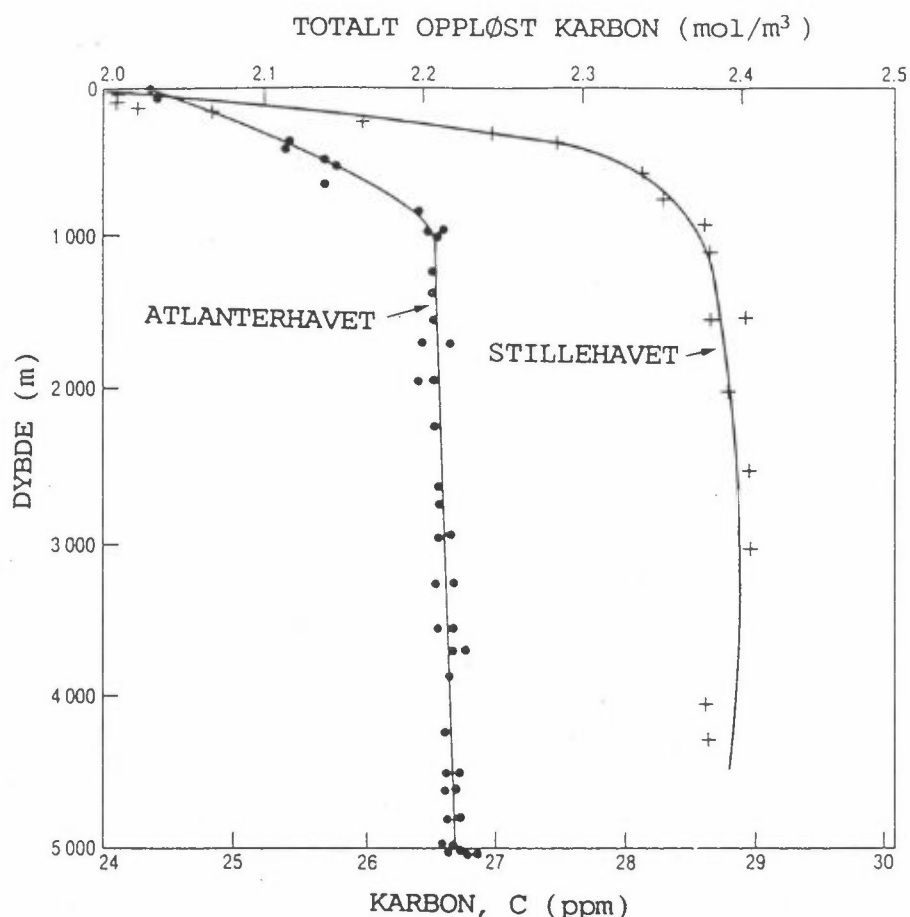
I det nordatlantiske området er det flere områder som spiller en viktig rolle i denne prosessen, spesielt Grønlandshavet, Labradorstredet og Barentshavet. I våre havområder er effekten av denne prosessen demonstrert ved at nesten alt atlantisk vann som strømmes inn i Norskehavet, blir omdannet til tyngre vannmasser i nordområdene. Dette vannet strømmes ut igjen over de dypeste passasjene i den undersjøiske ryggen mellom Skottland og Grønland og synker mot store dyp sør for ryggen. Figur 4.6 illustrerer hvordan dette bunnvannet strømmes mot sør i Atlanterhavet, i dypbassengene på vestsiden av Den midtatlantiske ryggen. I sør får det tilskudd av antarktisk bunnvann, og sør av Afrika sirkulerer så en blanding av nordatlantisk og antarktisk

dypvann mot øst inn i Det indiske hav og videre til Stillehavet. Hastighetene i de dype vannmassene er lave og det dreier seg heller om en diffus sirkulasjon enn en markert strøm.



Figur 4.6: Kart som viser bevegelsesmønsteret til de store havstrømmene som frakter saltholdig dypvann fra Nord-Atlanteren til Stillehavet og varmt overflatevann tilbake til Nord-Atlanteren. (Fra Hileman, 1989.)

Noen av de beste indikasjonene på denne storstilte sirkulasjonen gjenspeiles i konsentrasjonene av oppløste stoffer som for eksempel næringssalter og  $\text{CO}_2$ . Dette er demonstrert i figur 4.7 som viser at konsentrasjon av total uorganisk  $\text{CO}_2$  i Atlanterhavet er betraktelig lavere enn konsentrasjonen på tilsvarende bredde i Stillehavet.



Figur 4.7: Variasjoner med dypet av total  $\text{CO}_2$ , i Atlanterhavet ( $36^\circ\text{N}$ ,  $68^\circ\text{W}$ ) og i stillehavet ( $28^\circ\text{N}$ ,  $122^\circ\text{W}$ ). Etter Broecker, 1979.

Dette skyldes at det nordatlantiske dypvannet nylig har vært i overflatelagene der næringssaltene blir forbrukt. Når dette vannet med tiden strømmer sørover i Atlanterhavet, øker konsentrasjonene av både næringssalter og oppløst  $\text{CO}_2$  på grunn av at synkende partikler av døde organismer og fekalier (ekskrementer) oksideres og brytes ned. Dypvannet som dannes i Antarktis, er noe rikere på oppløste stoffer enn nordatlantisk dypvann og bidrar ikke vesentlig til å redusere konsentrasjonene. Både i Det indiske hav og Stillehavet øker så konsentrasjonene mot nord og øst.

Disse konsentrasjonene av oppløste stoffer gir en viss indikasjon på at vannmassenes oppholdstider i de dypere lag av havet varierer fra et



område til et annet. Karbondateringer av dypvannet i nordøstlige deler av Det indiske hav og Stillehavet viser oppholdstider mellom 1000 og 1600 år mens dypvannet nord for ekvator i Atlanterhavet kan være mye "yngre" enn 500 år som regnes som den gjennomsnittlige "omrørings-tiden" i verdenshavene.

I havet i sin helhet må transporten av vann fra overflatelagene mot bunnen nødvendigvis til en hver tid være like stor som transporten fra store dyp mot overflaten. Sirkulasjonen av dypvann mot overflaten skjer langsomt over vide havområder ved turbulens og diffusjon. De kjente oppstrømningsområdene, som for eksempel i passatbeltet ved kysten av Vest-Afrika og ved Californiakysten, er ikke av spesielt stor betydning i sammenheng med dette idet det oppstrømmende vannet her kommer fra moderate intermediære dyp.

Store mengder  $\text{CO}_2$  forbrukes i havets primærproduksjon. I den eufotiske sonen (der sollyset trenger ned) omsetter planteplanktonet  $\text{CO}_2$  til organisk materiale og oksygen ved fotosyntese. Videre er kalsiumkarbonat,  $\text{CaCO}_3$ , et av de viktigste stoffene for dannelselse av disse organismenes harde deler som skjeletter og skall. Dyreplankton som beiter på planteplanktonet, omdanner dette videre til nye organiske stoffer, fekale partikler og oppløst organisk materiale. Ved respirasjon blir  $\text{CO}_2$  igjen frigjort. På denne måten blir det meste av den oporganiske primærproduksjonen resirkulert i den eufotiske sonen, men en liten del synker mot større dyp i form av partikler. Dette er for det meste døde organismer og fekalier. Etter som disse synker ned gjennom vannsøylen, blir de som regel delvis oppløst av havvannet og delvis fortært av levende organismer. På denne måten foregår det hele veien en oppløsning og resirkulering slik at bare en liten del, i gjennomsnitt bare ca. 1 %, av partiklene blir sedimentert i havbassengene. Dette gjør at store deler av det karbonet som blir fotosyntetisk bundet ved primærproduksjon i den eufotiske sonen, blir oppløst igjen i vannmassene på store dyp. Denne prosessen, som ofte blir kalt "den biologiske pumpen", er en effektiv transportør av  $\text{CO}_2$  fra overflatelagene til dypvannet. Partiklene synker mye hurtigere enn suspendert og oppløst materiale. De levende organismene som beiter på partiklene, besørger også en transport ved vertikalvandring, spesielt i de øverste lagene til ca. 1000 m dyp.

Selv om dypvannet fikk relativt høyt innhold av  $\text{CO}_2$  ved avkjølingen i overflaten på høye bredder, blir det på grunn av trykkøkningen umettet når det synker mot større dyp. Derfor øker også kapasiteten til å ta opp frigjort  $\text{CO}_2$ , mengden av frie  $\text{H}^+$  ioner øker og vannet blir surere. Dermed får vannet større evne til å løse opp partikler. Dette er grunnen til at det "eldste" dypvannet i Det indiske hav og Stillehavet har høyere innhold av karbon enn det "yngre" dypvannet i Atlanterhavet.

Generelt er det de kalsiumholdige partiklene av skjeletter og skall som oppløses langsomt, men på dyp større enn 4 000-5 000 m oppløses det meste også av disse. Oppløseligheten avhenger her av partikkelstørrelsen og mest effektivt transporteres partiklene av  $\text{CaCO}_3$  i større fekale partikler der innpakningen virker beskyttende mot oppløsning.

Stor sedimentering forekommer ofte ved intense oppblomstringer. Dette skjer helst ved begynnelsen av en oppblomstring, før der er en stor bestand av dyreplankton som kan beite ned planteplanktonet. Sedimenteringen skjer da i form av "marin snø" som kan være en sammenklumping av planktonorganismer. Slike "snøfnugg" synker ofte mer enn hundre meter i døgnet og kan derfor sedimentere på store dyp, ofte uten å gå veien om andre organismers fordøyelseskanaler. Det er hevdet at i slike situasjoner er klumper av alger den mest effektive transportmekanismen i begynnelsen av oppblomstringen, mens fekale partikler tar over senere. I nordlige områder som i Barentshavet, oppstår slike intense oppblomstringer spesielt langs iskanten når isen smeltes tilbake om våren og sommeren. Det er spesielt i slike grunne havområder den biologiske aktiviteten kan ta karbon ut av det marine kretsløpet idet en stor del av partiklene sedimenteres før de går i oppløsning i vannmassene. Lignende forhold kan også finnes i områder med lavt oksygeninnhold i de underliggende vannmassene. Her blir oksidasjonen, og dermed nedbrytningen av partiklene redusert. Havet som helhet har lavt innhold av partikulært karbon, bare 0.05-0.1 mg C/l. Dette har sammenheng med partiklenes relativt korte oppholdstid i vannmassene og behøver ikke bety at den partikulære komponenten i karbonsyklusen er av liten betydning.

Oppløste organiske stoffer er også en viktig komponent i kretsløpet og med en konsentrasjon i vannmassene på 0.5-1 mg C/l, er det i havet ca. ti ganger så mye av dette som av partikulært karbon. Disse oppløste stoffene, som ikke må forveksles med nedbrytningsproduktene av partikulært materiale, er hovedsakelig metabolske biprodukter i biosfæren. For en stor del består det av organiske syrer, sakarider og vitaminer, og det er viktig i næringsgrunnlaget for bakteriene i havet. På denne måten inngår det i en vekselvirkning med den partikulære delen av karbonet.

Oppløst organisk materiale synker ikke på samme måten som det partikulære materialet. Transporten skjer som for andre oppløste stoffer, ved at det følger vannmassene. Dets totale betydningen i kretsløpet er lite kjent, men gjennom de senere årene har dets rolle fått økende oppmerksomhet. Således indikerer nyere japanske undersøkelser at konsentrasjonene av oppløst organisk materiale kan være opp til omkring 3 mg C/l, ca. 3 ganger høyere enn det som er gitt ovenfor (Toggweiler, 1988).

Selv om vi ikke kjenner den forholdsmessige betydningen av de enkelte prosessene i havet, er det antatt at havet som helhet er viktig som buffer for økningen av CO<sub>2</sub> og en del andre drivhusgasser i atmosfæren. Paleoklimatiske undersøkelser viser at gjennom den siste istidssyklusen var det høy korrelasjon mellom temperatur og CO<sub>2</sub>-innhold i atmosfæren (se kap. 5). Den beste demonstrasjonen av dette er fremkommet ved analyser av iskjerner fra Antarktis der det er utarbeidet tidsserier for de siste 160 000 år. Tidsseriene som er vist i figur 5.18 viser høyere korrelasjon ved den hurtige temperaturstigningen på slutten av de to siste glasiære periodene enn ved slutten av den forrige interglasiære perioden. Det hersker uenighet om drivhuseffektens betydning i de store klimasvingningene, men det er antatt at CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren har bidradd til å forsterke utslagene selv om det ikke har vært den avgjørende faktoren. Den viktigste faktoren for å ta karbon ut av havets kretsløp er sedimentering. På global skala kan variasjoner i sedimentering være en meget langsom prosess, og det er ikke usannsynlig at sirkulasjonen i dypvannet spiller en viktig rolle her. For denne sirkulasjonen er våre nordlige havområder kanskje de viktigste på jorden.

## 4.6 REFERANSER

Aagaard, K. og Carmack, E.C. (1989) The role of sea ice and other fresh water in Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. C10: 14485-14498.

Broecker, W.S. (1979) *Chemical oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich, Inc., New York: 214 pp.

Broecker, W.S. og Denton, G.H. (1990) What drives glacial cycles? *Scientific American*, January 1990: 43-50.

Fröhlich, C. (1987) "Variability of the solar constant in time scales of minutes to years". *J. Geophys. Res.*, 92, 796-800.

Hileman, B. (1989) "Global Warming". *Chemistry and Engineering News*, 13/3-89, 39.

Lashof, D.A. (1989) "The dynamic greenhouse: Feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric trace gases and climatic change". *Climatic Change*, 14, 213-242.

Newell, N.E., Newell, R.E., Hsiung, J. og Zhongxiang, W. (1989) "Global Marine Temperature Variation and the solar magnetic cycle". *Geophys. Res. Lett.*, 16, 311-314.

Ramanathan, V., Barkstrom, B.R. og Harrison, E.F. (1989) "Climate and the Earth's Radiation Budget". *Physics Today*, mai 1989, 22.

Raval, A. and Ramanathan, V. (1989) Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, Vol. 342: 758-761.

Stommel, H. (1979) Oceanic warming of Western Europe. *Proc. Nat. Acad. Sci., USA*, 76: 2518-2521.

Toggweiler, J.R. (1988) Deep sea carbon, a burning issue. *Nature*, Vol. 334: p 468.

Tucker, G.B. (1981) *The carbon dioxide-climate Connection: A global problem from an Australian perspective*. Australian Academy of Sciences, Camberra, Australia, 1981. I: *The Global Climate System*, CSM R84/86, WMO, 1987.

## 5 PALEOKLIMATOLOGI

Jan Mangerud, Universitetet i Bergen.

### 5.1 INNLEDNING

Paleoklimatologi er en forskningsgren som beskriver fortidens klima. I praksis regner de fleste at paleoklimatologi bare beskjeftiger seg med tiden før moderne meteorologiske observasjoner. Det er imidlertid få steder på jorda det finnes instrumentelle meteorologiske observasjoner mer enn hundre år tilbake, og over store områder som f.eks. Arktis og Antarktis er det bare snakk om tiår eller mindre. For viktige deler av klimasystemet, slik som sjøtemperaturer, havstrømmer, breer eller atmosfærens innhold av klimagasser, er måleseriene enda kortere.

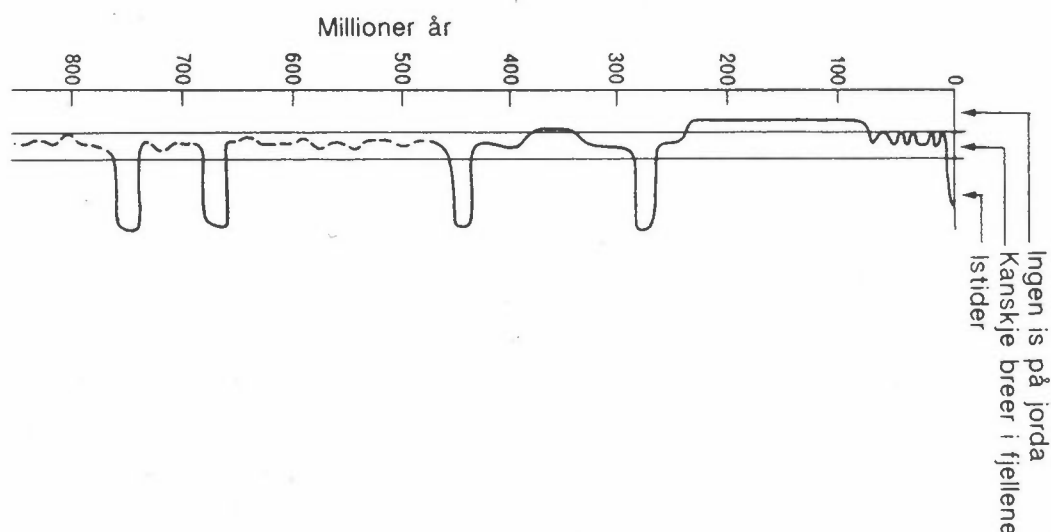
I paleoklimatologi rekonstrueres altså klimaet bakover i tid ved indirekte metoder. Hvordan en arbeider kan vises ved et eksempel som er kjent for de fleste. Hvis vi tar en borkjerne inn i en trestamme, kan vi bestemme alderen på hvert lag ved å telle årringer. Vi kan finne en tilnærmet sommertemperatur for hvert år ved å måle bredden på årringen. Bredden på årringene for de senere år sammenlignes med temperaturobservasjoner for de samme år fra meteorologiske stasjoner i nærheten. Derved oppnås en "kalibrering" (i praksis en matematisk ligning) som beskriver sammenhengen mellom bredden av årringene og middeltemperaturen for sommeren. Denne kalibreringen kan så brukes til å utlede sommer-temperaturen fra årringsbredden lenger bakover i tid enn temperaturobservasjonene går.

Mange egenskaper ved sedimenter (innhold av dyr og planter, kjemisk sammensetning, m.m.) som avsettes på havbunnen, i innsjøer og på landområdene, eller ved snø som avsettes på isbreer, er bestemt av klimaet. På samme måte som for årringene i trær kan disse avsetningene derfor betraktes som naturlige klima-arkiver som gir oss muligheten til å studere klimauviklingen bakover i tid. Vanligvis må alderen på hvert lag bestemmes ved forskjellige dateringsmetoder, som f.eks. C-14

eller termoluminescens. Det kreves også ofte omfattende laboratorieanalyser og behandling av data for å utlede klimaparametre fra sedimentene, men prinsippet kan sies å være som for treringene: Visse egenskaper "kalibreres" ved å sammenligne med dagens klima, og deretter utledes klimaet bakover i tid ved å studere denne egenskapen i eldre sedimenter.

## 5.2 KLIMAVARIASJONER OVER MILLIONER AV ÅR

Gjennom hele jordas historie har klimaet variert og til dels vært ganske forskjellig fra dagens. Figur 5.1 viser at det har vært 5 perioder med istider, forskjellige steder på kloden, de siste 800 millioner år. Som et kuriøst eksempel på gamle istider kan det nevnes at midt i Sahara er det klare spor fra istiden for nesten 700 millioner år siden, den gang Afrika lå nær Sydpolen. I den siste perioden med istider, som startet for 2,5 millioner år siden, har det vært omtrent 40 istider, med varmere mellomistider mellom hver istid. Vi lever selv i en mellomistid, selv om vi ofte kaller den etteristiden. Også i istidsperiodene for flere hundre millioner år siden var det flere istider med mildere perioder mellom.



Figur 5.1: En kurve som viser forekomsten av breer på jorda de siste 800 millioner år, og derved gir et inntrykk av klimavariasjonene. Den øverste enden av kurven viser den istidsperioden vi selv er inne i, med ca. 40 istider de siste 2,5 millioner år. Forenklet og noe endret etter Tarling (1978).

I perioden for mellom 40 og 240 millioner år siden var det så varmt at det i det hele tatt ikke var breer på jorda, hverken i høyfjellet eller nær polene. Kullene som brytes i Longyearbyen ble avsatt i sumper ved slutten av denne varme perioden. Det er beregnet at gjennomsnittstemperaturen på jorda for 100 millioner år siden (i kritt-tiden) var 6°C varmere enn idag. Ved ekvator var det liten forskjell, mens det på våre breddegrader kanskje var 15° varmere.

Det er flere årsaker til disse store klimavariasjonene, og de er på langt nær forstått. Vi kan nevne at det varme klimaet for 100 millioner år siden til dels skyldes et mye høyere innhold av CO<sub>2</sub> i atmosfæren, som ga en sterk drivhuseffekt. Siden den gang er mye CO<sub>2</sub> fjernet fra atmosfæren bl.a. ved akkumulasjon av organisk materiale.

En hovedårsak til klimavariasjoner over så lange tidsrom som millioner av år er at rammebetingelsene for havstrømmer og vindsystemer endres radikalt ved at kontinentene flytter seg og at fjellkjeder heves. Går vi "bare" 60 millioner år tilbake i tid lå Grønland nesten inntil Norge og Storbritania, og Norskehavet eksisterte altså ikke. Det er åpenbart at dette ga et helt annet klima enn idag.

De siste forandringer i kontinentenes beliggenhet eller høydeforhold som har hatt innflytelse på klimasystemet synes å være en heving av Mellom-Amerika for 3-4 millioner år siden som stengte for havstrømmer fra Atlanterhavet til Stillehavet og derved tvang Golfstrømmen nordover. Noen forskere har antatt at Tibetplatået og Andesfjellene for ca. en million år siden ble hevet så høyt at de idag påvirker jetstrømmene.

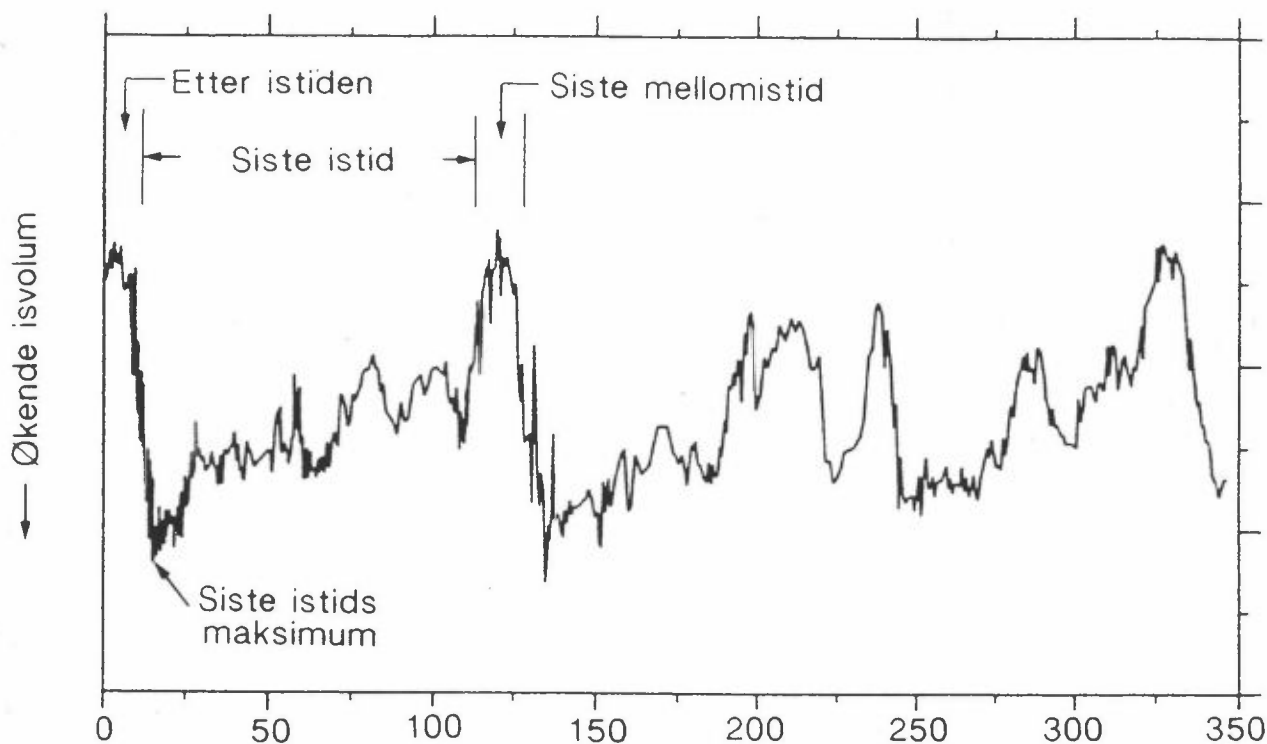
### 5.3 KLIMAVARIASJONER DE SISTE FÅ HUNDRE TUSEN ÅR

Som omtalt over har det ikke skjedd særlige endringer i kontinentenes form de siste 500 000 år. Selv om dette i menneskelig perspektiv er uendelig lang tid, er det likevel meget kort tid når en betrakter så langsomme prosesser som forflytting av kontinentene. Det har i denne periode heller ikke skjedd særlige endringer i dyre- eller plantearter.

De siste få hundre tusen år har altså de rammebetingelser for klimaet som bestemmes av forholdene på jorda i hovedtrekk vært som idag. Det samme gjelder de elementer og prosesser som inngår i klimasystemet. Likevel har det vært en serie svære klimasvingninger mellom kalde istider og milde mellomistider. Disse klimaendringene gir gode muligheter til innsikt i hvordan klimasystemet fungerer, fordi endringene har skjedd under tilsvarende forhold som idag.

Figur 5.2 gir et bilde av klimasvingningene de siste 350 000 år ved å vise forandringer i isvolum på jorda. Kurven viser at det i denne perioden var noen korte mellomistider med klima omlag som idag, mens det var lange istider med kaldere klima. Det viktigste er kanskje at klimaet har variert hele tiden, både i mellomistidene og i istidene. Mildere perioder i istidene, men som ikke var så varme som den tid vi lever i, kalles interstadialer. En ser også at periodene med maksimal isutbredelse var korte. Klimavekslingene er med andre ord mer kompliserte og høyfrekvente enn den gamle oppfatningen om at det vekslet mellom kalde istider og varme mellomistider.



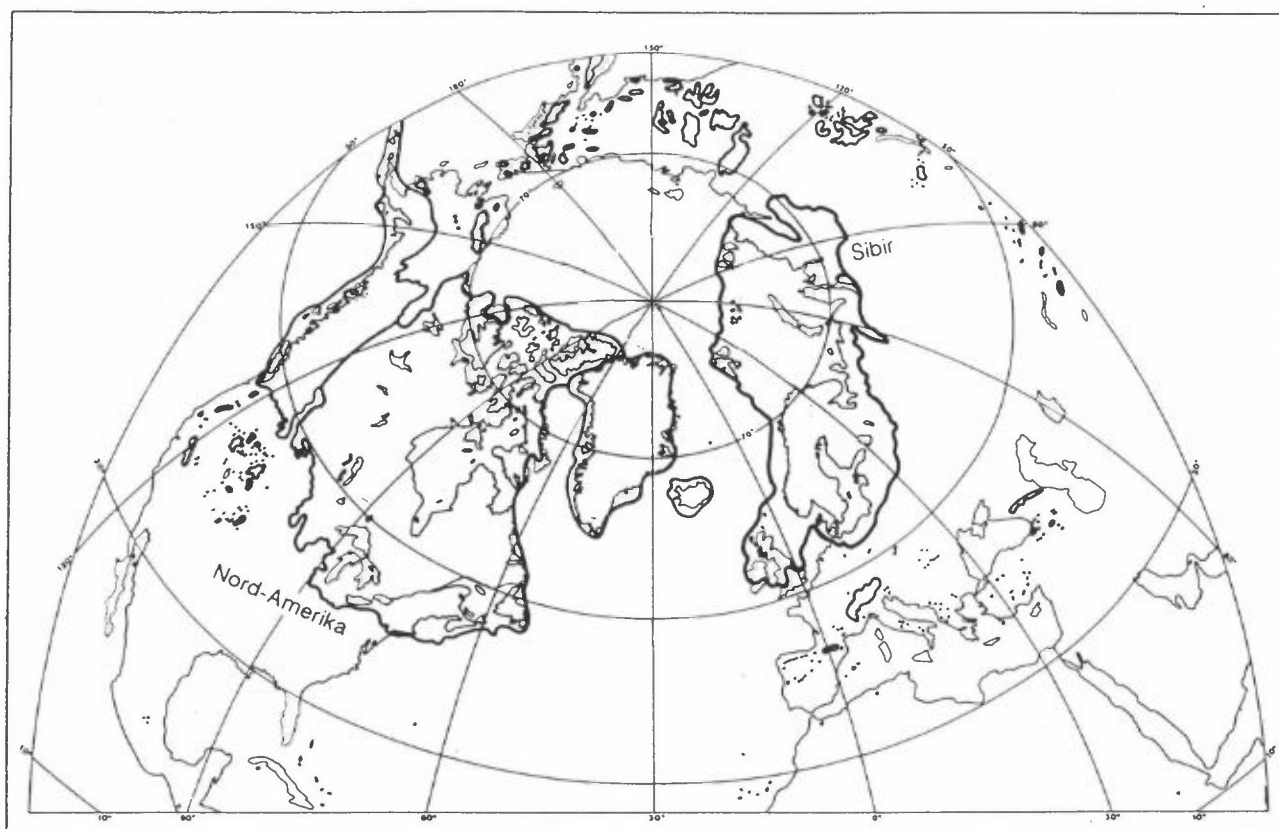


Figur 5.2: En kurve som tilnærmet viser volumet av isbreer på jorda de siste 350 000 år. Toppen som dekker de siste ca. 10 000 år representerer "etteristiden" vi selv lever i, og en lignende topp for ca. 120 000 år siden siste mellomistid. Breene under siste istids maksimum for 18 000 år siden er vist på kartet figur 5.3.

Egentlig viser kurven sammensetningen av oksygenisotoper i foraminiferskall fra en borkjerne fra Stillehavet. Vertikalskalaen er promille 0-18 i forhold til en standard. Hvordan dette gir en tilnærmet global "glasiasjonskurve" er forklart i teksten under kapitlet "Argumenter for den astronomiske teori". Etter Shackleton (1986).

### 5.3.1 Siste istids maksimum

For å få fram de maksimale amplituder i de naturlige klimavariasjoner, skal vi først beskrive den kaldeste del av siste istid, for 18 000 år siden. Denne istiden kalles i Nord-Europa for Weichsel, etter navnet på elva som renner fra Warszawa til Gdansk. Riktignok var begge de to foregående istider kaldere, men for disse er langt færre detaljer kjent, og siste istid gir et representativt bilde av kulde-ekstremene.

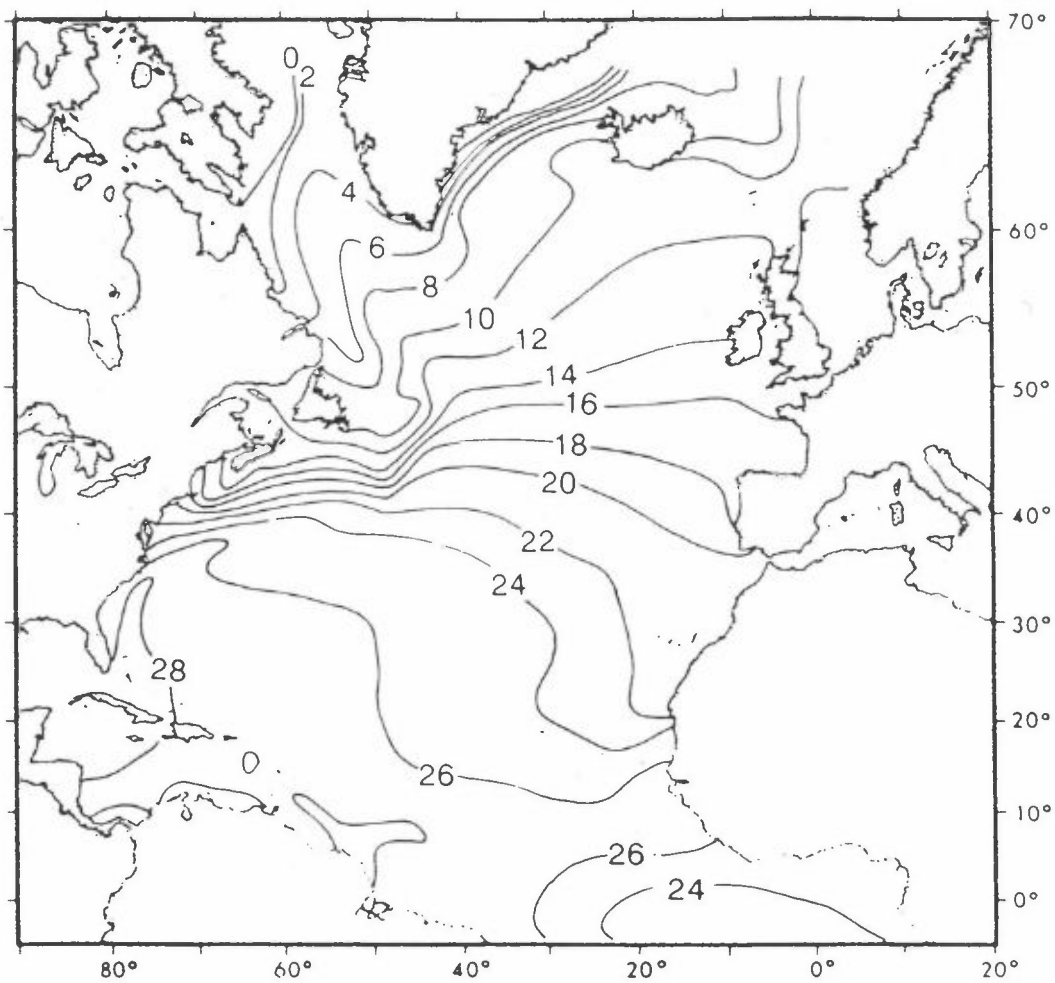


Figur 5.3: Et kart som viser utbredelsen av breer på den nordlige halvkuile under siste istids maksimum for ca. 18 000 år siden (tykke streker). Grensene for den skandinaviske innlandsisen er meget presist kartlagt gjennom Tyskland-Polen-Russland, mens grensene i havet er mer usikre. Således er det ikke helt avgjort om Nordsjøen var dekket av bre slik kartet viser, eller om breen over Storbritania var isolert fra den skandinaviske breen. Det er de senere år blitt ganske klart at den skandinaviske innlandsisen hang sammen med isdekket over Svalbard-Barentshavet, mens forholdene lenger øst (Karahavet) er mer usikre. Tilsvarende er breen på land i N-Amerika kartlagt, mens det er store usikkerheter i arktisk Canada. Etter Denton og Hughes (1981).

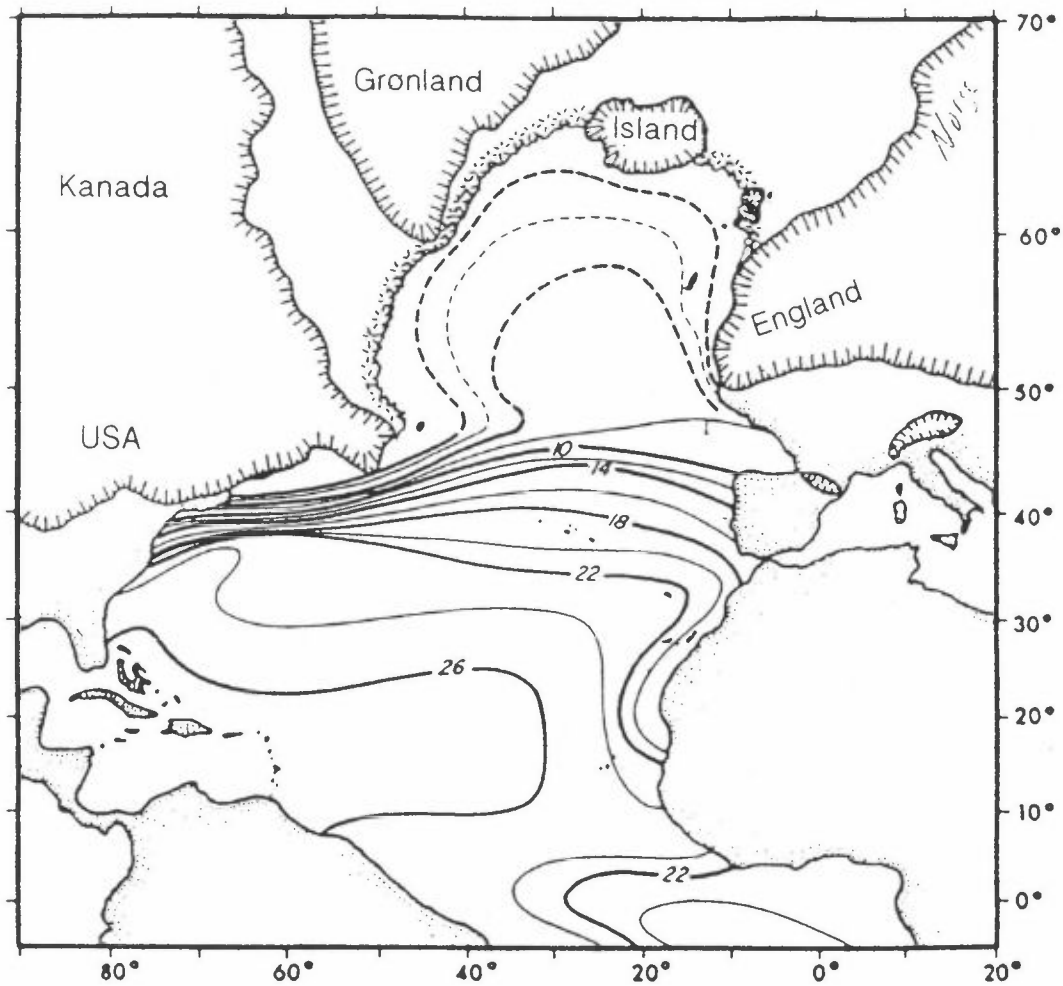
Figur 5.3 viser at det for 18.000 år siden var en innlandsis som dekket Skandinavia og rakk inn i Tyskland, Polen og Sovjetunionen. De senere års resultater tyder på at denne breen ikke støtte sammen med breen over Storbritania, slik kartet viser. Enda større er usikkerhetene i Barentshavet-Svalbard, selv om det nå synes klart at det har vært en stor bre også over disse områder. Det største isdekket lå over

Canada-USA, hvor breen rakk ned til New York og Minneapolis. De store innlandsisene over Europa og Nord-Amerika er idag helt bortsmeltet, mens Grønlands innlandsis bare er litt mindre idag enn under siste istids maksimum. Hvorfor innlandsisen på Grønland er så mye mer stabil enn de andre, til dels mye større innlandsisene på samme breddegrad, er ikke forstått.

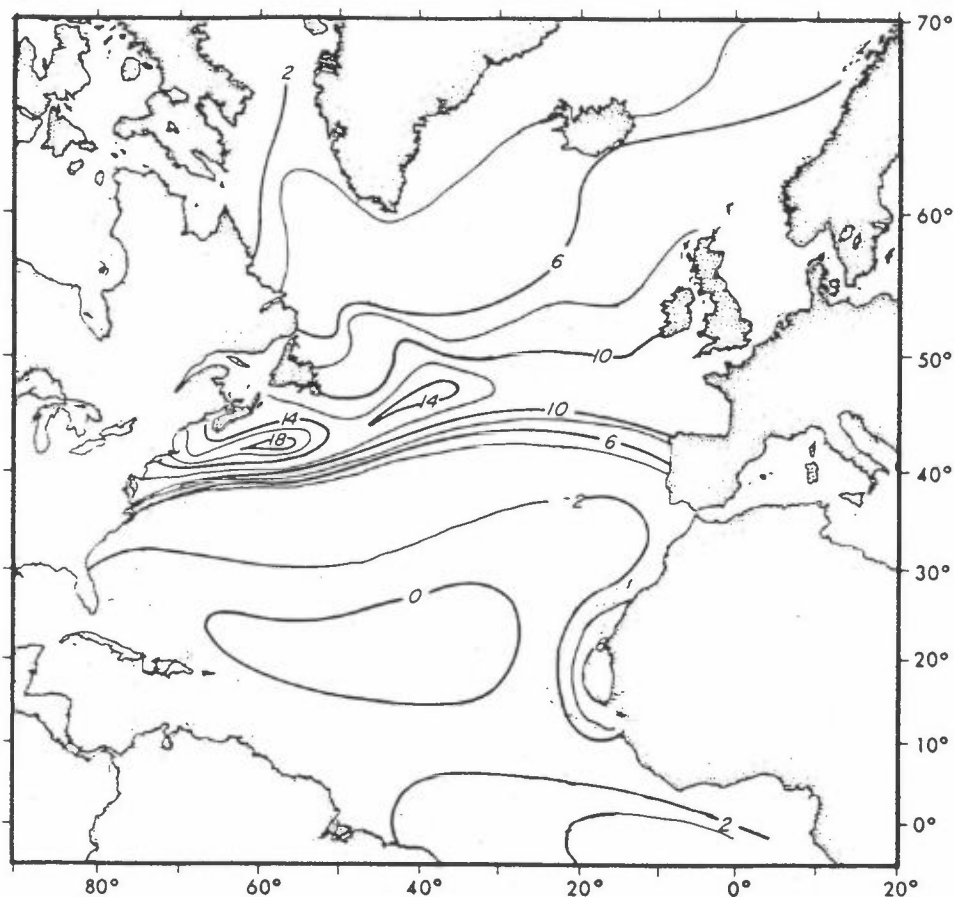
For havområdene er det utviklet teknikker til å beskrive overflatevannets temperatur og salinitet for forskjellige årstider på grunnlag av sammensetningen av plankton. Figur 5.4 viser målte gjennomsnittstemperaturer i Atlanterhavet idag, mens figur 5.5 viser utledete temperaturer for 18 000 år siden, og figur 5.6 viser forskjellen i temperatur mellom 18 000 og idag. Det mest iøynefallende er de store regionale forskjeller i temperatursenkningen. Over et stort havområde mellom Nord-Afrika og De vestindiske øyer var overflatetemperaturen omlag den samme, eller faktisk litt varmere under siste istids maksimum enn idag (figur 5.6). Et stykke utenfor østkysten av USA var det derimot hele 18°C kaldere enn idag. Golfstrømmen svingte for 18 000 år siden fra kysten av USA rett øst mot Spania. Dette er årsaken til den bratte gradienten i temperatur mellom det varme vannet i strømmen og det kalde vannet nordenfor.



Figur 5.4: Gjennomsnittstemperaturer i overflatevannet i Atlanterhavet i august måned idag. Etter McIntyre med flere (1976).



Figur 5.5: Temperaturer i overflatevannet i Atlanterhavet i august måned under siste istids maksimum, for 18 000 år siden. Isdekkene over Nord-Europa, Grønland og Nord-Amerika er tegnet inn med "kammer". Kystkonturene er tegnet slik de ville være med 100 m lavere havnivå. Etter McIntyre med flere (1976).

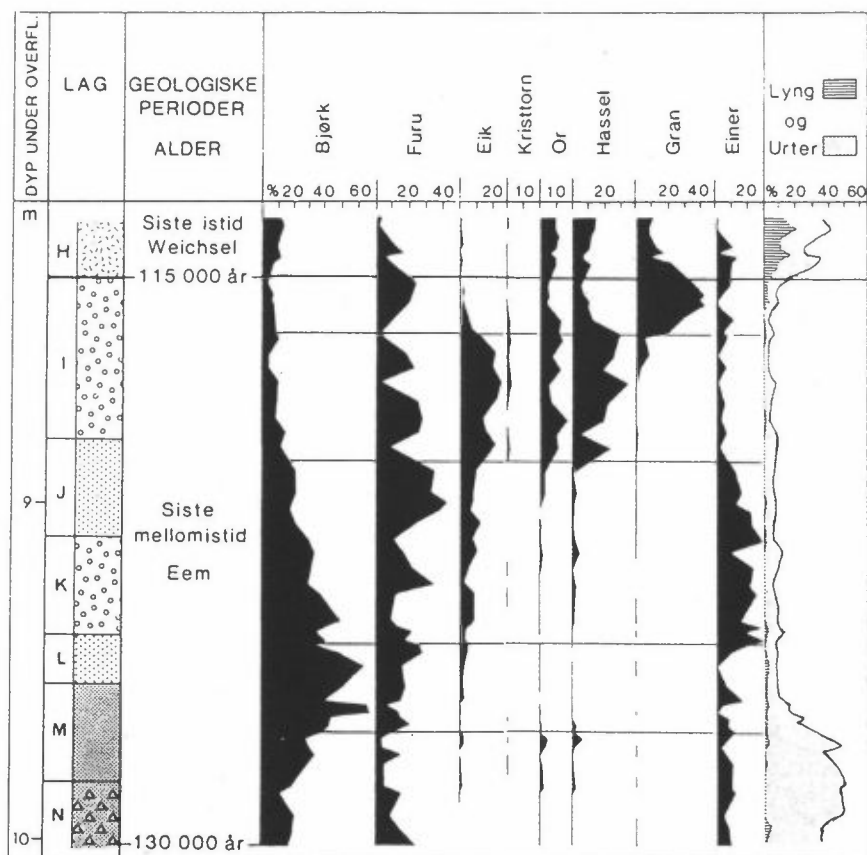


Figur 5.6: Temperaturforskjeller i overflatevannet i Atlanterhavet for august måned mellom idag og siste istids maksimum. Legg merke til at det i et område mellom England-Spania og USA var mer enn  $10^{\circ}\text{C}$  kaldere under istiden, mens det ikke var kaldere i det hele tatt i et stort havområde mellom Nord-Afrika og Mellom-Amerika. Etter McIntyre med flere (1976).

### 5.3.2 Varme mellomistider

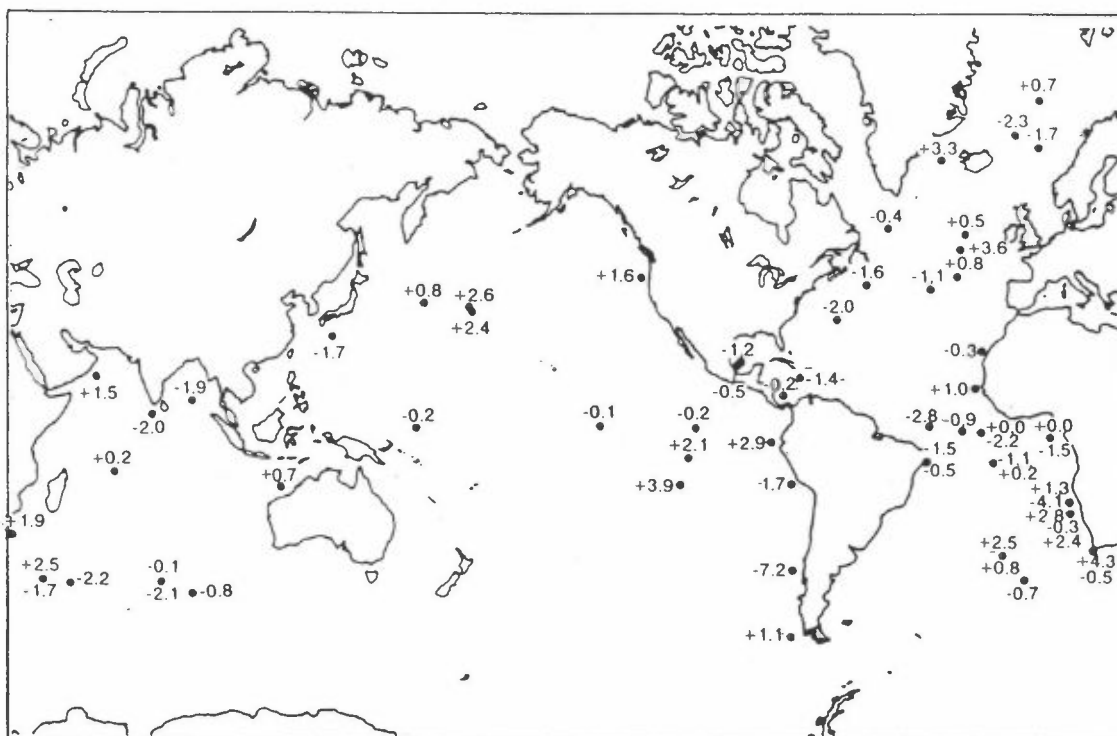
Vår egen tid gir egentlig et ganske godt bilde på de varmeste mellomistider gjennom den siste million år, selv om det har vært noe varmere i korte perioder. Det ser ut som siste mellomistid, for ca. 125 000 år siden har vært den aller varmeste perioden i dette tidsrommet. Denne perioden gir oss derved gir muligheter til å beskrive globale virkninger av et varmere klima, selv om geografiske fordelingsmønstre kan bli anderledes når årsaken til det varme klima er en annen. Kunnskapene om siste mellomistid er imidlertid meget mangelfulle over store områder, og globale rekonstruksjoner er tilsvarende dårlige.

I Europa viser rekonstruksjoner av vegetasjonen ved hjelp av pollenanalyse at det var markert varmere i siste mellomistid, sommertemperaturen beregnes ofte til 2°C varmere enn idag, mens vintrene var enda mildere. Også funn i Norge viser tilsvarende temperaturer. Ved Fjøsanger utenfor Bergen ble det for noen år siden funnet lag som var avsatt nesten kontinuerlig gjennom hele siste mellomistid, se figur 5.7. Sammensetningen av eik, kristtorn og hassel i den varmeste delen tilsvarer forholdene i Danmark idag. Lagene ved Fjøsanger var avsatt i sjøen, og det ble funnet skjell og andre dyrearter som idag bare lever i de sydlige deler av Nordsjøen, og viser at også sjøvannet var et par grader varmere enn idag.



Figur 5.7: Sammensetningen av pollen (blomsterstøv) i forskjellige nivåer gjennom mellomistidslagene på Fjøsanger ved Bergen. Til venstre er en dybdeskala som viser at lagene nå ligger 8-10 m under overflaten. Hvis en ser på utviklingen i tid, ser en at de eldste lag (nederst) domineres av urter som viser at det var tundra like etter forrige istid. Deretter kom det skoger av bjørk og furu. I den varmeste tiden var det eik, kristtorn, or og hassel som dominerte skogene, og det var altså varmere enn idag. Da det ble kaldere mot slutten av mellomistiden, innvandret gran, og den dominerte skogen før kulda drepte alle trær. Etter Mangerud med flere (1981).

Det er gjort et forsøk på å rekonstruere temperaturene i overflatevannet i verdenshavene under siste mellomistid. Et kart som viser forskjeller i forhold til idag er vist på figur 5.8. Hovedkonklusjonen er at forskjellene er små. De tilsynelatende lave temperaturer i de aller sydligste deler av Atlanteren og Det indiske hav skyldes metodiske feil. Det synes å være signifikant at det har vært noe varmere i Nord-Atlanteren og det nordlige Stillehav, mens Mexico-gulven var kjøligere.



Figur 5.8: Et kart som viser forskjellen i august temperatur i overflatevannet mellom siste mellomistid og idag, gitt i grader Celsius. Siste mellomistid er den varmeste periode på jorda de siste en millioner år. Etter CLIMAP project members (1984).

Havnivået i siste mellomistid var 2-6 m høyere enn idag, et skremmende tall med henblikk på hva våre etterkommere kan vente hvis vi fortsetter å slippe ut klimagasser i årtier framover. Det finnes ingen direkte observasjoner som viser hva som forårsaket det høye havnivået, men det er bred enighet blant fagfolk om at størstedelen må skyldes avsmelting av deler av innlandsisen på Grønland, og kalving av deler



av Vest-Antarktis-breen. Den bakenforliggende årsak er selvfølgelig varmere klima.

#### 5.4 ÅRSÅKENE TIL ISTIDER OG MELLOMISTIDER

Årsakene til de svære klimavekslingene mellom istider og mellomistider har vært et brennende spørsmål helt fra teorien om istidene ble lansert for over 150 år siden, og hypotesene har vært mange. Først de siste ti-år har det skjedd et gjennombrudd i forskningen, slik at årsakene nå kan sies å være kjent. De ytre drivkreftene er overraskende små, men indre forsterkingsmekanismer i klimasystemet forstørker de små signaler til svære klimaforandringer.

Klimavariasjonene som gir istider og mellomistider skyldes tre kvasi-periodiske variasjoner i jordas bane og akse, som vi her skal beskrive. Disse variasjonene skyldes igjen virkningen av tyngdekraften mellom de forskjellige planeter og måner i solsystemet. Teorien om at disse variasjonene forårsaker periodiske istider oppkalles ofte etter Milutin Milankovitch, en jugoslavisk astronom som beregnet disse variasjonene i årene 1910-40, og hevdet at de var årsaken til istidene. Deler av teorien er imidlertid mye eldre enn Milankovich selv, og den omtales like ofte som den astronomiske teori for klimaendringer. Allerede midt i forrige århundre ble dette foreslått som årsak til istidene. Mer presise beregninger av jordbane variasjonene er de senere år utført på store datamaskiner, og de tall og kurver som refereres her er beregnet av den belgiske forsker A. Berger.

##### 5.4.1 Jordbanens form

Som kjent er jordbanen en ellipse, men denne formen varierer over tid fra nesten en sirkel til en noe mer flatklemt ellipse, figur 5.9. Variasjonen følger sykler på 100 000 år og 400 000 år, se figur 5.13. Dette gir en forskjell i solinnstrålingen til jorda på mindre enn 0.1%, noe som nærmest er neglisjerbart. Det er verdt å merke seg at dette er den eneste forskjell i totalinnstrålingen til atmosfæren. Den

virkelige drivkraften til istider/mellomistider er derfor bare en omfordeling av innstråling mellom årstider og mellom breddegrader, som omtales under. De dramatiske klimaendringer mellom istider og mellomistider skjer altså på tross av at den årlige varmeinnstrålingen til jordas atmosfære er nær konstant.

Mellomistidene, som vår egen tid, følger denne 100 000 års rytmen (figur 5.2), men det er fremdeles et mysterium hvorfor, da denne syklus gir meget små variasjoner i innstråling.

#### 5.4.2 Jordaksens helning

Jordas akse står på skrå i forhold til jordbanen, se figur 5.10. Dette er velkjent for oss nordmenn: Ved vintersolhverv (21. desember) peker nordpolen mest bort fra sola og vi får mørke og korte dager. Den lave solinnstrålingen gir oss også kalde vintre. Vi ser fram til juni, da nordpolen peker mot sola og gir oss sommervarme og lyse netter. Hvis jordaksen hadde stått rett, ville det ikke vært årstider, og det ville vært kaldt året rundt på høye breddegrader.

Skråningen på aksen er imidlertid ikke konstant, den forandrer seg med en periodisitet på 41 000 år. Idag er den  $23,5^\circ$ , og gir derved en sydgrense for midnattsol, polarsirkelen, på  $66,5^\circ\text{N}$ . Vinkelen varierer mellom  $22,1^\circ$  og  $24,50^\circ$ . Hva dette betyr for polarsirkelen i Nordland er forklart på figur 5.11.

Rent kvalitativt er det lett å forstå betydningen for klimaet når jordaksen forandrer skråningsvinkel: Større skråning på aksen gjør at sola på våre breddegrader står enda høyere på himmelen om sommeren, og sommeren blir varmere. Samtidig blir vinteren mørkere og kaldere. Det blir altså større forskjell mellom årstidene, særlig på høye breddegrader. Utslaget er likt på nordlige og sydlige halvkule: Større skråning gir varme somre og kalde vintre på begge halvkuler.

En større skråning på aksen øker også den totale innstråling på høye i forhold til lave breddegrader. Dette er enkelt å se hvis en teoretisk

tenker seg en vertikal akse: Da ville sola alltid stå rett over ekvator, og polene ikke få noe innstråling.

#### 5.4.3 Presesjon

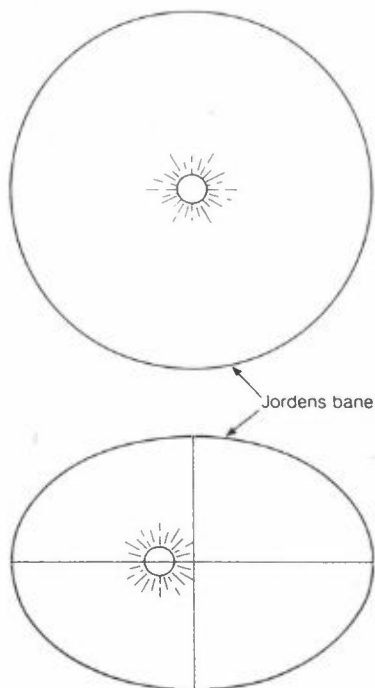
Den tredje og siste variable kalles presesjon, og er vanskeligst å se for seg geometrisk. Hvis en får god fart på en snurrebass ser en at aksene står ganske stille og peker på et punkt i taket. Etter hvert som farten avtar, begynner imidlertid aksene å svinge i store sirkler, og peker mot forskjellige steder i taket, før snurrebassen til slutt faller.

Jorda er som en snurrebass som roterer om sin egen akse i løpet av et døgn. Samtidig svinger aksene sakte rundt på samme måte som omtalt for snurrebassen. Aksene vil derfor ikke alltid peke mot Polstjernen i "himmeltaket", slik den gjør idag. Dette fører til at vintersolhverv (21. desember) vil forflytte seg rundt jordbanen. Tilsvarende gjelder selvfølgelig også for sommersolhverv og vår- og høstjevndøgn. Kort sagt årstidene vil forflytte seg sakte rundt jordbanen. Figur 5.12 viser at jorda idag er nær sola ved vintersolhverv; aller nærmest er vi 3. januar. Dette gir oss forholdsvis milde vintre og kjølige somre. På den sydlige halvkule er det motsatt; de har jo sommer i januar når jorda er nærmest sola.

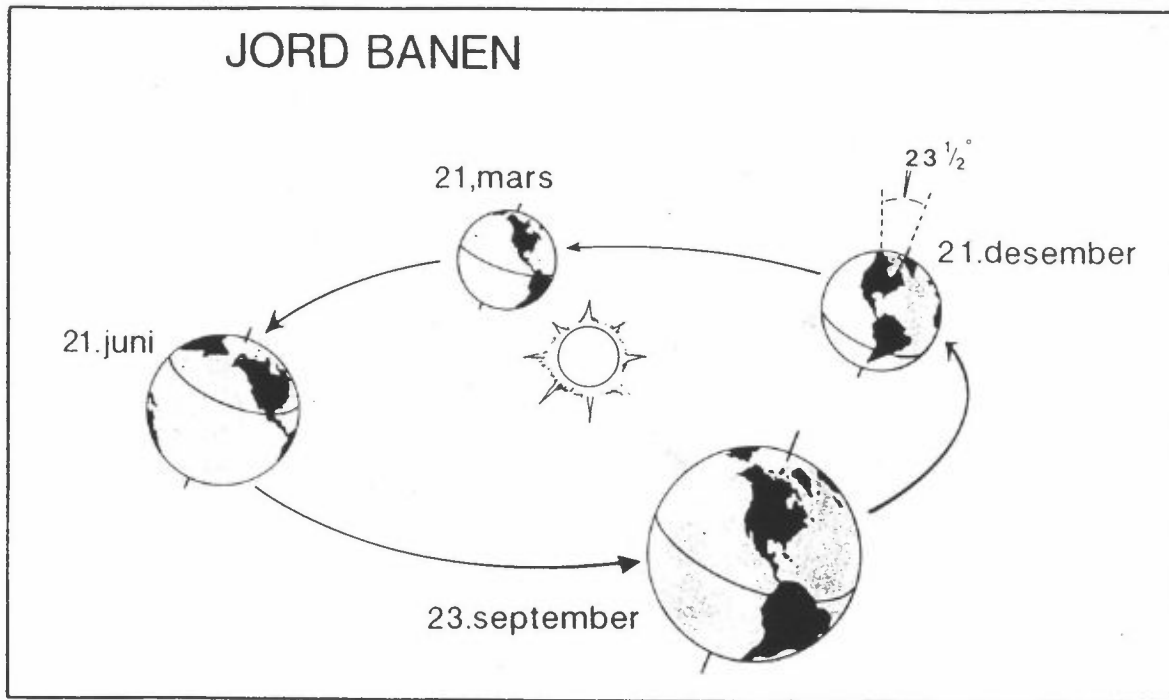
Som omtalt over er det skråningen på aksene som gir årstider. Virkningen av presesjonen kan beskrives som en modifisering av årstidene: Idag forsterkes årstidene på den sydlige halvkule, fordi jorda er nærmest sola under deres sommer, og lengst unna under deres vinter. På den nordlige halvkule svekkes årstidene idag. For 11 000 år siden var det motsatt (figur 5.12 c), da kom vintersolhverv (21. desember) mens jorda var lengst unna sola, vi fikk kalde vintre og varme somre på vår halvkule.

Presesjonen varierer med frekvenser på 19 000 og 24 000 år, og vi har allerede sett at virkningen er motsatt på de to halvkuler. Denne faktor har størst direkte betydning på lavere breddegrader. Det er også lett å innse at dens klimatiske betydning avhenger av den første

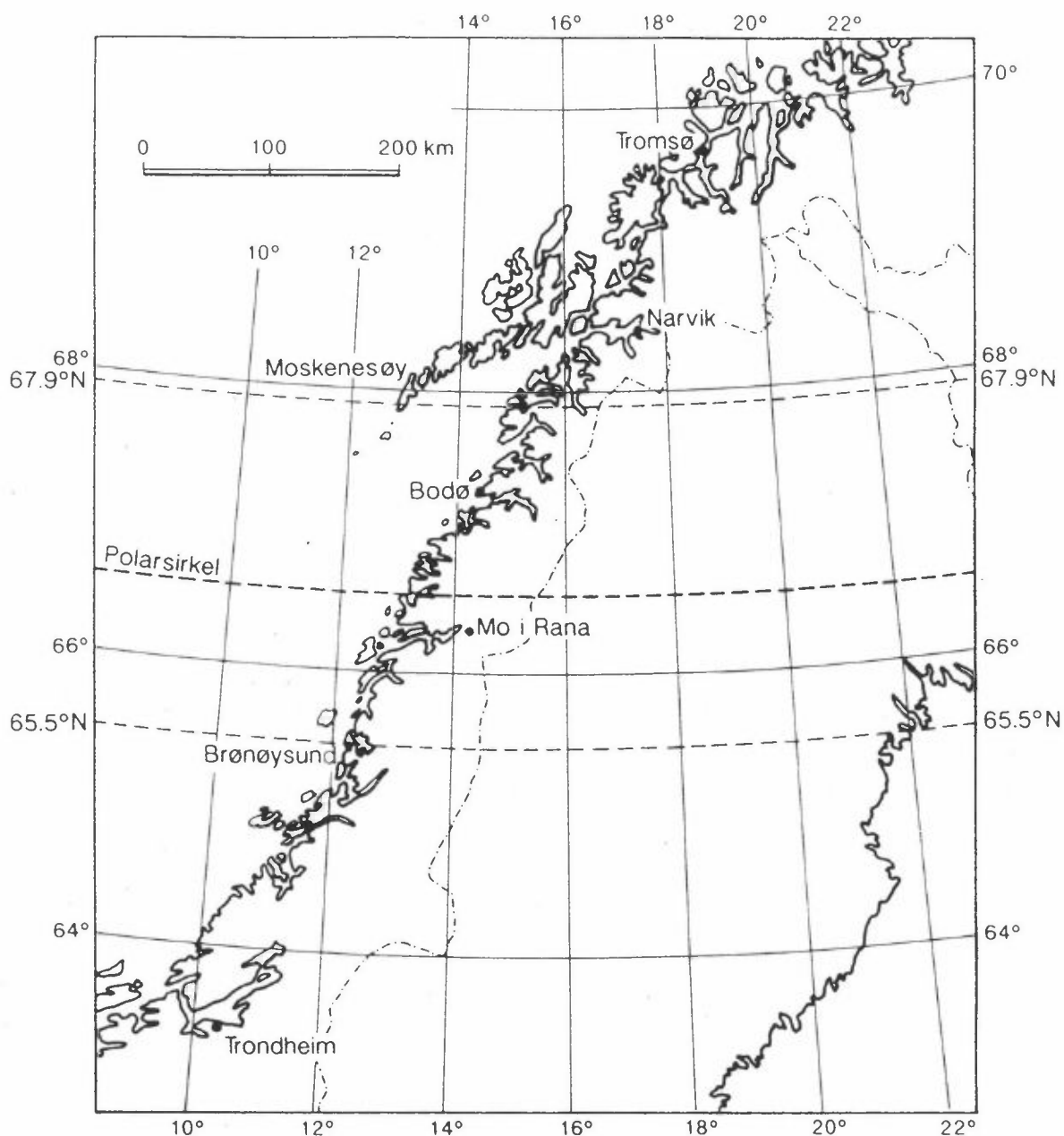
faktor som ble beskrevet: Når jord-banen nesten er en sirkel har jorda omtrent samme avstand til sola hele året, og det spiller ingen rolle hvor på jordbanen vinter og sommer faller. Jo mer elliptisk banen er, jo mer betyr presesjonen.



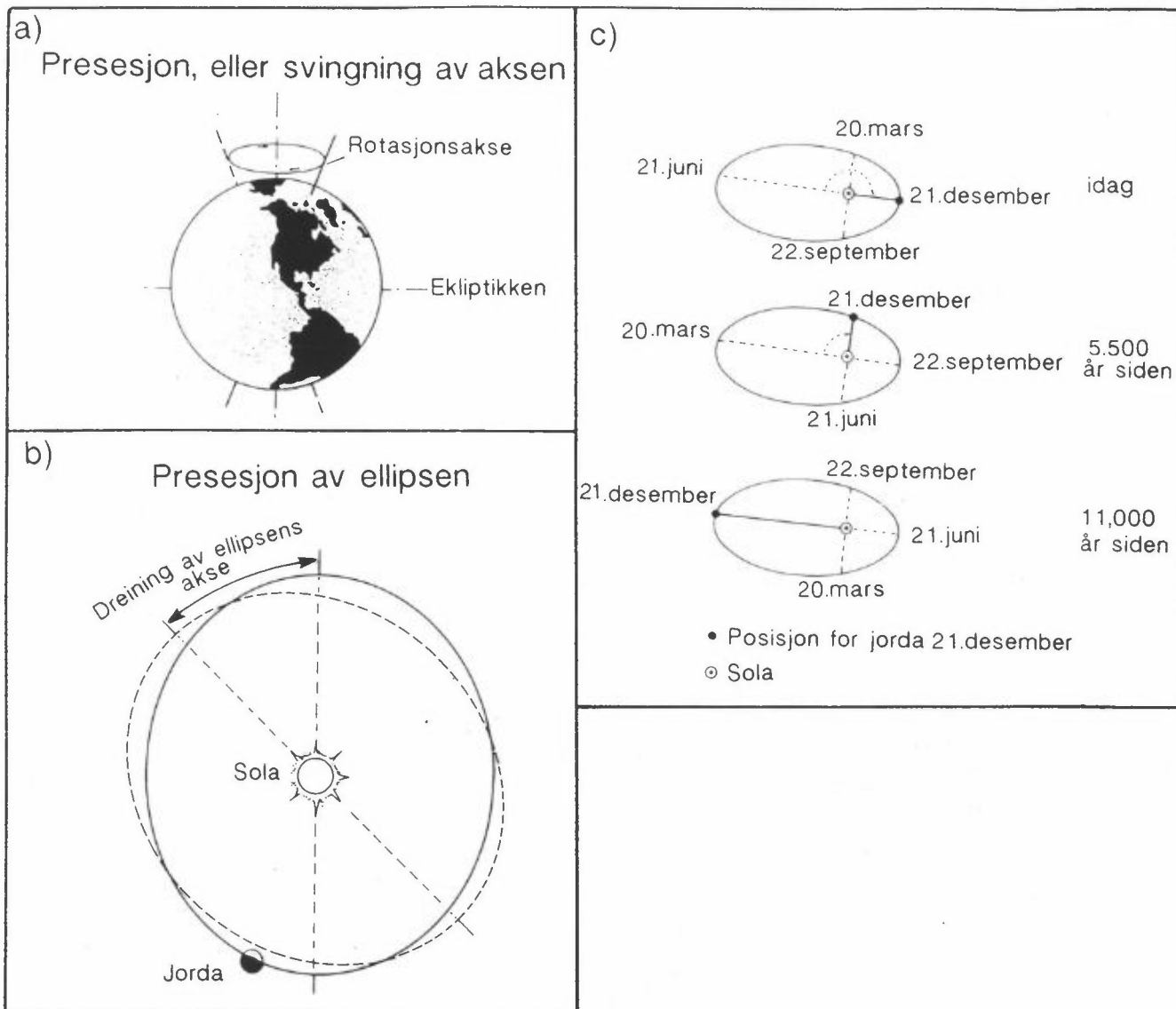
Figur 5.9: Jordens bane varierer mellom å være nesten en sirkel og en mer flatklemt ellipse. Flatklemningen er her sterkt overdrevet, egentlig er avviket fra en sirkel svært lite.



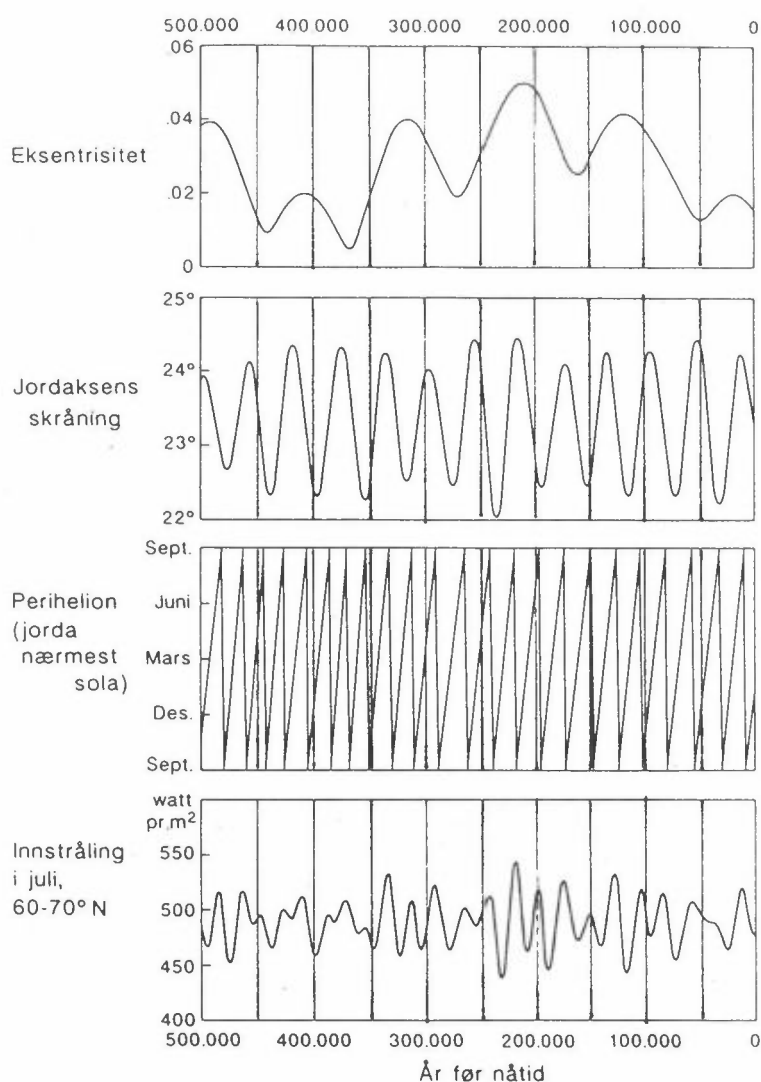
Figur 5.10: En skisse av jordbanen som viser betydningen av at aksen står på skrå ( $23,5^\circ$ ): Nordpolen peker bort fra solen mellom høstjevndøgn 23. september og vårjevndøgn 21. mars, noe som fører til vinter på den nordlige halvkule. Fra 21. mars til 23 september er dagene på den nordlige halvkule lengre enn nettene, lengst er de ved sommersolhverv 21. juni, og dette gir oss sommer. Med en vertikal jordakse ville årstidene forsvinne. Etter Imbrie og Imbrie (1979).



Figur 5.11: Et kart som viser hvordan polarsirkelen vil forflytte seg med jordaksens skråning. Når aksen står så rett som mulig ligger polarsirkelen ved den stiplede linje ved Moskenesøy, ved maksimalskråning ligger den ved Brønnøysund. I steinalderen, for 5000 år siden lå polarsirkelen ved  $66^\circ$ , ved Kristi fødsel var den fremdeles sør for Mo i Rana, mens den nå ligger over Saltfjellet og beveger seg nordover med en hastighet på 14,4 m i året, - støtta på Saltfjellet burde stå på skinner. Om 6000 år må en nord for Bodø for å se midnattssola. Etter Mangerud (1989).



Figur 5.12: De tre tegningene av jordbanen oppe til høyre (figur c) viser hvordan årstidene vandrer rundt jordbanen. Idag er vi nærmest sola 3. januar, altså like etter vintersolhverv 21. desember, mens vi har vinter på den nordlige og sommer på den sydlige halvkule. Den nederste jordbanen i figur c viser at jorda for 11 000 år siden var nærmest sola i juni, noe som ga varme somre på den nordlige havkule. Årsakene til at årstidene forflytter seg rundt jordbanen er vist i figurene a og b. Figur a viser at jordaksen i tillegg til å rotere rundt seg selv, også svinger rundt i store sirkler, slik at forlengelsen av aksen i løpet av 27 000 år beskriver en full sirkel i himmelrommet. Det fremgår imidlertid av figur c at årstidene går helt rundt jordbanen på bare ca. 23 000 år. Dette skyldes at hele ellipsen dreier rundt (figur b) i motsatt retning av aksens svingning, og kommer "jorda i møte". Derved behøver ikke årstidene å gå  $360^\circ$  for å være tilbake i samme punkt i jordbanen. Etter Imbrie og Imbrie (1979).



Figur 5.13: Diagrammer som viser hvordan de omtalte faktorer har variert bakover i tid. Oversatt fra Covey (1984). Horisontalskalaen har vår tid til høyre og går 500 000 år bakover i tid.

Det øverste diagrammet viser jordbanens form: Eksentrisitet = 0 er en sirkel, og ved økende verdi blir det en mer flatklemt ellipse. Vi ser at det er en topp for hvert 100 000 år. Siste 400 000 års syklus sees som en lang bølge.

Jordaksens skråning er gitt som vinkelen mellom akselen og en vertikal linje. Vi ser at vinkelen idag er  $23,5^{\circ}$ , og at den for tiden avtar: Jorden er i ferd med å "rette seg opp". Det er 41 000 år mellom hver topp.

Perihelion er betegnelsen på det punkt på jordbanen som er nærmest sola. Idag er perihelion 3. januar, og følger en kurven bakover i tid ser vi at perihelion har forflyttet seg bakover gjennom året, slik at den falt i desember, november, oktober, osv. Sammenlign med figur 5.13.

Den nederste kurven viser hvordan solinnstrålingen i juli har variert på våre breddegrader som en følge av alle faktorene. Vi ser at maksimalutslagene er ca.  $100 \text{ W/m}^2$ , eller ca. 20%.



#### 5.4.4 Argumenter for den astronomiske (Milankovitch) teorien

Den astronomiske teorien ble forkastet eller ignorert av det store flertall av forskere i flere tiår etter at den ble forbedret av Milankovitch. Meteorologer og teoretikere hevdet at drivkraften var altfor liten i forhold til utslagene, - dette er faktisk enda delvis uløst. Geologer fant ikke så mange istider som teorien forutsa. Hovedproblemet var likevel at en ikke hadde noe verktøy til å teste teorien med geologiske observasjoner. Dette skyldes både at avsetningene på kontinentene er så fragmentariske at det var vanskelig å utlede tids-serier, og at en manglet metoder til å datere avsetninger i det relevante tidsinterval.

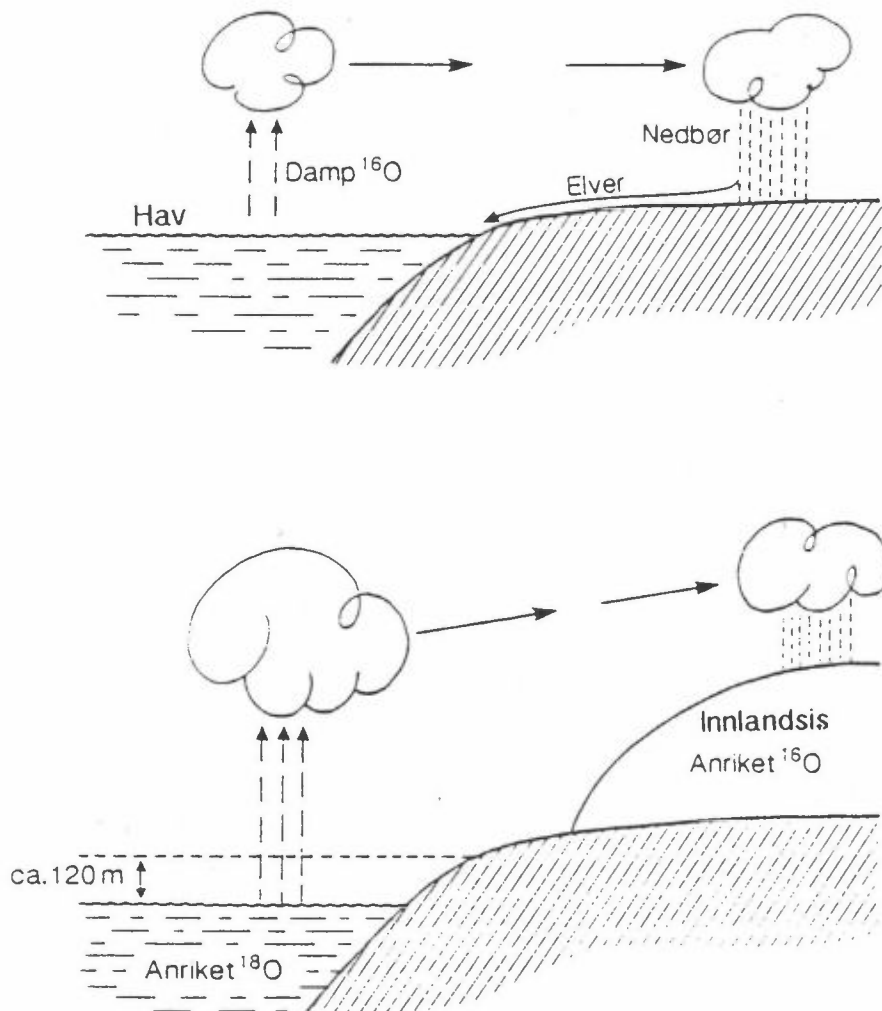
Flere, til dels uavhengige, forskningsresultater la grunnlaget for et gjennombrudd for testingen av Milankovitch teorien fra midten av 1970-årene. Det viktigste er teknikker for å ta lange borkjerner gjennom avsetningene på bunnen av dyphavene, hvor det avsettes partikler meget sakte og med nær konstant hastighet. Disse borkjernene gir derfor mulighet til å beskrive klima- parametre i lange kontinuerlige tids-serier. I kjernene kan en datere særskilte nivåer og derved etablere en absolutt tidsskala. Den viktigste klimaparameteren for Milankovitch teorien er sammensetningen av oksygen isotoper i kalkskallene på mikroskopiske dyr (foraminiferer), fordi isotop-sammensetningen tilnærmet simulerer volumet av bre-is på jorda (figur 5.2 og 5.15). Vi skal derfor kort omtale denne prosessen.

Vann består som kjent av grunnstoffene hydrogen og oksygen. Alle oksygenatomene er imidlertid ikke helt like, de har litt forskjellig masse i kjernene og kalles da isotoper. Den vanligste isotopen er O-16 (riktig skrivemåte er  $^{16}\text{O}$ ) og den utgjør 99,8% av alt oksygen. Likevel kan vi utnytte forholdet mellom denne og den tyngre isotopen O-18. Når vann fordampes så fordampes det mer O-16 enn O-18, og den lette isotopen anrikes derfor i skyer (figur 5.14). Når det begynner å regne fra skyen, er det første regnet anrikt på O-18, og derved øker konsentrasjonen på O-16 i skyen. Nedbør som faller langt inne på kontinentene, eller høyt oppe på isbreene, har derfor betydelig mer O-16 i forhold til O-18 enn havvannet. Så lenge det er et sluttet kretsløp, slik som idag, renner vannet tilbake med elvene, og det blir en slags

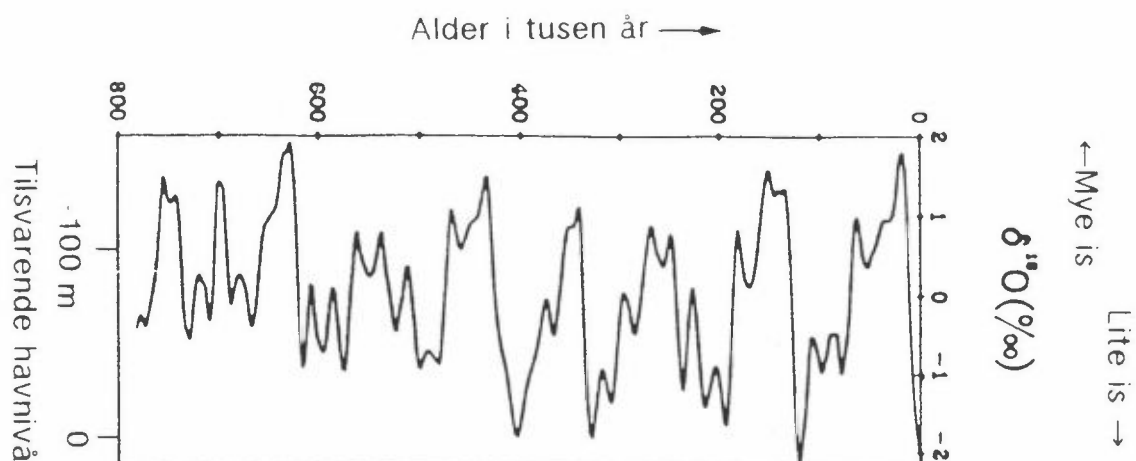
likevekt hvor havvannet får et konstant forhold mellom oksygenisotopene (figur 5.14, øverst). Under istidene ble imidlertid mye av vannet bundet i store breer på land. Under siste istid ble så mye is liggende på land at havet sank 120-130 m. Det viktige i denne sammenheng er at det vannet som ble liggende på land var anrikt på O-16, og derved ble det gjenværende havvannet anrikt på O-18. Fopraminiferer som lever i havet tar oksygen til sine skall fra vannet, og skallene registrer derved isotopsammensetningen i havet. Når dyrene dør, synker skallene til bunns og blir en del av sedimentene. Dette fører til at vi kan studere sammensetningen av oksygenisotoper nedover i borkjerner fra dyphavet, og fra dette utlede hvor mye is det lå på kontinentene til ulike tider (figur 5.2 og 5.15)!

Når en ser kurver som figur 5.2 eller 5.15, er det ikke lett å se noe mønster. Ved hjelp av en matematisk metode som kalles Fourier analyse, kan imidlertid slike kompliserte kurver løses opp i flere enkle svingende kurver (sinuskurver) med forskjellig lengde på periodene. Slik analyse er gjort med kurven i figur 5.15 og resultatet er vist på figur 5.16 som en spektralkurve. Denne viser at isotopkurven i figur 5.15 kan løses opp i flere kurver, hvorav en med periodisitet på 100 000 år forårsaker de største utslag i isvolum. Andre topper er forårsaket av kurver med perioder på 41 000, 23 000 og 19 000 år.

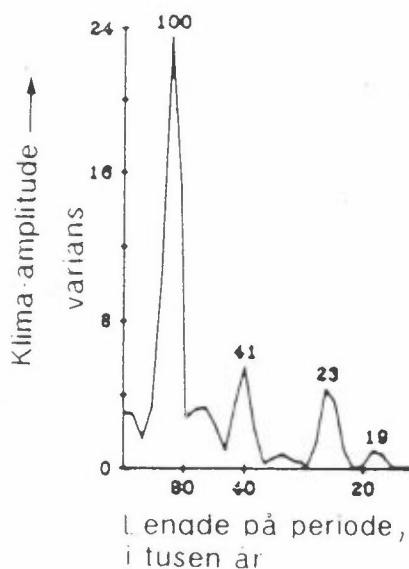
Ved å sammenligne disse periodisitetene for svingning i volum av jordas breer med periodisitetene for variasjonene i jordbanen (figur 5.13), finner en at disse er identiske. Dette ansees som det viktigste "bevis" for at klimasvingningene som gir istider/mellomistider i hovedsak drives av endringene i jordbanen, og altså at den astronomiske teori for klimaendringer er riktig. Det finnes flere, til dels enda mer rigorøse tester som viser den beskrevne samvariasjon, og det er idag knapt noen forsker som ikke aksepterer den astronomiske teori. Vi vil imidlertid fremheve at det bare er demonstrert at antatt årsak og virkning varierer med de samme frekvenser. Det ligger i dette ingen forståelse av de prosesser som gjør at årsak leder til virkning. Tvert imot er dette til dels uløst, men mer om det i neste kapittel.



Figur 5.14: Øverste figur viser forenklet dagens hydrologiske krets-løp. Vann som fordamper fra havet anrikes på  $O-16$  og driver som skyer innover kontinentene, hvor regnet faller ned. Dette lettisotop vannet renner tilbake med elvene, og isotopsammensetningen i havet blir derved konstant. Nederste figur viser at kretsløpet brytes under oppbygging av isdekker, ved at alt vannet da ikke renner tilbake til havet. Under siste istid var 120 m av havet "øst opp på land". Nedbøren over breene er anriket på  $O-16$ , og det gjenværende havvann blir tilsvarende anriket på den tunge isotopen  $O-18$ .



Figur 5.15: Variasjonen i oksygenisotoper i havet de siste 800 000 år. Dette er gjennomsnittsverdier for fem borkjerner fra forskjellige steder i verdenshavene. Skalaen er i standard avvik fra middel. På skalaen under er det vist omtrent hva variasjonene tilsvarer i havnivå, og derved is på kontinentene. En mer detaljert kurve for den yngste del er vist på figur 5.2. Etter Imbrie med flere (1984).



Figur 5.16: En spektralkurve som er fremkommet ved analyse av kurven i figur 5.15. Toppene viser perioder som finnes i kurven på figur 5.15, og lengden på periodene er angitt i tusen år for for hver topp. Størrelsen på hver topp angir hvor mye av amplitudene som utgjøres av den gitte periode. Kurven viser således at de største klimautslagene har en periodisitet på 100 000 år, og at det er store svingninger med perioder på 41 000 og 23 000 år og noe mindre på 19 000 år. Etter Imbrie (1985).

#### 5.4.5 Hvorfor ikke alltid istider/mellomistider?

Astronomisk teori viser at de beskrevne variasjonene i jordbanen har foregått "uendelig" langt bakover i tid, men de har ikke alltid gitt vekslinger mellom istider og mellomistider. Dette er også vist ved geologiske observasjoner i lag fra den meget varme perioden for vel 100 millioner år siden som vi omtalte tidligere (se figur 5.1). Dette er lag avsatt i klimafølsomme miljøer som viser vekslinger i "Milankovitch-rytmer", men da det var veksling mellom tropiske og subtropiske klimatyper, og ikke istider.

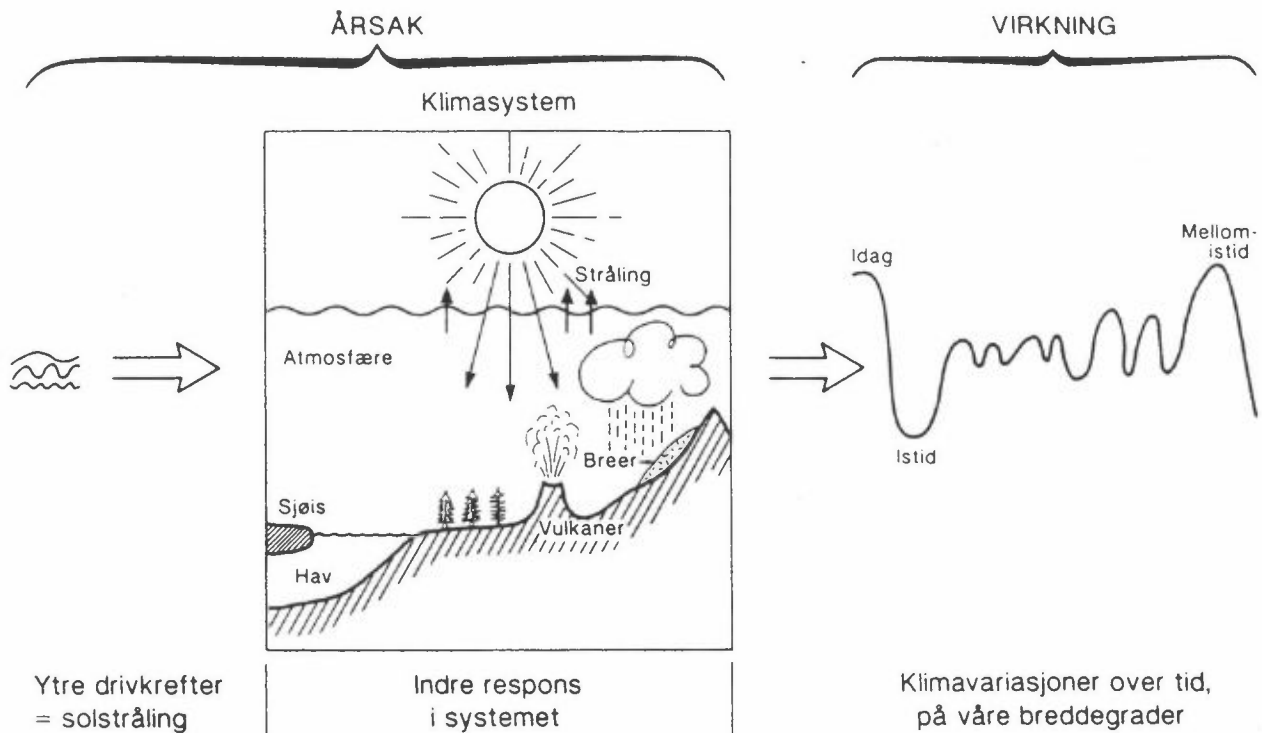
Det er tre forutsetninger for de hyppige vekslinger mellom istider og mellomistider som skjer under dagens forhold. For det første må det generelle "klima-nivået" på jorda være kaldt nok til at breer dannes under de kaldeste utslag. For det annet må det være fjell på midlere breddegrader. For det tredje må hele klimasystemet, slik som havstrømmer, vindsystemer, CO<sub>2</sub>-kretsløp, snøforhold, osv., være sensitivt for

ytre påvirkninger, og det må finnes forsterkningsmekanismer som utløses ved disse påvirkninger. At vi idag har et så følsomt klimasystem bør være et varsko om ikke å påvirke det for mye.

### 5.5 DYNAMISK FORSTÅELSE AV KLIMAENDRINGENE

Som omtalt over gir forandringene i jordas bane og stilling en omfordeling av solinnstrålingen mellom årstider og mellom breddegrader. Dette gir store regionale variasjoner over tid, f.eks. varierer sommerinnstrålingen på våre breddegrader med opp til 20%, se nederste kurve på figur 5.13. Likevel er den årlige middelinnstråling til hele jorda nesten konstant, den varierer med mindre enn 0,1%. En skulle derfor forvente at årsmiddeltemperaturen for hele jorda også var konstant. Slik er det imidlertid ikke. For siste istids maksimum viser de nyeste beregninger at den globale årsmiddeltemperatur var 3,5 til 5°C kaldere enn idag. Vi kan altså konstatere at det finnes betydelige interne forsterkningsmekanismer i klimasystemet som må utløses av årstidsvariasjoner (figur 5.17). De prosesser som forårsaker disse forsterkninger må identifiseres og beskrives, for så å bygges inn i modellene som gir prognoser for framtiden. Som vi senere skal omtale, er det også klart at klimaet noen ganger reagerer i store sprang selv om drivkraften endres jevnt.

Vi kjenner idag årsaken til de store klimaendringene, og vi kjenner virkningen på jorda, om enn ufullstendig. Dette gir en helt unik mulighet til å identifisere og kvantifisere de prosesser som virker ved langsiktige klimaendringer. Dette er vi imidlertid ikke i stand til å gjøre tilfredstillende idag, først og fremst fordi vi ikke kan beskrive utviklingen på jorda presist nok. I praksis er det den siste interglasiale/glasiale syklus (de siste 150 000 år) som gir best mulighet for å løse problemene, ganske enkelt fordi denne kan undersøkes i størst detalj. Mye forskning konsentreres også nå for å beskrive denne syklus over hele jorda, men det er langt fram. Dette er tidkrevende forskning, og vi mangler til dels dateringsmetoder for sedimenter i mange avsetningsmiljøer.



Figur 5.17: En enkel illustrasjon som viser hva som skjer ved klimaendringer p.g.a. av forandringer i innstråling. Vi kan betrakte klimasystemet som en komplisert maskin. Kraften som driver maskinen er solstrålingen, og på hver breddegrad varierer denne noe over tid; dette er her antydnet med de små kurver til venstre. Produktet som kommer ut av maskinen er klimavariasjoner over tid. Maskinen - den indre respons i klimasystemet - har forsterket variasjonene til svære amplituder på våre breddegrader. Klimasystemet reagerer heller ikke spontant, hvis vi sammenligner klimakurven som kommer ut, så er det forsinkelser i forhold til "kurvene som går inn". Etter Mangerud (1989).

Selv om vi ikke kan gi noen sammenfattende syntese, skal vi i det følgende gi noen eksempler på innvolverte prosesser og tidsserier av parametre som kan gi noe innsikt i hvordan klimasystemet reagerer.

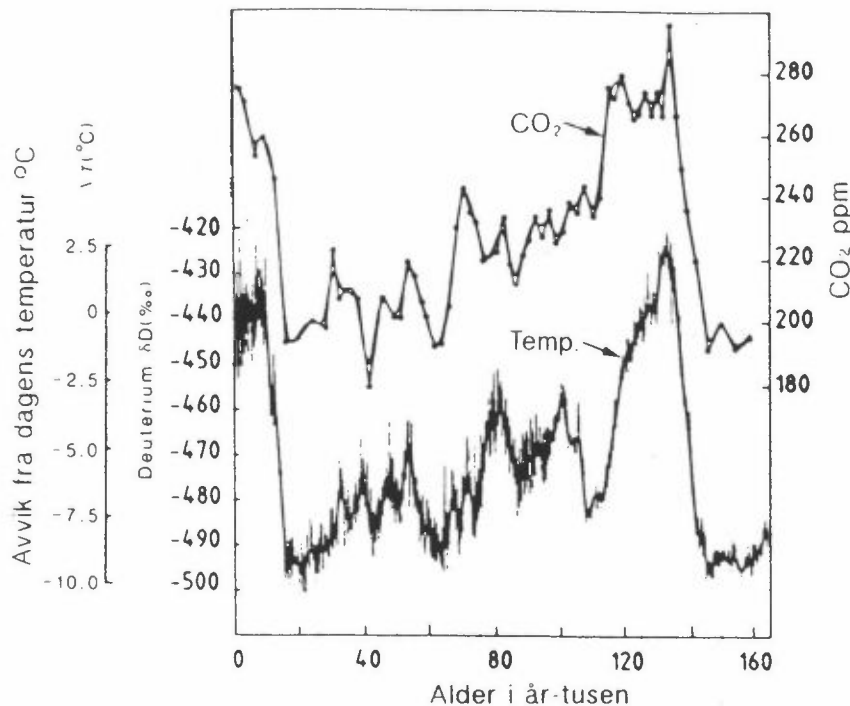
### 5.5.1 Drivhusgassene gjennom siste istid

Snø akkumuleres hvert år på de øvre deler av breene. Når snøen blir tykk nok, omdannes den til is. Ved bunnen av snølaget skjer det altså en kontinuerlig omdannelse av snø til is. I snøen kan luft sirkulere i porene mellom snøkornene, mens isen er helt luft-tett. Ved omdannelse av snø til is fanges derfor luft i små blærer i isen. Dette blir derved en naturlig prøvetaking og oppbevaring av luft fra atmosfæren. Ved Vostok-stasjonen i Antarktis har sovjetiske forskere boret gjennom mer enn 2000 m is, og derved fått en prøveserie av is og luftblærer som representerer de siste ca. 150 000 år.

I figur 5.18 er variasjonene i  $\text{CO}_2$  i atmosfæren vist i øverste kurve. Vi ser at i siste mellomistid og i etteristiden er verdiene oppe i 280 ppm, altså vanlige pre-industrielle verdier, mens det i siste istid var mye lavere  $\text{CO}_2$ -innhold i atmosfæren, helt nede i 180 ppm. Nedre kurve på figur 5.18 viser en temperaturkurve for Vostok-stasjonen, beregnet fra hydrogen-isotopen deuterium.

Alderen på den eldste isen er dårlig kjent fordi isen ikke kan dateres og alderen er derfor beregnet fra modeller av akkumulasjon og is-bevegelse. Dette skal vi her ikke gå inn på, men de fleste forskere mener at estimatene gir litt for høye aldre. Kurven viser at  $\text{CO}_2$  svinger synkront med temperaturen: Når det er varmt er det mye  $\text{CO}_2$ , når det er kaldt er det lite, og svingningene er i hovedsak parallelle med variasjonene av is på jorda. Det helt vesentlige av  $\text{CO}_2$ -fluktuasjonene må skyldes prosesser i havet, eller utvekslingen av  $\text{CO}_2$  mellom atmosfæren og havet.





Figur 5.18: Noen resultater fra boringene gjennom isen på Vostok-stasjonen i Antarktis. På horisontalskalaen er nåtiden til venstre, og siste varme mellomistid plottet omkring 120 000 til 130 000 år. Øverste kurve viser variasjonene i  $\text{CO}_2$ , med skala gitt på høyre side. For nederste kurve gjelder skalaene på venstre side. Denne viser egentlig innholdet av deuterium, men dette gjenspeiler lufttemperaturen på stedet, og viser at det på det kaldeste under siste istid var  $10^\circ\text{C}$  kaldere enn idag. Etter Barnola med flere (1987).

Det viktige punktet i første omgang er at det må finnes prosesser på jorda som reagerer på årstisvariasjonene ("Milankovitch"), og som endrer  $\text{CO}_2$ -kretsløpet, og gjør at  $\text{CO}_2$  blir en forsterkningsmekanisme for klimaendringene. Ved bruk av generelle sirkulasjonsmodeller for atmosfæren (GCM) er det beregnet at  $\text{CO}_2$  kan forklare  $1,2^\circ\text{C}$  av amplituden mellom istid og mellomistid. Hvis de samme prosesser virker ved en temperaturstigning over dagens nivå, kan vi forvente at drivhus-effekten også blir en selvforsterkende effekt. I forhold til pre-industrielle forhold, vil mer  $\text{CO}_2$  avgis fra havet til atmosfæren, og derved vedlikeholde et høyere nivå i atmosfæren.

En annen klimagass som er påvist i luftblærene fra Vostok er metan. Den varierer parallelt med  $\text{CO}_2$ , og utgjør derved en annen forsterkningsmekanisme for klimaendringer. Årsaken til svingningene i metan

ligger imidlertid på kontinentene, særlig i myrer og permafrost-områder. I amplituden mellom istid og mellomistid utgjør metan antagelig mindre enn 1 °C.

### 5.5.2 Brevariasjoner

Isbreene reagerer primært på klimavariasjoner. Breene er jo i seg selv et resultat av kaldt klima, nemlig at det snør mer om vinteren enn det smelter om sommeren. Brevariasjoner virker imidlertid tilbake på klimaet, så mellom breer og atmosfæren er det flere vekselvirkninger.

Hvite flater reflekterer mer varmestråler enn mørke flater; de har høyere albedo. I år med kalde somre (eller med mye snø om vinteren) vil snøen ligge lenger enn i et varmt år. Derved øker albedoen; mer varmestråler reflekteres til verdensrommet, og sommeren blir enda kaldere. Dette er en viktig forsterkningsmekanisme, og Milankovitch antok at det var denne som forårsaket de store amplituder i istidene. Så enkelt er det åpenbart ikke, men effekten er likevel meget viktig.

De store snø- og isdekte flatene reflekterte mye av innstrålingen på høye nordlige breddegrader (figur 5.3) under siste istids maksimum. Dette bidro til senkningen av den globale årsmiddel-temperatur. Beregninger med generelle sirkulasjonsmodeller har imidlertid vist at dette vil influere lite på den sydlige halvkule. Hvis økning av albedo var eneste mekanisme, skulle derfor den sydlige halvkule ikke vært særlig nedkjølt, fordi isarealet ikke økte tilsvarende der. Klimavariasjonene var imidlertid overraskende parallelle, som vi skal diskutere noe senere.

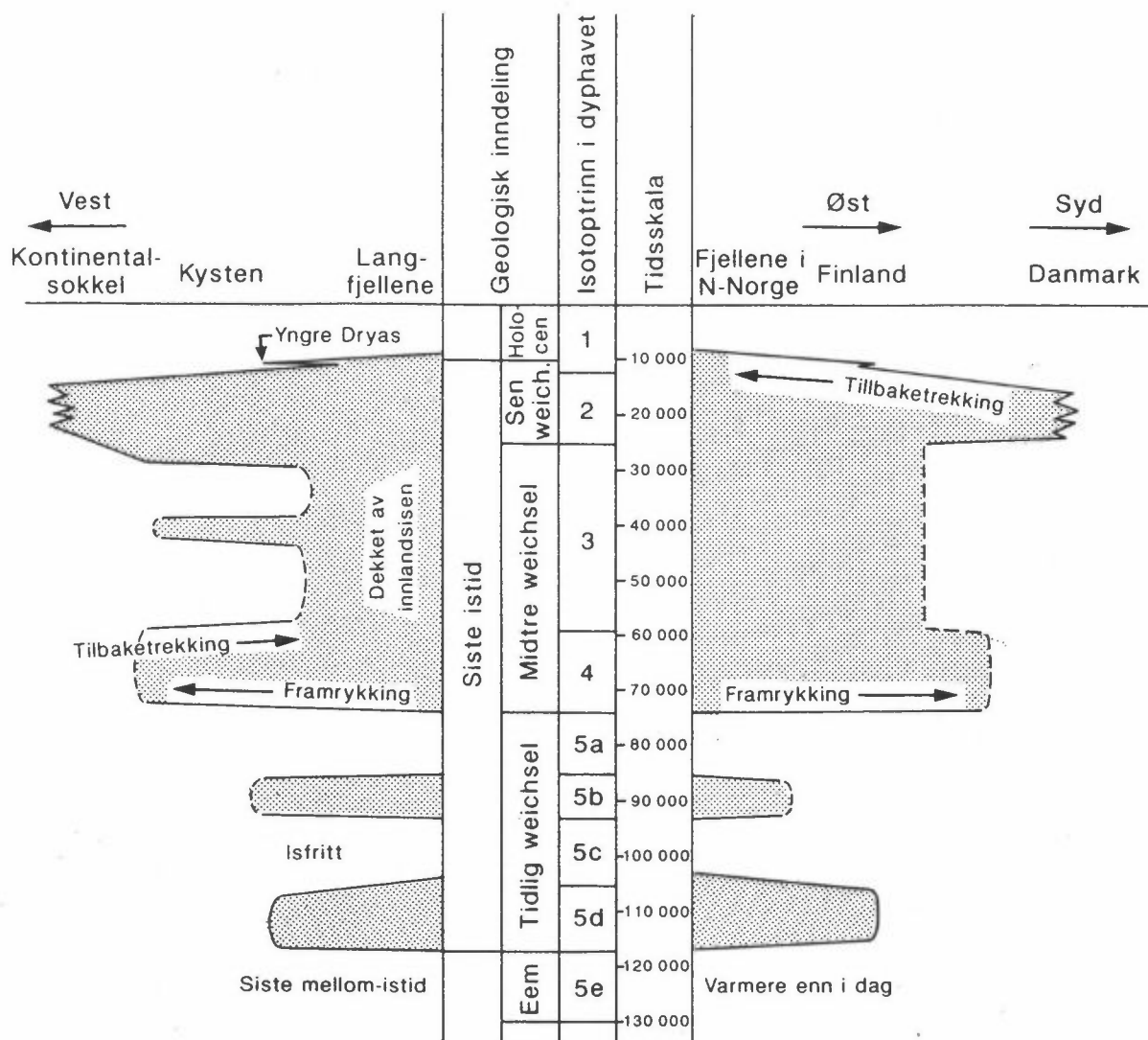
Innlandsiser, som på Grønland idag, påvirker de store sirkulasjonsmønstre i atmosfæren ved at det dannes nesten permanente høytrykk over breen. Ved sin store høyde gjør de også at det meste av nedbøren kommer som snø. Modellberegninger viser at hvis innlandsisen på Grønland først smeltet bort, så ville den ikke dannes igjen i det klimaet vi har idag. Dens eksistens skyldes altså at den påvirker klimaet til fordel for seg selv. Store breer er også topografiske

barrierer hvor vind presses over eller rundt, på samme måte som for fjell.

Brevariasjoner må kartlegges i tid og rom hvis en i framtiden skal modellere klimautviklingen gjennom siste istid på en tilfredsstillende måte. Et kardinalproblem for geologene er at breene under siste istids maksimum, for ca. 18 000 år siden, eroderte (fjernet) det meste av eldre avsetninger. For størstedelen av siste istid, nemlig de 100 000 år som ligger før det siste is- maksimum, må en altså lete med lys og lykte for å finne avsetninger som overlevde erosjonen, og som derved kan gi informasjon om utviklingen før siste ismaksimum.

Vi skal her omtale Skandinavia som eksempel, delvis fordi dette er en naturlig arbeidsmark for norske forskere. Figur 5.19 gir en kurve som viser status av vår kunnskap. En rekke av de observasjoner som kurven bygger på lar seg imidlertid ikke datere idag. De gitte aldre er derfor til dels utledet fra usikre korrelasjoner med dyphavet, eller Sentral-Europa. Kurven viser derfor en foreløbig syntese, og nye dateringer vil kunne endre tolkningene. Nye observasjoner vil helt sikkert gi et langt mer nyansert bilde av glasiasjonsforløpet enn den enkle rekonstruksjon vi kan gjøre idag.

Figur 5.19 viser at det var en rekke store breframstøt gjennom siste istid. Lokaliteter i Gudbrandsdalen og Nord-Sverige viser at sentrale deler av Skandinavia var nesten helt isfrie mellom de første breframstøtene, men klimaet var likevel kjøligere enn idag. Vestlandskysten var også isfri flere ganger senere, men vi vet ikke hvor langt inn i landet brefronten trakk seg, eller hvor langt utenfor kysten de enkelte breframstøt rakk.



Figur 5.19: Et diagram som viser hvordan fronten av innlandsisen over Skandinavia fluktuerte under siste istid. Vertikalskalaen er i år-tusen, med 130 000 år nederst. Det er på denne skalaen også gitt navn på noen geologiske enheter: Eem er siste mellomistid, Weichsel er siste istid og Holocen er etteristiden.

Horisontalskalaen er avstand fra fjellkjeden mot vest til venstre, og mot øst til høyre. Kurven til venstre viser hvordan brefronten rykket fram og tilbake mellom Langfjellene og kysten. Det stiplete er altså perioder som området var dekket av is. Tilsvarende viser kurven til høyre hvordan breen vokste ut fra fjellene og dekket Sverige og Finland, og for ca. 20 000 år siden nådde helt ned til Danmark. Forenklet etter Mangerud (1990).

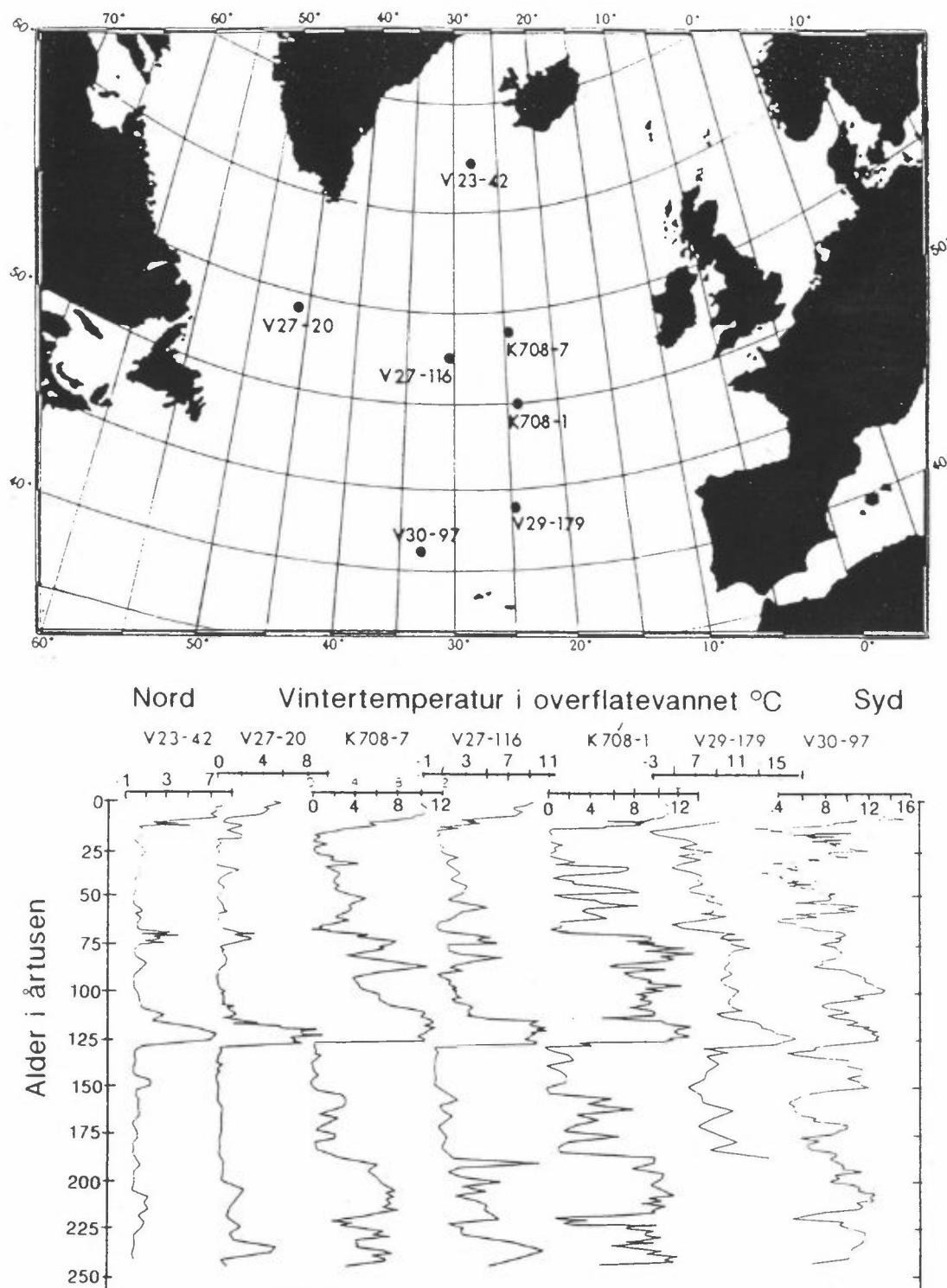
### 5.5.3 Havet

Havet utgjør et av de viktigste elementer i klimasystemet, og skal vi forstå klimaendringer må vi forstå samspillet, eller koplingen, mellom atmosfæren og havet. I borkjerner fra havbunnen kan en oppnå lengre kontinuerlige tidsserier av paleoklimatiske data enn fra de fleste miljøer på land. Tidsoppløsningen er imidlertid dårligere fordi avsetningen er langsom, og gravende dyr blander lag av forskjellig alder.

I mange havområder er det en høy korrelasjon mellom sammensetningen av levende plankton og vannets temperatur og saltholdighet, og denne korrelasjon er matematisk beskrevet. Sammensetningen av fossile plankton nedover i borkjernene kan derved "oversettes" til temperaturer og saltholdighet ved hjelp av de nevnte formler. Vi har tidligere (figur 5.5) sett hvordan en ved slike teknikker kan konstruere synoptiske kart (kart som beskriver et gitt tidspunkt) for bestemte perioder. Her skal vi gi et eksempel på tidsserier.

På figur 5.20 er det øverst et kart som viser lokaliseringen av en del kjerner fra Nord-Atlanteren. På nedre del av figuren er kjernene plassert i et nord-syd transekt. Kurvene viser hvordan havvannets overflatetemperatur om vinteren har variert gjennom de siste 250.000 år. Vi ser at i den nordligste kjernen (V23-42) er temperaturen idag 7-8°C. På dette stedet var det omtrent samme temperatur i siste mellomistid for ca. 120 000 år siden, men her var dette en kort varm periode. Det meste av tiden fram til idag var temperaturen bare 1°C. Går vi sydover til kjerne K708-7 holdt det varme vannet seg mye lenger, og avkjølingen skjedde langsommere. Hvis vi ser enda lenger syd, på kjerne K708-1, var det også her var det et lite fall i temperaturen da siste mellomistid sluttet i Europa for 117 000 år siden. Temperaturen steg deretter raskt til nesten "mellomistids-forhold", før temperaturen falt plutselig for 70 000 år siden.

Dette viser at klimaendringer ikke skjer som en enkel temperaturendring i havet. Hele sirkulasjonsmønsteret, både overflatestrømmer og dypvannsdannelsen endres, og derved hele varmeomsetningen, biokjemiske prosesser, osv.

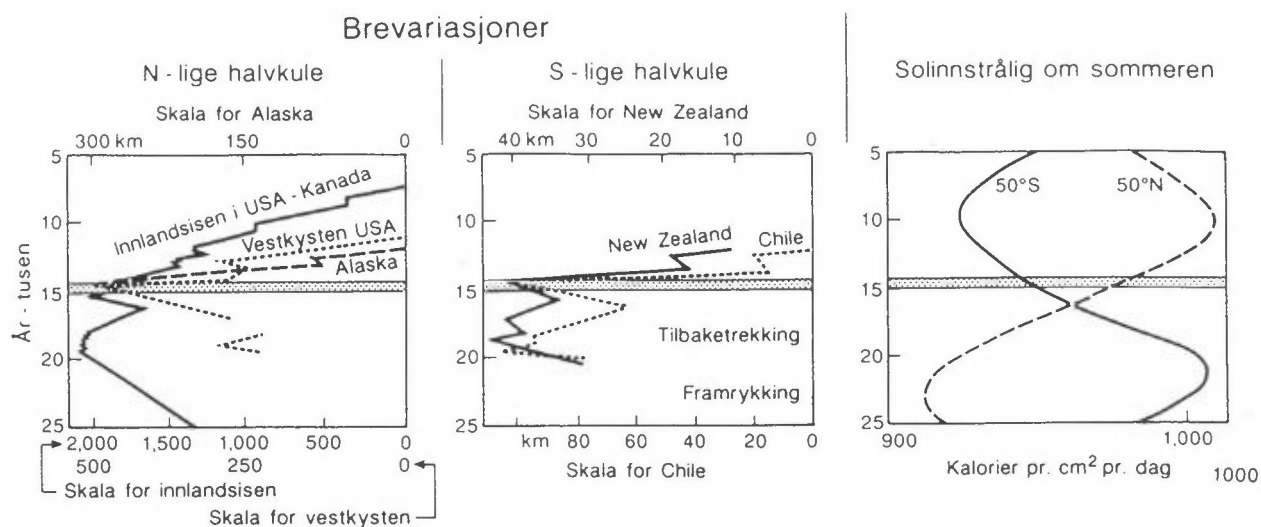


Figur 5.20: Øverst et kart som viser lokaliseringen av en del borkjerner fra Atlanteren. I nedre figur er resultater fra de forskjellige borkjernene vist mot en tidsakse. Det som er fremstilt er temperaturen i overflatevannet om vinteren, slik denne er beregnet fra sammensetningen av plankton. Kurvene viser altså hvordan temperaturen har variert de siste 250 000 år. Etter Ruddiman 1987.

#### 5.5.4 Skjer det trinnvis reorganisering av klimasystemet?

Flere klimaendringer skjer så raskt at de må skyldes at når visse terskelverdier passerer, så "hopper klimaet" fra et nivå til et annet. Her skal vi kort omtale slutten av siste istid, og diskutere årsaken, helt vesentlig etter Broecker og Denton (1989; 1990). Vi skal først fremheve 4 viktige observasjoner.

1. Klimaendringen skjer meget raskt, nærmest som et sprang, på tross av at innstrålingen endrer seg jevnt. Sommerinnstrålingen på den nordlige halvkule økte jevnt fra 22 000 år til 10 000 år før nåtid (figur 5.21, til høyre). De mindre breene i Alaska og på Vestkysten av USA (figur 5.21 til venstre) reagerte imidlertid ikke før for 14 000 år siden, da de plutselig smeltet raskt tilbake. Tilsvarende ser vi at innlandsisen i Nord-Amerika beholdt sin maksimale størrelse i perioden fra 20 000 til 14 000 år siden. Denne trakk seg langsommere tilbake, men dette skyldes det svære isvolumet som måtte smelte. Nøyaktig det samme skjedde i Nord-Europa (figur 5.19).
2. Klimaendringen skjer tilsynelatende samtidig på begge halvkuler. Midterste figur 5.21 viser at små breer på den sydlige halvkule også trakk seg raskt tilbake like etter 14 000 år, på tross av at sommerinnstrålingen på den sydlige halvkule avtok i dette tidsrommet (figur 5.21 til høyre) (p.g.a. presesjonen som tidligere er omtalt). Det er altså ikke bare på den direkte innstrålingen som påvirker smeltingen av breene. Det må være en mekanisme som gjør at oppvarmingen blir global, og som på den sydlige halvkule "overdøver" den avtagende sommerinnstråling.
3. Det skjer dramatiske endringer i mange miljøer samtidig. Figurene 5.2 og 5.16, som viser totalt isvolum på jorda, illustrerer også at slike brå overganger fra istider til mellomistider har skjedd gjentatte ganger. Figur 5.18 viser at både CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren og lufttemperaturen i Antarktis gjør "et hopp" for omkring 14 000 år siden, og figur 5.20 viser lignende endringer for overflatetemperaturen i Nord-Atlanteren. Noen av disse forandringene ved slutten av siste istid er sammenfattet i figur 5.22.

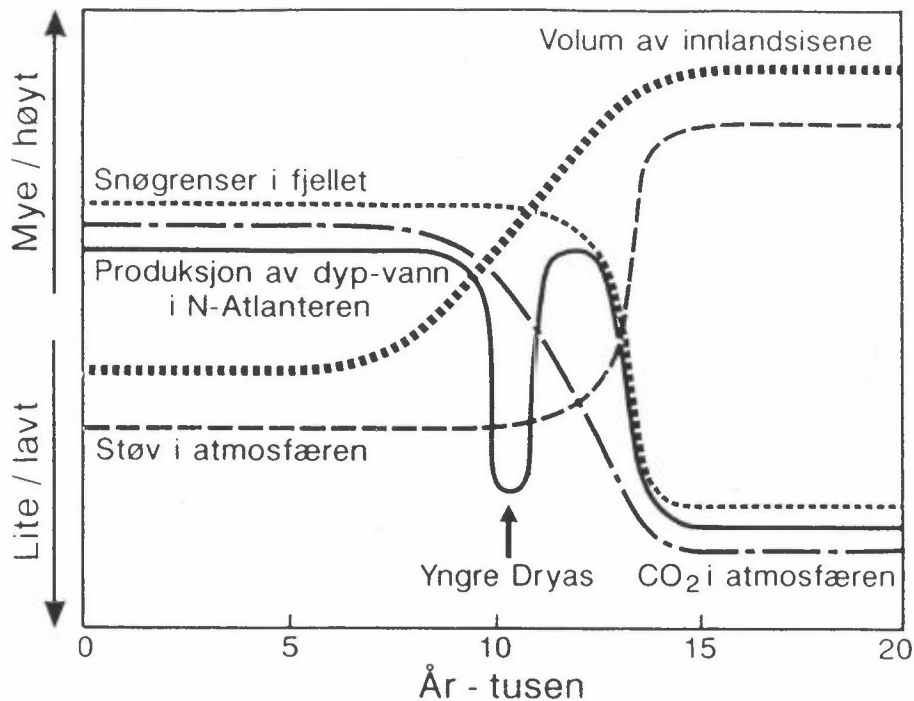


Figur 5.21: Figuren til høyre viser at på den nordlige halvkuale økte innstrålingen om sommeren i perioden fra 22 000 år til 10 000 år før nåtid, mens sommerinnstrålingen på den sydlige halvkuale minket.

I diagrammene i midten og til venstre er det kurver som viser hvordan brefronten rykket framover når breene vokste, og trakk seg tilbake når breene avtok. Diagrammet til venstre viser at breene på den nordlige halvkuale startet tilbaketrekkingen forsinket i forhold til økningen i innstråling.

Diagrammet i midten viser at breene på den sydlige halvkuale reagerte i fase med de på den nordlige, og altså motsatt av innstrålingen på den sydlige halvkuale. På begge halvkuale skjedde tilbaketrekkingen, altså den globale klimaendring, nesten som et sprang like etter 14 000. Denne alderen er vist med en linje gjennom alle diagrammer. Etter Broecker og Denton (1989 og (1990).





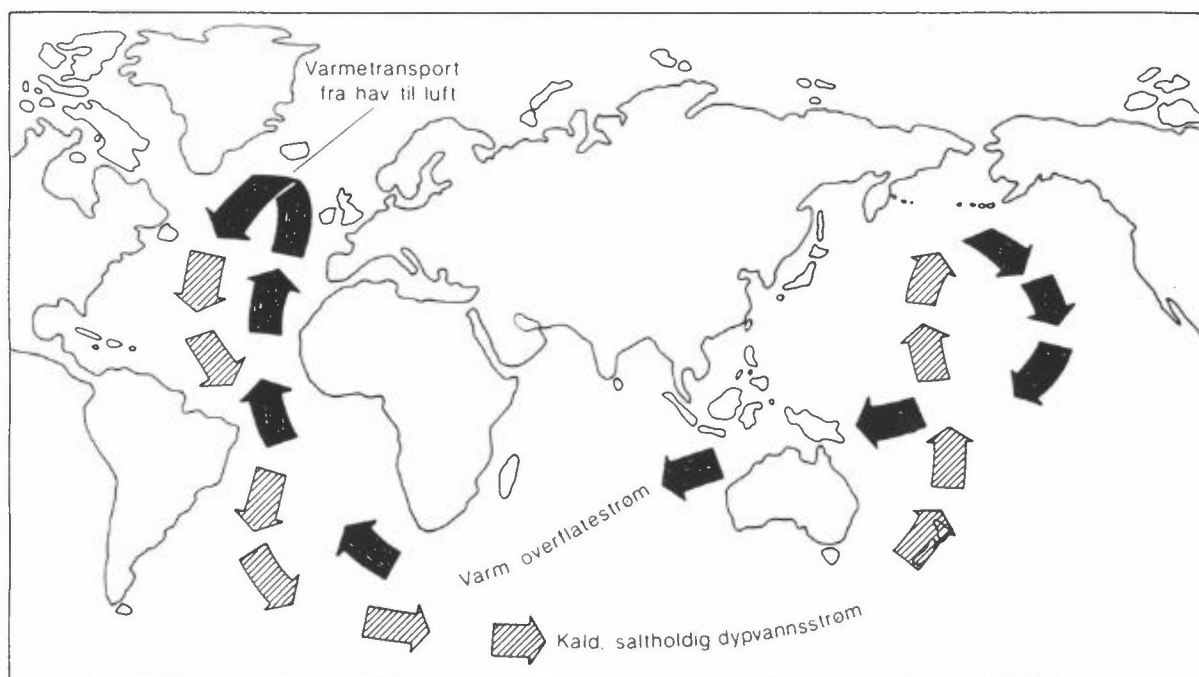
Figur 5.22: Et idémessig diagram som viser variasjon av endel egenskaper over tid. Legg merke til at noen egenskaper reagerer spontant og med full amplitude ved 14 000, mens det for andre tar noe tid å fullføre endringen, selv om de starter samtidig. Etter Broecker og Denton (1990).

4. Amplituden i dette "klimaspranget" er for stort i forhold til den ytre drivkraften (figur 5.17).

Broecker har argumentert for en mekanisme som kopler atmosfære og hav, og som kan forklare i alle fall deler av de gitte observasjoner. Det skjer idag en netto transport av vanndamp gjennom atmosfæren fra Atlanterhavet til Stillehavet, delvis over Mellom-Amerika, og delvis over Eurasia. Det betyr at salt "legges igjen" i Atlanterhavet. Siden Atlanteren ikke er vesentlig saltere enn Stillehavet, må denne ubalanse kompenseres ved havstrømmer.

I Nord-Atlanteren dannes det tungt havvann ved nevnte fordampning og i tillegg nedkjøling. Som en følge av disse prosesser avgir havet en varmemengde som tilsvarer 30% av total innstråling til Nord-Atlanteren. Det meste av denne varmen transporteres østover med vind, og dette forklarer de milde vintrene hos oss og i resten av Vest-Europa idag. Det tunge, salte vannet synker ned og danner en dyp havstrøm fra

Atlanteren til Stillehavet og Det indiske hav (figur 5.23). Denne strømmen fungerer som et "transportbånd" for salt. Overflatestrømmen som returnerer til Atlanteren er mindre salt, og derved kompenseres den ubalansen i salt som ble omtalt over.



Figur 5.23: Kart som viser bevegelsesmønsteret til de store havstrømmene som frakter saltholdig dypvann fra Nord-Atlanteren til Stillehavet og varmt overflatevann tilbake til Nord-Atlanteren. (Fra Hileman, 1989.)

Undersøkelser av kjerner fra dyphavet viser at dette transportbåndet var mye svakere under istiden, kanskje var det helt slått av under glasiasjonsmaksimum for 18 000 år siden. Denne mekanismen blir derved en ikke-lineær kopling mellom atmosfære og hav: Det blir som å skru av og på en svær maskin med en liten bryter. Broecker og Denton forklarer den plutselige klimaforbedringen på begge halvkuler for 14 000 år siden ved at transportbåndet ble skrudd på igjen.

Havsirkulasjonen er meget viktig for jordas varmebudsjett, som vist ved eksemplet om Nord-Atlanteren. Havsirkulasjonen er også viktig for CO<sub>2</sub>-innholdet i atmosfæren. Den omtalte mekanisme kan derfor forklare

mye av de beskrevne endringer i klimasystemet, men ikke alle. Det er heller ikke klart hva som utløser omleggingen, altså hva som er "bryteren til maskinen".

Et spørsmål Broecker stiller er om en fremtidig jevn økning i CO<sub>2</sub> i atmosfæren vil utløse et nytt sprang i denne koplingen, til en stabil situasjon som vi idag ikke kan forutsi.

## 5.6 HURTIGE KLIMAENDRINGER

De fleste prognoser sier at vi har initiert en rask klimaendring. Det er derfor interessant å studere tilsvarende raske endringer som har skjedd tidligere, både hva som utløser dem, prosessene som virker i selve overgangsfasen og virkningen på det globale miljøet. Flere eksempler på hurtige endringer er kjent fra paleoklimatologiske studier. Den viktigste er kanskje slutten av siste istid, som er omtalt over, fordi drivkraften er kjent, amplituden stor, og den skjedde i en periode hvor C-14 dateringer kan benyttes. En annen, men mindre klimaendring, er "den lille istid", som omtales i neste kapittel. Her skal vi kort beskrive en periode som kalles Yngre Dryas, delvis for å vise hvor mangelfull vår innsikt i klimasystemet egentlig er.

Vi har tidligere omtalt at avsmeltingen av de store isdekkene skjøt fart for 14 000 år siden. For 11 200 år siden var mesteparten av Europa skogdekket og det var bjørk langt oppover Vestlandskysten. Golfstrømmen nådde inn til Vestlandet, men gikk ikke så langt nord som idag. Kort sagt, klimaforbedringen som kunne forutsies av Milankovitch-teorien var i full gang. Men plutselig, for 11 000 år siden reverserte hele prosessen. På Vestlandet falt sommertemperaturen med 5-6°C på mindre enn 100 år, kanskje i løpet av noen ti-år. En tilsvarende klimaforverring er kartlagt over hele Vest-Europa, med gradvis avtagende amplitude østover på kontinentet.

Fra Finnmark og helt syd til Nederland er det fra denne Yngre Dryas perioden påvist en struktur i jordlagene som kalles iskiler, og som bare dannes i områder hvor årsmiddeltemperaturen er under ca. -4°C. I

Nederland vil det si at det var mer enn 14°C kaldere enn idag. Golfstrømmen sluttet igjen å strømme inn i Norskehavet, og svingte fra kysten av Nord-Amerika rett over mot Spania. Reverseringen i Yngre Dryas førte til en enda større og raskere temperaturstigning da denne kalde perioden sluttet for vel 10 000 år siden.

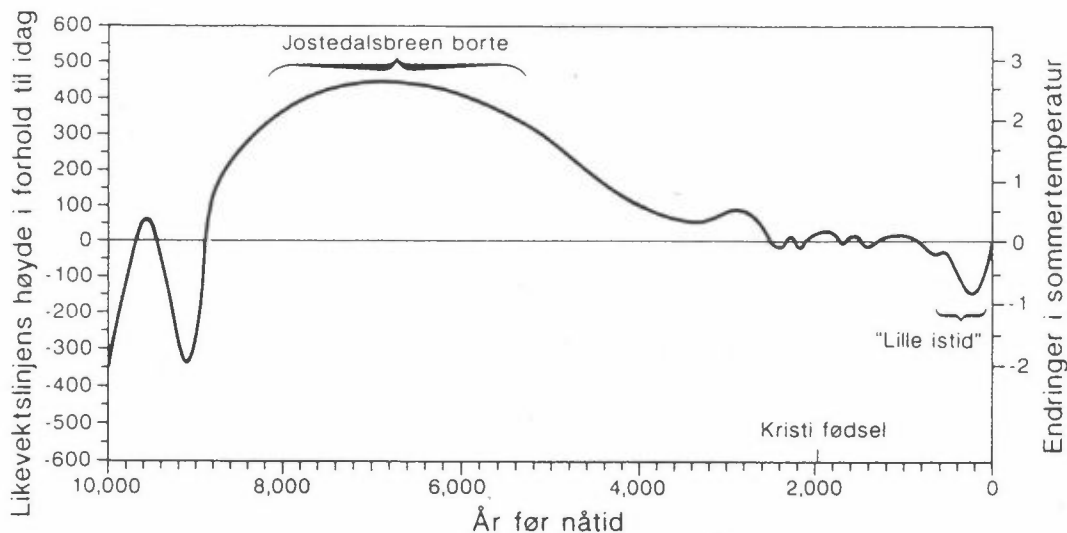
På tross av at reverseringen i Yngre Dryas gjorde klimaet i Vest-Europa nesten like kaldt som under siste istids maksimum, var utslagene andre steder på jorda små. Årsaken til Yngre Dryas er fremdeles ukjent, men det er fremsatt flere hypoteser. Ingen ytre drivkraft er kjent, tvert imot er dette perioden med maksimal solinnstråling om sommeren på Vest-Europas breddegrader (figur 5.21). En antar derfor at Yngre Dryas oscillasjonen skyldes interne prosesser i klimasystemet. Det interessante er at de fleste hypoteser antar at denne kolossale klimaforverringen utløstes som en kjedereaksjon på den globale klimaforbedringen. De to ledende hypotesene antar at en stor tilførsel av ferskvann (og nedkjøling) av Nord-Atlanteren var det primære: En hypotese postulerer at store mengder drivis og isfjell kom ut Danskestredet mellom Island og Grønland. Den andre påpeker at dreneringen fra innlandsisen i Nord-Amerika på denne tiden ble omlagt fra Mississippi til St. Lawrence-elva fordi isranden hadde trukket seg så langt nord. Andre hypoteser antar at endringen ble initiert av forandringer i CO<sub>2</sub>-kretsløpet, eller av sirkulasjonsmønsteret i atmosfæren p.g.a. at isdekkene ble lavere.

#### 5.7 KLIMAVARIASJONER DE SISTE ÅRHUNDRE

Her i Europa regner vi at siste istid sluttet ved avslutningen av Yngre Dryas, for ca. 10 200 år siden, selv om innlandsisen fremdeles dekket det meste av Skandinavia. Den smeltet imidlertid raskt bort, og for 8 500 år siden var all is borte, også i fjellområdene. For 9 000 år siden var blåskjell alminnelige i fjordene på Svalbard, men for 4 000 år siden ble det for kaldt igjen for disse skjellene.

Figur 5.24 viser variasjoner i likevektslinjens, eller snøgrensen høyde, på Jostedalsbreen etter siste istid. Det er også angitt hva dette betyr i sommertemperatur. Under varmetiden i steinalderen, som

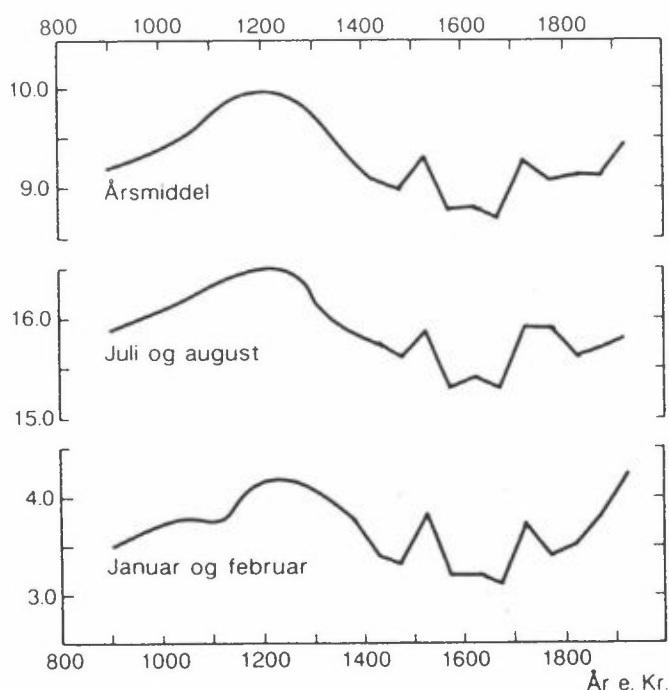
startet for nesten 9 000 år siden, var det nesten  $3^{\circ}\text{C}$  varmere enn idag. Rundt Jostedalsbreen blir imidlertid utslagene forsterket, fordi breen påvirker lokalklimaet. I områder der den lokalklimatiske effekten av Jostedalsbreen ikke er merkbar, var det ikke riktig  $2^{\circ}\text{C}$  varmere enn idag. Rekonstruksjoner av vegetasjonen for 6 000 år siden viser at det var varmere de fleste steder på kontinentene på midlere nordlige breddegrader (COHMAP members 1988). Den globale middeltemperatur synes derimot ikke å ha vært høyere enn idag. Generelt sett var amplitudene i klimaendringene små i etteristiden, sammenlignet med overgangen fra siste istid.



Figur 5.24: En kurve som viser høyden på likevektslinjen på Jostedalsbreen de siste 10 000 år. Når likevektslinjen er lav, er breen stor. Like før 10 000 forsvant selve innlandsisen fra området. Skalaen til venstre viser høyden av likevektslinjen i forhold til høyden idag. Gjennom mesteparten av etteristiden har likevektslinjen vært høyere, og breen altså mindre. I perioden fra 8100 til 5300 år siden, altså varmetiden under steinalderen, var trolig breen helt borte. Dagens Jostedalsbre er altså ingen rest fra istiden. På det kaldeste under "den lille istid", omkring 1750 etter Kristus, var breen større enn den har vært på 9000 år.

Til høyre er en skala for sommertemperaturen i forhold til idag. Denne skalaen er gitt under forutsetning av at snømengden ikke har forandret seg. Dette er åpenbart ikke helt riktig, men for sommertemperaturen vil det neppe gi større feil enn  $1^{\circ}\text{C}$ , og kurven gir derfor et noenlunde korrekt bilde. Etter Nesje med flere (i trykk).

Vi skal her se på variasjonene de siste 1000 år for å få et innblikk i de mer høyfrekvente svingningene. Figur 5.24 viser at Jostedalsbreen omkring 1750 e.Kr. var på sitt største siden siste istid, altså på 10 000 år. Dette gjelder for de fleste små breer på den nordlige halv-kule, selv om tidspunktet for maksimum kan variere med noen ti-år, avhengig av lokalklimaet og hvor raskt breen reagerer. I Alpene var f.eks. de fleste breene aller størst ved slutten av forrige århundre. Perioden 1300 til 1900 e. Kr. kalles "den lille istid", nettopp fordi så mange breer på hele jorda da nådde sitt maksimum etter siste istid. Lamb har laget temperaturkurver for sentrale deler av England for de siste 1000 år, som en syntese av forskjellige observasjoner (figur 5.25). Totalamplituden er ca 1°C, men det er flere trinn. Kurven viser 50-års midler, så mer kortvarige svingninger er utvisket.

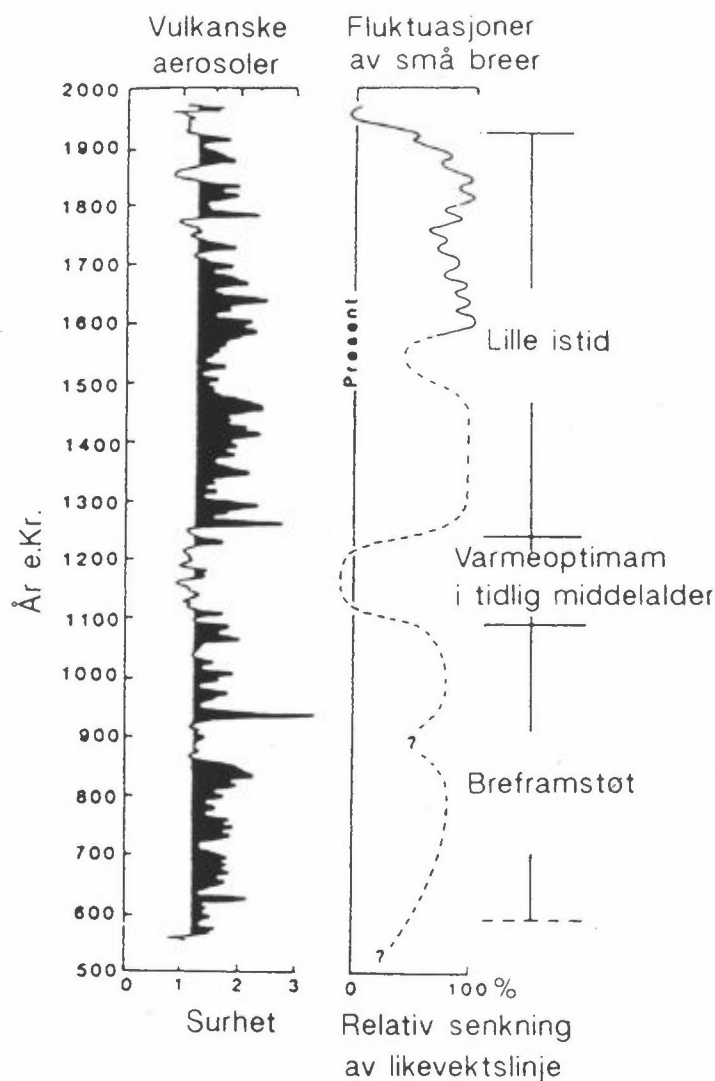


Figur 5.25: 50-års middeltemperaturer for i Midt-England for de siste 1000 år. Omkring år 1200 var sommeren betydelig varmere enn idag, mens vinteren var som nå. I "den lille istid" var det kaldere hele året. Etter Lamb (1984).

Årsaken til "den lille istid" eller enda kortere klimavariasjoner er ikke løst, og antagelig er det flere helt forskjellige årsaker. Dette er hovedgrunnen til at vi ikke kan avgjøre om den globale temperaturstigning de siste 100 år skyldes naturlige prosesser. Variasjon i

solstrålingen er en gammel, og enda meget aktuell hypotese. Økt vulkanisme er en annen, som her skal omtales noe. Utbrudd som produserer mye svovel-aerosoler som sendes til store høyder påvirker klimaet, fordi aerosolene holder seg svevende i atmosfæren i flere år og derved reflekterer solstrålingen.

Vulkanutbrudd som produserer aerosoler kan registreres ved å måle surhetsgraden (pH) i breis, fordi det dannes svovelsyre. Slike målinger er gjort gjennom iskjerner boret fra toppen av innlandsisen på Grønland. For de siste århundrer kan en telle årslag i isen, og derved bestemme variasjonen fra år til år. Det er påvist en klar korrelasjon til breframstøt i Alpene de siste 1000 år. På figur 5.26 er observasjonene fra Grønland midlet og plottet mot brevariasjoner på den nordlige halvkule. Porter konkluderer med at "lille istid" skyldes en lang periode med mye hyppigere vulkanutbrudd enn før og etter, men alle forskere er ikke enige i at dette er hele forklaringen.



Figur 5.26: Figuren viser at det er en korrelasjon mellom vulkanutbrudd og brevariasjoner. Kurven til venstre viser variasjoner i innholdet av vulkanske svovel-aerosoler i atmosfæren over Grønland, målt ved surhetsgraden i isprøver. De svarte deler av kurven viser perioder med mye svovel-aerosoler, og altså perioder med hyppige vulkanutbrudd på jorda.

Kurven til høyre viser en syntese av brevariasjoner på den nordlige halvkule, vesentlig Alpene og Norge. Her er det benyttet en relative skala, hvor maksimal-amplituden for hver bre er satt til 100%. Etter S. Porter (1986).

## 5.8 BETYDNING AV PALEOKLIMATOLOGI FOR PROGNOSE OM FREMTIDIG KLIMA

Det arbeides nå med prognoser for klimautviklingen de nærmeste ti-år og hundre-år. Over såpass lange tidsrom er det en rekke prosesser og vekselvirkninger mellom atmosfære, hav, is, ferskvann, landoverflater



og biosfæren som er helt avgjørende for klimautviklingen. De tids-serier vi har med instrumentelle observasjoner, og det utvalg av klimasituasjoner som er representert, er imidlertid altfor lite til at vi ved hjelp av disse kan kvantifisere alle prosesser som er innvol-vert. Forskningen som arbeider med langsiktige prognoser må derfor bruke paleoklimatiske data, både som idébank, og til testing av model-ler.

Vi vil i denne forbindelse påpeke at i paleoklimatologi benyttes empi-riske data som det er meget tidkrevende å samle inn og analysere. Dette arbeid må derfor gjøres kontinuerlig for at tilstrekkelig presise data skal være tilgjengelige for modellering i framtiden, selv om vi ikke alltid ser "behovet" idag. Norge har i paleoklimatologi et internasjonalt ansvar, for som med dagens klima, krever også paleokli-matiske rekonstruksjoner et globalt observasjonsnett. Norge-Svalbard og våre havområder ligger dertil i et område som er spesielt følsomt for klimaendringer, og hvor prosessene har større betydning for det globale klima, enn bare arealet skulle tilsi. Dette betyr også at det her er naturgitte forutsetninger og fordeler som norsk forskning bør utnytte. I praksis gjøres feltarbeid i Norge hovedsakelig av norske forskere, så hvis ikke vi studerer våre naturlige klimaarkiv, så vil det bli et hull i globale rekonstruksjoner.

Vi skal omtale noen eksempler på betydningen av paleoklimatologi. Framtidens klimautvikling vil ha både en naturlig og en antropogen komponent, og prognosene må ta hensyn til begge. Vi kan f.eks. enda ikke med sikkerhet avgjøre om den globale temperaturstigning på  $0,5^{\circ}\text{C}$  de siste 100 år er en naturlig klimautvikling eller skyldes våre utslipp av klimagasser. Det er like sannsynlig at den naturlige utvik-ling ville gitt et kaldere klima, og altså at klimagassene har forår-saket en større temperaturstigning enn den som er målt.

Størst betydning de senere år har nok paleoklimatologien hatt ved at den har gitt data til testing og forbedring av klimamodeller, særlig generelle sirkulasjonsmodeller for atmosfæren. Holdbarheten av disse modellene kan best testes ved å simulere andre klimasituasjoner enn dagens. Siste istids maksimum er hittil mest brukt, fordi det er laget globale synoptiske kart av paleoklimatiske data, og fordi situasjonen

var så forskjellig fra idag at den utgjør en rigorøs test av modellene. I kommende år vil siste mellomistid bli spesielt viktig for modellering, fordi det da var varmere enn idag. En empirisk beskrivelse av siste mellomistid vil også gi oss innsikt i konsekvensene av en varmere jord, slik vi har omtalt i et tidligere kapittel.

Hittil har en vesentlig benyttet atmosfæriske modeller som ikke har vært koplet med hav eller andre deler av klimasystemet. Modellering av tidsserier (og derved prognoser!) har i hovedsak skjedd ved at en trinnsvis har endret rammebetingelsene, og så latt modellen gå til en "steady state" situasjon. Utfordringen blir betydelig større når modellene skal utvikles til å beskrive en reell klimautvikling med kopling mellom alle deler av klimasystemet. Dette gjelder selvfølgelig de som skal utvikle modellene, men i denne forbindelse vil vi påpeke at det også vil stille enormt mye større krav til volum og presisjon av de paleoklimatiske datasett som skal anvendes til å teste modellene.

Som nevnt tidligere utgjør siste interglasiale-glasiale syklus et unikt "laboratorium" for utprøving av modeller. For denne perioden er forandringene i innstråling beskrevet presist for alle punkter på jorda og i kontinuerlige tidsserier. I modellene kan altså de ytre rammebetingelsene for klimaet varieres reelt og presist. Hvis "fasiten" kan kartlegges tilstrekkelig godt, ligger her en enestående mulighet til å teste om mekanismene som er bygget inn i modellene er korrekte. Men det er langt fram for alle disipliner. På kontinentene vet vi f.eks. svært lite om breenes utvikling før siste istids maksimum.

Ved hjelp av modellen ved Goddard Institute for Space Studies (GISS), som er en av de ledende når det gjelder varsling av fremtidige klimaendringer, er det nylig utført en serie eksperimenter for å simulere starten av siste istid (Rind, Peteet og Kukla, 1989), altså breframstøtet omkring 110 000 år før nåtid på figur 5.19. Idéen med eksperimentserien var at de begynte med realistiske modeller med riktig innstråling (Milankovitch parametre) og dagens sjøtemperatur. Da dette ikke ga noen istid, varierte de følgende egenskaper, hele tiden med det formål å begunstige dannelse av breer: 1) Overflatetemperaturen i

havet. I noen eksperimenter lot en modellen beregne temperaturene. Dette er likevel ingen dynamisk havmodell, fordi den horisontale varmetransporten beholdt dagens mønster. For å få et "riktigere" hav ble temperaturene deretter beskrevet slik paleoklimatologene har kartlagt dem for siste istids maksimum. I neste eksperiment ble sjøtemperaturen senket ytterligere 2°C. 2) CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren ble senket til verdien ved siste istids maksimum, noe som var en viktig effekt. 3) Virkningen av Milankovitch parametrene ble kunstig forsterket. En testet også situasjoner hvor innstrålingen var fordelt forskjellig gjennom året. 4) En meget viktig forsterkningsmekanisme ved snø og is er at mer innstråling reflekteres enn fra mørke flater, snø har høy albedo. I flere eksperimenter ble det derfor lagt på 10 m is over alle områder som var dekket av breer ved siste istids maksimum, for å teste om modellen kunne vedlikeholde eller videreutvikle en istid som "fikk hjelp" i starten.

Ingen av disse eksperimentene var istand til å starte en istid slik vi idag mener det skjedde. Ikke nok med det, alle eksperimentene smeltet også den isen som ble lagt på plass for å hjelpe starten. Bare i det sterkest overdrevne eksperiment ble is liggende i noen begrensede områder. Rind, Peteet og Kukla konkluderer at når modellen ikke kan reprodusere den antatte årsakvirkning sammenheng, så er det tre mulige grunner: 1) Modellen er feil. 2) Virkningen er feiltolket. 3) Årsaken er feilbeskrevet. Ved forskjellige argumenter og sensitivitetstester sannsynliggjør de at feilen ikke (bare) ligger i punktene 2 eller 3, selv om de etterlyser bedre dateringer og sikrere rekonstruksjoner av hvordan breene utviklet seg. Her skal vi bare sitere at Rind mener det er en mulighet for at modellen er for lite sensitiv til en hvilken som helst forstyrrelse av rammebetingelsene. Det betyr at også klimautslagene ved fremtidig øket CO<sub>2</sub> er undervurdert, eller at den regionale fordeling av effektene er feil modellert slik at utslagene på høye breddegrader blir enda større enn prognosene hittil har sagt. Rind påpeker også at tilsvarende svakheter synes innebygget i de andre generelle sirkulasjonsmodeller for atmosfæren.

Klimamodeller på datamaskiner gjør ikke annet enn å simulere klimaet etter vår forståelse av de involverte prosesser. Når modellene ikke er gode nok, gjenspeiler det vår kunnskap. En kan knapt være forundret

over at vi idag ikke har full innsikt i alle de mekanismer og kompliserte vekselvirkninger som er involvert i klimaendringer. Fordi paleoklimatologien studerer tidsserier av klimaendringer som de facto har hendt, gir den en mulighet til å identifisere og beskrive prosesser, innklusive mekanismer som forsterker eller demper initierte endringer. Spesielt aktuelt er vekselvirkninger mellom forskjellige deler av klimasystemet (f.eks. atmosfære/hav/is).

Paleoklimatologien er også eneste kilde til empirisk å studere om klimaet endrer seg i sprang dersom visse terskelverdier passerer. Bedre innsikt i fortidige hendelser, som f.eks. Yngre Dryas, gir i bedre mulighet til prognose om risikoen for tilfeldige variasjoner med store amplituder.

## 5.9 REFERANSER

Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. and Lorius, C. (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. Nature 329, 408-414.

Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B., Eds. (1984) Milankovitch and climate. D. Reidel Publishing company, Dordrecht. NATO ASI Series 126 (2 volumes).

Broecker, W.S., and Denton, G.H. (1989) The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 2465-2501.

Broecker, W.S., and Denton, G.H. (1990) What drives glacial cycles. Scientific American, January 1990, 43-50.

CLIMAP project members (1984) The last interglacial ocean. Quaternary Research 21, 123-224.

COHMAP members (1988) Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. Science 241, 1043-1052.

Covey, C. (1984) The earth's orbit and the ice ages. Scientific American, February 1984, 42-50.

- Dansgaard, W., White, J.W.C. og Johnsen, S.J. (1989) "The abrupt termination of the Younger Dryas Climate event". *Nature*, 339, 15/6-89, 532.
- Denton, G.H., and Hughes, T.J., Eds. (1981) *The last great ice sheets*. New York, John Wiley & Sons.
- Hileman, B. (1989) "Global Warming". *Chemistry and Engineering News*, 13/3-89, 39.
- Houghton, R.A. and Woodwell, G.M. (1989) "Global Climatic Change", *Scientific American*, April 1989, 18.
- Imbrie, J. (1985) A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *Journal of Geological Society of London* 142, 417-432.
- Imbrie, J., and Imbrie, K.P. (1979) *Ice ages. Solving the mystery*. Cambridge, Massachusetts, Harvard University Press.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J. (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. In Berger et al. (eds.): *Milankovitch and climate*.
- Lamb, H.H. (1984) Climate and history in northern Europe and elsewhere. In Mörner, N. A., and Karlén, W., Eds.,: *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Dordrecht, D.Reidel Publishing Company.
- Mangerud, J., Sønstegeard, E., Sejrup, H.P. and Haldorsen, S. (1981) A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas* 10, 137-208.
- Mangerud, J. (1989) Hva er drivkreftene bak de store klimavariasjonene? Rapportserie nr. 53, Norsk Polarisntitutt, Oslo.
- Mangerud, J. (1990) The Scandinavian ice sheet through the last interglacial/glacial cycle. *Paläoklimatologie* (in press). Mainz.
- McIntyre, A. med flere (1976) Glacial North Atlantic 18,000 years ago: A CLIMAP reconstruction. *Geological Society of America. Memoir* 145, 43-76.

- Nesje, A., Rye, N., Kvamme, M. and Løvlie, R. (in press): Holocene glacial and climate history of the Jostedalsgreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*.
- Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Kipp, N., Imbrie J. og Rind, D. (1989) "Climate change in the circum-North Atlantic region during the last deglaciation". *Nature*, 338, 14/4-89, 553.
- Porter, S.C. (1986) Pattern and forcing of northern hemisphere glacier variations during the last millenium. *Quaternary Research* 26, 27-48.
- Rind, D., Peteet, D. and Kukla, G. (1989) Can Milankovitch orbital variations initiate growth of ice sheets in a general circulation model? *Journal of Geophysical Research* 94, No.D10, 12851-12671.
- Ruddiman, W.F. (1987) Northern Oceans. In Ruddiman, W.F., and Wright, H.E. eds.: North America and adjacent oceans during the last deglaciation. Geological Society of America, *The Geology of North America*, volume K-3.
- Shackleton, N.J. (1986) The Plio-Pleistocene ocean: Stable isotope history. *Geodynamics Series* 15, 141-153.
- Tarling, D.H. (1978) The geological-geophysical framework of ice ages. In: Gribbin, J. ed: *Climatic change*. Cambridge University Press.
- Thompson, L.G. and Moseley-Thompson, E. (1987) "Evidence of abrupt climatic change during the last 1500 years recorded in ice cores from the tropical Quelccaya ice cap, Peru". In: *Abrupt Climatic Change-Evidence and Implication*, pp 99-110, W.H. Berger og D. Labeyrie, redaktører.
- Winograd, I.J., Szabo, B.J., Coplen, T.B. og Riggs, A.C. (1988) A 250 000-Year Climatic Record from Great Basin Vein Calcite: Implications for Milankovitch Theory". *Science*, 242, 1275-1280.

## 6 KLIMAENDRINGER DE SISTE 100 ÅR

Inger Hanssen-Bauer, Det norske meteorologiske institutt.

Vi skal i dette kapitlet se på klimavariasjoner i tiden med instrumentelle målinger, dvs. de ca. 100 siste år.

### 6.1 KLIMA, KLIMAFLUKTUASJONER OG KLIMAENDRINGER

Klima er syntesen av været over en periode som er lang nok til å etablere været statistiske egenskaper (middelerverdier, sannsynlighet for ekstremalverdier etc.). Klimavariasjoner omfatter både fluktuasjoner og endringer. Klimafluktuasjoner er variasjoner i klimaparametrene rundt de forventede middelerverdiene. Klimaendringer er systematiske endringer i klimaparametrenes middelerverdier eller statistiske egenskaper.

Været endrer seg over alle tidsskalaer, og definisjonene av klimafluktuasjoner og klimaendringer er derfor avhengige av midlingstiden. Eksempelvis vil klimavariasjonene mellom istider og mellomistider arte seg som endringer på tidsskalaer opp til 10 000 år, mens de arter seg som fluktuasjoner på tidsskalaen 1 million år som er omtrent den tiden mennesket har eksistert på jorden. Dette er åpenbart en lite hendig tidsskala for studier av klimavariasjoner gjennom 100 år. På den annen side varierer den globale middelertemperaturen fra år til år normalt med flere tidels °C, og middelertemperaturen i Norge med flere grader. Variasjoner fra år til år er derfor også uegnet til å studere temperaturendringer som ventelig er av størrelsesorden 0.01°C pr. år.

De internasjonale klima-referanseverdiene (de såkalte "normalverdiene") er 30-årsmidler. De kan benyttes til studier av klimavariasjoner over 100 år. I flere studier har imidlertid både 10- og 5-års middelerverdier blitt benyttet, delvis på grunn av ønsket om raskt å finne svar på om de temperaturendringene som modelleres som følge av øket drivhuseffekt, kan gjenfinnes i observasjoner. En skal da være

oppmerksom på at mer kortsiktige klimavariasjoner kan ha signifikant innvirkning på konklusjonene. Newell et al. (1989) fant f. eks. en tilsynelatende periodisk variasjon over ca. 22 år med amplitude  $+0.1^{\circ}\text{C}$  i den midlere lufttemperatur over havområdene. Denne fluktuasjonen kan gi en "trend" som er opp til  $0.2^{\circ}\text{C}$  for stor eller for liten dersom for korte midlingstider benyttes, og hvis tidsseriens start- og slutt-tidspunkt er uheldig valgt.

I mange analyser av klimadata brukes verdier beregnet ved Gauss-filtre (Alexandersson og Eriksson, 1989) istedetfor middelverdier til å finne trender. Forskjellen er at mens alle årsmiddelverdiene som inngår f.eks. i en 10-års middeltemperatur tillegges samme vekt, vil et Gaussfilter legge størst vekt på middeltemperaturene fra de midterste årene i midlingsperioden mens temperaturene fra årene i begynnelsen og slutten av midlingsperioden tillegges liten vekt. Når Gauss-filtre benyttes beregnes ofte "trender" helt ut i begge ender av tidsserien. Man skal da være oppmerksom på at verdiene i endene av serien er mer usikre enn de øvrige verdiene, da disse er basert på antakelser om klimaparameterens verdi i årene før eller etter den aktuelle tidsserien. Verdiene i slutten av serien vil derfor oftest bli forandret etterhvert som nye data kommer til.

## 6.2 OBSERVASJONER OG KORREKSJONER

100-år lange tidsserier av klimavariabeler bygger stort sett på observasjoner fra meteorologiske stasjoner og fra skip. Lufttemperaturen nær bakken og havets overflatetemperatur er de parametrene det hyppigst refereres til når klimavariasjoner diskuteres. I forskjellige publikasjoner er det i varierende grad nedlagt arbeid i å homogenisere slike data, det vil si å korrigere datasettene for endringer som ikke skyldes klimavariasjoner. De viktigste endringer av denne typen er:

- Endring i instrumentering og/eller observasjonsteknikk.
- Endring i observasjonstidspunkter og/eller beregning av middelverdier.



- Endring i eksponering av instrumenter på stasjonen eller endring i stasjonens beliggenhet.
- Endring i omgivelsene, spesielt byers vekst i umiddelbar nærhet av stasjonene.

Homogenisering innebærer ofte innføring av korreksjoner av samme størrelsesorden som effekten av de eventuelle klimaendringer man leter etter. Uenighet om korreksjonsmetoder kan gi seg utslag i temperaturavvik på flere tidels grader mellom dataserier korrigert etter forskjellige prinsipper. Man skal derfor være forsiktig med å "overtolke" tendenser i dataseriene. På den annen side er de korrigerte dataseriene det beste grunnlaget man har for å uttale seg om de klimavariasjoner som har foregått gjennom de siste 100 år. Arbeidet med homogenisering av temperaturserier pågår fortsatt.

For å beskrive de globale klimavariasjoner vil kun temperaturserier bli benyttet i denne rapporten. I Skandinavia vil i tillegg nedbørserier og enkelte tidsserier av lufttrykk, skydekke og antall soltimer bli benyttet. I Arktis vil også utstrekning av sjøis bli benyttet. Arbeidet med homogenisering av nedbørserier pågår nå i alle de nordiske land, men det er på langt nær fullført.

Data som i fremtiden bør kunne benyttes i klimastudier er for eksempel trykkfordeling og sirkulasjonsmønstre, skydekke og bakkens snødekke. Det er et stort behov for kontroll og tilrettelegging av slike data.

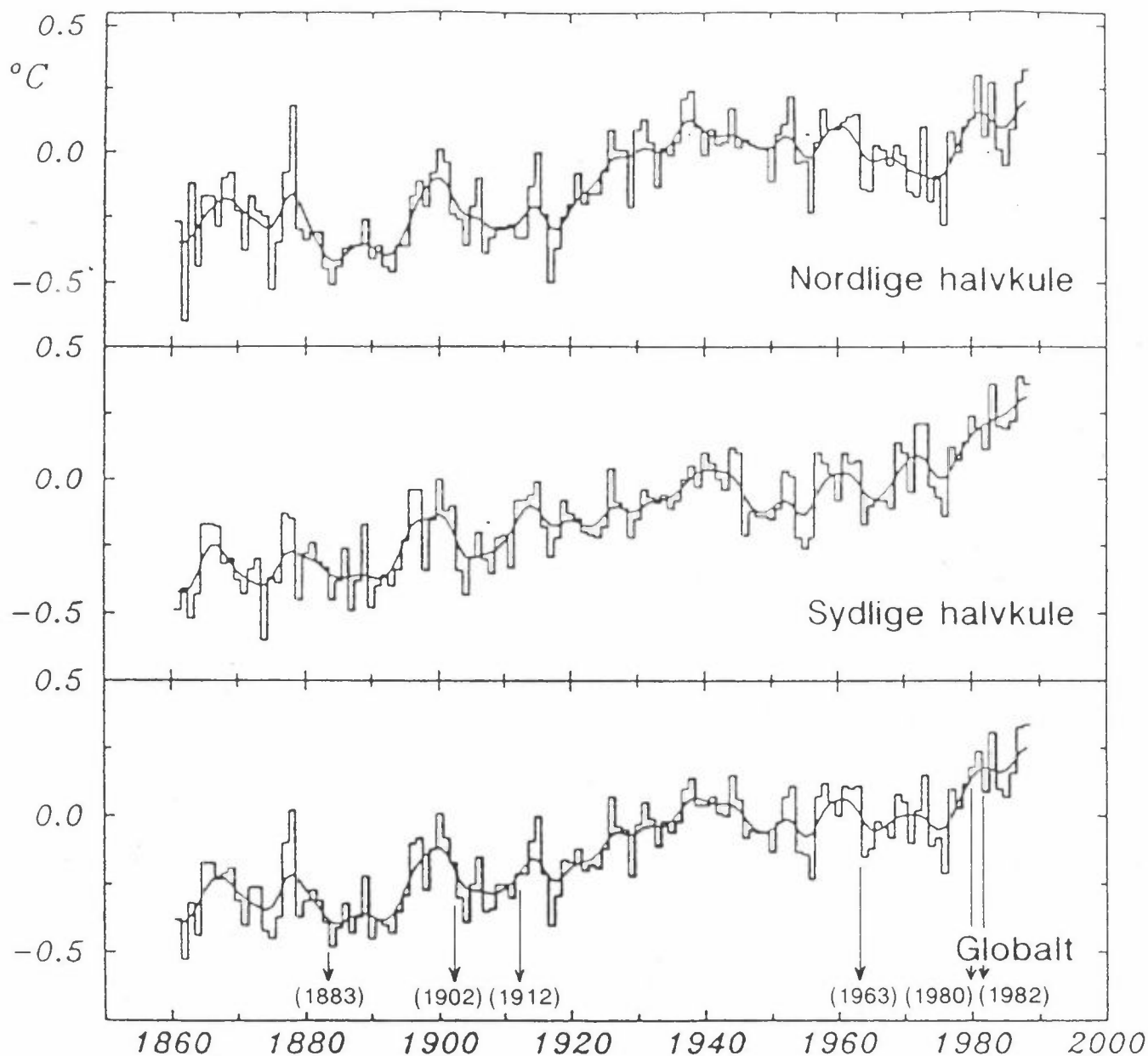
### 6.3 GBLALE TEMPERATURVARIASJONER DE SISTE 100 ÅR

For romlige temperaturmidler gjelder generelt at middelverdiene er avhengige av stasjonsdekningen innen det aktuelle området. For store deler av kloden var dekingen dårlig før år 1900, i Antarktis var det stort sett ingen målinger før i 1957, og i en del havområder er det fortsatt bare tilfeldige målinger. Undersøkelser (Jones et al. 1986, Hansen og Lebedeff 1987) tyder imidlertid på at stasjonsdekningen omtrent fra århundreskiftet har vært tilstrekkelig til at hovedtrekkene i variasjonen av globale og hemisfæriske middeltemperaturer kan bestemmes.

Figur 6.1 viser variasjoner i årsmiddeltemperaturen for jorden som helhet og for nord- og sydhavkulaen separat fra 1861 til 1988. Kurvene ble først publisert av Jones et al. (1986) og siden oppdatert av Jones (1988), og deretter av Climate Research Unit, University of East Anglia. Det har vært diskusjon omkring den metoden Jones et al. har benyttet til å korrigere temperaturene over havområdene. Diskusjonen gjelder vesentlig perioden før 1900, da tidsserier fra Folland et al. (1984) og Oort et al. (1987) viser vesentlig høyere marine lufttemperaturer enn Jones et al. Deretter er det i store trekk et rimelig samsvar mellom alle tidsseriene. Dette fører til at temperaturminimumet rundt 1910, som finnes i alle tidsseriene, er et absolutt minimum hos Folland et al. og Oort et al., mens Jones et al.'s tidsserie viser lavere verdier i slutten av forrige århundre.

Det har også vært diskutert hvorvidt Jones et al.'s tidsserier fra landstasjoner har vært tilstrekkelig korrigert for lokal oppvarming som skyldes vekst av byer i områdene omkring stasjonene (Hansen og Lebedeff, 1987; Woods, 1988; Wigley og Jones, 1988; Frydendahl, 1989; Jones et al., 1989). Det er fortsatt uenighet om betydningen av eventuell ukorrigert "urban varmeøy effekt" for tidsseriene til Jones et al. (1986). Estimer tyder på at effekten kan gi en oppvarming som for temperaturseriene i figur 6.1 er mellom 0.01 og 0.1°C for stor i perioden 1900-1980. Man skal også være klar over at data fra de siste årene kan være foreløpige, da det tar tid å samle inn, kontrollere og korrigere data. Det er likevel enighet om at Jones et al.'s temperaturserier er av de beste tidsserier vi har for kloden som helhet.

Figur 6.1 viser hvert enkelt års temperaturavvik fra middeltemperaturen for perioden 1950-1979. År med større vulkanutbrudd er merket av i figuren (Kondratyev 1983). En kan merke seg at vulkanutbruddene ikke har hatt noen åpenbare langtidsvirkninger på den globale middeltemperaturen. Den filtrerte kurven er et 13-ledds Gauss-filter (6 år på hver side av midten) som undertrykker variasjoner på kortere tidsskala enn 10 år. Hovedtrekkene i temperaturserien for hele jorden er en relativt stabil periode frem til like før århundreskiftet. Deretter stiger temperaturen frem til 1940-årene. Fra 1940 til slutten av 70-årene er det igjen en mer stabil periode, der årsmiddeltemperaturen varierer om et nivå som ligger omkring 0.3°C høyere enn nivået før



Figur 6.1: Den nederste kurven viser midlere global lufttemperatur over land og hav for perioden 1861 til 1988. Årsverdier er plottet som avvik fra middeltemperaturen for perioden 1950-1979. Den utglattede kurven er beregnet ved hjelp av et 13-ledds Gauss-filter. De øverste kurvene viser tilsvarende verdier for henholdsvis nordlige og sørlige halvkule. For nærmere detaljer se Jones et al. (1986).

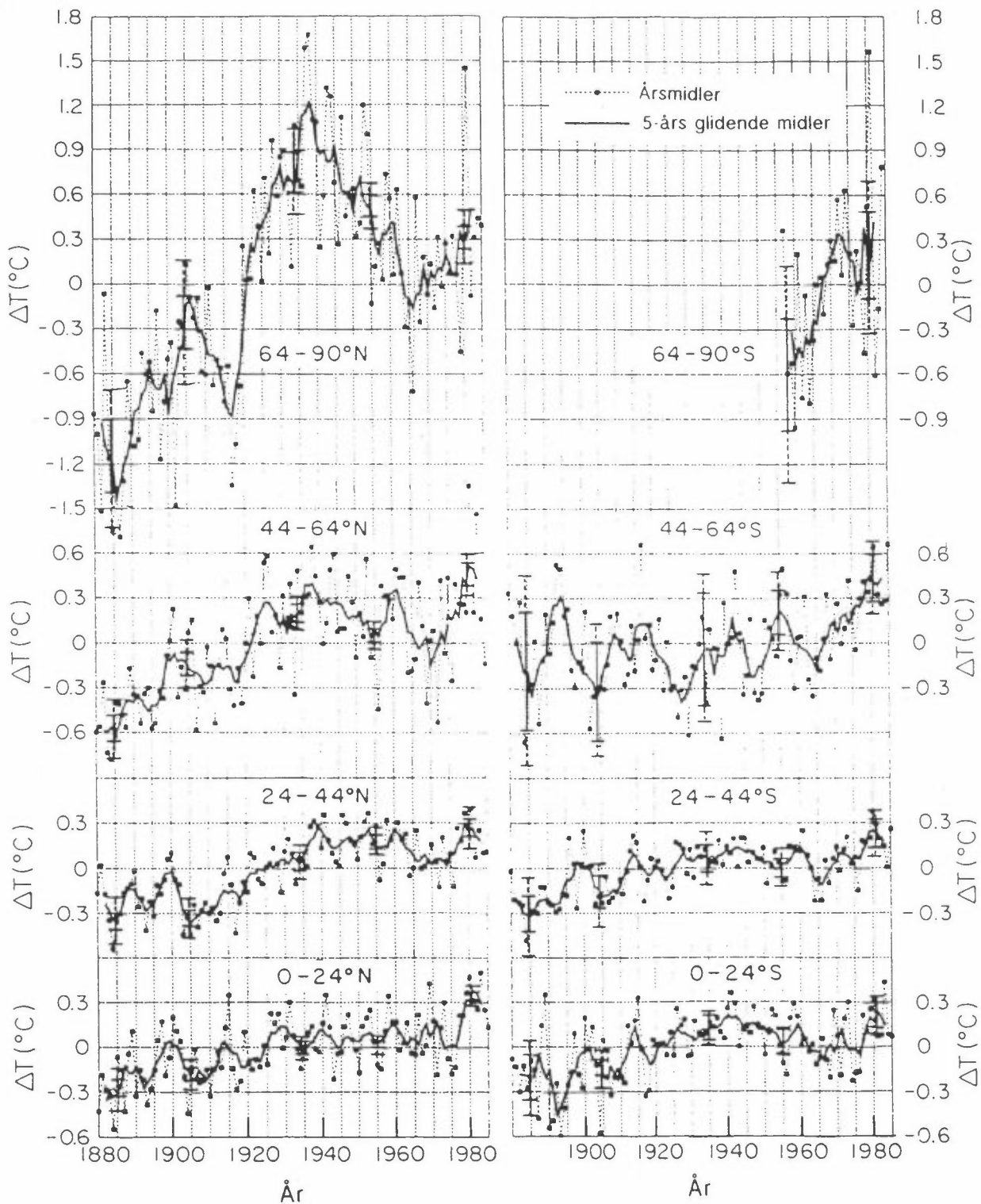
århundre-skiftet, og viser en svakt avtagende tendens. Gjennom den siste dekadene har temperaturen igjen vist en stigende tendens. Av

grunner som er nevnt før, er det vanskelig å tallfeste en eventuell temperaturendring over en så kort periode, spesielt når den forekommer i enden av tidsserien. Det kan likevel nevnes at i følge figur 6.1 forekommer 6 av de varmeste årene i perioden 1861 til 1988 på 1980-tallet, nemlig 1988, 1987, 1983, 1981, 1980 og 1986, regnet fra det varmeste. Den globale middeltemperaturen for 1988 var ca.  $0,35^{\circ}\text{C}$  høyere enn middelet for 30-årsperioden 1951-1980. Dette er tre ganger høyere enn den naturlige fluktuasjonen i årsmiddeltemperaturen omkring 30-årsmiddelet (Pearce, 1989). Totalt anslås en global temperaturøkning på ca.  $0.5^{\circ}\text{C}$  siden 1880-årene.

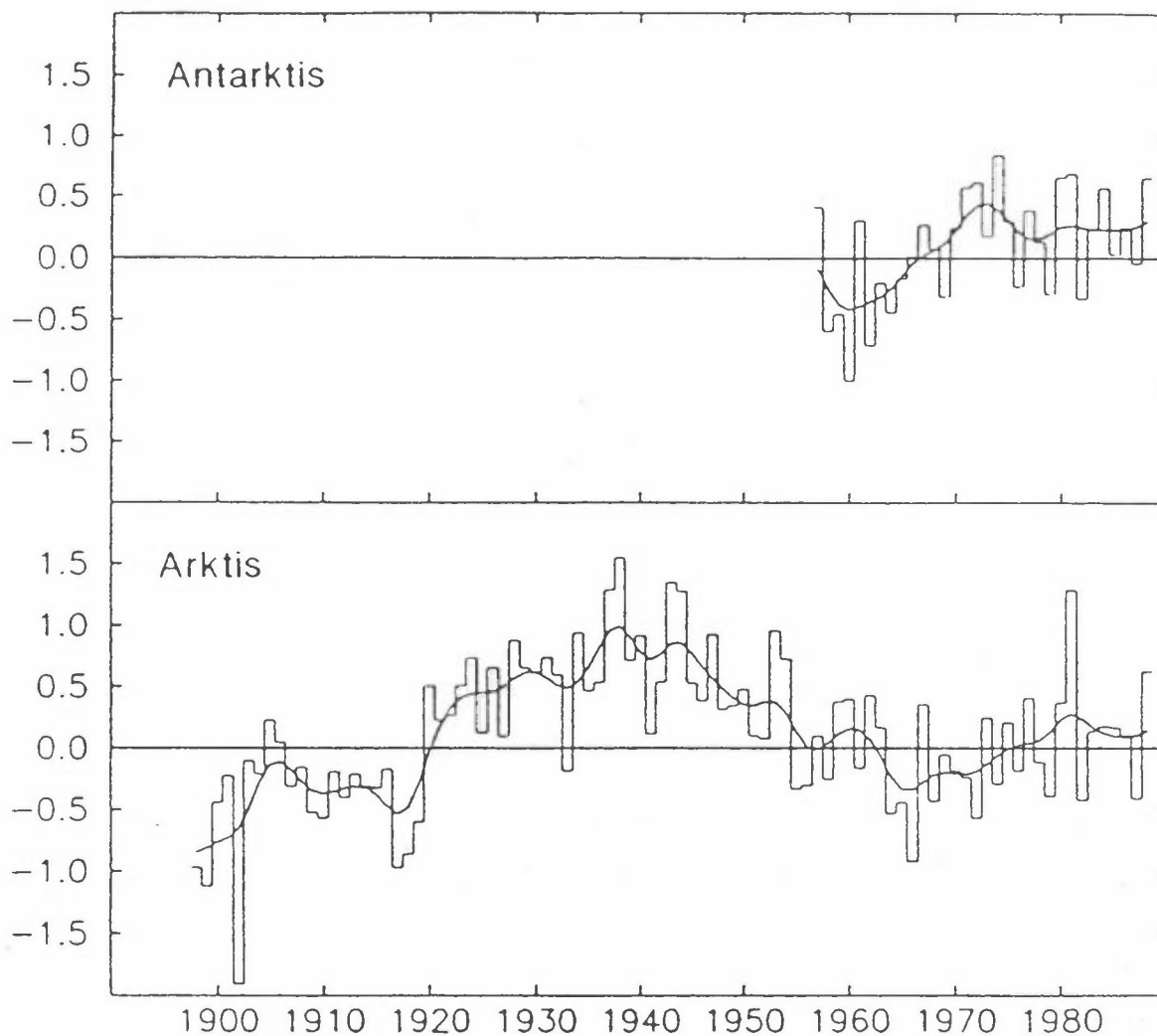
Nord- og sydhalkulen viser omtrent samme totale temperaturøkning i løpet av vårt århundre, men temperaturutviklingen har vært noe forskjellig på de to halvkulene. På nordhalvkulen var det en periode med sterk temperaturøkning fra 1920-1940. Deretter var det en avtagende trend frem mot slutten av 70-årene, før den siste dekadens temperaturøkning. På sydhalkulen har temperaturøkningen i større grad vært jevnt fordelt gjennom hele vårt århundre, selv om det heller ikke der var noen økende trend mellom 1940 og 1970.

Hansen og Lebedeff (1987) beregnet sonalt midlede temperaturserier for de 8 sonene  $64-90^{\circ}\text{N/S}$ ,  $44-64^{\circ}\text{N/S}$ ,  $24-44^{\circ}\text{N/S}$  og  $0-24^{\circ}\text{N/S}$ . Disse er vist i figur 6.2.

Heltrukne kurver viser glidende 5 års middelveier. Figurene viser at nordhalvkulens temperaturmaksimum omkring 1940 vesentlig skyldes store temperaturvariasjoner på høye breddegrader, der det var en sterk temperaturøkning i 1920-årene. De varme 1930- og 40-årene ble etterfulgt av lave temperaturer i 60-årene. I sonen  $64-90^{\circ}\text{N}$  ligger temperaturnivået fremdeles godt under nivået omkring 1940. Dette stemmer overens med tidsserien fra land- områder i Arktis, som er vist i figur 6.3. Temperaturøkningen gjennom de siste 10 årene har i større grad vært merkbar på alle breddegrader.



Figur 6.2: Årsmidlet lufttemperatur for 8 breddegradssoner. Kurvene gir glidende 5-års middelverdier. Strekene angir usikkerheten (95% konfidensintervall). (Hansen og Lebedeff, 1987.)



Figur 6.3: Den nederste kurven viser midlere lufttemperatur for landområder i Arktis mellom  $65^{\circ}$  og  $85^{\circ}$ N for årene 1898 til 1988. Verdiene er vist som avvik fra middeltemperaturen over hele perioden. Den utglattede kurven er beregnet ved hjelp av et 13-ledds Gauss-filter. Den øverste kurven viser en kort serie fra Antarktis.

Regionale forskjeller langs en breddegrad kan likevel være betydelige. Figur 6.4 viser et kart over nordhalvkulen der forskjellen i middeltemperatur mellom 1967 og 1986 er tegnet inn. Forskjeller mellom to enkelte år må ikke oppfattes som temperaturtrender, men figuren illustrerer de regionale variasjonene som kan forekomme. For nordhalvkulen som helhet var 1986 noe varmere enn 1967. Figuren viser imidlertid områder med markert lavere temperatur i 1986 enn i 1967 nord i Atlanterhavet og Stillehavet. Skandinavia var rundt  $0.5^{\circ}\text{C}$  kaldere i 1986 enn i 1967.



Figur 6.4: Temperaturforskjeller mellom 1967 og 1986. Isothermer er tegnet inn for hvert  $0.5^{\circ}\text{C}$  temperaturavvik. Negative avvik er stiplet. De prikkede områdene er områder med utilfredsstillende datadekning.

Systematiske temperaturmålinger høyere opp i atmosfæren har kun blitt foretatt gjennom de siste tiår. Karoly (1987; 1989) har publisert undersøkelser basert på radiosondeoppstigninger i perioden 1964-1985.

Undersøkelsene viser at det i denne perioden har vært en oppvarming av troposfæren (de nederste ca. 10 km av atmosfæren) både over nord- og sydhalkulen i dette tidsrommet. Samtidig har det vært en avkjøling av stratosfæren (atmosfærelaget over troposfæren). En slik avkjøling er i tråd med de modellerte konsekvenser av øket drivhuseffekt. Det er imidlertid flere andre mekanismer som kan tenkes å gi oppvarming av troposfæren og avkjøling av stratosfæren. Karolys undersøkelse (1989) viser at det finnes områder nord i Atlanterhavet og Stillehavet der troposfæretemperaturen har avtatt. Dette er i overensstemmelse med figur 6.4. Over de samme områdene viser stratosfæretemperaturen liten endring eller en svakt stigende tendens.

Det er enighet blant forskere om at det har vært en økning i den globale middeltemperaturen nær jordoverflaten i vårt århundre. Det er derimot fortsatt uenighet om hvorvidt temperaturøkningen kan tilskrives økningen i atmosfærens drivhuspotensiale. Vi mangler grunnleggende kunnskaper om "naturlige" klimavariasjoner, og kan f. eks. ikke forklare den svake temperaturnedgangen fra 1940-1970. For så vidt kan den observerte temperaturøkningen ha andre årsaker enn øket drivhuseffekt. På den annen side kan ukjente årsaker like gjerne ha ført til en maskering av den økte drivhuseffekten, slik at utslagene av drivhuseffekten alene i virkeligheten er større enn den observerte temperaturøkningen. Vår uvitenhet er ikke noe argument for noen av delene.

Vi har også for dårlig kjennskap til hvilke regionale variasjoner som kan forventes som følge av den økningen vi til nå har hatt i drivhuspotensialet. De generelle sirkulasjonsmodellene (GCM) som brukes til å simulere klimaet ved øket drivhuspotensiale begynner først nå å få en romlig oppløsning som muliggjør meningsfylte sammenligninger av observerte og modellerte regionale temperaturendringer.



#### 6.4 KLIMAET I SKANDINAVIA DE SISTE 100 ÅR

Dette avsnittet er basert på mer utfyllende rapporter om klimaet i de skandinaviske land gjennom tiden med instrumentelle målinger. Der intet annet er nevnt er referansen for Norge: Aune (1989); for Sverige: Alexandersson og Eriksson (1989); og for Danmark: "Danmarks klima 1988" (1989) utgitt av DMI.

##### 6.4.1 Temperaturvariasjoner

###### Norge

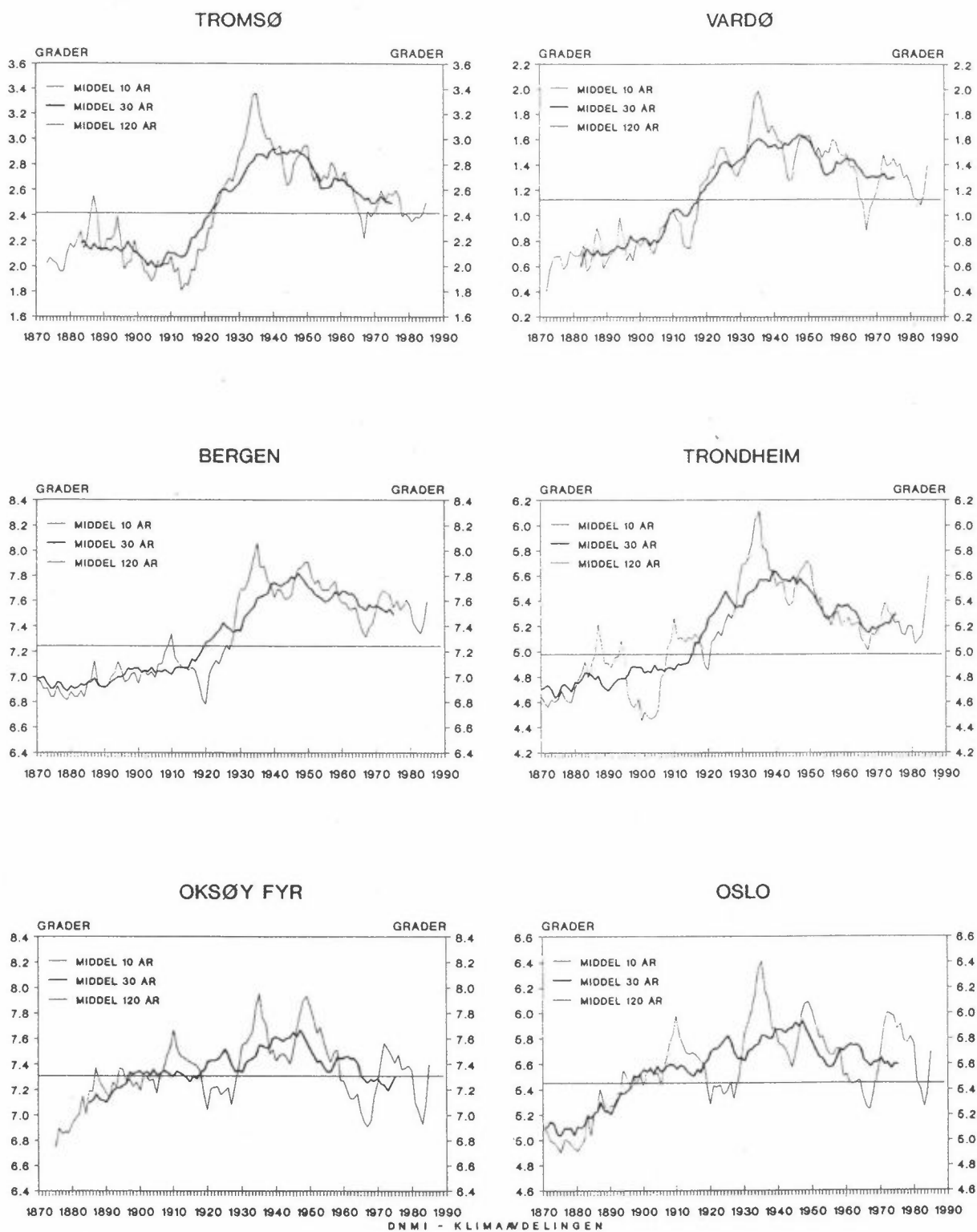
I Norge har vi få lange observasjonsserier av lufttemperatur. Her refereres til observasjoner fra følgende 9 stasjoner som alle startet før 1900: Oslo, Torungen fyr, Oksøy fyr, Utsira fyr, Bergen, Trondheim, Tromsø, Karasjok og Vardø. Observasjonene fra fyrene antas å være nær homogene og er ikke korrigert. De øvrige observasjonene er korrigert for brudd som følge av flyttinger. Korreksjonene er usikre. Stasjonene i Oslo og Bergen er sannsynligvis blitt utsatt for økende urbaniseringseffekt i løpet av de siste 50 årene. Dette er det ikke korrigert for.

Glidende 10-års og 30-årsmidler for 6 av stasjonene i perioden 1870-1989 er vist i figur 6.5.

Hovedtrekkene i temperaturutviklingen er meget like på alle stasjonene. 30-årsmidlene viser stort sett økende tendens frem til 1940-årene. Stigningen ligger mellom 0.5 og 1°C. Deretter er tendensen stort sett avtagende. Maksimumsverdiene i 30-årsmidlene er forskjøvet mot vår tid relativt til maksimum i 10-årsmidlene fordi temperaturfallet etter maksimum er mindre bratt enn økningen på forhånd. Temperaturfallet ligger rundt 0.5°C, og 30-års-midlene ved slutten av perioden ligger mellom 0 og 0.5°C over verdiene ved århundreskiftet. De glidende 30-årsmidlene viser også individuelle forskjeller mellom stasjonene. I Bergen, Trondheim, Tromsø og Vardø er temperaturøkningen stort sett konsentrert mellom 1910 og 1940, mens Oksøy fyr og Oslo

## LUFTTEMPERATUR 1870 - 1989

AR



Figur 6.5: Glidende 10- og 30-års temperaturmidler for året for 6 steder i Norge.

viser en mer jevn stigning. Netto temperaturøkning har jevnt over vært minst ved de syd-sydøstlige stasjonene, der nivået på slutten av perioden er omtrent som ved århundreskiftet.

De glidende 10-årsmidlene fluktuerer omkring 30-årsmidlene. Lokale maksima finnes ved alle stasjoner rundt 1910, i 30-årene, rundt 1950 og i 70-årene, liksom lokale minima finnes i 40-årene, i slutten av 60-årene og i begynnelsen av 80-årene. På de sydøstlige stasjonene finnes dessuten et minimum i perioden 1920-25. På de vestlige stasjonene er det et skarpere minimum rundt 1920, og på de nordligste stasjonene er det et minimum omkring 1915. Ved alle stasjonene i figur 6.5 finnes de høyeste 10-års middeltemperaturene i 1930-årene. For Oksøy og Bergen er imidlertid verdiene rundt 1950 nesten like høye. Ved Utsira og flere stasjoner i Sørvest-Norge er verdiene rundt 1950 høyere enn verdiene i 30-årene. Alle stasjonene viser lave 10-års middeltemperaturer i 1870- og 1880-årene. I Nord- og Vest-Norge finnes tildels enda lavere minimumsverdier i begynnelsen av vårt århundre. I Sørøst-Norge finnes vårt århundres laveste verdier på 60- og 80-tallet.

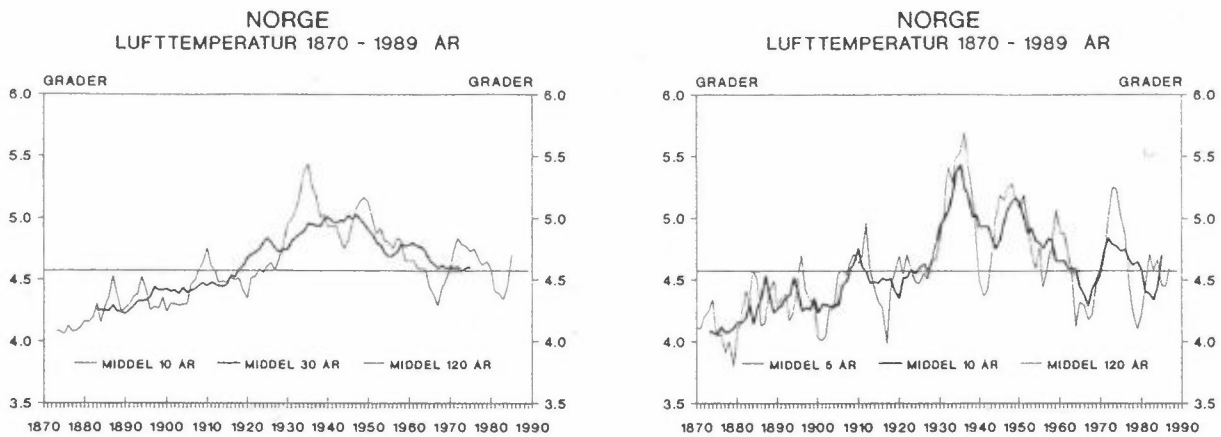
På grunn av de mange likhetstrekkene mellom utviklingen av middeltemperaturen ved alle de 9 stasjonene, er det beregnet middelveidier for "Norge" ved ren aritmetisk midling. Det er ikke gjort forsøk på å gi de enkelte stasjonene vektall for arealdekning e.l. Middeltallene for "Norge" må derfor ikke leses som middeltemperaturer for Norge, men temperaturutviklingen beregnet på denne måten antas å gi et nokså korrekt bilde av de relative differanser fra år til år.

Middeltemperaturene for "Norge" er vist i figurene 6.6-6.10, henholdsvis for året og for de 4 årstidene. Kurvene viser årsmidler, samt glidende 5-, 10- og 30-års middelveidier. Her oppsummeres hovedutviklingen av temperaturklimaet i Norge siden 1870, samt noen regionale forskjeller:

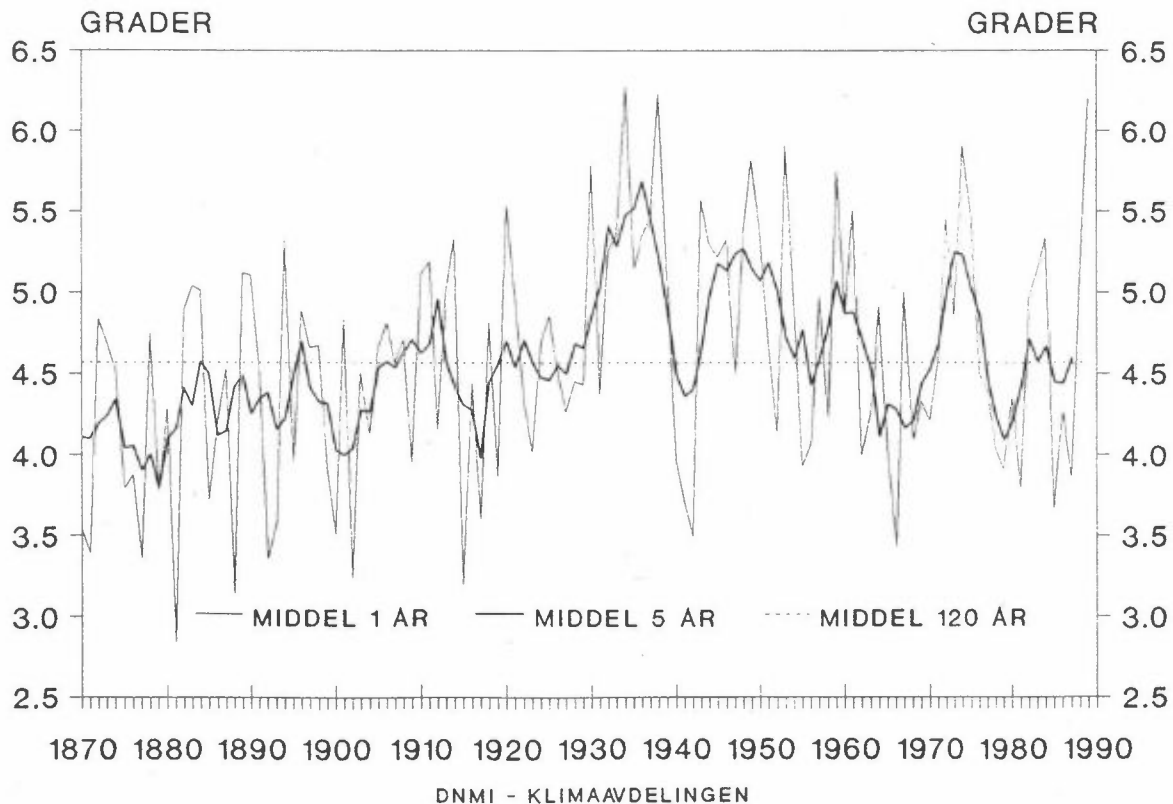
- På årsbasis har det vært en økning i temperaturen frem til 30-årene, og deretter har temperaturen avtatt. Nedgangen etter

1930-årene har vært mindre enn økningen før 30-årene, spesielt i vestlige og nordlige områder.

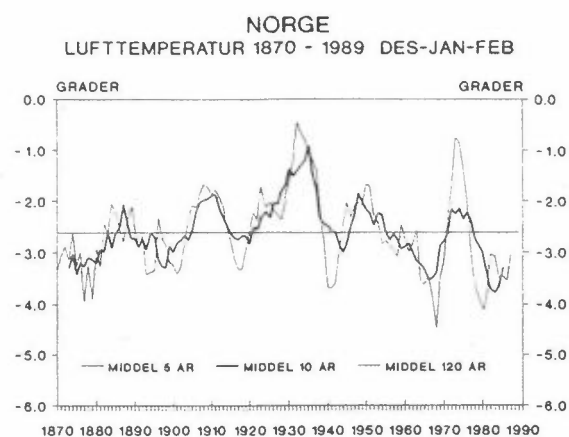
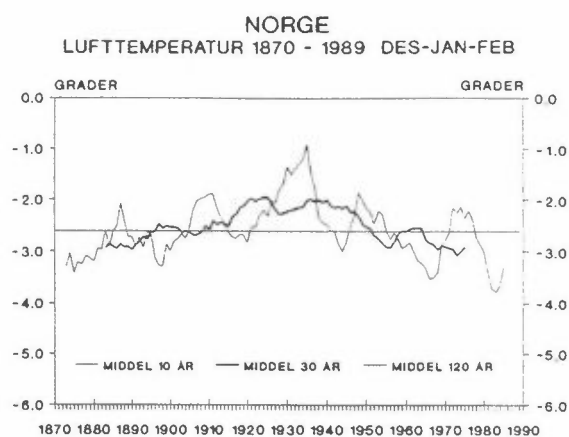
- Temperaturutviklingen om vinteren (desember-januar-februar) følger stort sett årsutviklingen, men nedgangen etter 1930-årene har vært større, spesielt i Nord-Norge. Det var en markert varm periode i 1970-årene, mens de laveste 10-års-midlede vintertemperaturene i tidsserien finnes på 1960-tallet og rundt 1980. Vinteren er den årstiden som har størst temperaturfluktuasjoner.
- Om våren (mars-april-mai) har det vært en økning i middeltemperaturen fra ca. 1880 til 1920. Deretter viser temperaturen bare en svak økning. 30-års middeltemperaturene ved slutten av perioden ligger stort sett ca. 1°C høyere enn tilsvarende verdier ved periodens begynnelse. Dette gjelder imidlertid ikke ved fyrene Torungen, Oksøy og Utsira der temperaturøkningen er mer beskjeden.
- Temperaturutviklingen om sommeren (juni-juli-august) følger utviklingen på årsbasis, men økningen før 1930-årene foregikk over en kortere periode. Temperaturfallet etter 1930-årene var minst ved de nordligste stasjonene, og ved disse ligger 30-års middeltemperaturene ved slutten av perioden 0.5-1°C høyere enn tilsvarende verdier ved periodens begynnelse. På de øvrige stasjonene er det kun mindre endringer.
- Temperaturvariasjonene om høsten (september-oktober-november) følger stort sett kurven for året og vinteren frem til 1930-årene, men høsttemperaturene holdt seg høye frem til ca. 1960. Deretter avtok de til tidlig i 1970-årene for så å øke igjen. I alle landsdeler ligger 30-årsmidlet høsttemperatur i slutten av perioden omkring 0.5°C over verdien i periodens begynnelse.



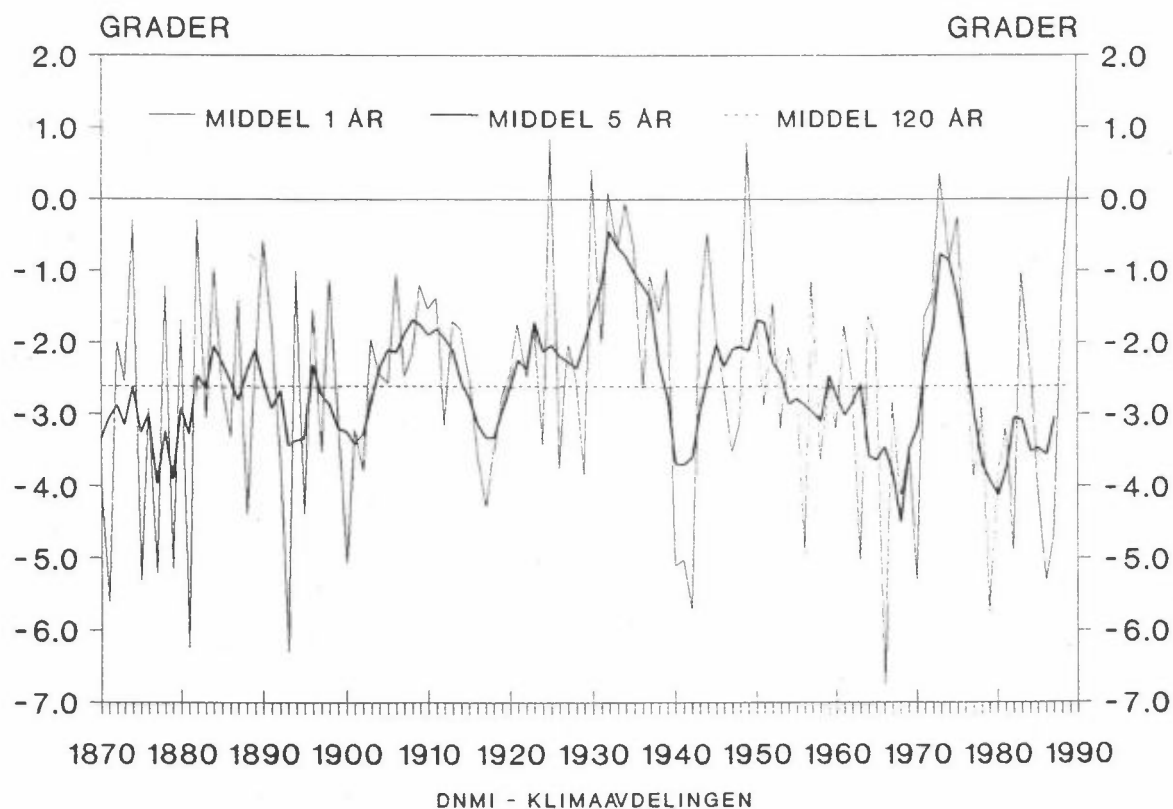
## NORGE LUFTTEMPERATUR 1870 - 1989 AR



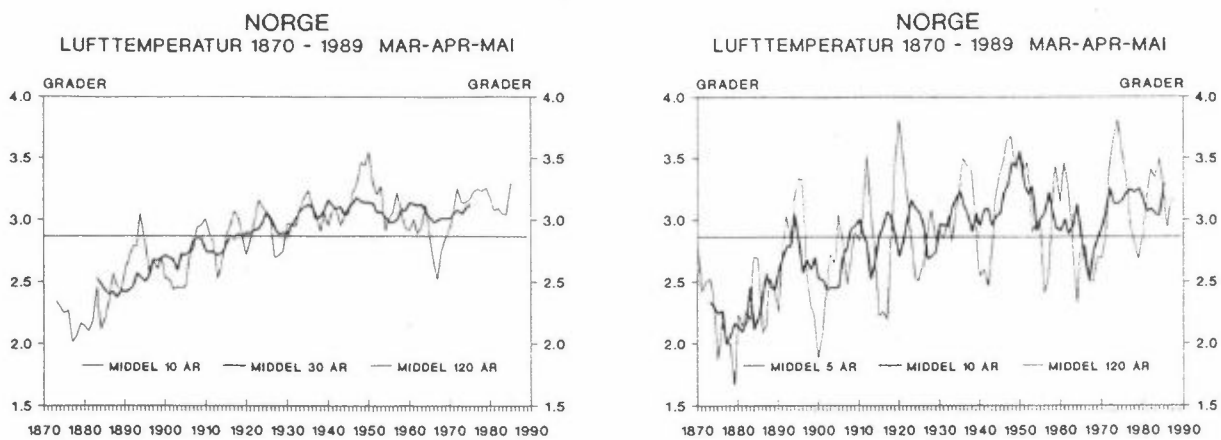
Figur 6.6: Glidende temperaturmidler for året beregnet ved hjelp av 9 stasjoner i Norge.



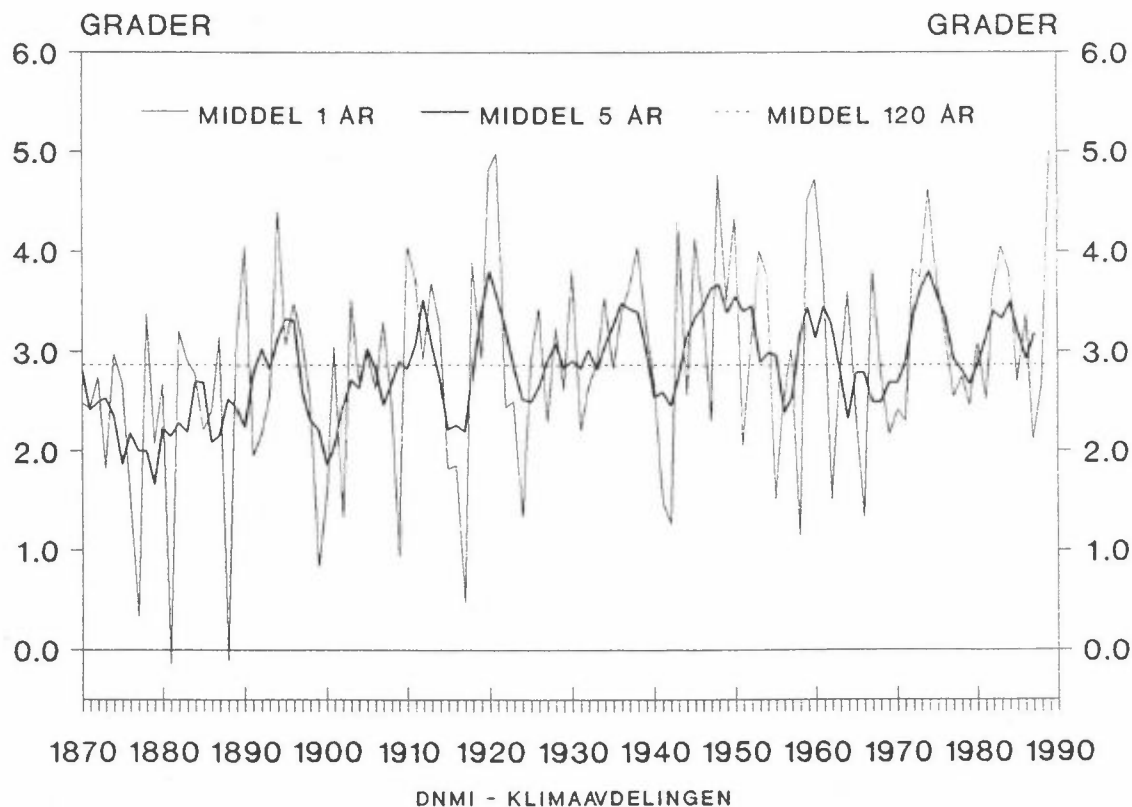
## NORGE LUFTTEMPERATUR 1870 - 1989 DES-JAN-FEB



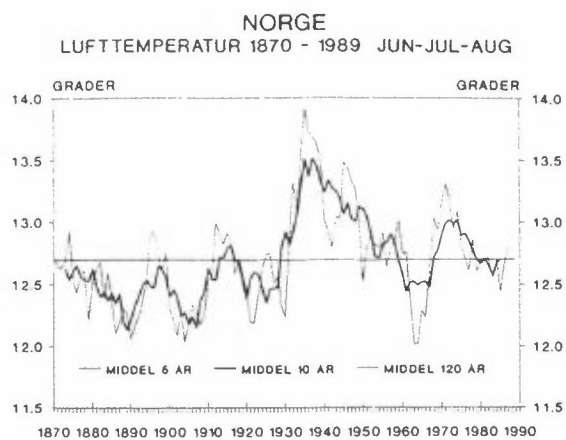
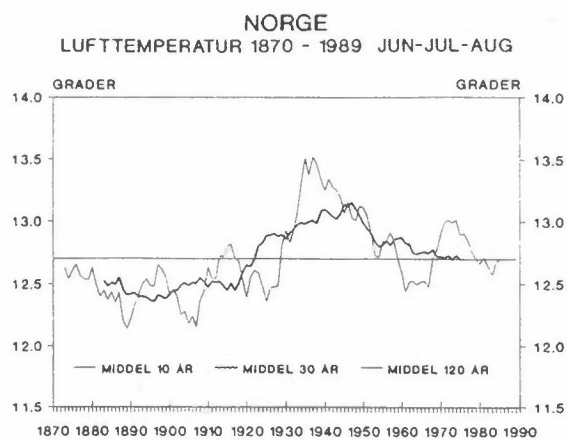
Figur 6.7: Glidende temperaturmidler for vintersesongen desember-januar-februar beregnet ved hjelp av 9 stasjoner i Norge.



## NORGE LUFTTEMPERATUR 1870 - 1989 MAR-APR-MAI

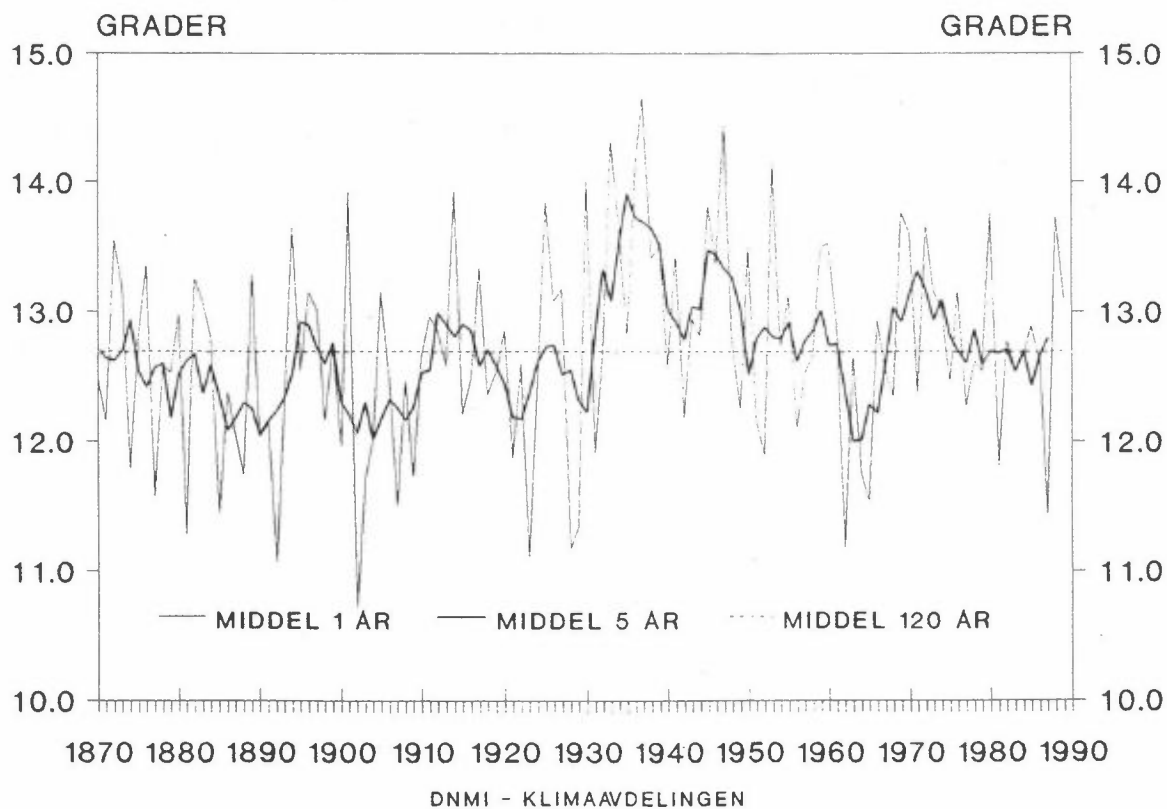


Figur 6.8: Glidende temperaturmidler for vårsesongen mars-april-mai beregnet ved hjelp av 9 stasjoner i Norge.



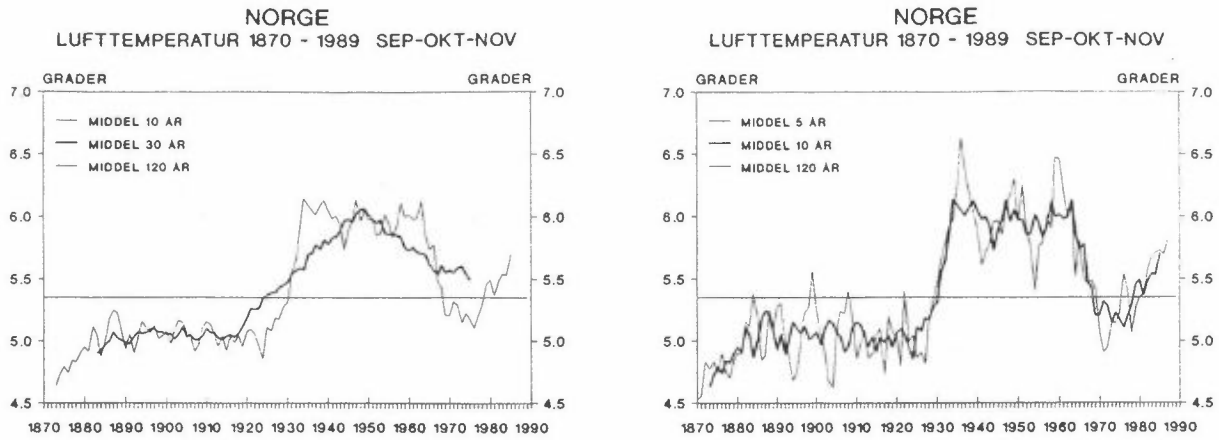
## NORGE

### LUFTEMPERATUR 1870 - 1989 JUN-JUL-AUG



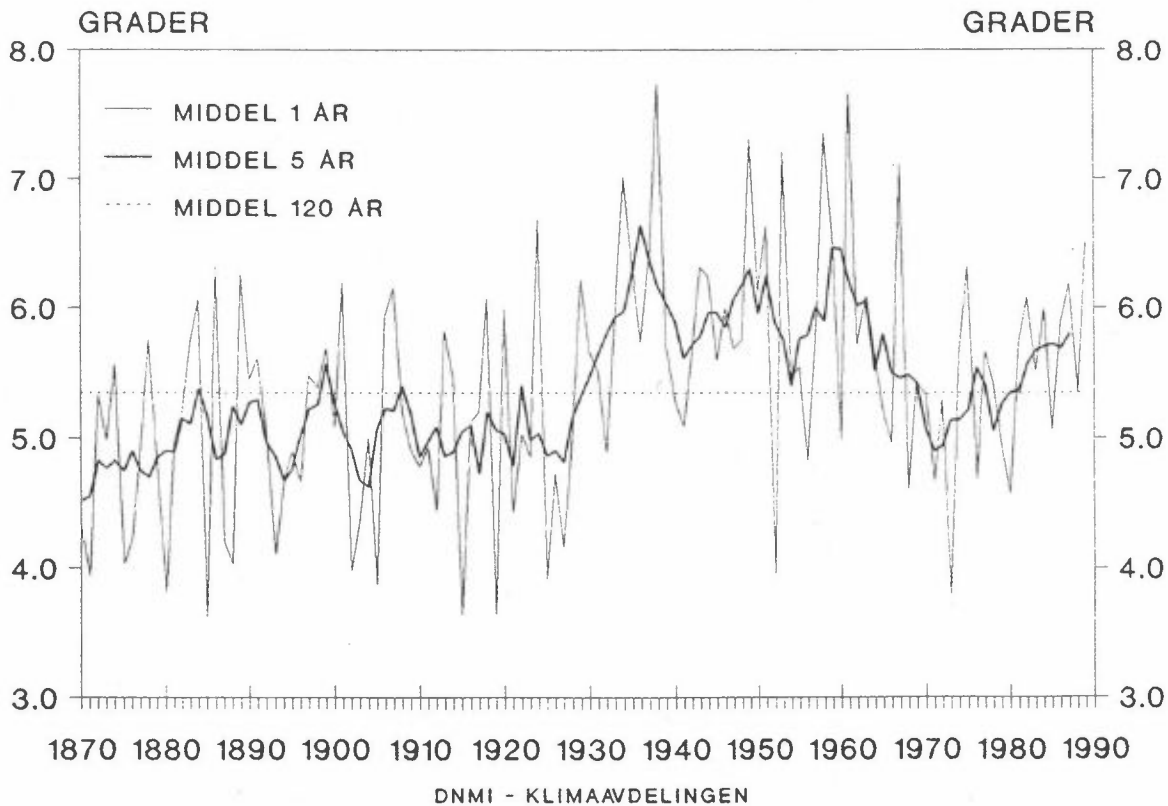
Figur 6.9: Glidende temperaturmidler for sommersesongen juni-juli-august beregnet ved hjelp av 9 stasjoner i Norge.





## NORGE

### LUFTTEMPERATUR 1870 - 1989 SEP-OKT-NOV



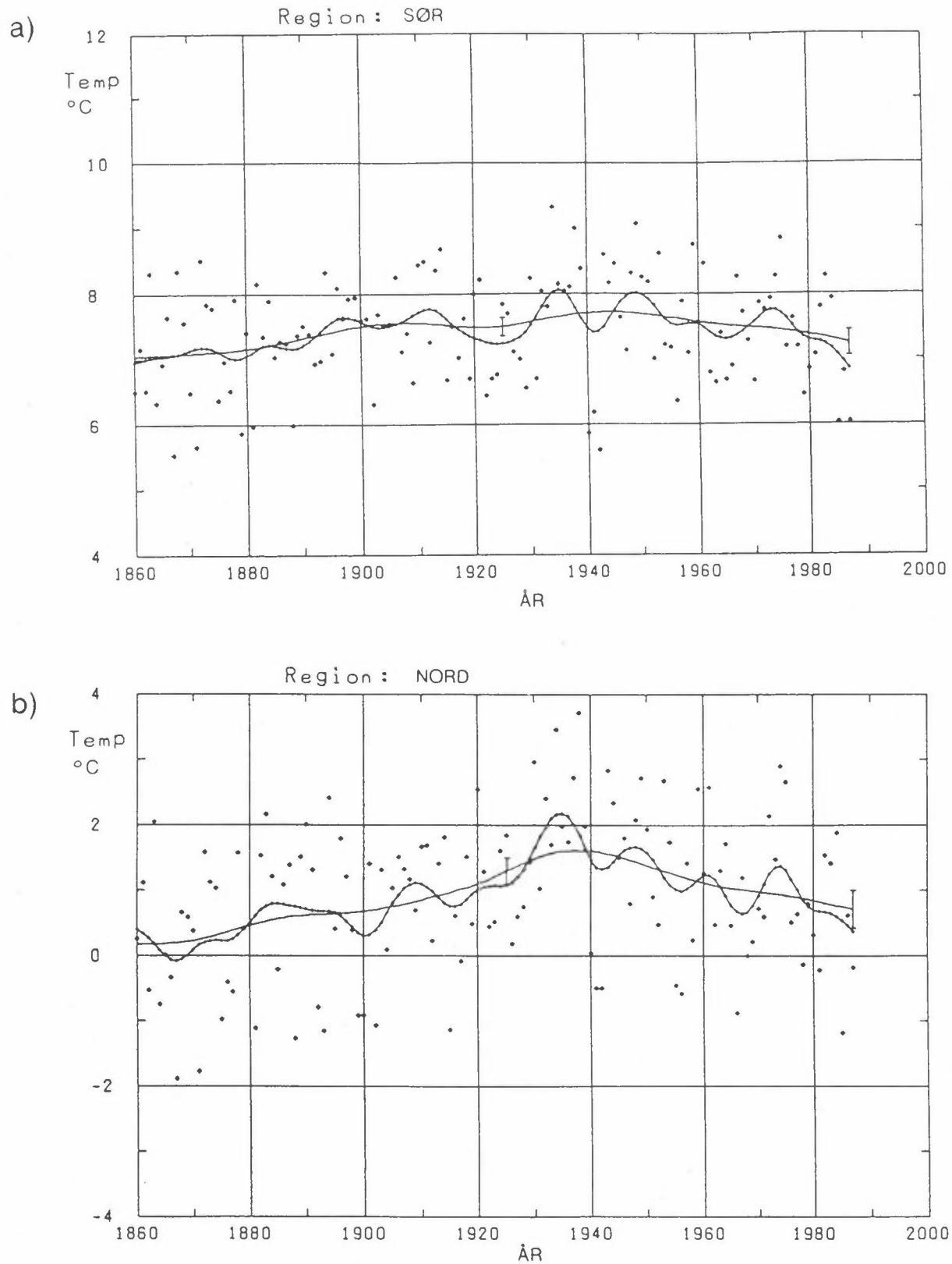
Figur 6.10: Glidende temperaturmidler for høstsesongen september-oktober-november beregnet ved hjelp av 9 stasjoner i Norge.

## Sverige

For Nord- og Sør-Sverige er det publisert landsdelsmidler for lufttemperaturen basert på 5 stasjoner i hver landsdel. Figur 6.11 viser årsmiddeltemperaturen i perioden 1860 til 1987. I stedet for glidende 10- og 30-årsmidler er det benyttet to Gauss-filtre som tilsvarer midlingsperioder 10 og 30 år. Tilsvarende beregninger er gjort for hver av de fire årstidene. Temperaturene er korrigert i henhold til resultatene av homogenitetstester.

På årsbasis viser det mest utglattende filteret temperaturøkning fra 1860 frem til midten av 1930-årene, og deretter fall i temperaturen. Økningen er på omtrent  $1.5^{\circ}\text{C}$  i Nord-Sverige, mens fallet er på ca.  $0.8^{\circ}\text{C}$ . I Sør-Sverige er både stigning og fall omtrent halvparten så store som i nord. Det minst utglattende filteret gir fluktuasjoner der maksima og minima stort sett er i fase med tilsvarende for de glidende 10-års middelverdiene på de norske stasjonene.

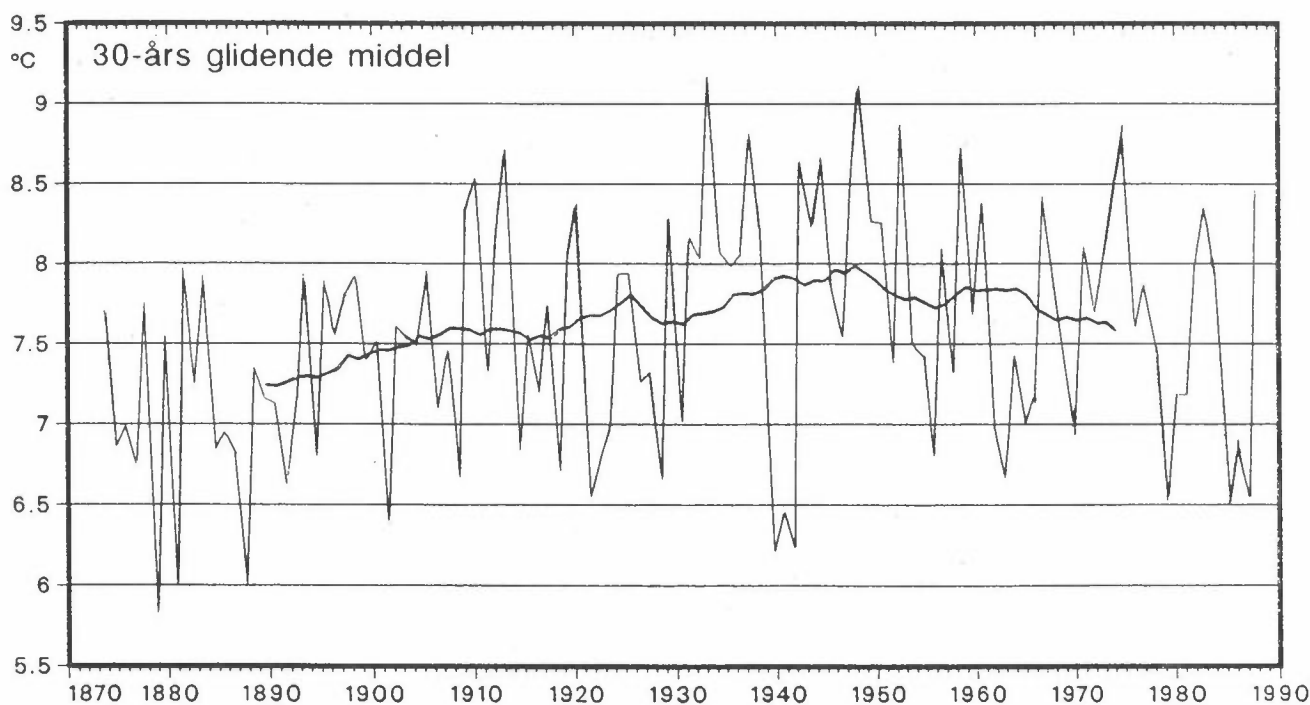
Temperaturvariasjonene i vintersesongen følger stort sett samme mønster som variasjonene i årsmiddeltemperaturen, men utslagene er større, og temperaturfallet etter maksimum er omtrent like stort som økningen før maksimum. Vårtemperaturene viser økende tendens i begge landsdeler frem til ca. 1930. Deretter har det vært små endringer i sør, mens det har vært en ytterligere oppvarming gjennom de siste dekader i nord. Oppvarmingen fra begynnelsen til slutten av tidsserien ligger noe under  $1^{\circ}\text{C}$  i Sør-Sverige og noe over  $1^{\circ}\text{C}$  i Nord-Sverige. Trenden for sommermiddeltemperaturen er noe forskjellig i de to landsdelene før 1940. Begge landsdeler viser imidlertid et maksimum omkring 1940 med påfølgende temperaturfall, og for begge landsdeler er det kun små forskjeller på temperaturnivået ved begynnelsen og slutten av tidsserien. Trenden for middeltemperaturen om høsten ligner i begge landsdelene trenden for årsmiddeltemperaturen. Høsttemperaturene holdt seg imidlertid høye fra 1940-60, hvoretter tendensen har vært avtagende. I Nord-Sverige ligger temperaturnivået i slutten av perioden nesten  $1^{\circ}\text{C}$  høyere enn tilsvarende i begynnelsen av perioden. I Sør-Sverige er netto temperaturøkning omlag halvparten så stor.



Figur 6.11: Årsmiddeltemperaturen i områder i Sverige for perioden 1860-1987. Utglattede kurver er beregnet ved to Gauss-filtre. a) Sør-Sverige, b) Nord-Sverige. (Alexandersson og Eriksson, 1989.)

### Danmark

For Danmark er det beregnet landsgjennomsnitt for årsmiddeltemperaturen og for middeltemperaturen hver måned i perioden 1874-1988. Tidsserien for årsmiddeltemperaturen er vist i figur 6.12. De glidende 30-årsmidlene viser en økning i temperaturen på ca.  $0.7^{\circ}\text{C}$  fra tidsseriens begynnelse frem til slutten av 1940-årene. Deretter er trenden stort sett fallende, og det totale temperaturfallet utgjør omtrent halvparten av forutgående temperaturøkning. Verdier fra hvert enkelt år viser likhetstrekk med stasjoner sør og sørvest i Norge, idet temperaturene rundt 1950 tildels er like høye som verdiene på 1930-tallet.



Figur 6.12: Årsmiddeltemperaturen og glidende 30-årsmidler i Danmark for perioden 1874-1988. (DMI, 1989.)

I vintermånedene viser 30-årsmidlene like stort temperaturfall etter maksimum som stigning før maksimum. Maksimumsverdiene i januar og februar forekom allerede i 1920-årene. For vårmånedene viser 30-årsmidlene stort sett temperaturøkning mot et maksimum i 1940-årene,

hvoretter tendensen har vært svakt avtagende. Netto temperaturøkning fra begynnelsen til slutten av tidsserien ligger i underkant av  $0.5^{\circ}\text{C}$ . For sommermånedene ligger 30-årsmidlene i slutten av perioden omtrent på samme nivå som i begynnelsen. Dette gjelder også september. I oktober og november har derimot temperaturen øket frem til omkring 1950 og deretter ligget på samme nivå. Netto økning i disse månedene er ca.  $1^{\circ}\text{C}$ .

### Oppsummering

Fellestrekk for alle de nordiske land er en økende tendens i årsmiddeltemperaturen frem til 1940-årene, og en avtagende tendens fra ca. 1950 til slutten av tidsserien. Temperaturøkningen ligger mellom  $0.5$  og  $1.5^{\circ}\text{C}$ , mens det påfølgende temperaturfallet er ca. halvparten så stort. Det er i alle land netto temperaturøkning om våren og høsten som bidrar mest til at temperaturnivået på årsbasis i slutten av perioden ligger høyere enn tilsvarende i begynnelsen av perioden. I Nord-Norge gir imidlertid økningen i sommertemperaturene det største bidraget.

Det største bidraget til årsmiddeltemperaturens avtagende tendens etter 1950 kommer i Norge og Sverige fra de fallende vintertemperaturene. Også sommer- og høsttemperaturene falt gjennom denne perioden, mens vårtemperaturene varierte lite. I Danmark gav fallet i sommer- og vintertemperaturene de største bidragene til den avtagende tendensen i årsmiddeltemperaturen, men der viste både vår- og høsttemperaturer også avtagende tendens.

#### 6.4.2 Nedbørvariasjoner

##### Norge

Nedbørmålinger i Norge har blitt foretatt med omtrent samme metodikk fra 1895 til i dag. I Norge er det store regionale og lokale variasjoner i nedbørmengden. Det er områder på Vestlandet som på årsbasis har midlere nedbørmengder 10 ganger større enn hva de er over enkelte

områder på Østlandet og i Finnmark. Dette avsnittet bygger på 30 bearbejdede observasjonsserier fra stasjoner som antas å være nær homogene. 11 av stasjonene ligger på Øst- og Sørlandet, 5 stasjoner ligger på Vestlandet, 6 stasjoner i Møre og Romsdal/Trøndelag, 6 i Nordland/Troms, og 2 i Finnmark. Aune (1989) kommenterer nedbørutviklingen for hver landsdel og for hver årstid, og presenterer dessuten figurer som viser utviklingen ved hver enkelt stasjon. Her foretas kun en oppsummering av en del generelle trekk, og figurer med nedbørserier er bare vist fra Enebakk, Lysebotn og Karasjok (figurene 6.13-6.15). I figurene er nedbøren vist ved hjelp av glidende 10- og 30-årsmidler for året, og for de fire sesongene. I tillegg er det en delfigur som viser glidende 5-årsmidler av differansen mellom de to sesongene som har mest nedbør.

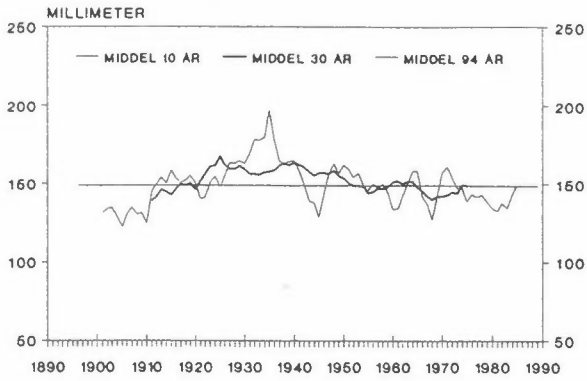
På Øst- og Sørlandet og i indre strøk av Trøndelag og Nord-Norge er det stort sett høsten og sommeren som er de mest nedbørrike årstidene. På Vestlandet og i ytre kyststrøk i Trøndelag og Nord-Norge er det høsten og vinteren som har mest nedbør. Liksom i temperaturseriene fluktuerer de glidende 10-årsmidlene omkring 30-årsmidlene. Faseforskjellene mellom landsdelene er imidlertid store. F.eks. viser de fleste Østlandsstasjonene lokale maksima omkring 1910, i 1930- og i 1960-årene, mens Vestlandsstasjonene viser minima i disse periodene.

På Sør- og Østlandet ligger de siste 30-årsmidlene i måleseriene på samme nivå som - eller noe høyere enn - tilsvarende verdier ved begynnelsen av serien. Årstidskurvene viser en generell tendens til økning i høstnedbøren. Flere stasjoner, særlig i sørlige områder, viser også en klar dreining mot mer høstnedbør i forhold til sommernedbør.

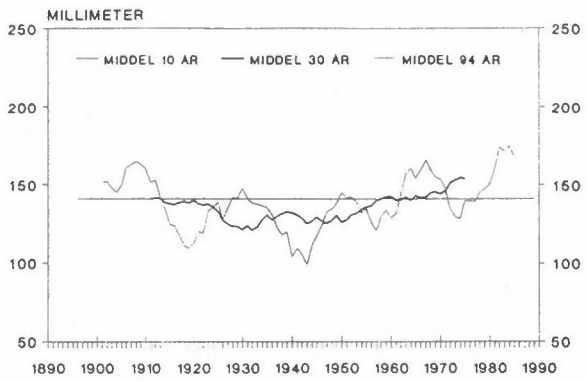
På Vestlandet ligger de siste 30-årsmidlene i seriene også på samme eller noe høyere nivå enn tilsvarende verdier i begynnelsen av seriene. 30-årsmidlene for vintersesongen viser nedgang i nedbøren frem til rundt 1960, og deretter liten variasjon eller svakt stigende tendens. For våren og sommeren viser 30-årsmidlene liten variasjon, mens det stort sett har vært en stigende tendens i høstnedbøren. Over hele Vestlandet har det vært en dreining mot mer høstnedbør i forhold til vinternedbøren.

# 0405 ENEBAKK

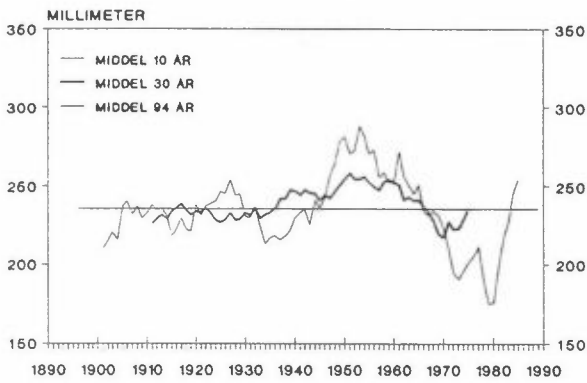
DES-JAN-FEB



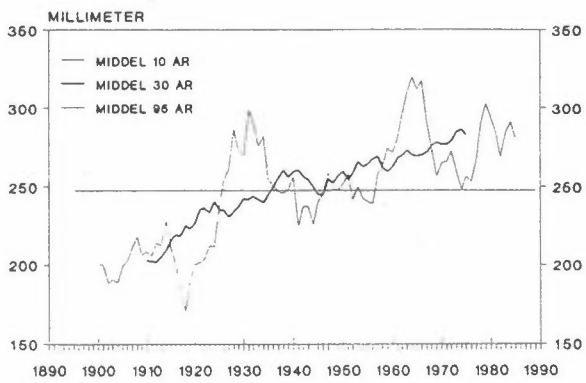
MAR-APR-MAI



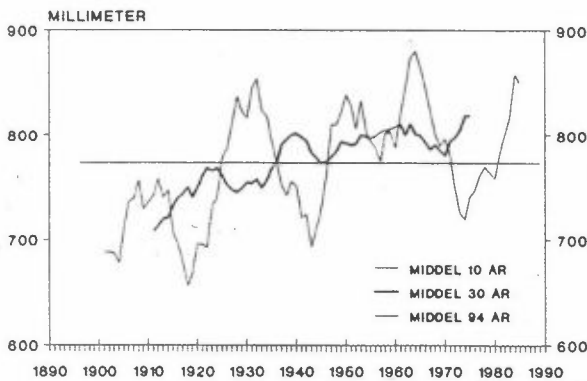
JUN-JUL-AUG



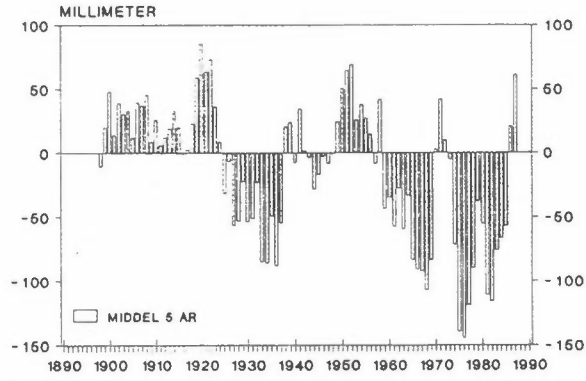
SEP-OKT-NOV



AR



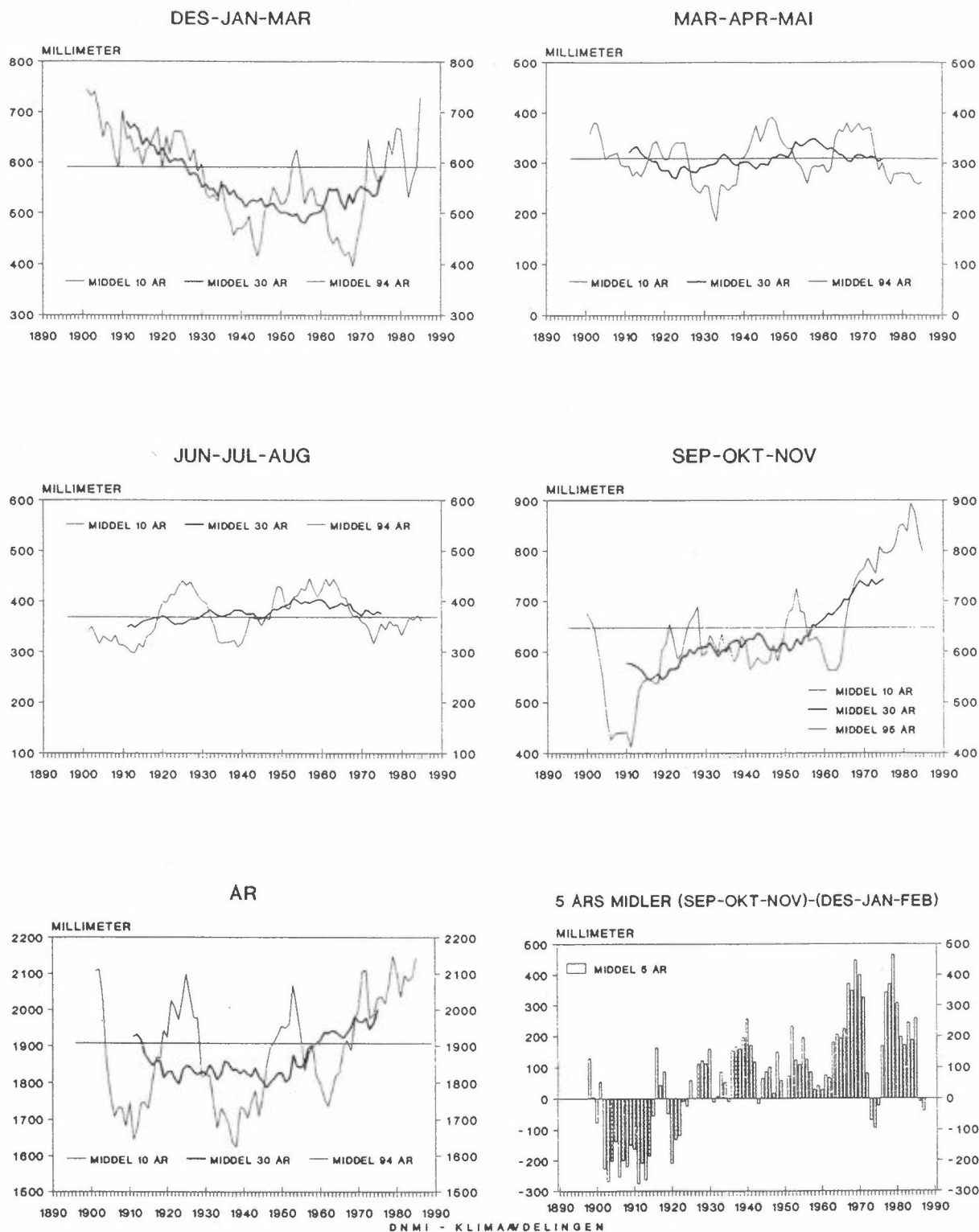
5 ÅRS MIDLER (JUN-JUL-AUG)-(SEP-OKT-NOV)



DNMI - KLIMA/DELINGEN

Figur 6.13: Glidende 10- og 30-årsmiddel for nedbør i Enebaakk.

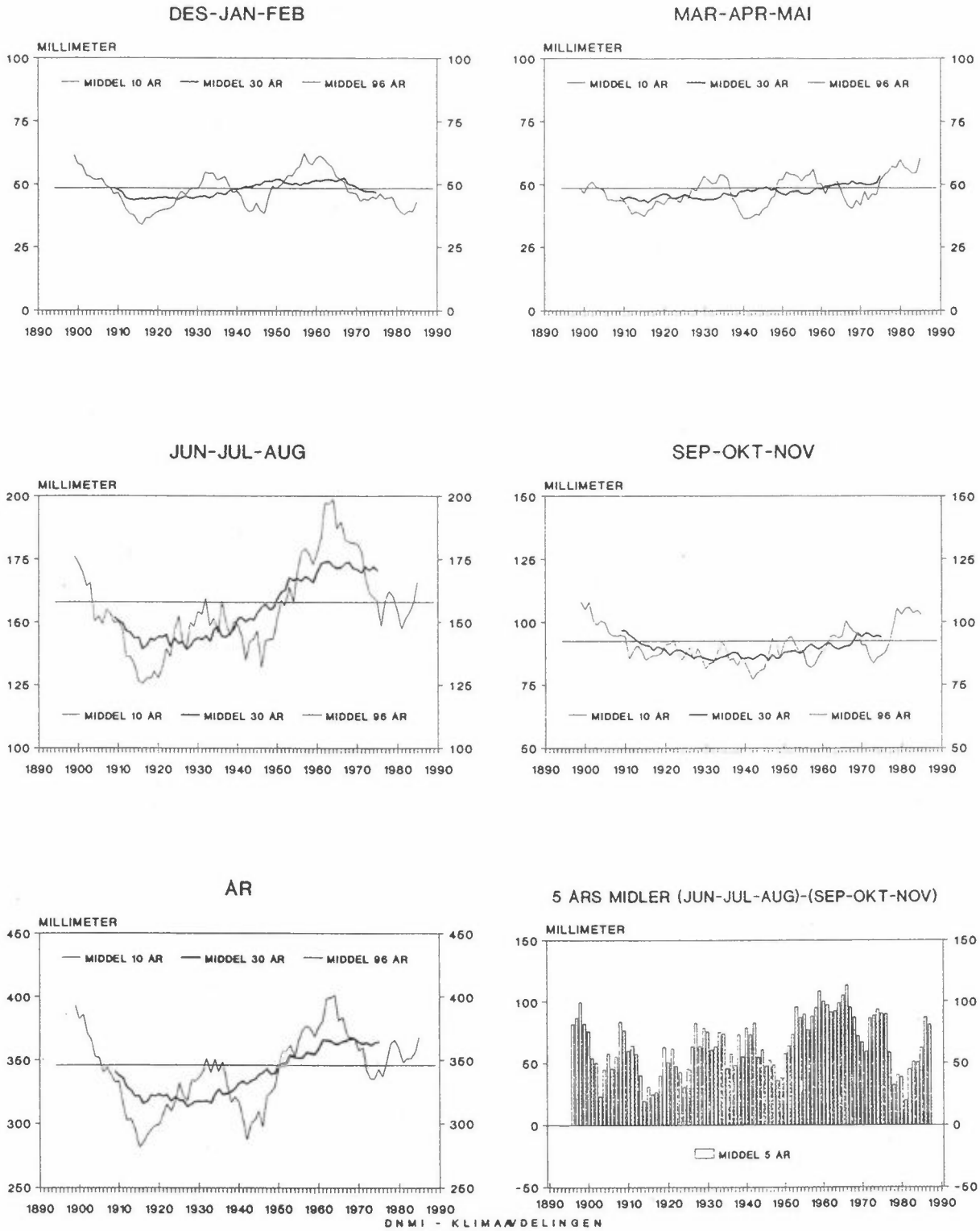
## 4535 LYSEBOTN



Figur 6.14: Glidende 10- og 30-årsmedel for nedbør i Lysebotn.



## 9725 KARASJOK



Figur 6.15: Glidende 10- og 30-årsmiddel for nedbør i Karasjok.

Møre og Trøndelagsfylkene danner en overgangssone mellom Vestlandet og Nordland. Nedbørutviklingen på Sunnmøre er meget lik utviklingen på Vestlandet, mens utviklingen i nordligste del av Trøndelag ligner utviklingen i Nordland. I Trøndelag for øvrig domineres utviklingen av årsnedbøren av et maksimum i 1940-årene, hvorefter nedbøren har avtatt. Utviklingen av årsnedbøren i Trøndelag har likhetstrekk med tilsvarende ved Stykkisholmi på Island som viser økning fra 1920 til et markant maksimum i 1940-årene, og deretter et noe mindre fall frem til 1970. (Trausti Jonsson, pers. komm.)

I Nord-Norge er det store lokale variasjoner i nedbørmønsteret. De fleste steder øker årsnedbøren fra ca. 1920 til 1970-årene, og ved de fleste stasjonene ligger 30-årsmidlene i slutten av perioden høyere enn tilsvarende verdier ved begynnelsen av perioden. Det er imidlertid ingen systematisk dreining mot mer høstnedbør.

### Sverige

Nedbørdata fra Sverige er behandlet på samme måte som svenske temperaturodata. Nedbørseriene for Sør- og Nord-Sverige er beregnet ved hjelp av data kun fra henholdsvis 3 og 4 stasjoner. Innføring av vindskjerm ved alle stasjoner i løpet av observasjonsperioden har ført til at rådataene fra år tidlig i perioden gir for lav nedbør relativt til de senere årene. En del slike homogenitetsbrudd er funnet og korrigert for, men det er fortsatt muligheter for systematiske feil i datasettet. Resultatene er derfor usikre.

For årssummer av nedbør gir det mest utglattende filteret en avtagende trend fra 1860 til 1880. Deretter er trenden økende frem til 1930-årene, hvorefter det er små endringer. Fra 1860 til 1987 er det en netto økning på 6% i Nord-Sverige og 10% i Sør-Sverige. Hele denne økningen kan være en effekt av inhomogenitet i dataene.

For vintersesongen følger utviklingen i store trekk utviklingen for året, men økningen, som er større enn på årsbasis, fortsetter til 1960. Fra minimumsverdien er økningen på ca. 20% i sør, og 40% i nord. Inntil halvparten av dette kan skyldes innføring av vindskjerm, som

har større innflytelse på snø enn på regn. Også om våren er det en tendens til økning i nedbøren gjennom perioden. Økningen er prosentvis mindre enn om vinteren, men større enn på årsbasis. Sommernedbøren følger årsnedbøren frem til omkring 1950. Deretter avtar nedbøren til et minimum i 1970-årene. Dette er særlig utpreget i Sør-Sverige, der denne minimumsverdien er den laveste i serien. Høstnedbøren i Sør-Sverige hadde et minimum omkring år 1900, men følger forøvrig årsnedbøren. I Nord-Sverige følger høstnedbøren årsnedbøren frem til 1940. Det er imidlertid et minimum litt før 1960, og deretter en signifikant økning på ca. 20%.

Både i Sør- og Nord-Sverige er det sommeren og høsten som har mest nedbør. Sommernedbøren dominerte i begge områder gjennom det meste av tidsseriene, mens nivået for sommer- og høstnedbør er omtrent like i slutten av seriene. I Sør-Sverige skyldes denne endringen vesentlig nedgang i sommernedbør etter 1940, mens det i Nord-Sverige vesentlig skyldes økning i høstnedbøren siden 1950-årene.

#### Danmark

Glidende 30-årsmidler for årsnedbøren i Danmark beregnet på grunnlag av observasjoner på fastlandet og øyene i perioden 1874-1988 viser en økende tendens i vårt århundre. Totalt ligger nedbørnivået i slutten av perioden ca. 10% over nivået i begynnelsen av perioden. Det er sommer- og høstmånedene som har størst nedbør i Danmark. For sommermånedene viser de glidende 30-årsmidlene en liten reduksjon i nedbøren fra begynnelsen til slutten av perioden. Dette skyldes vesentlig en klart avtagende tendens i augustnedbøren etter 1955. I september og oktober har det vært liten endring, mens november er den måneden som viser sterkest økende tendens, spesielt etter 1950. Totalt ligger nedbørnivået for november på slutten av perioden ca. 50% over nivået i begynnelsen av perioden. Vinteren er den årstiden som sammenlagt viser sterkest økning. Økningen ligger rundt 20%, og er fordelt over hele måleperioden. For våren ligger 30-årsmidlet nedbør i slutten av perioden ca. 15% over tilsvarende verdi i begynnelsen av perioden. Økningen foregikk stort sett før 1920 og etter 1950. Sammenligning av de to årstidene med mest nedbør viser at det har vært en dreining mot mer

høstnedbør i forhold til sommernedbør, og at dette vesentlig har skjedd etter 1950.

### Oppsummering

Totalt ser det ut til å ha vært liten endring - eller en viss økning - i nedbøren over Skandinavia i vårt århundre. Bortsett fra i norske områder nord for Møre ser det ut til å ha vært en dreining mot mer høstnedbør relativt til den av de andre sesongene som har mest nedbør, spesielt etter 1950.

#### 6.4.3 Trykkgradienter, solstråling og skydekke

Bearbeidede tidsserier av lufttrykk, antall solskinnstimer og skydekke finnes i langt mindre utstrekning enn tilsvarende for temperatur og nedbør. Dette avsnittet gir derfor ikke noe fullstendig bilde av utviklingen av de respektive variable i Skandinavia. De spredte observasjonene det henvises til bør snarere betraktes som et grunnlag for planlegging av videre arbeid med oppbygging av databaser.

Lufttrykkdifferanser mellom Sør- og Nord-Sverige i perioden 1870-1987 er behandlet på samme måte som svenske temperaturdata. Slike differanser gir et mål på sonalvindkomponenten over Skandinavia, det vil si den vindkomponenten som er parallell med breddegradene. Det mest utglattende filteret viser en nedgang i trykkdifferansen i løpet av 1930-årene, men forøvrig små variasjoner. Det minst utglattende filteret viser fluktuasjoner som i store trekk er i fase med tilsvarende temperaturfluktuasjoner. Lokalt minimum i trykkdifferansen svarer til lokalt minimum i temperaturen og omvendt. Oppdeling i årstider viser at dette gjenspeiler forholdene på vinterstid, mens det ikke er noen åpenbar likhet mellom fluktuasjoner i temperatur og trykkdifferans ved de andre årstidene.

Glidende 30-årsmidler av antall soltimer i Danmark i perioden 1920-1988 viser ubetydelige endringer for vintermånedene gjennom denne perioden. Om våren er tendensen avtagende etter høye verdier i

perioden 1935-50. 30-årsmidlene for antall soltimer i vårmånedene ligger i begynnelsen av perioden 8% høyere enn nivået i slutten av perioden. Om sommeren og høsten har det vært en nedgang på rundt 4%, vesentlig etter 1950. 30-årsmidler for antall soltimer ved Hoyvik, Færøyene, viser et fall på ca. 10% etter 1940 på årsbasis. Måleserier fra 2 stasjoner i Syd-Sverige tyder på at det også der har vært en signifikant nedgang i antall soltimer etter 1940, og skyobservasjoner fra en stasjon i Nord-Sverige tyder på en økning i midlere skydekke siden 1920 (Dahlström og Josefsson, upublisert).

Observasjoner fra Nord-Norge (Aune, pers. komm.) gir et noe annet bilde. Glidende 10-årsmidler av antall soltimer i Karasjok, Tromsø og Bodø viser et maksimum midt på 1970-tallet, hvoretter antall soltimer har avtatt til omtrent samme nivå som ved begynnelsen av 1960-tallet. Observasjoner av totalt skydekke i Karasjok viser at skydekket i vinterensesongen hadde et minimum på begynnelsen av 1900-tallet. Deretter økte det frem til et maksimum omkring 1930, og avtok så til ca. 1960. Omkring 1970 var det et markant maksimum, hvoretter skydekket igjen har avtatt. Om sommeren avtok skydekket i Karasjok frem til rundt 1930. Tendensen var så økende frem til 1950, hvoretter glidende 30-årsmidler viser liten variasjon.

#### 6.4.4 Noen aspekter ved klimavariasjonene etter 1940

Temperaturvariasjoner i et område kan skyldes endringer i transporten av varmluft inn i området som følge av endringer i den atmosfæriske sirkulasjon, eller det kan skyldes endringer i lokale strålingsforhold. Disse årsakene er ikke uavhengige, da endringer i atmosfærisk sirkulasjon også kan føre til endringer i skydekket som igjen forandrer strålingsbalansen. De observerte endringene i sirkulasjonsmønstre og strålingsforhold kan likevel gi grunnlag for noen enkle refleksjoner om årsaken til de fallende temperaturene som er registrert i Skandinavia etter 1940-årene. På grunn av det mangelfulle datagrunnlaget må refleksjonene betraktes som foreløpige, og det kan ikke trekkes noen konklusjoner før grundige undersøkelser er gjennomført.

Om sommeren vil minkende antall soltimer og økende skydekke stort sett føre til endringer i de lokale strålingsforholdene som gir lavere lufttemperatur nær bakken. I Danmark ble det registrert fallende tendens i antall soltimer om våren, sommeren og høsten. Den fallende tendensen i lufttemperaturen ved disse årstidene kan ha sammenheng med endringene i de lokale strålingsforholdene. I Nord-Norge ble det ikke funnet noen generell fallende trend i antall soltimer etter 1940. Skydekket i Karasjok har dessuten ligget på samme nivå siden 1950 på sommerstid. Tidsseriene fra Nord-Norge viste at også sommertemperaturene stort sett har holdt seg på samme nivå etter 1940 i denne landsdelen, i motsetning til trenden i Skandinavia for øvrig.

Det største bidraget til avkjølingstendensen i Skandinavia i perioden 1940-1989 skyldes fallende vintertemperaturer. Om vinteren vil minket skydekke stort sett føre til lavere lufttemperatur nær bakken. Det er imidlertid ingen indikasjoner på minkende skydekke i Skandinavia etter 1940. Selv om datagrunnlaget er meget spinkelt, er det nærliggende å anta at den fallende tendensen i vintertemperaturen ikke primært skyldes endring i de lokale strålingsforholdene.

En mulig årsak til de fallende vintertemperaturene kan være redusert sonal transport av milde, maritime luftmasser inn over Skandinavia. En undersøkelse av lufttrykkdifferansen mellom Sør- og Nord-Sverige (Alexandersson og Eriksson, 1989) tyder på at det har vært en svekkelse av sonalvinden over Skandinavia på vinterstid i den aktuelle perioden.

Sammenhengen mellom vintertemperatur og sirkulasjonsmønster er også påvist i en undersøkelse av "blokkeringssituasjoner" i Atlanterhavet (Lejenäs og Økland, 1983). Denne undersøkelsen viste bl.a. at det i perioden 1950-1979 var "blokkering" i mer enn 50% av tiden i januar i 1955, -63, -66, -70 og -79. Bortsett fra 1955 var disse vintrene blant de kaldeste i perioden i alle de Skandinaviske land.

Videre arbeid med å sammenligne data fra meteorologiske stasjoner med sirkulasjonsmønstre og "værttyper" vil sette oss bedre istand til å forstå hvilke mekanismer som er årsak til de store fluktuasjonene som preger været i Skandinavia, og utviklingen av klimaet frem til idag.

For eksempel vil det være av interesse å sammenligne sirkulasjonsmønsteret over Norge gjennom de siste milde vintrene med sirkulasjonsmønsteret i de kalde vintrene 1985-86 og 1986-87. Slike undersøkelser vil også gi grunnlag for å vurdere hvilke klimavariasjoner vi kan vente oss i fremtiden som følge av eventuelle endringer i den storstilte atmosfæriske sirkulasjonen.

## 6.5 KLIMAVARIASJONER I DEN ATLANTISKE DELEN AV ARKTIS

Det er få lange observasjonsserier med klimadata fra Arktiske stasjoner, og de fleste er ikke homogenitetstestet og korrigert. En bør derfor være særlig forsiktig med å trekke slutninger utfra slike data.

### 6.5.1 Luft- og havtemperatur

De lengste temperaturseriene fra Grønland går tilbake til 1870-årene (Frydendahl 1989, DMI 1989). De stemmer stort sett overens med temperaturserien fra Arktis (figur 6.3). Temperaturen økte fra et minimum i slutten av 1800-tallet, frem til et maksimum omkring 1930. Glidende 30-årsmidler omkring 1940 er 1 til 2°C høyere enn de er rundt 1900. Ved de fleste Grønlandske stasjonene viser ikke 5- og 10-årsmidler noe utpreget temperaturminimum i 1940-årene, og temperaturene har holdt seg relativt høye helt frem til rundt 1960. Deretter falt temperaturen på Vest-Grønland mot et minimum på begynnelsen av 1970-tallet. På Øst-Grønland falt temperaturen mot et minimum på slutten av 1960-tallet, slik at temperaturkurven der er mer i overensstemmelse med kurvene for de Skandinaviske land. Alle stasjonene viste en varm periode i slutten av 1970-årene etterfulgt av en kald periode i begynnelsen av 1980-årene.

Ved norske stasjoner i Arktis (Aune, 1989b) går temperaturseriene tilbake til ca. 1920. Temperaturen økte stort sett frem til 1930-årene og avtok deretter, i samsvar med utviklingen i Arktis forøvrig og i Skandinavia. 10-års glidende middelveidier viser temperaturmaksima i 1930-, 50- og 70-årene, og minima i 40- og 60-årene, samt rundt 1980. På Bjørnøya har det i perioden 1920-1988 vært en liten senkning av

lufttemperaturen om vinteren, mens det ikke har vært noen endring i sommertemperaturen. Målinger fra Jan Mayen og Isfjord Radio viser noe andre tendenser, og dataseriene må undersøkes nærmere før en kan trekke slutninger om temperaturutviklingen ved de forskjellige årstidene.

Tidsserier av havets overflatetemperatur rundt sydspissen av Grønland (Smed 1978) viser temperaturminimum rundt 1920, og deretter økning mot et maksimum omkring 1930. Havtemperaturene holdt seg stort sett høye til midten av 1960-tallet, og falt deretter mot et minimum rundt 1970. Tidsseriene er stort sett i overensstemmelse med en tidsserie for havets overflatetemperatur i Nord-Atlanteren nord for 35°N publisert av Parker og Folland (1986). Parker og Folland's serie viste imidlertid fallende temperaturer allerede fra slutten av 1950-årene.

#### 6.5.2 Skydekke og nedbør

Observasjoner av samlet skydekke ved stasjonene på Jan Mayen og Bjørnøya (Aune, 1989b) viser at samlet skydekke om vinteren avtok fra 1930-årene frem til omkring 1970. Deretter har det øket noe, men det er fortsatt mindre enn i 1930-årene. Om sommeren viser skyobservasjoner fra Bjørnøya at totalt skydekke har avtatt siden 1970, mens det på Jan Mayen ikke har vært noen endringer.

En homogenisert nedbørserie for perioden 1923-1988 fra Nuuk/Godthåb (Førland og Nordli, 1990) viser maksimum rundt 1940 og i 1960-årene, og minimum rundt 1950. Nedbørnivået i slutten av serien er omtrent som i begynnelsen av serien, og et Gauss-filter som tilsvarende en midlingsperiode på 30 år viser svakt økende tendens fra 1950-årene til slutten av serien. Nedbørmålinger fra Bjørnøya i perioden 1920-1988 (Aune, 1989b) viser en topp i 1930-årene og bare små endringer etter 1940.

#### 6.5.3 Drivis-konsentrasjon

Observasjoner av isforholdene i Grønlandshavet/Norskehavet og Barentshavet fra århundreskiftet (Vinje, 1989) viser store variasjoner fra år



til år i havisens utbredelse. De viser likevel en signifikant tilbakegang av utbredelsen ved slutten av smeltesesongen i løpet av vårt århundre. Isarealet i august i Barentshavet avtok med ca. 50% fra perioden 1898-1922 til 1911-1956. Dette tilsvarer en årlig reduksjon på over 2%. Reduksjonen har fortsatt frem til 1980, men ikke så raskt. I Grønlandshavet har det vært en reduksjon på ca. 0.8% pr. år i perioden 1930-1970.

Vi har meget gode observasjoner av driviskonsentrasjonene i Arktis siden 1966 (Vinje, 1989). I gjennomsnitt har det vært en reduksjon i Barentshavet på ca. 0.8% pr. år i denne perioden. Reduksjonen skyldes vesentlig lave iskonsentrasjoner i smeltesesongen (mai-oktober), mens det ikke har vært noen signifikant nedgang i isens utbredelse i frysesesongen (september-april). Studier av fluktuasjoner i havisens utbredelse i hele Arktis i perioden 1953-1977 indikerer imidlertid en økning i isarealet gjennom denne perioden. Undersøkelser viser at anomalier i isutbredelsen i Atlanterhavssektoren av Arktis ofte korresponderer med anomalier med motsatt fortegn i Arktis for øvrig.

## 6.6 SAMMENDRAG

Temperaturserier viser at det i løpet av de siste 100 år har foregått en økning i den globale middeltemperaturen på ca. 0.5°C. Det er uvisst om temperaturøkningen skyldes økning i atmosfærens drivhuspotensiale, eller om den har andre årsaker. Temperaturøkningen har vesentlig foregått i periodene før 1940 og etter 1970. På nordhalvkulen var det en markant oppvarming fra 1920 til 1940. Deretter var det en avtagende tendens i temperaturen frem til 1970. Både oppvarmingen og avkjølingen var størst på høye breddegrader, der oppvarmingen etter 1970 ikke har bragt temperaturene opp til det nivået som var omkring 1940. På sydhalkulen var temperaturøkningen før 1940 mindre og mer gradvis enn på nordhalvkulen, og det var ingen avkjøling mellom 1940 og 1970. Oppvarmingen etter 1970 ser ut til å ha vært mer likelig fordelt mellom breddegradene enn oppvarmingen før 1940. Det er likevel store regionale forskjeller. Blant annet er det indikasjoner på at

Skandinavia og Nord-Atlanteren ligger i et område der temperatur-trenden har vært fallende i denne perioden.

Temperaturserier fra Skandinavia og den Atlantiske delen av Arktis viser økende trend frem til omkring 1940 og deretter fallende trend, i overenstemmelse med ovenstående. Temperaturfallet etter 1940 har vært omlag halvparten så stort som økningen før 1940, og utslagene har vært størst i Arktis og i nordlige deler av Skandinavia. I Skandinavia har stort sett økende høst- og vårtemperaturer bidratt mest til temperaturøkningen, mens fallende vintertemperaturer har gitt det største bidraget til temperaturfallet etter 1940.

Det ser ut til å ha vært små endringer i 30-årsmidlet nedbør over Skandinavia gjennom de siste 100 år. Høsten er over hele Skandinavia en av de to årstidene som er mest nedbørrike. Over store deler av Skandinavia har det vært en dreining mot mer høstnedbør relativt til den av de andre årstidene som har mest nedbør.

Endringer og fluktuasjoner i sirkulasjonsmønstrene i atmosfæren er av vesentlig betydning for klimaet på regional skala. Oppbygging av relevante databaser er derfor en viktig forutsetning for studier av årsakene til klimaendringer og klimafluktuasjoner i Skandinavia.

## 6.7 REFERANSER

Alexandersson, H. og Eriksson, B. (1989) Climate fluctuations in Sweden 1860-1987. SMHI reports, nr 58.

Aune, B. (1989) Lufttemperatur og nedbør i Norge. Utvikling i løpet av tiden med instrumentelle målinger. Det norske meteorologiske institutt, rapport nr. 26/89.

Aune, B. (1989b) Klimaendringer i Norge og norsk Arktis gjennom de siste 100 år. Norsk Polarinst. rapportserie, 53.

- Danmarks Meteorologiske Institutt (1989) Danmarks klima 1988.  
ISBN 87-7478-288-6.
- Folland, C.K., Parker, D.E. og Kates, F.E. (1984) Worldwide marine temperature fluctuations, 1856-1981. *Nature* 310, 670-673.
- Frydendahl, K. (1989) Global og regional temperaturudvikling siden 1850. Danish meteorological institute scientific report 89-6.
- Førland, E.J. og Nordli, P.Ø. (1990) Homogenisering av nedbørdata fra Godthåb (Nuuk). DNMI-rapport 01/90.
- Hansen, J. og Lebedeff, S. (1987) Global trends of measured surface air temperature. *Journ. Geophys. Res.*, 92, no. D11, 13345-13372.
- Jones, P.D., Wigley, T.M.L. og Wright, P.B. (1986) Global temperature variations, 1861-1984. *Nature* 322, 430-434.
- Jones, P.D. (1988) Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987. *Journal of Climate*, 1, 654-660.
- Jones, P.D., Wigley, T.M.L., Folland, C.K. og Parker, D.E. (1988) Spatial patterns in recent worldwide temperature trends. *Climate monitor* 16, 175-185.
- Jones, P.D., Kelly, P.M., Goodess, C.M., og Karl, T. (1989) The effect of urban warming on the northern hemisphere temperature average. *Journal of climate*, 2, 285-290.
- Karoly, D.J. (1987) Southern hemisphere temperature trends: a possible greenhouse effect? *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1139-1141.
- Karoly, D.J. (1989) Northern hemisphere temperature trends: a possible greenhouse effect? *Geophys. Res. Lett.*, 16, 465-468.
- Kondratyev, K.Ya. (1983) Volcanoes and climate. WCP-54, WMO/TD - No. 166.
- Lejenäs, H. og Økland, H. (1983) Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from long time series of observational data. *Tellus*, 35A, 320-362.

- Newell, N.E., Newell, R.E., Hsiung, J. og Zhongxiang, W. (1989) Global marine temperature variations and the solar magnetic cycle. *Geoph. Res. Lett.*, 16, 311-314.
- Oort, A.H, Pan, Y.H., Reynolds, R.W. og Ropelewski, C.F. (1987) Historical trends in the surface temperature over the oceans based on the COADS. *Climate dynamics*, 2, 29- 38.
- Parker, D.E. og Folland, C.K. (1986) The nature of climatic variability. *Met.O.982, The Meteorol. Magazine*, 117, No. 1392.
- Pearce, F. (1989) "Blowing hot and cold in the greenhouse". *New Scientist*, 11/2-89, 32-33.
- Smed, J. (1978) Fluctuations of the temperature of the surface water in the areas of the northern North Atlantic 1876-1975. *Proceedings of the Nordic Symposium on Climatic Change and Related Problems, Danmarks Met. Inst., Climat- ological Papers No. 4*, 27-34.
- Vinje, T. (1989) Variasjoner i havisens utbredelse i Barentshavet/ Grønlandshavet. *Norsk Polarinst. rapportserie*, 53.
- Wigley, M.L. og Jones, P.D. (1988) Do large-area-average temperature have an urban warming bias? *Climatic change*, 12, 313-319.
- Wood, F.B. (1988) Comment: On the need for validation of the Jones et al. temperature trends with respect to urban warming. *Climatic change*, 12, 297-312.

## 7 KLIMAMODELLER OG RESULTATER

Kaare Pedersen, Universitetet i Oslo

Geir O. Braathen, NILU

### 7.1 INNLEDNING

I de fleste grener av naturvitenskapen er det mulig å foreta direkte eksperimenter på de objekter man vil studere, som f.eks. innenfor de fleste områder av fysikk og kjemi. Man kan forandre variable og gjenta eksperimentet. Men, i en del andre grener av vitenskapen er dette ikke mulig. Klimaforskeren kan ikke eksperimentere med jordens atmosfære for å se hvordan den reagerer på endringer i f.eks. konsentrasjonen av klimagasser. For studier av jordens klimautvikling har man to muligheter:

- 1) Å observere klimaets oppførsel og prøve å forstå de prosesser som er involvert ved å betrakte tidligere tiders klima og ved anvendelse av kjente naturlover.
- 2) Å bruke et surrogat for eksperimenter.

Det dreier seg her om å bestemme atmosfærens oppførsel som en funksjon av konsentrasjonen av sporstoffer som aldri før har eksistert i atmosfæren (klorfluorkarboner), eller som aldri før har forekommet i så høye konsentrasjoner (metan og  $N_2O$ ), eller som sist fantes i like høye konsentrasjoner for mer enn en million år siden ( $CO_2$ ).

Vi kjenner lite til klimaet i jordens fjerne fortid, men klimafluktasjoner i den nære fortid (de siste noen hundre tusen år) kan gi en pekepinn om hva slags forandringer som er mulige. Men disse sammenligningene vil være av begrenset verdi for å forutsi noe om fremtidens klima, siden vi nå er ferd med å forandre atmosfærens sammensetning i den grad at dens drivhuspotensiale er høyere enn noensinne de siste en million år. For å kunne si noe om fremtidens klima er det derfor nødvendig å foreta modellberegninger. På grunn av størrelsen og

kompleksiteten av klimasystemet er numerisk modellering den eneste muligheten for å kunne foreta realistiske simuleringer.

## 7.2 DE FORSKJELLIGE TYPER AV KLIMAMODELLER

De enkleste modellene beregner kun gjennomsnittstemperaturen i luften ved jordoverflaten og antar at denne kun avhenger av strålingsbudjetet ved jordoverflaten eller på toppen av atmosfæren. Disse modellene kalles energibalansmodeller (EBM). Det er to typer av slike modeller: modeller som betrakter energibalansen ved 1) jordoverflaten (SEBM) og 2) på toppen av atmosfæren (PEBM). Slike beregninger ble foretatt allerede i 1930-årene, og i tabell 7.1 vises resultatet av noen slike beregninger. Den beregnede temperaturøkning er under forutsetning av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Som vi ser er det store sprik i verdiene, men de forutsier alle en temperaturøkning.

Tabell 7.1: Forandring i global middeltemperatur som en følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Beregnet ved hjelp av energibalansmodeller.

Studium*	Modeller	ΔTs (°C)
Callendar (1938)	SEBM	1,3
Møller (1963)	SEBM	9,6
Newell og Dopplück (1979)	SEBM	0,24
Rasool og Schneider (1971)	PEBM	0,6
Ramanathan et al. (1979)	PEBM	3,3

\*Se Schlesinger (1986) for referansene ovenfor.

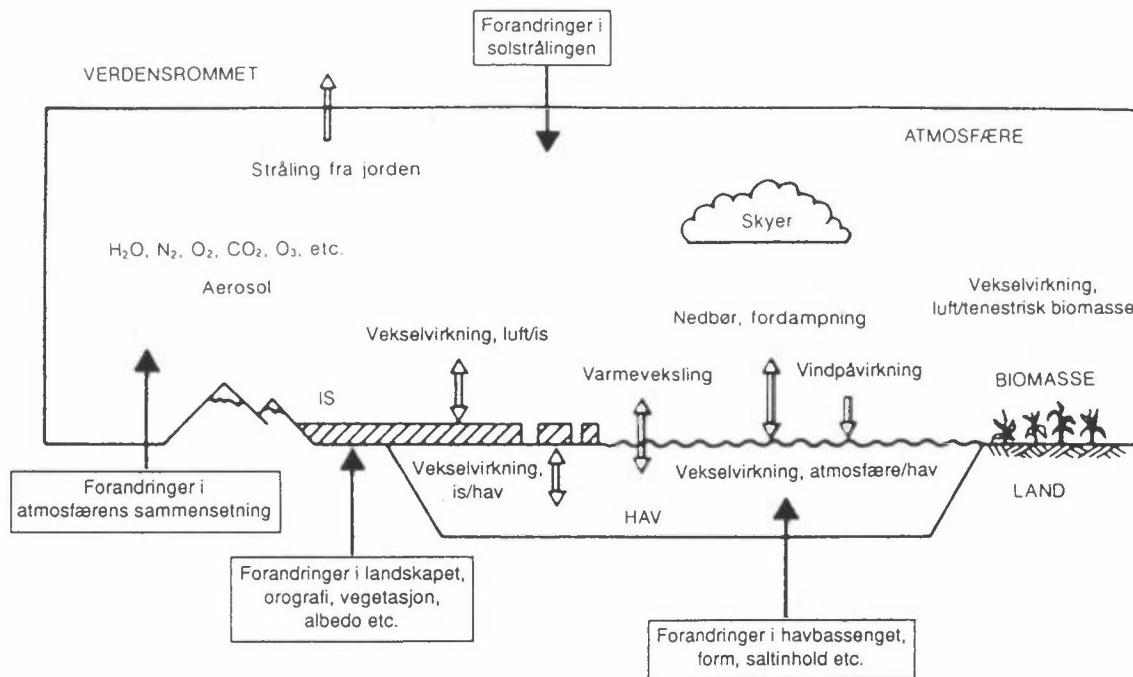
En annen type modell går et skritt videre ved også å betrakte vertikale bevegelser i atmosfæren (konveksjon) som oppstår på grunn av tetthetsforskjeller. Disse modellene kalles for strålingskonvektive modeller (på engelsk: "radiative-convective models") eller RCM. Resultater for en del slike beregninger der man antar en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen er vist i tabell 7.2. Disse resultatene viser mindre sprik enn for EBM-modellene, og de grupperer seg rundt en økning på 2°C.

Tabell 7.2: Forventet økning i global middeltemperatur etter en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen beregnet ved hjelp av "radiative convective" modeller.

Studium*	$\Delta T_s$ (°C)
Manabe og Wetherald (1967)	1,33-2,92
Manabe (1971)	1,9
Augustsson og Ramanathan (1977)	1,98-3,2
Rowntree og Walker (1978)	0,78-2,76
Hunt og Wells (1979)	1,82-2,2
Wang og Stone (1980)	2,00-4,20
Charlock (1981)	1,58-2,25
Hansen et al. (1981)	1,22-3,50
Hummel og Kuhn (1981a)	0,79-1,94
Hummel og Kuhn (1981b)	0,8 -1,20
Hummel og Reck (1981)	1,71-2,05
Hunt (1981)	0,69-1,82
Wang et al. (1981)	1,47-2,80
Hummel (1982)	1,29-1,83
Lindzen et al. (1982)	1,46-1,93
Lal og Ramanathan (1984)	1,8 -2,40
Sommerville og Remer (1984)	0,48-1,74

\*Se Schlesinger (1986) for referansene ovenfor.

For å foreta en pålitelig forutsigelse og for å få en god forståelse av effekten av endringer i klimagassenes konsentrasjon er det nødvendig med en modell som beskriver atmosfærens tredimensjonale struktur og oppførsel og dens variasjon med tiden. Siden atmosfæren vekselvirker med jordoverflaten og havoverflaten, må prosesser som involverer disse også inkluderes i modellen. Forandringer i oppvarmings- og avkjølingsmønsteret i atmosfæren påvirker alle de andre klimaelementene, som nedbør, skydekke, hyppighet av tropiske sykloner, første og siste frostdag, utbredelse av havis osv. For å få til en fullstendig beskrivelse av disse fenomenene må man betrakte hele jordkloden fra overflaten til godt opp i stratosfæren, og alle viktige prosesser som påvirker det totale jord-atmosfære-system bør inkluderes. I figur 7.1 er beskrevet noen av disse vekselvirkningene. Generelle sirkulasjonsmodeller (GCM) er laget for å tilfredsstillere kravene nevnt ovenfor.



Figur 7.1: Skjematisk illustrasjon av jordens klimasystem, med noen eksempler på fysiske prosesser av betydning for klimaet (fra Gates, 1979).

### 7.3 GENERELLE SIRKULASJONSMODELLER (GCM)

#### 7.3.1 Kortfattet beskrivelse av generelle sirkulasjonsmodeller

Jordens klima er bestemt av et komplisert samspill mellom fysiske prosesser i luft, hav og på landjorden. Ved flere meteorologiske forskningssentra, især i USA og Storbritannia, er det utviklet matematiske klimamodeller som søker å simulere disse prosesser ved numeriske beregninger. Eksperimenter med slike modeller er det beste grunnlag vi har for å bedømme mulige endringer i fremtidens klima.

De klimamodeller vi her skal diskutere, GCM (General Circulation Models), er svært lik de vanlige numeriske værvarslingsmodeller som varsler været 5-10 dager fram i tiden. Men for å kunne beregne klimaendringer 50 år eller mer fram i tiden må informasjonsmengden på grunn av regnetiden reduseres. Dette gjøres ved å bruke færre lag i vertikalen og grovere beskrivelse/oppløsning i horisontalen.

Generelle sirkulasjonsmodeller er karakterisert ved at de ser på jordens atmosfære som et tredimensjonalt system. Det vil si at



resultatene presenteres som en funksjon av lengdegrad, breddegrad og høyde over havet. Disse modellene er blitt utviklet over to tiår og er blant de mest sofistikerte som er i bruk i geofysiske disipliner i dag. I disse modellene blir jordoverflaten delt inn i mellom 800 og 11 000 rektangler eller såkalte gridceller. Atmosfæren over hvert gridpunkt deles inn i mellom 5 og 15 lag.

Strømmen av gasser fra en av disse cellene inn i naboceller beregnes ved hjelp av termodynamiske og hydrodynamiske lover som inkluderer gasslovene og bevaring av energi, masse og bevegelsesmengde. Ligninger som beskriver hvordan elektromagnetisk stråling forplanter seg gjennom et heterogent gassmedium, relaterer innkommende stråling til den stråling som når jordens overflate. Refleksjonsevnen til de forskjellige typer av overflate, som snø, is, hav, skyer og forskjellige typer av landjord er tatt med i modellene.

Man bruker superdatamaskiner for å løse ligninger som beregner vind, temperatur, solstråling, relativ fuktighet og nedbør i hvert gridpunkt på jordoverflaten. Skydekket blir antatt å være uniformt for hvert gridpunkt og blir beregnet ut fra temperatur og relativ fuktighet. For å forutsi resultatet av en økning i atmosfærens drivhuspotensial som svarer til en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet, blir innholdet av CO<sub>2</sub> og andre klimagasser øket i modellen. Dette forårsaker en økning i jordens overflatetemperatur og forandrer skydekke, vind og nedbørsmønster.

Modellene regner seg fremover i tidsskritt à ca. 10 minutter. Resultatene for de forskjellige variablene blir inngangsdata til neste tidskritt osv. På denne måten arbeider man seg fremover i tid fra 3 til 100 år. Et visst antall av disse årene brukes så til å beregne årsmidler, årstidsmidler, månedsmidler osv.

På grunn av den dårlige romlige oppløsningen er det en rekke prosesser av betydning for klimaet dagens GCM'er ikke kan beregne. De fysiske prosesser i klimasystemet foregår på skalaer over 14 størrelsesordner fra planetær skala (10<sup>7</sup> m) til f.eks. dråpedannelse i skyer (10<sup>-7</sup> m). Dagens sirkulasjonsmodeller arbeider over skalaer på ca. 2 størrelsesordner, så det sier seg selv at det i lang tid fremover ikke vil bli aktuelt å direkte beregne fenomener på alle størrelsesskalaer.

Effekten av disse sub-grid-skala-prosessene kan imidlertid inkorporeres i modellene ved å relatere dem til variable som er oppløst i den skala modellene arbeider ved. En slik relasjon kalles en parametrisering, og er basert på både observasjoner og teoretiske studier. Eksempler på parametriserte prosesser er skydannelse, dannelse og smelting av snø, transmisjon av stråling fra solen og jorden etc.

Det er især fire forskningssentra som er langt fremme i denne forskning: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) i Princeton, New Jersey; National Center for Atmospheric Research (NCAR) i Boulder, Colorado; Goddard Institute for Space Studies (GISS), Maryland, og Meteorological Office (MO), Bracknell, UK (UKMO). Vi skal senere sammenligne resultater fra disse modellene.

Med disse GCM modellene kan man beregne den klimatrend som en gitt endring i atmosfærens sammensetning vil medføre. Man kan også vurdere effekten av de forskjellige fysiske prosesser som er med og bestemmer klimaendringene.

Svakheten ved dagens GCM modeller er særlig behandlingen av havet, beregningen av skyer og deres virkning på strålingsbalansen og den grove oppløsningen i rommet som har vært brukt. Vi vil i det følgende omtale disse svakheter.

### 7.3.2 Dagens klima

For å kunne brukes til å beregne klimaendringer bør modellene kunne gi dagens klima. Med klima mener vi her ikke bare den globale årsmiddeltemperatur ved bakken, men en beskrivelse av termodynamisk tilstand og bevegelsestilstand i både atmosfære og hav.

Først fra år 1958 har vi en brukbar beskrivelse av vind og temperatur i luftlagene både over den nordlige og sørlige halvkule. Dette år er derfor år null for de GCM modeller (ikke-likevektsmodeller) som beskriver den gradvise (transient) endring av klimaet (Hansen et al., 1988; Stouffer et al., 1989).

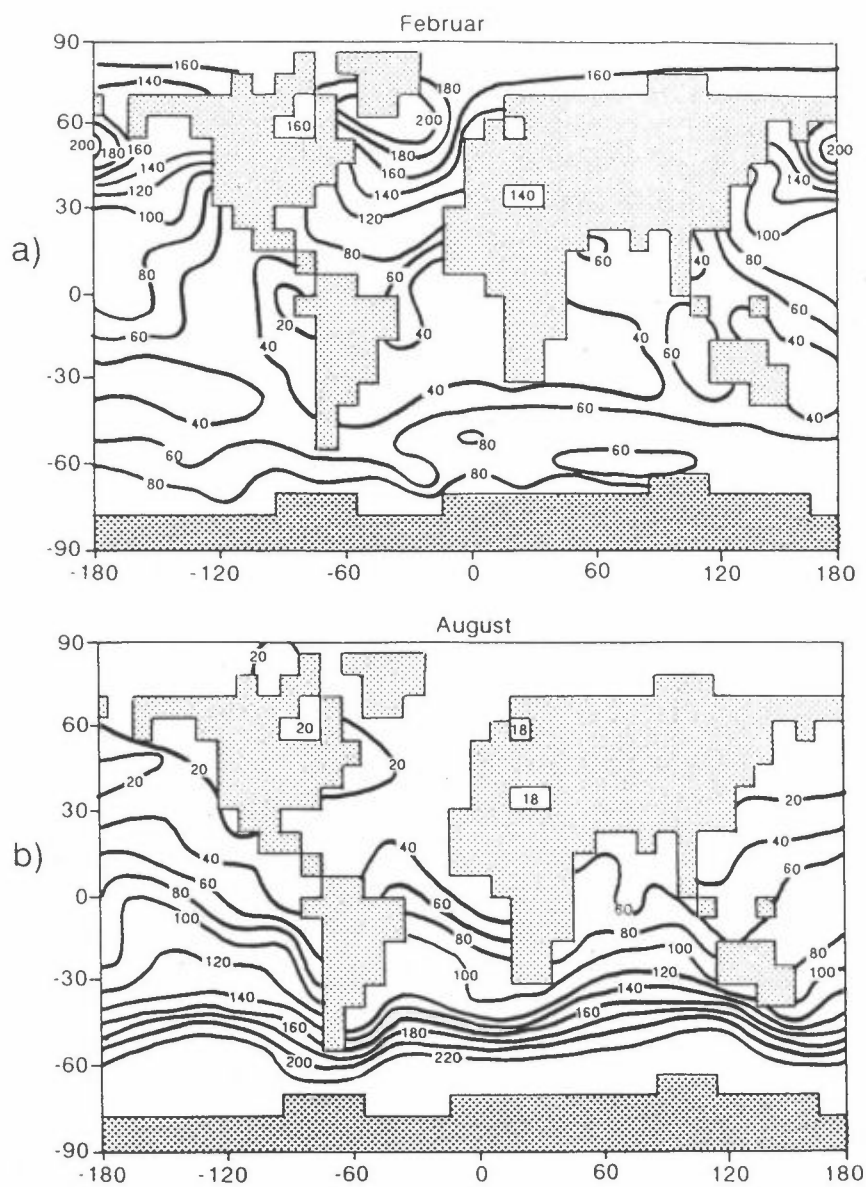
Havets klima er dårlig kjent. Vi kjenner overflatetemperaturen og temperaturen i de øverste 300 m, og vi har et noenlunde kjennskap til temperaturfordelingen i de dypere lag, men havstrømmens transport av varme og den vertikale utveksling med dyphavet er ikke kartlagt ved målinger slik som i atmosfæren. Kjennskapet til havstrømmens varme-transport (f.eks. Golfstrømmens betydning) får vi på en indirekte måte. Da dette er et essensielt punkt i bedømmelsen av GCMenes pålitelighet vil vi gå nærmere inn i denne metodikken.

Målinger viser at den årlige temperaturgang i havet begrenses vesentlig til det øverste såkalt blandingslaget (mixed layer). Tykkelsen av dette blandingslaget varierer fra sted til sted og med årstiden (se figur 7.2).

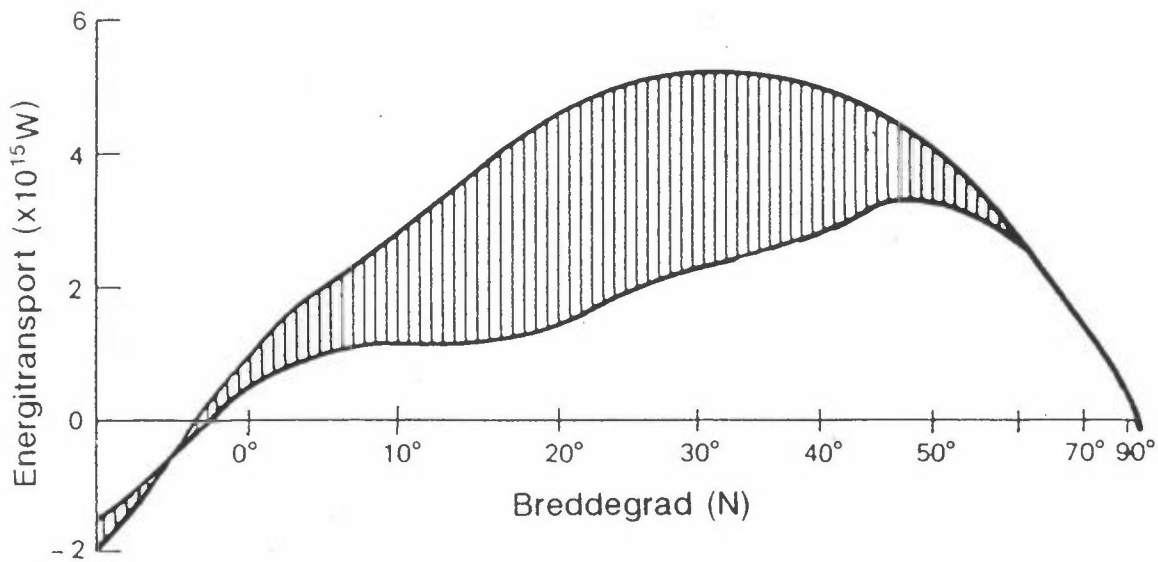
Hsiung et al. (1989) har benyttet målinger av temperaturendringene over året i en 300 m dyp havsøyle. De har også beregnet varmemestrømmen fra atmosfæren inn i havsøylen. Dersom denne varmemestrøm ikke tilsvarer den observerte temperaturendring i søylen må havstrømmen tilføre havsøylen den manglende varme.

Man har et visst estimat av varmemestrømmen i havet gjennom  $60^{\circ}\text{N}$ . Ved hjelp av den metode som her er skissert finner man så varmemestrøm over andre bredder. Best er denne strømmen kjent for den nordlige halvkule. Den sonalt midlede varmemestrøm (midlet over alle lengdegrader) er vist i figur 7.3. Den skraverte del er transport av varme i havet. Den uskraverte del er transporten av varme i atmosfæren. Vi ser at transporten går nordover helt fra ekvator.

Transporten i havet dominerer sør for  $35^{\circ}\text{N}$ . Uten disse transporter ville polområdet ha vært et enda kaldere sted. Å beregne denne varme-transport blir så en test for klimamodellene. Men hittil (mars 1990) har bare to (2) modeller med ellers realistiske antakelser forsøkt å beregne denne transport NCAR 1989 og GFDL 1989. De andre modeller har enten satt havtransporten lik null eller bevart den ved dagens verdi. Vi skal se nærmere på hvordan klimamodellene behandler dette problem.



Figur 7.2: Blandingslagets tykkelse a) februar, b) august. (Fra Russel et al., 1985.)



Figur 7.3: Sonalt midlet varmestrøm i havet og i atmosfæren. (Fra Vonder Haar og Oort, 1973.)

### 7.3.3 Atmosfæremodellenes tilknytning til havet

Den årlige temperaturgang i havet synes som nevnt å være begrenset til det øvre blandingslag. Også transporten av varme er i det vesentlige begrenset til dette lag. Da en full kobling av atmosfæremodeller (AGCM) og havmodeller (OGCM) viste seg å være svært vanskelig, ble det anvendt sterkt forenklede antagelser av havets rolle. i) All temperaturendring i havet ble lagt til blandingslaget. ii) Videre ble dette blandingslaget tillagt en fast tykkelse, vanligvis 50 m, iii) Varmetransporten i blandingslaget ble enten satt null eller ble beholdt ved dagens verdi. Av de kjente klimamodeller som har benyttet disse antagelser er: NCAR 1984, GFDL 1988, GISS 1984 og UKMO 1987, 1989a, 1989b.

GISS 1988 benyttet et blandingslag som varierte i sted og tid som observert, men med varmetransporten som gitt ved dagens verdi.

Bare to forskningssentra har hittil lyktes i å lage en klimamodell med koblet atmosfære og hav; National Center of Atmospheric Research NCAR (1989) og Geophysical Fluid Dynamic Laboratory GFDL (1989), begge i

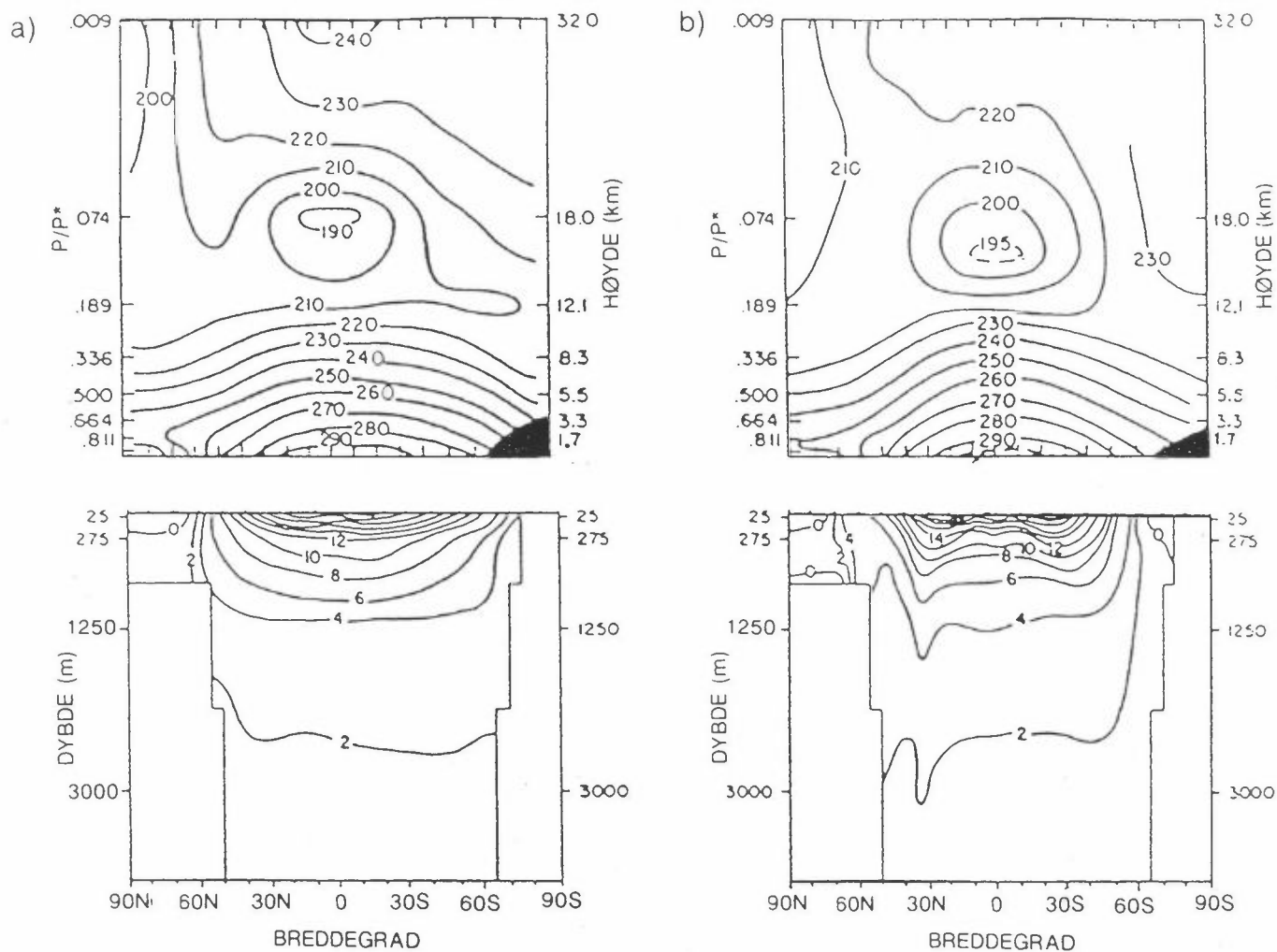
USA. Vi vil vesentlig vurdere resultatene fra disse to klimamodeller. Det betyr ikke at eksperimentene med alle de tidligere klimamodeller er unyttige, men de er ikke "ordentlige" klimamodeller. Ledsaget av endringer i atmosfærens sirkulasjonsmønster kan man nemlig vente endringer også i havets sirkulasjonsmønster.

#### 7.3.4 Kontrollklima

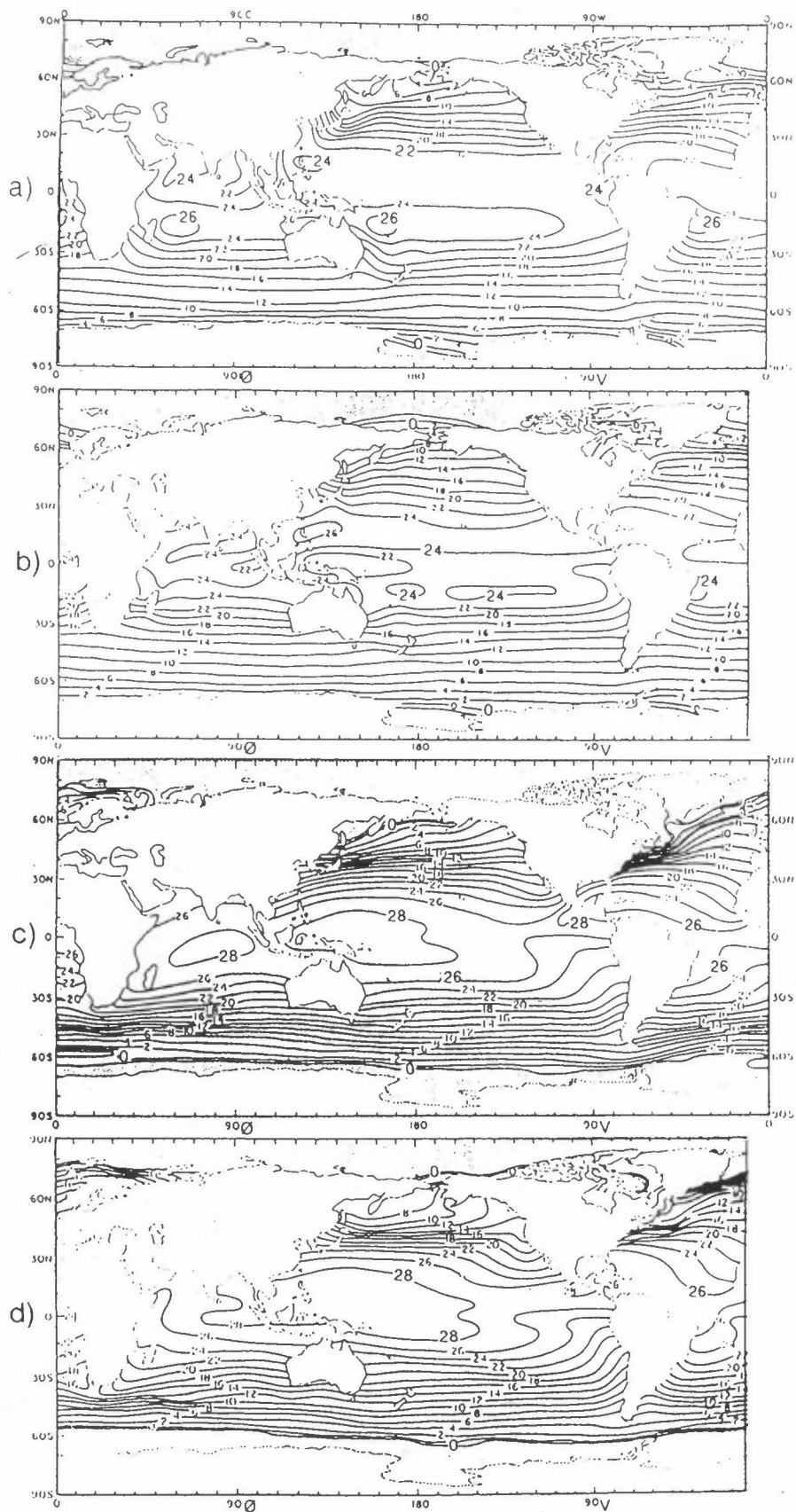
Modellene for atmosfæren (AGCM) kan testes ved at når dagens havoverflatetemperatur er gitt skal modellene gi dagens atmosfæreklima. Først fra 1984 lyktes modellene i å gi en tilfredsstillende gjengivelse av dagens klima. Disse testene ble foretatt bare for januar og juli og med en fin oppløsning i rommet. Den grovere oppløsning som er i bruk i klimatrendmodellene gir en markert feil i vind og temperatur ved overgangen mellom troposfære og stratosfære (i ca. 15 km's høyde). Observasjonene viser et klart skille mellom et vindmaximum i troposfæren (troposfærisk jetstrøm) og et vindmaximum i stratosfæren (stratosfærisk jetstrøm). Dette skillet får dagens klimamodeller dårlig til. Temperaturen i disse høydene blir også feil og det kan få betydning for den langbølgete utstråling til rommet. Hvilken vei denne feilen slår ut er vanskelig å bedømme før de nye modeller med bedre oppløsning kommer.

For modellene med gitt varmetransport i havet er det forholdsvis lett å få til et akseptabelt dagens klima.

For vurdering av NCAR (1989) modellens kontrollklima viser vi til figurene 7.4 og 7.5. Vi ser at grovt sett er det en bra overensstemmelse mellom observert og beregnet temperatur. Men der er betydelig feil i overflatetemperaturen i havet (se figur 7.5) i tropiske områder. Her er overflaten 4° for kald. Dette medfører en underestimert av virkninger av en endring i drivhuseffekten. Vi tar dette opp i avsnitt 7. GFDL (1989) modellen har ikke publisert sitt kontrollklima ennå.



Figur 7.4: Sonalt midlet temperatur i atmosfære og hav. a) Vinter (DJF) beregnet (NCAR modellen), Washington og Meehl, 1989. b) Vinter observert atmosfæretemperatur, Newell et al., 1972; observert havtemperatur, Levitus, 1982.



Figur 7.5: Beregnet og observert temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) i havoverflaten og grensen for havis. a og b for vinter (DJF), c og d for sommer (JJA). Beregnet temperatur fra Washington og Meehl, 1989, NCAR modellen. Observert temperatur fra Alexander og Morley, 1976.



I tabell 7.3 er ført opp temperaturøkning beregnet med GCM-modeller som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Disse verdiene ligger rundt +3°C, og er altså noe større enn for EBM og RCM-modellene. De siste beregningene viser imidlertid temperaturøkninger på mindre enn 2°C, og dette skyldes bedre beskrivelse av skyer og av vekselvirkningen mellom atmosfære og hav.

Tabell 7.3: Økning i global middeltemperatur som følge av en dobling av atmosfærens CO<sub>2</sub>-innhold. Beregnet ved hjelp av generelle sirkulasjonsmodeller.

Studium*	$\Delta T_s$ (°C)
Manabe og Wetherald (1975)	2.9
Manabe og Wetherald (1980)	3.0
Schlesinger (1983)	2.0
Washington og Meehl (1983)	1.3
Washington og Meehl (1984)	3.5
Hansen et al. (1984)	4.2
Wetherald og Manabe (1986)	4.0
Wilson og Mitchell (1987)	5.2
Hansen et al. (1988)	1.9
Wetherald og Manabe (1988)	4.0
Mitchell et al. (1989)	1.9-2.7
Washington og Meehl (1989)	1.6
Stouffer et al. (1989)	2.4*

\* Ikke-likevektsberegning.

Tas etterslep med vil  $\Delta T_s$  bli litt over 3°C.

#### 7.4 BEGRENSNINGER VED DAGENS SIRKULASJONSMODELLER

Alle de generelle sirkulasjonsmodellene som er utviklet så langt har en del grunnleggende mangler, som f.eks. dårlig romlig oppløsning. Selv om flere tusen gridpunkter høres mye ut, er det likevel en god del prosesser som foregår på en mindre skala enn dette. Uværsfronter, fjellkjeder, urban og industriell forurensning, atmosfærekjemiske reaksjoner og endringer i skydekke og skytype er noen eksempler på fenomener på en skala som er mindre enn størrelsen på en gridcelle. De som lager modellene forenkler beskrivelsen av disse påvirkningene ved hjelp av parametrisering (se forrige avsnitt).

Det er fortsatt uvisst hvorvidt nettoeffekten av skyer er oppvarming eller avkjøling, men nyere resultater (Ramanathan et al., 1989) tyder på at med dagens klima har skyene en netto avkjølende effekt. Klimamodellene må imidlertid være i stand til å beskrive effekten av skyer også under endrede klimaforhold. Det har nylig vært foretatt en sammenligning av 14 generelle sirkulasjonsmodeller, der man har sett på klimasensitiviteten med og uten tilbakekobling på grunn av skyer (Cess et al., 1989).

For å uttrykke modellens følsomhet for en påvirkning (som f.eks. en endring i CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren) brukes en parameter,  $\lambda$ , som angir hvor mange grader temperaturen øker når man har en påvirkning,  $G$ , som er uttrykt i W/m<sup>2</sup>.

Forandring i den globale middeltemperatur,  $\Delta T_s$ , blir da gitt ved

$$\Delta T_s = \lambda \cdot G.$$

I sammenligningsstudiet lot man modellene beregne  $\lambda$  med og uten skytilbakekobling. Uten tilbakekobling fra skyer var det svært liten variasjon i  $\lambda$ , men hvis tilbakekoblingen ble inkludert ble resultatet et stort sprik der  $\lambda$  varierte med en faktor på nesten tre (se tabell 7.4).

Med to unntak beskriver ikke dagens modeller horisontal varmetransport i havet. GISS-modellen (Hansen et al., 1988) bruker det strømningsmønster som finnes i havet i dag, og tar ikke hensyn til eventuelle endringer i strømningsmønsteret. Den sist publiserte modellberegning er foretatt ved NCAR (Washington og Meehl, 1989), og man har her laget en koblet atmosfære- og havmodell. I en slik modell kan både atmosfære og hav bevege seg "fritt". I prinsippet vil en slik modell også kunne beregne endringer i havets strømningsmønster som følge av en klimændring, noe GISS-modellen ikke kan. I praksis viser det seg at NCAR-modellen bl.a. ikke får til en skikkelig beskrivelse av Golfstrømmen, slik at havområdet mellom Norge og Grønland blir dekket av is. Det står fortsatt en god del arbeid igjen før denne modellen kan beskrive dagens klima med rimelig nøyaktighet, hvilket er nødvendig for at den skal kunne gi troverdige prognoser for fremtidens klima.

Tabell 7.4: Oversikt over klimafølsomhetsparameteren  $\lambda$  for 14 generelle sirkulasjonsmodeller.  $\lambda$  er med tilbakekobling, mens  $\lambda_c$  er klimafølsomheten med klar himmel, dvs. ingen tilbakekobling pga. skyer (fra Cess et al., 1989).

Modell	$\lambda$	$\lambda_c$	$\lambda/\lambda_c$
	(K m <sup>2</sup> W <sup>-1</sup> )	(K m <sup>2</sup> W <sup>-1</sup> )	
CCC	0,39	0,42	0,93
ECMWF	0,40	0,57	0,70
GFDL II	0,45	0,46	0,98
CSU	0,50	0,46	1,09
OSU/LLNL	0,52	0,48	1,08
MRI	0,60	0,47	1,28
GFDL I	0,60	0,48	1,25
UKMO	0,61	0,53	1,15
CCM1	0,70	0,43	1,63
CCM/LLNL	0,76	0,49	1,55
LMD	0,90	0,42	2,14
OSU/IAP	0,90	0,44	2,05
ECMWF/UH	1,11	0,47	2,36
CCMO	1,11	0,45	2,47
Middel	0,68	0,47	
Standardavvik	0,24	0,04	

Dette studiet viser at det aller meste av spriket i resultater fra forskjellige modeller skyldes forskjeller i beskrivelsen av skytilbakekobling, og det er derfor et stort behov for forbedringen på dette området.

Ingen modeller tar hensyn til den storstilte transport av vann og varme som finner sted i forbindelse med dypvannsdannelse.

Vekselvirkninger med biosfæren er ikke med i dagens modeller. Selv om effekten av disse vekselvirkningene på noe lengre sikt kan ha stor betydning, er det en allmenn oppfatning blant modellforskere at disse ikke er av stor betydning på det nåværende utviklingsstadium av modellene. Oppfatningen er at skydannelse og varmeutveksling med havet er de to prosessene som i første omgang må beskrives bedre for å få til mer pålitelige beregninger av fremtidens klima. Som det fremgår av tabell 4.1 er de biogeokjemiske tilbakekoblinger hver for seg små sammenlignet med de geofysiske, men tilsammen utgjør de førstnevnte et

vesentlig bidrag. På lengre sikt er det derfor av betydning at de bio-geokjemiske tilbakekoblingene også tas med i modellene.

## 7.5 SAMMENLIGNING AV RESULTATER

Selv om den romlige oppløsningen er utilstrekkelig og en rekke parametere er helt utelatt er det grunn til å ha en viss tiltro til modellene, fordi de kan beskrive ganske nøyaktig en del fenomener. Når modellene for eksempel brukes til å forutsi temperatur-maksima og -minima for henholdsvis sommer- og vinterhalvåret som et gjennomsnitt for store områder, er resultatene nær de målte temperaturene. Beregnede temperaturer for forskjellige nivåer i atmosfæren på planetene Mars og Venus viser også godt samsvar med målte temperaturer. Beregning av temperaturer for glasiiale og interglasiiale perioder ut fra kjennskap til datidens CO<sub>2</sub>-konsentrasjon stemmer godt overens med hva som er kjent om fortidens temperaturforhold fra dyphavssedimenter, iskjerner fra Antarktis, årringer fra trær osv. På endel områder gir de forskjellige klimamodellene god overensstemmelse. De fleste av dem beregner at jordens middeltemperatur bør ha økt med 1°C det siste århundret, mens målinger tyder på at oppvarmingen er ca. 0,5°. Forutsigelsene av en temperaturøkning som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen ligger innenfor en faktor på 2 for de forskjellige modellene. Forutsigelse av årstidsmidler og årsmidler midlet over store geografiske områder viser ofte godt samsvar. Modellene viser også at oppvarmingen vil bli størst ved høye bredder og at tropiske områder kun vil oppleve en beskjeden oppvarming. Derimot er det mindre overensstemmelse når det gjelder fordelingen av nedbør.

Det har de siste årene vært foretatt flere sammenligninger av resultater fra generelle sirkulasjonsmodeller. Vi skal her konsentrere oss om to av disse. Den ene ble foretatt av Schlesinger i 1986 (Schlesinger, 1986), mens den andre ble publisert i 1988 (Grotch, 1988). Felles for alle beregningene som er sammenlignet er at de ser på en temperaturendring som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 300 til 600 ppm. Noen grupper presenterer også resultater som en følge av en firedobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen.

Michael E. Schlesinger ved Oregon State University har sammenlignet flere modellberegninger (Schlesinger and Mitchell, 1985; Schlesinger, 1986):

Resultatene fra de modellberegningene som er sammenlignet av Schlesinger er gjengitt i tabell 7.3. De viser en økning i global middeltemperatur på fra 1,3 til 4,2°C.

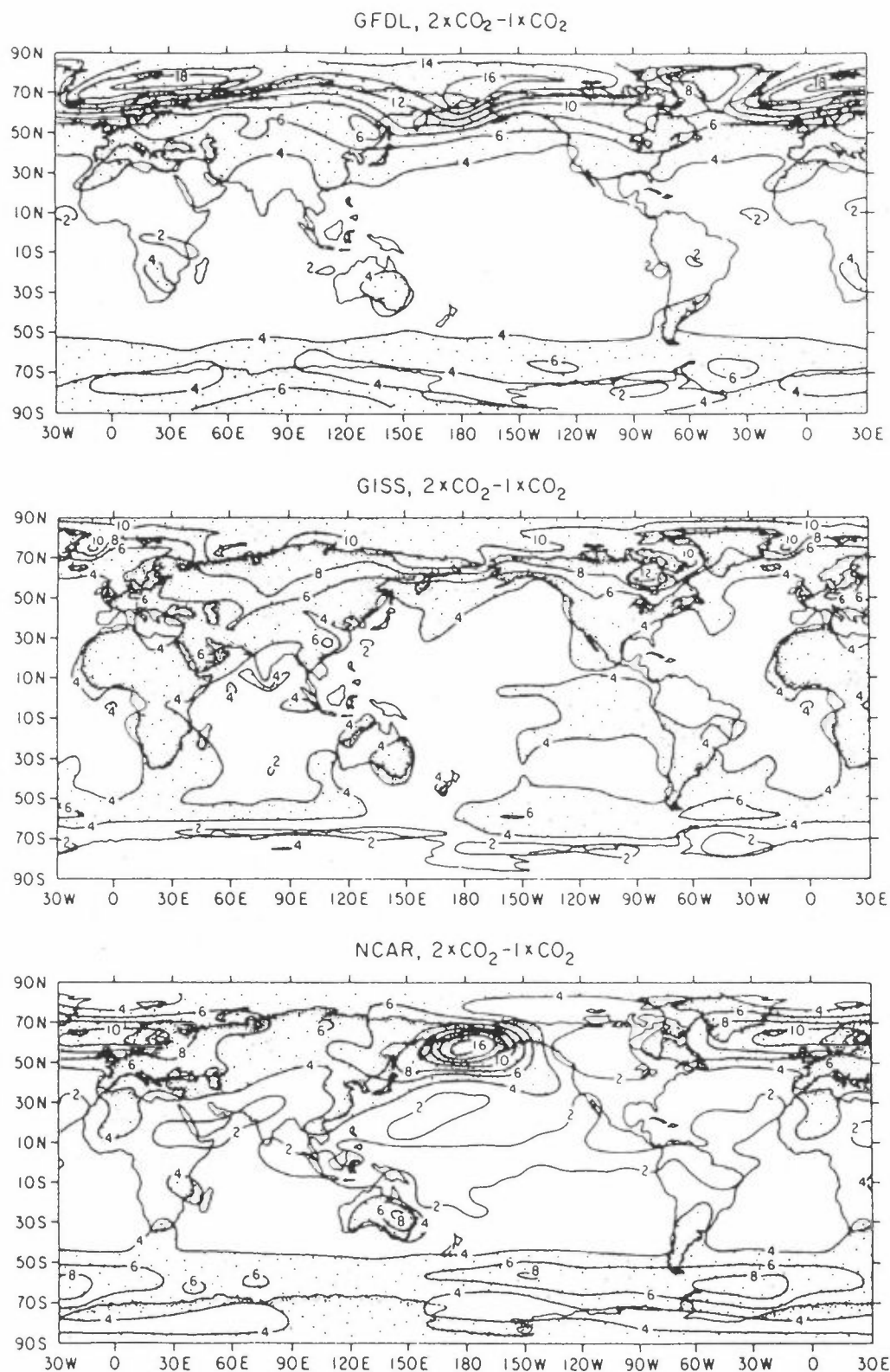
For tre av disse beregningene har han publisert (Schlesinger, 1986) kart som viser temperaturfordelingen over kloden som en middeltemperatur for vinteren (desember, januar, februar). Disse kartene er gjengitt i figur 7.6. De tre beregningene som er gjengitt er:

1. GFDL: Wetherald and Manabe (1986)
2. GISS: Hansen et al. (1984)
3. NCAR: Washington and Mehl (1984)

Resultatene er fremkommet ved at man først beregner klimaet med en atmosfærisk CO<sub>2</sub>-konsentrasjon på 300 ppm, og så gjør en ny beregning med et CO<sub>2</sub>-innhold på 600 ppm. Differansen mellom disse temperaturene for hvert gridpunkt på jordoverflaten gir så opphav til kartene i figur 7.6.

Vi ser av denne figuren at vi i Norge kan vente relativt store temperaturøkninger om vinteren (middel for desember, januar, februar). GFDL-modellen viser at fastlands-Norge vil få en temperaturøkning på fra 8°C helt i sør til 16°C lengst nord, mens man på Svalbard kan vente en temperaturøkning på 16-18°C. GISS-modellen forutsier en mer moderat temperaturøkning på 4-6°C for fastlands-Norge og en økning på 6-8°C for Spitsbergen. NCAR-modellen forutsier en temperaturøkning på 8-10°C for fastlands-Norge og ca. 4°C for Svalbard. Som vi ser er det et meget stort sprik mellom disse beregningene, men de forutsier alle betydelige temperaturøkninger. Det må imidlertid her bemerkes at disse modellberegningene i kontrollklimaet kommer frem til at havisen går så langt sør som Midt-Norge. Denne isen er smeltet bort i klimaet som er beregnet for 2 x CO<sub>2</sub>. Når isen smelter vil modellen beregne en stor temperaturøkning, bl.a. p.g.a. albedo-effekten. Dette betyr at disse drastiske temperaturøkningene må betraktes som overestimer.

## Temperaturdifferanse for jan. feb. og mars



Figur 7.6: Kart som viser beregnet temperaturøkning som en følge av doblet  $\text{CO}_2$ -konsentrasjon. Beregningene er utført med tre forskjellige generelle sirkulasjonsmodeller og representerer økning i middeltemperatur for de tre vintermånedene (Schlesinger, 1986).

Stanley L. Grotch ved Lawrence Livermore National Laboratory i California har foretatt en meget grundig sammenligning av resultater fra fire amerikanske modeller (Grotch, 1988):

1. CCM (NCAR): Washington and Mehl (1983), National Center for Atmospheric Research
2. GFDL: Manabe & Wetherald (1987), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA.
3. GISS: Hansen et al. (1984), Goddard Institute for Space Sciences.
4. OSU: Schlesinger (1986), Oregon State University.

Grotch har sammenlignet to klimaparametere, nemlig temperatur ved jordoverflaten og nedbørmengde. For disse parametrene har han beregnet årstidsmidler for vinter (desember, januar og februar) og sommer (juni, juli, august). Denne sammenligningen er muliggjort ved at han har fått data direkte fra de enkelte forskningsgruppene, slik at han har hatt tilgang på data som ikke er blitt publisert. Siden Grotch's rapport fokuserer på sammenligning av modellene, er det ikke mulig å lese ut konkrete temperaturer og nedbørmengder som er beregnet for forskjellige områder. For å få til en sammenligning for Norge og Europa vil det bli nødvendig å få tak i data direkte fra de enkelte forskningsgruppene og analysere disse.

Grotch har først sammenlignet de fire modellene med hensyn på hvilket klima de beregner for 300 ppm CO<sub>2</sub>, og dette er sammenlignet med to kilder av observerte klimadata (Oort, 1983; Schutz and Gates, 1972a; Schutz and Gates, 1972b). Mens den gjennomsnittlige absoluttverdi av differansen mellom de to datasettene med observerte temperaturer ligger på 0,6-0,7°C for den globale middeltemperatur for sommer og vinter, ligger forskjellene mellom observerte (Oort) og beregnede temperaturer mellom 1,4 og 3,5 grader. Dette fremgår av tabell 7.5. Vi ser av disse tallene at GISS-modellen viser et betydelig mindre avvik fra observerte data enn de andre modellene. Dette forklarer Grotch med at denne modellen har en bedre beskrivelse av varmetransport i havet ved at horisontal transport også er inkludert. Dette viser at man ved å inkludere flere fysikalske prosesser, og å beskrive dem på en korrekt måte kan forbedre dagens modeller. Man må derfor kunne anta at de generelle sirkulasjonsmodellene etterhvert vil kunne gi en mye mer

presis simulering av dagens klima og av fremtidens klima, vel å merke hvis man kjenner konsentrasjonen av de enkelte klimagasser.

Tabell 7.5: Globale gjennomsnittlige absolutte differanser mellom temperaturer oppnådd ved kontrollberegninger med generelle sirkulasjonsmodeller og Oort historiske data for desember/januar/februar og juni/juli/august. Det er brukt et felles rutenett (grid) på  $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ . Unormalisert differanse betyr at hver gridrute får like stor vekt, mens arealveid differanse betyr at temperaturverdiene i hver gridrute multipliseres med  $\cos$  (breddegrad) (Grotch, 1988).

GCM	UNORMALISERT DIFFERANSE		AREALVEID DIFFERANSE	
	Des/Jan/Feb	Jun/Jul/Aug	Des/Jan/Feb	Jun/Jul/Aug
1074 punkter over land				
CCM-OORT	5,40	7,30	4,05	4,81
GFDL-OORT	5,62	6,89	4,14	4,57
GISS-OORT	5,07	2,68	3,13	2,28
OSU-OORT	8,01	6,43	5,87	5,13
SCHUTZ-OORT	1,72	1,37	1,32	1,15
2094 punkter over hav				
CCM-OORT	3,13	2,72	2,35	2,36
GFDL-OORT	3,36	2,47	2,75	2,26
GISS-OORT	1,55	1,39	1,12	1,10
OSU-OORT	3,51	3,20	2,52	2,79
SCHUTZ-OORT	0,58	0,59	0,40	0,41
3168 punkter over land og hav				
CCM-OORT	3,90	4,27	2,83	3,08
GFDL-OORT	4,13	4,97	3,16	2,94
GISS-OORT	2,74	1,82	1,71	1,44
OSU-OORT	5,04	4,219	3,50	3,48
SCHUTZ-OORT	0,97	0,85	0,67	0,63

Det man imidlertid kan lese ut av Grotch's rapport er at Norge ligger i et område der det er stort sprik mellom hva de forskjellige modellene beregner. Dette så vi også ovenfor i de data som Schlesinger gjenga in sin sammenligning. Grotch påpeker at selv om gjennomsnittet av beregnede og målte data over et gitt område kan stemme godt overens, kan man se store lokale differanser. Han viser her til Vest-Europa som et eksempel. Han har her sammenlignet Oort-data med data



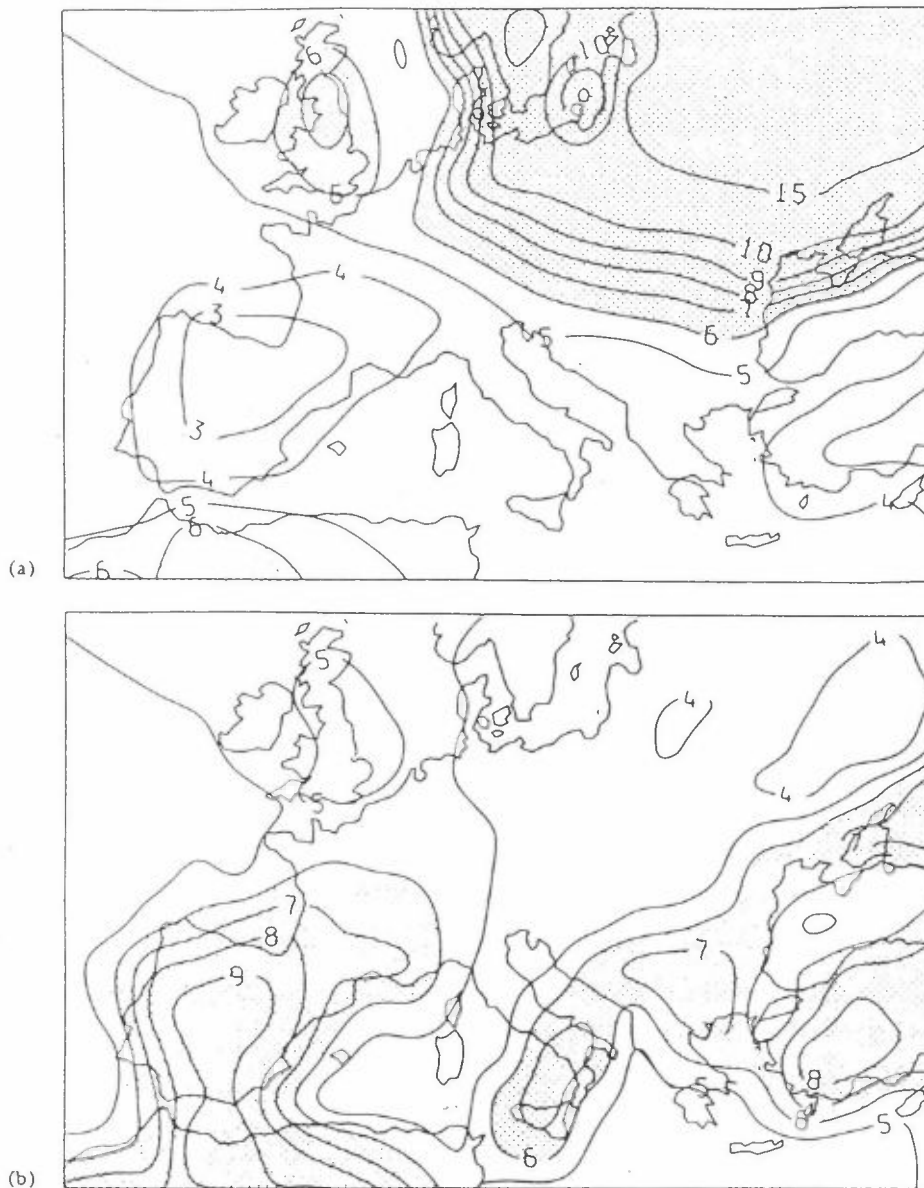
beregnet ved hjelp av GISS-modellen. Som vi har sett ovenfor i omtalen av Schlesingers sammenligning er GISS-modellen den som forutsier den minste temperaturøkning for Norge i tilfelle av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. Midlet over hele Vest-Europa er det en forskjell på kun 0,1°C mellom Oort-data og GISS-data for vintersesongen, mens det over Norge er en forskjell på fra 2,5°C til 4°C. Dette viser at sammenligning av temperaturer som er midlet over store områder ikke gir noen god pekepinn på hvor godt en modell beskriver klimaet lokalt.

Grotch konkluderer i sin rapport med følgende:

1. Selv om resultatene fra GCM-beregninger ofte stemmer overens med hverandre og med observerte klimadata når man midler over store områder (globalt, hemisfærisk, sonalt), dukker det opp store avvik når man sammenligner over områder mindre enn kontinenter (f.eks. 5-20 gridceller, en gridcelle er 4° x 5°, og Norge består av ca. 4 gridceller). Dette har stor betydning for dem som planlegger å bruke GCM-resultater til å analysere effektene av klimaendring på regional skala. GCM-modellene kan ennå ikke gi pålitelige resultater for annet enn middleverdien over store områder.
2. Etter å ha studert to av GCM'ene (GISS og OSU) med hensyn på årstidsvariabilitet, viser det seg at variasjonene i overflatetemperatur for juni, juli, august (GISS) og desember, januar, februar (OSU) er begge veldig forskjellige fra historiske data.
3. Mange forskeres tiltro (både i og utenfor klimatologmiljøet) til gjennomsnittsverdier som et mål for overensstemmelse kan ofte føre til gale konklusjoner. Det er lett å glemme at to modeller kan gi eksakt samme middelvei for en variabel (f.eks. overflatetemperatur) over et område og likevel vise stor avvik når man ser på mindre områder.
4. Mange av resultatene viser at modell X gir bedre overensstemmelse med historiske data enn modell Y for en spesiell variabel over et gitt område i f.eks. desember, januar, februar, og likevel viser mye dårligere overensstemmelse enn modell Y over det samme området i juni, juli, august.

I det siste er det publisert flere modellberegninger som ikke er tatt med i disse sammenligningene. Den ene er utført av gruppen ved U.K. Meteorological Office i Bracknell, England (Wilson and Mitchell, 1987). Denne modellberegningen tar spesielt for seg Europa mellom  $10^{\circ}$  vest og  $30^{\circ}$  øst og  $35^{\circ}$ N til  $60^{\circ}$ N. Dette betyr at det kun er den aller sydligste delen av Norge som er tatt med. Kartet i figur 7.7 viser området som er studert. De har studert forandringen i temperatur og nedbør som følge av en firedobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen fra 300 til 1 200 ppm. Med dagens trend for utslipp av drivhusgasser vil en drivhuskapasitet tilsvarende 1 200 ppm  $\text{CO}_2$  nås en gang i det 22. århundre. Temperaturdataene er oppgitt som middelerdien av temperaturen kl. 00 GMT for januar og juli. Resultatene vise at Sørvestlandet og Sørlandet vil få en temperaturøkning på ca.  $8^{\circ}\text{C}$  og sørlige deler av Østlandet vil få en temperaturøkning på mer enn  $10^{\circ}\text{C}$  i vintersesongen, mens man i sommersesongen kan vente en økning på 4-5 grader over den delen av Norge som er dekket av beregningen.

En annen modellberegning er foretatt ved GISS (Hansen et al., 1988). Som omtalt ovenfor, tar GISS-modellen hensyn til horisontal transport av varme i havet (Hansen et al., 1989), og denne modellen er nå blitt forbedret slik at den tar bedre hensyn til dybden av blandingslaget. Mens blandingslaget i 1984-modellen hadde en dybde på 60 meter, er den i 1988 variabel, og kan være helt opp til 300 meter. I 1984 beregnet man en temperaturøkning på  $4,2^{\circ}\text{C}$  ved en effektiv dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen, men dette estimatet i 1988-modellen var redusert til  $1,9^{\circ}\text{C}$ . Denne forskjellen skyldes at man nå opererer med en mer realistisk dybde på blandingslaget. Det er i denne beregningen valgt en noe annen tilnæringsmåte enn det som er vanlig. I stedet for å sette atmosfærens innhold av  $\text{CO}_2$  til 600 ppm har han antatt tre scenarier for utviklingen av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen. Resultatene fra denne beregningen kan dermed ikke uten videre sammenlignes med de tidligere omtalte beregninger. I de tre scenariene antar han: Scenario A: Fortsatt eksponensiell vekst i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  og andre klimagasser. Scenario B: Utflating til lineær vekst. Scenario C: Rask reduksjon i utslippene, slik at det etter år 2000 ikke blir noen økning i drivhuseffekten.



Figur 7.7 Forandring i midlere 00 GMT overflatetemperatur ved en firedobling av atmosfærens  $\text{CO}_2$ -innhold. (a) er for januar og (b) for juli (Wilson and Mitchell, 1987).

Beregningene inkluderer målte og estimerte forandringer i  $\text{CO}_2$ , metan,  $\text{N}_2\text{O}$ , KFK og stratosfæriske aerosoler (vulkanisk aktivitet).

De viktigste resultatene er:

- 1) Innen år 2000 vil det for alle scenarier oppnås en global middeltemperatur på linje med den temperatur som hersket i den varmeste delen av siste mellomistid for 120 000 år siden.

- 2) Oppvarmingen som forutsies av modellberegningen burde bli obser-  
verbar en gang i 90-årene.
- 3) Områder der en utvetydig oppvarming vil opptre først er i havom-  
rådene ved lave breddegrader, Kina og det indre av Asia og havom-  
rådene i Antarktis og nær Nordpolen.
- 4) Temperaturendringene er tilstrekkelig store til at de vil få be-  
tydelig innvirkning på mennesker og andre deler av biosfæren.

Hansen et al. (1988) publiserer kart som viser temperaturfordelingen for 90-årene for de tre scenariene. Av disse kartene kan vi lese at man i Norge kan vente en økning på 0,5-1<sup>o</sup>C for vintersesongen (des., jan., feb) ifølge scenario A, mens det for de andre scenariene ventes mindre enn 0,5 graders økning, både for sommer- og vintersesongen.

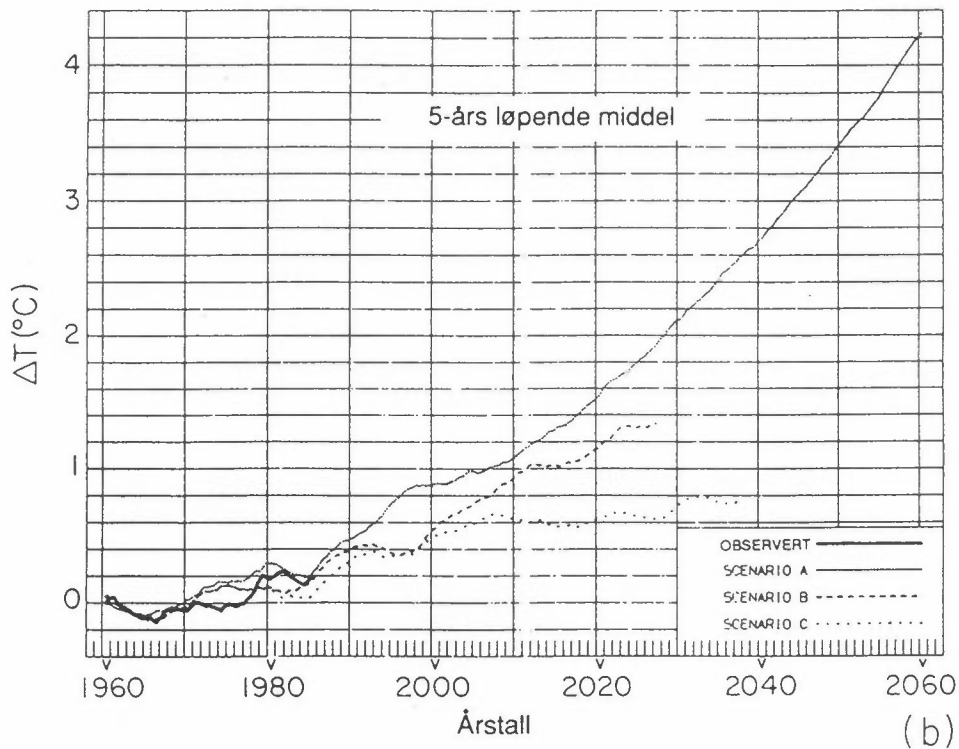
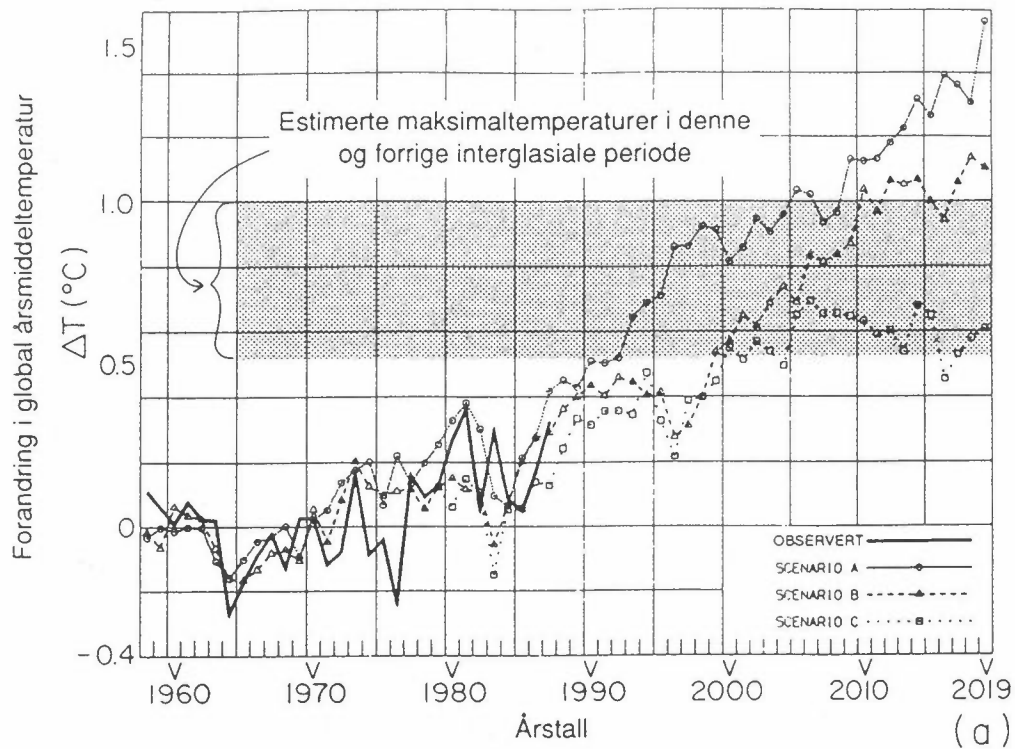
I tillegg publiserer de beregnede trender for global middeltemperatur, se figur 7.8.

Den siste beregningen som er publisert (Washington og Meehl, 1989) er utført med en koblet atmosfære- og havsirkulasjonsmodell. I motsetning til GISS-modellen (Hansen et al., 1984; 1988), der strømningsmønsteret i havet er fastsatt til dagens situasjon, lar den koblede NCAR-modellen både atmosfære og hav strømme "fritt".

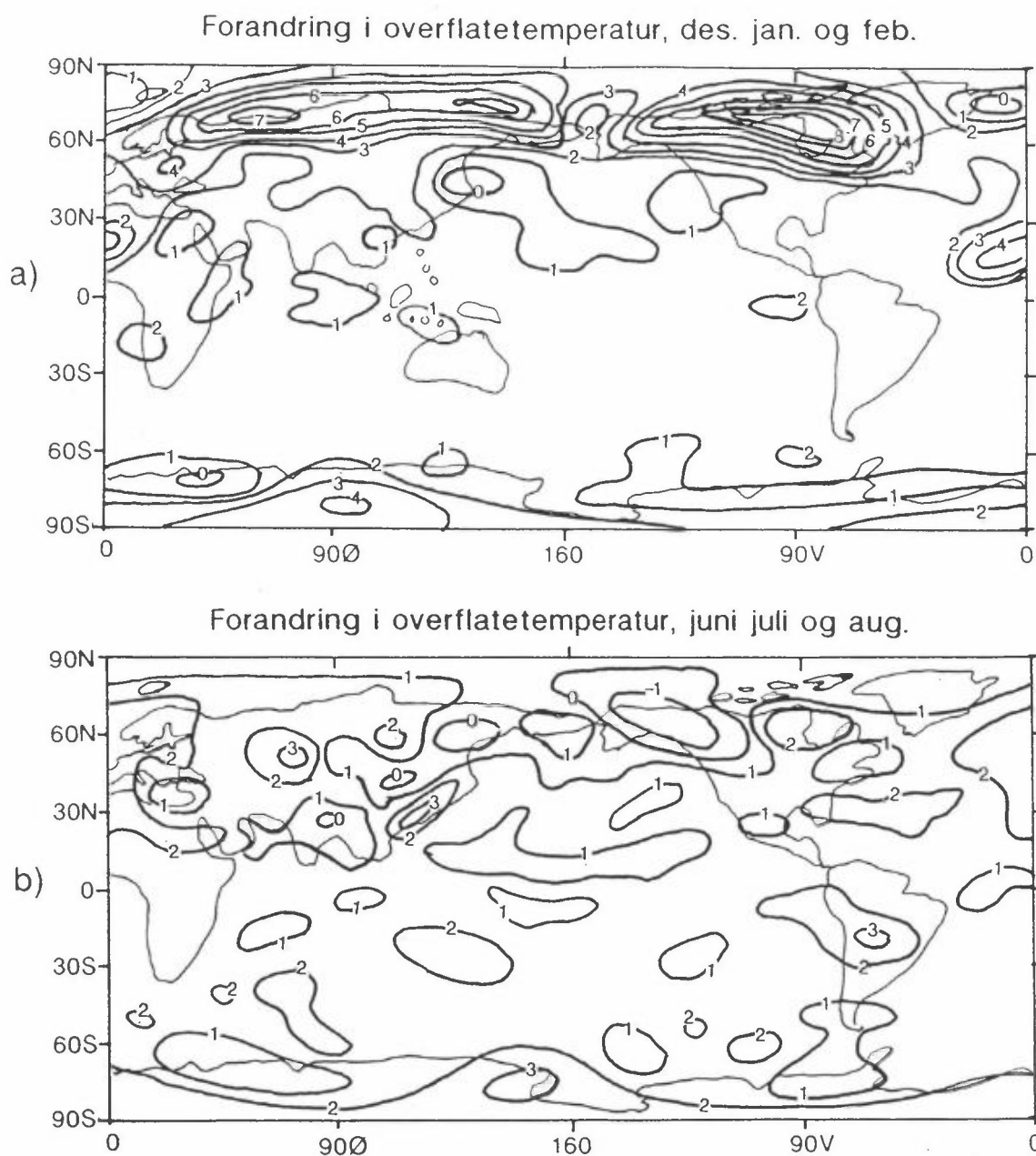
En dobling av CO<sub>2</sub> fra 330 til 660 ppm fører til en global temperatur-  
økning på 1,6<sup>o</sup>C.

I et annet scenarium antar de en gradvis økning i CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen på 3,3 ppm pr. år, slik at CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen er 429 ppm om 30 år. En slik utvikling vil ifølge modellen gi en global oppvarming på 0,7<sup>o</sup>C.

I figur 7.9 er gjengitt et kart som viser temperaturøkningen som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>. Den øverste figuren gir temperaturøkningen for vinterkvartalet (desember, januar, februar), og den nederste figuren gir temperaturøkningen for sommerkvartalet (juni, juli, august).



Figur 7.8: Global årsmiddeltemperatur beregnet for de tre scenariene A, B og C. Det skyggelagte området i (a) er estimert temperatur under de varmeste perioden i denne og forrige interglasiale periode, dvs. for 6 000 og 120 000 år siden. Nullpunkt for observerte data er middelet for perioden 1951-80, og nullpunktet for de beregnede data er en 100-års kontrollberegning der man satte atmosfærens sammensetning til det den var i 1958 (Hansen et al., 1988).



Figur 7.9: Forandring i overflatetemperatur ( $\Delta T_s$ ) etter en dobling av  $\text{CO}_2$ -konsentrasjonen fra 330 til 660 ppm. I a) er vist forandring i middeltemperaturen for desember, januar og februar, og i b) er vist forandringen i middeltemperatur for juni, juli og august (Washington og Meehl, 1989).

## 7.6 NORSK KLIMARAPPORT

Resultater fra Washington og Meehl (1989) dannet grunnlaget for en foreløpig og kortfattet rapport fra en gruppe forskere til Miljøvern-departementet (Eliassen et al., 1990). I denne rapporten heter det:

### FORUTSETNINGER

Vi har i denne omgang valgt å betrakte ett scenarium, der vi antar at vi har fått en økning i atmosfærens drivhuskapasitet svarende til en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen (2 x CO<sub>2</sub>). Denne begrensningen i antall scenarier skyldes at de aller fleste modellberegninger er gjort for en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. Det forekommer imidlertid forskjellige definisjoner av "dobling": Noen antar dobling i forhold til førindu-strielt nivå, andre i forhold til dagens nivå eller et spesifisert årstall. Dessuten er det vanlig å la CO<sub>2</sub>-økningen representere den samlede økningen av alle klimagasser. Prognosene for fremtidige utslipp av klimagasser er nødvendigvis meget usikre. Det er vanlig å anta at en økning som tilsvarer en dobling av CO<sub>2</sub> i forhold til før-industrielt nivå vil inntreffe omkring år 2030.

Det har de senere år vært publisert resultater fra en rekke modell-beregninger, og økningen i global middeltemperatur som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen er gitt i tabell 7.3. Vi ser at disse stort sett grupperer seg rundt en temperaturøkning 2-4°C. Sammenligner vi Washington og Meehl (1984) med Washington og Meehl (1989) (NCAR-modellen), ser vi at beregnet  $\Delta T_s$  (forandring i overflatetemperaturen) har gått ned fra 3,5 til 1,6°C og sammenligning av Hansen et al. (1984) med Hansen et al. (1988) (GISS-modellen) viser en reduksjon fra 4,2 til 1,9°C.

Årsaken til denne reduksjon i  $\Delta T_s$  skyldes at disse modellene nå tar atskillig bedre hensyn til varmeutveksling mellom atmosfære og hav og transport av varme i havet. Det er derfor god grunn til å anta at disse to siste modellberegningene gir en mer realistisk prognose for  $\Delta T_s$  enn tidligere modellberegninger. Etter gruppens mening synes det

mest sannsynlig at en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet vil føre til en global temperaturøkning på ca. 2° C.

GISS-modellen (Hansen et al., 1984; 1988) har et ganske grovt gridnett (8 x 10°) og er derfor ikke særlig egnet til å beskrive klimaendring på regional eller lokal skala, selv om den antakelig gir nokså realistiske resultater for endringer i global middeltemperatur.

For å vurdere forholdene i Norge, har vi her valgt resultater fra beregninger gjort med NCAR-modellen (Washington og Meehl, 1989), da denne bruker et finere gridnett (4,5° x 7,5°) og har en atmosfæremodell som er gjensidig koplet med en realistisk havmodell, der også strømminger i havet er sloppet "fri". Denne modellen er brukt til å beregne endring i temperatur som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen fra 330 til 660 ppm. Vi må dog bemerke at NCAR-modellen synes å være kjørt for kort til at likevekt med det dype hav er oppnådd. Bakketemperaturen viser en jevn økning i forhold til kontrollkjøringen selv ved kjøringens avslutning. Modellresultatene bør derfor betraktes som underestimerer.

Ved vurdering av modellberegningenes resultater for Norge, er det viktig å se på kontrollberegningene, dvs. "dagens" forhold. Noen modeller gir is i Norskehavet altfor langt sør, og dette fører til meget store temperaturøkninger ved en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet. Vi gjør også oppmerksom på at sprik mellom de forskjellige modellberegninger er vesentlig større på regional skala enn globalt, noe som skyldes at klimamodellene har så grov oppløsning at det ikke er mulig å få med vitkige lokale og regionale effekter. Det understrekes at beregnede temperaturøkninger er usikre. En av de viktigste usikkerhetsfaktorene er beskrivelsen av skydannelse i modellene.

Det er også usikkert hvor stor tidsforsinkelse det er fra det tidspunkt konsentrasjonene av drivhusgasser er doblet til en får et klima som tilsvarer den "nye" tilstanden. Sannsynligvis er denne tidsforsinkelsen noen få år.



KLIMAPROGNOSER

Vi mener det i dag er grunnlag for å si følgende om klimaendringer globalt og i Norge, som følge av en dobling av CO<sub>2</sub>-innholdet:

xx = nesten helt sikkert x = mer usikkert
--

a) TEMPERATURGlobalt

- xx Den nedre delen av stratosfæren vil avkjøles.
  
- xx Den nedre delen av troposfæren og bakken vil oppvarmes. Økningen i den årlige globale middeltemperatur ventes å bli mellom 1.5 og 4.5°C. Basert på de nyeste og mest realistiske modellene, synes det mest sannsynlig at den globale temperaturøkningen vil bli ca. 2°C.
  
- x Den årlige middeltemperatur ved bakken vil øke mest på høye bredder og minst i tropene.
  
- x Oppvarmingen på høyere bredder blir sterkest om høsten og vinteren (sjøisen minker i utstrekning og tykkelse).

Norge

- x Vintertemperaturen (middel for des., jan., feb.) vil øke med 3-4 °C, med liten eller ingen nord-sør gradient. Kyststrøkene ventes å få noe mindre økning enn innlandsområder.
  
- x Sommertemperaturen (middel for juni, juli og august) vil øke med ca. 2 °C.

For Svalbard er det enda mer usikkert hvor stor temperaturøkningen vil bli, da denne i stor grad vil avhenge av hvor raskt havisen smelter.

b) HYDROLOGI

Globalt

- xx Det hydrologiske kretsløp vil forsterkes.
- x En økning av nedbøren i tropene og på høyere bredder hele året. Jordfuktigheten økes om vinteren.

Norge

- x En kan vente økning i nedbøren hele året, mest om våren.
- x Det forventes at en større del av nedbøren kommer som byger.
- x Jordfuktigheten økes om vinteren, minkes om sommeren.

c) VARIABILITET

Norge

Selv om forskjellen i bakketemperaturen sør-nord utjevnes noe, vil vestavinden i høyden øke slik at den lavtrykksaktivitet vi har i dag ikke vil bli vesentlig endret.

d) HAVNIVÅ

På den tidsskalaen som her betraktes (fram til år 2030) er det realistisk å anta at temperaturen vil øke i de øverste 300 m av havet.

Den antatte temperaturøkning vil da gi en havnivåstigning på 15-20 cm som følge av termisk ekspansjon av havvannet. Dersom dypere lag av havet varmes opp, vil havnivået stige ytterligere. På lengre

sikt vil temperaturøkningen i havet også omfatte dypere lag, og den termiske ekspansjon vil bli større. Det synes ikke å være grunn til å vente at avsmelting av is vil gi vesentlig økning av havnivået innen år 2030.

#### AVSLUTTENDE KOMMENTARER

Ved vurderinger av økologiske konsekvenser av klimaendringer vil det ofte være av betydning å vite hvor raskt klimaendringene skjer. Det vil derfor være av interesse å vite hvor lang tid det tar før klimaet beskrevet ovenfor inntreffer, samt hvordan en kan forvente at utviklingen fra dagens situasjon til en fremtidig situasjon vil foregå. Det er imidlertid ikke mulig å gi tilfredsstillende svar på dette ut fra dagens kunnskaper. Vi anbefaler at en for konsekvensvurderinger tar utgangspunkt i de klimaendringer som er beskrevet ovenfor, og antar at utviklingen kan skje over alternative tidsrom på 30, 40 og 60 år.

### 7.7 EN VURDERING AV DE SISTE RESULTATER

#### 7.7.1 Likevektsstudier ved dobling av CO<sub>2</sub>

I virkeligheten tilføres CO<sub>2</sub> (og de andre drivhusgasser) gradvis til atmosfæren og vi får en påtvunget gradvis oppvarming. Men slike ikke-likevekts klimamodellberegninger er tidkrevende og de har vist seg vanskelige å gjennomføre. Likevektsstudier hvor man momentant tilfører er dobling av CO<sub>2</sub> og så lar klimamodellen finne likevektstilstanden, har vist seg enklere å gjennomføre. Man regner med at klimamodellen vil finne et éntydig klima når strålingsbalanse er oppnådd.

Etter en idé av Dickinson (1981) kan vi betrakte systemet atmosfære-hav som et legeme med temperatur  $T$  og varmekapasitet  $C$  (J/m<sup>2</sup>K). Tilfører vi dette system varmemengden  $\delta G$  får vi en temperaturendring  $\delta T$  gitt ved

$$C (d/dt)\delta T + \lambda \cdot \delta T = \delta G \quad (7.1)$$

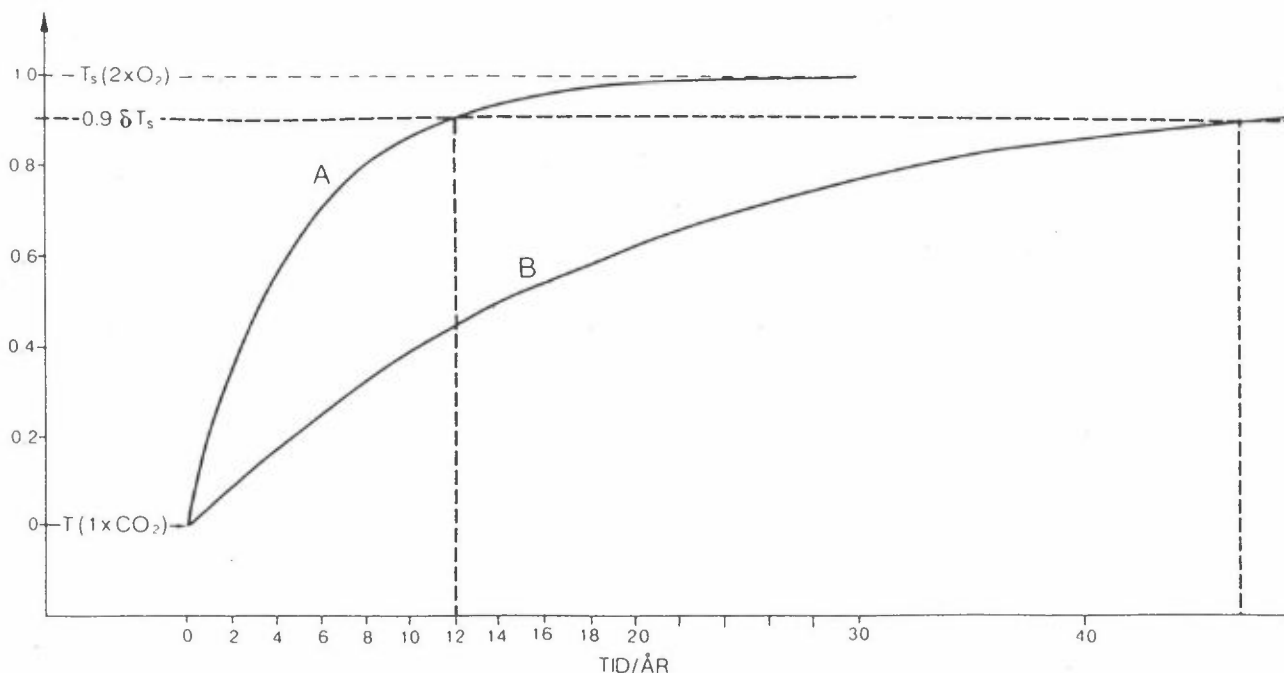
hvor  $\lambda$  er den kumulative tilbakekobling. Med  $\delta G$  konstant kan vi løse ligningen og finner

$$\delta T = (\delta G/\lambda)(1 - \exp(-t \cdot \lambda/C))$$

$\delta G/\lambda = \delta T^*$  er den likevektstemperatur systemet går mot, hvor fort det går avhenger av forsinkelses-koeffisienten,  $C/\lambda$ . Jo mindre  $C$  er, jo forttere går tilpasningen mot likevektstemperaturen. De klimamodeller som begrenser temperaturendringen til et tynt blandingslag i havet (50 m) vil, med  $\lambda=1,3$ , få en forsinkelseskoeffisient på ca. 5 år, det vil si at etter 5 år har temperaturstigningen  $\delta T$  oppnådd å bli  $(1-e^{-1}) = 63\%$  av likevektstemperaturen  $\delta T^*$ . Dersom temperaturøkningen skulle fordeles på hele havdypet (i middel 3500 m,  $C = 1.4 \cdot 10^{10} \text{ J/m}^2\text{K}$ ) ville forsinkelseskoeffisienten bli 440 år. Figur 7.10 viser skjematisk hvordan  $\delta T_s$  nærmer seg mot  $\delta T_s^*$ . Kurven for  $\delta T_s$  er glattet (midlet over tid). Modellene kjøres gjerne i 30-50 år og de siste 10 eller 15 år midles og sies å gi modellens likevektsklima ved  $2xCO_2$ .

Slike likevektsstudier gir et estimat av den nye likevektstemperatur,  $T_s + \delta T_s^*$ . Et resultat som ikke-likevektsmodellen kan vurderes mot. De er også hendige til eksperimenter i parameterisering f.eks. av elementer innen skyfysikken.

NCAR (1989) modellen brukes til en slik likevektsstudie. De øker  $CO_2$  mengden momentant fra 330 til 660 ppm pr. volum. Modellen er som nevnt en koblet atmosfære-hav modell. Med et havdyp på opp til 4000 meter har systemet derfor en stor varmekapasitet. Det viser seg at det meste av temperaturøkningen i havet foregår i de øvre par hundre meter, se figur 7.5, slik at tilpasningstiden mot likevekt ( $C/\lambda$ ) likevel ikke blir så stor. Men NCAR modellen er bare kjørt 30 år frem i tiden og det er for kort tid til at likevektstemperaturen er oppnådd. Fra beregningskurven for  $\delta T_s$  fremgår det at det sluttresultatet på 1.6 K som oppgis for  $\delta T_s^*$  ligger ca. 0.4 K for lavt. I tillegg kommer under vurderingen av  $\delta T_s^*$  på grunn av for kaldt kontrollklima i tropene ( $4^{\circ}\text{K}$ ) og noe for varmt i polområdene. Ut fra en vurdering bygget på ligningen for vandampens metningstrykk  $e_w(T)$  (Clausius-Clapeyron's



Figur 7.10: Skjematisk skisse av endringer av  $\delta T$  mot ny likevektstemperatur,  $\delta T^*$ , ved en øyeblikkelig dobling av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. Hvis man regner en havdybde på 50 meter vil det ta ca. 12 år før man når frem til 90% av likevektstemperaturen. Med en havdybde på 200 meter vil det ta ca. 47 år å nå likevekt.

ligning) vil underestimeringen på grunn av feilen i kontrollklimaet bli minst 25%  $\approx$  0.5 K. Vi vil vurdere den geografiske fordeling av temperaturendringen beregnet ved NCAR (1989) modell i sammenheng med resultatene fra GFDL (1989) modellen.

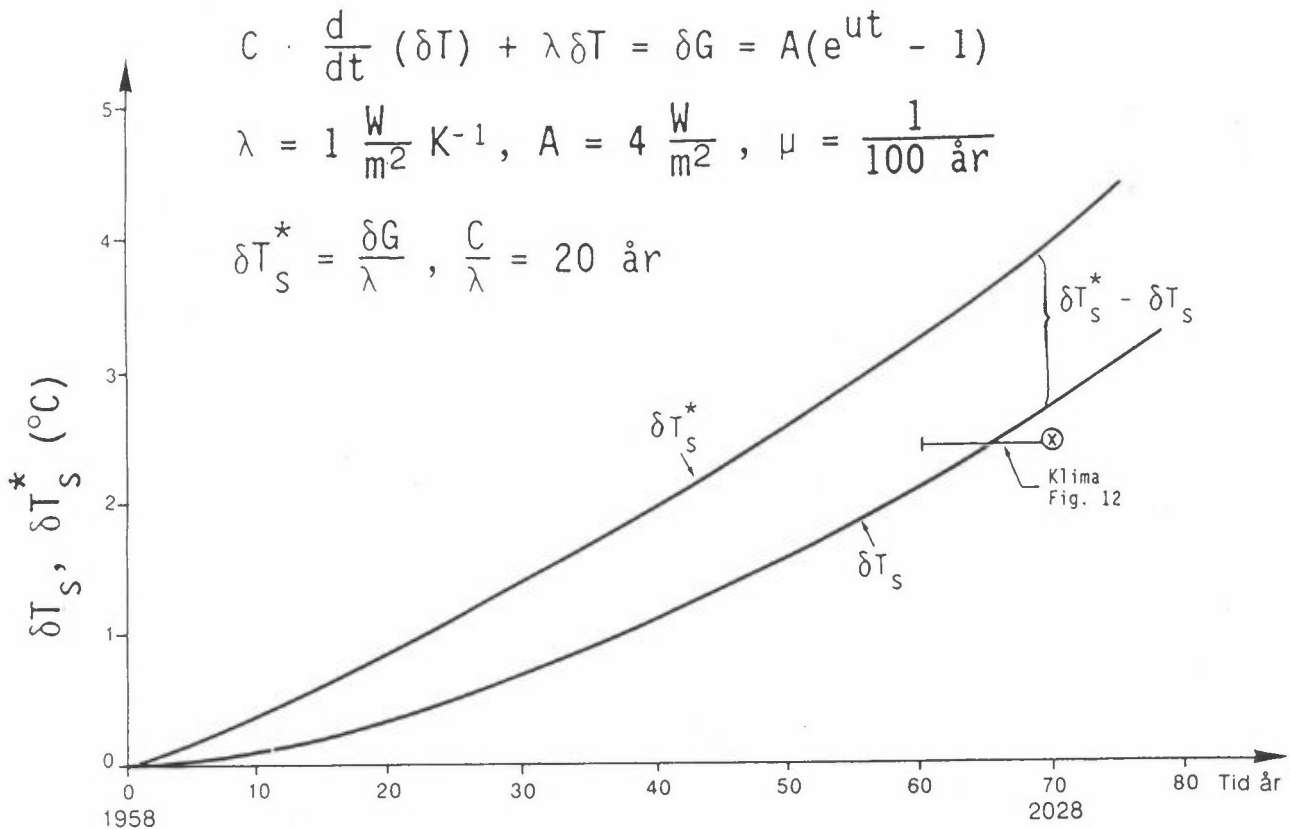
### 7.7.2 Ikke-likevektstudier

CO<sub>2</sub> og andre drivhusgasser tilføres gradvis til atmosfæren. Man regner gjerne at denne tilførsel startet i ca. 1860 (den industrielle

revolusjon). I de hundre år fram til 1958 (år null for ikke-likevektstudier av klimaet) antar man at den økte mengde av drivhusgasser tilsvarer en endring i drivhuseffekten på  $\delta G \approx 1.3 \text{ W/m}^2$ . Dersom vi benytter den verdi av den kumulative tilbakekoblingsfaktor  $\lambda = 1.3 \text{ W/m}^2\text{K}$  som vi angav i kap. 4 får vi  $\delta T_s^* = \delta G/\lambda = 1.0 \text{ K}$ . Men dette er likevektstemperaturer som vi ennå ikke har nådd. Vi har altså en viss begått (committed) temperaturøkning i vente selv om vi idag stoppet all antropogen tilførsel av drivhusgassene.

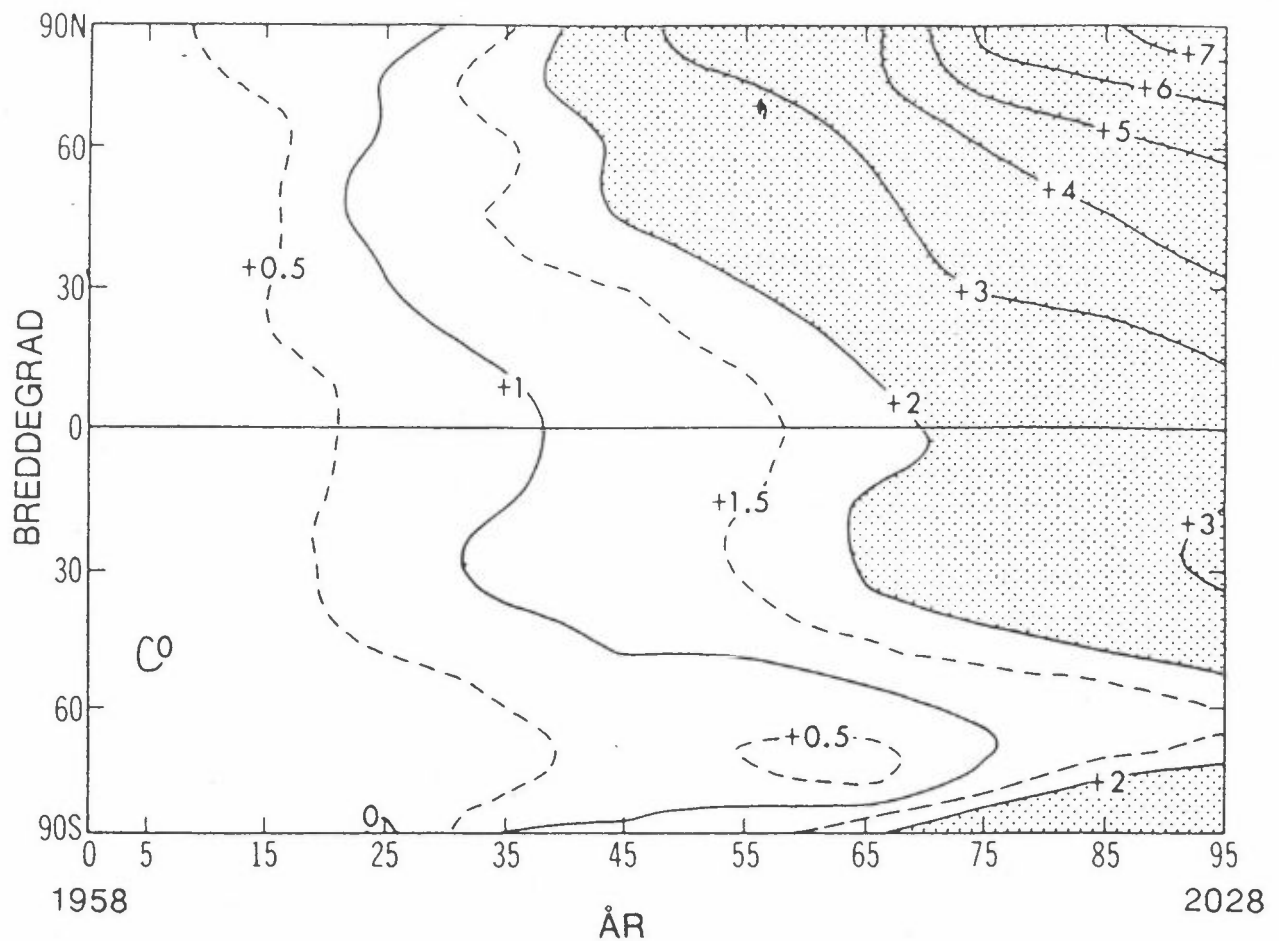
Den ikke-likevektberegningen vi skal omtale er gjort ved GFDL (1989). De har benyttet en koblet atmosfære-hav modell. Klimamodellen starter i likevekt år 1958 med gitt  $\text{CO}_2$  mengde. De øker så  $\text{CO}_2$ -mengden med 1% pr. år. En dobling av  $\text{CO}_2$  vil da inntre etter 70 år altså i år 2028. Vi går tilbake til ligning 7.1 og antar at  $\delta G$  øker med 1% pr. år. Velger vi  $\lambda = 1 \text{ W/m}^2\text{K}$  og  $C/\lambda = 20$  år får vi en utvikling i tiden av  $\delta T_s^*$  og  $\delta T_s$  som gitt i figur 7.11. Vi ser at etter 70 år vil forskjellen mellom likevektstemperaturen  $\delta T_s^*$  og den av atmosfæren oppnådde bakketemperatur  $\delta T_s$ , etterslepet, være ca. 1 K. Dette forhold må vi være klar over når vi sammenlikner likevekts- og ikke-likevektsberegninger. Årsmiddeltemperaturen i en klimamodell vil variere med en tiendedel eller to fra år til år. Noe større variasjon,  $\pm 0.3 \text{ K}$ , kan vi få over kortere perioder, se Wigley og Raper (1990). Klimaet angis derfor ved et dekademiddel. Figur 7.12 viser årsmiddeltemperaturen ved jordoverflaten midlet langs breddegrader. Fra denne figur kan vi beregne den globalmidlede temperaturendring, markert med x i figur 7.11.

Vi ser i figur 7.12 en sterk asymmetri i temperaturendringen mellom den nordlige og den sydlige halvkule. Dette trekk som også finnes i NCAR (1989) modellen, se figur 7.13, finnes ikke i blandingslagsmodellene (eldre modeller med fast dybde på blandingslaget). Midler vi (i figur 7.12) ved år 2028 (etter 70 år) temperaturøkningen ved alle breddegrader finner vi  $\delta T_s \approx 2.4 \text{ K}$ , markert med en sirkel i figur 7.11. Dette skulle når vi tar hensyn til etterslepet gi en verdi av  $\delta T_s^*$  på litt over 3 K, altså meget større enn den verdi av  $\delta T_s^*$  på 1.6 K som er oppgitt i NCAR (1989) modellen. Men det meste av denne forskjell (ca. 1 K) er forklart i avsnitt 7. Med den usikkerhet man



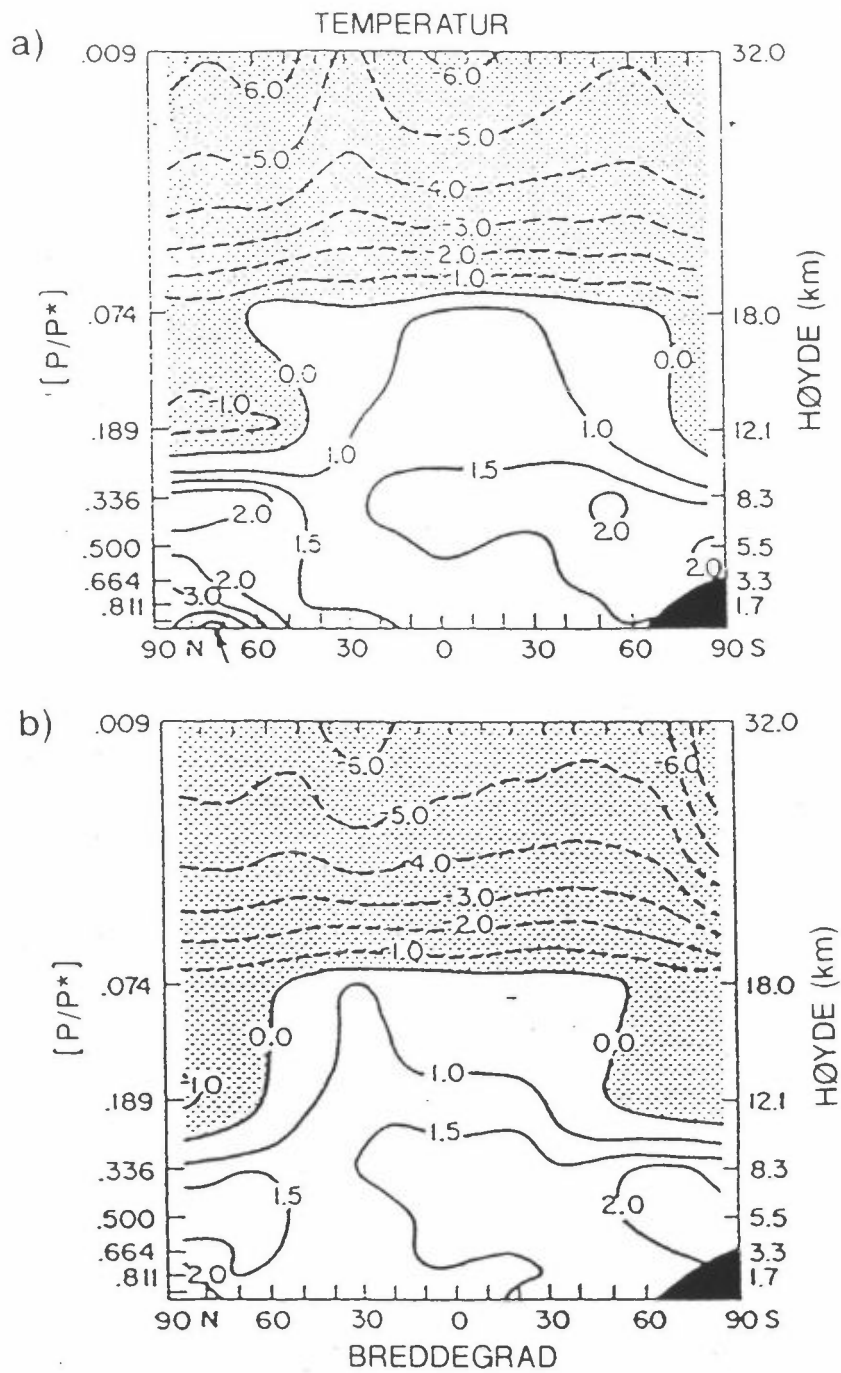
Figur 7.11: Beregning av  $\delta T^*$  og  $\delta T$  fra lign. 7.1 .  $\lambda = 1 \text{ W/m}^2\text{K}$ ,  $C/\lambda = 20 \text{ år}$ ,  $\delta G = A(e^{\mu t} - 1)$ , hvor  $n = 1/(100 \text{ år})$  : 70 år for dobling,  $A = 4 \text{ W/m}^2$ .

ennå har i modellberegningene er uoverensstemmelsen egentlig ikke stor. Det er også forbausende at modeller med gitt varmestrøm i havet gir resultater som er såpass likt resultatet fra de koblede atmosfære-hav-modellene. At GFDL modellen starter i likevekt, med  $\delta/\delta t T = 0$ , gir en svak underestimering av klimatrenden. Vi ser i figur 7.11 en forskjell i trend mellom den teoretiske kurven for  $\delta T_S$  og den av modellen beregnede utvikling. Denne forskjell kan skyldes at den teoretiske kurve bruker en konstant verdi for varmekapasiteten av systemet, men i modellen, og i virkeligheten, vil varmen etterhvert trenge ned til dypere lag i havet og det vi betyr at varmekapasiteten og dermed etterslepet øker med tiden.



Figur 7.12: Sonalt midlet dekademiddel av temperaturforskjeller ved jordoverflaten mellom ikke-likevekts klimaberegninger og kontrollklimaet. Stouffer et al., 1989. GFDL modellen.





Figur 7.13: Beregnet endring i sonalmidlet temperatur ved dobling av  $\text{CO}_2$ . a) vinter b) sommer. Washington og Meehl, 1989. NCAR.

### 7.7.3 Resultater, vurdering

#### Det horisontale informasjonsnett

For å spare regnetid bruker klimamodellene en ganske stor avstand mellom informasjonspunktene. NCAR 1989 og GFDL 1989 bruker begge i atmosfæren en punktavstand på  $4.5^{\circ}\text{B} \times 7.5^{\circ}\text{L}$ , og dette er den fineste oppløsning i horisontalen pr. idag. GISS 1988 bruker en punktavstand på  $8^{\circ}\text{B} \times 10^{\circ}\text{L}$ . Det er gjort eksperimenter med varierende punktavstand (Blackburn et al., foredrag ved "International Conference on "Modeling of Global Climate Change and Variability", Univ. of Hamburg 11-15. sept. 1989).

Resultatene viser at den horisontale beskrivelse bør svare til en punktavstand mindre enn  $3.3^{\circ}\text{B} \times 5.6^{\circ}\text{L}$ . Med større punktavstand enn dette vil den regionale beskrivelse, særlig av stormbanene i vestavindsfeltet, bli feilaktige. De resultater som omtales i avsnitt 9d må derfor av den grunn ansees som noe usikre.

#### Den sonalmidlede bakketemperatur

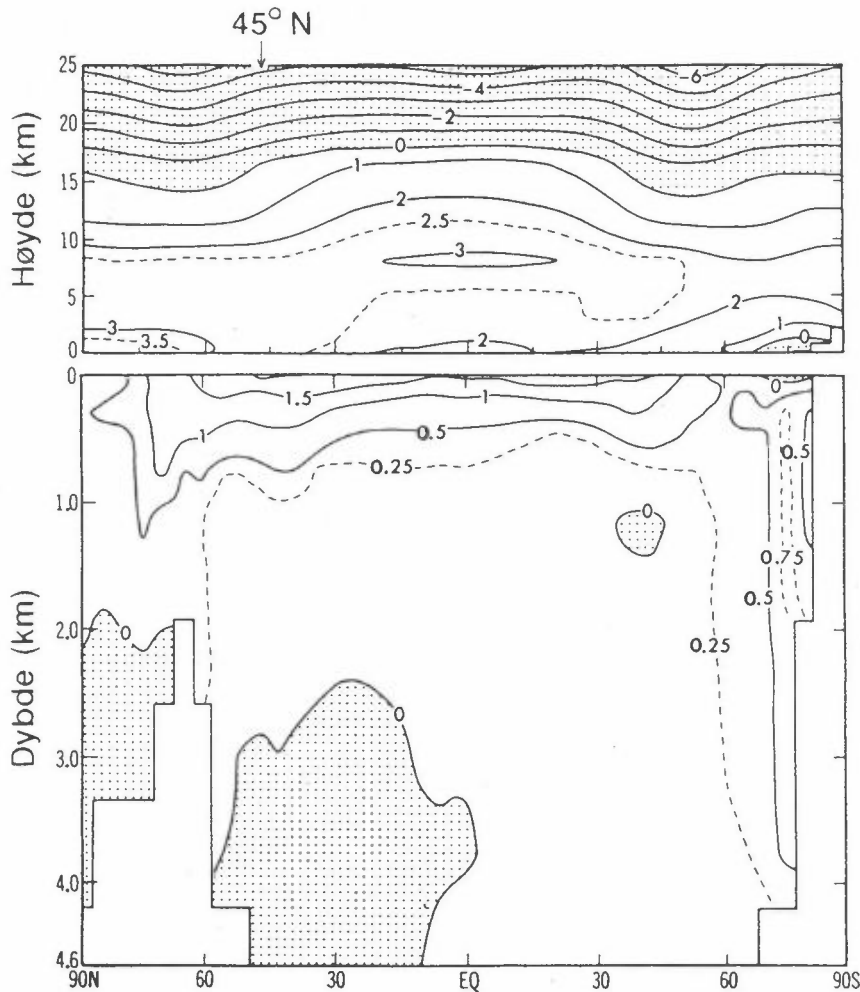
Figur 7.12 gir som nevnt dekademidler av den beregnede økning i årsmiddeltemperaturen ved bakken midlet langs breddesirkler. På den sydlige halvkule er oppvarmingen sterkt forsinket. Dette skyldes den ulike fordeling mellom hav og land på de to halvkuler. På den nordlige halvkule ser vi at oppvarmingen øker med breddegraden. Ved  $60^{\circ}\text{N}$  er i 2028 økningen i den sonale bakketemperatur 3.5 K.

På den sydlige halvkule finner vi i 2028 bare ubetydelig oppvarming mellom  $60$  og  $90^{\circ}\text{S}$ . Dette er av vesentlig betydning for endringen av isbreene i Antarktis. De vil heller øke enn avsmeltes.

#### Endring med høyden av den sonal-midlede temperatur

Fordelingen av temperaturøkningen som funksjon av breddegrad og høyden over jordoverflaten i  $2x\text{CO}_2$ -klimaet er gitt i figur 7.13, NCAR 1989. I

figur 7.14 er gitt temperaturøkningen fra 1958 til middelet for dekadene 2019-2028, beregnet av GFDL 1989. NCAR 1989 gir sonalmiddelet av  $\delta T^*$  for vinter (DJF), figur 7.13a og for sommer (JJA), figur 7.13b, mens GFDL modellen gir årsmiddelet av  $\delta T$ .



Figur 7.14: Beregnet endring av sonalt midlet årsmiddeltemperatur  
a) atmosfæren b) hav. Stouffer et al., 1989. GFDL.

Som nevnt har NCAR 1989 for kaldt kontrollklima i tropene (4 K) og noe for varmt kontrollklima ved høyere bredder (ca. 2 K ved 60°N). Modellen vil derfor gi for liten verdi av  $\delta T^*$  i tropene og noe for stor verdi ved høyere nordlig bredde. Fordampningen i tropene øker. Vann-dampen kondenseres i troposfæren (mest i 5-10 km's høyde) hvor derfor temperaturøkningen blir størst. Ved bakken gir vertikaltransport av følbare varme et sekundært maximum.

Vi ser fra figur 7.14 at GFDL modellen gir det forventede bilde av temperaturøkningen, mens NCAR modellen figur 7.13 gir for liten oppvarming i tropene både ved bakken og i høyden.

Ved jordoverflaten får vi i begge modeller størst oppvarming nord for ca.  $60^{\circ}\text{N}$ . Dette skyldes at havisen og kontinentenes snødekke har meget mindre utbredelse i  $2\times\text{CO}_2$ -klimaet. Luft over åpent hav blir meget varmere enn luft over en isflate, og luft over snødekke vil ikke bli varmere enn  $0^{\circ}\text{C}$ .

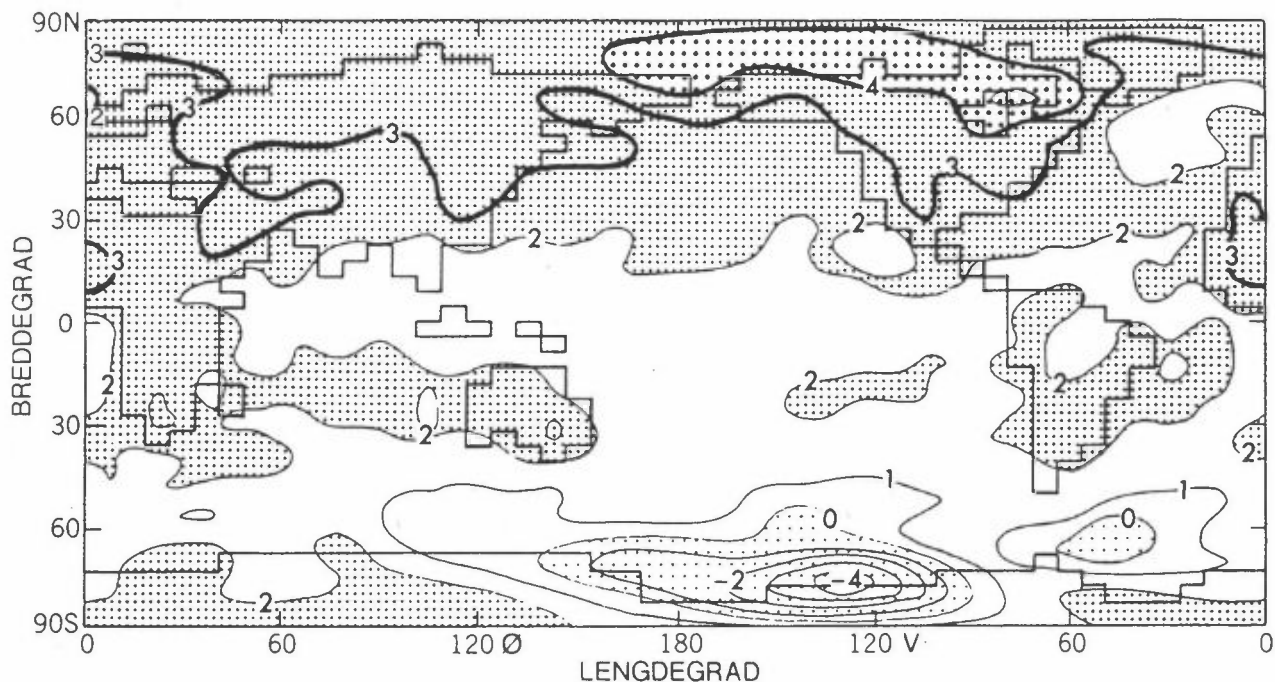
At temperaturøkningen i høyden (5-10 km) blir større i tropiske strøk enn ved høye bredder er av stor betydning for endringer i vestavindsfeltet og stormutviklingen ved våre bredder. Den økte temperaturforskjell ekvator-pol (økt baroklinitet) gir mer energi tilgjengelig til stormutviklingen, lavtrykksutvikling. I tillegg kommer at med økt temperatur får vi økt vanndampinnhold i luften og økt frigitt kondensasjonsvarme i lavtrykkenes nedbørsområde, og derfor større intensitet i lavtrykksutviklingen.

#### Geografisk fordeling av endringen i bakketemperaturen

Den geografiske fordeling av økningen av den årsmidlede bakketemperaturen ved en såkalt "dobling" av  $\text{CO}_2$  er beregnet av NCAR 1989 modellen, figur 7.9, a (vinter), b (sommer). Vi ser at for den nordlige halvkule er oppvarmingen om vinteren meget større enn om sommeren. Den sterkeste oppvarming får vi i sonen  $60-80^{\circ}\text{N}$  over kontinentene ( $7^{\circ}\text{C}$  over Sibir  $8^{\circ}\text{C}$  over Canada). Den laveste oppvarming i denne sonen får vi over Nord-Atlanteren. Over Skandinavia blir oppvarmingen om vinteren mellom 3 og 4 K. Om sommeren er oppvarmingen her beregnet til ca. 2 K.

GFDL 1989 modellen gir bare årsmiddelet av oppvarmingen, dekadene 2019-2028 figur 7.15. Vi ser at også her er oppvarmingen størst over kontinentene og for sonen  $60-80^{\circ}\text{N}$  får vi et minimum i oppvarming over Nord-Atlanteren. Dette sies å være forårsaket av en reduksjon i Golfstrømmens varmetransport. Temperaturøkningen over Skandinavia blir mellom 2 og 3 K i årsmiddel. Den sterke oppvarming over Sibir i

vinterhalvåret (ikke publisert fra GFDL modellen ennå) betyr en svekkelse av det kalde sibirske vinterhøytrykk. Vi må derfor forvente økt vestavind og lavtrykksaktivitet over våre områder om vinteren.



Figur 7.15: Beregnet endring i årsmiddeltemperatur ved bakken. Stouffer et al., 1989. GFDL.

I påvente av nyere klimamodellberegninger, med blant annet mindre punktavstand, må disse to modeller kanskje særlig GFDL modellen anses som de mest realistiske og beste pr. idag.

## 7.8 FREMTIDIG ARBEID

Stanley Grotch har også noen synspunkter på arbeid som må utføres i fremtiden (Grotch, 1988):

1. Først og fremst gjenstår det for de enkelte modellgruppene å få en bedre forståelse av hvorfor resultatene fra de forskjellige modellene viser så store avvik på regional skala. Et første skritt, som nå er underveis, er et samarbeid om å utføre beregninger med et

felles sett av startverdier og grensebetingelser. Dette vil forhåpentlig gjøre det mye lettere å foreta direkte sammenligninger mellom modellene og å identifisere årsakene til avvikene. Nærmere samarbeid mellom de forskjellige modellgruppene og med dem som arbeider med sammenligninger er av stor betydning for den videre utvikling av dette feltet.

2. Mer arbeid gjenstår når det gjelder å sammenligne variasjoner i tid. Modellene regner over et tidsrom på 3-10 år, og man antar at dette gir pålitelige verdier for årsmidler og årstidsmidler. Det er uklart om disse beregningene er kommet til likevekt eller om regionale forskjeller vil oppstå hvis man integrerer over lengre tidsrom. Det er også behov for at statistikere engasjerer seg mer i disse spørsmål for å bidra med mer rigorøse metoder for analyse av både historiske klimadata og resultater fra modellberegninger.
3. Det er behov for å videreutvikle de sammenligningsmetoder som er i bruk. Modellene beregner sine data på forskjellige typer av gridnett. For å lette sammenligningen har Grotch interpolert dataene slik at de foreligger på et felles gridnett ( $4 \times 5^{\circ}$ ). Det er behov for å studere hvilke interpolasjonsmetoder som er best egnet for dette formålet, spesielt for data som inneholder mye støy.
4. De praktiske problemene med å få tak i modellresultatene fra de forskjellige gruppene gjør det vanskelig å foreta slike sammenligninger. De store datamengdene som en slik beregning produserer kan fylle mange ruller med magnetbånd, og de enkelte gruppene har liten eller ingen tid og ressurser til å svare på henvendelser om å få utlevert data. Det er behov for bedre mekanismer for utveksling av data. En løsning kunne være å opprette et felles datasenter som kan tjene både som datalager for de enkelte modellgruppene og som en databank for dem som er interessert i foreta sammenligninger mellom modellresultater. Et slikt senter forutsetter imidlertid betydelige investeringer både i arbeidskraft og datautstyr, så vel som vilje hos modellgruppene til å dele slike data.
5. I sin sammenligning har Grotch kun sett på to klimavariabler, nemlig nedbør og overflatetemperatur. Det er også en rekke andre

variable og avledede størrelser som blir beregnet av disse modellene og som kan gi verdifull informasjon.

## 7.9 REFERANSER

### Modellberegninger

#### GFDL:

Stouffer, R.J., Manabe, S. and Bryan, K. (1989) Interhemispheric assymetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO<sub>2</sub>. Nature, 342, 660-662.

Wetherald, R.T and Manabe, S. (1988) Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. J. Atmos. Sci., 45, 1397-1415.

#### GISS:

Hansen, J., Fung, I., Lacis, A., Rind, D., Lebedeff, S., Ruedy, R. and Russell, G. (1988) Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model. J. Geophys. Res., 93:9341-9364.

Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, L., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. and Lerner, J. (1984) Climate Sensitivity Analysis of Feedback Mechanisms. In: Climate Processes and Climate Sensitivity (ed. J. Hansen and T. Takahashi) Geophysical Monograph 2a, 130-163. American Geophysical Union, Washington DC.

#### NCAR:

Washington, W.M., Meehl, G.A. (1984) Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. J. Geophys. Res., 89, 9475-9503.

Washington, W.M. and Meehl, G.A. (1989) Climate sensitivity due to increased CO<sub>2</sub>: Experiments with a coupled atmosphere and general circulation model. Clim. Dyn., 4:1-38.

#### UKMO:

Ingram, W.J., Wilson, C.A. and Mitchell, J.F.B. (1989) Modelling climate change: an assessment of sea-ice and surface albedo feedbacks. J. Geophys. Res., 94, 8609-8622.

Mitchell, J.F.B., Senior, C.A. and Ingram, W.J. (1989) CO<sub>2</sub> and climate: a missing feedback? Nature, 341, 132-4.

Wilson, C.A. and Mitchell, J.F.B. (1987a) A doubled CO<sub>2</sub> Climate Sensitivity experiment with a GCM including a simple ocean. J. Geophys. Res., 92, 13315-13343.

Andre referanser:

Alexander, R.C, Mobley, R.L. (1976) Monthly average sea-surface temperatures and ice pack limits on a 1<sup>0</sup> global grid. Mon. Weather. Rev., 104:143-148.

Blackburn, M., Valdes, P.J., James, I.N., Hoskins B.J., and Dunn, K.L. (1989) The effects of resolution on climate simulations by a general circulation model. Foredrag ved International conference on "Modeling of global climate change and variability", Univ. of Hamburg, 11-15 sept.

Cess, R.D., Potter, G.L., Blanchet, J.P., Boer, G.J., Ghan, S.J., Kiehl, J.T., Treut, H. Le, Li, Z-X, Liang, X.Z., Mitchell, J.F.B., Morecrette, J.J., Randall, D.A., Riches, M.R., Roeckner, E., Schlese, U., Slingo, A., Taylor, K.E., Washington, W.M., Wetherald, R.T. and Yagii, I. (1989) Interpretation of cloud - climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. Science, 245, 513-516.

Dickinson, R.E. (1981) "Convergence rate and stability of ocean-atmospheric coupling schemes with a zero-dimensional climate model". J. Atmos. Sci., 38, pp 2112-2120.

Eliassen, A. and Pedersen, K. (1976) Meteorology an introducing course, Volume I, Physical processes and motion, Universitetsforlaget.

Eliassen, A., Grammeltvedt, A., Mork, M., Pedersen, K., Weber, J.E., Braathen, G. og Dovland, H. (1989) "Klimaendring i Norge ved økt drivhuseffekt". Rapport til Miljøverndepartementets klimautredningsgruppe.

Gates, W.C. (1979) "An essay on the physical basis of climate". Rep. No. 7. Climatic Research Insititute, Oregon State University, Corvallis.

Grotch, S.L. (1988) "Regional Intercomparisons of General Circulation Model Predictions and Historical Climate Data", (DOE/NBB-0084), U.S. Department of Energy, Washington D.C.



- Levitus, S. (1982) Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional Paper 13, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington DC, 173 p.
- Manabe, S. og Wetherald, R.T. (1975) The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
- Manabe, S. og Wetherald, R.T. (1980) On the distribution of climate change resulting from an increase in CO<sub>2</sub>-content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 99-118.
- Manabe, S. og Wetherald, R.T. (1987) "Long-Scale Changes of Soil Wetness Induced by an Increase in Atmospheric Carbon Dioxide". *J. Atmos. Sci.*, 44, No. 8, 1211-1235.
- Mitchell, J.F.B., Senior, C.A. og Ingram, W.J. (1989) "CO<sub>2</sub> and climate: a missing feedback?" *Nature*, 341, 132-134.
- Mitchell, J.F.B. (1989) The "Greenhouse" effect and climate change. *Rev. of Geoph.*, 27 pp 115-139.
- Newell, R.E., Kidson, J.W., Vincent, D.G. and Boer, G.J. (1972) The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interactions with Extra-Tropical Latitudes, Vol. 1, M.I.T. Press, Cambridge, MA, 258 pp.
- Oort, A.H. (1983) "Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973". NOAA Professional Paper 14, U.S. Govt. Printing Office, Washington DC.
- Raval, A. and Ramanathan, V. (1989) Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, 342, 758-761.
- Russel, G.L., Miller, J.R. and Tsang, L.C. (1985) Seasonal oceanic heat transports computed from an atmospheric model. *Dyn. Atmos. Ocean.*, 9, 253-271.
- Schlesinger, M.E. (1983) A review of climate model simulations of CO<sub>2</sub>-induced climatic change. Report No. 41, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, OR, 135 pp.
- Schlesinger, M.E. (1984) "Climate Model Simulations of CO<sub>2</sub>-induced Climatic Change". *Adv. Geophys.*, 26, Academic Press, New York, 1984, 141-235.

- Schlesinger, M.E. and Mitchell, J.B. (1985) "Model Projections of the Equilibrium Climatic Response to Increased Carbon Dioxide", 82-147 in M.C. MacCracken and F.M. Luther (eds.) *Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, (DOE/ER-0235), U.S. Dept. of Energy, Washington D.C.
- Schlesinger, M.E. (1986) "Equilibrium and transient climatic warming induced by increased atmospheric CO<sub>2</sub>". *Climate Dynamics*, 1, 35-51.
- Schutz, C. and Gates, W.L. (1972a) "Global Climatic Data for Surface, 800 mb and 400 mb". July (Report R-1029-ARPA). Rand Corporation, Santa Monica, California. Available from NTIS (AD-760283), Springfield, VA.
- Schutz, C. and Gates, W.L. (1972b) "Global Climatic Data for Surface, 800 mb and 400 mb". January (Report R-915-ARPA). Rand Corporation, Santa Monica, California. Available from NTIS (AD-760283), Springfield, VA.
- Vonder Haar, T.H. and Oort, A.H. (1973) New estimates of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 169-172.
- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1983) "General Circulation Model Experiments of the Climatic Effects Due to a doubling and quadrupling of Carbon Dioxide Concentration". *J. Geophys. Res.*, 88, No. C11, 6600-6610.
- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1984) Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.*, 89, 9475-9503.
- Washington, W.M. og Meehl, G.A. (1989) "Climate sensitivity due to increased CO<sub>2</sub>: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model". *Climate Dynamics*, 4, 1-38.
- Wetherald, R.T. and Manabe, S. (1986) "An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing", *Climatic Change*, 8, 5-23.
- Wetherald, R.T. and Manabe, S. (1988) "Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model". *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397-1415.
- Wigley, T.M.L. and Raper, S.C.B. (1990) "Natural variability of the climate system and detection of the open house effect." *Nature*, 344, pp 324-327.

Wilson, C.A. and Mitchell, J.F.B. (1987) "Simulated climate and CO<sub>2</sub>-induced climate change over Western Europe" Climatic Change, 10, 11-42.

## 8 FORSKNINGSBEHOV

### 8.1 INNLEDNING

Det har i de senere år vært gjort store fremskritt i forståelsen av jordens klimasystem. Satellittbårne instrumenter kan måle jordens strålingsbudsjett. Følsomme og presise kjemiske analysemetoder gjør det mulig å følge endringer i konsentrasjonen av drivhusgassene. Paleoklimatologien er en vitenskapsgren som har hatt stor fremgang de siste 10-15 år. Man har endelig kunnet bevise at Milankovic's hypotese for å forklare svingninger mellom istider og mellomistider i hovedtrekk er riktig. Men, selv om man forstår den grunnleggende årsak (endringer i jordbanens form og jordaksens helning), er det fortsatt uklart hvilke mekanismer og tilbakekoblinger som er med og styrer disse klimasvingningene. De numeriske klimamodellene har de siste årene gjennomgått store forbedringer, og de kan idag med rimelig god presisjon forutsi fremtidens globale middeltemperatur for en gitt sammensetning av atmosfæren.

Men det er fortsatt langt frem til en tilfredsstillende forståelse av jordens klimasystem, og de numeriske klimamodeller greier ennå ikke å beregne fremtidens klima på regional og lokal skala med god nok presisjon. Vi skal i de følgende avsnitt se på en del av de forskningsbehov som finnes. Opplysningene er hentet fra forskjellige rapporter fra inn- og utland (se referanseliste i slutten av kapitlet), og er ikke ment å være noen uttømmende oversikt over de forskningsbehov som eksisterer. De bør snarere oppfattes som eksempler på hvor det kreves videre innsats.

### 8.2 DRIVHUSEFFEKTEN

Det er behov for bedre kjennskap til drivhusgassenes optiske egenskaper, dvs. hvordan de absorberer og emitterer elektromagnetisk stråling. Strålingsegenskapene til CO<sub>2</sub> er blitt grundig studert og er godt kjent. Den største usikkerheten for CO<sub>2</sub> gjelder formen på absorpsjonslinjene ("line shape"), og det gjenstår å utvikle en modell som beskriver vingene på absorpsjonslinjene.

For vanndamp er det store uoverensstemmelser mellom de forskjellige modellene. Det er viktig å få til en bedre beskrivelse av vanndamps optiske egenskaper. Øket  $\text{CO}_2$  vil også gi mer  $\text{H}_2\text{O}$  i atmosfæren. Uten god kjennskap til vanndamps optiske egenskaper er det ikke mulig å beregne nøyaktig temperaturøkningen som følge av øket  $\text{CO}_2$ . Også for de andre drivhusgassene er det nødvendig med noe mer arbeid for å kartlegge strålingsegenskapene. Siden vanndamp spiller en så viktig rolle i strålingsbudsjettet bør en øket forståelse av denne prioriteres. Det er også nødvendig med mer kjennskap til aerosolers optiske egenskaper.

Det er behov for mer presise målinger av solkonstanten,  $S_0$ , og det er nødvendig å verifisere eksisterende strålingstransportmodeller mot laboratorie- og feltmålinger.

### 8.3 DRIVHUSGASSER OG AEROSOLER

En av de største usikkerhetene forbundet med prognoser for fremtidens klima ligger i scenariene for fremtidige konsentrasjoner av drivhusgassene. Konsentrasjonen av klimagassene vil avhenge både av antropogene utslipp og endringer i naturlige utslipp som følge av f.eks. en temperaturendring. Prognoser for antropogene utslipp er det antagelig umulig å få til med noen særlig grad av presisjon, da de vil avhenge av samfunnsmessige og politiske forhold. Det er naturvitenskapens oppgave å lage modeller som med gitte utslipps-scenarier kan gi best mulige prognoser for fremtidens klima. Mer kunnskap om de enkelte drivhusgasser er nødvendig for å nå dette målet.

Det mangler informasjon om den romlige og temporære fordeling av drivhusgassene. Det er behov for flere målinger av konsentrasjonen av klimagasser over hele kloden. Denne informasjonen er nødvendig som inngangsdata til klimamodellene, og de trengs for å verifisere at modellene "regner riktig". Det er nødvendig med:

- Langtidstrender av  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , klorerte hydrokarboner, klorfluorkarboner og deres erstatningsstoffer,  $\text{OCS}$ ,  $\text{O}_3$  og andre species.

- Geografisk distribusjon av troposfærisk og stratosfærisk temperatur og ozon-konsentrasjon.
- Fluks av sporgasser
- Troposfærisk og stratosfærisk konsentrasjon av kortlivede gasser som NO, NO<sub>2</sub>, OH, HO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> og de mer langlivede reservoargasser som f.eks. ClONO<sub>2</sub>.
- Målinger for å studere prosesser som styrer utveksling av gasser og partikler mellom troposfæren og stratosfæren.

For en del geografiske områder er det stor mangel på utslippsdata. Overvåking av utslipp av følgende forbindelser bør forbedres:

- CO<sub>2</sub>-utslipp i forbindelse med rydding av tropisk regnskog.
- CH<sub>4</sub>-utslipp fra rismarker, sumper, søppelfyllinger, brenning av biomasse, produksjon og distribusjon av naturgass og fra områder med permafrost.
- NO<sub>x</sub>-, CO- og hydrokarbonutslipp, som fører til dannelse av troposfærisk ozon.

Kjennskap til de indirekte virkninger av aerosoler på klimaet er svært mangelfulle og bør derfor forbedres ved forskning på følgende områder:

- Aerosolers innvirkning på kondensasjon av vanndamp og dens bidrag til skydannelse.
- Aerosol-induserte forandringer i skyenes strålingsegenskaper.
- Aerosol-dannelse forårsaket av antropogene sporgasser (sekundære aerosoler).
- Den atmosfæriske levetiden for aerosoler som en funksjon av partikkelstørrelse, kjemisk sammensetning, partikkelvekst etc.

- Optiske egenskaper for sammensatte partikler som består av flere kjemiske forbindelser.
- Kinetikk for reaksjoner mellom aerosoler og gasser.
- Forandringer i partikkelstørrelsen som en funksjon av atmosfærens vanndampinnhold.
- Fotokjemiske omvandlingsprosesser.
- Aerosol-prosessers innvirkning på oppførsel ved transport.
- Global fordeling og regional transport av aerosoler.
- Aerosoler og deres optiske egenskaper må bli bedre ivaretatt i klimamodellene.

Norge, og særlig Spitsbergen, ligger i utkanten av Europa og kan derfor betraktes som lyttepost for Europas bidrag til den globale luftforurensning. Det er derfor av stor betydning at det utføres målinger av troposfærens sammensetning fra norsk territorium.

#### 8.4 TILBAKEKOBLINGER OG VEKSELVIRKNINGER

Det er behov for mer kunnskap om vekselvirkningen mellom de forskjellige delene av jord/klimasystemet som f.eks. atmosfære, hav, kryosfære, biosfære osv. Følgende fenomener krever videre forskning:

- Tilbakekoblingsmekanismer mellom økning i konsentrasjonen av drivhusgasser, havfordampning og nedbør, med spesiell vekt på frigjøring av latent varme og forandringer i den vertikale temperaturprofil.
- Tilbakekoblingsmekanismer mellom global temperaturøkning og utveksling av CO<sub>2</sub> og metan mellom atmosfære og biosfære forårsaket, f.eks, av tining av områder med permafrost.

- Gjødslingseffekt av høyere CO<sub>2</sub>-konsentrasjon i atmosfæren. Noen forskere antar at mer CO<sub>2</sub> vil øke CO<sub>2</sub>-assimileringen hos planter.
- Betydning av skogdød for drivhuseffekten. Skogdøden som er observert i industrialiserte land svekker ett av slukene for CO<sub>2</sub>. Dette vil kunne føre til høyere CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren.
- Drivhuseffekten av troposfærisk ozon og stratosfærisk vanndamp. Konsentrasjonen av troposfærisk ozon viser store variasjoner fra område til område, og en evt. økning av vanndampkonsentrasjonen i den øvre stratosfære er vanskelig å måle.
- Tilbakekobling mellom økning i atmosfærisk CO<sub>2</sub> og El Niño-fenomenet. I år med El Niño er det en tydelig økning i CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen. En bedre forståelse av denne mekanismen ville gi et viktig bidrag til en bedret forståelse av karbonsyklusen.
- Tilbakekobling mellom klimaforandring og forandring i antropogene faktorer (f.eks. albedo og aerosoler). Den atmosfæriske aerosolkonsentrasjonen vil antagelig øke hvis subtropiske ørkener øker i omfang. Temperaturfallet på den nordlige halvkule fra 1940 til 1975 er blitt forklart med øket konsentrasjon av aerosoler. Albedoen forandres hvis vegetasjon blir borte (f.eks. rydding av tropisk regnskog). Mens fjerning av vegetasjon fører til øket CO<sub>2</sub> i atmosfæren, vil en økning av albedoen (dvs. større refleksjonsevne) motvirke temperaturøkningen.
- Virkningen av menneskelig aktivitet ved polene. Spesiell oppmerksomhet må vies problemene med arktisk dis og forurensning av jordoverflaten i Antarktis (reduert albedo).

Fysiske og biologiske prosesser i den nordlige delen av Norskehavet, Grønlandshavet og Barentshavet er av stor betydning for havets karbon- og varmebudsjett. Om sommeren fikseres store mengder karbon ved planteplanktonets fotosyntese, og endel av karbonet transporteres til bunnen ved passiv sedimentering, aktiv transport gjennom næringskjeden og ved vertikale vannbevegelser. Bunnvannsdannelsen i området er også viktig for det generelle sirkulasjonsmønsteret i Atlanterhavet, og



denne prosessen forsterker den vertikale transporten av karbon fra overflatelagene. Studier av sedimenteringen i området vil være viktig for å vurdere klimasituasjonen i dag sammenlignet med tidligere tiders klima, som gjenspeiles i sedimentprøver fra bunnlagene. Det er behov for videre forskning på dette området. Det er også behov for å overvåke miljøfaktorer, spesielt strøm og temperatur, i Atlanterhavsstrømmen og der det dannes bunnvann.

### 8.5 PALEOKLIMATOLOGI

Det er behov for mer kunnskap om de mekanismer som styrer jordens klima. Paleoklimatologien har funnet de grunnleggende årsaker til svingningene mellom istider og mellomistider, som har preget jordens klima de siste 2 millioner år. Det er imidlertid fortsatt uvisst hvilke tilbakekoblingseffekter som er ansvarlige for klimaendringene. Enkelte forskere mener at endring i innstråling og albedo er nok til å forklare de store klimasvingningene mellom en istid og en mellomistid. Andre mener at biosfæren gjennom den biologiske CO<sub>2</sub>-pumpen også spiller en avgjørende rolle. Mer kjennskap til bl.a. slike effekter er nødvendig for å kunne skjelne mellom naturlige og antropogene variasjoner i klimaet.

Kunnskap om fortidens klima kan være til hjelp for å lage klimascenarier, men fortidens klima kan ikke tjene som eksakt analogi for fremtidens klima. De forandringer som endringer i jordbanens form og jordaksens helling påfører jordens klimasystem har størst effekt ved høye breddegrader, mens en endring i drivhuseffekten p.g.a. øket CO<sub>2</sub> og andre klimagasser vil ha størst effekt ved lave breddegrader.

Data om fortidens klima er nødvendige for å verifisere klimamodellene. Det er nødvendig med tester for for å vise hvor godt modellene kan simulere klimaet når strålingsforholdene endres, og når klimaendringene er store i forhold til de klimaendringer som er registrert i løpet av de siste hundre år. Det er behov for flere paleoklimatiske data for å gjennomføre slike tester.

Internasjonal forskning fokuserer på den siste interglasiale/glasiale

syklus (dvs. de siste 150 000 år), som også er tidsrammen foreslått i det internasjonale tverrfaglige programmet IGBP. Norge har i deler av paleoklimatologien naturgitte forutsetninger og fordeler. Fordi Norge med Svalbard dekker mange breddegrader i et klimatisk sett sensitivt område, bør bre- og klimavariasjoner for de siste 150.000 år være et prioritert område for norske forskere.

#### 8.6 METEOROLOGISKE OBSERVASJONER

Den estimerte globale oppvarmingen på  $0,5^{\circ}\text{C}$  over de siste 80-100 år er antagelig pålitelig innenfor  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ . Dataene inneholder mye støy, og i statistisk terminologi er ikke økningen signifikant. Med den trenden man nå ser må man fortsatt ha 10 år med målinger for å avgjøre med sikkerhet at vi er vitne til en temperaturøkning.

Det er behov for innsats innen følgende områder:

- Eksisterende dataserier bør bli bedre utnyttet, og det bør gjøres mer arbeid med paleoklimatiske data.
- Det er et akutt behov for å utføre målinger og å utvikle bedre målemetoder for å bedre kvaliteten på data for nedbør, skydekke og vertikal temperaturfordeling. Som vist i kap. 7 (se figur 7.14) ventes temperaturøkningen å bli størst nær bakken ved høye nordlige bredder og i 5-10 km høyde i tropene. Variabiliteten i klimaet er vesentlig mindre i tropene enn ved høye breddegrader. Dette betyr at signal/støy-forholdet vil være vesentlig mindre i tropene. Det bør derfor satses på mer utstrakt bruk av radiosonder mellom  $20^{\circ}\text{N}$  og  $20^{\circ}\text{S}$ .
- Satellitter bør brukes i større utstrekning. Eksisterende satellittdata bør brukes som grunnlag, og nye metoder bør utvikles for å oppnå data for fordelingen av sporgasser, skydekke, atmosfærens strålingsbalanse og vegetasjon.

- Data for de ovenfor nevnte klimarelevante parametere bør samles inn så snart som mulig for å sette oss i stand til å identifisere og vurdere effektene av den klimaendring som er ventet for 90-årene.

Rapporten fra DNMI (Aune, 1989) inneholder en del forslag til undersøkelser som bør gjøres i Norge. Listen nedenfor inneholder en del av dem:

- Homogenitetstesting av observasjonsserier.
- Bygge opp det mest mulig maksimale datasett med lange observasjonsserier. Dette må også inneholde andre observasjoner enn lufttemperatur og nedbør.
- Gjennomføre undersøkelser av klimavariabilitet og om klimaendringer ved hjelp av forskjellige filterteknikker.
- Bygge opp en database med værtyper som er koplet sammen med forskjellige observasjonsserier. Det er spesielt viktig å finne hvilke værtyper som er karakteristiske for ekstremverdiene i observasjonsseriene, f.eks. hvilke værtyper det er som har gitt ekstrem temperatur og nedbør på års-, sesong- og månedsbasis.
- En "værtype"-database vil være et utmerket grunnlag for studier som vil sette oss bedre istand til å forstå hvilke værmekanismer som er årsak til den store variabiliteten i Norges klima, utviklingen av klimaet frem til idag og hvordan klimaet i Norge kan utvikle seg i årene fremover.
- Bearbeide observasjonsserier fra Arktis. Observasjonsseriene fra norske stasjoner er for dårlige til å bearbeides for klimaformål uten at de først kontrolleres grundig og eventuelt også korrigeres.

## 8.7 NUMERISKE KLIMAMODELLER

### 8.7.1 Forbedring av klimamodellene

Det store spriket på regional skala mellom de forskjellige modellberegningene viser at det er et stort behov for videre utvikling av slike modeller, og at man må ha mer regnekraft for å kunne ta hensyn til prosesser som skjer på en mindre skala.

Det er særlig to prosesser som idag er dårlig beskrevet i de generelle atmosfæriske sirkulasjonsmodellene, og det er skydannelse og varmeutveksling med havet. Skydannelse foregår på svært liten skala, så denne prosessen må parametriseres. De nyeste klimamodellene tar et visst hensyn til varmeopptak i havet, og tre modeller (GISS 1988, NCAR 1989 og GFDL 1989, se kap. 7 for referanser) tar med horisontal transport i havet. Bare to modeller (NCAR og GFDL) er såkalte koblede atmosfære- og havsirkulasjonsmodeller. Det er ingen klimamodeller som tar hensyn til den storstilte transport av vann (og varme) som er involvert i dypvanns-dannelse og -transport. Det vil bli nødvendig å kombinere de atmosfæriske sirkulasjonsmodellene med tilsvarende modeller for transport i havet. Det vil være behov for samarbeid mellom meteorologer og oceanografer for å nå dette målet. Siden klimamodeller skal forutsi klimaet for 50-100 år fremover, vil det også bli nødvendig å inkludere en beskrivelse av hvordan de enkelte gasser reagerer med hverandre i atmosfæren. Det vil her bli nødvendig med bidrag fra atmosfærekjemikere.

Rapporten fra den tyske Forbundsdagen inneholder følgende anbefalinger til hva som bør forbedres i klimamodellene:

- Modellering av skyer og deres tilbakekoblingsmekanismer med atmosfærisk stråling og dynamikk.
- Parametrisering av utveksling av bevegelsesmengde, varme og vandedamp mellom jordens overflate og den frie atmosfære.
- Beskrivelse av jordoverflatens struktur (orografi).

- Modellering av jet-strømmer i den øvre atmosfære.
- Simulering av havet, spesielt havstrømmer og dyphavssirkulasjon.
- Vekselvirkningene mellom atmosfæren, havet, kryosfæren, biosfæren og atmosfærekjemi.
- Havets betydning for CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren, spesielt med hensyn på havets lagringskapasitet for CO<sub>2</sub> og hvordan denne påvirkes av en klimaendring.
- Modellsimuleringer av dagens klima må verifiseres, der det er mulig, v.h.a. statistiske metoder basert på observerte data.

Spesiell vekt bør legges på betydningen av vanndamp, høye skyer og vanninnholdet i skyer. Det må forskes til for å oppnå mer informasjon om absorpsjons- og emisjons-koeffisienter for atmosfæriske sporgasser. Vanndampens kontinuum-absorpsjon er fortsatt ikke godt beskrevet, til tross for at den har en betydelig innvirkning på klimaet.

Det ville også være svært ønskelig å installere en generell sirkulasjonsmodell i Norge, og videreutvikle denne slik at man kan ta spesielt hensyn til norske forhold. Man kan f.eks. tenke seg en modell som har et 4 x 5 graders gridnett for det meste av jordoverflaten, men som opererer med et mye tettere gridnett over et lite område (f.eks. Europa eller Skandinavia). En slik modell vil ikke kreve mye mer regnetid enn en modell med et uniformt gridnett, men den vil kunne gi mer pålitelige resultater for Norge.

Implementering og drift av en slik modell vil kreve store ressurser, både personellmessig og med hensyn til datakraft. Det vil i et lite land som Norge ikke være rasjonelt med mer enn ett miljø for en slik aktivitet, så man må satse på å forene de krefter som har kompetanse på de forskjellige relevante områdene. På den annen side er det av betydning at vi i Norge får et nasjonalt miljø for klimamodellering fremfor å basere oss ensidig på resultater fra utlandet. Norge ligger i et klimamessig sensitivt område, og det er derfor av betydning å utvikle modeller som spesielt tar hensyn til norske forhold. Norge

ligger dessuten i et område der dagens klimamodeller viser et meget stort sprik. Det er derfor av betydning å få øket forståelse av hvorfor de enkelte modeller gir såpass forskjellige resultater, og det bør satses på å utvikle en modell som kan beskrive vår del av verden mer presist.

I kapittel 7.8 er det også omtalt en del forskningsbehov innen klimamodellering.

### 8.7.2 Analyse og sammenligning av modellresultater

Det er behov for pålitelige metoder for å sammenligne resultater fra forskjellige modellberegninger. De sammenligningene som er publisert hittil, betrakter enten jorden under ett eller de konsentrerer seg om områder fjernt fra Norge. Det er derfor behov for å bygge opp kompetanse i Norge på dette området. Man må anta at det vil komme mer pålitelige resultater etter hvert som modellene videreutvikles og mer regnekraft blir tilgjengelig. Med den stadig økende interessen for disse spørsmål vil sannsynligvis slike resultater foreligge stadig oftere. Det er derfor behov for å konstruere et verktøy som raskt kan foreta analyse, sammenligning og presentasjon av resultatene fra modellberegninger.

Med et slikt verktøy vil man kunne foreta interpolasjon mellom forskjellige felter for å bringe dataene på et felles gridnett. Det vil også bli nødvendig med ARIMA (Autoregressive Integrated Moving Average)-modellering for å teste tidsserier for signifikans i beregnet temperaturøkning. Det vil videre bli behov for verktøy for grafisk fremstilling av feltene. I tillegg til å sammenligne temperatur, som er den klimaparameter vi har konsentrert oss om her, vil det være av betydning å studere andre klimavariabler som nedbør, fuktighet i jordsmonn, vindforhold, utbredelse av havis etc.

## 8.8 REFERANSER

Aune, B. (1989) Lufttemperatur og nedbør i Norge. Utvikling i løpet av tiden med instrumentelle målinger. Det norske meteorologiske institutt, rapport nr. 26/89.

German Bundestag (ed.) (1989) Protecting the Earth's Atmosphere. Report of the Study Commission of the 11th German Bundestag, "Preventive Measures to Protect the Earth's Atmosphere", Bonn 1989.

Grotch, S.L. (1988) "Regional Intercomparisons of General Circulation Model Predictions and Historical Climate Data", (DOE/NBB-0084), U.S. Department of Energy, Washington D.C.

MacCracken, M.C. and Luther, F.M. (eds.) (1985), Detecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, (DOE/ER-0235), U.S. Department of Energy, Washington D.C.

MacCracken, M.C. and Luther, F.M. (eds.) (1985), Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, (DOE/ER-0237), U.S. Department of Energy, Washington D.C.

Nasjonal komité for miljøvernforskning, NAVF (1989), Program for klima- og ozonforskning, Oslo.

## 9 SUMMARY

The atmosphere's contents of greenhouse gases such as water vapour ( $\text{H}_2\text{O}$ ) and carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ) are primarily responsible for the inhabitable climate of the Earth. If it had not been for the greenhouse gases, the global mean temperature would have been  $-18^\circ\text{C}$  rather than  $+15^\circ\text{C}$ , the current temperature. Greenhouse gases transmit short-wave solar radiation, whereas they absorb long-wave (thermal or infrared) radiation emitted by the surface of the Earth. Solar radiation reaching the top of the atmosphere has a mean intensity of  $236 \text{ W/m}^2$ . The Earth's surface radiates  $391 \text{ W/m}^2$  as long-wave radiation (black body radiation). In order to maintain the radiation balance, the Earth has to radiate  $236 \text{ W/m}^2$  back into space. The difference,  $391 - 236 = 155 \text{ W/m}^2$ , is trapped in the atmosphere. This is the magnitude of the greenhouse effect.

Anthropogenic emissions of greenhouse gases increase the greenhouse effect, and it is this increase which is usually referred to as the greenhouse effect. The most important greenhouse gases are:

- Carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ), which is released by fossil fuel combustion and clearing of tropical rain forest.
- Methane ( $\text{CH}_4$ ), which is emitted by cattle, rice paddies and leakage occurring in the production and distribution of natural gas.
- Chlorofluorocarbons (CFC) and halons, which are used as refrigerants, propellants in aerosols, blowing agents in the production of plastic foams and fire extinguishing agents.
- Tropospheric ozone ( $\text{O}_3$ ), which is formed by photochemical reactions between nitrogen oxides ( $\text{NO}_x$ ) and hydrocarbons.
- Nitrous oxide ( $\text{N}_2\text{O}$ ), which is formed by microbiological activity.

Water vapour ( $\text{H}_2\text{O}$ ) has a greenhouse effect that is in fact approx. 4 times larger than for  $\text{CO}_2$ . However, since it is not anthropogenic it



is not usual to include water vapour as a greenhouse gas in the same way as  $\text{CO}_2$  and the other radiatively active gases. It is more correct to consider the atmospheric concentration of  $\text{H}_2\text{O}$  as a feedback.

Before the industrial revolution, atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations were approx. 280 ppm (0.028%), and today they are 350 ppm. The annual increase is 0.4%. The concentrations of the other greenhouse gases are also increasing. The infrared absorption capacity varies widely from one greenhouse gas to the other, and  $\text{CO}_2$  is in fact the least efficient absorber among them. Its importance is caused by its relatively high concentration in the atmosphere and by the fact that it is being emitted in much larger quantities than the other gases. It seems probable that there will be a global warming of 2-3°C within the next 40-50 years. Carbon dioxide will be responsible for approx. 50% of this increase, and the CFCs will contribute with approx. 30%. The rest will be caused by methane, nitrous oxide and tropospheric ozone.

Knowing the intensity of the solar radiation hitting the Earth, the Earth's reflectivity (albedo) and the concentrations of greenhouse gases, one would assume it possible to calculate the global mean temperature at the Earth's surface. There are, however, a number of feedback mechanisms which can either amplify or attenuate the effects of an increased greenhouse capacity of the atmosphere. The atmospheric content of water vapour is an example of a positive feedback mechanism, since an increase in temperature (caused by more  $\text{CO}_2$ ) will lead to more evaporation and hence more water vapour in the atmosphere. This will in turn lead to higher temperatures and so forth. Changes in albedo and cloud cover are other examples of important feedback mechanisms. The ocean plays an important role in the climate system since its large heat capacity will cause a time lag in the temperature increase. The ocean is also an important reservoir of dissolved  $\text{CO}_2$ .

The Earth has, during its geological history, been subject to large climatic variations. The last one millions years have been characterized by repeated alternations between interglacial and glacial periods. The present interglacial period began roughly 10,000 years ago. The warmest period during the last 800,000 years was the previous interglacial which reached its maximum temperature approx. 125,000

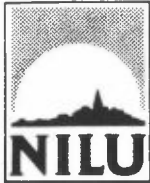
years ago. The global mean temperature was then  $1^{\circ}\text{C}$  higher than now, and at our latitude it was probably  $2^{\circ}\text{C}$  warmer. Information from past climates can help in constructing climate scenarios, but past climates cannot serve as exact analogs for future climate changes. Paleoclimatic information is, however, needed for validating the results of numeric climate models.

Analysis of the temperature record for the last 100 years shows that the global mean temperature has increased by  $0.5^{\circ}\text{C}$  between 1860 and today. There is controversy between scientists if this increase should be attributed to natural climatic variations or human activity. The temperature record for Norway shows an increase from 1870 until 1940 followed by a cooling. While the global mean temperature has increased during the last decade, North-West Europe has experienced a temperature decrease.

The climate of the future can only be predicted by means of numeric model calculations. In order to project climate on regional and local scales one has to use so-called general circulation models (GCM), which are large and complex computer programmes. These models still involve substantial uncertainties. Properties of clouds and the exchange of heat between atmosphere and ocean are just two examples of processes which are not properly described in the models. The geographic resolution, which in the best case is  $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ , is too low. A number of physical processes need a better description in order to make reliable projections of future climate. At the present stage of model development, biological processes will probably be of less importance. There is also a need for faster computers, so that one can divide the Earth into smaller grid cells and integrate with shorter time steps over longer periods of time than what is feasible today.

If the release of greenhouse gases continues in the same way as the last 20 years ("business as usual" scenario), the atmospheric content of greenhouse gases by 2030 will be equivalent to a doubling of the 1958  $\text{CO}_2$  concentration. GCM calculations show that such a doubling of  $\text{CO}_2$  will lead to an increase in the global mean temperature of 1.3 to  $4.2^{\circ}\text{C}$ . On a regional scale, the discrepancies are much larger. Depending upon the model, winter temperatures in Norway will be from 3 to

16°C higher than today (1-18°C in Spitzbergen) and summer temperatures will be 1-5°C higher (1-4°C in Spitzbergen). More recent results (1988 and 1989) show a more moderate temperature increase. The new models have a better description of cloud properties and heat exchange between ocean and atmosphere. The two most recent models are so-called coupled models, which means that both the atmospheric and oceanic circulation are calculated. The most recent results indicate that, in Norway, one can expect a 3-4°C increase in the mean winter temperature and a 2°C increase in the summer temperature.



NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING (NILU)  
NORWEGIAN INSTITUTE FOR AIR RESEARCH  
POSTBOKS 64, N-2001 LILLESTRØM

RAPPORTTYPE OPPDRAGSRAPPORT	RAPPORTNR. OR 21/90	ISBN-82-425-0125-4	
DATO APRIL 1990	ANSV. SIGN. <i>Skovland</i>	ANT. SIDER 253	PRIS Kr 285,-
TITTEL Drivhuseffekten og klimautviklingen		PROSJEKTLEDER G.O. Braathen	
		NILU PROSJEKT NR. O-8981	
FORFATTER(E) J. Blindheim, G.O. Braathen, H. Dovland, J.S. Gray, I. Hanssen-Bauer, Ø. Hov, I. Isaksen, J. Mangerud, M. Mork, K. Pedersen		TILGJENGELIGHET A	
		OPPDRAGSGIVERS REF.	
OPPDRAGSGIVER (NAVN OG ADRESSE) Miljøverndepartementet Postboks 8013 Dep 0030 Oslo 1			
3 STIKKORD (å maks. 20 anslag) Drivhuseffekt                      Klimautvikling                      Klimamodeller			
REFERAT (maks. 300 anslag, 7 linjer) Utslipp av drivhusgasser som følge av menneskelig aktivitet vil sannsynligvis føre til en effektiv doubling av dagens CO <sub>2</sub> -konsentrasjon innen år 2030. Ifølge modellberegninger vil dette føre til en global temperaturøkning på 2-3 <sup>0</sup> C. For Norges vedkommende kan man forvente en økning i vintertemperaturen på 3-4 <sup>0</sup> C og sommeren vil bli ca. 2 <sup>0</sup> C varmere enn i dag. Dagens klimamodeller er imidlertid beheftet med store usikkerheter og mye arbeid gjenstår før de kan gi pålitelige prognoser på regional og lokal skala.			

TITLE The greenhouse effect and climate change
ABSTRACT (max. 300 characters, 7 lines) Anthropogenic emissions of greenhouse gases will probably result in an effective doubling of the present CO <sub>2</sub> concentration within year 2030. According to climate model calculations this will lead to an increase in the global mean temperature of 2-3 <sup>0</sup> C. In Norway one can expect an increase of 3-4 <sup>0</sup> C in the winter temperature, and summers will be 2 <sup>0</sup> C warmer than today. Climate models at their present stage of development, are ridden with large uncertainties and much work remains to be done before the models can give reliable projections for the future climate on regional and local scales.

\* Kategorier: Åpen - kan bestilles fra NILU            A  
                  Må bestilles gjennom oppdragsgiver        B  
                  Kan ikke utleveres                            C