



# Hvordan klimaet kan endres

– en innføring

**Sigbjørn Grønås**

Geofysisk institutt  
Universitetet i Bergen



## *Følgende takkes:*

Professor Nils Gunnar Kvamstø, styrer for Geofysisk institut, for kontinuerlig oppmuntring og for å ha lest og vurdert Del VI om hvordan klimaet kan endres

Dr. Rasmus Benestad for å ha lest og vurdert Del VI, kap. 2 om hvordan sola påvirker klimaet

Dr. Ingunn Skjelvan for å ha lest og vurdert Del VI, kap. 4 om kretsløpet for karbon

Dr. Ellen Marie Viste for å ha lest og vurdert Del I og Del III om forutsigbarhet og klimamodeller

Forsker emeritus Magne Lystad for å ha lest og vurdert Del I og Del II

Professor Peter Haugan, tidligere styrer for Geofysisk institutt

Frank Cleveland for arbeid med figurer

Spesialbibliotekar Tarje Sælen Lavik, UiB, for stort arbeid med redigering, layout og tilrettelegging på BORA.

Min kone Randi for tålmodighet og oppmuntring

Norsk faglitterær forfatter- og oversetterforening for økonomisk støtte

Illustrasjon på forside basert på fotografi av Stefan Cook:

<http://www.flickr.com/photos/ukcookie/4247997599/>



# Innhold

## Forord

<b>Del I – Global oppvarming – en innføring</b>	<b>1</b>
I.1. Global oppvarming på gang	3
I.2. Vær og klima - klimastatistikk	11
I.3. Innføring i historiske klimaendringer	23
I.4. Klimaforskning – historisk tilbakeblikk	31
<b>Del II – Kort om meteorologi, hydrologi og oseanografi</b>	<b>39</b>
II.1. Gasser og lagdeling i atmosfæren	41
II.2. Stråling, strålingsbalanse og drivhuseffekt	51
II.3. Sirkulasjoner i atmosfæren	65
II.4. Vannets kretsløp	81
II.5. Ekstrem vind	101
II.6. Litt om havet	107
<b>Del III – Forutsigbarhet for vær og klimaendringer - klimamodeller</b>	<b>123</b>
<b>Del IV – Variasjoner i været fra år til år</b>	<b>147</b>
IV.1. Sommermonsunen over India	149
IV.2. El Niño og den sørlige svingningen (ENSO)	157
IV.3. Sesongvarsling av ENSO og sommermonsunen	167
IV.4. Nordatlantisk oscillasjon (NAO)	173
IV.5. Teorier for NAO og sesongvarsling av NAO	181
IV.6. Atlantisk multidekadisk oscillasjon (AMO)	187
<b>Del V Havsirkulasjonen - Golfstrømmen</b>	<b>191</b>
<b>Del VI – Hvordan klimaet kan endres</b>	<b>215</b>
VI.1. Teorien som forklarer istidene	217
VI.2. Sola og klimaendringer	225
VI.3. Atmosfæren som drivhus	249
VI.4. Karbonets kretsløp	273
VI.5. Vulkanutbrudd og klimaendringer	289
VI.6. Klimapåvirkning fra aerosoler og ozon	299
<b>Del VII – Historiske klimaendringer</b>	<b>317</b>
VII.1. Paleometoder	319
VII.2. Historiske klimaendringer før istidene	329
VII.3. Istidene	341
VII.4. Yngre dryas	349
VII.5. Klimaendringer i holosen	357

VII.6. Siste 1000 år	371
VII.7. Klimavariasjoner i våre områder siste 1000 år	381
<b>Del VIII – Status for det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer</b>	<b>399</b>
VIII.1. Endringer av antropogene og naturlige klimapådriv	407
VIII.2. Observasjoner av klimaendringer	417
VIII.3. Forståelse av klimaendringer og deres årsak	435
VIII.4. Fremtidige klimaendringer	443
VIII.5. Robuste funn og sentral usikkerhet	459
<b>Klimauttrykk brukt for det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer</b>	<b>469</b>

# Forord

Denne boka handler om det naturvitenskapelige grunnlaget for klimaendringer, om hvordan klimaet kan endres, hva vi vet og hva som er usikkert. En stor del av arbeidet til FNs klimapanel IPCC omfatter dette grunnlaget, de skriver regelmessige rapporter om status for vår klimakunnskap. Hovedrapportene blir skrevet for fagfolk og krever betydelig naturvitenskapelig bakgrunnskunnskap. Det gis oppsummeringer som er litt mindre krevende, men selv disse fordrer betydelig bakgrunnskunnskap. Denne boka gir en innføring som blant annet gjør det mulig å lese IPCCs rapporter om det vitenskapelige grunnlaget.

Det drives i dag klimaforskning på en rekke fagområder som ikke omfatter det vitenskapelige grunnlaget, for eksempel innen samfunnsfag og økonomi. Denne forskningen omfatter følgene av klimaendringer for liv og samfunn og spørsmål knyttet til hvordan den menneskeskapte globale oppvarmingen kan stabiliseres. Slike spørsmål blir ikke tatt opp i boka, bare det fysiske grunnlaget som må ligge i bunn for slik forskning. Boka omfatter for eksempel hva en klimaforsker innen økonomi bør kunne om hvordan klimaet kan endres av naturlige årsaker og ved menneskers påvirkning.

Klimaendringer debatteres overalt i samfunnet, og etter hvert kommer mange til å arbeide med klimaspørsmål uten direkte å drive forskning. Ganske mange trenger derfor basiskunnskap om hvordan klimaet endrer seg. Situasjonen krever at det må undervises om det naturvitenskapelige grunnlaget på alle plan: i grunnskolen, den videregående skolen, høyskoler og universitet. Uten økt kunnskap vil usannheter om klima få leve fritt.

Denne boka tar sikte på å gi tilstrekkelig kunnskap om klimaendringer for studenter og forskere uten naturvitenskapelig bakgrunn. Den egner seg også for folk innen naturvitenskapelige og tekniske fag som ikke har denne bakgrunnen. Det fins bøker på norsk som gir en innføring i klimakunnskap, men denne boka er grundigere og mer omfattende. Den starter enkelt og ender opp med en grundig diskusjon om hvordan klimaet kan endres og hvordan vi forstår historiske klimaendringer. Til sist presenteres dagens klimakunnskap slik IPCC uttrykker den i sin tekniske rapport fra 2007.

Boka er lett å lese og krever lite bakgrunnskunnskap. Den krever imidlertid en interessert leser. Slik vil den passe for nysgjerrige elever i videregående skole. Boka er ikke direkte en lærebok, men en nyttig bok for mange studenter. Den vil blant annet egne seg for studenter som vurderer å studere klimafag. Boka kan leses i sammenheng, men hver del kan leses isolert.

I nærmere ti år redigerte jeg den delen av Cicerone som omfatter forskning i prosjekt drevet av Norges forskningsråd. Tanken var først å sammenfatte artikler om naturvitenskapelig klimaforskning jeg har skrevet i det norske tidsskriftet Cicerone (nå Klima). Men oppgaven ble større og mer omfattende enn først tenkt. Store deler av boka er skrevet under et lengre sykefravær. De siste oppdateringer er gjort som professor emeritus.

*Bergen, september 2011*

Sigbjørn Grønås





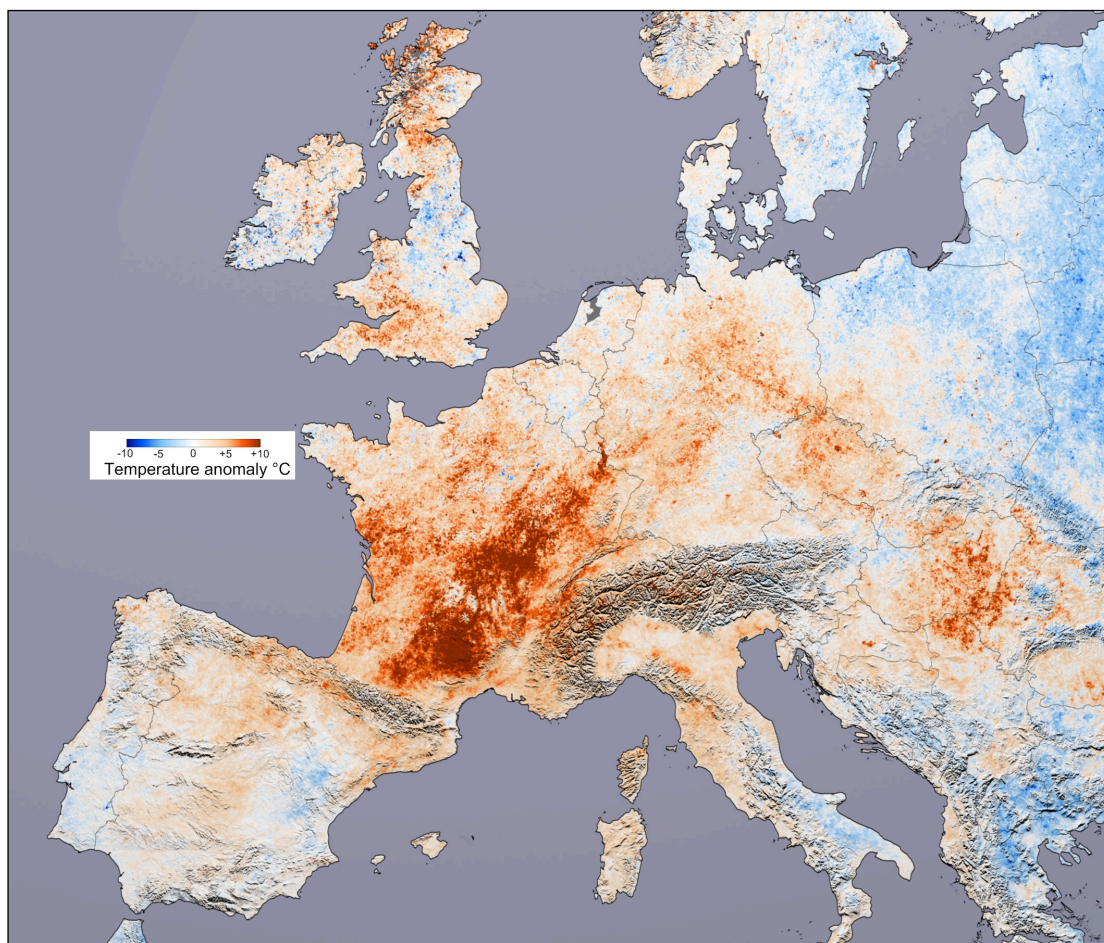
## **Global oppvarming – en innledning**

I fire kapitler gir denne første delen en enkel innføring i fenomenet global oppvarming og klimaforskning omkring dette. Stoffet gir bakgrunn om vær og klima som letter lesingen av de neste delene.



## I.1 - GLOBAL OPPVARMING PÅ GANG

Over størstedelen av Europa var sommeren 2003 den varmeste som noen gang er blitt målt med termometre på offisielle meteorologiske målestasjoner<sup>1</sup>. Slike værrekorder inntreffer fra tid til annen, men denne sommeren var bare så mye varmere enn den forrige rekorden fra 1947. Røde Kors har anslått overdødeligheten gjennom hetebølgen til mellom 22 000 og 35 000 mennesker, og i Frankrike økte dødeligheten med 54%<sup>2</sup>. Varmen var verst i et område rundt Alpene, fra Spania i vest til grensen mot Ukraina i øst (Fig. 1). I forhold til gjennomsnittstemperatur for månedene juni, juli og august for perioden 1961-90 var avvikene i disse områdene større enn 3 °C for disse månedene. Også i store deler av Norge fikk vi varmere rekorder, men tilsvarende avvik var langt mindre, rundt 1 °C.



**Fig. 1:** Avvik i temperatur fra normale forhold under hetebølgen i 2003 (NASA).  
[http://en.wikipedia.org/wiki/2003\\_European\\_heat\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/2003_European_heat_wave)

Sveitsiske klimaforskere undersøkte sommertemperaturen i 2003 på stasjoner i Sveits med målinger fra 1864<sup>3</sup>. Temperaturen sommeren 2003 var ekstremt mye varmere enn alle de andre, hele 5,1 °C varmere enn en gjennomsnittstemperatur fra 1864 til 2000. Den nest varmeste sommeren i 1947 hadde et tilsvarende avvik på 2,7 °C. Om en forutsetter at hendelsen i 2003 er mulig i et uforandret *klima*, fant forskerne at den bare kan forventes en gang per flere millioner år. Forutsetningen er helt klart ikke lenger til stede, slik er hetebølgen et tydelig tegn på et klima i endring.

Mange har spurt seg om denne sommeren var et tegn på *global oppvarming* på grunn av økt *drivhuseffekt* skapt av menneskers utslipp av *drivhusgasser*, spesielt *karbondioksid* (CO<sub>2</sub>) fra *utslipp fra fossilt brensel*. Klimaforskerer prøver å beregne hvordan klimaet vil endre seg under noen forutsetninger om framtidens utslipp av klimagasser, dvs. tenkte *scenarier* for utslipp. Beregningene gjøres i kompliserte *klimamodeller* og resultatene kaller *klimaprojeksjoner* for framtiden. Forskerne i Sveits undersøkte somrene i visse projeksjoner for *klimaendringer* for slutten av dette århundret. De fant at lignende somrer som i 2003 kan bli svært vanlige over Sør-Europa i et framtidig klima. Enkelte somrer kan bli langt varmere. Videre fant de at et framtidig klima vil ha en større spredning i sommertemperaturene fra år til år enn det har vært i dagens klima. Dette er svært overraskende og bemerkelsesverdig. Ikke bare blir det varmere, men global oppvarming vil gi større variasjon i været fra år til år. For store deler av Europa kan dette gi seg utslag i en veksling mellom tørre, svært varme somre og somre med mye nedbør og *flom* slik som i 2002.

Med dagens kunnskap kan en altså forvente at slike varme somrer som over Sør-Europa i 2003, vil bli mer vanlige i et framtidig klima under global oppvarming. Det er likevel et stykke igjen før en kan fastslå med stor sikkerhet at den varme sommeren 2003 skyldes global oppvarming. Til det er en enkelt hendelse ikke tilstrekkelig. Men varmebølgen var avgjort en advarsel om noe av det Europa kan ha i vente.

### **Ekstremvær og katastrofer**

Media rapporterer til stadighet om katastrofer rundt om i verden knyttet til *ekstremvær*. Mange menneskeliv går tapt, skarer av folk drives på flukt, eiendommer og infrastruktur ødelegges, jordbruket slår feil. Det fins indikasjoner på at de materielle ødeleggelsene har økt de siste årene; anslag for skader for de siste årene har vært flere ganger høyere enn for 1980-årene<sup>4</sup>. Et eksempel på en stor katastrofe var den tropiske orkanen Mitch sent i oktober 1998, den mest ødeleggende orkanen over Honduras og Nicaragua i forrige århundre<sup>5</sup>. Over 10 000 omkom i disse to land, et enormt antall bygninger, veier, broer og skoger ble rasert. For eksempel nevnes det at 72 viktige broer ble ødelagt i Nicaragua. Hundretusener ble hjemløse. Lignende *tropiske sykloner* har herjet flere andre steder i tropene mellom 10 og 20 breddegrader nord og sør (°N og °S). Orkanene gir ofte *stormflo* og oversvømmelse, slik som over New Orleans etter orkanen Katrina i 2005<sup>6</sup>. Det rapporteres også om svære flommer mange steder i tropiske og subtropiske strøk, hendelser som ikke nødvendigvis skyldes tropiske sykloner. For eksempel voldt flommen i Pakistan sommeren 2010 ufattelige ødeleggelser<sup>7</sup>. I tillegg til tropiske sykloner og flom er det *tørke* som er det stor spøkelset i mange land, særlig slike som har lite nedbør fra før. For eksempel har tørken i Namibia og deler av Sahel vart i flere år og skapt hungersnød.

### **Hendelser i Norge**

I vårt land står nyttårsorkanen på Nordvestlandet i 1992 og flommen på Østlandet i 1995 ennå sterkt i minnet<sup>8</sup>. Nedbøren over Østlandet høsten 2000 fikk også stor oppmerksomhet, kanskje mest fordi hovedstadens folk fikk føling med uvanlig vær. Det ble rekordnedbør, noen steder var mengdene markant mye større enn tidligere rekorder for høstmånedene. På stasjonen Bjørnholt i Nordmarka falt det 564 mm bare i november. Det var 470 % over gjennomsnittet for denne måneden for perioden 1961-90. Basert på 118 år med data var

291,5 mm i 1929 og 291,1 mm i 1970 observasjonene som kom nærmest. Det ble beregnet et forventet tidsintervall mellom slike hendelser (*returperiode*) på omlag 600 år<sup>9</sup> 10.

### Årsaker til hendelsene

Ved hendelser med ekstremt vær får meteorologer og klimaforskere gjerne spørsmål fra journalister om det uvanlige været er tegn på menneskeskapt (*antropogen*) global oppvarming. Standardsvaret er at hendelsen kan ha en sammenheng med global oppvarming, men at vi ikke kan dra sikre slutninger fra enkeltepisoder. Dersom det unormale været samsvarer med forventede endringer på grunn av økt drivhuseffekt, slik som sommertemperaturene over Europa i 2003, kan en med større sikkerhet ta hendelsene som tegn på global oppvarming. Det forventes mer nedbør i framtiden mange steder, blant annet mange steder i tropene og på våre bredder. Videre vil en global oppvarming gi mer tørke over områder med tørt klima fra før<sup>11</sup>. Det forventes også at global oppvarming skal gi sterkere tropiske sykkloner, men dette resultatet er ennå gjenstand for debatt<sup>11</sup>.



Oversvømmelse nordvest i New Orleans, Louisiana, etter orkanen Katrina, August 2005 (United States Coast Guard).

[http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)

### Omfang av ødeleggelse som klimaparameter

Den globale oppvarmingen er påvist i meteorologiske målinger, og det er stor sannsynlighet for at oppvarmingen skyldes menneskers utslipp av klimagasser<sup>11</sup>. Oppvarmingen bekreftes også ved at *isbreer* smelter, *sjøisen* i Arktis minker, havet stiger, vekstsesongen blir lengre på våre bredder etc. Det er imidlertid vanskeligere å påvise om oppvarmingen har ført til mer ekstremt vær av den typen vi har gitt eksempler på. Til det har vi ennå ofte for få hendelser for å gi sikre statistiske utsagn. Ofte kan en likevel støtte seg til meteorologisk teori som uttrykker at visse former for ekstremt vær vil øke når atmosfæren blir varmere og mer fuktig.

Omfanget av ødeleggelse i enkelthendelser egner seg sjelden som bevis på klimaendringer. Når det gjelder tap av menneskeliv, finnes det eksempler på katastrofer i tidligere tider som langt overgår dagens katastrofer. I fortidens ulykker ble ofte tapene større enn i dag fordi teknologi for å temme naturkreftene var mindre utbygd. For eksempel var det i mellomalderen enorme tap av menneskeliv i stormer og stormflo over de lave kystene av Nederland og Tyskland fordi en ikke hadde slike diker som i dag<sup>12</sup>. Store flommer i Kina på 1800-tallet kunne ta flere hundre tusen liv. Moderne regulering av vassdrag hindrer mange

ganger rekordflommer og bidrar slik til å spare menneskeliv. Dagens internasjonale hjelpetiltak i sultkatastrofer på grunn av tørke redder en mengde liv. Likevel, en kan også tenke seg at tapene kan bli større i våre dager fordi det simpelthen er flere mennesker på jorda med tette konsentrasjoner mange steder. For eksempel kan rydding av skog og ødelegging av sumpområder føre til større fare for flom.

Nyttårsorkanen var trolig den sterkeste over Norge i forrige hundreår. Returperioden er beregnet til over 200 år<sup>13</sup>. Flommen over Østlandet i 1995 var den største på mange år, men ikke så stor som rekordflommen *Storofsen* i 1789<sup>14</sup>. Nedbøren over Østlandet høsten 2000 var relatert til et unormalt strømningsmønster over Nord-Atlanteren med mange lavtrykk inn over Skottland. Slik tok *Islandslavtrykket* en uvanlig posisjon. Dette lavtrykket ved Island kommer fram om en tar gjennomsnittet av mange trykkart over tid. Vi har ingen klare indikasjoner på at slike hendelser kan bli hyppigere under global oppvarming. Det er derfor ikke opplagt å knytte denne hendelsen til global oppvarming.

### Usikkerhet

Når det til dels er vanskelig å uttale seg skråsikkert om klimaendringer, skyldes dette blant annet at det er vanskelig å skille mellom *naturlige klimavariasjoner* og klimavariasjoner som skyldes menneskers utslipp av gasser som gir varmere klima. Vi har begrenset kunnskap om hvor store naturlige klimavariasjoner kan være innen en mellomistid (*interglasial*), slik den vi nå er inne i, og vi har ikke tilstrekkelig kunnskap om hvor stor den globale oppvarmingen kan bli. Mangel på sikkerhet gjør naturlig nok folk forvirret. Slik *usikkerhet* blir ikke mindre ved at klimaskeptikere – som i Norge stort sett ikke er klimaforskere - med stor selvsikkerhet hevder at global oppvarming ikke vil finne sted, og at tegn på klimaendringer den siste tiden bare er en del av naturlige variasjoner.

### Global oppvarming uunngåelig

Klimaendringer som mennesker er årsak til, kalles gjerne *antropogene*<sup>15</sup> endringer. Begrepet *antropogen* global oppvarming kommer oftest fram i media ved hendelser med *ekstremvær*. Formidlingen av oppvarmingen preges til dels av de usikre svarene forskere som regel gir ved like anledninger. Men det er ikke slik at all kunnskap om global oppvarming er usikker. Det foregår en utstrakt klimaforskning verden over, og svært mye av forskningen gir sikker kunnskap om global oppvarming og dens årsaker. FN's klimapanel IPCC<sup>16</sup> samler alle forskningsresultatene og kommer hvert 5. eller 6. år med sine rapporter, de siste kom i 2007<sup>11 17 4</sup>. Disse rapportene omfatter det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer, virkninger av klimaendringer på livet på jorda og tiltak for å bekjempe global oppvarming. Til sammen gir rapportene svært gode oppdateringer om vår klimakunnskap basert på klimaforskningen i verden.

Det er verdt å merke seg at det er mye om global oppvarming vi vet med stor sikkerhet: at konsentrasjonene av drivhusgasser i atmosfæren øker fra år til år og at økningen skyldes utslipp fra mennesker. Videre vet vi sikkert at de økte konsentrasjonene gir en økt drivhuseffekt som fører til global oppvarming. Det som er mer usikkert har sin årsak i at vi ikke helt vet hvordan *klimasystemet* vil svare på en økt drivhuseffekt. Vi vet heller ikke så nøye hvor store klimautslipp vi vil få i framtiden.

## Hvor alvorlig er den globale oppvarmingen?

Det er vanskelig å svare med stor sikkerhet på spørsmålet om hvor alvorlig den globale oppvarmingen vil bli for livet på jorda. Utslippene øker for tiden etter et *scenario* som IPCC karakteriserer som business-as-usual. Om vil følger denne veien til ende og svir av alle tilgjengelig kilder av fossilt drivstoff, tyder mange forskningsresultater på at det er betydelig risiko for at oppvarmingen blir svært alvorlig for våre etterkommere<sup>17</sup>. Det må også legges til at det er en viss sannsynlighet for at oppvarmingen kan bli mindre alvorlig enn mange frykter. FN hevder med styrke at global oppvarming er vår tids største miljøproblem. Verdens helseorganisasjon opplyser at det allerede dør 160 000 mennesker årlig på grunn av global oppvarming<sup>18</sup>. Røde Kors opplyser at det er i dag flere mennesker på flukt fra naturkatastrofer enn fra krig. Hans Blix, leder for FNs våpeninspektører, sier han er mer bekymret for global oppvarming enn for store militære konflikter. John Houghton, tidligere leder for IPCC, skriver at global oppvarming er en langt større risiko for verdenssamfunnet enn terrorister<sup>19</sup>. Vi er med på det største ukontrollerte eksperimentet menneskeheten noen gang har satt i gang. Selv om verdenssamfunnet skulle lykkes i å stabilisere konsentrasjonen av klimagasser på et akseptabelt nivå ved år 2100, vil havet stige i flere hundre år på grunn av tregheten i ekspansjonen av havet når temperaturen stiger. Mange forskere frykter i tillegg at *innlandsisene* over Grønland og Vest-Antarktis kan smelte slik at havnivået kan stige med mange meter på sikt<sup>20 21</sup>.

## Hva som må gjøres

Verdens politikere er nå stort sett enige om at klimautfordringene må møtes ved å redusere utslippene av klimagasser og ved å satse på fornybar energi. USA var lenge skeptiske til kunnskapen om global oppvarming og behovet for klimakutt, men president Barack Obama prøver å endre politikken. Ifølge IPCC må utslippene av klimaødeleggende gasser reduseres kraftig – mellom 50 og 85 % innen 2050 - for å dempe oppvarmingen til et akseptabelt nivå ved år 2100.

I 1992 undertegnet de fleste land i verden, inkludert USA, *FNs rammekonvensjon for klimaendringer*, med formål å stabilisere drivhusgasser i atmosfæren på et akseptabelt nivå. *Kyotoavtalen* er et første forsøk på å redusere utslippene og snu trenden i økningene. Målene skal nås for perioden 2008 til 2012, og utslippene skal sammenlignes med utslippene i 1990. Effekten av avtalen har til nå vært bedrøvelig, kanskje katastrofal. For mens økningen i utslippene før avtalen ble ratifisert var cirka 1,5 % per år har den etterpå økt til cirka 3 %<sup>20</sup>. Håpet var at avtalen skulle utgjøre en snuoperasjon som førte til de første klimakutt, bedre utnyttelse av tilgjengelig energi og utvikling av ulike former for fornybar energi. Verdens ledere uttrykker sin dype bekymring, men politikken er til nå i beste fall preget av gode hensikter.

Norges klimapolitikk er formulert i en klimamelding til Stortinget i 2007<sup>22</sup> og et forlik med de fleste parti i Stortinget fra 2008. Verdens mål å dempe den globale oppvarmingen til 2 °C fra den *industrielle revolusjon* til år 2100. Stadig flere mener at det ikke lar seg gjøre å nå dette målet.

### **Kunnskap til folket**

Skal en få gjort noe med utslippene, må folket og deres representanter – politikerne – forstå avsvaret vi har over for kommende generasjoner. Basert på kunnskap må våre holdninger til utslipp endres slik at nødvendige politiske tiltak kan gjennomføres. I denne sammenhengen er det svært viktig at forskere bidrar med formidling av klimakunnskap. Siden mange fortsatt er skeptisk til realitetene i global oppvarming, er slik formidling i betydelig grad preget av kamp. Svært mye er vunnet, i dag er det bare et tidsspørsmål når kunnskapskampen om global oppvarming er over. Det er ennå mange sider ved global oppvarming som ikke er godt forstått. Derfor må forskningen fortsette. Men vi vet mer enn nok til å intensivere forskning på fornybar energi og metoder for å fange opp CO<sub>2</sub> i kull- og gasskraftverk for å lagre det i sedimentære bergarter (*karbonfangst og lagring*; carbon capture and storage, CCS<sup>23</sup>). Skal oppvarmingen dempes så det monner, trengs det en revolusjon de neste tiårene bort fra bruk av fossilt brensel til fornybar energi. Og hele verden må med.



- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/2003\\_European\\_heat\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/2003_European_heat_wave)
- <sup>2</sup> Grønås, S. 2005. Hetebølgen over Europa 2003 var menneskeskapt. *Cicerone* 01/2005.
- <sup>3</sup> C. Schär et al. 2003. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.
- <sup>4</sup> IPCC 2007. *Mitigation of Climate Change*. Working Group III Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch>
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Mitch](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Mitch)
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)
- <sup>7</sup> Grønås, S., N. G. Kvamstø 2010. Global oppvarming og ekstremvær. Kronikk, *Bergens Tidende*, 15.9.2010.
- <sup>8</sup> Drageset, T-A. 2002. Flommen på Sør- og Østlandet høsten 2000. *Vann*, mars 2002, NVE.
- <sup>9</sup> Benestad R.E. & A. Melsom 2002. Is there a link between the unusually wet autumns in southeastern Norway and SST anomalies? *Clim. Res.* 23, 67-79, 7.
- <sup>10</sup> Grønås, S. 2004. Større variasjoner i været fra år til år. *Cicerone*, 01/2004.
- <sup>11</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>12</sup> Lamb H., Frydendahl K. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- <sup>13</sup> Grønås, S. 1995. Nyttårsorkanen. *Vær og Klima*, hefte 4, 159. Meteorologisk institutt.
- <sup>14</sup> NOU 1996: 16. *Tiltak mot flom*. Olje og energidepartementet.
- <sup>15</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Anthropogenic>
- <sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Intergovernmental\\_Panel\\_on\\_Climate\\_Change](http://en.wikipedia.org/wiki/Intergovernmental_Panel_on_Climate_Change)
- <sup>17</sup> Climate Change 2007. *Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Working Group II Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>18</sup> WHO 2003. Climate change and human health: Risks and responses. Geneva: WHO. Available online at <http://www.who.int/globalchange/climate/en/ccSCREEN.pdf>.
- <sup>19</sup> Houghton, J. 2003. Global warming is now a weapon of mass destruction. *Guardian*, 28 juni. <http://www.guardian.co.uk/comment/story/0,3604,1007042,00.html>
- <sup>20</sup> Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloombury Publishing, London, Berlin, New York.
- <sup>21</sup> Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Oversettelse av utvalgte deler til norsk ved Sigbjørn Grønås. <http://besteforeldre.framtiden.no/joomla15/images/stories/Storms.pdf>
- <sup>22</sup> Miljødepartementet 2007. *Stortingsmelding nummer 34, 2006-2007*: Norsk klimapolitikk. 22. juni.
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_capture\\_and\\_storage](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_capture_and_storage)



## I.2 - VÆR OG KLIMA - KLIMASTATISTIKK

Vi har alle kjent på kroppen hvordan været veksler fra dag til dag, fra årstid til årstid og fra år til år. Til sammen utgjør alle slike variasjoner i været vårt klima, som kan defineres ved statistikk om værforholdene over mange år. Eldre folk kan fortelle om forandringer i klimaet og om hendelser med ekstremt vær, slik som en uvanlig sterk storm eller en flom. Da jeg var gutt omkring 1950, fortalte de gamle om tørrere og varmere somrer før krigen. Senere har jeg truffet mange som har gjort seg refleksjoner om vær og klima og om sammenhenger de har lagt merke til. Mye er interessant, men mange undervurderer hvor komplisert klimasystemet er. Folks klimaerfaring er selvsagt subjektiv, men interessant når den kan dokumenteres. Det fins mange eksempler på at folks dagbøker har vært av verdi for klimaforskning. Senere skal vi se at bønders nedtegnelser på 1700-tallet om arbeidet på gårdene har bidratt til å anslå sommertemperaturer i Norge før offisielle målinger ble vanlige.

### Meteorologiske målinger

Forskere ønsker først og fremst å studere klimaet ut fra loggførte observasjoner av været. Til det trengs instrumenter. Først på 1600-tallet begynte vitenskapen å interessere seg for å måle naturen. De første meteorologiske instrumentene var barometeret og termometeret. Kvikksølv ble den viktigste bestanddelen i begge. Evangelista Torricelli fikk æren av å finne opp barometeret<sup>1</sup>. Det skjedde i 1643. Flere forskere i flere land var samtidig opptatt av å utvikle instrumenter. Det ble konstruert barometre i England, og det ble observert at været skifter med endringer i lufttrykket. På den måten ble ulike værtyper knyttet til ulike nivåer på lufttrykket, relasjoner som i dag gjerne finnes på hobbybarometre.



Moderne aneroidbarometer.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Barometer>

På begynnelsen av 1600-tallet fantes det ingen metoder til å måle varme og kulde. Om en lege skulle bestemme om en pasient hadde feber, ble diagnosen stilt etter at hånden var blitt lagt på pasientens panne. Å måle varme ble etter hvert en utfordring i lærde kretser i flere land. Den første løsningen ble kalt et termoskop. Dette instrumentet ble bygd på prinsippet om at luft utvider seg når temperaturen stiger. Benedetto Castelli skrev i 1638 at han hadde sett et slikt instrument i Galileo Galileis hender rundt 1603<sup>2</sup>. Italieneren Santorio Santorio blir imidlertid vanligvis kreditert for oppfinnelsen, som trolig fant sted i 1612<sup>3</sup>. Andre steder i Europa ble det like etter utviklet lignende instrumenter som ble brukt til å måle lufttemperaturen. De nesten samtidige oppfinnelsene illustrerer trenden i den tiden til å måle og kvantifisere elementer i naturen.

Det tok lengre tid før en fikk universale standarder for måling av temperatur og trykk. Hver forsker hadde gjerne sin egen standard, og det er f. eks. vanskelig å konvertere de første temperaturmålingene i atmosfæren til dagens skala. Vitenskapelige standarder for trykkmålinger i millibar eller hektopascal fikk vi først etter iherdig innsats fra Vilhelm Bjerknes før den siste verdenskrigen<sup>4</sup>. Tidlig på 1700-tallet kom de første universelle skalaer for temperatur knyttet til forskere som Fahrenheit (1686-1736), Celsius (1701-1744) og Réaumur (1683-1757). I dag brukes først og fremst skalaen til svensken Anders Celsius som ved et referansetrykk ved jordas overflate setter 100 °C mellom temperaturen for smeltende is og vanddamp ved koking. Fahrenheitskalaen er også ennå i bruk. I tillegg har vi fått en vitenskapelig standard som måler temperaturen i grader Kelvin (K) (1 K er lik 1 °C, men null °C er ved 273,15 K)<sup>5 6</sup>.



Anders Celsius (1701-1744).  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Anders\\_Celsius](http://en.wikipedia.org/wiki/Anders_Celsius)

La oss skyte inn at vanlig standard i vitenskapen er i dag SI-systemet<sup>7</sup>. Her er meter (m), kilogram (masse, kg), sekund (s) og absolutt temperatur (K) de grunnenehetene vi trenger. Aktuelle avledede størrelser, slik som uttrykk for kraft, trykk og energi, finner vi i Tab. 1. I mange sammenhenger brukes det såkalte SI-prefikser for å angi store eller små grunneneheter og avledede størrelser (Tab. 2). Eksempler er en milliondel meter og en milliard watt som skrives  $\mu\text{m}$  (mikrometer) og GW (gigawatt).

Navn	Symbol	Størrelse	SI-enheter
Hertz	Hz	Frekvens	$\text{s}^{-1}$ (eller 1/s)
Newton	N	Kraft	$\text{kg m s}^{-2}$
Joule	J	Energi	$\text{m N} = \text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$
Watt	W	Effect	$\text{J/s} = \text{kg m}^2 \text{s}^{-3}$
Pascal	Pa	Trykk	$\text{Nm}^{-2}$

**Tab. 1:** Aktuelle avledede størrelser i SI-systemet<sup>21</sup>. Grunnehetene er kilogram (kg), sekund (s) og meter (m).

Potens	Prefiks	Symbol	Navn	Desimaltall
10 <sup>15</sup>	peta	P	Billiard	1E+15
10 <sup>12</sup>	tera	T	Billion	1E+12
10 <sup>9</sup>	giga	G	Milliard	1000000000
10 <sup>6</sup>	mega	M	Million	1000000
10 <sup>3</sup>	kilo	k	Tusen	1000
10 <sup>2</sup>	hekto	h	Hundre	100
10 <sup>1</sup>	deka	da	Ti	10
10 <sup>-1</sup>	desi	d	Tidel	0,1
10 <sup>-2</sup>	centi	c	Hundredel	0,01
10 <sup>-3</sup>	milli	m	Tusendel	0,001
10 <sup>-6</sup>	mikro	μ	Milliondel	0,000001
10 <sup>-9</sup>	nano	n	Milliarddel	0,000000001
10 <sup>-12</sup>	piko	p	Billiondel	1E-12

**Tab. 2:** Prefikser som forteller hvilken tierpotens man må gange måletall med.

Etter hvert ble det tatt regelmessige målinger av temperatur og trykk ved noen læreseter rundt om i Europa. Målingene ble gjort på litt ulike måter på de forskjellige stedene. I ettertid har en prøvd å korrigere disse målingene for forskjellige typer feil for å få dem i samsvar med dagens målinger etter internasjonale standarder utarbeidet av verdensorganisasjonen World Meteorological Organisation (WMO)<sup>8</sup>. Det fleste slike korreksjoner av gamle data er gjort for temperatur. Den lengste måleserien i verden av lufttemperatur skriver seg fra målinger sentralt i England (Central England Temperature series). Denne serien går tilbake til 1659 og ble først konstruert av professor Gordon Manley<sup>9</sup>. Dataserien er senere blitt oppdatert på nytt siden 1772<sup>10</sup> og blir nå kontinuerlig oppdatert av Hadleysenteret, et av de aller viktigste klimasentrene i verden<sup>11</sup>. Resultatene utgjør et estimat av gjennomsnittlig månedstemperatur basert på målinger fra flere observasjonssteder sentralt i England. Anslagene fra de første årene skriver seg fra målinger i Oxford, samt opplysninger i forskeres dagbøker.



Tradisjonell norsk værstasjon med måling av temperatur to meter over bakken med instrument skjermet for stråling i hvit hytte med god luftning. Nedbørmåler til høyre. Glomset værstasjon i Skodje (Møre og Romsdal). <http://sivle.mother.no>

Lengste måleserie i Norden for temperatur har vi fra Uppsala/Stockholm<sup>12</sup>. Den går tilbake til 1722, mens en serie fra Trondheim går tilbake til 1760. Målingene i Trondheim startet på initiativ av Vitenskapsselskapet i Trondheim under ledelse av Gerhard Schöning. Målingene

fra Uppsala/Stockholm er korrigert og blir regnet for å ha brukbar kvalitet også for de første årene. Serien fra Trondheim er ikke pålitelig for de første årene<sup>13</sup>.

Internasjonal standardisering av målinger fikk vi først etter at meteorologiske statsinstitusjoner ble opprettet i de fleste land i Europa fra cirka 1860 og utover. I Norge opprettet Stortinget Meteorologisk institutt i 1866. Henrik Mohn ble ansatt som første direktør og samtidig som professor ved Universitetet i Oslo. Da var han 31 år gammel, og han hadde stillingen i 47 år! Han gjorde en uvurderlig innsats for blant annet å opprette meteorologiske målestasjoner i Norge og var vår første forsker i meteorologi. Fra Meteorologisk institutt ([met.no](http://met.no)) har vi nøyaktige temperatur- og trykkmålinger fra mange stasjoner over hele landet siden 1880 og nedbørmålinger fra cirka 1900. I tillegg fins det blant annet lange serier med vindobservasjoner på en del steder langs kysten. Noen trykkmålinger går spesielt langt tilbake i tid. På Island fins et datasett med daglige målinger som går tilbake til 1820<sup>14</sup>.

### Klimastatistikk

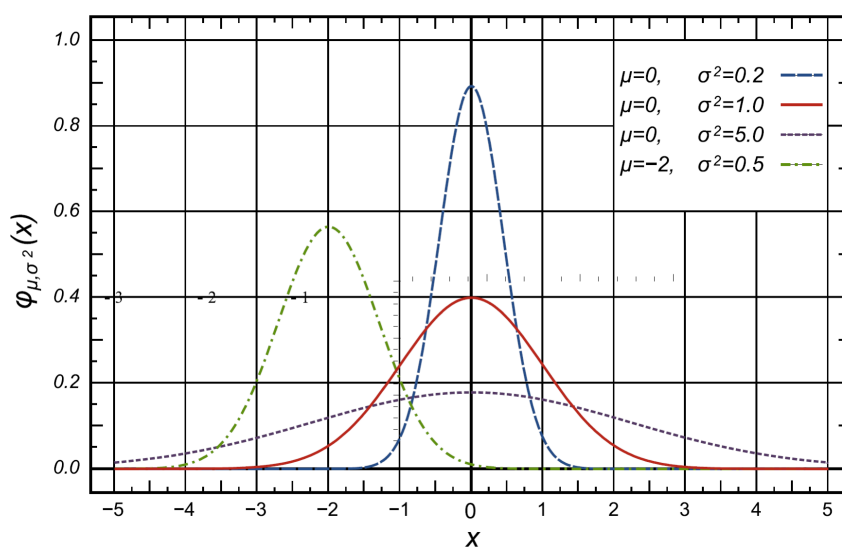
Har en lange serier med målinger på et sted, kan en definere klimaet ved statistiske beregninger. Etter standarder fra World Meteorological Organisation (WMO) lager meteorologene værstatistikk over perioder på 30 år. Således utgir Meteorologisk institutt ([met.no](http://met.no)) statistikk for perioden 1961-1990 for sine stasjoner for å uttrykke klimaet i Norge. På [met.no](http://met.no)s hjemmesider kan en finne slik statistikk for temperatur og nedbør for en mengde steder, representative for de fleste kommuner i landet. For temperatur er det nærliggende å uttrykke klimaet med gjennomsnittlige verdier, for eksempel gjennomsnittlig temperatur for hver måned over tretti år. For nedbøren presenteres summer tatt som gjennomsnitt for hver måned. En slik gjennomsnittsverdi av temperatur og nedbør – kalt normal når den beregnes for offisielle perioder på tretti år - er summen av alle målinger innenfor samme måned over disse årene dividert på antall observasjoner (der temperatur måles bare noen få ganger i døgnet, kan det brukes spesielle metoder for å angi gjennomsnitt over et døgn).

I sine værmeldinger på radio leste meteorologene tidligere opp den aktuelle temperaturen i Oslo, Bergen eller Tromsø. Denne temperaturen ble gjerne sammenlignet med normaltemperaturen. De eldste av oss husker med glede Leif Justers raljering over uttrykket ”mot normalt”. Gjennomsnittet kalles også en middelværdi eller et middel. Statistikere foretrekker å bruke uttrykket *forventet verdi*. Døgnets maksimum- og minimumstemperatur måles i tillegg til målinger på faste tider. Dersom en vil vite hva neste års midlere maksimumstemperatur for eksempel vil bli for august, og en ikke har noen metode for å varsle dette, vil forventet maksimumstemperatur gi det beste anslaget. Et slikt gjennomsnitt over de siste årene gir det beste estimat for hva som kan ventes.

Klimastatistikk gir også uttrykk for hvordan været varierer, for eksempel hvor mye en værparameter varierer innenfor en måned eller fra år til år. Det fins mange statistiske mål som uttrykker slik variasjon. Et enkelt mål er forskjellen mellom høyeste og laveste måling, som kalles variasjonsbredden. Et mye brukt mål for variasjon er *standardavvik*, som er et mål for typisk variasjonsbredde omkring et gjennomsnitt. Standardavviket beregnes ved å summere kvadratet av alle avvik fra midlet, ved å lage et middel av disse kvadratavvikene og til sist danne kvadratroten. En kommer ut med et tall som har samme enhet som målingene.

Dersom en har beregnet midlere minimumstemperatur for hver januar i for eksempel 30 år, vil standardavviket for disse 30 månedene uttrykke hvor mye månedstemperaturen har variert fra år til år i forhold til et middel over alle årene.

En kan tilpasse observasjoner over en lang periode til en såkalt *tetthetsfordeling for sannsynlighet* som uttrykker sannsynligheten for at en den aktuelle variable skal være innenfor et visst intervall, for eksempel et temperaturintervall. Ofte kan en tilpasse til en normalkurve, som beskrives matematisk ved de to størrelsene gjennomsnitt og standardavvik (se Fig. 1). En normalkurve har en klokkefordeling, dvs. en symmetrisk fordeling om et forventet gjennomsnitt. Slik angir det høyeste punktet på kurven forventet verdi og standardavviket en forventet variasjon omkring gjennomsnittet. Er standardavviket stort, blir normalkurven flat; omvendt er kurven smal om standardavviket er lite. Flateinnholdet under kurven er alltid lik 1, dvs. at det gir uttrykk for alle mulige verdier variabelen kan ha. Det er slik at arealet mellom pluss/minus ett standardavvik gir 67 %



**Fig. 1:** Fire eksempler på normalfordelinger der middelet,  $\mu$ , og variansen,  $\sigma^2$  (standardavviket ganget med seg selv), varierer. X-akse: normalisert verdi for en variabel; y-akse: tetthet for sannsynlighet, PDF.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Normal\\_distribution](http://en.wikipedia.org/wiki/Normal_distribution)

sannsynlighet for at en variabel ligger innenfor dette intervallet. Pluss/minus to standardavvik gir tilsvarende 95 % sannsynlighet. Det er slik mindre enn fem prosents sjanse for verdier utenfor pluss/minus to standardavvik. Standardavviket for middeltemperaturen i august i Bergen er 2,0 °C beregnet for de siste 30 år fram til og med år 2007. Dette betyr at 95 % av variasjonene i denne temperaturen – om den er normalfordelt og det ikke er i en systematisk forandring (trend) - fra år til år ligger innen for  $\pm 4,0$  °C fra et gjennomsnitt på 14,8 °C. Statistikere bruker igjen uttrykket forventet variasjon. En kan slik forvente at middeltemperaturen i august med 95 % sikkerhet vil variere mellom 10,8 og 18,8 °C.

Studerer en hvert av de 30 årene er laveste observerte verdi 12,7 °C (langt over 10,8 °C) og høyeste verdi var 19,5 (over 18,8). Det viser seg å være en systematisk økning i temperaturen gjennom perioden, en økning en ofte kaller en trend, i dette tilfellet en lineær trend på 2,2

°C over hele perioden, dvs. en jevn økning framstilt som en stigende linje gjennom datapunktene. Det viser seg at det i dette materialet er liten sannsynlighet for at denne trenden er oppstått på slump. Dette betyr at temperaturen i dette tilfellet ikke er normalfordelt. Det er på ingen måte noen enkel oppgave å estimere forventet temperatur for neste års augusttemperatur. Trolig er det liten sjanse for temperaturer under 12 °C og gode sjanser for temperaturer over 17 °C.

### Ekstremvær

Våre forfedre hadde godt kjennskap til vårt klima uten tilgang til klimastatistikk. I større grad enn oss var de avhengige av været i sitt daglige virke som bønder, fiskere og som et sjøfarende folk. I norrøn tid visste folk godt at de levde i et klima som var vanskelig å overleve i. De visste om store variasjoner i været fra år til år og var spesielt redd for lange, kalde vintre som kunne true den korte vekstsesongen. Fra år til annet opplevde en slik en tung vinter, og den kunne de kanskje tåle. Det verserte trolig fortellinger om at det en gang fant sted to slike vintre på rad som ga uhyggelige lidelser (se Del VII, kap.1). De forestilte seg at tre slike harde vintre på rad kunne ingen overleve. Da kom verdens undergang, Ragnarok. Disse tre vintrene som skulle komme før Ragnarok, ble kalt Fimbulvinteren<sup>15</sup>. I uår med kulde lurte de på om den lange vinteren alt hadde startet. Dette leder oss inn på ekstremvær og ekstremstatistikk.

I tillegg til gjennomsnitt og uttrykk for variasjon omfatter en definisjon av klima også anslag om ekstremt vær. For eksempel prøver meteorologene å uttrykke forventet maksimal vindstyrke på en stasjon. Ofte blir slike ekstremverdier uttrykt som vindstyrken som forventes å opptre kun en gang hvert femtiende år eller en gang hvert hundre år osv. Vi snakker om en *returverdi* for en *returperiode*. Da en skulle bygge oljeboringsplattformer i Nordsjøen, måtte konstruktørene vite hvor høye havbølgene kunne bli. Ut fra målinger og teoretiske analyser anslo en hvor høye bølgene kunne forventes å bli en gang per hundre år. Dette ble uttrykt i begrepet hundreårsbølgen<sup>16</sup>. Ekstremstatistikk er vanskelig å beregne og krever lange dataserier. Flere forutsetninger må tas før en kan få fram pålitelige tall.

Ulike statistiske metoder gir ulike anslag, eller estimat som statistikere sier. Slik er all klimastatistikk estimat for forventet verdi, variasjon og ekstremer. Noen ganger er en i stand til å angi usikkerhet i slike estimat. Når en for eksempel vil angi et estimat for midlere temperatur over et geografisk område - *global overflatetemperatur* om det midles over hele jordoverflaten - vil estimatet av flere grunner ha en usikkerhet. En kilde er at en ikke har målinger jevnt fordelt over hele jorda, en annen at observasjonene ikke trenger å være representative for omgivelsene. Slik er det mange feilkilder, og selv med dagens målenett ved jordoverflaten vil en årlig global gjennomsnittstemperatur ha en betydelig usikkerhet. Klimatologer prøver å anslå slike feil, ved å angi en grad av tiltro (*konfidens*), ofte ved et konfidensintervall uttrykt ved sannsynligheter.

Jo flere uavhengige målinger en har for å beskrive en klimaforskjell, desto sikrere er resultatet. Metodene som brukes kan avgjøre sannsynligheten for en hypotese om at to middeltall er ulike skal holde. Dersom sannsynligheten er stor, f. eks. over 95 %, blir det sagt at tallene er signifikant ulike på dette sannsynlighetsnivået. Slik kan en uttrykke om klimarelasjoner er sikre, f. eks. om klimaet har endret seg med signifikant sikkerhet.



## Betydningen av klimaendringer

En ting er å beregne klimastatistikk, en annen ting er å ha kunnskap om hva en klimaforskjell eller klimaendringer betyr for oss. En trenger å forestille seg bilder av dette. I et radioprogram på NRK ble jeg en gang spurt om *den lille istid*. Dette er en periode på noen hundre år fram mot slutten av 1800-tallet da det var kaldere enn i dagens klima. Ikke minst var dette tilfelle over det meste av Europa, der både temperaturmålinger og indirekte data (*proksidata*, for eksempel utbredelsen av isbreer) gir ganske sikre bevis for at dette var tilfelle. Programlederen tok opp temaet fordi engelske media nylig hadde omtalt forskningsresultater som tydet på at temperaturen over England hadde økt med nesten en grad siden den lille istid. Var en endring på en grad noe å bry seg om? En grad kan bety mye for snødekket og is på hav og elver i et klima der temperaturen veksler omkring null. Eksempler er isforholdene i Østersjøen, Skagerrak og i fjordene på Vestlandet. Så sent som på midten av 1800-tallet har vi sikre beretninger om at folk i Bergen gikk på skøyter til Askøy. I dag er det sjelden at det i det hele tatt er is i disse fjordene.

Vårt klima har på mange måter vært marginalt for bosetning. Det er derfor innlysende at klimavariasjoner, som den lille istid, har betydd mye i vår historie. Ikke minst har den betydd mye for vårt jordbruk og vår jordbruksbosetning, som i europeisk målestokk alltid har hatt marginal karakter. Grensen for åkerbruk skjærer gjennom landet på den måten at lengst mot nord og høyest opp mot fjellet har det ikke vært mulig å dyrke korn. Mer enn i de fleste andre europeiske land har avlingenes størrelse langt oppover i historien vært et spørsmål om liv eller død. Derfor er også vår historie svært rik på beretninger om uår fra denne tiden. Nedgangstider i landet vårt har i stor grad blitt knyttet til en forverring av klimaet. Den lille istid medførte slik store vansker for våre forfedres daglige liv.

Jeg må likevel innrømme at selv i ettertid er det ikke så enkelt å gi et godt svar på spørsmålet om hva en endring på en grad betyr. Vi er mest interessert i følgene av en klimaendring på natur og samfunn. Slike sammenhenger er et fag i seg selv der jeg bare er en amatør. En illustrativ metode for å få fram et bilde på hva en klimaendring betyr, får en ved å studere geografiske klimaforskjeller i dagens klima. Med denne metoden kan en illustrere en viss klimaendring, f. eks. representert ved temperaturen, ved å flytte seg geografisk mellom ulike steder. I dag er forskere i ferd med å bruke slike metoder for å gjøre det enklere for folk som politikere. På en konferanse jeg var på fant en ut at København i framtiden ville få et klima som i Paris, og at planleggere i København burde studere klimaets betydning for Paris. Noen advarte mot dette fordi folk i Danmark ville se på dette som en gledelig utvikling. Da en minnet om alle dødsfallene i Paris under hetebølgen i 2003, kom det en viss balanse i sammenligningen. Metoden kan være grei om en vurderer en enkelt parameter som temperatur, men blir langt vanskeligere å gjennomføre om en samtidig vil inkludere andre parametre som nedbør og vind.

En kan flytte klimasoner ved å utnytte at temperaturen avtar med høyden over havet, i gjennomsnitt 0,6 °C per hundre meter i den frie atmosfære. Nordmenn flest bor i et landskap der høyden over havet, og dermed klimaet, varierer betraktelig. Som en første tilnærming vil en klimaendring på minus 1 °C tilsvare klimaet en har 167 m over det stedet en sammenligner med.

Global oppvarming kan illustreres ved å flytte klimasoner horisontalt. Slike sammenligninger må bruke målestasjoner med omtrent samme høyde over havet og samme avstand fra havet. Lettest blir det å sammenligne temperaturer på typiske kyststasjoner. Undersøker vi slike stasjoner fra Lindesnes til Røst, varierer årlig middeltemperatur for perioden 1961-90 fra 7,4 til 5,4 °C. Det er cirka en grad kaldere ved grensen mellom Møre og Sør-Trøndelag enn på kysten av Vest-Agder og Rogaland og videre en grad fra denne grensen til Lofoten. Største endringer finner vi fra Mørgekysten, hvor Vigra har 6.8 °C, til kysten av Sør-Trøndelag, hvor Ørland har 5.9 °C. Denne store endringen har sin årsak i våre fjells betydning på klimaet. En økning på en grad i årlig middeltemperatur kan da for Mørgekysten bety et klima som på kysten av Rogaland, eller at klimaet i Lofoten blir som på kysten av Møre. I fjellandskap er det vanskeligere å gjøre slike sammenligninger fordi temperaturene varierer mye lokalt.

Geografiske forflytninger for å illustrere klimaendringer har sine begrensninger. De forutsetter at storstilte sirkulasjoner i atmosfæren ikke endrer seg, for eksempel at lavtrykksbanene ikke endrer seg. Det er som regel bedre å studere endringer i kontinuerlige målinger på et sted. Siden 1960 har temperaturen i Bergen økt med nærmere 1.0 °C og nedbøren med cirka 20 %<sup>17</sup>. Dette er en stor endring som mange har opplevd. Spør en folk hva de har lagt merke til av slike endringer, får en mange svar. Mange vil huske at en tidligere hadde flere kalde vintre med skøyteis på de fleste vann. Andre vil huske at de før var flere perioder med lite nedbør og vannmangel. Atter andre vil se på tregrensene som har vokst betraktelig oppover i fjellet og utover mot kysten. De fleste vil si at det siste skyldes at så mange sauer er blitt borte. Som kjent holder sauer kulturlandskapet ved like ved å spise opp unge spirer. Andre vil peke på at høyere konsentrasjon av CO<sub>2</sub> i lufta gjør at plantene vokser bedre (*karbondioksidgjødsling*). Dette er også rett, men tilgroingen er også et resultat av lengre vekstsesong og høyere temperatur.

Vi mennesker reagerer på skiftende vær, men det er ikke sikkert vi reagerer så mye på klimaendringer av den størrelse vi har vært inne på. At nedbørmengdene øker med 20 % betyr likevel mye for energiproduksjonen i våre vannkraftverk. Mindre snø om vinteren betyr selvsagt mye for skiturisme på utsatte steder. Slik kan en nevne en rekke forhold som har endret seg på de siste 40 år. Kanskje er det slik at planter og dyr reagerer mer på klimaendringer enn vi mennesker. Tilgroingen er et godt eksempel, andre eksempler går ut på at nye dyr som iberiasneglen, trives bedre enn tidligere.

Endringene siden 1960 innbefatter endringer i luftstrømmene, slik som lavtrykksaktivitet og lavtrykksbaner. Vintrene de siste årene har vært preget av lavtrykk og milde luftmasser fra vest og sørvest i Norskehavet og Barentshavet. Vintrene på 1960-tallet var mer preget av høytrykk over Skandinavia som en utløper av vinterhøytrykket over Sibir (*Sibirhøytrykket*). Vinteren 2009/2010 fikk vi igjen en slik kald vinter<sup>18</sup>.

## Vind og vær

I vårt land har vi store lokale klimavariasjoner som skyldes strøm over fjell og ulik avstand fra kysten. Før 1960 var NRK radio nesten den eneste formidler av værmeldinger. Fiskere og sjøfolk er ennå ivrige lyttere til værmeldinger på radio. Det fortelles at når værmeldingen

tidligere kom over høytalere i salongene på Hurtigruta, ble det momentant stille, alle lyttet. Men så snart vinden var varslet, slapp konsentrasjonen om værmeldingen taket, og praten startet opp igjen. Årsaken var nok at vinden er viktigst til sjøs. Folk som er avhengige av været i sitt yrke, vet at når vinden er gitt, kjenner en også ganske mye om resten av været, som nedbør og temperatur. I et fjelland som vårt er det ofte slik at folk må lage sine egne lokale værvarsler ut fra kjennskap til den mer storstilte vinden som varsles. Slik vet folk hvordan vinden tar lokalt på deres sted og samtidig en del om nedbør og temperatur. I våre dager har journalister i stor grad overtatt formidling av værmeldinger. Dessverre nevner de ofte været først og vinden blir ofte utelatt. Slik vil folks kunnskap om vindens forutsetning for været lett bli mindre.

Det fins en lang tradisjon i vårt land til å knytte været til vindretningen. På Vestlandet sier vi for eksempel ”sønnavind og vatn”. En slik tradisjon er allmenn, men hva slags vær en legger i de forskjellige retningene varierer selvsagt. I evangeliet etter Lukas (12,54) sier Jesus følgene som et eksempel på menneskelig kunnskap: ”Når dere ser det skyer til i vest, sier dere straks: Det blir regn, og det blir slik. Og når dere merker at det blåser fra sør, sier dere: Nå blir det varmt, og det blir slik.”

Lignende kunnskap har vi også i vårt land, kanskje spesielt blant sjøens folk, der kunnskap om været kan gjelde liv og død. Dette får vi innsikt i ved å lese *Kongespeilet* (cirka 1250)<sup>19</sup>, som representerer det ypperste av europeisk middelalderkunnskap om været. Forfatteren legger stor vekt på å lære fra seg fakta om været, noe han gjør med forbausende realisme målt etter dagens kunnskap. Sjøfart om vinteren frarådes, noe som understreker de vanskelige forhold vårt klima har gitt for sikker ferdsel på havet.

Kongespeilet beskriver typisk vær på de forskjellige vindretningene med stor realisme. I våre dager vet vi om hvordan vindretningene endrer seg etter som et lavtrykk passerer. Bergensskolen i meteorologi laget den første realistiske modell for lavtrykk (*utenomtropiske sykkloner*) og deres utvikling med *fronter*. Slik knyttet de ulikt vær til posisjoner i lavtrykket. Den islandske meteorologen Páll Bergthorsson har påpekt hvor godt Kongespeilets beskrivelser stemmer over ens med Bergensskolens sykklonmodell<sup>20</sup>. Bergthorsson mener at vikingene brukte slik kunnskap til å navigere. Ved å observere vinden og været visste de omtrent hvor nord var.

Om vi definerer værtyper ut fra vindretningen, kan vi telle opp hvor ofte de ulike værtyperne inntreffer i vårt klima til ulike årstider. En kan da tenke seg at klimaendringer gir seg utslag i at hyppigheten til de ulike typene endrer seg. Global oppvarming vil arte seg som en viss generell oppvarming, men vil trolig også kunne oppleves som om visse værtyper blir mer vanlige på bekostning av andre. Om ikke endringene blir alt for store, kan en tenke seg at været veksler som tidligere fra dag til dag og fra år til år, men at visse værtyper blir sjeldnere og andre hyppigere. Om en studerer klimaendringene de siste 50 åra, finner en større innslag av sørvestlig vind inn over vårt land i våre vintrer enn tidligere. Meteorologer har prøvd å lage seg værtyper på andre måter enn etter vindretningen, typer som kan gjelde over store geografiske områder som Nord-Atlanteren. Dette kommer vi tilbake til.

Før vi skal studere scenarier for framtidige klimaendringer, er det viktig å undersøke naturlige klimavariasjoner oppover i historien. Dette gir oss en bakgrunn for å sammenligne variasjoner fra år til år, fra dekadene til dekadene og fra århundre til århundre. Miljø, menneskelig aktivitet og historisk utvikling har vært påvirket av disse klimavariasjonene. Slik som framtidige klimavariasjoner bare kan forstås mot en bakgrunn av observert klimavariasjon, slik kan også effekten av framtidige klimaendringer bare forstås på bakgrunn av kunnskap om hvordan klimavariasjoner påvirket livet i tidligere tider.

- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Evangelista\\_Torricelli](http://en.wikipedia.org/wiki/Evangelista_Torricelli)
- <sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Galileo\\_Galilei](http://en.wikipedia.org/wiki/Galileo_Galilei)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Santorio\\_Santorio](http://en.wikipedia.org/wiki/Santorio_Santorio)
- <sup>4</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm\\_Bjerknes](http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm_Bjerknes)
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature>
- <sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Celsius>
- <sup>7</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/SI-systemet>
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/World\\_Meteorological\\_Organization](http://en.wikipedia.org/wiki/World_Meteorological_Organization)
- <sup>9</sup> Manley, G. 1974: Central England Temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 100, 389-405.
- <sup>10</sup> Parker, D.E., T.P. Legg, and C.K. Folland, 1992: A new daily Central England Temperature Series, 1772-1991. *Int. J. Climatol.*, 12, 317-342.
- <sup>11</sup> <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/obsdata/cet.html>
- <sup>12</sup> Moberg A. et al. 2002. Daily Air Temperature and Pressure Series for Stockholm (1756–1998). *Climatic Change*, 53, 171-212.
- <sup>13</sup> Nordli, P.Ø. 2004. Spring and summer temperatures in Trøndelag 1701 – 2003. Norwegian Meteorological Institute (met.no), Report No. 5, 21 pages.
- <sup>14</sup> Jónsson, T., and M. W. Miles 2001. Anomalies on the Seasonal Cycle of Sea Level Pressure in Iceland and the North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 28(22), 4231–4234.
- <sup>15</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Fimbulvinter>
- <sup>16</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Hundre%C3%A5rsb%C3%B8lge>
- <sup>17</sup> Grønås S., Kvamme D., Teigen R. 2005. Og regnet strømmet ned på jorden. *Cicerone* 01/2005.
- <sup>18</sup> Grønås, S. Fimbulvinter. *Kronikk Bergens Tidende*, 13.02.2010.
- <sup>19</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Kongespeilet>
- <sup>20</sup> Bergþórsson, P. 2000. *The Wineland Millennium. Saga and Evidence*, trans. Anna H. Yates, Mál og menning, Reykjavík.
- <sup>21</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Kategori:SI-enheter>



## I.3 - INNFØRING I HISTORISKE KLIMAENDRINGER

Gjennom klimahistorien – mange millioner år tilbake i tid – har vår planet gjennomgått enorme naturlige klimavariasjoner fra perioder med tykk is ned til ekvator (*snøballjord*) til perioder med nærmest tropisk klima i Arktis. De store variasjonene forteller oss at klimasystemet er svært sensitivt for ytre påvirkninger som endring i solstrålingen og endringer i atmosfærens sammensetning. Derfor er historiske klimaendringer og deres årsaker svært viktige å forstå for å vurdere dagens globale oppvarming. Historiske klimavariasjoner diskuteres i Del VII etter at vi har diskutert mulige årsaker til klimaendringer i Del VI.

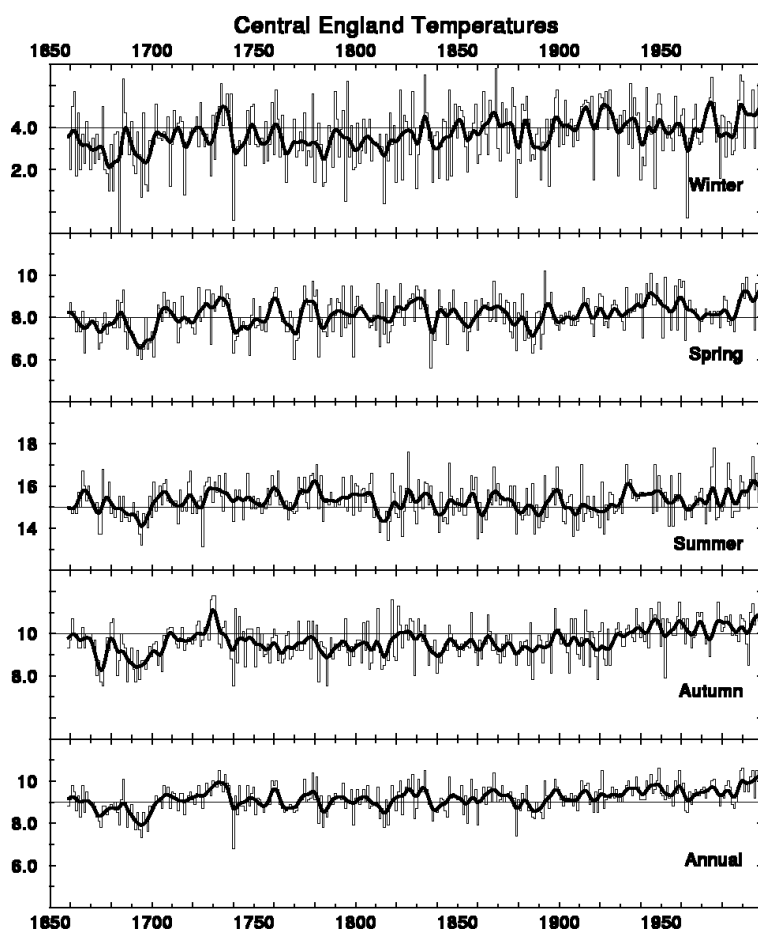
Siden klimavariasjoner opp gjennom historien vil danne et bakteppe for mye av stoffet før Del VII, gir vi en kort innføring i klimavariasjoner, begrenset til tiden siden siste *istid* (glasial) og uten grundig diskusjon av årsakene til endringene. Først vil vi diskutere klimaendringer over England basert på målinger siden 1659. Disse målingene gir oss karakteristiske trekk ved naturlige klimaendringer i våre områder de siste hundreårene. Så vil vi se på globale klimaendringer siden siste istid, blant annet for å gi en størrelsesorden på observerte klimaendringer. Til sist i kapitlet går vi inn på globale klimaendringer siste hundre år der menneskers aktivitet har påvirket klimaet.

Klimavariasjoner millionvis av år tilbake tar vi opp senere, spesielt i Del VII om historiske klimavariasjoner.

### Temperaturmålinger fra England

Dataene om Central England Temperature (CET)<sup>1</sup> gjør det mulig å gi sikker informasjon om hvor mye temperaturklimaet har variert og endret seg over England. Dataene har større usikkerhet den første tiden, men etter 1772 regnes dataene som ganske sikre eller homogene som klimatologer gjerne sier. En homogen serie er enten målinger på samme stedet over lang tid eller en serie som er nøye korrigert for flytting av stasjoner over små avstander. Det hadde vært en stor fordel om endringene i de lange dataseriene bare kunne betraktes som naturlige variasjoner upåvirket av antropogene effekter. Dette trenger ikke være tilfelle, for antropogene effekter har i det minste vært virksomme siden cirka 1850, både ved en økende drivhuseffekt og ved effekter som skyldes endret bruk av landskapet. En mer sannsynlig tolkning av lange serier er derfor at de illustrerer en blanding av naturlig klimavariasjon og klimaendringer på grunn av menneskers aktivitet, hvor den siste effekten øker over tid.

Det mest karakteristiske ved klimavariasjonene for England vist i Fig. 1 er store variasjoner fra år til år og fra dekadene til dekadene. Dette har karakterisert klimaet på våre bredder siden utgangen av istiden og henger sammen med kaotiske og uforutsigbare variasjoner i været på våre bredder (*kaos; forutsigbarhet*), noe vi kommer tilbake til. Vi vil videre framheve tre forhold en kan lese fra figuren om variasjoner i årlig middeltemperatur. For det første har det vært en trend mot varmere klima fra 1600-tallet. En lineær trend - en rett linje - tilpasset gjennom tidsserien indikerer en oppvarming på 0,8 °C over tre hundre år og omtrent 0,6 °C gjennom de siste hundre år. For det andre har oppvarmingen vært større om vinteren (1,1 °C) enn om sommeren (0,2 °C). For det tredje var dekadene fra 1990 til 1999 den varmeste i hele serien (siste tiår ikke med). Fire av de fem varmeste årene i hele serien siden 1659



**Fig. 1:** Temperatur, målt med termometer fra 1659, representativ for sentrale områder av England. Figuren viser gjennomsnitt for hvert år, for hver årstid: vår (mars, april, mai), sommer (juni, juli, august), høst (september, oktober, november) og vinter (desember, januar, februar). Svarte kurver er utjevning som får fram variasjoner på tiårsskala og oppover. Enheten på y-aksen er °C. (Phil Jones), <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/ukweather/>

tilhører denne korte perioden. Vi merker oss også at den kaldeste perioden faller sammen med Maunder minimum fra 1675 – 1715, en periode da *solstrålingen* var litt svakere enn i våre dager. Dette vet en fra observasjoner av *solflekker*, som gir gode indikasjoner om intensiteten i solstrålingen.

Fra 1772 har dataserien daglige data som gjør det mulig å studere ekstremene. En har for eksempel sett på antall varme og kalde dager. Det har vært en markert reduksjon i antall kalde dager om vinteren. Antall dager med middeltemperatur under 0 °C er falt fra mellom 15 til 20 slike dager i året til rundt 10 dager i det siste hundreåret. Tilsvarende har det vært en økning i dager med middeltemperaturer over 20 °C. Gjennom 1990-årene var det i middel 7,5 slike dager, dobbelt så mange som midlet over hele perioden. Rekorden i hele rekka var i det varme året 1995 med i alt 26 slike dager.

Tilsvarende data for nedbør over England og Wales går tilbake til 1766. En finner ikke tilsvarende endringer på hundreårsskala for nedbørssummer over året. En finner imidlertid systematiske endringer for hvordan nedbøren fordeler seg over året. Vintrene er blitt våtere, mens somrene er blitt tørrere. Dette finner en overalt i Storbritannia. Over de siste dekadene har det i tillegg vært en økning av hendelser med store nedbørsmengder. Samtidig har det vært en motsatt trend om sommeren mot mindre intensitet i nedbøren, men det er fortsatt store variasjoner fra år til år. Om vår og høst finner en ikke lignende trender.



## Proksidata

Det fins en rekke ulike metoder til å bestemme temperaturen indirekte. Slike data kaller vi *proksidata*. I den mest vanlige metoden bestemmes temperaturen gjennom vekstsesongen fra *treringer*. Når målingene brukes til å angi årlig middeltemperatur, blir unøyaktigheten større. Som regel blir dataene fra de siste 100-150 år sammenlignet med direkte temperaturmålinger for å kalibrere metoden. Det er feilkilder knyttet til proksidata, for eksempel er det et problem at veksten av trær i noen grad kan tilpasse seg klimaendringer. I den siste tiden har veksten av trær blitt forsterket pga. økt CO<sub>2</sub> i luften (karbondioksidgjødsling) og andre gjødslingseffekter fra luftforurensninger. En fordel med bruk av treringer som proksidata for temperatur er en nøyaktig tidfesting. Fra Norge gir en undersøkelse fra Femundsmarka temperaturer gjennom vekstsesongen siden år 1500<sup>3</sup>.

Visse *isotoper* eller forhold mellom isotoper funnet i luftbobler i borekjerner fra isbreer varierer i takt med temperaturen i luften da snøen falt. Slike data kan som regel ikke brukes fra norske *isbreer*, hovedsakelig pga. smelting av snø ved overflaten om sommeren. I våre områder har vi bare pålitelige data fra Grønland i cirka 3000 m høyde<sup>4</sup>. Men det kan være usikkert i hvilken grad resultatene er representative for temperaturvariasjonene ved havoverflata. Det er publisert mange klimaresultater fra borekjerner, det meste fra *innlandsis* over Antarktis og Grønland<sup>5</sup>.

Temperaturvariasjoner i havoverflaten kan estimeres ved å studere sediment på havbunnen av *kiselalger* som en gang levde ved havets overflate. Tidsoppløsningen på slike data er i beste fall ned til 10 år og tidsangivelsen er gjerne pluss/minus 30 år. De geologiske instituttene ved universitetene i Bergen og Tromsø har lenge utført slike studier fra De nordiske hav. Virksomheten har til nå vært konsentrert om tidsepoker langt tilbake, men i de senere årene er det skaffet data for blant annet fra Vøringssplata utenfor Nordland og fra fjorder i Troms som også omfatter siste tusen år<sup>6 7</sup>.

I mange land er det gjort forsøk på å estimere klimaendringer ut fra ulike historiske data: skriftlige kilder om vær, jordbruksproduksjon, is på havet og i elver, etc. På Island og i England har det blitt gjort mye slik historisk klimaforskning<sup>8 9</sup>. Spesielt er isforholdene på kysten av Island godt kjent fra historiske annaler fra landnåmstiden. I England har Hubert H. Lamb vært en pioner i historisk klimaforskning og gitt ut flere bøker<sup>10</sup>.

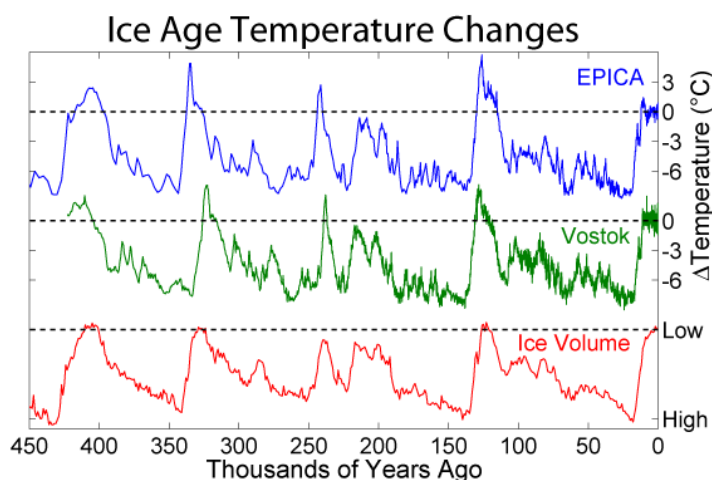
Det fins også flere andre metoder vi ikke har nevnt. En av dem går ut på å vurdere klimaet ut fra breenes variasjoner. Norske klimatologer er kjent for slik forskning. Noen ganger kan dette være en god metode, men for kortperiodiske variasjoner kan metoden også være problematisk. F. eks. vokste de største kystnære breene i Norge de siste dekadene fram mot år 2000 pga. mildere klima om vinteren. Tilveksten var større om vinteren enn smeltingen om sommeren. Ny forskning i Norge bestemmer lufttemperaturen gjennom vekstsesongen fra sedimentprøver i innsjøer<sup>11</sup>. Vi vil diskutere metoder for proksidata mer grundig senere.

## Klimavariasjoner siden istiden

Data fra mange steder rundt om i verden viser et viktig poeng: at det store klimavariasjonene er globale i utstrekning. Fra tilgjengelige målinger har forskere dannet gjennomsnittlig

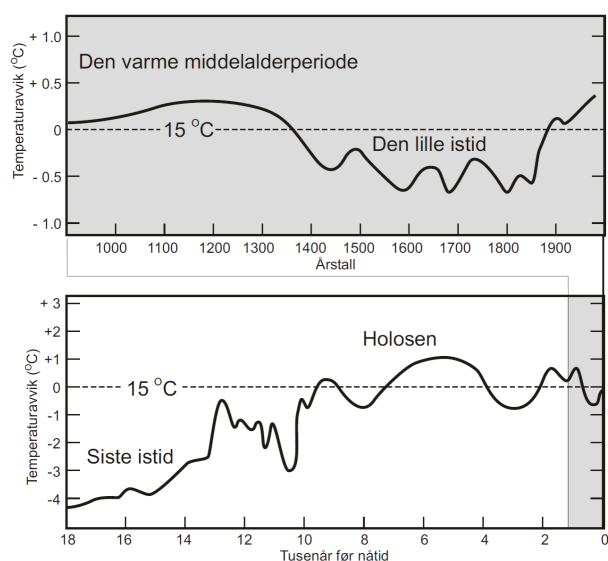
overflatetemperatur. Endringer i denne temperaturen er som en tommelregel halvparten så store som endringene ved polene. Videre er temperaturendringer ved ekvator typisk en tredel så store som polare endringer. For klimaendringer gjennom istidene er analyser av borekjerner fra Antarktis spesielt viktige. Fig. 2 viser resultater fra slike data gjennom de siste 650 000 år (siden siste istid er også data fra Grønland med).

Proksidataene viser langperiodiske svingninger mellom istider og mellomistider (*interglacial*) som i store trekk kan forklares ved langsomme endringer i solstrålingen som skyldes kjente, langsomme endringer i jordas gang rundt sola (orbitale pådriv, se Milakovitchs teori, se Del VI, kap. 1). En regner det for sikkert at det har vært fire istider i denne perioden og en merker seg at mellomistidene har vært kortere enn istidene. Typisk



**Fig. 2:** Temperatur, som avvik fra dagens temperatur, gjennom istider og mellomistider slik den er estimert fra to ulike iskjerner i Antarktis. Nåtid til høyre. Nederste kurve viser endringer i volumet av is. (Robert. A. Rohde), [http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Ice\\_Age\\_Temperature\\_Rev\\_png](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Ice_Age_Temperature_Rev_png)

forskjell i global overflatetemperatur mellom istider og mellomistider er 4-5 °C. Fig. 3 viser et anslag over langperiodiske endringer for global temperatur siden siste istid basert på ulike proksidata. Det er verdt å merke at det kan være betydelige feil i disse anslagene og at kurven er jevnet ut i tid, slik at variasjoner over kortere perioder er borte. Likevel, de viktigste langperiodiske variasjonene er reelle.



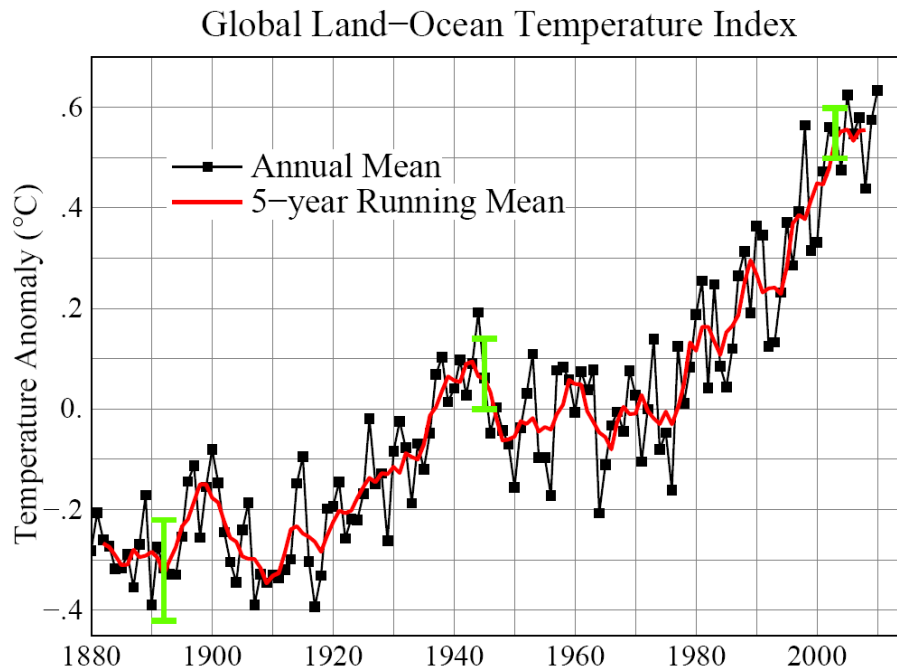
**Fig. 3:** Temperaturvariasjoner for nordlige halvkule siden siste istid. Variasjonene er sterkt utjevnet i tid. Det viktigste med figuren er å få fram de mest kjente variasjonene og illustrere omtrentlig hvor store utslagene har vært. Først laget av UCAR/OIES. (Frank Cleveland, Geofysisk institutt)

Den siste istiden hadde en maksimal utbredelse for cirka 20 000 år siden. Da eksisterte det flere innlandsiser i polare områder enn i dag og store isbreer i fjellområder helt ned til tropene. Utgangen av siste istid og overgangen til dagens mellomistid, perioden vi kaller *holosen*, tok flere tusen år. I den perioden smeltet innlandsisen ved polene så mye at havet steg 120 meter<sup>5</sup>. Overgangen fra istid til holosen var ikke jevn, men var noen ganger karakterisert med store klimavariasjoner over kort tid. Klimaet var på den måten mer ustabil enn det er i dag. Spesielt ustabil var klimaet ved utgangen av istiden i den perioden vi kaller *yngrer dryas*. For cirka 11 000 år siden stabiliserte klimaet seg og siden den gang - i holosen - har alle klimavariasjoner vært relativt små. De siste restene av innlandsis utenom dem vi har i dag, smeltet i første del av holosen og havets nivå steg tilsvarende. Siste 6-7000 år har vår kultur nytt godt av et stabilt havnivå (ser bort fra landheving der det tidligere var innlandsis; *postglasial overflatetilpasning*).

Det første vi merker oss er at den globale temperaturen har vært knapt 15 °C gjennom holosen og cirka 5 °C kaldere i istiden. Vi merker oss også en periode fra 4000 til 7000 år siden, ofte kalt optimum holosen eller *midtholosen*, da global temperatur kanskje var så mye som 1,0 °C høyere enn gjennom siste hundre år. Dette var en tid da skoggrensene vokste oppover fjellsidene og nordover. I Norge ble lauvskog som eik vanligere. Gjennom siste tusen år har vi hatt to markante klimaendringer: en varm periode i høymiddelalderen (*den varme middelalderperioden*) og en kald periode i noen hundre år fram til begynnelsen av forrige hundreår. Denne perioden kalles den lille istid. I tillegg til disse variasjonene har vi hatt variasjoner over kortere perioder som ikke uttrykkes i Fig. 2.

Siste 6-7000 år av holosen har vært menneskets tidsalder med gunstig klima for menneskelig aktivitet. Variasjonene har for det meste vært under en grad i global temperatur. I midtholosen var det løvskog (eikeblanding) i største delen av Norge og skoggrensene var markert høyere enn i dag<sup>12</sup>. Trolig var deler av Hardangervidda dekket av skog, og det var barskog over Finnmarksvidda.

Global overflatetemperatur har økt siden den lille istid. Gjennom siste hundre år steg global temperatur fram til et maksimum omkring 1940 (Fig. 4). Utslaget på denne oppvarmingen var markant større i Arktis enn i andre deler av kloden. Global temperatur avtok deretter litt fram mot 1970. Siden den antropogene drivhuseffekten økte i denne tiden har det vært vanskelig å forklare denne avkjølingen. De siste 30 år har global temperatur økt markant med et gjennomsnitt på nesten  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  per dekad<sup>5</sup>. Dette er en svært rask økning som med stor sannsynlighet for det meste skyldes økt antropogen drivhuseffekt<sup>5</sup>.



**Fig. 4:** Avvik i global overflatetemperatur fra en referanseperiode 1951-1980, estimert fra målinger for hvert år siden 1880. Rød kurve viser en utjevnet temperatur som gjennomsnitt over fortløpende fem år (glidende midler). De vertikale grønne stavene angir usikkerhet. Fra NASA's Goddard Institute for Space Studies.

<sup>1</sup> <http://badc.nerc.ac.uk/data/cet/>

<sup>2</sup> Jones, P.D. and Conway, D. 1997. Precipitation in the British Isles: an analysis of area-average data updated to 1995, *Int. J. of Climatology*, 1997, vol. 17, pp. 427-438. Dataene fins på [http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/CR\\_data/Monthly/HadEWP\\_act.txt](http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/CR_data/Monthly/HadEWP_act.txt).

<sup>3</sup> Kalela-Brundin, M. 1999. Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarka, Eastern Norway, using partial least squares regression (PLS). *The Holocene*, 9, 59-77.

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_core](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core).

<sup>5</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>6</sup> Kristensen, D.K., Koc, N., Rasmussen T., Slubowska-Woldengen M. 2007. Changes in ocean circulation in the Arctic during the current interglacial. *Cicerone* 01/2007.

<sup>7</sup> Hald, M., Ebbesen, H. 2004. Ustabilt klima ved slutten av siste istid. *Cicerone* 05/2004.

<sup>8</sup> Ogilvie, A.E.J., 1991. Climate changes in Iceland AD c. 865 to 1598. In Bigelow, G.F.: The Norse of the North Atlantic, *Acta Archaeologica* 61, Munskgaard, Copenhagen, 233-251.

<sup>9</sup> Ogilvie, A.E.J., 1992. Documentary evidence for changes in the climate of Iceland AD 1500 to 1800. In Bradley, R.S. and Jones, R.D, editors, *Climate since AD 1500*, London Routledge, 92-117.

<sup>10</sup> Lamb, Hubert H. 1977. *Climatic History and the Future*. Princeton, Princeton University Press.

<sup>11</sup> Bjune, A., et al. 2003. Mer pålitelige rekonstruksjoner av fortidens klima. *Cicerone* 04/2003.

<sup>12</sup> Magnus B. og Myhre B. 1976: *Norges Historie*, bind 1, K. Mykland (red). Forhistorien fra jegergrupper til høvdingesamfunn. Cappelen.



## I.4 - KLIMAFORSKNING – HISTORISK TILBAKEBLIKK

På slutten av 1800-tallet og gjennom første halvdel av 1900-tallet ble det opprettet værstasjoner nesten overalt i verden. I internasjonal skipsfart har en lenge hatt forordninger om å skrive skipslogger som blant annet inkluderte observasjoner av sjøtemperaturen. Både observasjonene på land og over hav ble først og fremst brukt i værvarsling, men samtidig ble dataene samlet, bearbeidet og lagret av nasjonale meteorologiske institutt. Slik fikk disse institusjonene sine klimaavdelinger. Til å begynne med var formålet til disse avdelingene å beskrive sitt lands klima, og det var lite fokus på klimaendringer. De fleste meteorologer antok at klimaet var noenlunde konstant med tilfeldige endringer fra år til år og fra dekadene til dekadene. Normalene som ble beregnet, uttrykte det viktigste. Etter hvert som datarekke ble lengre, ble interessen for klimaendringer imidlertid større. Siden nasjonale institutt stort sett bare hadde tilgang til sine egne data, var de første undersøkelsene lokale eller regionale.

### Den første oppvarmingen forrige hundreår

Fra vårt land kan vi nevne arbeidet av B.J. Birkeland ved Meteorologisk institutt som skrev om klimaendringer på Svalbard og økende temperatur på begynnelsen av 1900-tallet<sup>1</sup>. Noenlunde samtidig fant en lignende tegn på at klimaet ble varmere andre steder på jorda, men med størst utslag i Arktis. Slik fant en at temperaturen over Canada og nordlige deler av USA var blitt mer enn 1-2 °C varmere siden 1860. Eksperter trodde endringene var en del av klimasvingninger over flere hundre år. Det fantes ingen gode forklaringer på hva som hadde skjedd, men teorien om endringer i solflekker var mest populær (se Del VI, kap 2).

Den som først beregnet global gjennomsnittstemperatur for overflaten var en engelsk ingeniør, Guy Stewart Callendar<sup>2</sup>, som studerte klimaet som en ivrig amatør. Etter mye sortering av data og mange beregninger kom han fram til at klimaet virkelig hadde blitt 0,5 °C varmere globalt mellom 1890 og 1935<sup>3</sup>. Callendar kjente til teorier om at økt drivhuseffekt, på grunn av menneskers brenning av kull og olje, kunne endre klimaet og foreslo økt drivhuseffekt som årsak til endringen. Det var få som trodde Callendar. Senere har en beregnet global overflatetemperatur for denne perioden på nytt med bedre datagrunnlag og kommet fram til omtrent det samme resultatet. For eksempel fant Helmut Landsberg ved US Weather Bureau at den globale oppvarmingen var statistisk signifikant, med størst utslag i Arktis<sup>4</sup>. Han foreslo at årsaken enten måtte være økt drivhuseffekt eller økt solstråling. Samtidig ble det rapportert om mindre is i Arktis, noe som var forutsagt i enkle modeller for effekten av økt drivhuseffekt.



Guy Stewart Callendar (1898-1964). Påviste global oppvarming i første del av forrige hundreår og knyttet oppvarmingen til utslipp av klimagasser.

[http://en.wikipedia.org/wiki/Guy\\_Stewart\\_Callendar](http://en.wikipedia.org/wiki/Guy_Stewart_Callendar)

<http://www.aip.org/history/climate/xGSCalendar.htm>

På 1940-tallet var det flere som studerte oppvarmingen, en av dem var svensken Hans Ahlmann. På begynnelsen av 1950-tallet rapporterte han at temperaturen hadde sunket igjen siden 1940<sup>5</sup>. Med denne avkjølingen mistet teorien om økt drivhuseffekt sitt feste. ”Vår holdning til klimanormaler må endres”, skrev Hubert H. Lamb i 1959 som uttrykk for at klimaendringer måtte studeres mer alvorlig<sup>6</sup>. I 1961 viste også J. Murray Mitchell ved US Weather Bureau at klimaet hadde blitt kaldere siden cirka 1940<sup>7</sup>. Hans beregninger var basert på data som dekket det meste av kloden. Temperaturen hadde altså steget fram til 1940, men så falt den igjen. Dataene hans viste så mye tilfeldig variasjon fra år til år og fra region til region at avkjølingen først var statistisk sikker med data fram til 1960. Mitchell godtok at økt drivhuseffekt kunne være årsaken til oppvarmingen og antydte at avkjølingen kunne skyldes partikler i atmosfæren (*aerosoler*) fra vulkanutbrudd eller endringer i antall solflekker. Han innså likevel at slike teorier var for svakt fundert til å uttale seg med sikkerhet. En journalist, Walter Sullivan, som hadde spesialisert seg på å formidle vitenskapelige resultater, rapporterte i *New York Times* om Mitchells resultater, om trenden mot avkjøling og at forskerne ikke var enige om årsakene til endringen<sup>8</sup>.

Gjennom 1960- og 1970-årene holdt temperaturen seg lav. Vest-Europa fikk noen av sine kaldeste vintre. Fra Hawaii fantes det nå kontinuerlige målinger av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren<sup>9</sup>. Målingene startet i 1958 og viste en økende trend der konsentrasjonen økte for hvert år. Økningen måtte gi en økt drivhuseffekt i atmosfæren, men det ble ikke observert noen tilsvarende økning i temperaturen. Forskere fant at økningen i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> skyldtest menneskers utslipp gjennom forbrenning av fossilt brensel, men forsto ikke hvorfor temperaturen ikke også økte som følge av økt drivhuseffekt<sup>10</sup>.

På denne tiden ble en klar over at storbyer og områder med mye industri påvirker klimaet slik at disse områdene blir varmere enn omgivelsene og slik står fram som varmeøyer i landskapet (*urban varmeøy*). En av grunnene til slike varmeøyer over byer er mindre vegetasjon og mindre fordamping enn i omgivelsene. Det ble hevdet at effekten av slike varmeøyer kunne forklare oppvarmingen fram til 1940<sup>11</sup>. Effekten av varmeøyer ble tilbakevist av dem som beregnet trendene, de sterkeste signalene var jo funnet i arktiske strøk der en ikke finner slike varmeøyer. Forskerne var i villrede. Når ikke klimaet ble varmere på grunn av økt drivhuseffekt, ble klimasystemet da avkjølt på grunn av utslipp av gasser som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>), som fører til aerosoler i lufta?

### Ny istid eller global oppvarming?

Den japanske værtjenesten sendte ut et spørreskjema til verdens nasjonale værtjenester om deres syn på temperaturtrender og mulige årsaker til endringer<sup>12</sup>. I de fleste land ble det svart at det ikke fantes noen klare trender. Noen mente at verden var inne i en kald periode som trolig ville vare ved i mange år. Den vanligste forklaringen var at antall solflekker nå var lavere enn på 1950-tallet.

Enkelte pekte på at endringene i jordbanen tilsa at vi var på vei mot en ny istid. Slike tanker ble tatt alvorlig og presentert i media overalt. Også noen norske forskere støttet dette synet. I 1972 skrev Murray Mitchell at endringer i solbanen ikke kunne forklare det kalde været fordi effekten av menneskers utslipp av CO<sub>2</sub> var så mye større<sup>13</sup>. Han hadde ingen forklaring på den kalde perioden, men mente at økt drivhuseffekt med tiden tvert om ville forlenge den



mellomistiden vi er inne i. Et panel av eksperter i det amerikanske vitenskapsakademiet sa seg enig i en rapport fra 1975<sup>14</sup>. Panelet mente at på tross av en kald periode, ville økt drivhuseffekt kunne gi en halv grads oppvarming ved århundrets avslutning. Innen den tid ville denne effekten dominere over andre mer tilfeldige svingninger. Den kjente vitenskapsmannen Wallace Broecker<sup>15</sup> gikk lengre og spurte: ”Er vi på vei mot en global oppvarming?”

Som ventelig var likevel meningene delte når det gjaldt synet på global oppvarming. I 1977 fikk forsvarsdepartementet i USA svar fra 24 toppforskere i verden på spørsmål om global oppvarming fram til slutten av århundret<sup>16</sup>. Hovedkonklusjonen var at en manglet sikker kunnskap, slik var alle forsøk på å forutsi klimaendringer usikre. Forskere delte seg i tre grupper når det gjaldt deres tro på hva som skulle skje: Noen mente at en fortsatt avkjøling var mest sannsynlig, andre mente at en moderat global oppvarming på grunn av økt drivhuseffekt snart ville starte, mens de fleste mente at klimaet ville holde seg omtrent uendret de første dekadene. Bare noen få trodde på en betydelig oppvarming ved slutten av hundreåret, slik det faktisk ble.

Vitenskapsakademiet i USA utredet i 1979 antropogen global oppvarming etter en forespørsel fra president Jimmy Carter<sup>17</sup>. Arbeidet ble ledet av den kjente meteorologen Jule Charney, som hadde mye kontakt med professor Arnt Eliassen i Oslo. Rapporten gav det første moderne estimat for hvor sensitiv klimasystemet er for en dobling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren (*klimasensitivitet*). Denne rapporten var den første jeg leste om teorien om global oppvarming. Men allerede i 1976 hadde jeg hørt foredrag om dette fra amerikanske forskere.

Global oppvarming ble et viktig forskningstema. Spesielt ble det viktig å overvåke klimaendringer med bedre orden på innsamling og kontroll av data globalt, med kontrollerte beregninger av globale og regionale middeltemperaturer. Ved 1980 var det opprettet to uavhengige grupper i verden for dette formål: En gruppe i New York, finansiert av NASA, ledet av James Hansen<sup>18</sup>, og en gruppe finansiert av den britiske stat, kalt Climate Research Unit, knyttet til universitetet i East Anglia, England<sup>19</sup>. Denne gruppen ble ledet av Phil Jones og Tom Wigley. Begge gruppene har siden den tid gitt ut årlige temperaturoversikter, spesielt for global temperatur. Begge gruppene fant at kloden nå begynte å bli varmere. Avkjølingen som startet i 1940 snudde tidlig på 1970-tallet, 1981 var lenge det



James Hansen, København 2009, forsker ved NASA Goddard Institute for Space Studies. En av verdens ledende forskere på global oppvarming. En av de første som beregnet global oppvarming i klimamodeller.

[http://en.wikipedia.org/wiki/James\\_Hansen](http://en.wikipedia.org/wiki/James_Hansen)

varmeste året i hele hundreåret. Videre fant de ut at avkjølingen mellom 1940 og 1970 først og fremst var knyttet til nordlige halvkule. Begge gruppene, som brukte noe forskjellige metoder i sitt arbeid, forsøkte seg med prediksjoner fram til år 2000 og kom fram til en oppvarming på minst 0,5 °C innen den tid.

### Global oppvarming

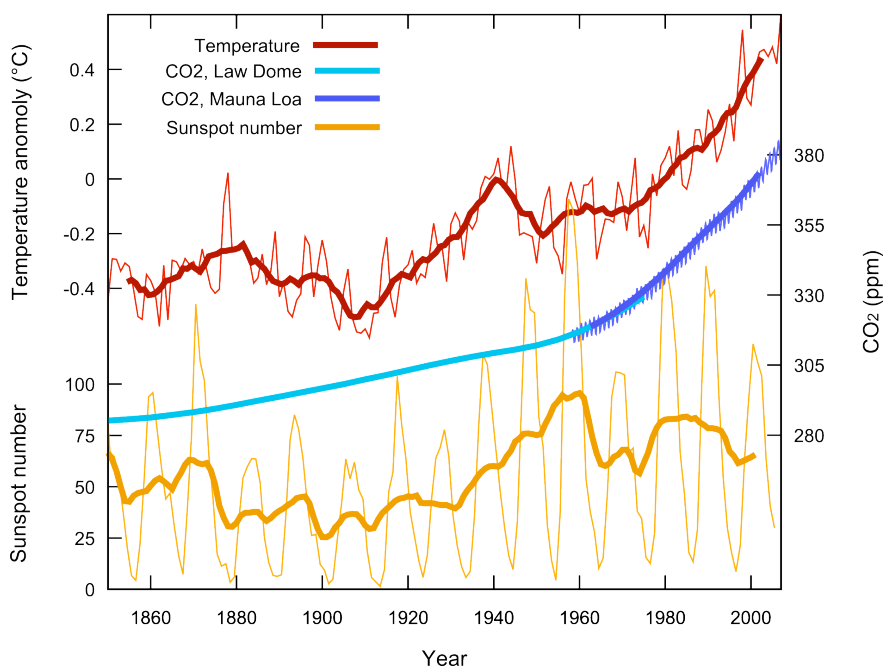
De fleste eksperter fant likevel ikke klare bevis for global oppvarming, det fantes jo bare målinger fra mindre enn et århundre, og disse målingene viste store variasjoner over flere dekadere. Ville den siste oppvarmingen over bare noen få år ha lignende karakter som oppvarmingen fram til 1940? Mange mente en måtte vente til slutten av hundreåret for å avgjøre om en oppvarming var forårsaket av økt antropogen drivhuseffekt.

Det kom til en tredje gruppe som analyserte bakkedata, National Climate Data Center, Ashville, North Carolina, USA. Denne institusjonen hadde verdens største samling av klimadata. Fra 1988 var det slik tre grupper som ga ut årlig statistikk. Dette året var det varmeste inntil da gjennom siste 100 år. Tidlig på 1990-tallet gikk temperaturene litt ned på grunn av utbrudd fra vulkanen Pinatubo i 1991<sup>20</sup>. Utbruddet førte store mengder aerosoler opp i atmosfæren som reflekterte noe av solstrålingen og slik avkjølte atmosfæren. Men etter at aerosolene var vasket ut etter noen få år, begynte den globale temperaturen igjen å stige. 1995 ga igjen ny rekord som ble toppet i 1997. Året 1998 ble spesielt varmt og stakk seg ut fra de andre årene. Årene som fulgte ble også varme og 2005 ble like varm som 1998. Oppvarmingen fra cirka 1970 har vært 0,5 – 0,6 °C slik som noen forutså<sup>21</sup>.

Oppvarming for jordoverflaten har på mange måter blitt bekreftet av andre indikatorer enn global temperatur: vekstsesonen på våre bredder er blitt lengre, satellittmålinger viser mindre is i Arktis og de fleste isbreer smelter og blir mindre. De øvre lagene av havet, hvor det meste av varmen som klimasystemet mottar blir lagret, er blitt varmere de siste dekadene<sup>22</sup>. 1990-årene var uten sammenligning den varmeste dekadene i forrige hundreår og kanskje også i de siste tusen år<sup>21 23</sup>. Tiåret 2000-2009 var enda varmere, og økningen fra 1990-årene var vel så stor som fra 1980-årene til 1990-årene<sup>24</sup>.

Folk har tatt det for gitt at økt drivhuseffekt har vært årsaken til den globale oppvarmingen, men kritikere har pekt på at den kan også ha andre årsaker. Spesielt har mange pekt på at samtidig som at konsentrasjonen av drivhusgasser har økt siden cirka år 1800, har antall solflekker økt, noe som vi skal se gir en varmende effekt på klimasystemet (Fig. 1). Sterke kort for at økt drivhuseffekt er årsaken ligger i at oppvarmingen er større om natten enn om dagen og at effekten forsterkes i arktiske strøk. Dette er i samsvar med hva ledende fysikere som John Tyndall og Svante Arrhenius forutså allerede tidlig i forrige hundreår. Folk i Sibir og i Alaska trenger ikke klimastatistikk for å vite at klimaet er blitt mildere. Teorien om endringer i solflekker er blitt sterkt svekket når det gjelder å forklare oppvarmingen de siste 30 år. Det viser seg at antall solflekker ikke har endret seg mye siden 1950-årene. Slik fins det ikke samsvar mellom endringer i solflekker og endringer i temperatur i denne perioden<sup>25 26</sup>.

## Temperature, CO<sub>2</sub>, and Sunspots



**Fig. 1:** Global temperatur for hvert år siden 1850, for hvert år og utjevnet i tid (rødt). Økning i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren gjennom samme periode (blåfarger; ppm part per million, milliondeler), direkte målinger siden 1958 fra Mauna Loa, Hawaii (mørkeblå), fram til 1958: data fra iskjerne fra Law Dome, Antarktis (lyseblå). Gule kurver viser antall solflekker gjennom solsykler på cirka 11 år og med en utjevning i tid som tar bort variasjoner over en sykel.

<http://en.wikipedia.org/wiki/File:Temp-sunspot-co2.svg>

IPCCs rapporter fra 2007 står fast at det er svært sannsynlig at oppvarmingen de siste 50 år skyldes menneskers påvirkning på klimaet gjennom økt drivhuseffekt. En mengde forskningsresultater ligger til grunn for deres uttalelser. En liten gruppe forskere stiller seg fremdeles tvilende, kanskje endringer i solstrålingen virker på en slik måte at effekten forsterkes? Kanskje endringene mer skyldes endringer i menneskers bruk av jordoverflaten fordi befolkningen øker? Kanskje oppvarmingen skyldes endringer i *kosmisk stråling* fra verdensrommet? Fremdeles er det også flere som sverger til at målingene er for mye påvirket av urbane varmeøyer. Lenge viste satellittmålinger av temperatur i den frie atmosfære, det laget vi kaller *troposfæren* og som når 10 – 15 km over havet, mindre oppvarming enn det bakkeobservasjoner viser for jordoverflaten. Denne uoverensstemmelsen stemte ikke med teoretiske beregninger. Skeptikere har tatt disse målingene som bevis på at det må være noe galt med målingene ved overflaten. Nå har en imidlertid funnet feil ved kalibreringen av satellittmålingene. Med nye korreksjoner er det små forskjeller mellom temperaturøkningen i troposfæren og ved jordoverflaten<sup>27 21</sup>.

- 1 Birkeland, B.J. 1930. Temperatur Variationen auf Spitzbergen. *Meteorologische Zeitschrift*, Juni 1930, 234-236.
- 2 [http://en.wikipedia.org/wiki/Guy\\_Stewart\\_Callendar](http://en.wikipedia.org/wiki/Guy_Stewart_Callendar)
- 3 G.S. Callendar Archive, University of East Anglia.
- 4 [http://en.wikipedia.org/wiki/Helmut\\_Landsberg](http://en.wikipedia.org/wiki/Helmut_Landsberg)
- 5 Ahlmann, H.W. 1948. The present climate fluctuation. *The Geographical Journal*, 112, 165-193.
- 6 Lamb, Hubert H. 1959. Our Changing Climate, Past and Present (Address to BAAS). *Weather*, Oct., 299-318 (reprinted in Lamb, Changing Climate, pp. 1-20).
- 7 Mitchell, J. Murray 1961. Recent secular changes of global temperature. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 95 (1), 235–250.
- 8 Sullivan, W. 1983. Earth said to be in "Icehouse". *New York Times*, September 20.
- 9 Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.E. Bainbridge, C.A. Ekdahl, Jr., P.R. Guenther, L.S. Waterman, and J.F.S. Chin. 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus* 28(6), 538-51.
- 10 Landsberg, Helmut E. 1970. Man-Made Climatic Changes. *Science* 170, 1265-74.
- 11 [http://en.wikipedia.org/wiki/Urban\\_heat\\_island](http://en.wikipedia.org/wiki/Urban_heat_island)
- 12 Lamb, Hubert H. 1977. *Climatic History and the Future*. Princeton University Press. Se side 709-710.
- 13 Mitchell, J. Murray, Jr. 1972. The Natural Breakdown of the Present Interglacial and Its Possible Intervention by Human Activities. *Quaternary Research* 2: 436-45.
- 14 GARP (National Academy of Sciences, United States Committee for the Global Atmospheric Research Program) 1975. Understanding Climatic Change: A Program for Action. Washington, DC; Detroit, MI: National Academy of Sciences; Grand River Books.
- 15 Broecker, W.S. 1975, reported in *New York Times*, Aug. 14, 1975, p. 24. Influence of Broecker on a member of the President's Council of Economic Advisers is reported in *New York Times*, June 3, 1977, IV p. 13.
- 16 National Defense University, USA, 1978. "Climate Change to the Year 2000: A Survey of Expert Opinion". Washington, DC, National Defense University.
- 17 National Research Council 1979. Carbon dioxide and climate: A scientific assessment. [http://www.atmos.ucla.edu/~brianpm/download/charney\\_report.pdf](http://www.atmos.ucla.edu/~brianpm/download/charney_report.pdf)
- 18 <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>
- 19 <http://www.cru.uea.ac.uk/>
- 20 Robock, A. 2002. Pinatubo eruption: The Climatic Aftermath. *Science*, 295, 1242 – 1244.
- 21 Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>.
- 22 Levitus, S. et al. 2000. Warming of the World Ocean. *Science*, 287, 2225 – 2229.
- 23 US National Research Council (NRC) 2006. Surface temperature reconstructions for the last 2000 years. National Academy Press, Washington.
- 24 Hansen, J., R. Ruedy, Mki. Sato, and K. Lo, 2010. Global surface temperature change. *Rev. Geophys.*, 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345

<sup>25</sup> Benestad, R.E. 2002. *Solar Activity and Earth's Climate*. Praxis-Springer, Berlin and Heidelberg, 287 pp.

<sup>26</sup> Foukal, P., C. Fröhlich, H. Spruit and T. M. L. Wigley 2006. Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. *Nature* 443, 161-166.

<sup>27</sup> US Climate Change Science Program 2006. Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences. [www.climatechange.gov](http://www.climatechange.gov)



## **Kort om meteorologi, hydrologi og oseanografi**

I denne andre delen blir det gitt en rask innføring i noen viktige begreper i meteorologi, oseanografi og det hydrologiske kretsløp, viktige fagdisipliner knyttet til klimasystemet.





Når vi underviser meteorologi på universitetet, brukes det matematiske framstillinger hele tiden. Det forundrer for eksempel flere at varsling av været i utgangspunktet er et matematisk problem. Når studentene kommer for å studere meteorologi som en del av fagfeltet geofysikk (som på Geofysisk institutt, UiB, bare omfatter meteorologi og oseanografi), har de med seg grundig kunnskap i matematikk og fysikk. For eksempel kan de noe om bevegelse i væsker, det vi kaller hydrodynamikk. Også i fysikk er matematikk grunnleggende, og klassisk fysikk er trolig det faget som, bortsett fra *hydrologi* og oseanografi, kommer nærmest faget meteorologi.

På Geofysisk institutt, UiB, hadde vi en gang en flink student fra Ghana som tok mastergrad i meteorologi uten forkunnskaper i matematikk. Noen lærere forbarmet seg over han og ga han privatundervisning. For en stor del brukte de boka *Meteorology Today*, et praktverk med en innføring i de fleste sider ved meteorologi, men nesten uten å bruke matematikk<sup>1</sup>. Denne boka kan anbefales på det varmeste selv om den som regel har illustrasjoner fra vær i USA. Jeg har den alltid tilgjengelig i tilfelle noen henvender seg med spørsmål i et emne jeg ikke er ekspert og underviser i, som for eksempel optiske fenomen i atmosfæren. En god innføringsbok i klimakunnskap er en lærebok av J. T. Houghton<sup>2</sup>, som lenge ledet IPCCs arbeid med det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer. Det fins selvsagt mye informasjon om meteorologi på nettet, særlig har en del offentlige institusjoner som NOAA og NASA i USA mange webbaserte opplæringsstilbud. Jeg vil henvise til *Wikipedia* der jeg kan og bruker den engelske utgaven som vanligvis er bedre enn den på norsk.

## II.1 - GASSER OG LAGDELING I ATMOSFÆREN

Atmosfæren består av en mengde gasser<sup>3</sup>, 78 % av volumet er nitrogen og 21 % oksygen (Tab. 1; Fig. 1). Ingen av disse to gassene gir *drivhuseffekt*. Klimagassene, som til sammen er årsak til drivhuseffekten, er til stede i forbausende små konsentrasjoner. Den viktigste klimagassen er vanddamp (typisk 0,5 - 4 % av luftvolumet ved jordoverflaten), deretter kommer *karbondioksid* (CO<sub>2</sub>). I norsk klimadebatt har toppolitikere hevdet at siden CO<sub>2</sub>



Lagdeling i atmosfæren, bilde fra rommet tatt av NASA. Blåfargen skyldes spredning av lyset (Rayleigh scattering), der kortere bølgelengder (blått) spres mer enn lengre røde bølgelengder. Det hviteste laget er troposfæren og laget over stratosfæren.

bare utgjør cirka 0,038 volumprosent av atmosfæren, kan den ikke ha noen større klimaeffekt. Men dette vitner bare om manglende kunnskap om atmosfærens fysikk.

Fysisk resonnering er også nødvendig for å forklare hvordan atmosfæren innstiller seg i visse vertikale lag (Fig 2.). I klimasammenheng er vi spesielt interessert i de to lagene som ligger nærmest jordoverflaten: *troposfæren* og *stratosfæren*<sup>45</sup>. Til sammen inneholder disse to lagene 99,9 % av atmosfærens masse. Begge lagene er viktige i klimasammenheng, men spiller hver for seg ulike roller.

## Gasser i atmosfæren

Atmosfæren er et tynt lag med gasser som omgir jordkloden. Nesten 99 % av atmosfærens masse ligger under en høyde på 30 km. Om jorda hadde en størrelse som en fotball, ville atmosfæren være tynnere enn et ark skrivepapir. Vi har alt antydning at en gjerne måler mengden av en gass ved volumet gassen utgjør i forhold til totalvolumet av tørr luft. Slike volumforhold blir kalt gassens *blandingsforhold* (ofte kalt molfraksjon), som uttrykkes i hvor

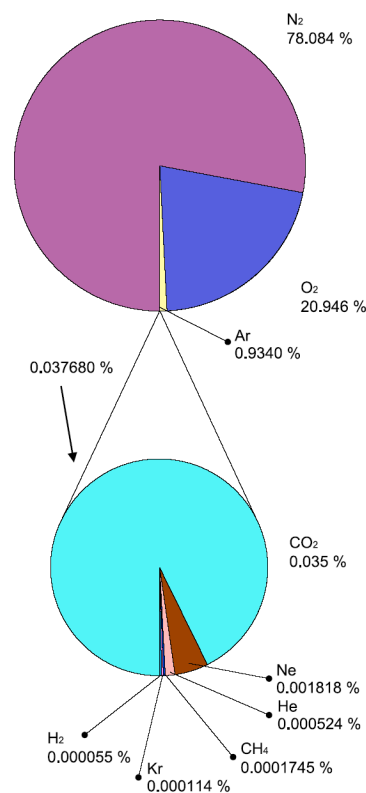
### Composition of dry atmosphere, by volume

ppmv: *parts per million* by volume

Gas	Volume
<a href="#">Nitrogen</a> (N <sub>2</sub> )	780,840 ppmv (78.084%)
<a href="#">Oxygen</a> (O <sub>2</sub> )	209,460 ppmv (20.946%)
<a href="#">Argon</a> (Ar)	9,340 ppmv (0.9340%)
<a href="#">Carbon dioxide</a> (CO <sub>2</sub> )	383 ppmv (0.0383%)
<a href="#">Neon</a> (Ne)	18.18 ppmv (0.001818%)
<a href="#">Helium</a> (He)	5.24 ppmv (0.000524%)
<a href="#">Methane</a> (CH <sub>4</sub> )	1.745 ppmv (0.0001745%)
<a href="#">Krypton</a> (Kr)	1.14 ppmv (0.000114%)
<a href="#">Hydrogen</a> (H <sub>2</sub> )	0.55 ppmv (0.000055%)
<a href="#">Nitrous oxide</a> (N <sub>2</sub> O)	0.3 ppmv (0.00003%)
<a href="#">Xenon</a> (Xe)	0.09 ppmv (9x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Ozone</a> (O <sub>3</sub> )	0.0 to 0.07 ppmv (0% to 7x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Nitrogen dioxide</a> (NO <sub>2</sub> )	0.02 ppmv (2x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Iodine</a> (I)	0.01 ppmv (1x10 <sup>-6</sup> %)
<a href="#">Carbon monoxide</a> (CO)	0.1 ppmv
<a href="#">Ammonia</a> (NH <sub>3</sub> )	trace

#### Not included in above dry atmosphere:

<a href="#">Water vapor</a> (H <sub>2</sub> O)	~0.40% over full atmosphere, typically 1%-4% at surface
--	---



**Tab. 1:** Gasser i atmosfæren etter volum, målt i part per million (ppm; milliondeler). [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

**Fig. 1:** Gasser i atmosfæren etter volum, målt i prosent av volumet. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

mange deler – eventuelt molekyler - gassen opptar per et visst antall deler eller molekyler luft. Volumprosenten får en med å gange blandingsforholdet med hundre. For eksempel har karbondioksid (CO<sub>2</sub>) for tiden (2011) et blandingsforhold på 391 deler per en million deler luft (på engelsk parts per million, ppm eller ppmv for å angi volum). Volumprosenten for CO<sub>2</sub> blir da 0,0387 %. For tiden øker konsentrasjon med omtrent 2 ppm i året på grunn av utslipp av *drivhusgasser*<sup>6</sup>.

Blandingsforholdet for gassene kan være konstant til store høyder, men luftas tetthet og de ulike gassenes tetthet avtar sterkt med høyden (Fig. 3). Luftas tetthet er proporsjonal med trykket og omvendt proporsjonal med absolutt temperatur. For mange formål gir vertikalfordelingen av trykket også fordelingen av luftas tetthet.

Nitrogen og oksygen utgjør altså henholdsvis 78 og 21 % av det totale volumet av tørr luft. Flere andre gasser er til stede i små mengder. Noen av disse gassene har som nitrogen og oksygen et nært konstant blandingsforhold overalt i atmosfæren til store høyder. Eksempler er argon, neon, helium og hydrogen (Tab. 1; Fig. 1). For andre gasser, spesielt gasser med betydning for *drivhuseffekten*, kan blandingsforholdet variere både horisontalt og vertikalt<sup>7</sup>. Blandingsforholdet for vanndamp, som er den viktigste drivhusgassen, varierer spesielt mye. I tropene kan vanndamp utgjøre opp til 4 prosent ved overflaten, mens konsentrasjonen kan være deler av en prosent i kald arktisk luft (Fig. 4). Dette henger sammen med at lufta kan holde på mer fuktighet når temperaturen øker. Vi uttrykker innholdet av fuktighet på mange måter, for eksempel *relativ fuktighet*, som uttrykkes i prosent slik at den er 100 % når lufta er mettet med fuktighet, og *spesifikk fuktighet* som er forholdet mellom massen av vanndamp og luftas totale masse. Andre klimagasser som CO<sub>2</sub>, metan (CH<sub>4</sub>) og lystgass (N<sub>2</sub>O), har lang oppholdstid i atmosfæren, dvs. de er godt blandet og konsentrasjonen varierer relativt lite horisontalt. Vertikalt vil imidlertid konsentrasjonene til slike gasser kunne variere mellom de ulike lag av atmosfæren. *Ozon* (O<sub>3</sub>) er en spesiell klimagass som varierer mye både horisontalt og vertikalt.

De ulike gassene i atmosfæren gjennomgår sitt eget kretsløp, dvs. at gassene blir produsert og fjernet ved jordoverflaten, vanligvis med en balanse mellom produksjon og destruksjon. For eksempel blir nitrogen fjernet fra atmosfæren ved biologiske prosesser som involverer jordbakterier<sup>8</sup>. I tillegg blir nitrogen tatt fra atmosfæren av plankton som omdanner gassen til gjødsel. Nitrogen blir ført tilbake til atmosfæren gjennom planter og dyr som råtner. Oksygen blir imidlertid fjernet fra atmosfæren når organisk materiale går til grunne og når oksygen kombineres med andre stoffer og produserer oksidanter<sup>9</sup>. Oksygen blir også tatt fra atmosfæren gjennom pusting (*respirasjon*)<sup>10</sup> etter som levende vesener tar inn oksygen og

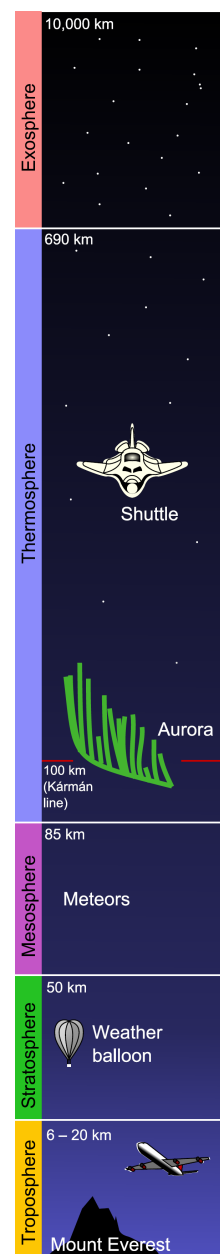


Fig. 2: Lag i atmosfæren. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

slipper ut CO<sub>2</sub>. Tilførsel av oksygen til atmosfæren skjer ved *fotosyntesen*<sup>11</sup>, etter som planter, i nærvær av lys, kombinerer CO<sub>2</sub> og vann for å produsere sukker og oksygen. *Karbarbonkretsløpet* er viktig i klimasammenheng, det vil vi diskutere grundigere senere (Del VI, kap. 4).

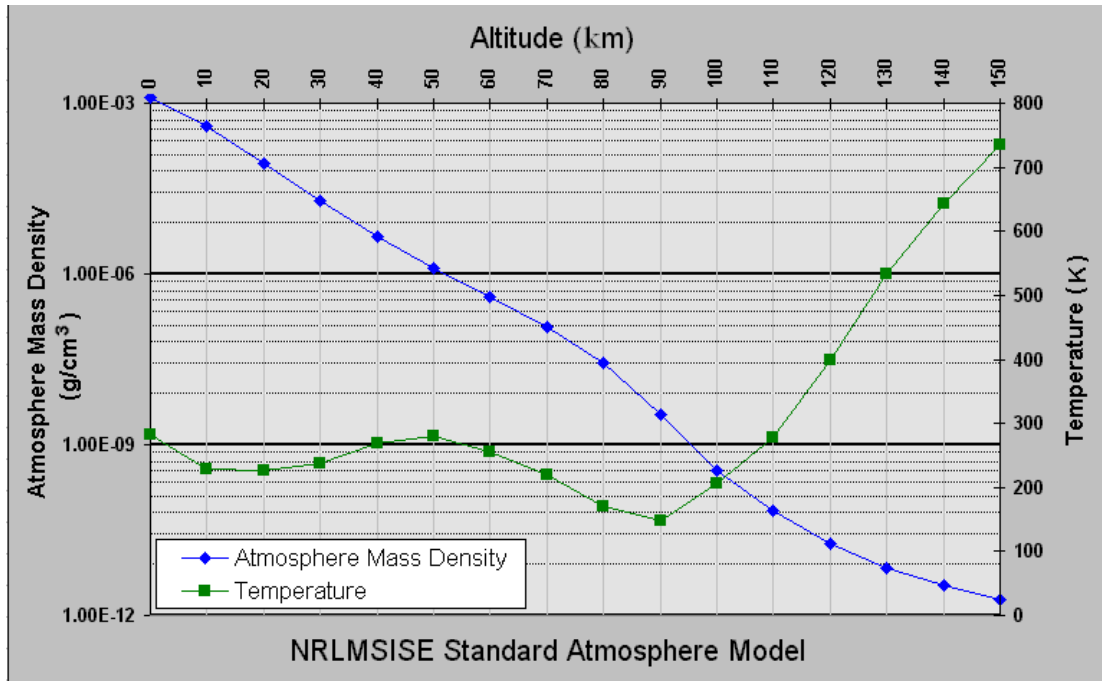


Fig. 3: Gjennomsnittlig fordeling av tetthet og temperatur gjennom atmosfæren. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

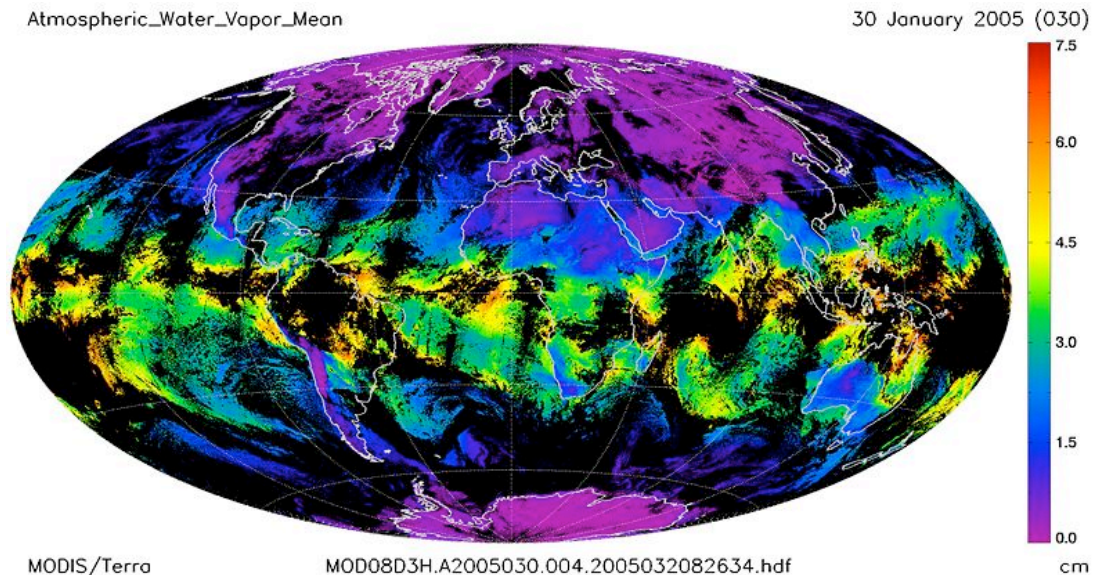


Fig. 4: Gjennomsnittlig innhold av vanndamp i atmosfæren, regnet om til nedbør i cm (om alt ble felt ut). [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

I tillegg til gasser inneholder atmosfæren svevende partikler, *aerosoler*<sup>12</sup>, slik som støv, *sot* og saltpartikler. Det fins naturlige aerosoler, for eksempel de som virvles opp fra havet som saltpartikler, og *antropogene* aerosoler, hvor de mest vanlige har sin årsak i menneskers utslipp av gasser som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>)<sup>13</sup>. Blandingsforholdet av aerosoler kan variere mellom 0,01 og 0,15 ppm. *Antropogene* aerosoler har størst konsentrasjoner over *regioner* med store utslipp av luftforurensinger<sup>14</sup>, slik som over Europa, Nord-Amerika, Kina og India. Oppholdstiden for aerosoler nær jordoverflaten er bare noen få dager ettersom de vaskes raskt ut i nedbør eller ved *turbulens* ved jordoverflaten. Aerosoler som når stratosfæren, kan ha en mye lengre *levetid*, opp til et par år.

### Lagdeling av atmosfæren – troposfære og stratosfære

*Solstrålingen* går for en stor del uhindret gjennom atmosfæren, slik tar nitrogen og oksygen ikke opp stråling<sup>15</sup>. Fordi atmosfæren nesten er transparent for solstråling, er temperaturen vanligvis høyest ved jordas overflate, snaut 15 °C i gjennomsnitt. Naturlig ozon i stratosfæren, som tar opp - absorberer - ultrafiolett stråling fra sola, gir et annet maksimum i temperaturen på rundt 0 °C omtrent 50 km over jordoverflaten. I troposfæren – tykkelse fra 6 til 20 km - vil det være en viss omrøring av lufta. Tropos betyr blanding, og troposfæren er det laget hvor luftpartiklene blandes godt. Det er vert å merke seg at selv om de ulike gassene hver for seg kan litt forskjellig egenvekt, har tørr luft i troposfæren og stratosfæren alltid en tetthet som bare varierer med temperatur og trykk. Omrøringen skjer ved turbulens ved jordoverflaten, vertikalsirkulasjoner knyttet til *fronter*, lavtrykksaktivitet, men spesielt ved at varm luft ved overflaten stiger (*konveksjon*), for eksempel i bygeskyer (fuktig konveksjon)<sup>16</sup>. Omrøringen bestemmer hvor mye temperaturen avtar med høyden. Vi kaller denne avtakningen av temperaturen med økende høyde for *den vertikale temperaturgradienten*<sup>17 18</sup> (lapse rate), som vi gjerne uttrykker i avtakning av temperaturen i grader per kilometer (°C/km), som regel et positivt tall.

Begrepet *gradient*<sup>19</sup> vil bli brukt i flere sammenhenger i denne boken. Det er egentlig et veldefinert matematisk begrep som uttrykker hvor raskt en størrelse, for eksempel temperaturen i atmosfæren, endrer langs den retningen der variasjonen er størst. I matematikk blir da en gradient en vektor<sup>20</sup>, dvs. en størrelse med både retning og lengde, som kan illustreres med en pil med en viss lengde. I daglig fagdiskusjon i meteorologi og klima brukes uttrykket gradient ofte som variasjon langs en viss retning – dvs. som en komponent av totalgradienten langs en retning. Retningen er som regel enten vertikal eller horisontal. Slik har vi definert en vertikal temperaturgradient for å uttrykke temperaturvariasjon vertikalt. Vi snakker også om horisontale temperaturgradienter i forbindelse med fronter i atmosfæren<sup>21</sup>, som langstrakte belter, ofte forenklet som linjer, med stor temperaturgradient på tvers.

Dersom en pakke med luft blir forflyttet vertikalt - uten at den blir tilført varme etter en såkalt *adiabatisk prosess*<sup>22</sup> - vil pakkens temperatur avta/stige med 9,8 °C/km alt etter om den stiger eller synker (for mange formål kan vi for enkelthets skyld bruke 10 i stedet for 9,8). La oss se på hva som kan skje med pakken etter en liten forflytning oppover. Tre ulike prosesser kan inntreffe: Dersom tettheten til luftpakken er større enn i luftlaget omkring<sup>23</sup>, vil den akselerere tilbake til sitt utgangsnivå og svinge omkring dette nivået. Vi sier da at atmosfæren er stabil for vertikale forstyrrelser (*statisk stabil; statisk stabilitet*). Dersom dette

gjelder for et sjikt av atmosfæren, sier vi at sjiktningen er stabil i laget. Dersom tettheten er mindre enn i omgivelsene, vil pakken akselereres videre oppover. Vi sier da at atmosfæren er *statisk ustabil* for vertikale forstyrrelser. Konveksjon vil da inntreffe. Dersom tettheten til pakken er lik den i omgivelsene, kalles tilstanden *nøytral (statisk nøytral)*.



Skyer i troposfæren sett fra fly. [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

Meteorologer trenger ikke å vurdere en luftpakkes tetthet, det holder å vurdere dens temperatur i forhold til omgivelsenes temperatur. Er pakken kaldere etter en forstyrrelse oppover, er luften tyngre og stabil. Er den varmere, er luften ustabil og er den lik, har vi nøytrale forhold. Siden pakken beveger seg adiabatisk (om den er umettet med fuktighet), holder det å sammenligne målt temperaturprofil med et adiabatisk profil for å avgjøre stabilitetsforholdene. Som et gjennomsnitt for hele jordkloden avtar temperaturen med 6 °C/km i troposfæren, dvs. mindre enn 10 °C/km slik som under adiabatisk forhold. Altså er sjiktningen i gjennomsnitt statisk stabil for vertikalforstyrrelser.

Dersom atmosfæren er ustabil for vertikale forstyrrelser, settes det straks i gang bevegelse for å oppnå nøytrale forhold. I praksis er atmosfæren derfor enten stabil eller nøytral om en betrakter sjikt med en viss dybde og over litt tid. Unntaket er tynne sjikt ved overflaten når denne varmes opp. Ved litt vind nær jordoverflaten vil luftpartiklene bli så godt blandet ved turbulens at vi lett oppnår nøytrale forhold.

I en atmosfære der et dypere lag er nøytralt eller svakt statisk stabilt, får vi lett dyp konveksjon dersom *luftmassene* oppvarmes ved overflaten, slik som ved soloppvarming over land, eller når luftmasser blir ført over varmere hav. Under slike forhold danner det seg byger dersom det er tilstrekkelig med fuktighet i luften. Fuktig luft inneholder *latent varme*<sup>24</sup>, varme som frigjøres når kondensasjon inntreffer<sup>25 26</sup> og det dannes skydråper<sup>27</sup>. På den måten øker temperaturen når luft kondenserer, noe som fører til at temperaturgradienten blir mindre fra skyene og ned til jordoverflaten.

Skyer et tegn på varmere luft enn i skyfrie omgivelser ved samme høyde. Dannelse av skydråper omfatter kompliserte prosesser på det vi kaller mikroskala (en mikrometer er lik en milliondel meter, betegnes  $\mu\text{m}$ ) omkring *skykondensasjonkjerner* (cloud condensation nuclei, CCN)<sup>28 29</sup>. Under slike forhold med fuktig luft og muligheter for kondensasjon, blir

kriteriene for å vurdere stabilitet for vertikale forflytninger mer kompliserte. Meteorologene vurderer målte temperaturprofiler mot såkalte fuktigadiabater for å vurdere stabilitetsforholdene. En fuktigadiabat beskriver tilstandsendringer i luft mettet med fuktighet.

I troposfæren kan luftpartikler flytte seg over mange breddegrader (en breddegrad er cirka 111 km) og over dype sjikt i løpet av få dager. I stratosfæren vil luftpartiklene vanligvis bevege seg raskt mot vest, men lite både i retning nord-sør og vertikalt. Det betyr at tidskalaer for bevegelse i retning nord-sør er mye lengre enn i troposfæren. Uttrykket stratosfære antyder at luftpartiklene har en tilnærmet horisontal bane og liten omrøring (turbulens<sup>30</sup>). For en stor del skyldes dette at temperaturen er nesten konstant med høyden, noe som betyr at lufta er svært stabil for vertikalforstyrrelser. Om en vertikal forstyrrelse oppstår, vil bevegelsen raskt bli dempet. I stratosfæren er opptak av varme i *ozonlaget*<sup>31</sup> svært viktig for varmebalansen. Innholdet av fuktighet er svært lite. Skyer kan forekomme, slik som perlemorskyer, som vanligvis opptrer i fjellbølger dannet av ved strøm over fjell.

Grenseflaten mellom troposfæren og stratosfæren kalles *tropopausen*<sup>32</sup>. I gjennomsnitt viser den en markant avtakning fra tropene til polene. Tropopausen karakteriseres vanligvis ved en skarp overgang i temperaturgradienten. Denne skarpheten er delvis et resultat av blandingen i øvre del av troposfæren og mangel på blanding i stratosfæren. Forskjellig konsentrasjon av visse *sporgasser* (gasser som følger vinden uten å forandre blandingsforhold)<sup>33</sup>, som er viktige for stråling, bidrar også til den skarpe overgangen. For eksempel inneholder nedre del av stratosfæren mye mer ozon enn troposfæren, mens det er mye mer vanndamp i troposfæren enn i stratosfæren. Siden meteorologene kartlegger høyden av tropopausen flere ganger om dagen, har en data for hvordan tropopausehøyden kan ha endret seg over tid.

Om en antar at den vertikale temperaturgradienten i troposfæren og stratosfæren ikke endrer seg ved en klimaendring, er høyden av tropopausen knyttet til endringer i temperatur i troposfæren og lavere del av stratosfæren. En temperaturøkning i troposfæren, slik en forventer seg ved økt drivhuseffekt, vil lede til en økt høyde på tropopausen. Også en avkjøling av stratosfæren, som også forventes ved økt drivhuseffekt, gir en høyere tropopause. I begge tilfeller leder en økning/minking på en grad til en økning på cirka 160 meter. Forskere har funnet at over de siste 20 årene har midlere høyde på tropopausen økt med cirka 200 meter. De finner denne økningen i samsvar med hva en kan forvente som følge av økt drivhuseffekt på grunn av antropogene utslipp og uttynning av ozonlaget<sup>34</sup> (Del VI, kap. 3).

Kjemiske prosesser knyttet til sporgasser kan være forskjellige på hver side av tropopausen. Derfor er det viktig å vite i hvor stor grad tropopausen er gjennomtrengelig, dvs. hvor mye utveksling det kan være mellom luft i stratosfære og troposfære. En slik utveksling påvirker innholdet av ozon i stratosfæren, forurensing i troposfæren og global oppvarming. Ved tropene kan troposfæreluft nå høyt opp i stratosfæren. Likevel er stratosfæren ekstremt tørr i slike høyder. Dette skyldes at temperaturen i tropeluft som trenger opp i stratosfæren er så lav - når så høyt - at vanndampen kondenseres ut før luftpartiklene når store høyder.

Høyden av tropopausen øker vanligvis fra cirka 6-9 km ved polene til 18-20 km nær ekvator. Siden tropopausen på våre bredder påvirkes mye av værsystemene (lavtrykk og høytrykk), vil høyden kunne variere mye fra dag til dag og fra sted til sted. Ved et bestemt tidspunkt vil tropopausen således ikke være en glatt flate, men vil noen steder ha foldninger slik at stratosfærisk luft kan trenge dypt ned til høyder som vanligvis hører til troposfæren. Dette skjer vanligvis ved lavtrykkdannelse. Den store statiske stabiliteten i stratosfæren gjør at stratosfæreluft representerer et *reservoar* for virveldannelse (trenger noe kunnskap i atmosfærisk dynamikk for å forstå dette<sup>35</sup>). Når foldninger av stratosfæreluft trekkes ned i troposfærenivå, vil det derfor lett dannes virvler som er svært viktige for utvikling av lavtrykk.



<sup>1</sup> Ahrens, C.D. 2006. *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. (8th Edition), Brooks/Cole Publishing. [ISBN 0-495-01162-2](#).

<sup>2</sup> Houghton, J.T. 1994. *Global Warming, the Complete Briefing*, Lion Publishing (2nd edition 1997, Cambridge University Press; 3rd edition 2004, Cambridge University Press.

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's_atmosphere)

<sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Troposphere>

<sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Stratosphere>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_gas](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_gas)

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Nitrogen>

<sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen>

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_cycle)

<sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosynthesis>

<sup>12</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sulfur\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Sulfur_dioxide)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Air\\_pollution](http://en.wikipedia.org/wiki/Air_pollution)

<sup>15</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunlight>

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Convection>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Lapse\\_rate](http://en.wikipedia.org/wiki/Lapse_rate)

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature\\_inversion](http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_inversion)

<sup>19</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Gradient>

<sup>20</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Vector>

<sup>21</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Adiabatic\\_process](http://en.wikipedia.org/wiki/Adiabatic_process)

<sup>23</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Buoyancy>

<sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Latent\\_heat](http://en.wikipedia.org/wiki/Latent_heat)

<sup>25</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Condensation>

<sup>26</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evaporation>

<sup>27</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud>

<sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_condensation\\_nuclei](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_condensation_nuclei)

<sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_physics](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_physics)

<sup>30</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Turbulence>

<sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)

<sup>32</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Tropopause>

<sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Flow\\_tracer](http://en.wikipedia.org/wiki/Flow_tracer)

<sup>34</sup> Hoskins, B.J. 2003. Climate Change at Cruising Altitude? *Science* 301, 469 – 470.

<sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Potential\\_vorticity](http://en.wikipedia.org/wiki/Potential_vorticity)

## II.2 - STRÅLING, STRÅLINGSBALANSE OG DRIVHUSEFFEKT

Det mest fundamentale fysiske prinsippet i vår forståelse av klimaendringer ligger i klimasystemets *energibalanse* (også kalt strålingsbalanse). Dette prinsippet bygger på det faktum at energi ikke kan forsvinne. Klimasystemet drives av den energien det mottar fra sola via stråling<sup>1</sup> <sup>2</sup>. Om denne energien hopet seg opp i klimasystemet, måtte det stadig bli varmere. I et stabilt klima må klimasystemet stråle like mye energi tilbake til verdensrommet som det mottar fra sola. Denne strålingen avhenger av klimasystemets temperatur og blir kalt *terrestrisk termalstråling*. Dersom denne balansen mellom innstråling og utstråling forrykkes, må klimasystemet svare for å oppnå en ny strålingsbalanse der innstråling og utstråling er like store over tid. Denne responsen fører til endringer i temperaturen ved jordoverflaten og i luftlagene over. En slik temperaturendring vil påvirke klimaet på mange måter, først og fremst ved å påvirke sirkulasjonene i atmosfære og hav og ved å endre vannets kretsløp. Slik får vi en klimaendring.

I et stabilt klima vil altså netto *solinnstråling* ved atmosfærens ytre grense (ofte kalt netto solar stråling eller bare solstråling)<sup>2</sup> være lik varmestrålingen til verdensrommet fra klimasystemet. Vi har ikke en slik balanse på hvert et sted til en hver tid, for eksempel vil polområdene avgi langt mer varmestråling om vinteren enn det som mottas fra sola. Men om vi tar et gjennomsnitt over hele kloden og over noen få år, vil det i et stabilt klima være en balanse. Kunnskapen om strålingsbalanse bygger på fysikkens strålingslover som er godt kjente og godt forstått. Disse strålingslovene ble funnet i siste halvdel av 1800- tallet og ble fullbyrdet da kvantefysikken ble utviklet<sup>3</sup>.

Når en ubalanse har oppstått, f. eks. ved at innstrålingen fra sola er blitt sterkere, tar det tid for klimasystemet å gjenopprettholde en ny strålingsbalanse, dvs. å endre klimaet slik at det igjen blir stabilt. La oss anta at det plutselig skjer en viss forrykning i strålingsbalansen. Klimasystemet reagerer ved å endre temperaturforholdene – som bestemmer strålingen til verdensrommet - både i atmosfæren og ved jordoverflaten, noe som igjen kan endre sirkulasjonene i atmosfære og hav.

De første endringene i temperaturen i atmosfæren fører med seg endringer i andre størrelser, slik som fuktigheten. Slike endringer kan både forsterke og dempe den første temperaturendringen. Den totale respons på den første endringen i temperaturen kaller vi for *klimatilbakekopling*<sup>4</sup>, som er positiv dersom temperaturendringene forsterkes og negativ dersom endringene dempes. Et klassisk eksempel på en positiv tilbakekopling er at en økning i temperaturen ved jordoverflaten vil gi mindre sjøis og snø ved polene. Dette fører som vi skal se, til at jordoverflaten tar til seg mer av solstrålingen. Slik forsterkes oppvarmingen.

La oss igjen anta en plutselig ubalanse i strålingen. Dersom vi ikke hadde hav og årstidsvariasjoner og dersom vegetasjon, snø- og isdekke ikke endret seg, ville en ny strålingsbalanse og endret klima blir oppnådd innen kort tid. Trolig ville det meste av klimaendringene finne sted innen en måned eller to, raskere i troposfæren enn i stratosfæren. Med sin store varmekapasitet og langsomme sirkulasjon utgjør havet en stor treghet for klimaendringer, dvs. at havet forsinket tiden det tar å oppnå ny strålingsbalanse. Mulige

endringer i utbredelse av snø og sjøis vil virke i samme retning. Endringer i *innlandsis* og vegetasjon vil for en stor del skje på en enda lengre tidskala.

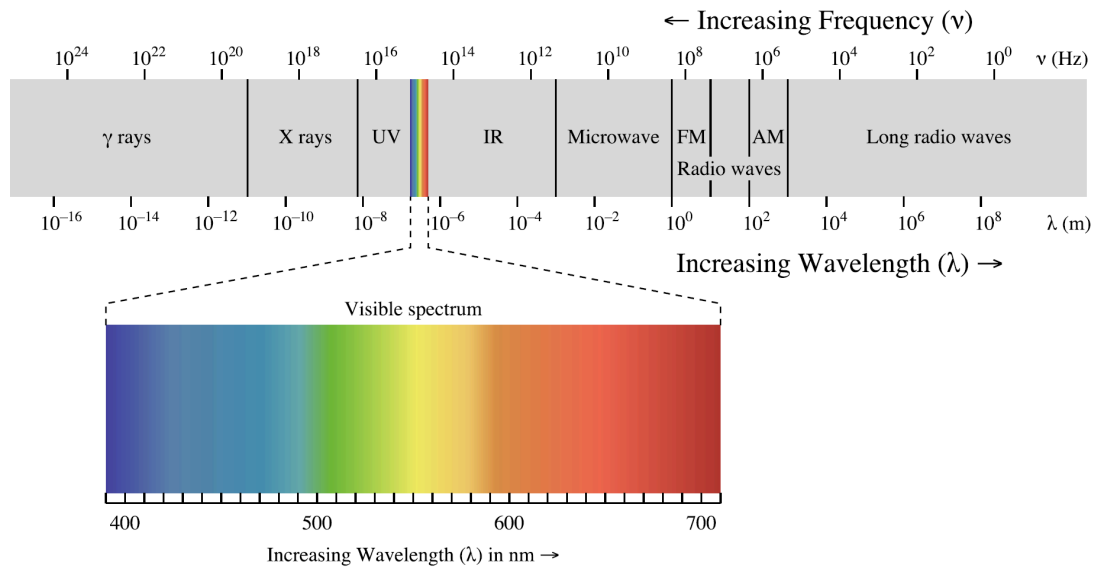
Hvor lang tid det tar å opprette ny strålingsbalanse og et stabilt klima, som følge av en kjent ubalanse, kan undersøkes i *klimamodeller* som simulerer klimasystemet fra time til time, dag til dag, år til år (se Del III). I slike modeller kan en føre inn en viss ubalanse i strålingen og beregne hvor lang tid det tar å opprette ny balanse. Resultatene av slike undersøkelser varierer noe etter hvor nøye endringer i vegetasjon, snø- og isdekke er tatt med i modellene. De øverste cirka 100 meter i havet blandes relativt raskt ved stress fra vinden og konveksjon. Dette laget gir en responstid på omtrent ti år for overflatetemperaturen. Utveksling av vannmasser mellom dette blandingslaget og dypere hav øker responstiden for overflatetemperaturen. Modellene gir en respons på rundt 40 % de første fem årene og cirka 60 % etter 100 år. Full balanse oppnås først etter tusen år<sup>5</sup>. Vurderinger viser at responsen i klimamodeller gjerne er for langsom og at dette blant annet skyldes at modellene har for rask transport av varme ned i dyphavet.

I dagens modeller mangler det realistiske beregninger av endringer i *innlandsis* og vegetasjon, ofte også for langsiktige endringer av karbonkretsløpet. Dette betyr at klimamodeller vanligvis bare beregner for kortsiktige tilbakekoplinger. Hva som kan skje av tilbakekopling på lengre tidsskala er vanligvis ikke med.

### Litt strålingsfysikk

Vi har alle kjent solstrålene varme vår kropp. Energien blir overført fra sola ved bølger som representerer strålingsenergi<sup>6</sup>. Energien utløses til varme når bølgene tas opp – absorberes - av et legeme (absorpsjon)<sup>7</sup>. Siden bølgene har magnetiske og elektriske egenskaper, kaller vi dem for elektromagnetiske bølger og strålingen *elektromagnetisk stråling*. Slike bølger trenger ikke molekyler for å forplante seg<sup>8</sup>. Styrken på strålingen per kvadratmeter kalles *irrandians*<sup>9</sup> og måles i W/m<sup>2</sup>. Strålingen foregår på ulike bølgelengder (Fig. 1). Bølgelengden måles i mikrometer (µm). Som vi skal se, er bølgelengden for det sterkeste sollyset 0,5 µm. Tykkelsen på bladene i denne boka er omtrent 100 µm. Jo kortere bølgelengde, desto mer energi er det i strålingen.

Alle gjenstander, denne boka, din kropp, blomster, trær, luft, jorda, stjerner stråler ut energi, vi sier emitterer energi (termal emisjon, termalstråling)<sup>10</sup>. Bølgelengdene for strålingen fra en gjenstand avhenger primært av gjenstandens temperatur. Jo høyere temperatur, desto mer energi og kortere bølgelengder. Når en gjenstand oppnår en temperatur på cirka 500 °C, vil den stråle ved flere bølgelengder, noen vil være korte nok til å stimulere våre øyne og således bli synlige. Vi ser en rødlig farge. Kaldere gjenstander vil stråle med lavere bølgelengder og ikke være synlige for øyet. Boka vi leser i har trolig en temperatur rundt 20 °C. Varmestrålingen fra boka kan ikke sees. Men vi kan se sidene fordi stråling fra ulike lyskilder blir reflektert fra papiret.

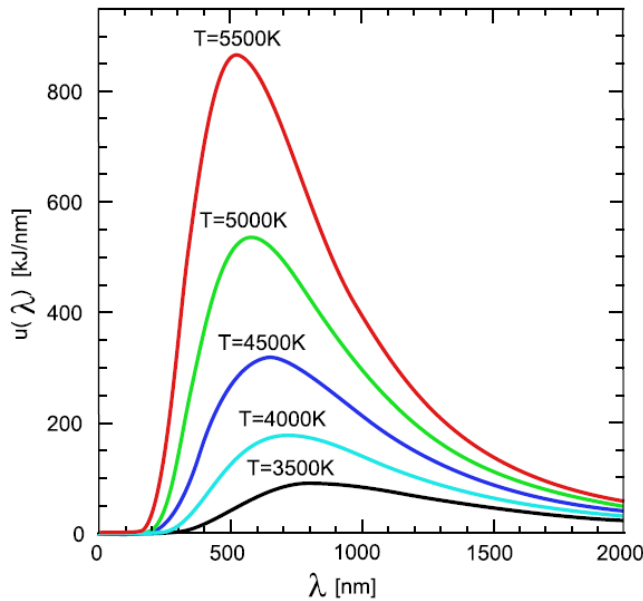


**Fig. 1:** Det elektromagnetiske spektrum med utheving av synlig lys.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_radiation)

Når temperaturen øker i en gjenstand, øker emittert stråling. Dette uttrykkes i *Stefan-Boltzmanns lov*<sup>11</sup>,  $E = \sigma T^4$ , hvor E er maksimum strålingsenergi per sekund utstrålt fra hver kvadratmeter av gjenstanden,  $\sigma$  en konstant og T er det vi kaller absolutt temperatur i Kelvin.  $T = 273 + t$ , der t er temperaturen i °C.  $T^4$  betyr at T ganges med seg selv fire ganger. E uttrykkes i Watt per kvadratmeter ( $W/m^2$ )<sup>12</sup>. Vi ser av denne loven at en liten temperaturøkning resulterer i en stor økning i strålingen. En dobling av temperaturen målt i Kelvin gir  $2^4 = 2 \cdot 2 \cdot 2 \cdot 2 = 16$  ganger mer stråling. Loven gjelder for et svart legeme (se nedenfor).

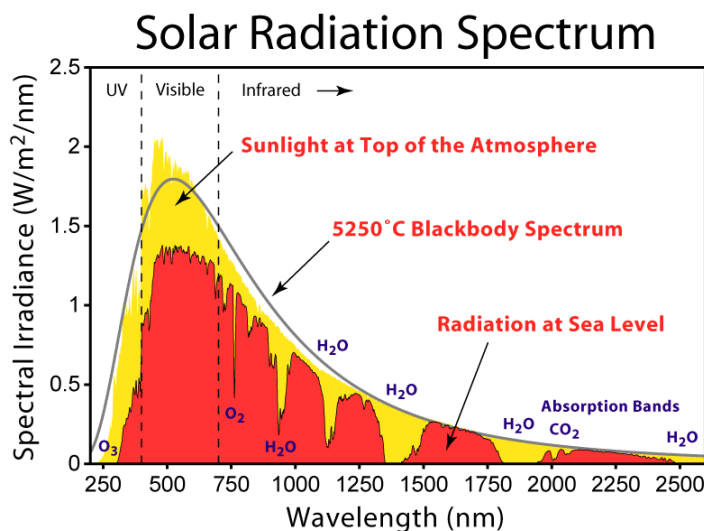
Det meste av strålingen fra sola emitteres fra soloverflaten der temperaturen er cirka 6000 K. Jordoverflaten har derimot en temperatur på cirka 288 K (15 °C). Dette betyr at sola er 20 ganger varmere enn jorda. Bruker vi Stefan-Boltzmanns lov betyr dette at sola emitterer  $20^4 = 160\,000$  ganger mer energi per kvadratmeter enn jorda. Når en vet at sola har en enorm flate i forhold til jorda, blir det til sammen vannvittig store energimengder.

Innen strålingsfysikken uttrykker *Wiens forskyvningslov*<sup>13</sup> at bølglengden som gir maksimal emisjon,  $\lambda_{\max}$ , er gitt ved  $\lambda_{\max} = \text{konstant}/T$  (Fig. 2). Konstanten er lik 2897  $\mu\text{m K}$ . Runder vi av konstanten 3000  $\mu\text{m K}$ , setter soltemperaturen 6000 K og jordtemperaturen til 300 K, får vi at  $\lambda_{\max} = 0,5 \mu\text{m}$  for solstråling og  $\lambda_{\max} = 10 \mu\text{m}$  for stråling fra jorda. Den store forskjellen i disse bølglengdene gjør at vi kaller solstråling for kortbølget stråling og stråling fra jordoverflaten for langbølget stråling (*infrarød termalstråling*). Det meste av strålingsenergien i kortbølget stråling er på bølglengder mindre enn 2  $\mu\text{m}$ . Hovedtyngden av energien i den langbølgede strålingen fra jorda emitteres på bølglengder mellom 5 og 25  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 2:** Emisjonsintensiteten for et svart legeme som funksjon av bølglengden for ulike (absolutte) temperaturer. Figuren illustrerer Wiens forskyvingslov. [http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's\\_displacement\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's_displacement_law)

Solstråling med bølglengder mellom 0,4 og 0,7  $\mu\text{m}$  kalles stråling i det synlige området fordi våre øyne reagerer på denne strålingen (Fig. 3). Nesten 44 % av energien i kortbølget stråling er i dette båndet av bølglengder. De ulike bølglengdene i det synlige området representerer farger. Fiolett stråling har kortest bølglengde og rød lengst. Solstråling kortere enn 0,4  $\mu\text{m}$  kalles ultrafiolett stråling og stråling lengre enn 0,7  $\mu\text{m}$  infrarød termalstråling. Nærmere 37 % av energien i solstrålingen er infrarød stråling mellom 0,7 og 1,5  $\mu\text{m}$ , bare 12 % er på lengre bølglengder. Jorda stråler nesten hele energien i det infrarøde spekteret. Selv om vi ikke kan se denne strålingen med øynene, fins det infrarøde sensorer som kan registrere den.



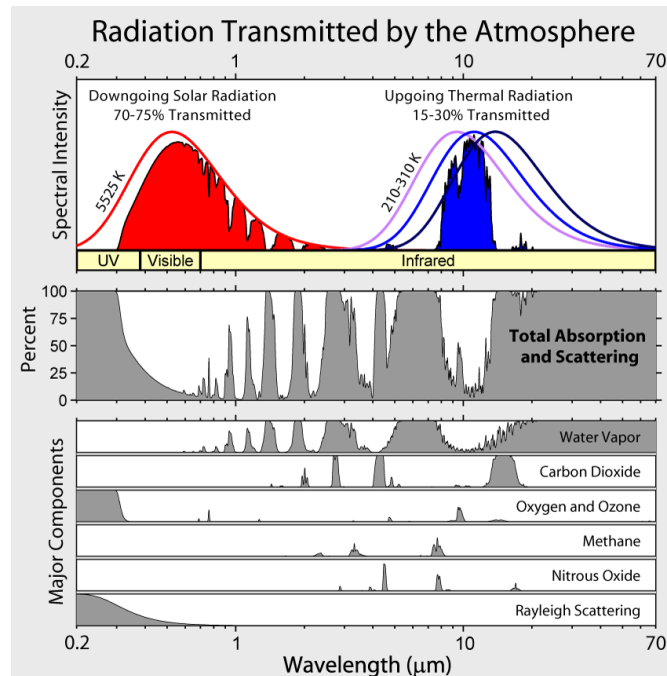
**Fig. 3:** Spekteret for direkte solar stråling ved toppen av jordas atmosfære og ved overflaten (havnivå). Sola gir stråling med en fordeling lignende den en venter fra et svart legeme med en temperatur på 5525 K (5250 °C). Strålingen passerer gjennom atmosfæren og noe blir absorbert i gasser ved visse absorpsjonsbånd. I tillegg omfordeles noe av strålingen ved Raleighspredning, noe som forklarer atmosfærens blå farge. [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

Dersom jorda og alle legemer stråler ut energi kontinuerlig, hvorfor blir ikke disse legemene kaldere? Svaret ligger i at legemer ikke bare emitterer energi, de tar også til seg strålingsenergi. Legemer absorberer strålingsenergi. Dersom et legeme emitterer mer enn det absorberer, blir det kaldere. På en solrik formiddag absorberer terrenget mer energi enn det emitterer. Temperaturen i overflaten stiger. Om natta blir det kaldere fordi overflaten emitterer energi uten å absorbere solstråling. Hvor mye energi et legeme absorberer og

emitterer avhenger av overflatetypen, for eksempel kan fargen ha stor betydning. Svarte flater absorberer mer solenergi enn lyse flater. Det kjenner vi om vi går uten sko på asfalt en sommerdag. Et legeme som absorberer all stråling det mottar (i alle bølgelengder), defineres som et *svart legeme*<sup>14</sup>. Slike legemer trenger ikke å se svarte ut, de må bare absorbere all stråling.

De fleste legemer absorberer og emitterer i visse bølgelengder, dvs. i visse bølgebånd. Glass er et godt eksempel. Det absorberer ultrafiolett og infrarød stråling, men slipper igjennom det synlige lyset. Som kjent er det de ultrafiolette solstrålene som bruner huden. Soling bak en glassrute gjør oss derfor ikke brune.

Gjenstander som absorberer selektivt ved visse bølgelengder, vil også emittere selektivt ved de samme bølgelengdene. Denne kjensgjerningen er uttrykt i *Kirchhoffs lov*<sup>15</sup>, som sier at gjenstander som absorberer godt ved en gitt bølgelengde, emitterer også godt ved samme bølgelengde. Og omvendt, gjenstander som absorberer lite ved en gitt bølgelengde, emitterer også lite ved denne bølgelengden.



**Fig. 5:** Absorpsjonsbånd totalt for atmosfæren (panel i midten) og den effekt dette har på både solar stråling og utgående termalstråling (panel øverst). Absorpsjonsspektra for de viktigste drivhusgassene og for Rayleighspredning er vist i det nederste panelet. Absorpsjonsbåndene er bestemt ut fra kjemiske egenskaper for hver gass. Drivhusgassene fanger 70 til 85 prosent av den termalstrålingen oppover fra jordoverflaten. [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect) (Robert A. Rohde)

Snø absorberer og emitterer nesten all langbølget stråling og fungerer slik som et svart legeme for slik stråling. Derimot absorberer nysnø nesten ikke kortbølget solstråling. Anta et tre med stamme og snø på bakken omkring treet. Barken på trestammen absorberer kortbølget solstråling og emitterer langbølget, infrarød energi. Denne langbølgede strålingen absorberes av snøen. Ved absorpsjonen omdannes energien til varme - *indre energi* - som kan smelte snøen. På grunn av dette er det om våren gjerne mindre snø rundt en trestamme enn i omgivelsene.

Som vi har sett, består atmosfæren av en blanding av mange gasser. Noen av disse gassene, slik som CO<sub>2</sub>, absorberer infrarød stråling, men ikke kortbølget stråling (Fig. 5). Vi kalte slike gasser for drivhusgasser. De ulike gassene absorberer ved ulike bølgelengder, noen ganger ved de samme bølgelengdene. Den indre energi som opptas ved absorpsjon av stråling omsettes til kinetisk energi i molekylene. Denne energien deles med de andre

gassene ved kollisjon mellom molekylene. Dette resulterer i en økning av temperaturen i lufta.

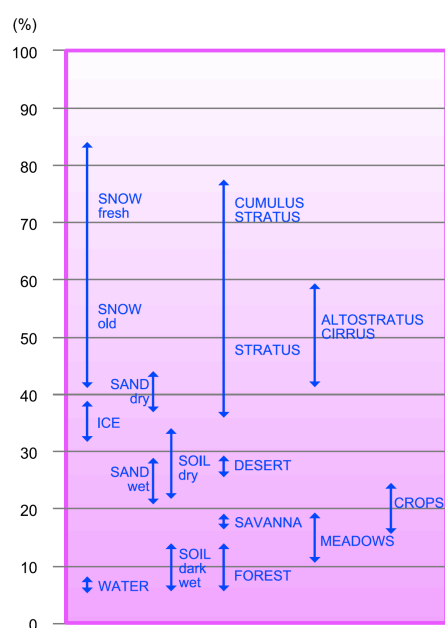
Litt forenklet kan vi si at det ikke skjer noe med solstrålingen gjennom verdensrommet før den treffer atmosfæren. På toppen av atmosfæren er solstrålingen omtrent konstant – bortsett fra visse variasjoner, for eksempel årstidsvariasjoner, som vi skal komme tilbake til - og energien utgjør  $1368 \text{ W/m}^2$ . Strålingen normalt på en flate blir kalt total *solar irradians* (TSI). Meteorologer har vært dristige nok til å kalle denne størrelsen for *solarkonstanten*<sup>16</sup>. Når sollyset når atmosfæren, settes flere prosesser i gang. For eksempel blir mye av den ultrafiolette strålingen absorbert av visse gasser, først og fremst av ozon i stratosfæren. Når strålingen treffer luftmolekyler eller støvpartikler, spres strålingen i alle retninger. Denne spredningen fører til at noe av solstrålingen fra himmelhvelvingen når jordoverflaten. Den kortbølgede solstrålingen som når jordoverflaten, kan derfor deles opp i direkte solstråling fra sola og solstråling fra himmel og skyer. Den siste formen kaller vi *diffus stråling*. Summen av direkte og diffus stråling kalles for *globalstråling*. På en overskyet dag er all solstråling diffus stråling.

Luftmolekylene er mye mindre enn bølgelengdene for synlig lys, og de korteste bølgelengdene spres (blått lys) mer effektivt enn de lengste (rødt lys). Slik spredning kalles *Raleighspredning*<sup>17</sup>. Den forklarer hvorfor himmelen er blå på en skyfri dag. Ved lav sol må solstrålene gå mye lengre avstander gjennom atmosfæren. Da fjerner spredningen det blå lyset og mer rødt lys blir igjen.

Gjenstander kan reflektere sollys både direkte og ved spredning, totalrefleksjonen kalles diffus refleksjon. En gjenstands *albedo*<sup>18</sup> uttrykker hvor mye av solstrålingen som faller på et legeme som reflekteres diffust. Slik blir albedo definert som forholdet mellom (diffust) reflektert stråling og mottatt globalstråling. Ofte uttrykkes albedo i prosent (forholdet ganger med 100) (Fig. 4).

Ordet albedo kommer fra latin og uttrykker en gjenstands "hvithet". Nysnø har albedo på mellom 75 og 95 %, tykke skyer 60 til 90 %, tynne skyer fra 30 til 50 %, vann og sjø rundt 10 %, gress 10 til 30 %, skog 3 til 10 %. I gjennomsnitt er albedo for jordoverflaten og atmosfæren 31 %, som betyr at klimasystemet reflekterer 31 % av solstrålingen tilbake til verdensrommet. Tilsvarende tall for planeten Venus er 78 % og for månen bare 7 %.

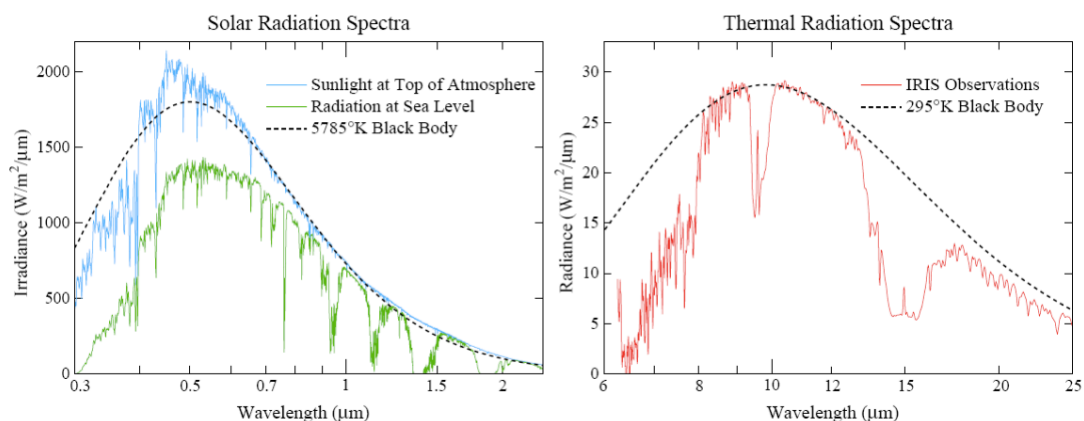
La oss summere det vi har lært om strålingsfysikk ved å diskutere Fig. 6 som viser strålingsintensiteten som en funksjon av bølgelengden for solstråling og for termisk stråling fra jorda (*terrestrisk stråling*). Målingene ble gjort i 1970 over ørkenen i Sahara med



**Fig. 4:** Albedo – Prosent av sollyset som reflekteres for ulike forhold på jorda og i atmosfæren.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Albedo>



måleinstrument plassert på en satellitt i bane rundt jorda.



**Fig. 6:** Solstråling som når jorda og som når overflaten ved typiske forhold med klar himmel (til venstre) og termalstråling (varmestråling) emittert av jorda til verdensrommet (til høyre). (Data fra Hansen et al., "Long-Term Monitoring of Global Climate Forcings and Feedbacks.")

De to taggete kurvene til venstre viser solstrålingen (øverst) som når jorda i de ytre lag av atmosfæren, og solstrålingen som når jordoverflaten på en skyfri dag (nederst). Som vi ser, ikke all solstråling som treffer planeten når ned til overflaten – noe blir absorbert av gasser som vanddamp og ozon, og noe blir reflektert tilbake til verdensrommet av aerosoler og luftpartikler.

Den taggete kurva til høyre representerer varmen emittert av jorda til verdensrommet (terrestrisk stråling). Denne målingen ble gjort med et instrument kalt IRIS (infrared interferometer spectrometer, utviklet ved NASA).

Solstrålingen og jordas varmestråling har mange likheter fordi de begge er termalstråling. Plancks lov beskriver nøyaktig stråling fra et svart legeme, som absorberer all energi i alle bølgelengder av strålingen den mottar. De strekede, jevne linjene i figur 6 representerer strålingen som emitteres av svarte legemer med temperatur som solas overflate (til venstre) og jordas overflate (til høyre).

De taggete kurvene for målt stråling er forskjellige fra de ideelle kurvene for svarte legemer på grunn av gassers absorpsjon av strålingen, enten i solas øvre atmosfære eller i jordas atmosfære. Absorpsjon i gasser skjer ved spesielle bølgelengder – visse absorpsjonslinjer i et område i spekteret - som avhenger av gasstypen. Slik tjener absorpsjonslinjene som spektrale fingeravtrykk som spesifiserer de ulike gassene. For eksempel skyldes den brede dumpen ved bølgelengder omkring 15  $\mu\text{m}$  i jordas varmeemisjon absorpsjon i karbondioksid. Det smalere absorpsjonsbåndet nær 10  $\mu\text{m}$  er absorpsjon i *ozon*.

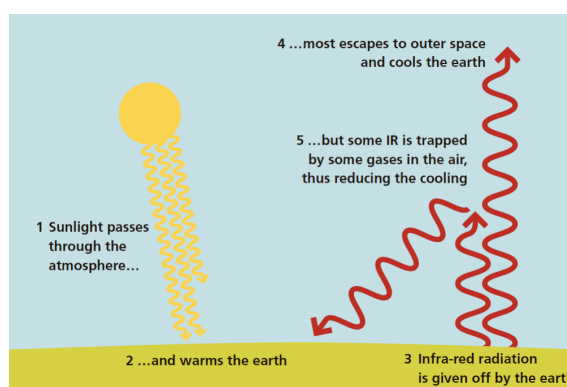
Energien absorbert i disse gassene blir øyeblikkelig emittert tilbake i alle retninger, men mengden og spektralfordelingen i den emitterte strålingen avhenger av temperaturen på stedet for de absorberende molekylene. Ettersom jordas temperatur blir kaldere jo høyere vi

går i troposfæren, reduserer absorpsjon i drivhusgasser mengden varmestråling til verdensrommet. Videre, dersom mengden av disse gassene øker, reduseres terrestrisk stråling til verdensrommet. Den endringen gir en midlertidig planetær energiubalanse, med en jord som emitterer mindre energi til verdensrommet enn den absorberer fra sola. Slik varmes jorda opp inntil en ny energibalanse er gjenvunnet. På den måten gir figur 6 et realistisk bilde av *drivhuseffekten*<sup>19</sup>.

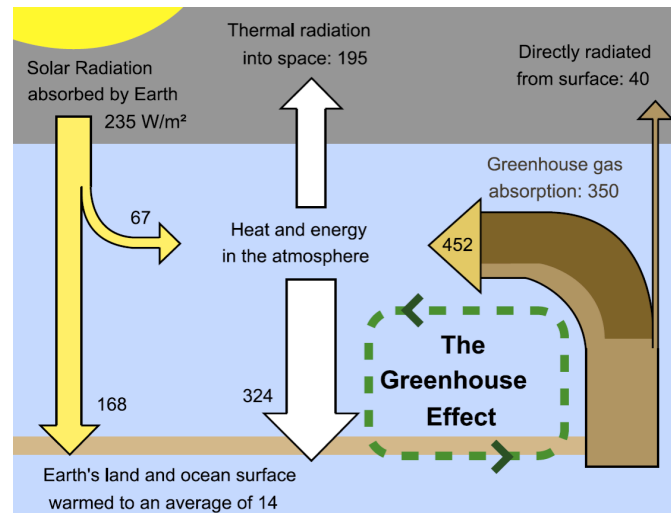
## Energibalanse og drivhuseffekt

La oss se på energibalansen over hele jorda for et år og vise budsjettet for de ulike komponentene slik vi kjenner dem fra målinger (Fig. 7, 8; presenter Fig.9). Om en setter solstrålingen ved atmosfærens ytre grense til 100 %, vil altså 31 % reflekteres tilbake til verdensrommet. I tillegg vil cirka 20 % absorberes av atmosfæren og skyer. Da står det igjen 49 % (av direkte og diffus solstråling) som absorberes av overflaten. En stor del av denne energien (23 %; prosentenheter) blir brukt til å fordampe vann, 7 % går til å varme opp atmosfæren ved turbulens og konveksjon. Varme føres også ned i jorda, men over et år føres det like mye ned og det mottas nedenfra. Da står det netto igjen 19 % av solstrålingen til å varme opp overflaten. Energien emitteres tilbake til atmosfæren som infrarød stråling fra jordoverflaten. Men siden jorda stråler ut både dag og natt og siden drivhuseffekten gir høy temperatur, er denne strålingen mye større, hele 114 %, altså mer enn solstrålingen ved atmosfærens ytterkant. Atmosfæren tillater at bare 12 prosentenheter slipper direkte ut til verdensrommet. Resten (102 %) absorberes av drivhusgasser og skyer. Mye av denne energien - til sammen 95 prosentenheter - emitteres tilbake til jordoverflaten og utgjør atmosfærens drivhuseffekt. Atmosfæren mottar slik nesten dobbelt så mye langbølget stråling fra atmosfæren som den mottar kortbølget stråling fra sola. Vi merker oss at energien mottatt ved jordoverflaten (49 % pluss 95 % er lik 144 %) i middel er nøyaktig lik energien som avgis (114 % som langbølget stråling, 23 % som latent varme og 7 % direkte varme til atmosfæren).

Dersom vi ser på strålingsbalansen for jordoverflaten, mottar den 144 % og avgir 114 %, noe som gir et overskudd på 30 %. Atmosfæren mottar 122 % (20 % kortbølget stråling, 102 % langbølget stråling fra jordoverflaten), men mister 152 % (95 % tilbake til overflaten, 57 % tilbake til verdensrommet). Dette gir et underskudd på 30 %. Balansen gis ved vertikal varmetransport fra jordoverflaten til atmosfæren – det vi kaller flukser av følbare og latent fordampningsvarme. Atmosfæren mister altså 57 % til verdensrommet som langbølget stråling, 12 % går direkte fra jordoverflaten. Til sammen blir dette 69 % som balanseres med solstrålingen på 100 % etter at 31 % er reflektert tilbake.



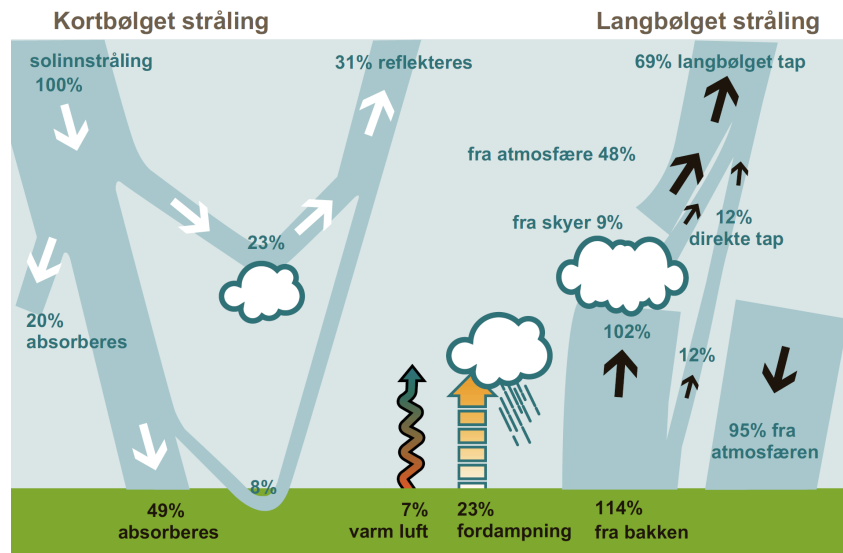
**Fig. 7:** Klimasystemets drivhuseffekt, dvs. hvordan solstrålingen absorberes og reflekteres og hvordan drivhusgasser påvirker langbølget stråling fra klimasystemet til verdensrommet. Hadley Centre, UK Met. Office



**Fig. 8:** Energistrømmen mellom verdensrommet og klimasystemet. Spesielt vises hvordan atmosfæren fanger opp termal stråling fra jordoverflaten og slik gir en drivhuseffekt. Når en tar bort den delen av solstrålingen som reflekteres, står en igjen med  $235 W/m^2$ .  $168 W/m^2$  absorberes ved jordoverflaten. Jordoverflaten emitterer  $390 W/m^2$  til atmosfæren, men får tilbake  $324 W/m^2$ , et tap på  $66 W/m^2$ . Jordoverflaten avgir også  $102 W/m^2$  ved fordampning og ved direkte varmetransport, dvs. at energitapet til sammen balanserer mottatt solstråling. Pila til høyre representerer varmetapet fra jordoverflaten ( $390 + 102 = 492 W/m^2$ ).  $40$  av de  $390 W/m^2$  overflaten stråler ut når verdensrommet. Tallet  $452 W/m^2$  er totalt varmetap fra jordoverflaten minus  $40 W/m^2$  som stråles direkte til verdensrommet. Etter Kiehl & Trenberth (1997) (tegnet av Robert A. Rohde). [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

Drivhuseffekten avhenger av hvordan temperaturen varierer vertikalt, dvs. av forskjellen mellom lufttemperatur og overflatetemperatur. For luft nær bakken er denne forskjellen vanligvis liten. Lufta absorberer det meste av strålingen fra overflaten, men emitterer nesten like mye oppover. Drivhuseffekten blir da liten. Luft høyere oppe i atmosfæren vil også absorbere det meste av den langbølgede strålingen nedenfra, men emittere ved en langt lavere temperatur. Slik vil kaldere luft i høyden hindre et strålingstap til verdensrommet og bidra til oppvarming av overflaten og lufta under. Slik har luft i høyden en større drivhuseffekt enn luft nær overflaten. Siden temperaturen avtar gjennom hele troposfæren, er det lufta i øverste del av dette laget som i størst grad utgjør drivhuseffekten.

En kan regne ut en *effektiv strålingstemperatur* i atmosfæren som balanserer innstråling fra sola. I gjennomsnitt er denne temperaturen for tiden  $-19\text{ }^{\circ}C$ . Høyden for denne temperaturen kalles høyden for strålingstygdepunktet. En økning i konsentrasjonen til drivhusgasser leder til mindre gjennomtrengelighet for infrarød stråling i atmosfæren. Dette betyr at denne høyden øker og at effektiv stråling til verdensrommet skjer ved en lavere temperatur. Slik reduseres varmestrålingen til verdensrommet. Dette resulterer i en energiubalanse for kloden, dvs. jorda stråler ut mindre energi enn den absorberer, noe som varmer opp planeten.



**Fig. 9:** Klimasystemets strålingsbudsjett i prosent av gjennomsnittlig solinnstråling, 342 W/m<sup>2</sup>. Hvite piler gjelder kortbølget solinnstråling, svarte piler langbølget stråling av klimasystemet. Noe av varme avgis fra jordoverflaten til atmosfæren ved flukser av varme (rød-blå pil) og fuktighet (gul pil). Basert på Fig. 1.1 i IPCC FAQ, 2007.

## Strålingspådriv

Dersom en neglisjerer endringer i varmeomsetning mellom jordskorpa og jordas indre, er klimasystemet et lukket system drevet av varmen fra sola. Selv i et stabilt klima er ikke innstråling fra sola og utstråling fra jorda like store hele tiden. Om dagen er strålingen forskjellig fra natta, og på de forskjellige breddegradene varierer strålingsforholdene gjennom året. En strålingsbalanse defineres for hele klimasystemet under ett og over perioder på et år eller lengre. Balansen kan forrykkes på flere måter. En ubalanse mellom inn- og utstråling kan uttrykkes i W/m<sup>2</sup> som et gjennomsnitt for kloden over minst et år. Slike ubalanser gir det vi kaller et pådriv på klimasystemet, pådriv som fører til klimaendringer. Vi kaller dette pådrivet et *strålingspådriv* på klimasystemet<sup>20</sup> eller bare et klimapådriv og uttrykkes i W/m<sup>2</sup>, igjen som et gjennomsnitt over kloden<sup>21 22</sup>. Et positivt pådriv vil bidra til et varmere klima og en negativt til et kaldere klima.

Det er verdt å merke seg at et strålingspådriv som regel regnes i forhold til en balanse ved et visst årstall, for eksempel for året 2000 i forhold til tiden før den industrielle revolusjon da en antar en viss strålingsbalanse. Som vi skal se, var strålingspådrivet fra økt drivhuseffekt i 2003 cirka 3 W/m<sup>2</sup> i forhold til en balanse i år 1750<sup>5</sup>. Den aktuelle forskjellen mellom innstråling og utstråling er naturlig nok mindre. I klimasimuleringer kan den for eksempel være 0,75 W/m<sup>2</sup> for året 2010. Dette vil si at vi ikke ennå har sett hele responsen av økt drivhuseffekt siden 1750. Selv med konstant konsentrasjon på drivhusgassene i tiden som kommer – noe som er helt urealistisk med den økningen som observeres for tiden - vil det derfor bli varmere i de første tiårene slik at ny balanse kan bli oppnådd. Slik forteller dagens ubalanse hvor store klimaendringer som nærmest ligger på samlebåndet (*bundne klimaendringer*). Dessverre har vi ikke direkte målinger for aktuell strålingsubalanse, som

regel estimeres den fra varmeopptak i havet som tar opp omtrent 90 prosent av energien representert ved den aktuelle ubalansen.

*Naturlige klimaendringer* forårsakes av naturlige strålingspådriv. Naturlige strålingspådriv er ofte knyttet til endringer i mottatt energi fra sola. Energien i solstrålingen varierer litt over tidskalaer fra sekunder til millioner av år. I klimasammenheng er vi interessert i pådriv på tidskalaer fra år, dekadere, for å forklare klimavariasjoner som det kalde klima under *Maunder Minimum* (1645-1710)<sup>23</sup> i den lille istid, til tusenvis av år for å forklare istidene. I tillegg til de pådriv sola er årsak til, gir vulkanutbrudd viktige naturlige klimapådriv. Vulkanutbrudd slynger partikler og svoveldioksid (SO<sub>2</sub>) opp i atmosfæren. SO<sub>2</sub> reagerer med andre gasser slik at det blir dannet aerosoler med svovelinnhold. Ved store vulkanutbrudd mottar stratosfæren aerosoler som kan holde seg svevende der et år eller to før de brytes ned eller "vaskes ut". Partiklene sprer sollyset, noe som fører til økt refleksjonen av solstråling fra klimasystemet til verdensrommet. Vulkanutbrudd gir derfor et negativt strålingspådriv som for store utbrudd gir kaldere klima for noen få år. Store vulkanutbrudd skjer plutselig uten forvarsel og responsen i atmosfæren er rask. Også antropogene aerosoler endrer atmosfærens sammensetning og påvirker strålingsbalansen. Slik er menneskene opphav til et strålingspådriv som kjøler ned atmosfæren og som virker mot et eventuelt antropogent pådriv på grunn av utslipp av klimagasser.

Selv om sola stråler med konstant styrke og atmosfærens sammensetning ikke endrer seg, kan klimasystemet gjennomgå *interne klimavariasjoner* forårsaket av klimasystemets selv gjennom naturlige indre variasjoner. Slike variasjoner kan være vanskelig å observere i naturen fordi solas styrke og atmosfærens sammensetning alltid vil variere litt. Rene interne klimaendringer kan en bare studere i klimamodeller. Her kan en gjøre eksperimenter for å studere klimavariasjoner når energien i solstråling ved atmosfærens ytterkant og atmosfærens sammensetning holdes konstant.

Menneskers aktivitet kan altså på flere måter påvirke klimaet: ved å øke drivhuseffekten ved utslipp av klimagasser som på den måten endrer atmosfærens sammensetning, ved utslipp av forurensinger som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>) som fører til aerosoler<sup>24</sup>, og ved å endre bruken av jordoverflaten, for eksempel ved å hogge skog og dyrke land, noe som blant annet kan endre opptak av CO<sub>2</sub> og albedo. Klimaendringer som har sin årsak i menneskelig aktivitet blir kalt *antropogene klimaendringer* og har sin årsak i antropogene strålingspådriv. Så lenge menneskene har kultivert jordoverflaten har vi hatt antropogene pådriv, men før den industrielle revolusjon har de etter alt å dømme vært svært små.

### **Tilbakekopling og klimasensitivitet**

Et positivt (negativt) strålingspådriv gir altså økt (reduisert) temperatur ved jordoverflaten. Positiv (negativ) tilbakekopling<sup>16</sup> på en slik temperaturvariasjon forsterker (svækker) denne temperaturendringen. En positiv temperaturendring ved jordoverflaten vil føre til større fordamping og mer fuktighet i atmosfæren. Vanddamp er den viktigste drivhusgassen og vil bidra til den største positive tilbakekoplingen. For et positivt (negativt) klimapådriv er de positive (negative) tilbakekoplingene sterkere enn de negative (positive). For eksempel er strålingspådrivene som er årsak til vekslinger i istidene svært små. Men de virker over lang tid og det fins en rekke tilbakekoplinger som forsterker de første små endringene. Det er altså

tilbakekopling som gjør det store utslaget. Pådriv setter i gang klimaendringer, tilbakekopling bestemmer som regel størrelsen på dem.

På tidsskalaer fra tiår til flere hundre tusen år viser det seg at forsterkende tilbakekopling er dominerende. Vanndamp, is og snø spiller en stor rolle. En kaldere planet har lysere overflate og absorberer mindre solstråling enn en varmere planet, mest på grunn av at is og snø har stor albedo. En varmere planet har mer drivhusgasser i lufta, spesielt vanndamp, så vel som mørkere landområder med vegetasjon. Endringer i planetens albedo og mengden av drivhusgasser i atmosfæren er de to dominerende tilbakekoplinger som bestemmer vekslingen mellom tilstander med istid og mellomistid. Men disse tilbakekoplingene kommer som en respons på pådriv gitt ved små endringer i solstrålingen på grunn av små forstyrrelser i jordbanen.

Raske positive tilbakekoplinger, slik som ved antropogen økt drivhuseffekt, er endring i luftfuktighet og utstrekning av sjøis og snø. Etter som havtemperaturen endrer seg, får vi en noe langsommere positiv tilbakekopling som skyldes endringer i havets evne til å ta opp karbondioksid. Stor endring i innlandsis ved polene gir langsomme positive tilbakekoplinger. Endring i vegetasjon, i retning nord-sør og i høyde over havet, gir også en langsom, positiv tilbakekopling. I et klima i oppvarming kan utløsning av drivhusgasser fra kontinentalsokler og *permafrost (metanhydrat)* gi en positiv tilbakekopling.

Kunnskap om strålingspådriv er nødvendig for å beregne eller forklare klimaendringer. Å beregne klimaendringer for et strålingspådriv består i å anslå hvor store tilbakekoplingene vil være. Dette kan gjøres ved relativt enkle overslag, ut fra observasjoner av klimaendringer og i kompliserte klimamodeller som simulerer klimasystemet. Et viktig begrep er klimasystemets sensitivitet for et klimapådriv (*klimasensitivitet*)<sup>25</sup>. Sensitiviteten uttrykker klimasystemets globale temperaturrespons på et klimapådriv når ny strålingslikevekt er oppnådd. Slik uttrykker sensitiviteten en endring i global middeltemperatur ved jordoverflaten for et klimapådriv på for eksempel 1 Watt per kvadratmeter. Tanken er at sensitiviteten er den samme for ulike pådriv når de har samme verdi. Et pådriv på 1 W/m<sup>2</sup> fra økt solstråling eller økt drivhuseffekt skulle slik gi omtrent den samme økning i global temperatur. Virkeligheten er som regel mer komplisert, derfor vurderes noen ganger effektiviteten i de ulike pådrivene (*pådrivseffektivitet; efficacy*).

I våre dager med økt antropogen drivhuseffekt er sensitiviteten gjerne definert som økningen i den globale temperaturen ved en fordobling av konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> i atmosfæren fra begynnelsen av den industrielle revolusjon. Som vi skal se tilsvarer dette et strålingspådriv på nesten 4 W/m<sup>2</sup>. Vi har tidligere nevnt at Jule Charney estimerte klimasensitiviteten på den måten på slutten av 1970-åra (Del I, kap. 4). Han forutsatte at mange egenskaper på jorda ble holdt uendret under beregningene, for eksempel skulle innlandsis og vegetasjon være som i dag og havnivået ikke endres. Bare havet og atmosfæren kunne tillates å endre seg som en respons på en dobling av karbondioksid. Hans definisjon er også i dag den vanligste.

Vi har nå gitt en rask innføring i viktige begrep som drivhuseffekt, strålingspådriv og klimasensitivitet. Senere skal vi se nærmere på naturlige og antropogene strålingspådriv med spesiell vekt på pådriv sola gir og økt antropogen drivhuseffekt (Del VI).

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Radiation>

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_radiation)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Quantum\\_mechanics](http://en.wikipedia.org/wiki/Quantum_mechanics)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Global\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming)

<sup>5</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_radiation)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Absorption\\_\(electromagnetic\\_radiation\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Absorption_(electromagnetic_radiation))

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photon>

<sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Irradiance>

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal\\_emittance](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal_emittance)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Stefan-Boltzmann\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Stefan-Boltzmann_law)

<sup>12</sup> 1 Watt er 1 Joule/sekund;  $1 \text{ W} = \text{J/s}$ ; 1 Joule = 1 Newton meter (kraft ganger vei); 1 Newton = 1 kilogram meter per sekund per sekund; kraft

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's\\_displacement\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Wien's_displacement_law)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Black\\_body](http://en.wikipedia.org/wiki/Black_body)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Kirchhoff's\\_law\\_of\\_thermal\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Kirchhoff's_law_of_thermal_radiation)

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunlight>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Raleigh\\_scattering](http://en.wikipedia.org/wiki/Raleigh_scattering)

<sup>18</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Albedo>

<sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

<sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing)

<sup>21</sup> På engelsk kalles et pådriv for forcing, som noen ganger oversettes som føring.

<sup>22</sup> IPCC har en definisjon på strålingspådriv som relaterer til balanse ved tropopausen

<sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Maunder\\_minimum](http://en.wikipedia.org/wiki/Maunder_minimum)

<sup>24</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Particulate>

<sup>25</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_sensitivity](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity)



## II.3 - SIRKULASJONER I ATMOSFÆREN

Forskning for å beskrive og forklare luftstrømmene går helt tilbake til George Hadley (1685-1768)<sup>1 2</sup>. I 1735 forsøkte han å beskrive hovedtrekkene i atmosfærens storstilte sirkulasjon, blant annet å forklare *passatvindene*. Mer korrekte beskrivelser ble gjort av blant andre William Ferrel (1817-1891) midt på 1800-tallet. Utvikling av værvarsling ved *værvarslingsmodeller* de siste tiårene har gitt pålitelige daglige beskrivelser av atmosfærens tilstand overalt på jorda både gjennom troposfæren og stratosfæren. Med disse dataene og forståelse basert på atmosfærens *bevegelsesligninger*, det vi kaller dynamisk meteorologi, har vi i dag en rimelig god forståelse for sirkulasjoner i atmosfæren.

Atmosfærens sirkulasjon er drevet av forskjeller i strålingsbalansen mellom tropene og polene. Det settes opp bevegelse for å transportere varme mot polene slik at stabilt klima kan opprettholdes på alle bredder. Det var lenge en gåte hvordan sirkulasjoner oppstår i atmosfæren. Den sveitiske matematiker og fysiker Leonhard Euler (1707-1783)<sup>3</sup> utviklet den forskningsdisiplinen vi kaller hydrodynamikk<sup>4</sup>, som studerer væskers bevegelse ut fra Isaac Newtons bevegelsesligninger. Ved slutten av 18-hundretallet var også termodynamikk<sup>5</sup> utviklet av flere forskere. Høydepunktet i hydrodynamikken ble nådd ved et berømt sirkulasjonsteorem funnet av Lord Kelvin (1824-1907)<sup>6</sup> og uavhengig av Hermann von Helmholtz (1821-1894)<sup>7</sup>. Teoremet gjelder i en væske der tettheten er konstant (eller en funksjon av trykket) og uttrykker at sirkulasjonen langs en lukket kurve med partikler er konstant (Lord Kelvin); eller at virvlingen<sup>8</sup> (uttrykk for horisontal rotasjon) er bevart under bevegelsen for alle partikler i væsken (von Helmholtz). Teoremet betyr blant annet at dannelse og oppløsning av virvler er umulig i slike omgivelser. Det er rett fram å konkludere at dersom ingen virvler er til stede i en væske ved ett tidspunkt, vil ingen oppstå senere. Slik var teoremene ikke anvendbare for atmosfæren, der virvler oppstår og dør ut.

Nordmannen Vilhelm Bjerknes (1862-1951)<sup>9</sup> utviklet et utvidet sirkulasjonsteorem som også forklarer hvorfor virvler oppstår og dør ut i atmosfæren og i havet. Han studerte bevegelse i såkalte barokline væsker (der tettheten en funksjon av både trykk og temperatur) slik som atmosfæren er et eksempel på. I 1897 formulerte Bjerknes sitt berømte sirkulasjonsteorem i forelesninger for sine studenter i Stockholm. Det uttrykker at langs en lukket kurve med partikler i en baroklin væske, kan sirkulasjonen endres, og akselerasjonen er lik antallet såkalte solenoider (rør) innenfor kurven som dannes av skjæringen av flater for likt trykk (isobarer) og lik tetthet (isosterer). Med sitt arbeid bandt Bjerknes sammen hydrodynamikk og termodynamikk, som inntil da hadde utviklet seg som to uavhengige forskningsområder.

Bjerknes' spesielle fortjeneste var kanskje ikke at han generaliserte sirkulasjonsteoremet til Lord Kelvin, men at han med en gang var i stand til å forstå mulighetene for anvendelse, dvs. å forklare prosesser som finner sted i atmosfæren og i havet, som essensielt er barokline. I 1898 publiserte han en artikkel hvor han anvendte teoremet på sirkulasjoner i atmosfæren og havet og forklarte flere naturlige fenomen, slik som passatvinder, sjøbris, monsuner og visse havstrømmer.

De unge meteorologene som senere utgjorde Bergenskolen i meteorologi (1917-1925) under ledelse av Vilhelm Bjerknes, oppdaget fronter i atmosfæren som skarpe skiller mellom

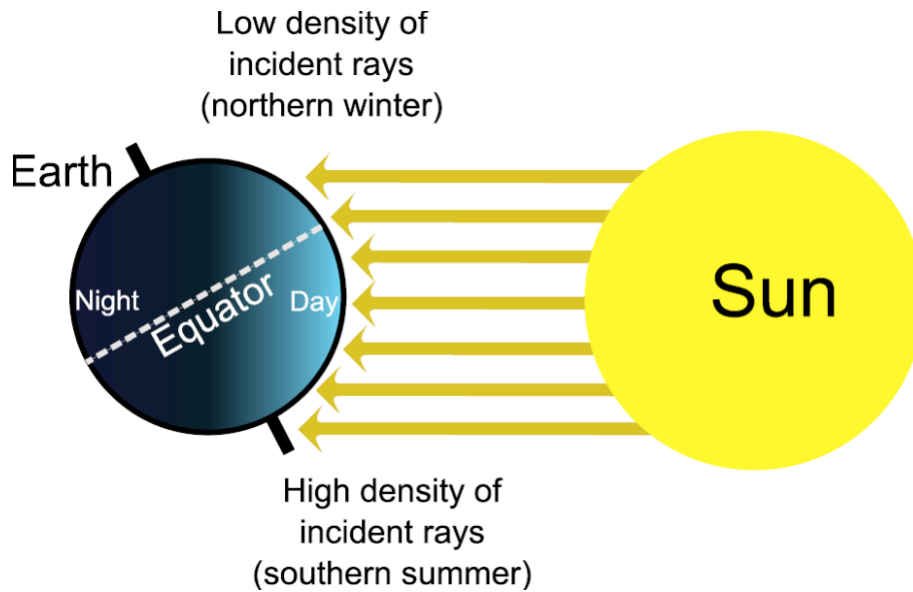
to luftmasser med blant annet forskjellig temperatur<sup>10</sup>. De innførte begrepet *polarfronten* som en skilleflate på midlere bredder mellom kalde polare luftmasser i nord og varmere tropiske luftmasser på sørsiden av fronten. De innførte også en deskriptiv lavtrykkmodell som viste stadier i utviklingen av lavtrykk på våre bredder, stadier som kommer til syne som bryting av bølger på polarfronten.

Det tok noe tid før en kunne forklare utvikling av lavtrykk på en god måte. I atmosfæren er visse prosesser ustabile, dvs. at små forstyrrelser kan vokse av seg selv. Vi har alt nevnt konveksjon der partikler som varmes opp ved jordoverflaten, kan stige vertikalt over dype luftlag og danne beygeskyer. Utvikling av lavtrykk, på fagspråket kalt *sykloner*<sup>11</sup>, er et annet eksempel. Bergensskolens meteorologer hadde en bra konseptuell forståelse for utviklingen, men klarte ikke å bevise sin hypotese om lavtrykk som en ustabil prosess. Dette ble gjort på slutten av 1940-årene av Jule Charney<sup>12</sup> og E.T. Eady<sup>13</sup> uavhengig av hverandre. Begge hadde et nært samarbeid med norske meteorologer. Den ustabile prosessen som danner våre lavtrykk kalles *baroklin instabilitet*.

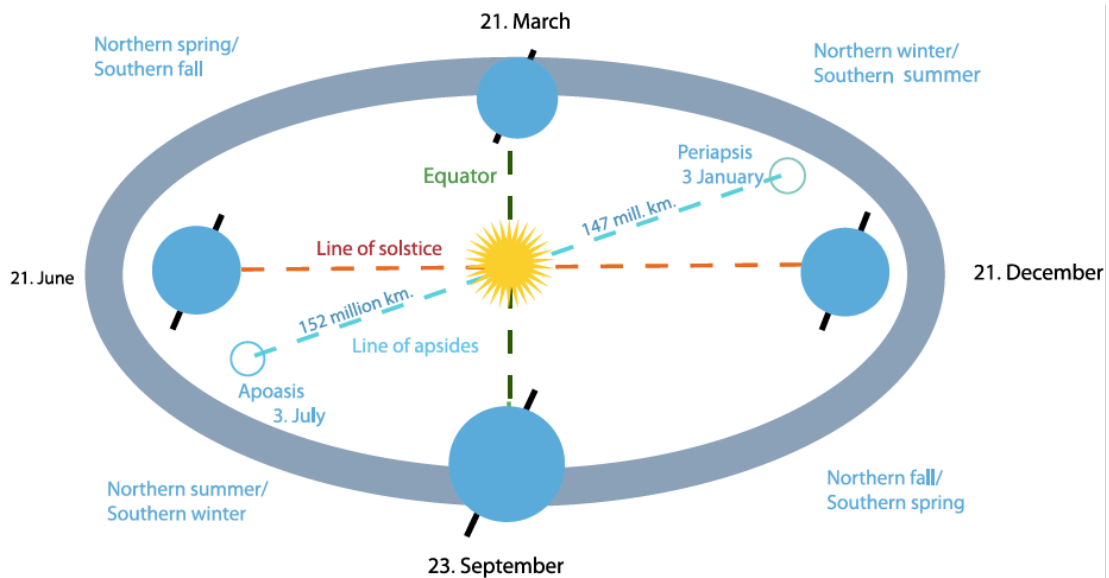
En god teori som forklarer dannelse av *tropiske sykloner*<sup>14</sup>, kom enda senere ved Charney og Arnt Eliassen. Det vi kaller *atmosfærens generelle sirkulasjon*, som beskriver og forklarer de storstilte sirkulasjonene i atmosfæren, arbeides det fortsatt med.

### Årlige variasjoner i temperaturen

Vi kjenner til jordas rotasjon om sin egen akse som gir oss dag og natt, og jordas gang rundt sola som gir oss årstidene<sup>15</sup> (Fig. 1, 2). Ved midtsommersolverv, som regel den 21. juni, står sola i senit ved 23,5 ° nordlig bredde. Det betyr at sola på denne bredden står midt på himmelen midt på dagen. På nordlige breddegrader vil dagene nå være mye lengre enn nettene, og nord for polarsirkelen (ved 66,5 °N) vil det være sol hele døgnet om ikke skyer og terreng skygger. På nordpolen varer denne perioden med midnattssol i seks måneder fra vårjevndøgn (21. mars). Solstrålingen er sterkest der sola står i senit, men på denne bredden varer dagen bare 12 timer. Intensiteten i solstråling, normalt på jordoverflaten, avtar med økende bredde. Dette er fordi samme energi ved atmosfærens ytre grense skal fordeles på stadig større areal. Men midtsommers stråler det likevel inn litt mer energi per flateenhet på toppen av atmosfæren i Arktis (normalt på jordoverflaten) over 24 timer enn der sola står i senit. Dette kan være overraskende for mange.



**Fig. 1:** Solstrålingen om vinteren. Solstrålingen svekkes etter som innfallende vinkel med jordoverflaten blir mindre. Samtidig øker spredningen av strålene etter som strålene får en lenger vei gjennom atmosfæren. <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>



**Fig. 2:** Jordas bane rundt sola og årstider. Rent astronomisk starter årstidene ved sommer- og vintersolhverv, vår- og høstjveddøgn (solstices and equinoxes). Lengden på årstidene er ikke helt like store på grunn av jordbanes ellipseform rundt sola som medfører at jorda har litt ulik hastighet langs sin bane. Jorda er nærmest sola 2. januar (periapsis) og lengst borte 3. juli (apoasis). <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>

Siden det midtsommers stråler inn mest energi i nord, kunne en kanskje tro at temperaturen ved bakken også er høyest i Arktis. Slik er det ikke. Vi vet at temperaturen midtsommers på for eksempel Svalbard, er langt lavere enn de fleste steder lengre sør, f. eks på de fleste steder i Norge. Hvordan kan det ha seg? Svaret ligger delvis i at selv om energimengdene er store ved toppen av atmosfæren, kommer det mindre energi per kvadratmeter ned til bakken enn på lavere breddegrader. Dette skyldes den lange distansen solstrålene må trenge gjennom atmosfæren ved lave solhøyder. Som vi har sett, blir sollyset spredt og delvis reflektert til verdensrommet når det kommer inn i atmosfæren. Noe energi absorberes i for eksempel skyer, og resten når overflaten. Jo lengre vei solstrålene har på veien ned til overflaten, desto større sjanse er det for at sollyset enten blir spredd, reflektert eller absorbert av atmosfæren. I tillegg er det som regel mye skyer i Arktis om sommeren som blant annet reflekterer sollyset. Maksimum solenergi per kvadratmeter ved overflaten vil derfor også om sommeren i middel avta med økende breddegrader mot Arktis.

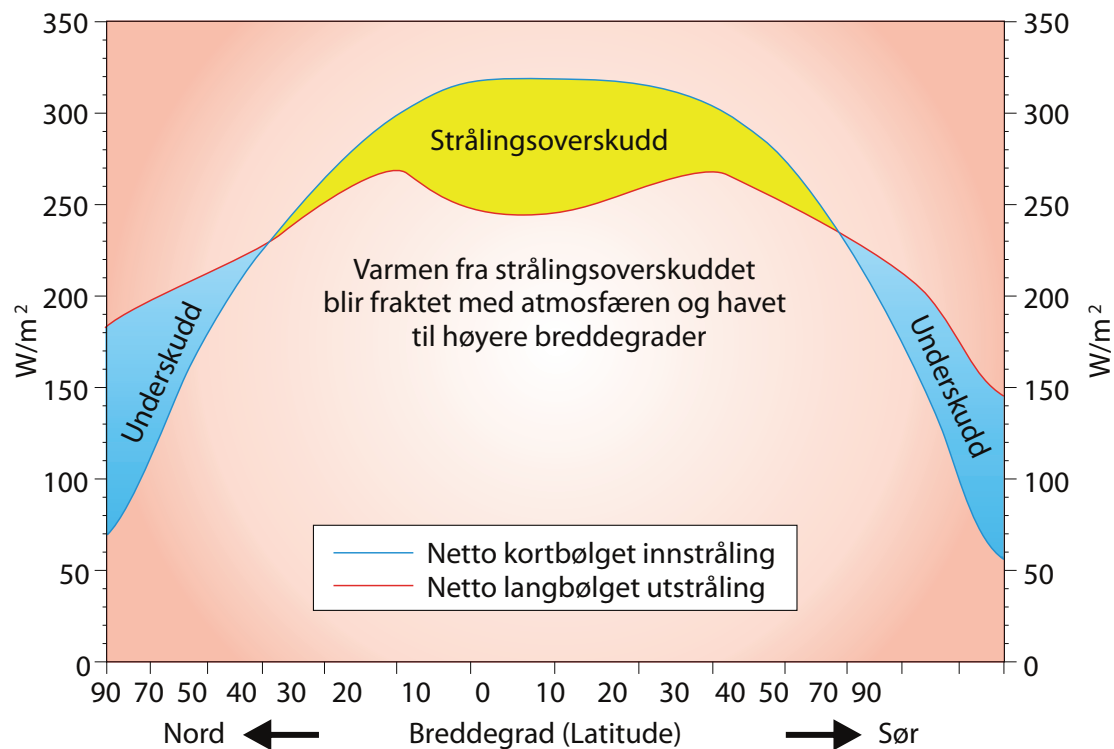
Det kommer likevel ganske store energimengder ned til overflaten i Arktis en kort periode midt på sommeren. Is og snø reflekterer mye av energien, og om sommeren går relativt mye energi med til smelting av snø og is. Derfor blir det vanligvis ikke så store varmemengder igjen til å varme opp overflaten. I tillegg er Svalbard omgitt av hav som i stor grad vil påvirke temperaturen over land, hav som bare langsomt blir varmet opp. Den delen av jordoverflaten som ikke er dekket av is og snø, varmes opp til temperaturer godt over sjøtemperaturen over åpent hav. Slike temperaturkontraster mellom land og hav gir opphav til sirkulasjon. I juli kan en derfor ha sjøbris på Svalbard, vind fra havet inn fjordene mot de varmeste områdene<sup>16</sup>. I motsetning til i sjøbris over Sør-Norge, står denne vinden på gjennom hele døgnet med bare små variasjoner i vindstyrken. Noe inn fra kysten i Sibir er effekten av havet mye mindre. Derfor kan en her få langt høyere sommertemperaturer enn på Svalbard, temperaturer som samsvarer bedre med den store innstrålingen.

Selv om sola er mest intens på nordlige halvkule den 21. juni, kommer det varmeste været flere uker senere. Juli og august er derfor vanligvis de varmeste månedene her i nord. Høyest temperatur får en når det i gjennomsnitt er balanse mellom innstråling og utstråling. Midtsommers er innstråling større enn utstråling fordi det tar tid å varme opp jordbunnen. Temperaturen øker og strålingsbalanse oppnås litt senere ved et tidspunkt da innstrålingen er noe mindre. Når utstrålingen blir større enn innstrålingen senere på sommeren, avtar temperaturen. Ved vintersolverv er innstrålingen på et minimum, og utstrålingen er langt større enn innstrålingen. Derfor blir det i gjennomsnitt kaldere i ukene som kommer. Lavest temperatur opptrer i januar og februar. Statistikk over middeltemperatur for hver dag gjennom året basert på en lang dataserie, gir 12. februar som den kaldeste dagen i gjennomsnitt for Oslo (se [yr.no](#)).

Mottatt solenergi over et år er cirka 2,5 ganger større ved ekvator enn ved polene. Temperaturen ved jordoverflaten er derfor høyest i tropene (men skydekket kan variere mye og slik gi store variasjoner). Videre avtar temperaturene mot polare områder der det årlige gjennomsnittet i solstrålingen er minst. Kontrasten i temperaturen mellom sommer og vinter øker fra ekvator til polene. Landområder varmes og avkjøles mye raskere enn hav. Siden det er overvekt av land på den nordlige halvkule i forhold på den sørlige halvkule, observeres det derfor størst kontrast mellom sommer og vinter på den nordlige halvkule.

### Transport av varme mot nord

Årstidene kontrolleres altså av variasjonene i innstrålingen fra sola gjennom året. Jorda beveger seg rundt sola i et plan i rommet (ekliptikken)<sup>17</sup>. *Skråningen til jordaksen* i forhold til dette planet - og avstanden fra jorda til sola (se del VI, kap 1) - bestemmer intensiteten i solstrålingen og hvor stor årstidsvariasjonene er, for eksempel uttrykt i antall mulige timer med sol. På grunn av disse fakta mister areal på høye breddegrader i løpet av et år mer energi til verdensrommet i form av langbølget stråling enn det som mottas fra sola. Areal på lave bredder mottar derimot mer energi fra sola enn det avgis til verdensrommet. Ved cirka 37 °N er innstråling fra sola i gjennomsnitt over året like stor som utstrålingen. Ut fra dette skulle en kanskje tro at områdene sør for 37 °N blir varmere fra år til år og at områdene nord for 37 °N blir kaldere (Fig. 3). Men som vi vet, er ikke dette tilfelle. Det skapes balanse i varmeomsetningen og stabilt klima over alt ved at overskuddsvarme i sør transporteres mot nord.



**Fig 3:** Balansen mellom gjennomsnittlig netto kortbølget og langbølget stråling gjennom året for hver breddegrad. Ved tropene har vi et overskudd av energi (surplus), mens det er underskudd på høye bredder (deficit). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

Transport av varme fra sør mot nord - eller fra nord mot sør på sørlige halvkule - skjer ved at vindene transporterer varm luft fra sør til nord og kald luft fra nord til sør. Tilsvarende skjer det en lignende varmeutveksling i havet ved havstrømmene<sup>18</sup>. Mangel på strålingsbalanse i sør og nord gir slik årsak til sirkulasjoner i atmosfære og hav, sirkulasjoner som transporterer tilstrekkelig med varme til å skape balanse i varmebudsjettet ved alle breddegrader. Slik får vi et stabilt klima. Dette kan høres enkelt ut, men sirkulasjonene som settes opp er

kompliserte. I atmosfæren fører de til variasjoner i været fra dag til dag og betydelige variasjoner fra år til år.

Det er et viktig prinsipp at sirkulasjonene er akkurat så effektive at energibalansen og stabilt klima opprettholdes i middel på alle bredder. Lavtrykk på midlere bredder – på fagspråket kalt *utenomtropiske sykloner* for å skille fra tropiske sykloner<sup>19 20</sup> - er en viktig del av sirkulasjonen i atmosfæren. Lavtrykkene er med å sørge for energibalanse på våre bredder ved at de i gjennomsnitt transporterer varme mot nord. Lavtrykk transporterer det vi kaller følbare varme, som direkte øker temperaturen, og latent varme knyttet til vanddampen.

La oss prøve oss på en komplisert anvendelse av dette prinsippet. Anta at temperaturen øker med en grad overalt i lavere troposfære og ved jordoverflaten. Ved høyere temperatur vil atmosfæren kunne innholde mer fuktighet. Det er rimelig å anta at økt fordampning fra hav vil gi en økning i fuktigheten slik at relativ fuktighet (fuktigheten i forhold til fuktigheten ved metning) er som før oppvarmingen. Potensielt innhold av fuktighet øker sterkt med økende temperatur (eksponensiell vekst)<sup>21 22</sup>. Derfor vil en økt temperatur gi en forholdsvis større økning av fuktigheten. Innholdet av både følbare og latent varme i lufta vil øke. Et lavtrykk av en viss styrke vil slik kunne gi en større netto transport av varme mot nord. Dersom varmetransporten mot nord blir uforandret i et varmere klima, betyr dette at det ikke trengs fullt så stor lavtrykksaktivitet for å transportere varmen. Om forutsetningene i denne tankerekka holder, kan en fra dette slutte at gjennomsnittlig vindstyrke vil bli litt mindre på våre bredder ved en global oppvarming.

Som vi skal se senere, kan frigjøring av latent varme ved kondensasjon stå for over halvparten av trykkfallet i kraftige lavtrykk på våre bredder. Med mer fuktighet i lufta legges forholdene til rette for sterkere lavtrykk, fordi mer latent varme kan frigjøres. Derfor er det grunn til å tro at selv om antall lavtrykk på våre bredder kan avta, vil enkelte lavtrykk kunne bli sterkere enn i dagens klima. Dermed kan en ut fra prinsippet om at sirkulasjonen er sterk nok for å opprettholde energibalanse på alle bredder, sette opp en hypotese om at et varmere klima vil føre til mindre lavtrykksaktivitet på våre bredder, men at enkelte lavtrykk kan bli sterkere enn i dagens klima. Vi må legge til at dersom global oppvarming vil gi stor smelting av innlandsisen på Grønland, kan dette bildet endre seg betydelig.

### **Temperaturvariasjoner i troposfære og stratosfære**

Vi har tidligere sett på gjennomsnittlige temperaturforhold i troposfære og stratosfære, med en viss vekt på den vertikale temperaturgradienten som i gjennomsnitt er 6 °C/km i troposfæren. Denne gradienten kan imidlertid variere mye fra dag og fra sted til sted og over året. Det er spesielt to forhold som gir store variasjoner i temperaturgradienten: innholdet av skyer i atmosfæren og temperaturvariasjoner i de laveste 1-2 km av atmosfæren, kjent som *det planetariske grenselaget*<sup>23</sup>.

I fuktig luft kan kondensasjon inntreffe når lufta heves ved for eksempel konveksjon<sup>24 25</sup>, og skyer dannes. Den latente varmen som frigjøres kan gi en temperaturgradient så lav som 4 °C/km i nedre del av troposfæren i svært fuktig luft over ekvator. Typiske verdier i tropisk luft varierer fra cirka 5 °C/km nær ekvator (i den intertropiske konvergenssonen, se

nedenfor) der fuktigheten er størst, til 8-9 °C/km i de tørre subtropene mellom 20 og 30 °N og °S.

I det planetariske grenselaget kan temperaturgradienten variere mye. Spesielt kan dette laget inneholde *temperaturinversjoner*<sup>26</sup> der temperaturen er konstant eller øker med høyden. Vi kjenner til hvordan inversjoner danner seg om natten i klart vær. Stor utstråling gir da lavere temperatur ved jordoverflaten enn høyere oppe. Om vinteren på våre bredder gir sola ofte ikke nok innstråling om dagen til å bryte opp slike inversjoner som derfor kan vare ved i mange dager. Over sjøisen i Arktis har vi en slik inversjon i grenselaget gjennom det meste av året, en inversjon som når 1200 m i gjennomsnitt<sup>27</sup>. En annen årsak til inversjoner er nedsynkende luft i høytrykk, spesielt i de storstilte sub-tropiske høytrykkene slik som Azorerhøytrykket (se nedenfor). Ved inversjoner er omrøringen minimal mellom grenselaget og troposfærelaget over. Slik virker inversjoner til å isolere, eller frakople temperaturvariasjoner ved overflaten fra temperaturvariasjoner i troposfæren over inversjonslaget.

Vekselvirkningen mellom stråling, skyfysikk, konveksjon og sirkulasjoner på alle skalaer bestemmer hvordan den aktuelle temperaturen avtar med høyden på et hvert sted. De storstilte dynamiske sirkulasjonene bidrar til å jevne ut temperaturene over grenselaget. Romskalaen for sirkulasjonene varierer fra 10 000 km ved ekvator (for eksempel storstilte monsuner), til et par tusen kilometer ved midlere bredder (lavtrykk) og til noen hundre kilometer nær polene. Til sammen illustrerer dette begrensningen i å anta en konstant temperaturgradient fra overflaten til tropopausen.

Med tilstrekkelig tilgang på fuktighet, slik en har det over hav, forventes fuktighetsinnholdet i atmosfæren å øke ved en temperaturøkning under den globale oppvarmingen. Dersom meteorologiske fenomen som konveksjon holdes uforandret, vil den vertikale temperaturgradienten generelt avta med økende fuktighet i lufta. Derfor venter en at temperaturgradienten vil avta ved en slik oppvarming. Slik er det en hypotese at temperaturendringen i høyden kan bli litt større enn ved overflaten.

## Generell sirkulasjon

Vi kjenner til hvordan været hos oss i stor grad bestemmes av lavtrykk og høytrykk som ustanselig veksler på en kaotisk måte, men med visse typiske variasjoner gjennom året. På tross av den kaotiske bevegelsen er den storstilte strukturen i sirkulasjonen stabil over lengre perioder. Denne sirkulasjonen har regulære årlige variasjoner og viser også betydelige variasjoner fra år til år.

Det er dette regulære storstilte bildet vi har kalt atmosfærenens generelle sirkulasjon<sup>28</sup>. Den framstår når en beregner gjennomsnittlig sirkulasjonsom over tid, slik som gjennomsnittstrykk ved jordoverflaten for en årstid over mange år og gjennomsnittlig transport av varme mot nord. Fordi strukturer som de enkelte lavtrykk blir borte når en lager slike gjennomsnitt, blir mønstrene en står igjen med mer storstilte, dvs. større horisontalskala.

Visse problem med den generelle sirkulasjon henger delvis sammen med fundamentale vanskeligheter med å beregne endringer i gjennomsnittsverdier. Om en prøver å uttrykke ligninger for hvordan gjennomsnittsverdier endrer seg, som for eksempel vindkomponenter midlet rundt en breddegrad, oppstår det nye store ledd i ligningene som vi ikke direkte har uttrykk for. Det er også et problem at gjennomsnittskart dannet ved å midle alle værkart over et tidsrom, kan være forskjellige fra gjennomsnittskart dannet ved å lage gjennomsnitt ved å følge luftpartiklene. Dette har sin årsak i at det fins to forskjellige grunnleggende måter å beskrive bevegelse i væsker og gass på. Den ene kalles *eulersk* beskrivelse, etter Leonid Euler<sup>3</sup>, den andre *lagransk* etter Joseph Louis Lagrange<sup>29</sup>. I eulersk beskrivelse studeres strømmen i faste punkter i rommet, i Lagransk beskrivelse følger en bevegelsen for partikler. Det vanligste er å bruke eulersk beskrivelse.

Det kan være på sin plass å først tenke seg et forenklet klimasystem med en klode som bare har en vannoverflate og hvor sola hele tiden står i senit ved ekvator, dvs. ingen helling av jordaksen og ingen årstidsvariasjon. En slik klode kaller vi en *akvaplanet*. La oss i første omgang også ta bort jordrotasjonen og sirkulasjon i havet. I et slikt klimasystem ville det være varmest ved ekvator og kaldest ved polene, med lignende forskjell i strålingsbalanse mellom ekvator og polene som i en vanlig jordplanet. Varm luft gir lavt trykk, og kald luft høyere trykk. Derfor ville vi ha høyt trykk ved polene og lavt trykk ved ekvator. Denne trykkforskjellen ville sette opp en sirkulasjon med vind fra nord ved overflaten og en kompenserende vind fra sør i høyden. Ved ekvator ville luften stige og ved polene ville den synke. Denne sirkulasjonen, drevet av varmforskjellene, ville være akkurat så sterk at den transporterte nok varme mot polene for å opprettholde et stabilt klima på alle bredder.

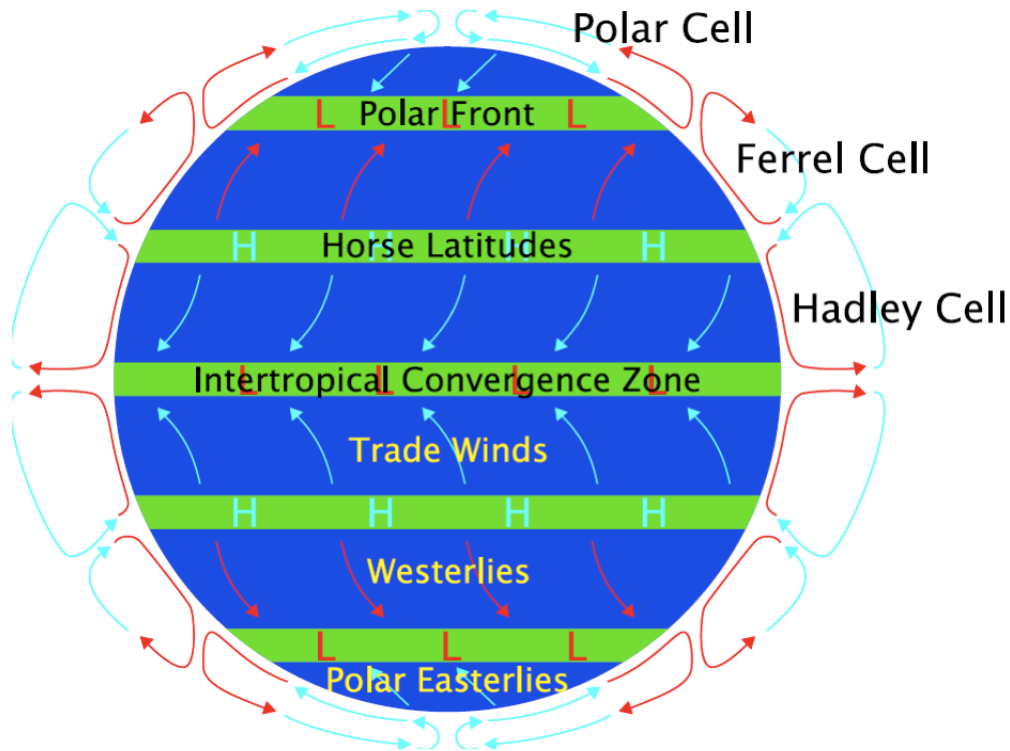
La oss anta at akvaplaneten roterer om sin egen akse mellom polene slik som jorda gjør det. Da ville jordrotasjonen føre til en avbøyende kraft på luftpartiklene – *Corioliskraften*<sup>30</sup> - som dreier dem mot høyre på den nordlige halvkule og til venstre på den sørlige. I en akvaplanet skulle dette gi østlig vind ved overflaten på hele den nordlige halvkule nord for ekvator og vestlig vind i høyden. Men dette stemmer ikke med at vi observerer vestlig vind på våre bredder både ved overflaten og i høyden. Årsaken til dette er at det med rotasjon ikke lengre kan opprettholdes en vertikal sirkulasjon som en eneste celle mellom ekvator og polene. I stedet får vi en vertikalsirkulasjon mellom tropene og cirka 30 °N, en sirkulasjon som vi kaller *Hadleycella*<sup>31</sup>.

### Hadleycella

Det er varmt ved ekvator med relativt lavt lufttrykk. Vinden er svak fordi trykkgradientene er små. Slik blir ekvator et belte med svake vinder (stillebeltet). Den varme luften stiger ved konveksjon, og det danner seg svære bygeskyer opp mot tropopausen, som gjerne når 16-20 km. Den latente varmen som frigjøres i skyene driver Hadleycella. Ved tropopausen går vinden mot polene. Etter hvert blir denne strømmen avbøyd mot høyre på nordlige halvkule, noe som gir vestlig vind. På veien nordover avkjøles luften ved stråling. Luften konvergerer, dvs. den hopper seg opp. Dette gir høyere trykk ved jordoverflaten. Ved cirka 30 °N gir konvergensen i høyden et belte med høyt trykk ved overflaten, det subtropiske høytrykksbeltet (Fig. 4, 5). Konvergensen i høyden fører til nedsynkende luft i høytrykket, noe som medfører tørr luft og lite skyer. Sør for høytrykket strømmer luften ved overflaten



mot ekvator som nordøstlig vind (nordlige halvkule). Dette er *nordøstpassaten*. Tilsvarende får en sør for ekvator sørøstlige passatvinder.



**Fig. 4:** Skjematisk framstilling av atmosfærens generelle sirkulasjon.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Horse\\_latitudes](http://en.wikipedia.org/wiki/Horse_latitudes)

Hadleycella gir en jetstrøm fra vest i tropopausehøyde like nord for det subtropiske høytrykket. Denne jet kalles *den subtropiske jet* og kan forklares ved bevarelse av det vi kaller angulært bevegelsesmengde eller spinn<sup>32</sup>. Bevegelsesmengde defineres som masse ganger hastighet og spinn som bevegelsesmengde ganget med avstand til jordaksen (arm). Spinnet bevares under bevegelse om en kan se bort fra friksjon. Ved ekvator roterer jorda mot øst med en fart nær 500 m/s. Om relativ hastighet er null, vil lufta ha et spinn lik masse ganger 500 m/s ganger jordradius. Om en tenker seg at jorda plutselig stoppet opp å rotere, ville lufta fortsette å rotere helt til friksjon ved overflaten stoppet den. Luft i høyden er lite påvirket av friksjon. Luft som stiger ved ekvator og føres nordover vil derfor beholde sitt spinn. Dette medfører at vestavinden øker etter som avstanden til jordaksen minker. Slik får vi den subtropiske jet, som er sterkest i cirka 12 km høyde.

### Polarcella og ferrelcella

I Arktis vil lufta være kald og preget av høytrykk (Fig. 4, 5). Ved bakken er det ofte nordaustlig vind i tilknytning til høytrykket. Nord for det subtropiske høytrykket har vi store temperaturgradienter gjennom hele troposfæren, noe som gir gunstige forhold for utvikling av lavtrykk. Mye av temperaturgradientene er konsentrert i polarfronten<sup>33 34</sup>. På grunn av de store temperaturgradientene på tvers av polarfronten, får vi vestlig vind med maksimal styrke konsentrert i en jetstrøm i tropopausenivå<sup>35 36</sup>(cirka 11 km høyde). Vi har

altså et vestavindsbelte knyttet til polarfronten. Ved overflaten har den storstilte vinden også en komponent mot nord. Temperaturgradientene er spesielt tydelige ved overflaten der

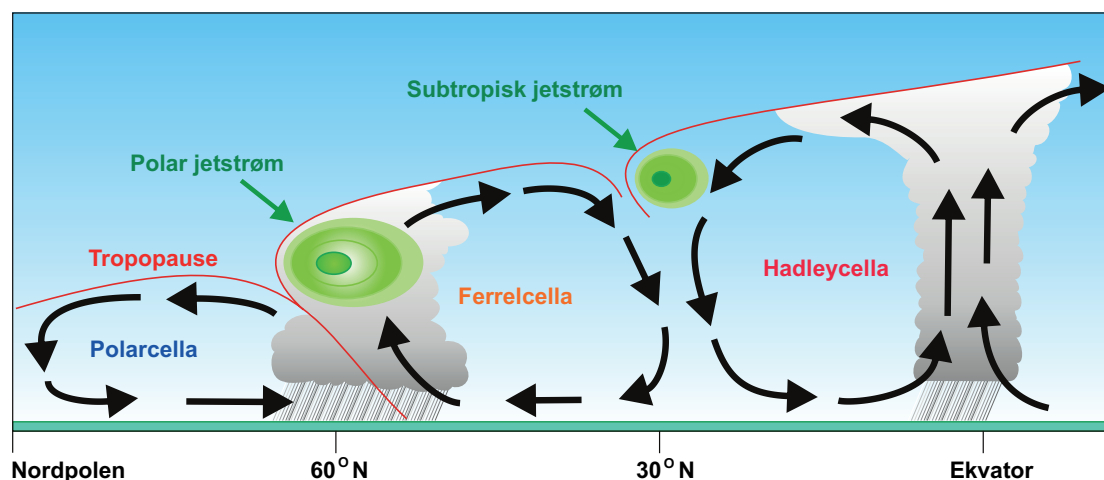


Fig. 5: Skjematisk framstilling av generell sirkulasjon i et snitt fra ekvator til nordpolen. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

meteorologene tegner fronter som skillelinjer mellom kald og varm luft. Noen ganger er jeten ved polarfronten skilt fra den subtropiske jeten, noen ganger går de sammen. I skisser over den generelle sirkulasjon plasseres gjerne polarfronten på nærmere 50 °N (og tilsvarende på sørlige halvkule).

På polarfronten stiger varm luft, mens kald luft over Arktis synker. Slik har vi i gjennomsnitt en celle - en vertikalsirkulasjon kalt *polarcella* - med strøm fra nord ved overflaten og vind mot nord i høyden. Horisontalt blir strømmen i middel fra nordøst ved overflaten og sørvest i høyden. Tilsvarende sirkulasjon i området mellom Hadleycella og polarcella blir kalt *Ferrelcella* etter William Ferrel. Den oppstår som et resultat av de vandrende lavtrykk og høytrykk på disse bredder knyttet til vestavindsbeltet. Cella kan oppfattes som en sone for blanding mellom de to andre cellene. Ferrelcella gir noe hodebry for meteorologer siden den isolert sett, slik den fremstilles på figurer i de fleste lærebøker, har oppstigende luft i nord ved polarfronten og nedsynkende luft i sør. Siden temperaturen stiger mot nord også i dette området, blir dette en vertikalsirkulasjon der kald luft stiger og varm luft synker, noe som skurrer, for det naturlige er at varm luft stiger i vertikalsirkulasjoner. Det ufysiske ved Ferrelcella er i stor grad et resultat av å midle værtilstandene i eulersk forstand. Den norske meteorologen Arne Bratseth, professor ved Universitetet i Oslo, og som døde så alt for ung, presenterte dype tanker om dette basert på lagransk beskrivelse<sup>37</sup>.

### Storstilte trykksystem

I den virkelige verden vil årstidsvariasjoner og fordeling av land, fjell og hav bidra til en mer komplisert sirkulasjon. Spesielt gir strøm over fjellkjeder og forskjellig oppvarming over hav og land årsak til modifikasjoner av det enkle bildet.

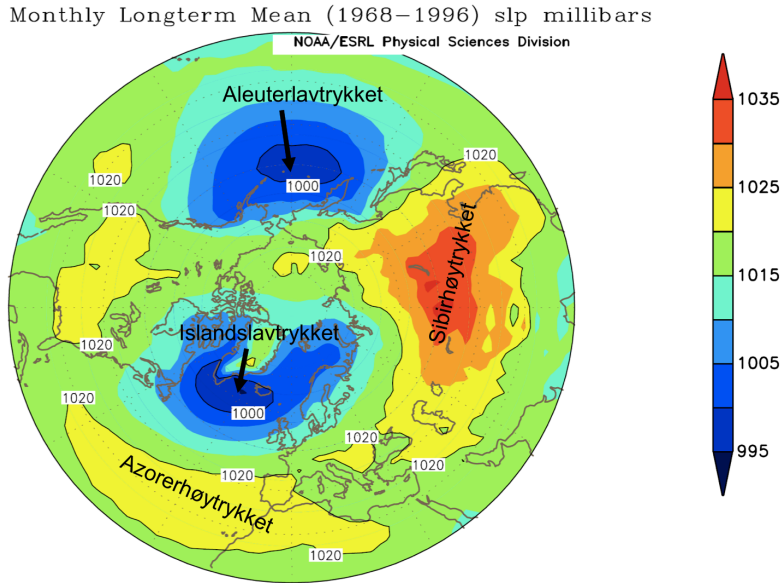
Varslingsmeteorologer overvåker værtilstanden kontinuerlig og tegner værkart minst hver tredje time. Blant annet tegner de kart for bakketrykket redusert til havnivå og fronter ved overflaten. De fleste har sett slike kart i avisene der trykket framstilles med linjer for likt

trykk, isobarer. Isobarene viser mer enn posisjoner av lavtrykk og høytrykk, de gir oss også den storstilte vinden. I grenselaget påvirkes vinden av friksjon mot overflaten. På toppen av grenselaget er denne effekten borte, og den storstilte vinden bestemmes i stor grad ved en balanse mellom trykkraften og Corioliskraften (den avbøyende kraften som skyldes jordrotasjonen). Denne balansen gir oss en tenkt storstilt vind som vi kaller *geostrofisk vind*<sup>8</sup>, gitt ved trykkfeltet. Med andre ord, når vi har isobarene, kjenner vi vinden over grenselaget med bra nøyaktighet.

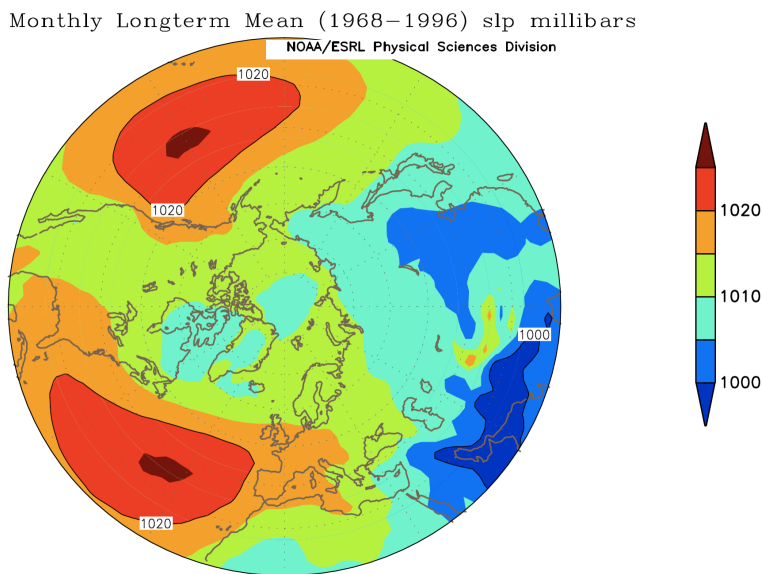
Trykkraften kan uttrykkes som en vektor (gradient til trykket) som står normalt på isobarene mot fallende trykk. Størrelsen på trykkraften øker med økende gradient, dvs. kraften blir større ettersom isobarene ligger tettere. Corioliskraften står alltid vinkelrett på vinden (på høyre side på nordlige halvkule). Balansen mellom trykkraft og Corioliskraft gir oss geostrofisk vind langs isobarene med høyt trykk til høyre for bevegelsen. Derfor går vinden mot klokka – sykklonisk – rundt lavtrykk (på nordlige halvkule). Styrken på geostrofisk vind er proporsjonal – øker lineært – med styrken på trykkraften, altså etter hvor tett isobarene ligger.

I formler for geostrofisk vind inngår Coriolisparameteren  $f = 2 \Omega \sin \theta$ . Her er  $\Omega$  jordrotasjonen,  $\theta$  bredden i grader og *sin* står for den matematiske funksjonen sinus<sup>9</sup> ( $\Omega$  og  $f$  har enhet 1/s og kan oppfattes som en frekvens). Dette betyr at  $f$  øker fra null ved ekvator til  $2 \Omega$  ved nordpolen. Denne parameteren inngår i formelen for geostrofisk vind slik at denne vinden ikke kan defineres ved ekvator og slik at en viss trykkgradient gir sterkere geostrofisk vind ved lave enn høyere bredder. For høye bredder jevner sinusfunksjonen seg ut mot en. Derfor betyr ikke variasjoner i bredden så mye for utregning av geostrofisk vind på de høyeste breddene.

Midler vi trykkartene for overflaten over tid, får vi semipermanente høytrykk og lavtrykk. I Atlanterhavet får vi *Azorerhøytrykket*<sup>40 41</sup> som et subtropisk høytrykk og *Islandslavtrykket*<sup>42</sup>. I Stillehavet får vi tilsvarende *Stillehavshøytrykket* og *Aleuterlavtrykket*<sup>43</sup>. Disse trykksystemene varierer en del med årstiden (Fig. 6, 7). De to subtropiske høytrykkene er sterkest og har en noe mer nordlig posisjon om sommeren når Hadleycella på nordlige halvkule er sterkest og lengst mot nord. Islandslavtrykket og Aleuterlavtrykket er sterkest om vinteren når polarfronten er sterkest på grunn av størst horisontal temperaturgradient om vinteren. Over kontinentene får vi ikke subtropiske høytrykk om sommeren fordi sterk soloppvarming motvirker høytrykksdannelse. Her gir den sterke oppvarmingen om sommeren varm luft og lavt trykk (termallavtrykk) som trekker havluft inn over land. Om vinteren er det omvendt en tendens til høytrykk pga avkjøling i overflaten og strøm fra land mot hav. Spesielt er *Sibirhøytrykket* markert over Sibir om vinteren<sup>44</sup>. Disse termiske trykksystemene over kontinentene kontrollerer *monsunvindene* som vi finner spor etter over alt, men som er mest markert over Asia<sup>45</sup>.

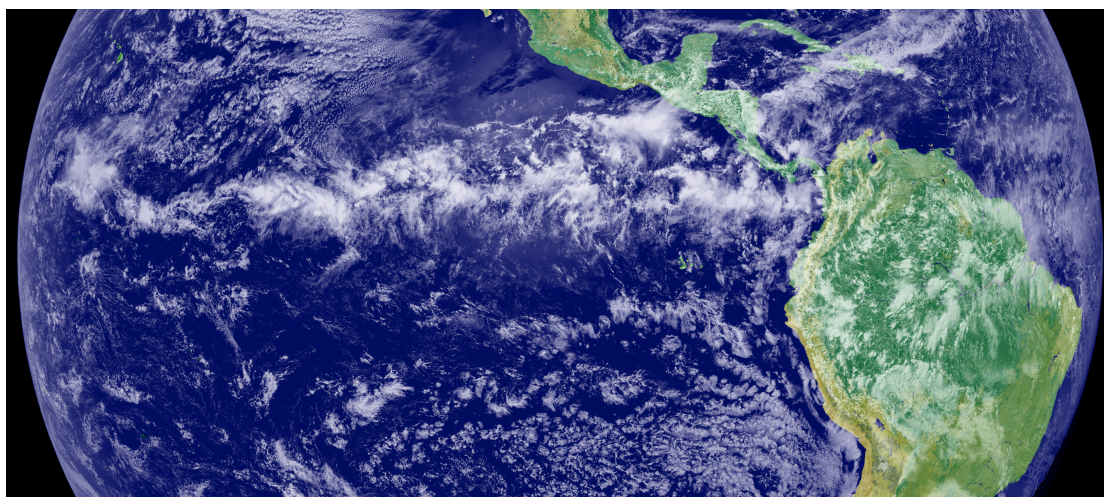


**Fig 6:** Gjennomsnittlig lufttrykk (redusert til havoverflaten) for nordlige halvkule nord for 20 °N for januar i perioden 1968 til 1996 (NCEP).



**Fig. 7:** Gjennomsnittlig lufttrykk (redusert til havoverflaten) for nordlige halvkule nord for 20 °N for juli i perioden 1968 til 1996 (NCEP).

Passatene fra de to halvkulene samler seg i en sone ved ekvator som kalles *den intertropiske konvergenssone* (ITCZ)<sup>46</sup> (Fig. 8). I takt med årstidsvariasjonene, flytter ITCZ seg mot nord om sommeren sammen med de subtropiske høytrykkene og passatvindene. Om vinteren (på nordlige halvkule) er det omvendt, ITCZ trekker sør for ekvator. Der ITCZ befinner seg er det konveksjon og mye nedbør, områder utenom har gjerne tørketid. Den årlige bevegelsen mot nord og sør definerer årstidene over Afrika og Sør-Amerika, karakterisert som regntid og tørketid. Sommermonsunen på ulike kontinent virker sammen med ITCZ og drar inn fuktig luft fra havet som forsterker nedbøren.



**Fig. 8:** Tordenbyger på Den intertropiske konvergenssonen (ITCZ), som et bånd med skyer tvers over Stillehavet. ITCZ er et område rundt jorda ved ekvator der pasatvinder fra nordlige og sørlige halvkule møtes. Lufta stiger og gir nedbør med byger og torden i tropiske strøk. ITCZ beveger seg nordover og sørover over året slik som sola. [http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical\\_Convergence\\_Zone](http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical_Convergence_Zone)

### Sirkulasjonen i stratosfæren

Som vi har sett er stratosfæren laget fra tropopausen til cirka 50 km over jordoverflaten. Ved tropopausen er trykket rundt 250 hPa, dvs. cirka en fjerdedel av trykket ved bakken. Dette betyr at omtrent en fjerdedel av atmosfærens masse befinner seg over tropopausen. Som vi har alt pekt på at vertikal blanding av luft er svært liten i stratosfæren, fordi lufta er stabil for vertikale forstyrrelser. Hovedgrunnen til dette er at temperaturen øker med høyden på grunn av at ozonlaget absorberer ultrafiolett stråling. Vertikalsirkulasjonen er også liten. Slik er det mer de horisontale sirkulasjonene som står for eventuell blanding av luft og spredning av sporstoffer slik som aerosoler.

Nesten ved toppen av stratosfæren dannes det en storstilt bred jet med vestlig vind i polare strøk om vinteren (cirka 50 km høyde). Jeten oppstår som følge av lite eller ingen innstråling i polare områder samtidig som lufta i tropiske oppvarmes ved at ozon absorberer solstråling. De store temperaturkontrastene gir en trykkgradient som gir den vestlige jeten. Vi kaller denne jet den *stratosfæriske polarnattjet*<sup>47 48</sup> eller den stratosfæriske vintervirvelen. Om sommeren øker temperaturen i polare strøk mer enn over ekvator. Temperaturgradienten mellom pol og ekvator blir borte eller skifter fortegn. Som en følge av dette blir jeten borte og erstattes av svakere vind fra øst. Polarnattjeten er også knyttet til en storstilt, langsom sirkulasjon mellom ekvator og polene med oppstigende luft i tropene og nedsynkende luft ved polene. Denne sirkulasjonen kalles *Brewer-Dobson*sirkulasjonen<sup>46</sup>.

Polarnattjeten er en storstilt sirkulasjon rundt et lavtrykk over en av polene. Fra tid til annen forstyrres sirkulasjonen ved at bølgeenergi fra troposfæren forplantes opp i stratosfæren fra troposfæren. Dette skjer ved vertikal forplantning av såkalte *Rosbybølger* i troposfæren<sup>49</sup>, bølger med stor romlig skala som forplanter seg vestover i forhold til vestavindsbeltet. Bølger på stor skala forplanter seg hurtigere vestover enn korte bølger. Vinden mot øst er større enn bølgehastigheten mot vest for korte Rosbybølger. Derfor beveger slike forstyrrelser seg mot

øst. Bølgehastigheten for store skalaer er så stor at den oppveier vestavinden. Slike forstyrrelser beveger seg derfor lite. Vertikal utbredelse av Rossbybølger kan noen ganger varme opp stratosfæren og slik svekke polarjeten. Slike hendelser skjer over noen få dager og kalles *plutselig stratosfæreoppvarming* (sudden stratospheric warming)<sup>50</sup>.

Ved ekvator generer bygedannelse bølger i stratosfæren som svinger med en bølgetid på cirka 2 år. Denne svingningen kalles *den kvasi-toårige svingning* (quasi-biennial oscillation; QBO)<sup>51</sup>. Som vi skal se senere, har QBO innvirkning på polarjeten.

- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/George\\_Hadley](http://en.wikipedia.org/wiki/George_Hadley)
- <sup>2</sup> [http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson\\_hadley.pdf](http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson_hadley.pdf)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Leonhard\\_Euler](http://en.wikipedia.org/wiki/Leonhard_Euler)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Fluid\\_dynamics](http://en.wikipedia.org/wiki/Fluid_dynamics)
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thermodynamics>
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/William\\_Thomson,\\_1st\\_Baron\\_Kelvin](http://en.wikipedia.org/wiki/William_Thomson,_1st_Baron_Kelvin)
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hermann\\_von\\_Helmholtz](http://en.wikipedia.org/wiki/Hermann_von_Helmholtz)
- <sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Vorticity>
- <sup>9</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm\\_Bjerknes](http://no.wikipedia.org/wiki/Vilhelm_Bjerknes)
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Jule\\_Gregory\\_Charney](http://en.wikipedia.org/wiki/Jule_Gregory_Charney)
- <sup>13</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Baroclinity>
- <sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>15</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Season>
- <sup>16</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1998. Numerical simulations of sea and land breezes at high latitudes. *Tellus* 50A, 468-489.
- <sup>17</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ecliptic>
- <sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline_circulation)
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Extratropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Extratropical_cyclone)
- <sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Humidity>
- <sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_thermodynamics](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_thermodynamics)
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Planetary\\_boundary\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Planetary_boundary_layer)
- <sup>24</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Convection>
- <sup>25</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cumulonimbus>
- <sup>26</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature\\_inversion](http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_inversion)
- <sup>27</sup> Serreze, M. et al. 1992. Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet ice island data. *J. of Climate*, 5, 599-613.
- <sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_circulation)
- <sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph\\_Louis\\_Lagrange](http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph_Louis_Lagrange)
- <sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coriolis\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Coriolis_effect)
- <sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley\\_cell](http://en.wikipedia.org/wiki/Hadley_cell)
- <sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Angular\\_momentum](http://en.wikipedia.org/wiki/Angular_momentum)

<sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Jet\\_stream](http://en.wikipedia.org/wiki/Jet_stream)

<sup>34</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wind\\_shear](http://en.wikipedia.org/wiki/Wind_shear)

<sup>35</sup> Der hvor det er temperaturgradiener, for eksempel i retning nord sør, vil den geostrofiske vinden øke med høyden. Vedvarer gradientene gjennom troposfæren, får vi slik sterkest vind, et jet, ved toppen av dette laget. Variasjon av geostrofisk vind med høyden uttrykkes ved termalvinden.

<sup>36</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermal_wind)

<sup>37</sup> Iversen, T., S.Grønås 2004. IN MEMORIAM, Arne M. Bratseth, 1949–2004. *Tellus A*, Volume 56, Issue 4, 271 – 272.

<sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic_wind)

<sup>39</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sine#Sine>

<sup>40</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Azores\\_High](http://en.wikipedia.org/wiki/Azores_High)

<sup>41</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Horse\\_latitudes](http://en.wikipedia.org/wiki/Horse_latitudes)

<sup>42</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Icelandic\\_Low](http://en.wikipedia.org/wiki/Icelandic_Low)

<sup>43</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Aleutian\\_low](http://en.wikipedia.org/wiki/Aleutian_low)

<sup>44</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Siberian\\_High](http://en.wikipedia.org/wiki/Siberian_High)

<sup>45</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Monsoon>

<sup>46</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical\\_Convergence\\_Zone](http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical_Convergence_Zone)

<sup>47</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Polar\\_vortex](http://en.wikipedia.org/wiki/Polar_vortex)

<sup>48</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)

<sup>49</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave)

<sup>50</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden\\_stratospheric\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden_stratospheric_warming)

<sup>51</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial\\_oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial_oscillation)



## II.4 - DET HYDROLOGISKE KRETSLØP

Vi kjenner til ulike sider ved vannets kretsløp, også kalt *det hydrologiske kretsløp*. Læren om vannets kretsløp kalles *hydrologi*<sup>1 2</sup>. Vannet kan som kjent befinne seg i tre ulike faser: i gassform som vanndamp, i flytende form som vann og vanndråper og i fast form som is og iskrystaller. Overgangene krever eller avgir energi. Vannet er i stadig bevegelse i et kretsløp som omfatter havet, atmosfæren og jordoverflaten. Mange ulike fysiske og biologiske prosesser inngår med tidsskalaer fra et øyeblikk til millioner av år. Mesteparten av vannet inngår i havets sirkulasjon. Noe av vannet er i stadig bevegelse innen atmosfærens sirkulasjon og ved *avrenning* fra elver til hav. En betydelig del er lagret som is og snø. Det fins en balanse i kretsløpet ved at vannets totale masse er konstant. Dette hindrer ikke at kretsløpet, som en komponent av været, gjennomgår store variasjoner fra dag til dag, fra årstid til årstid og fra år til år. Ekstreme avvik som *tørke og flom*, gir store problemer for livet på jorda.

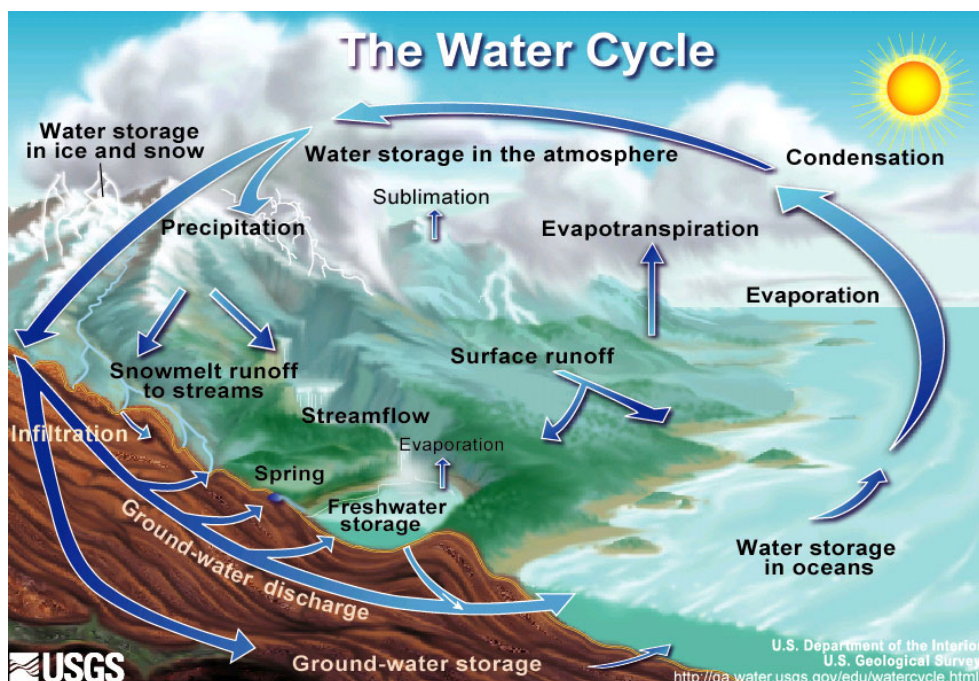


Fig. 1: Vannets kretsløp. [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)

Vannets kretsløp inngår i atmosfærens og havets sirkulasjon drevet av solstrålingen og de årstidsvariasjoner i solstrålingen som jordbanen gir (Fig. 1). Kretsløpet har ingen begynnelse eller slutt. Noe vann fordampes fra jordoverflaten, hovedsakelig fra havet, og blir til vanndamp<sup>3</sup> i atmosfæren. Is og snø kan sublimeres<sup>4</sup> direkte til vanndamp. Plantene avgir vanndamp ved *transpirasjon*<sup>5</sup>. Transpirasjon og fordamping (evaporasjon)<sup>6</sup> fra jorda blir til sammen kalt *evapotranspirasjon*<sup>7</sup>. Det trengs energi for å overføre vann til vanndamp, og denne energien er som nevnt latent til stede i vanndampen (latent energi)<sup>8</sup>. Energien frigjøres ved kondensasjon<sup>9</sup>. På samme måte kreves det energi for å smelte frossent vann, energi som frigjøres ved frysing og sublimasjon. Vanndampen driver med i atmosfærens bevegelse og utgjør en viktig energikilde for atmosfærens sirkulasjon når den kondenserer og danner skydråper og ispartikler. Dannelse av skyer og utfelling av nedbør<sup>10</sup> er kompliserte prosesser som utgjør en egen del av meteorologien vi kaller *skyfysikk*<sup>11 12</sup>. Mye av denne fysikken kalles mikrofysikk for å antyde typisk romskala for prosessene. Kondensasjon og skydannelse er knyttet til avkjøling av luftpartikler, som regel ved at lufta stiger, enten ved

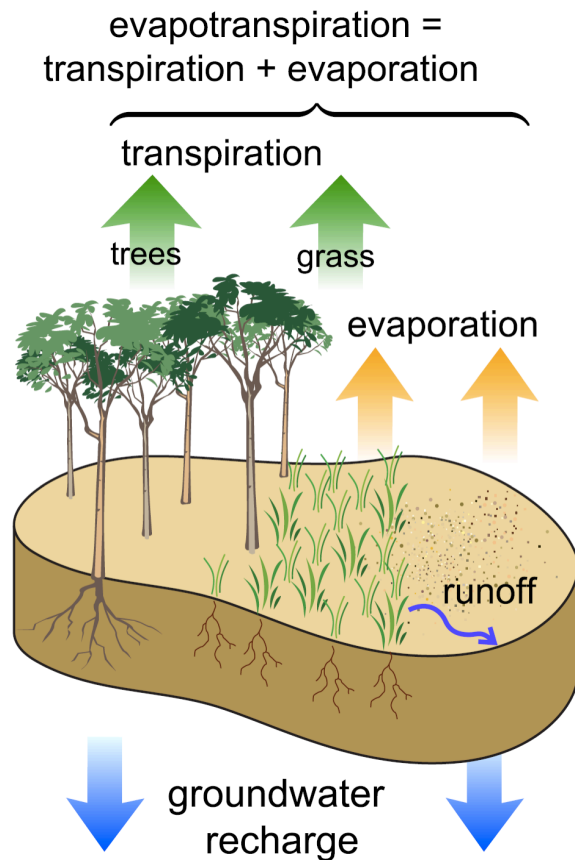
konveksjon, ved tvungen vertikalsirkulasjon i fronter eller ved strøm over fjell. Nedbør kan felles ut som snø, og noe av snøen lagres i isbreer over alt på jordkloden og i store innlandsisene ved polene<sup>13</sup>. Her kan frosset vann lagres i flere hundre tusen år.

Mye av snøen som faller om vinteren blir smeltet gjennom sommerhalvåret. På grunn av gravitasjonen renner mesteparten av dette vannet ut igjen i havet eller trenger ned i jordgrunnen som *grunnvann*<sup>14</sup>. Det samme skjer selvsagt umiddelbart med nedbør i vannfase. Til sammen får vi det vi kaller avrenning ved jordoverflaten<sup>15</sup> (Fig. 2). En stor del av avrenningen samles i elver i landskapet, elver som fører vannet mot havet. Avrenning samler seg ofte i innsjøer som ferskvann. Vann trenger ned i jordbunnen ved *infiltrasjon*<sup>16</sup>. Noe vann infiltrerer dypt ned i jorda og lagres i lang tid i porøse bergarter. Noe av grunnvannet tett ved overflaten finner åpninger og danner kilder med ferskvann. Over tid beveger vannet seg tilbake til havet og kretsløpet starter på nytt for hver dråpe.

I et stabilt klima er totalnedbøren over hele jorda over et år lik den totale fordampning og transpirasjon fra jordoverflaten. Men på samme måte som global overflatetemperatur kan variere litt fra år til år, varierer også totalnedbøren. I gjennomsnitt faller det hvert år omtrent 505 000 km<sup>3</sup> med nedbør på jordoverflaten<sup>2</sup>, det meste som regn. Mesteparten av nedbøren, 398 000 km<sup>3</sup>, kommer over hav. Naturlig nok fordamper det mest fra verdenshavene, anslaget er 434 000 km<sup>3</sup>. Fordampning og transpirasjon fra jordoverflaten utgjør en mye mindre del. Omtrent 90 % av vannet i atmosfæren kommer fra fordampning, de resterende 10 % er transpirasjon.

Under sitt kretsløp befinner altså vannet seg i ulike reservoar der det kan oppholde seg i lang tid. Havet er selvsagt det største reservoaret og inneholder cirka 97 % av vannet<sup>2</sup> (Tab. 1). Det nest største reservoaret er vann i innlandsis ved polene og i breer. Dette omfatter 2 % av vannet. Innlandsisene tilsvarer omtrent 64 meter i havets nivå (*ekvivalent havnivå*). Av dette er 7,3 meter lagret i isen på Grønland<sup>17</sup>. Det kan kanskje overraske noen at det er langt mer vann i atmosfæren enn i verdens elver og bekker.

En beregner gjennomsnittlig oppholdstid (*se levetid*) for et vannmolekyl i et reservoar. I hydrologi beregnes oppholdstiden vanligvis på to måter. Den mest brukte metoden bygger på en antakelse om at vanninnholdet i et reservoar er konstant. En får da oppholdstiden ved å dele volumet av reservoaret med hvor fort vannet forlater eller tilføres reservoaret. Vi kjenner for eksempel til havets



**Fig. 2:** Noen hydrologiske prosesser i jordoverflaten.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Evapotranspiration>

Gjennomsnittlig oppholdstid		Volum lagret i kretsløpets reservoarer		
Reservoar	Gjennomsnittlig tid	Reservoar	Vannvolum (10 000 000 km <sup>3</sup> )	Prosent av det totale vannvolumet
Havene	3 200 år	Havene	1370	97.25
Isbreer	20 to 100 år	Isbreer	29	2.05
Sesongavhengig snødekke	2 til 6 måneder	Grunnvann	9.5	0.68
Jordfuktighet	1 til 2 måneder	Innsjøer	0.125	0.01
Grunnvann: grunt	100 til 200 år	Jordfuktighet	0.065	0.005
Grunnvann: dypt	10 000 år	Atmosfæren	0.013	0.001
Innsjøer	50 til 100 år	Bekker og elver	0.0017	0.0001
Elver	2 til 6 måneder	Biosfæren	0.0006	0.00004
Atmosfæren	9 dager			

**Tab. 1:** Ulike reservoar i vannets kretsløp og gjennomsnittlig oppholdstid.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)

volum og hvor mye som fordamper fra havet hvert år. Ved å dividere volumet på fordampningen per år får vi hvor mange år det tar for å tømme havet for vann. Det blir 3200 år (Tab. 1), og slik er dette den gjennomsnittlige oppholdstiden for vann i havet når alle havets dråper teller likt. Den andre metoden bestemmer oppholdstid ved å bruke isotopteknikk<sup>18</sup> og har spesielt blitt brukt for å datere grunnvann.

I vanlig grunnvann oppholder vannet seg i over 200 år i gjennomsnitt, men denne tiden vil nok variere mye over jordkloden. Vann i bergarter oppholder seg der mye lengre, i gjennomsnitt 10 000 år som fossilt vann. Vann lagret som fuktighet i jorda har kort oppholdstid, i gjennomsnitt en til to måneder. Gjennomsnittlig oppholdstid i atmosfæren er omtrent 9 dager fra vann fordamper til det faller ned som nedbør.

I kalde klimaperioder som istider, er innlandsis og breer større overalt. Etter som mer vann er lagret i innlandsis, *iskapper* og breer, blir det mindre igjen i havet. I varme perioder som mellomistider, er det selvsagt omvendt. Gjennom den kaldeste perioden av den siste istid mener en at nesten en tredel av jordas overflate var dekket av breer og sjøis. Havets nivå var da 122 meter lavere enn i dag<sup>19</sup>. I den forrige mellomistid for omtrent 125 000 år siden, var havnivået fra 4 til 6 meter høyere enn i dag<sup>17</sup>. Global temperatur var da cirka en grad varmere globalt enn i dag. For rundt tre millioner år siden var global temperatur trolig cirka 3 grader varmere enn i dag, og havnivået i perioder trolig over 35 meter høyere enn i dag<sup>20</sup>. Den vitenskapelige konsensus uttrykt i IPCC (2007), basert på verdens klimaforskning, finner at vannets kretsløp er blitt mer intenst i det siste hundreåret som en følge av global oppvarming. Både fordamping og nedbør har økt fordi høyere lufttemperatur har evne til å holde på mer fuktighet. IPCC (2007) finner at vannets kretsløp vil intensiveres ytterligere i tiden som kommer. Dette betyr ikke at nedbøren vil øke overalt. I subtropiske strøk, som allerede er tørre, vil trolig bli tørrere slik at faren for lange tørkeperioder vil øke<sup>21</sup> 17. Omvendt vil det trolig bli mer nedbør der det nå er mye nedbør. Et eksempel er nedbør på våre bredder der lavtrykk fører fuktig luft over havet inn over land og gir nedbør. Mer nedbør vil som regel også bety mer ekstrem nedbør og flom<sup>22</sup>.

En følge av den globale oppvarmingen er at breene minker i utstrekning<sup>23</sup>. Dette gjelder først og fremst breer i tropene og på midlere bredder der smeltingen om sommeren nå overstiger tilveksten

om vinteren. Siden 1850 har tilbaketrekningen av isbreene i verden vært stor. Se mer om isbreer og innlandsis senere i kapitlet.

I tillegg til endringene som alt er nevnt, kan menneskelige aktiviteter påvirke vannets kretsloop gjennom endret bruk av jordoverflaten, slik som endret jordbruk, avskoging og skogplanting, bygging av vannmagasiner, fjerning av grunnvann og urbanisering. Som vi skal se, kan også luftforurensing, som fører til flere partikler i atmosfæren, gi endringer i skyenes utstrekning og strålingsegenskaper.

## Nedbør

I Sverige heter den statlige tjenesten for vær og klima Sveriges meteorologiske og hydrologiske institutt (SMHI). Dette betyr at SMHI har meteorologer og hydrologer i samme institusjon. SMHI sørger blant annet for regelmessige observasjoner av nedbør og vannføring i vassdragene. Videre gir de ut varsler for både nedbør og vannføring, spesielt vurderer de fare for flom og oversvømmelse. Varsling av nedbør, temperatur og vind er inngangsdata i modeller som estimerer avrenning og vannføring i vassdrag. Disse hydrologiske modellene beregner blant annet smelting, fordamping, snøsmelting og ikke minst, avrenning. Dersom varslene for nedbør og temperatur er pålitelige, ser det ut som om modellene for vannføring stemmer bra med målinger for vannføring. Slår varsling av nedbør og temperatur feil, blir prognosene for vannføring deretter. Snøsmelting er en viktig del i de hydrologiske modellene, også her er data fra værvarsling avgjørende.

I Norge er hydrologi bare delvis blant de oppgaver Meteorologisk institutt skal utføre. Denne delen tar først og fremst Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) seg av. På den måten er hydrologien i Norge nært knyttet til utvinning av vasskraft, men mindre knyttet til meteorologi enn i Sverige. NVE overvåker også breene i Norge.

I mitt arbeidsliv har jeg fått deltatt i utvikling av numeriske *værvarslingsmodeller*, en virksomhet med store framskritt de siste tiårene. Etter storflommen på Østlandet i 1995<sup>24</sup> ble det utført en offentlig utredning for å lære av det som skjedde og gi anbefalinger om hva som burde gjøres for å stå bedre rustet neste gang en slik hendelse vil inntreffe<sup>25</sup>. Utredningen er interessant lesning, men alle anbefalingene galdt hydrologiske tiltak og hydrologisk modellering. Tiltak for å forbedre varsling av nedbør ble omtrent ikke nevnt. Dette ble litt sårt for meg som tidlig innså et stort potensial i å utvikle værvarslingsmodeller med god oppløsning for nøyaktigere varsling av nedbør i norsk terreng.

I Norge gir ulike typer ras store problem, hendelser som ofte er nært knyttet til været, spesielt situasjoner med ekstrem nedbør. Kartlegging av rasfare og varsling av ras hører heller direkte inn under Meteorologisk institutt. Men kartlegging og varsling av nedbør, vind og temperatur danner grunnlaget for å varsle mange typer skred.

I meteorologi er nedbør et produkt av kondensasjon av vanddamp i skyer og utfelling av dråper fra skyene som faller til overflaten. Vi kjenner til hvordan nedbøren kan ha flere former som regn<sup>26</sup>, underkjølt regn<sup>27</sup>, yr<sup>28</sup>, snø<sup>29</sup>, sludd<sup>30</sup> og hagl<sup>31</sup>. Nedbøren står for det meste av ferskvannet på vår planet. Som et globalt gjennomsnitt utgjør nedbøren cirka en meter i året, et tall ikke langt fra typiske mengder for store deler av Norge.

Fuktighet kondenserer på små *skykondensasjonskjerner*<sup>32</sup> og danner skyer. Når dråper faller ut, kan de ta opp mer fuktighet og vokse ytterligere. Dråpene kan også fordampe om de faller ned i relativt tørre lag. Dråpene i en sky kan vokse ved to ulike prosesser. Den ene kalles *koalesens*<sup>33</sup>, som finner sted når vanndråper slår seg sammen ved kollisjoner. Det er turbulens mellom dråpene og lufta som får dråpene til å kolliderer og vokse. Koalesensen fortsetter til dråpene er blitt så tunge at de faller ut av skyene som nedbør. Koalesens skjer som regel i skyer med lufttemperatur over null. Den andre prosessen kalles Bergeronprosessen, etter den svenske meteorologen Tor Bergeron, som var en av de tre unge forskerne som utgjorde kjernen i Bergensskolen i meteorologi i noen år fra 1917 og utover. Prosessen inntreffer når iskrystaller tar opp vannmolekyler fra underkjølte vanndråper omkring. Etter som iskrystallene oppnår tilstrekkelig masse, faller de ut av skyene. De kan også øke massen ved koalesens med andre iskrystaller og vanndråper. Underkjølte dråper eksisterer bare i skyer med temperatur under frysepunktet. På grunn av at lufttemperaturen vanligvis øker ned mot overflaten, kan iskrystallene smelte og bli til regn før de når bakken. Denne smeltingen krever varme som tas fra omkringliggende luft slik at den avkjøles. Slike prosesser kan enkelte ganger føre til at meteorologene varsler en for tidlig overgang fra snø til regn.

## To skytyper

Litt forenklet kan en si at det fins to typer skyer. Den ene er *konvektive skyer* som oppstår ved at luften røres om ved oppvarming nedenfra. Disse skyene kjenner vi fra sommerdager da skyene starter som haugskyer om formiddagen med tydelig blomkålstruktur (cumulus). Slike skyer kan vokse til bygeskyer som kalles cumulonimbus eller cumulus congestus. Nimbus kan bety lys som omgir en hellig person. Bygeskyer består vanligvis av iskrystaller øverst. Det er lett å se om en sky består av iskrystaller eller vanndråper (dersom skytoppene er synlige). Iskrystallene i skyer glinser i sollys, gjerne i striper, mens vanndråper gir et mer ullent preg. De vertikale luftstrømmene er slik at øverste del av en bygesky – med iskrystaller – får en form som en ambolt med faner utover fra sentrum av skya. Denne ambolten er ofte lyst opp av sola. Iskrystallene glinser som striper i ambolten og utgjør bygeskyas nimbus.

Konvektive skyer er karakterisert ved stor vertikal utstrekning og relativt kort horisontal utstrekning (Fig. 3). Nedbøren kan være svært intens, særlig i varmt klima, fordi varm luft kan inneholde mye mer



**Fig. 3:** Bygenedbør, skyldes oppvarming av atmosfæren fra overflaten. [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))

fuktighet enn kald luft. Hagl og torden<sup>34</sup> er vanlig i bygeskyer. Det er tropene som har de mest spektakulære bygene, og hvor slik konveksjon er mest vanlig. Byger kan på flere måter organisere seg langs fronter eller bygelinjer<sup>35</sup>.

På våre bredder opptrer bygeskyer til alle årstider. Over innlandet, slik som over Østlandet eller Finnmarksvidda, forekommer bygene nesten bare i sommerhalvåret og gir store deler av årsnedbøren. Torden er vanlig. I min tid som meteorologiforsker på Blindern, Oslo, så vi mot Nordmarka om våren etter cumuluskyer som et vårtegn. De kom forbausende tidlig på senvinteren over skogkledd mark med mye snø på bakken. Langs kysten er det bygeskyer og bygenedbør til alle årstider, men mest om høsten og vinteren. Bygene oppstår når kald luft beveger seg over varmere hav. Dette skjer nesten alltid når vinden har en komponent fra nord. Prosessen er knyttet til lavtrykkene og opptrer oftest om høsten og vinteren. Pålandsvind med relativt kald luft gir svært ofte byger inn over land. Langs store deler av kysten er høsten og vinteren derfor en tid for torden. Siden bygene vanligvis beveger seg raskt forbi, varer slik torden mye kortere enn torden over innlandet om sommeren.

Den andre formen skyer kaller vi lagskyer eller *stratiforme skyer*. Disse skyene har mye lengre horisontalskala enn vertikal skala. Tåke er en stratussky på bakken. Indre bølger i atmosfæren (kort bølgelengde) gir som regel synlige strukturer i stratiforme skyer, ofte med sprekk i skydekket. Slike skyer kalles stratocumulusskyer og er svært vanlige.

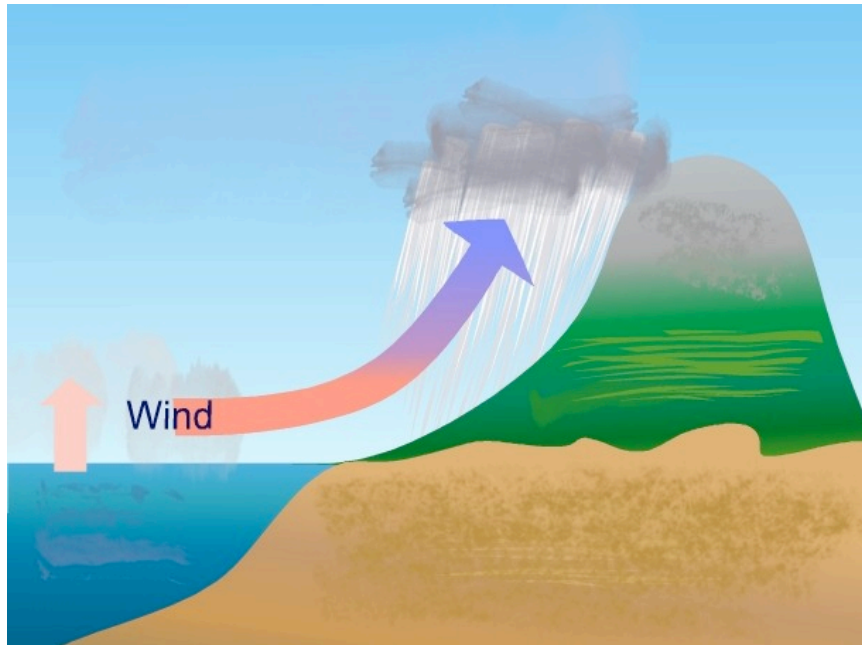
På Vestlandet kan det komme nedbør dag etter dag om høsten og vinteren, rekorden er nedbør nærmest hver dag i tre måneder. Bli ikke folk da værsyke? Det skjer, men ikke så ofte en skulle tro. Det positive er dramatikken i været med store og raske endringer. Ikke minst er innslaget av bygeskyer forfriskende. De fører ikke bare med seg regn, men gir også lys mellom bygene. I Bergen er det vanligvis stor forskjell på vær fra sørvest og vær fra nordvest. Nordvesten gir byger, men mye lys mellom bygene, lys som kan trenge inn i hjertet. Sørvestlig vind gir mørkere vær selv med byger. Takke meg til dramatisk vær på Vestlandet med mye nedbør enn vintervær på Østlandet når tåke og tåkedis ligger som en klam hånd over landskapet i dagevis og tar noe av livsgnisten fra mange.

Også stratiforme skyer kan gi nedbør. Skyene dannes gjerne som følge av stabile vertikale sirkulasjoner i atmosfæren. Det vanligste er vertikalsirkulasjoner knyttet til fronter. Sirkulasjon på tvers av varmfronter – fronter som gir varmere luft når fronten har passert - gir stratiforme skyer langs fronten. Skyene kan dannes over dype lag og gir vanligvis nedbør. Konveksjon er vanligvis fraværende. Kaldfronter har en vertikalsirkulasjon som gir smalere bånd med skyer enn i varmfronter og konveksjon kan inntreffe. En kaldfront kan nå igjen en varmfront og danne en sammenklappet front – okkludert front – der varmluften finnes i høyden. Okklusjoner er svært vanlige på våre bredder og gir som regel nedbør.

### **Fjell forsterker nedbøren**

Som vi forstår, må det som regel oppstigende luft til for at kondensasjon kan inntre, skyer dannes og nedbør utfelles. Når luft heves, blir den avkjølt. Denne hevingen skjer i konveksjon eller i stabile vertikale sirkulasjoner slik som i frontsirkulasjoner. Strøm over fjell gir svært ofte raskere oppstigning enn i frontsirkulasjoner, dvs. at store mengder fuktighet kan kondensere per tidsenhet på losiden. Skyene som dannes ved strøm over fjell, kaller vi *orografiske skyer*. Disse skyene kan gi orografisk nedbør ved vanlige dråpeprosesser. Dersom luftmassene som passerer et fjell inneholder stratiforme eller konvektive skyer som gir nedbør, kan pumping av fuktighet i lave luftlag på losiden av fjellet

forsterke nedbøren og gi en orografisk forsterkning av nedbøren (*orografisk nedbør*) (Fig. 4). En tenker da at nedbørsdråper fra skyer som kommer inn mot fjellet tar opp dråper i orografiske skyer i lavere lag over fjellet slik at nedbørsmengdene forsterkes. På lesiden av fjell synker lufta og varmes opp, skyene løses opp og områdene blir som oftest liggende i en regnskygge.



**Fig. 4:** Orografisk nedbør. [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))

I områder av verden, der fuktig luft strømmer over fjell fra en forholdsvis vedvarende retning, vil klimaet og spesielt nedbørsklimaet, ofte være vesentlig forskjellig på losiden enn på lesiden av fjellet. På losiden kan vi få mye nedbør – orografisk nedbør og/eller orografisk forsterkning av nedbør – og lesiden kan bli liggende i en regnskygge. Et godt eksempel er nedbør på de forskjellige øyene på Hawaii. Her er passatvind dominerende og alle øyene står i den samme fuktige passatvinden. På alle øyene blir det observert mest nedbør på den delen som peker opp mot vinden enn på lesiden.

Det merkelige er at maksimum årsnedbør likevel varierer enormt mye mellom de ulike øyene. Noen av øyene får svært mye og hører blant de våteste stedene på jorda (opp til 11,6 meter på Kaua'i)<sup>36,37</sup>. På øya som er tettest befolket, Oahu<sup>38</sup>, er det også relativt mye nedbør, men hovedtyngden av befolkningen og turiststedene befinner seg på lesiden der det er lite nedbør. På et par av øyene er det ikke mer enn rundt en meter nedbør i året maksimalt på losiden (den største øya som heter Hawaii og Maui<sup>39</sup>)<sup>40</sup>. Forskjellen ligger i hvordan luftpartiklene passerer fjella på øyene. Det regner mest på øyene med topper mindre enn 1700 m (på Kaua'i når høyeste toppen vel 1500 m). Her løftes luftpartiklene i passatvinden over øya og mye fuktighet blir avgitt som regn. Det regner mye mindre på de to øyene der toppene når opp i over 3000 meter. Her viser det seg at luftstrømmen i stor grad går rundt fjella. Slik blir luftpartiklene ikke hevet på samme måte som for øyene med lavere topper.

Luftpartikler som kommer inn mot fjell kan altså enten bli tvunget over fjellet eller gå rundt fjellet. Ved tilstrekkelig lav hastighet på lufta vil luftpartiklene gå rundt fjellet. Er et fjell tilstrekkelig høyt, må lufta også bevege seg rundt selv ved betydelige vindhastigheter. Også den vertikale stabiliteten betyr en god del. Jo mer stabilt lufta er sjiktet, desto vanskeligere blir det for en partikkel å bevege seg over et fjell. Det er mulig å danne en parameter uten dimensjon som uttrykker en slags effektiv høyde på

fjellet. Denne dimensjonsløse fjellhøyden er proporsjonal med selve fjellhøyden i meter, dvs. denne effektive fjellhøyde øker lineært med økende fjellhøyde. Den er omvendt proporsjonal med vindhastigheten (meter per sekund) slik at svakere hastighet gir et høyere effektivt fjell. Statisk stabilitet, som kan uttrykkes som en oppdriftfrekvens (per sekund), innvirker slik at fjellets effektive høyde øker med økende stabilitet. For enkle former for et fjell kan en finne ut hvor stor den dimensjonsløse fjellhøyden må være for at luftpartiklene skal gå rundt fjellet. For vær-situasjoner der den dimensjonsløse fjellhøyden er under den kritiske høyden, går partiklene over fjellet. På Hawaii er vindstyrke og statisk stabilitet i lufta stort sett lik for alle øyene, men ulik høyde gjør at lufta som regel går rundt fjell med høyder over 3000 meter.

For Norge vil vindhastigheter, statisk stabilitet og fjellhøyde variere mye. Vindhastigheten synes likevel å være den dominerende faktoren for å avgjøre om partikler går over eller rundt våre fjell. Som en førstetilnærming synes lufta å gå over fjell i Norge for storstilt hastighet i luftmassene større enn omtrent 5 m/s. Som regel er denne hastigheten større enn 5 m/s. Dette betyr at for strøm over norske fjell, er det stort sett slik at luftpartikler beveger seg over våre fjell, slik som fjella i Sør-Norge eller fjellryggen i Nord-Norge fra Trøndelag til Finnmark. Luftmassene kommer for det meste fra havet og er derfor fuktige. Det viser seg derfor at det ofte danner seg orografiske skyer når luftpartiklene tvinges over norske fjell. Dette gir relativt store nedbørsmengder på losiden av fjellet. De største nedbørsmengdene kommer der fjellet heller mest opp mot vinden. Årsaken er at her er vertikalhastigheten størst, her pumpes det opp mest fuktighet.

## Nedbør i Norge

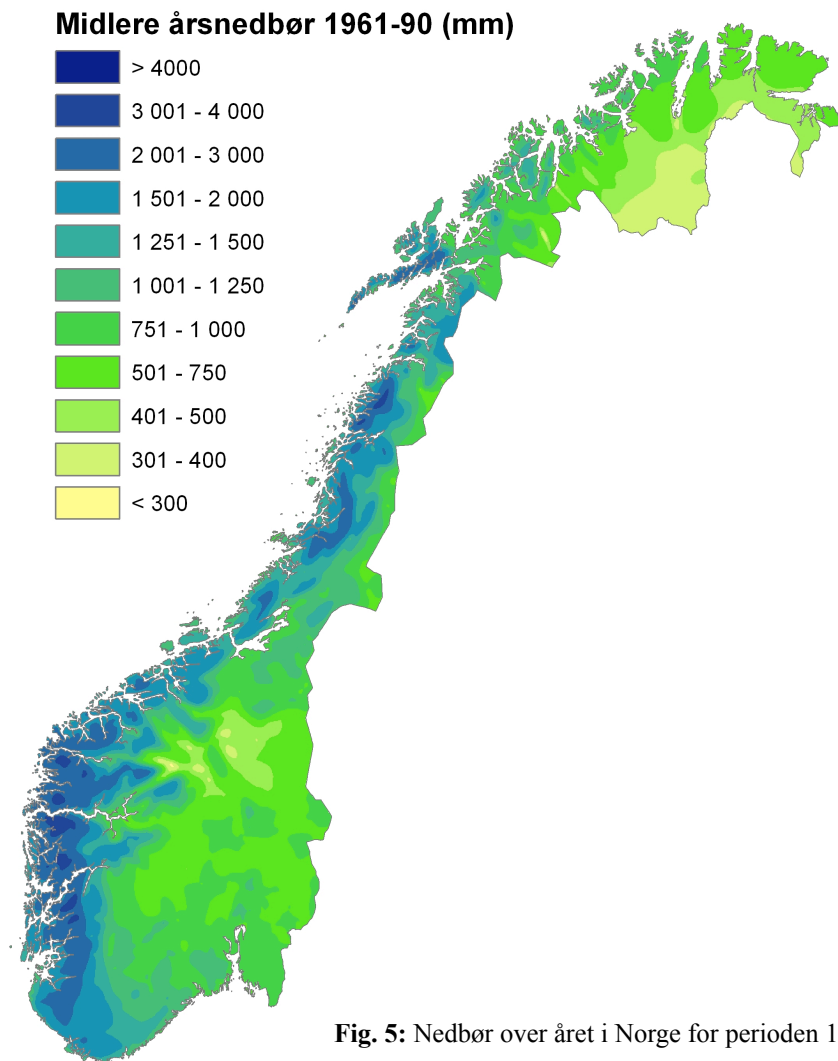
På Vestlandet er det vinder i en vid sektor omkring sørvest som gir mest nedbør. De største mengdene kommer litt inn fra kysten, i det vi kaller midtre strøk, der hellingen opp mot vinden er størst i gjennomsnitt. Dette ser vi tydelig av kart som viser årsnedbør for Norge som et gjennomsnitt over 30 år (Fig. 5). Mengdene for perioden 1961 til 1990 kommer på Vestlandet opp i over 4 meter i året på dette kartet, men det høyeste som ble målt for denne perioden er 3575 i Brekke i Sogn. Til sammenligning kom det 2250 mm i Bergen sentrum. Hydrologer ved NVE har estimert nedbørsmengder på Ålftobreen til 5,6 meter for samme periode (Lars Anders Roald, NVE)<sup>41</sup>. Den største nedbørsmengden som er målt i løpet av ett år i Norge på en av Meteorologisk institutts stasjoner er 5596 mm, igjen i Brekke i Sogn i 1990.

Langs mesteparten av kysten kommer det altså mest nedbør der hellingen opp mot fremherskende vindretning er størst. Nordover langs kysten har en gjennomgående høyere kystfjell enn på Vestlandet og noen steder blir det store nedbørsmengder helt ute på kysten. Nedbørsmengdene avtar noe mot nord som følge av lavere temperaturer i luftpartikler som kommer inn fra havet, og dermed mindre fuktighet. På Sørlandet kommer det mange ganger store nedbørsmengder på selve kysten i vær-situasjoner med storstilt vind omkring sørøst. Det skjer når relativt sterk vind blåser langs kysten med land til høyre for vindretningen. Større friksjon over land enn over hav fører da til konvergens<sup>42</sup> langs kysten, dvs. en opphopning av luft langs kysten slik at den tvinges til å stige. Kystkonvergens kan gi store nedbørsmengder på kysten mange steder i verden. Vi har nok tendenser til slik forsterkning i mange vær-situasjoner mange steder langs vår kyst. Men på Sørlandet ligger forholdene best til rette av forskjellige grunner, blant annet en veldefinert kyst<sup>43</sup>.

Områder i le for de fremherskende retninger for vind fra havet har mye mindre nedbør enn på losiden. Indre deler av Østlandet, Finnmarksvidda og noen områder nær svenskegrensa i Nordland og



Trøndelag har minst nedbør i Norge. Typiske mengder over et år er under 500 mm. Felles for disse områdene er også at mesteparten av nedbøren kommer som byger om sommeren. Tradisjonelt blir det oppgitt i leksika at det kommer minst nedbør i Norge i Sjøk og Lom. Av stasjonene til Meteorologisk institutt er det også Øygarden i Oppland som har minst årlig nedbør i året med 278 mm for perioden 1961-1990. Andre tørre steder er Dividalen, Troms med 282 mm, Kautokeino med 360 mm og Folldal, Hedmark med 364 mm. Den laveste målte sum av nedbør over et år er blitt gjort i Saltdal, Nordland, med 118 mm i 1996.



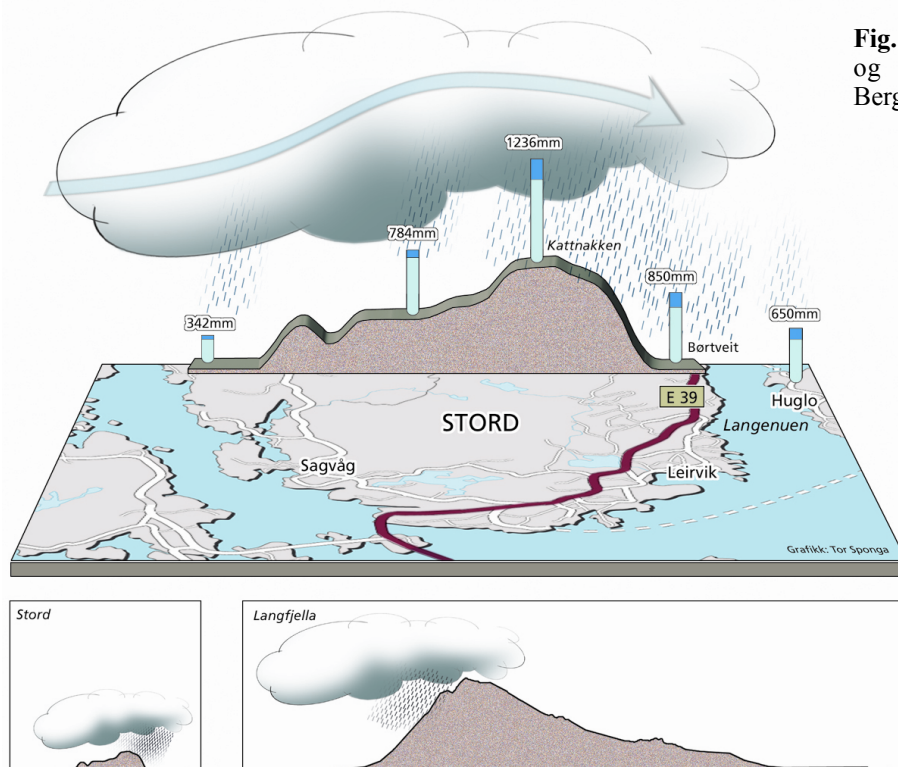
**Fig. 5:** Nedbør over året i Norge for perioden 1991-1990. ([met.no](http://met.no))

Vestlandet og kysten nordover ligger i regnskygger når det til tider er fralandsvind. Da jeg var statsmeteorolog i Tromsø og vi varslet uten tilgang til resultater fra værvarslingsmodeller (se Del III), forsto jeg raskt at det vesentlige var å varsle om det ble pålandsvind eller fralandsvind. Fikk vi dette til, falt ofte varslet av temperatur og nedbør på plass av seg selv. Særlig var dette tilfelle om sommeren. År med mye pålandsvind kan være trasige for folk i Nord-Norge. Da vet mange å utnytte været ved å dra til kysten av Sverige i øst, som ligger i le og regnskygge. Enkelte år med mye fralandsvind gir forbausende varme somrer en kan leve lenge på. På Vestlandet sør for Stad gir nordavind kjærkomne

avvekslinger fra regnværet. Da gir nedsynking av luft på kysten lyse dager og mye sol (delvis på grunn av det motsatte av kystkonvergens), men særlig temperatur blir det ikke.

Bare å måle nedbør er vanskelig, særlig å måle nedbør i form av snø og all slags nedbør når det blåser en del. Derfor er det spesielt vanskelig å anslå hvor mye nedbør det kommer over hav. Da jeg på 1980-tallet var med å utvikle værvarslingsmodeller for blant annet varsling av nedbør, var to pensjonerte, verdensberømte meteorologiprofessorer på Blindern våre ivrigste brukere. De mente at modellen vår ga for mye nedbør over hav. Dette var nok ikke tilfelle, det var heller at målinger over hav ga for små anslag for nedbør. Meteorologisk institutt driver et relativt tett nett med nedbørstasjoner over hele Norge der nedbørsmålerne stort sett tømmes hver morgen. Vanlige værstasjoner måler enten hver 6. eller hver 12. time. En gjennomsnittlig avstand mellom målepunktene for nedbørstasjoner kan vel være 15 km.

Vi vet det er store variasjoner i nedbøren lokalt, variasjoner som vi ikke har målinger for. På Geofysisk institutt er det for eksempel blitt foretatt detaljerte målinger av nedbør på Stord over kortere perioder, en øy cirka 10 km bred og 25 km lang<sup>44</sup>. Nedbørmålinger i et snitt på tvers av øya i retning vest/øst ga mest nedbør på toppen av øya, mer enn tre ganger så mye som på vestsida (Fig. 6). På østsida, som forutsettes å ligge ofte i le, ble det målt dobbelt på mye som på losiden. Det er vanlig



**Fig. 6:** Nedbør over Langfjella og over Stord. Tor Sponga, Bergens Tidende

at det kommer mer nedbør på lesida enn på losiden av fjell med slik utstrekning. For eksempel ligger stasjonen Brekke i Sogn lokalt sett i le for fremherskende vindretninger. Fenomenet kan forklares ved at det tar tid å utløse nedbøren og at den driver med vinden. Den fuktige lufta stiger opp på losiden, nedbøren dannes og hovedtyngden faller ned på lesiden. Men hvorfor er det mest nedbør på toppen av øya? Dette henger sammen med at lufta under ei sky er umettet med hensyn til fuktighet. Da kan dråpene fordampe på veien ned under skya. Toppen av fjellet ligger nærmere skybasen, ofte i skya, og

nedbørdråpene fordamper i mindre grad. Det arbeides nå med å simulere nedbør i værvarslingsmodeller som løser opp fjell slik som fjella på Stord. Tanken er å sammenligne resultatene med midlertidige målinger i tilsvarende tett nett. Dersom en på sikt oppnår gode resultater, skulle en kunne kartlegge nedbørforholdene lokalt over alt. Men oppgaven er vanskelig, hver eneste større sky må modelleres riktig med riktige overganger mellom vannfasene (skyfysikk på mikroskala). I tillegg vil innslag av konveksjon gjøre oppdraget vanskeligere.

Vi mangler også målinger av intensiteten i nedbøren. Meteorologisk institutt hadde tidligere et midlertidig nett av observasjoner som målte nedbør nærmest fra minutt til minutt<sup>45</sup>. På Geofysisk institutt har vi slike nedbørmålere som måler fortløpende summer tilsvarende 0,2 mm. Som regel framstilles nedbøren da i summer over hvert 10. minutt. På grunnlag av målingene til Meteorologisk institutt er det blitt beregnet målte nedbørsrekorder for Norge. Siden måleserien er relativt kort og observasjonene få, må virkelige rekorder antas å være større. Følgende rekorder kan nevnes: 4,3 mm på ett minutt på Gardermoen; 31,5 mm på ti minutter på Finnskog, Hedmark; 60 mm på 30 minutter på Jørpeland, Rogaland; 75 mm på 60 minutter på Smestad, Oslo; 105 mm på 6 timer i Tvedestrand; 229 mm på 24 timer i Indre Matre, Sunnhordland; 495 mm på 5 dager i Indre Matre og 1148 mm på 30 dager i Samnanger, Hordaland.

De store nedbørmengdene over Vestlandet over perioder opp til 24 timer kjenner meteorologene godt til. De opptrer i vær-situasjoner med mye vind fra vest eller sørvest og fuktig, relativt varm luft. Mest fuktighet i slike luftmasser har vi gjerne sent i august og september, mens vinden er kraftigere senere på året og om vinteren. De største nedbørmengdene over 24 timer får vi slik om høsten og kanskje i januar.

Intenst sommerregn i innlandet kan gi enda større nedbørssummer på 24 timer og mer intenst regn over kortere perioder. Den 30.-31. august 1997 falt det ekstreme nedbørmengder over Fulufjellet i Sverige like innenfor Trysil. Det ble målt 276 mm regn på 24 timer. Analyser gir mye nedbør over et område som bare dekker noen få titalls kilometer med opp mot 400 mm som maksimum. Denne ekstreme nedbøren gav en flom som forårsaket store skader: utviding av elveløp, forflytning av masse, vegetasjonen ble totalt fjernet i brede striper langs vannveiene. I Tangån og ved utløpet av Stora og Lilla Göljån, som har normalvannføringer på 1 m<sup>3</sup>/s, er det anslått momentanverdier på opp mot 300 m<sup>3</sup>/s<sup>46</sup>.

Tall for nedbørrekorder er langt større i varmere, fuktig klima. Jeg har hentet noen rekorder fra Wikipedia<sup>47</sup> basert på moderne målinger. Det er vanskelig å si hvor korrekte de er, men de gir trolig bra indikasjoner om hva som er mulig. Rekord for nedbør over ett minutt: 38 mm, Barst, Guadeloupe, 1970. Største sum av nedbør målt på et år: 13,3 meter i Lloro, Colombia. I Antofagastaregionen, Atacamaørkenen i Chile er det ikke målt nedbør de årene målinger har funnet sted.

## Flom

Flommer gir store problem for store deler av verdens befolkning. Noen av de alle største naturkatastrofene i verden har vært flommer. I følge Wikipedia<sup>22</sup> omkom det mellom 2.5 og 3.7 millioner mennesker i flommer i Kina i 1931. I den engelske betegnelsen for flom (flood) hører også det vi også *stormflo*, dvs. tilfeller der stormer bidrag til stor flo. Stormflo over kysten av Nederland og deler av nordsjøkysten av Tyskland og Danmark har gitt de største naturkatastrofene i Vest-Europa. I

Wikipedia nevnes det stormflo i disse områder som har tatt over hundre tusen mennesker. Den største var trolig St. Felix's Flood i Nederland i 1530.

Vi vil bare ta med typer av flom som rammer Norge. Tilfeller med store nedbørmengder – regn eller snø som vil smelte - gir det hydrologene kaller vannflom. En vannflom vil som regel kreve at nedslagsfeltene for nedbør er mettet med vann før det setter inn med mer regn. Når vann ikke lengre kan trenge ned i jordbunnen, vil alt nedbør gå til avrenning om vi ser bort fra fordamping. Et klassisk eksempel i Vest-Europa er flomulykken i Lynmouth, Devon, England i 15. til 16. august 1952<sup>48</sup>. Nedslagsfeltet for den vesle, bratte elva gjennom byen, heiene på Exmoor, var allerede mettet med vann før et lavtrykk ga hele 229 mm på 24 timer over Exmoor. Flommen tok 34 menneskeliv i den lille byen og gjorde mange husløse.

Rekordflommer i vårt land er knyttet til snøsmelting i fjellet samtidig med store nedbørmengder. Slik er det flere hendelser som må inntreffe samtidig. Det må finnes betydelige snømengder i fjellet og vær-situasjonen må være slik at snøen smelter og bidrar til stor avrenning samtidig som nedbørmengdene er store. Sammenfall av flere hendelser kan være en grunn til at de mest alvorlige flommene i Norge ikke inntreffer så ofte. Således må vi tilbake til 1700-tallet for å finne noen av rekordflommene.

Den største flommen vi kjenner til på Østlandet er *Storøfsen*, som rammet innlandet av Sør-Norge fra 20. til 24. juli 1789<sup>25 49</sup>. Det skjedde store ulykker over store områder, først og fremst i Gudbrandsdalen og Østerdalen og deres sidedaler, men også i vassdragene lenger nede. I tillegg ble det rapportert skader på Nordmøre og i Sør-Trøndelag. I alt 72 mennesker omkom, hvorav 61 i Gudbrandsdalen. Det er funnet at 1523 gårdsbruk ble skadet.

Lågen i Gudbrandsdalen fylte hele dalbunnen. I Mjøsa samlet det seg mengder av trær og avfall. Sjøen ble ikke ren igjen før to år senere. De to dagene flommen var verst, var vannstanden opptil syv meter over det normale. Mange steder står det bautasteiner som viser maksimal vannstand. Stort sett nådde vannstanden over dagens hovedveier i de aktuelle dalførene.

Vinteren 1788-1789 var kald til å begynne med uten at det kom noe særlig med snø. Dette førte til barfrost og dyp tele som holdt seg helt fram til flommen. På den måten sto grunnvannet høyt og myrer og porer i jordsmonnet var mettet med vann. Senere på vinteren kom det unormalt mye snø. Våren 1789 kom sent. Da den omsider kom, ble det svært varmt slik at snøen i fjellet smeltet raskt. Samtidig kom det mye regn. Under flommen mener en at det lå en stasjonær lavtrykksrenne over



Slike støtter som viser vannivået i ulike flommer, fins det mange av i Norge. Denne er fra Froland.

Østlandet som fikk tilført mye fuktig luft fra sør og sørvest. Dette resulterte i mye regn, spesielt den 20., 21. og 22. juli. Den antas at det falt flere hundre millimeter i denne perioden.

I moderne tid er flommen som rammet Østlandet i juni 1995 den største. Den er blitt kalt Vesleofsen. I alt 7000 personer ble evakuert, og det ble gjort skader til en verdi av 1,8 milliarder kroner. I Glomma toppet flommen seg 2. juni, i Gudbrandsdalslågen 3. juni og i Mjøsa 11. juni. Tidlig på vinteren var snømengdene i fjellet større enn normalt. I begynnelsen av mai ble været varmere, og snøsmeltingen startet som normalt. Den 8. mai meldte Meteorologisk institutt om kaldere vær, og dagen etter kom NVE med en pressemelding om at en forsinkelse av snøsmeltingen kunne føre til en storflom. Fram til 22. mai var det kuldegrader i fjellet, og svært liten snøsmelting. Deretter steg temperaturen kraftig, både på fjellet og i skogsområdene. Maksimumstemperaturen var oppe i 15-20°C, samtidig som det begynte å regne mye mellom 27. mai og 2. juni. Ved Stai var Glomma den 2. juni, 61 cm under maksimal vannstand under Storofsen.

Den verste flommen vi vet om på Vestlandet inntraff i begynnelsen av desember 1743 og er kalt *Storeflaumen*<sup>50</sup>. I oktober og november dette året var det kaldt, det dannet seg tele i fjellene og deretter kom det betydelige snømengder. Til sist kom mildvær med store nedbørmengder, trolig slik vi kjenner dem i våre dager med nedbørmengder, til dels over 200 mm på et døgn. Snøen i fjellene smeltet og rant sammen med nedbøren på en jordbunn av tele.

Mange ulike nedtegnelser vitner om en rekordflom og store ødeleggelser<sup>51</sup>. I Voss sentrum sto vannet 2,5 meter opp på kirkeveggen. I Etne ble kirken skylt på sjøen. I Kinsarvik var folk redde for det samme, men kirken fra slutten av 1100-tallet ble stående. Det gikk tallrike jordskred som skadet gårder i bratt terreng. Gårder på elveslettene ble oversvømt og mye jord eroderte bort. Indre Hardanger var et av områdene som ble rammet verst. Skatteskylden ble nedsatt i gjennomsnitt med 25 % i flere år.

## Isbreer

Siden temperaturen generelt avtar til under frysepunktet mot polene og i høyden, finner vi her mye vann lagret i isbreer, som gjerne blir definert som ismasser som varer over mange år<sup>52</sup>. Breene endrer seg fra til år til år etter variasjoner i nedbørsforhold, temperatur og smelting. I tillegg beveger breene seg og gjennomgår en indre deformasjon under påvirkning av gravitasjon. For å få breer, er det nødvendig med nedbør i form av snø. Det fins flere kalde områder på jorda der det ikke er tilstrekkelig med snø for å danne isbreer.

Isbreer er altså mer eller mindre permanente samlinger av is og hard snø, som har en tilstrekkelig tykkelse og tyngde til nærmest å flyte på overflaten på grunn av sin egen vekt. Som en tommelfingerregel mener glasiologene at når ispakken overstiger en tykkelse på 20 m, vil isen bli plastisk og derved begynne å bevege seg ved deformasjon.

Det er flere måter å klassifisere breer på. Det er vanlig å skille mellom *tempererte isbreer*, med temperaturer i isen som ligger nær frysepunktet hele året, og *polare isbreer* der temperaturen i isen nesten alltid er under frysepunktet. Breer på Grønland og Svalbard er polare breer, mens breer i Europa er tempererte breer. Det viser seg imidlertid at tempererte isbreer kan ha deler som er kalde og omvendt at polare isbreer kan ha partier som er tempererte. Slik er denne klassifikasjonen vanskelig å anvende i praksis. De to typene breer kan ha flere undergrupper. I Europa skiller en gjerne

breene etter utseende: platåbre, dalbre, botnbre, hengebre osv. Noen ganger brukes samlebetegnelsen *alpine breer* for slike breer. Is som dekker store områder i polene, slik som over Grønland og Antarktis blir kalt *innlandsis* (se nedenfor). Denne isen når gjerne ned til havet som *isbremmer*. Som nevnt inneholder isen over Grønland vann tilsvarende 7 meter i havets nivå og isen i Antarktis cirka 65 meter. Gjennomsnittlig istykkelse på innlandsisen i Antarktis er cirka 2000 meter.

I Norge har vi flere platåbreer, dvs. breer som dekker hele fjellområder<sup>53</sup>. Jostedalsbreen er den største platåbreen i Europa. Platåbreer har gjerne utløpere i form av dalbreer rundt plataet, brearmer som kan nå titalls km fra breens hovedmasse. Når isbreer har utløpere i havet, kan isblokker ved kanten kalve i havet (dvs. brette løs) og danne isfjell som kan transporteres over store avstander. Dersom isbreen er bratt nær iskanten, kan ras og kalving gi store plask når isblokker faller i sjøen. Hvis sjøen er dyp, kan kalving også skje under vann, noe som medfører at isfjellet kommer til overflaten med stor kraft.

Snøen som danner tempererte isbreer omdannes fra nysnø til kompakt snø ved gjentatt smelting og frysing gjennom en sommer. Under presset fra snø i påfølgende år omdannes snøen til grove iskrytaller som kalles *firm*. Etter flere år vil presset øke ytterligere og firmen bli omdannet til kompakt breis. Når mengden av is og snø er tilstrekkelig stor, vil breisen få plastiske egenskaper og komme i "flyt". Dette skjer i de dypere delene av isbreen og skaper bevegelse i hele isbreen. Isbreen flyter nedover. Den kan også bre seg utover i flatt landskap og slak oppoverbakke. Dette skjer fordi kontinuerlig opphopning av snø og is i det indre presser isen ut mot kantene. Spesielt gjelder dette store isbreer og innlandsis.

Nær overflaten er isbreen mindre plastisk og føyelig, og her dannes det seg ofte bresprekker. Bresprekkene skyldes interne spenninger i isbreen på grunn av forskjeller i bevegelse, som følge av variasjoner i underlaget eller sidene rundt isbreen og friksjon mot fjellsider. Bresprekker blir ikke dypere enn 50 m, og er ofte vesentlig grunnere.

Temperatur og avsmelting varierer på isbreens overflate og kan skilles i flere soner. I de øverste delene av breen kan snøen være tørr hele året, selv om sommeren, og ingen smelting vil skje. I lavere høyde vil deler av snøen smelte og skape smeltevann som siger nedover i snølaget. Smeltevannet danner ofte små bekker nedover isbreens avsmeltingsområde. Bekkene ender som regel i bresprekker, men kan danne vannhull til bunnen av breen. Mesteparten av smeltevannet renner ut gjennom en tunnel nederst på breen. Utgangen til tunnelen kalles breporten.

Den øvre delen av en isbre får mest snø. I dette området samler breen sin masse, her har vi akkumulasjonssonen. Generelt vil minst 60 – 70 % av en isbres areal være i akkumulasjonssonen. I den nedre delen av isbreen mister isbreen mer masse gjennom smelting enn den mottar ved snøfall. Dette området kalles ablasjonssonen.

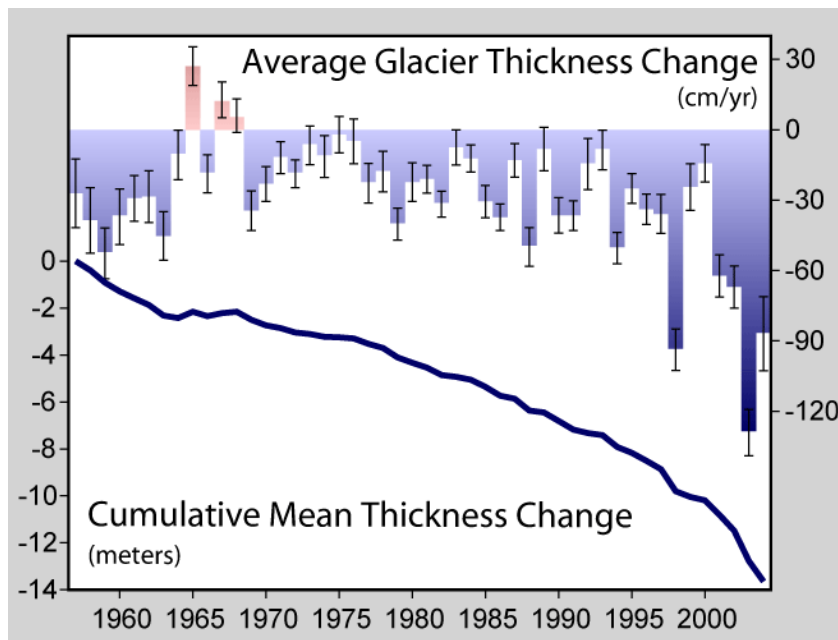
Forskjellen mellom isbreens akkumulasjon og ablasjon kalles isbreens *massebalanse*<sup>54</sup>. Endringer i massebalansen skyldes følgelig mengden av nedbør og særlig snø den mottar om vinteren i forhold til mengden som fordampes og som smelter og renner vekk om sommeren. Massebalansen kan bestemmes ved å måle mengde og tetthet på snøfall om vinteren og smelting om sommeren. I Norge måler NVE massebalansen på flere norske isbreer, både vinterbalanse (hovedsakelig tilvekst) og sommerbalanse (hovedsakelig smelting).

Mellom akkumulasjons- og ablasjonssonene ligger breens *likevektslinje*, dvs. høyden der mottak av ny snø er lik mengden av smelting. Endringer i en isbres massebalanse kan indikeres ut fra bevegelser i likevektslinjen, men er en mindre sikker metode enn målinger av massebalansen.

Breene beveger seg under påvirkning av gravitasjon og de kreftene akkumulasjonen gir. Friksjonen mot overflaten i bunnen av breen er også en viktig kraft. Den fører til at isen i bunnen av isbreen beveger seg saktere enn isen over. Spesielt vil isen på midten av en dalbre bevege seg mer enn isen på kantene. Dersom det er vann i bunnen av breene, vil friksjonen være mindre enn om det ikke er vann. Overflatehastighet i isbreer varierer vesentlig. For norske isbreer varierer den fra noen få meter per år til 500 meter i året.

For noen isbreer kan bevegelser av brefront og overflatehastighet variere mye over tid. I mange år kan hastigheten være lav, samtidig som brefronten trekker seg sakte tilbake. Plutselig kan isbreen forandre hastighet og i løpet av ett eller to år kan brefronten rykke raskt fram. Slike fremrykninger er godt dokumentert fra Svalbard, men det fins også eksempler fra Island. En tror at årsaken til slike pulserende isbreer er at de kan akkumulere masse over et kritisk nivå som dramatisk endrer breens flyteegenskaper<sup>55</sup>.

For tiden smelter de fleste breene i verden som følge av den globale oppvarmingen<sup>17</sup>(Fig. 7).



**Fig. 7:** Gjennomsnittlig endring i tykkelsen av isbreer rundt om på kloden (se bort fra innlandsisene på polene). Denne informasjonen, kjent som isbreenes massebalanse, finner en med å måle snøakkumulering om vinteren og trekke fra målt smelting om sommeren. Målingene er uttrykt i meter med vann. Målingene er vist både som årlige verdier med feilgrenser, øverst, og som akkumulerende endring fra begynnelsen av perioden for 50 år siden, nederst. År med smelting er i rødt og år med vekst i blått. [http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier\\_mass\\_balance](http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier_mass_balance)

## Innlandsis

En innlandsis blir definert som en isbre som dekker et kontinent eller områder større enn 50 000 km<sup>2</sup><sup>56</sup>. Iskapper blir da større isbreer med mindre areal enn dette. I dag har vi to innlandsiser: Grønlandsisen og Antarktis (noen ganger skiller vi mellom to innlandsiser i Antarktis: Vest-Antarktis og Øst-Antarktis). Under siste istid hadde vi flere: Laurentideisen, som dekte Canada og de nordligste delene av USA, Weichselisen som dekte store deler av Nord-Europa og nordlige Sibir, og

Patagoniaisen som dekte den sørlige delen av Sør-Amerika. Grønlandsisen hang den gang sammen med den store Laurentideisen.

En innlandsis har stor masse i midten og sprer seg utover og nedover under innflytelse av tyngdekraften. Slik flyter masse mot kantene som vanligvis når havet. Der kan isen smelte til overflatevann eller kalve som isfjell. Innlandsisen flyter utover ved deformasjon eller ved at den sklir på underlaget. Temperaturen i bunnen av breen er relativt høy på grunn av varme tilført fra jordas indre (geotermisk varme). Hastigheten på isen mot underlaget avhenger blant annet av ruheten på underlaget. Smelting kan forekomme i den varme årstiden. Smeltevann kan "smørre" underlaget slik at isen strømmer hurtigere. Denne prosessen fører til at kanaler av is (*isstrømmer*) som strømmer raskere enn omgivelsene.

Innlandsis som flyter ut mot havet kan danne isbremmer som er en tykk, flytende plattform med is. Isbremmer kan forekomme i Canada i tillegg til på Grønland og i Antarktis. Overgangen mellom den flytende isen og is som hviler på havbunnen kalles grunnlinjen. Isbremmer har gjerne en tykkelse fra 100 meter og opp til 1000 meter. En isbrem mister masse ved kalving av isfjell og ved smelting på undersiden. Isbremmene støtter opp innlandsisene og regulerer strømmen av is fra de indre områdene til havet. Om isbremmer smelter, vil denne oppstøttingen av innlandsisen bli mindre og føre til økt strøm av is til havet. Antall isfjell kan da bli mye større.

Et svært viktig klimaspørsmål i dag er om deler av innlandsisen vil smelte som en følge av global oppvarming. Til nå har smelting av innlandsis bidratt lite til den økningen i havnivået som observeres (3 millimeter per år). Siden 2002 har endringer i innlandsisenes masse blitt målt kontinuerlig fra satellitter som måler endringer i gravitasjon. Målingene viser at både Grønlandsisen og isen i Vest-Antarktis taper cirka 100 kubikkilometer med vann per år hver for seg, med en trend som er klart økende<sup>57</sup>. Andre data som går noen tiår tilbake viser også en økende trend, men det er store variasjoner fra år til år og over perioder på noen år.

Det forskes intenst på hva som kan skje med isen framover. Økt drivhuseffekt er ikke tilstrekkelig til å smelte isen direkte dersom den smelter som om den var en gigantisk isklump slik som i dagens klimamodeller. Som regel gir slike modeller mer snø over innlandsisene om vinteren ved global oppvarming og at dette oppveier eventuell smelting i lavere nivå. Dette bidrar til en minking i havnivået når jorda blir varmere.

Klimahistorien viser oss det motsatte, at det blir mindre innlandsis og stigende havnivå når temperaturen stiger. Ved overgang fra en istid til en mellomistid kan havnivået stige så mye som flere meter per hundre år. Hvor kommer energien fra som trengs for å smelte is så raskt? Forklaringen må helt sikkert involvere det enorme reservoaret med energi som havet utgjør, og den må inkludere bevegelser i innlandsis. Klimamodellene har ennå ikke med smelting av isbremmer og smelting av isfjell etter som de blir transportert over hav.

Havet tar hvert år opp varme som er tilstrekkelig til å smelte is tilsvarende nesten 10 centimeter i havets nivå. Spørsmålet er om noe av denne energien kan bli brukt til å smelte is. James Hansen mener at dette er tilfelle<sup>58 59</sup>. Det skjer ved havets påvirkning på isbremmer og ved at havet smelter isfjell. Dette skriver vi mer om i Del VI.



Størrelsen på innlandsis forandrer seg lite til å begynne med etter som det blir varmere, og derfor endrer havnivået seg bare langsomt. Etter som planeten blir varmere, øker det området på en innlandsis som smelter om sommeren. Og etter som havet varmes opp, begynner også isbremmer å smelte. Etter som isbremmer forsvinner og isen myknes opp av oppvarmingen i overflaten og smeltevann, og etter som bevegelse i isen og kalving av gigantiske isfjell blir raskere ved at isstrømmen blir raskere, leder dette til en mulighet for at store deler av innlandsisen kan kollapse.

- <sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Hydrology>
- <sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_cycle)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_vapor](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_vapor)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sublimation\\_\(chemistry\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Sublimation_(chemistry))
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Transpiration>
- <sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evaporation>
- <sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Evapotranspiration>
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Latent\\_heat](http://en.wikipedia.org/wiki/Latent_heat)
- <sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Condensation>
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Precipitation_(meteorology))
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_physics](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_physics)
- <sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_sheet)
- <sup>14</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Groundwater>
- <sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Surface\\_runoff](http://en.wikipedia.org/wiki/Surface_runoff)
- <sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Infiltration\\_\(hydrology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Infiltration_(hydrology))
- <sup>17</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope\\_hydrology](http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope_hydrology)
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_level](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_level)
- <sup>20</sup> Grønås, S. 2006. Isen på Grønland kan smelte fortere enn antatt. *Cicerone*, 1/2006-, 26-28.
- <sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Drought>
- <sup>22</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Flood>
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Retreat\\_of\\_glaciers\\_since\\_1850](http://en.wikipedia.org/wiki/Retreat_of_glaciers_since_1850)
- <sup>24</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Vesleofsen>
- <sup>25</sup> NOU (Norges offentlige utredninger): *Tiltak mot flom*. NOU 1996, 16.
- <sup>26</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Rain>
- <sup>27</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Freezing\\_rain](http://en.wikipedia.org/wiki/Freezing_rain)
- <sup>28</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Drizzle>
- <sup>29</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Snow>
- <sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rain\\_and\\_snow\\_mixed](http://en.wikipedia.org/wiki/Rain_and_snow_mixed)
- <sup>31</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Hail>
- <sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud\\_condensation\\_nuclei](http://en.wikipedia.org/wiki/Cloud_condensation_nuclei)

- <sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coalescence\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Coalescence_(meteorology))
- <sup>34</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thunder>
- <sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_front](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_front)
- <sup>36</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Hawaii>
- <sup>37</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Kauai>
- <sup>38</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Oahu>
- <sup>39</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Maui>
- <sup>40</sup> Smith, R.B. 1989. Hydrostatic flow over mountains. *Adv. in Geophysics*, 31,1-41.
- <sup>41</sup> Grønås, S., D. Kvamme, R. Teigen 2005. Og vannet strømmet ned på jorden, *Cicerone*, 1/2006, 24-26.
- <sup>42</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Divergence>
- <sup>43</sup> Holmebakken, C., S. Grønås 2005. Store nedbørmengder på Sørlandet. *Cicerone* 3/2005, 29-31.
- <sup>44</sup> Reuder, J. et al. 2007. Stord Orographic Precipitation Experiment (STOPEX): An overview of phase I. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol.10, 17-23.
- <sup>45</sup> Aune, B. and Iden, K.A., 1981. *Ekstrem nedbør*. Report from the Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway, p. 156.
- <sup>46</sup> Vedin, H., Eklund, Anna and Alexandersson, H., 1999: The rainstorm and flash flood at Mount Fulufjället in August 1997: the meteorological and hydrological situation. *Geogr. Ann.*, 81 A (3), 361–368.
- <sup>47</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_weather\\_records](http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_weather_records)
- <sup>48</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Lynmouth>
- <sup>49</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Storofsen>
- <sup>50</sup> Roald, L.A. 2002. Two major 18th century flood disasters in Norway. Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002.
- <sup>51</sup> Midttun, A., A. Nesje 2003. Historiske flaumar i Vossavassdraget. *Cicerone*, 5/2003, 26-27.
- <sup>52</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier>
- <sup>53</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Isbre>
- <sup>54</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier\\_mass\\_balance](http://en.wikipedia.org/wiki/Glacier_mass_balance)
- <sup>55</sup> Lie, Ø., S.O. Dahl, A. Nesje 2002. Breenes klimatiske følsomhet i Norge. *Cicerone* 2/2002, 23-25.
- <sup>56</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_sheet)
- <sup>57</sup> Velicogna, I. 2009. Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 36, L19503, 4 PP., doi:10.1029/2009GL040222
- <sup>58</sup> Hansen, J.E. 2005. A Slippery Slope: How Much Global Warming Constitutes 'Dangerous Anthropogenic Interference'? *Climate Change* 68, 269-79.
- <sup>59</sup> Hansen, J.E 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York and Berlin.



## II.5 - EKSTREM VIND

Om en ser bort fra tornadoer<sup>1</sup>, slik de f. eks. forekommer over store deler av USA som intense virvler som ikke er større enn at en kan se dem komme, oppstår de sterkeste vindene i verden i lavtrykk eller ved strøm over fjell. Dersom vi antar at strøm over fjell er modifikasjon er av vinden i lavtrykk, er det intense lavtrykk som står for sterkeste vind overalt på kloden. Lavtrykk er sykkloner<sup>2</sup>, et ord som indikerer at retningen på luftpartiklenes sirkulasjon rundt et lavtrykk går motsatt vei av klokka (på nordlige halvkule, omvendt på sørlige). Vi skiller som nevnt mellom tropiske sykkloner<sup>3</sup> og utenomtropiske (ekstratropiske) sykkloner. Selv om enkelte lavtrykk på våre bredder kan gi orkan og store ødeleggelser, er det ingen tvil om at det er de tropiske sykklonene som gir sterkeste vind og som volder de største ødeleggelsene.

I de siste årene har tropiske orkaners herjinger ofte vært i nyhetsbildet, spesielt de mange orkanene over De karibiske hav (Fig. 1). Dette er sykkloner som beveger seg fra øst og ofte kommer inn mot sørkysten av USA. Flest orkaner er det likevel i Stillehavet. Tropiske sykkloner er blant de naturkatastrofer som krever flest menneskeliv og som forårsaker de største materielle ødeleggelsene. Orkanen Bholai i 1970<sup>4</sup> i Bengalbukta er trolig den verste som er dokumentert, over 300 000 mennesker gikk tapt. I USA tilsvarer tapene i gjennomsnitt 5 milliarder US dollar i året. Ødeleggelsene fra orkanen Katrina i 2005 utgjorde alene 81 milliarder dollar<sup>5</sup>. På Filippinene utgjør ødeleggelsene omkring 5 prosent av nasjonalinntektene<sup>6</sup>. I 1998 tok orkanen Mitch<sup>7</sup> livet av mellom 11 000 og 18 000 mennesker i Mellom-Amerika. Bare i Nicaragua ødela orkanen 80 store broer i veinettet, ødeleggelsene ble estimert til 6,2 milliarder dollar.



**Fig. 1:** Orkanen Katrina da den hadde sterkeste intensitet, 28. august 2005.

[http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)

Når vindstyrken er over 32,5 m/s i gjennomsnitt over 10 minutter, kalles de tropiske sykklonene tropiske orkaner i Nord-Atlanteren og nordøst i Stillehavet, tyfoner nordvest i Stillehavet og farlige tropiske sykkloner i Det indiske hav og sørvest i Stillehavet. Slik har fenomenet ulike navn rundt om i verden selv om fenomenet er det samme og oppstår på stort sett samme måte overalt.

Orkaner er delt inn i 5 klasser etter styrken på vinden<sup>8</sup>. Klassifiseringen beskriver også typiske ødeleggelser. I det meste av verden brukes gjennomsnittet av vindstyrken over 10 minutter for å angi vinder i Beaufortskalaen<sup>9</sup>. I USA brukes et gjennomsnitt over ett minutt i forbindelse med orkaner, noe som gir betydelig sterkere styrker. Med slik vind blir klassene som følger<sup>10</sup>:

Klasse 1:	vindstyrker 32 - 41 m/s eller 119 - 153 km i timen
Klasse 2:	42 - 47 m/s eller 154 - 177 km i timen
Klasse 3:	48 - 56 m/s eller 178 - 209 km i timen
Klasse 4:	57 - 67 m/s eller 210 - 249 km i timen
Klasse 5:	mer enn 67 m/s eller 249 km i timen

Orkanen Mitch i 1998 var av klasse 5. Orkanen Katrina høsten 2005 var også av klasse 5, men ble redusert til klasse 4 da den kom inn over kysten av USA.

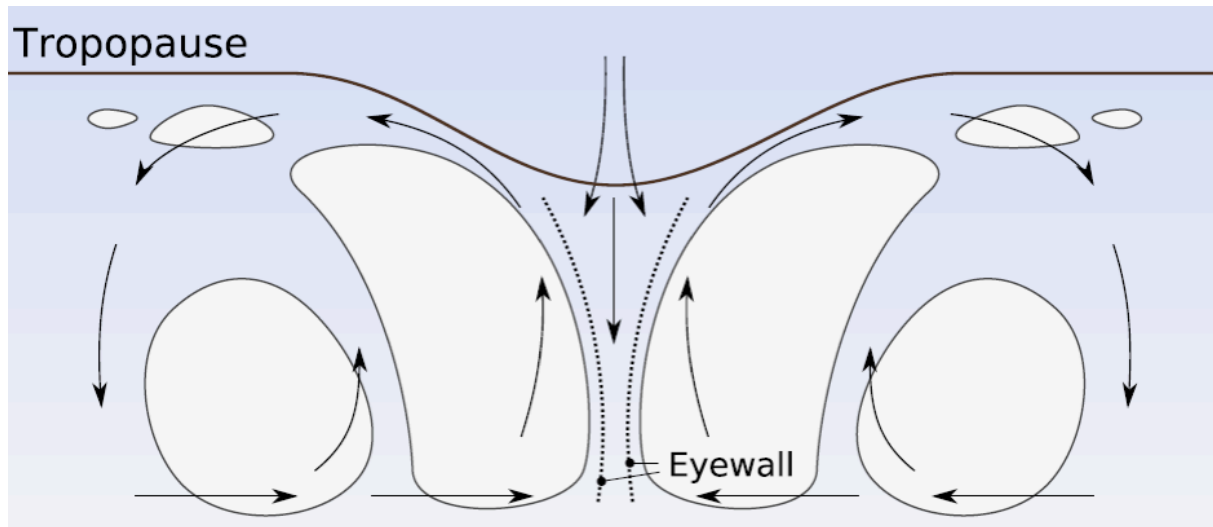
Tydeligvis har det vært spesielt mange orkaner over De karibiske hav og Den meksikanske golf de siste årene. Klimaforskere blir derfor spurt om økningen skyldes global oppvarming. Standardsvaret er, at det er ventet at global oppvarming kan gi høyere sjøtemperaturer i de havområdene syklonene oppstår, og at dette øker sjansene for sterke tropiske orkaner. Så legges det til at hyppigheten av slike hendelser har betydelige naturlige variasjoner fra år til år, fra tiår til tiår, og at det er vanskelig å skille naturlige variasjoner fra eventuelle effekter av global oppvarming. Derfor vet vi ennå ikke sikkert om de store ødeleggelsene i orkanenes kjølvann de siste årene kan tilskrives global oppvarming. Men som vi skal se, antall sterke orkaner har økt betydelig de siste 30 år og forskningsresultat indikerer sterkere orkaner i framtiden.

### Hvordan oppstår tropiske sykloner?

Tropiske sykloner er lavtrykk som dannes over hav i tropene (Fig. 2). Mekanismene for dannelse av tropiske og utenomtropiske sykloner er forskjellige. Tropiske sykloner starter fra et svakt eksisterende lavtrykk, eller en annen forstyrrelse i lufttrykket som gir sterkere vind over et begrenset område ved havoverflaten. Luftmassene er fuktige og har svak statisk stabilitet for vertikale forstyrrelser, noe som favoriserer bygedannelse. Den relativt sterke vinden gir store overføringer av varme fra havet – følbare varme og latent varme ved fordampning – enn i omgivelsene. Slike overføringer av energi, kaller vi gjerne flukser (*latente varmeflukser* og flukser av følbare varme), som er definert som en mengde av noe som strømmer gjennom en flate per flateenhet per tidsenhet<sup>11</sup>. Dette resulterer i en oppvarming av atmosfærens grenselag, oppvarming som destabiliserer lagene over. Slik blir det dannet byger over et begrenset område. Frigjøring av latent varme ved kondensasjon av vanndamp i bygeskyene gir varmere luft enn i omgivelsene i dype lag av troposfæren. Denne varmen bidrar til å spinne opp lavtrykket under varmekilden og gi økt kinetisk energi (vindhastighet ganget med seg selv dividert på  $\rho$ )<sup>12</sup>, det vil si økt vind ved overflaten. Ved økt vind øker fluksene av varme fra havet ytterligere. Dette intensiverer bygedannelsen og kondensasjonen. Dermed blir lavtrykket enda kraftigere ved at mer varme fra havet tilføres, spesielt mer latent varme. Lavtrykket forsterkes inntil friksjonen mot overflaten balanserer utviklingen. Lavtrykkene beholder sin styrke så lenge de går over varmt hav og svekkes straks de kommer over land og mister tilførselen av energi fra underlaget. Ganske ofte dreier lavtrykkene nordover (på nordlige halvkule) og deretter mot øst på midlere breddegrader. Da blir lavtrykkene transformert til en utenomtropiske sykloner. Slike lavtrykk kan nå Norge.

Primært får altså tropiske sykloner energien gjennom varmeflukser fra et hav som er varmere enn atmosfæren. Den latente varmen som frigjøres i bygeskyene, spinner opp lavtrykkene (syklonene) og gir på den måten økt kinetisk energi. En velutviklet syklon omdanner således varme fra havet til kinetisk energi som i en varmemaskin<sup>13</sup>. I utenomtropiske sykloner dannes derimot kinetisk energi

primært ved omfordeling av stillingsenergi i luftmasser med temperaturgradienter på tvers av polarfronten (baroklin instabilitet). Når slike lavtrykk på høyere bredder først er dannet, vil kondensasjon av vanndamp i vertikale bevegelser virke forsterkende også på slike sykloner.

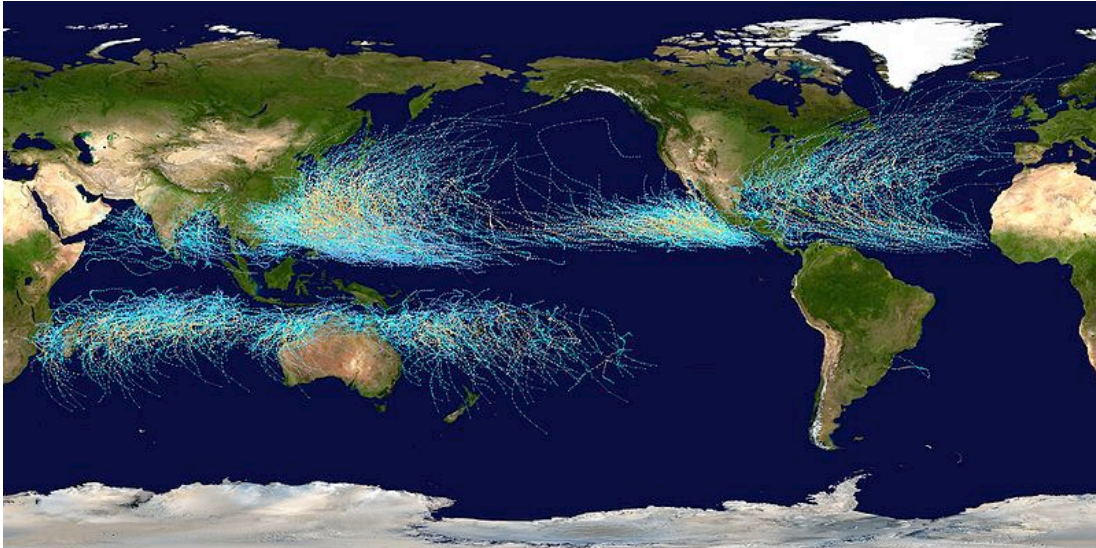


**Fig. 2:** Konseptuell modell av en tropisk syklon. Energi fra havet blir frigjort ved kondensasjon i stigende luft. Dette gir en positiv tilbakekopling som forsterker syklonen.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)

### Betingelser for dannelse

Tropiske sykloner kan ikke eksistere uten jordas avbøyende kraft på luftpartiklenes bevegelse – Corioliskraften - som står vinkelrett på vindvektor med retning til høyre på nordlige halvkule. Corioliskraften forsvinner ved ekvator, dvs. at den vertikale komponent av jordas rotasjon om sin egen akse forsvinner. Derfor oppstår lavtrykkene bare i en viss avstand nord eller sør for ekvator, vanligvis mellom 10 og 20 °N/S (Fig. 3). Observasjoner av tropiske sykloner, og numeriske eksperimenter i værvarslingsmodeller med god oppløsning, tilsier at følgende tre betingelser må være tilstede for at tropiske sykloner skal oppstå: Sjøtemperaturen må være over 26,5 °C, fordi det kreves et minimum av fordampingsenergi fra havet. Det er her viktig å huske at latent varme i vanndamp i luft øker mer enn lineært (eksponentielt) med økende temperatur. Den andre betingelsen er at vinden ikke må variere mye med høyden i det sjiktet der syklonen dannes. Dette skyldes at konvektive skyer, som gir energi til syklonen, trenger å opprettholde sin vertikale struktur, noe som motvirkes om vinden varierer mye med høyden. Den tredje betingelsen er en fuktig, svakt stabil eller ustabil vertikalsjiktning gjennom det meste av troposfæren, slik at konveksjon kan finne sted.

Meteorologer kaller mekanismene som gir vekst til sykloner for ustabile prosesser eller instabiliteter, det vil si prosesser som vokser av seg selv når de først er satt i gang. Instabiliteten som er virksom i tropiske sykloner kalles *Wind Induced Surface Heat Exchange* (WISHE)<sup>14</sup>. Denne mekanismen er en modifikasjon av den første teorien som forklarte tropiske sykloner, der mekanismen ble kalt *Conditional instability of second kind* (CISK)<sup>15</sup> (etter de to meteorologene Jule Charney og Arnt Eliassen).



**Fig. 3:** Banene for alle tropiske sykloner som ble dannet i perioden 1985 til 2005. Punktene viser posisjon for hver 6. time og fargeskalaen viser styrken etter Saffir-Simpson Hurricane Scale (blå svakeste kategori, rød sterkeste kategori).

[http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)

Som nevnt starter tropiske sykloner fra en eksisterende mindre forstyrrelse. Bare noen slike forstyrrelser vokser til en syklon. Slik synes det noe tilfeldig om WISHE settes i gang eller ikke. Av de lavtrykkene som utvikler seg, er det bare noen som vokser til maksimal intensitet. Innblanding av tørr luft fra omgivelsene kan svekke utviklingen. Derfor kan ulik intensitet skyldes ulik inntrengning av tørr luft<sup>16</sup>. Det er de kraftigste syklonene, som når vindstyrker mer enn 50 m/s, som forårsaker 80 til 90 prosent av skadene, selv om slike sykloner bare står for 20 prosent av syklonene som når kyster der folk bor<sup>6</sup>.

### Variasjoner i hyppigheten

I tropiske orkaner er som nevnt vindstyrken ved overflaten 32,5 m/s eller mer (middelvind over 10 minutter). I gjennomsnitt dannes det 45 slike orkaner hvert år<sup>6</sup>. En finner naturlige tiårsvariasjoner i antall orkaner over De karibiske hav<sup>17</sup>. Et høyt nivå fra 1920 til 1960 ble etterfulgt av en periode med mindre aktivitet fram til begynnelsen av 1990-åra. Siden da har vi igjen hatt en mer aktiv periode. Generelt er det store variasjoner i aktiviteten fra år til år. Noe av denne variasjonen styres av endringer i El Niño (se Del IV), som påvirker hvordan vindene endrer seg med høyden i de aktuelle syklonområdene. Slik får en økt vindvariasjon med høyden over De karibiske hav i år med en varm fase av El Niño. Dette demper utvikling av tropiske sykloner<sup>17</sup>.

Sjøtemperaturen øker for tiden i alle dannelsesområder for tropiske sykloner<sup>18</sup> og ventes å øke fortsatt med den globale oppvarmingen. På den måten vil en av betingelsene for dannelse av tropiske sykloner, sjøtemperaturer høyere enn 26,5 °C, være oppfylt over større områder og over lengre tid av året. Det er nærliggende å tenke at da må antall tropiske sykloner øke. Men forskning viser at syklonutvikling i et varmere klima trolig vil finne sted ved høyere terskler i sjøtemperaturen, særlig når det gjelder intense forstyrrelser. Grunnen til dette er at også temperaturen i de øvre lag av troposfæren vil øke. En finner at denne økningen i en viss grad vil kompensere for effekten av et økt energipotensial på grunn av et varmere hav<sup>19</sup>. Forskere finner ingen økning i antall tropiske sykloner de siste tiårene<sup>16</sup> og venter ikke nødvendigvis flere tropiske sykloner i et varmere klima<sup>20</sup>. De



geografiske områdene som utsettes for tropiske sykloner ventes heller ikke å endre seg noe særlig. Likevel, i mars 2004 fikk den første tropiske syklonen (Catarina) som er registrert i Sør-Atlanteren og det forskes på om tropiske sykloner vil kunne opptre i Middelhavet i et varmere klima.

Antall sykloner bestemmes for en stor del av det vi kan kalle ytre, storstilte meteorologiske forhold, vi har nevnt vindens variasjon med høyden. Slike forhold varierer fra år til år, i noen grad med variasjoner i El Niño. Vi vet ikke sikkert hvordan en naturlig variasjon som El Niño vil påvirkes av global oppvarming. Dette kompliserer vurderinger av hvordan tropiske sykloner kan endre seg framover.

Selv om antall sykloner kanskje ikke vil øke, er det tenkelig at styrken på de mest farlige syklonene kan øke. Slik finner forskere at antall sterke sykloner (kategori 4 og 5) har økt de siste 30 år på bekostning av de svakere (kategori 1-3)<sup>21 15 18 20</sup>. Dersom en har optimale forhold for utvikling av tropiske sykloner i en varmere atmosfære, som potensielt kan inneholde betydelig mer latent kondensasjonsvarme enn i dagens klima, er det sannsynlig at det kan utvikles kraftigere sykloner enn dem vi kjenner i dag. Denne alvorlige konklusjonen er støttet av resultater med simuleringer i værvarslingsmodeller<sup>22</sup> og av IPCC2007. Sterkere tropiske orkaner står på den måten som et spøkelse knyttet til global oppvarming. Sikrere kunnskap om dette krever intens, vedvarende forskning.

### **Sterke stormer i våre områder**

Nyttårsorkanen på Nordvestlandet i 1992<sup>23 24</sup> er det nærmeste vi i vårt land kommer vindstyrker og ødeleggelser som minner om tropiske orkaner. De høyeste vindkastene som ble målt i dette lavtrykket var 62 m/s (223 km i timen). Bruker vi disse tallene, var orkanen nesten tilsvarende en tropisk orkan av klasse 4. Klasseinndelingen forutsetter vindstyrker midlet over ett minutt. Slik vind er svakere enn vindkast over sekunder. Kastene i Nyttårsorkanen ble målt på små øyer på kysten. Det er grunn til å mene at topografien innenfor noen steder forårsaket sterkere vindkast enn på kysten<sup>25</sup>. Derfor er det ikke usannsynlig at Nyttårsorkanen kan sammenlignes med en tropisk orkan av klasse 4.

I orkaner på våre breddegrader er latent varme i fuktigheten energikilden for den intense fasen i lavtrykkets utvikling. Slik står frigjøring av latent varme for minst 50 prosent av utviklingen. Spesielt er frigjøring av latent varme årsaken til de sterke vindene<sup>26</sup>. Vi kan ikke utelukke at et varmere klima, med potensielt mer fuktighet i lufta kan gi flere orkaner som Nyttårsorkanen. Over Vest-Europa har vi hatt mange tilsvarende orkaner de siste par tiårene<sup>20</sup>. Opptellinger av generell lavtrykksaktivitet gir også en økende trend for eksempel for Storbritannia. Det er vanskelig å vurdere om dette vil fortsette. Som for tropiske sykloner er utenomtropiske sykloner avhengig av ytre meteorologiske forhold slik som det vi kaller baroklinitet<sup>27</sup>, som stort sett bestemmes av de storstilte temperaturgradientene knyttet til polarfronten. Det fins indikasjoner på at slike gradienter kan bli mindre i et varmere klima. Slik kan antall stormer blir redusert om høsten og vinteren<sup>28</sup>. Men høyere sjøtemperatur vil gi et potensial for mer fuktighet i atmosfæren. Derfor tenker flere at enkelte stormer likevel kan bli svært kraftige, kanskje kraftigere enn Nyttårsorkanen.

Vi får legge til at slike projeksjoner for lavtrykksaktiviteten er gjort på grunnlag av klimamodeller som ikke tar hensyn til en eventuell smelting av innlandsis på Grønland. En betydelig smelting vil bidra til at havtemperaturene (SST) nord for polarfronten ikke vil endre seg eller bli kaldere. Siden

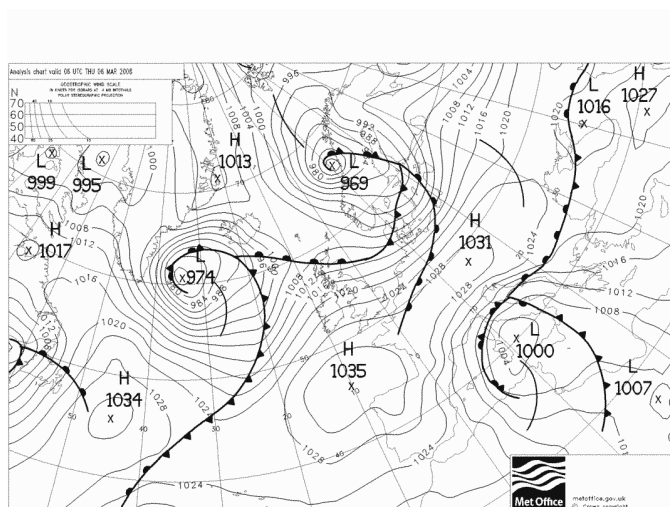
SST sør for vanlig leie for polarfronten ventes å stige, vil dette føre til en kraftigere polarfront og større lavtrykksaktivitet.

*Polare lavtrykk* er en spesiell type lavtrykk med liten horisontal utstrekning, som i våre områder oppstår i Barentshavet og De nordiske hav. Noen ganger regnes de som en lillebror til tropiske sykkloner, fordi det blir hevdet at mekanismen WISHE kan være aktiv i dannelsen<sup>29</sup> selv med de lave sjøtemperaturene. Som tropiske sykkloner mister de intensiteten når de kommer inn over land. Transport av kalde luftmasser fra sjøisen i Arktis over varmt hav er viktig for dannelsen av polare lavtrykk<sup>30</sup>. Om isen om vinteren trekker seg tilbake ved en global oppvarming, kan en vente at dannelsesområdene for polare lavtrykk følger etter. Trolig vil antall polare lavtrykk som når kysten av Norge da avta, men muligens kan noen bli sterkere p.g.a lengre tid over hav.

Det er også kjent at det kan oppstå enkelte intense lavtrykk sent om sommeren over Nordsjøen og Østersjøen, lavtrykk som knyttes til høye sjøtemperaturer på denne årstiden. Tor Bergeron kalte dem *utenomtropiske sommerorkaner*<sup>31</sup>. Vindstyrkene er gjerne full storm eller mer, og nedbørsmengdene er store. De synes ikke å opptre mer enn noen få ganger hvert tiår. Et eksempel er fra 1989<sup>32</sup>. Frigjøring av latent varme er igjen årsaken til den sterke vinden. Det er mulig at slike sommerlavtrykk vil kunne bli mer vanlige og mer intense i framtiden, men dette er ikke undersøkt.

## Vind i Norge

Den som har syklet i Danmark vet at det blåser overalt. På utsatte strøk i Norge kan det blåse enda mer, men de fleste steder i landet vårt blåser det langt mindre enn i Danmark. På våre bredder bestemmes den storstilte vinden av lavtrykk og høytrykk i vestavindsbeltet (Fig. 4). Det storstilte vindklimaet dette gir er tilnærmet likt over store deler av Skandinavia. Fjell og landskap modifierer vinden og kan gi store lokale variasjoner. For Danmark og Sør-Sverige er denne påvirkningen relativt enkel og bestemmes hovedsakelig av friksjon mot jordoverflaten. En glatt overflate som hav (liten ruhet<sup>33</sup>) gir liten friksjon. Vindstyrken blir da stor og turbulensen liten (relativt små vindkast). Landjorda bremser lufta mer og gir mer turbulens. Skog og byer gir gjerne mest turbulens og svakest gjennomsnittlig vind. I Norge er forholdene langt mer kompliserte. Her kommer effekter av fjell, daler og fjorder i tillegg. Dessuten er overflaten som regel langt mer knudret, noe som gir mer turbulens enn i Danmark. Vindklimaet i Norge er derfor langt mer komplisert og variert enn i våre naboland.



**Fig. 4:** Utenomtropiske sykkloner. Værkart med fronter og isobarer, som er linjer for likt trykk, her hver 4. hPa (samme som millibar). Jo tettere isobarene ligger, desto sterkere er vinden. En skala oppe til venstre viser hvordan vinden bestemmes av trykkgradientene avtar med økende bredde.

Påvirkningen av våre fjell på luftstrømmene kan vi dele i to: effekten av de storstilte fjell, som fjella i Sør-Norge, med en typisk horisontal lengdeskala på 150 km; og effekten av lokale fjell, daler og fjorder med lengdeskala fra 1 til 50 km. Om en typisk storstilt sørvestlig luftstrøm passerer Danmark med vindhastighet 15 m/s, målt 100 m over terrenget, vil de lokale vindvariasjonene være små (trolig innenfor 2 m/s i denne høyden). Om samme strømmen passerer Sør-Norge, vil vinden typisk variere mellom 2 og 21 m/s som følge av vindvariasjoner satt opp av de storstilte fjella<sup>34</sup> <sup>35</sup>. Vinden vil være sterkest på venstre side og svakest på høyre side av fjella. På den måten får vi et vindmaksimum – en jet - opp mot Stad og over havet nord for Stad. På Sørlandet og Østlandet blir vinden svak. På kysten nord for Stad får vi en vindskygge opp til Trøndelag. Dreier den storstilte vinden mer mot vest, vil den slå inn på Mørekysten og bli spesielt sterk der. I tillegg kommer effekten av lokale fjell, fjorder, daler og til sist kommer effekten av ruheten i overflaten. Vindforsterkningen ved Stad kan noen vintre stå på i ukevis, mens mye av Møre ligger i en vindskygge. Samtidig vil vinden være svak på Sørlandet og i Oslofjorden. En liknede, men noe svakere jet har vi ut fra Lista i sørøstlig vind.

I Nord-Norge har vi andre, men liknende effekter av fjell på stor skala. Fralandsvind over Nord-Norge kan bli spesielt sterk i daler og fjorder og gi effekter langt til havs, men variasjonene kan være store over små avstander<sup>36</sup>. Det skapes trykkforskjell og fjellbølger over fjell – for eksempel over fjellryggen over Nord-Norge mellom Norge og Sverige - når luftstrømmer passerer. Dersom lesiden er bratt, slik som på den norske siden ved overstrømming fra øst, vil levinden bli sterk. I visse fjorder og sund, der vinden slipper best til, kan vinden være betraktelig sterkere enn andre steder. Levinden blir spesielt sterk når kald luft, for eksempel over Nordkallotten om vinteren, presses over fjella. I slik luft er statisk stabilitet stor og effekten av fjellet øker (se diskusjon av orografisk nedbør). Over Nord-Norge gir dette noen ganger om vinteren fjell som effektivt er dobbelt så høye som under vanlige atmosfæriske forhold.

I Finnmark vil vinden i stor grad styres ut de store fjordene. Når kald luft presses ut fjordene, blir vinden sterk og effekten av fjordene merkes like langt til havs som fjordene er lange. Lokalt kan vinden bli spesielt sterk i slik fralandsvind. Et beryktet sted er utløpet av Rognsundet ut i det større Sørøysundet<sup>37</sup>.

I Nordland og til dels Troms er fjordene mindre og vindforholdene kanskje enda vanskeligere. Peter Dass skriver i Nordlands Horizont, Elementer og Veirlig: *Den Vind som saa byder de Seilendes trodtz, Landsønning og Skottung hand kaldes hos os*. Ved fralandsvind (landsønning<sup>38</sup>) vil noen steder kunne ligge i en vindskygge, for eksempel deler av Vesterålen. Saltfjellet kan også gi vindskygge, men bryting av fjellbølger kan gi sterk vind like i le av fjellet. Noen utløp for vinden gir trolig svært sterk vind. Vi har også mange eksempler på sterk levind i fjordene på Vestlandet.

Morgenen den 6. februar 1981 forliste fiskefartøyet *Western* på 73 fot mellom Myken og Lovund, 4 nautiske mil nord for Lovundvær lykt<sup>39</sup>. Hele mannskapet på sju mann omkom uten å få meldt fra om ulykken. Vindobservasjoner på Myken noe lengre nord, Nord-Solvær og en ferge mellom Træna og Lovund litt lengre sør, tydet på at vinden ikke var sterkere enn liten kuling. Det er grunn til å hevde at sterk levind denne morgenen slo ned i daler og fjorder. Trolig fant vinden vei ut fjorutløpet Sjøna mot stedet der *Western* forliste. Det er mulig at vi her kan ha liknende forsterkende effekt som i Rognsundet i Finnmark. I så fall ble trolig *Western* overrasket av sterkere vind enn det som ble observert omkring.

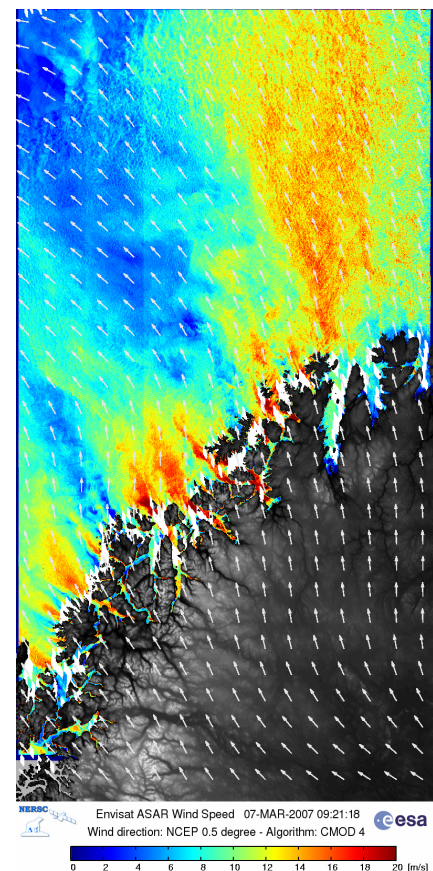
Når den storstilte vinden er svak, er vinden bestemt av lokale sirkulasjoner mellom varme og kalde flater. I nord er temperaturforskjellene mellom hav og land spesielt store. Om vinteren gir dette ofte vind ut fjordene og langs kysten med land til høyre. I fjorder som Balsfjorden sør for Tromsø, står det gjerne vind utover fjorden gjennom store deler av vinteren. Om sommeren er det varmest over land, spesielt i klarvær. Dette gir lokale sirkulasjoner med stor døgnlig variasjon i vinden. Om dagen har vi sjøbris, ofte kalt solgangsbris, som starter om morgenen med vind mot land. Økende innflytelse av Corioliskraften dreier vinden utover dagen til vind langs kysten med land på venstre side. Typisk vindstyrke er laber bris, men vinden kan bli sterkere dersom svak storstilt vind virker i samme retning. For sterk storstilt vind vil som regel ta bort forholdene som gir sjøbris. Sjøbrisen kan nå langt inn i fjorder og virke sammen med sirkulasjoner opp og ned daler og fjellsider. Mot nord øker effekten av lange dager som kan gi sjøbris som varer lengre gjennom døgnet<sup>40</sup>. Større temperaturforskjeller mellom land og hav mot nord gir store temperaturfall når sjøbrisen kommer, ofte med tåke. I Nord-Norge får en gjerne klarvær om sommeren ved fralandsvind. I slike tilfeller vil den storstilte vinden kunne hindre sjøbris og lavere temperatur. Om sjølufta kommer inn over land eller ikke, blir et spenningsmoment.

Effekten av de lokale sirkulasjonene er så sterk at de bestemmer de fremherskende vindretningene i Norge. Slik er fremherskende vindretning de fleste steder om vinteren ned daler, ut fjorder og langs kysten med land til høyre. Om sommeren er fremherskende vindretning motsatt, langs kysten med land til venstre, inn fjorder og opp daler. På den måten har vi en monsuneffekt også i Norge.

Under Nyttårsorkanen fant en de største ødeleggelsene i le av små fjellrygger som var bratte på lesiden<sup>41</sup>. Noen ganger danner det seg virvler som roterer om en horisontal akse på lesiden av fjell. Slike virvler kan gi sterk vind i motsatt retning av den storstilte vinden. Vi har et eksempel på at slik vind har knekt store tårn som bærer kraftlinjer<sup>42</sup>.

Analyser av ekstrem vind gir sterkere vind noen steder på kysten av Norge enn over det åpne hav<sup>43</sup>. For eksempel er vinden sterkere i jeten ved Stad enn havområder lengre vest. Vi har ikke tilstrekkelig med målinger på vindutsatte steder over land for å vurdere ekstremvind. Vi vet om tilfeller med sterk levind i Oppdal. Professor i meteorologi Carl L. Godske, ga i sin bok *Hvordan blir været* i 1956<sup>43</sup> blant annet en oversikt av norsk litteratur knyttet til vær. Av de eksemplene han nevner er det klart at ingen beskriver ekstrem vind så fæslig som dikteren Olav Aukrust bosatt i Lom. Filosofen Arne Næss skriver om vindforhold ved hytta si ved Tvergasteintjørn i Hallingskarvet. Hytta er bardunert, ikke for sterke vinder fra sør og sørvest, men for levind fra nordvest.

For en stor del har vi manglet vindobservasjoner over Norge, kanskje bortsett fra kysten. Observasjoner i fjorder og innland er ofte tatt på steder der folk bor, steder som ofte er de luneste. De siste årene har vi fått satellittmålinger av



**Fig. 5:** Vind ut fjorder i Nord-Norge estimert ved radarsignal fra kapillarbølger på havet. Med tillatelse fra Nansensenteret, Bergen.

kapillarbølger<sup>44</sup> på havoverflaten med så høy oppløsning at de dekker fjord- og kystområder med øyer<sup>45</sup>. Ut fra disse målingene kan en bestemme vindhastigheten over sjø. Disse dataene gir mange interessante detaljer i vindforholdene over Norge, ikke minst slike som skyldes effekter av fjell. Forskning med SAR-data og værvarslingsmodeller med tilsvarende god oppløsning, vil etter hvert gi mye ny kunnskap om vind i Norge (Fig. 5).

Studerer en målinger av vind i Arktis, slik som på Bjørnøya og på kysten av Finnmark, finner en ikke sterkere vind her enn for eksempel i Nordsjøen. Likevel, den sterkeste vinden som er målt i Europa ble målt på Jan Mayen i vind fra nord. Dette skjedde 9. april 1933 da det ble målt middelvind på 100 knop og vindkast på 163 knop<sup>46</sup>. Vi har også mange eksempler på at båter har forlist i sterk vind i Arktis, spesielt selfangere i isen. Den 5. april i 1952 forliste fem norske selfangstskuter i en orkan like sør for Jan Mayen. I alt 78 mann omkom. En skute som var sammen med de som gikk ned klarte seg på mirakuløs vis og de overlevende kunne fortelle hva som hendte<sup>47</sup>. Moderne undersøkelser av ekstremvind finner at de kraftigste vindene i våre områder er vinder fra nord tett til kysten av Øst-Grønland i området der selfangstskutene gikk ned.

Vi har nevnt sterke vinder knyttet til polare lavtrykk. I Arktis har vi også andre forhold som kan forsterke vinden. Den viktigste grunnen er *arktiske fronter* som oppstår mellom kalde luftmasser over isen (eventuelt kontinent) og langt varmere luftmasser over åpent hav<sup>48</sup>. Dette gir vind langs iskanten fra øst og nordøst. Bidraget fra disse frontene gir som regel sterkere vind nord for lavtrykk i disse områdene enn på sørsiden.

Vi har få målinger, men likevel flere eksempler hvor båter har observert vind av orkan styrke. Disse frontene beveger seg noe sørover fra isen og kan gi sterk vind over store deler av Barentshavet og Grønlandshavet. I tillegg vel det svært ofte være en forsterkning av vinden ved iskanten. Denne forsterkningen skyldes svære flukser av følbare varme ettersom kald luft blir ført over havet. Dette gir en vertikalsirkulasjon som forsterker vinden langs iskanten (nord og nordaustlig vind). I tillegg til sterk vind vil temperaturen være lavere enn i stormer lengre sør. Ising ved sjøsprøyt og nedbør kan gi ekstraproblem. Når kald luft strømmer fra sjøisen i Arktis over fjell om de på Spitsbergen eller Novaya-Semlja, kan vinden bli svært sterk. For eksempel får vi sterk vind sør for sørpissens av Spitsbergen og sterk levind i østlig strøm over Novaya Semlja<sup>49</sup> <sup>50</sup>.

- <sup>1</sup> <http://no.wikipedia.org/wiki/Tornado>
- <sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone>
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclone)
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/1970\\_Bhola\\_cyclone](http://en.wikipedia.org/wiki/1970_Bhola_cyclone)
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Katrina](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Katrina)
- <sup>6</sup> Bengtsson, L. 2001. Hurricane Threats. *Science*, 293, 440-441.
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane\\_Mitch](http://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Mitch)
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson\\_Hurricane\\_Scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson_Hurricane_Scale)
- <sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Beaufort\\_scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Beaufort_scale)
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson\\_hurricane\\_scale](http://en.wikipedia.org/wiki/Saffir-Simpson_hurricane_scale)
- <sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Flux>
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Kinetic\\_energy](http://en.wikipedia.org/wiki/Kinetic_energy)
- <sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carnot\\_heat\\_engine](http://en.wikipedia.org/wiki/Carnot_heat_engine)
- <sup>14</sup> Yanai, J-I., K. A. Emanuel 1991. An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 377-389.
- <sup>15</sup> Charney, J. G., and Eliassen, C. S., 1964. On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- <sup>16</sup> Emanuel, K.A. 1987. The dependence of of hurricane intensity on climate. *Nature* 326, 483-485.
- <sup>17</sup> Goldberg, S.B. med flere 2000. Recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science* 293, 474-479.
- <sup>18</sup> Webster, P.J. et al. 2005. Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- <sup>19</sup> Holland, G. 1997. The maximum Potential Intensity of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.* 54, 2519-2541.
- <sup>20</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>21</sup> Trenberth, K. 2005. Uncertainty in Hurricanes and Global Warming. *Science*, 308, 1753-1754.
- <sup>22</sup> Knutson, T.R. et al. 1998. Simulated Increase of Hurricane Intensities in a CO<sub>2</sub>-Warmed Climate. *Science* 279, 1018-1021.
- <sup>23</sup> Bruaset O. 1992. *Orkanen*. Det norske samlaget, 191 sider.
- <sup>24</sup> Grønås, S. 1995. Nyttårs-orkanen. *Vær og Klima*, hefte 4, 159. Meteorologisk institutt.
- <sup>25</sup> Andresen, L., K. Harstveit 1993. Fræna kommune – Kartlegging av ekstreme vindhastigheter. *Klima, met.no*, 6/93.
- <sup>26</sup> Grønås, S. 1995. The seclusion intensification of the New-Year's-day storm 1992. *Tellus* 47A, 733-746.
- <sup>27</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Baroclinity>.
- <sup>28</sup> <http://regclim.met.no>
- <sup>29</sup> Rasmussen, E.A., J. Turner 2003. *Polar Lows*. Cambridge University Press, 612 sider.

- <sup>30</sup> Grønås, S., N.G. Kvamstø 1995. Numerical simulation of synoptic condition and development of Arctic Outbreak Polar Lows. *Tellus* 47A, 797-814.
- <sup>31</sup> Bergeron, T. 1949. De tropiska orkanernas problem. Svenska Fysikersamfundets publikasjon *Kosmos*, band 27, 123-160.
- <sup>32</sup> Grønås, S., Kvamstø, N.G., E. Raustein 1994. Numerical simulations of the Northern German Storm of 27-28 August 1989. *Tellus* 46A, 635-650.
- <sup>33</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Roughness>
- <sup>34</sup> Barstad I., S. Grønås 2005. Southwesterly flows over southern Norway – mesoscale sensitivity to large-scale wind direction and speed, *Tellus*, 57A, 136-152.
- <sup>35</sup> Barstad I., S. Grønås 2006. Dynamical structures for southwesterly airflow over southern Norway – The role of dissipation. *Tellus*, 58A, 2-18,
- <sup>36</sup> Eidsvik, K.J., S. Grønås, E. Joranger 1970. Studies of Local Meteorology in Valley/Mountain Terrain. Norw. Defence Res. Est. Internal rep. K-321.
- <sup>37</sup> Samuelsen, E. 2007. *Et dynamisk studium av stormen Narve – et kaldluftsutbrudd i Finnmark - ved hjelp av observasjoner og numeriske simuleringer*. Masteroppgave meteorologi, Geofysisk institutt, UiB.
- <sup>38</sup> Vinden ble på den tid gjerne delt i fire typer: landsønning, landnøring, utsønning og utnøring. Her er *sønning* vind med en komponent fra sør og *nøring* vind med en komponent fra nord, *land* betegner vind fra land og *ut* vind fra havet.
- <sup>39</sup> NOU (norges offentlige utredninger). Fiskefartøyet *Westerns* forlis 6. februar 1981. NOU 2008-19.
- <sup>40</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1999. Numerical simulations of local winds over steep orography in the storm over north Norway October 12 1996. *J. Geoph. Res.*, 104, 9107-9120.
- <sup>41</sup> Andresen, L., K. Harstveit 1993. Fræna kommune – Kartlegging av ekstreme vindhastigheter. *Klima*, met.no, 6/93.
- <sup>42</sup> Grønås, S. & A.D. Sandvik 1999. Numerical simulations of local winds over steep orography in the storm over north Norway October 12 1996. *J. Geoph. Res.*, 104, 9107-9120
- <sup>43</sup> Godske, C.L. 1956. *Hvordan blir været?* Cappelen.
- <sup>44</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Capillary\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Capillary_wave)
- <sup>45</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Synthetic\\_aperture\\_radar](http://en.wikipedia.org/wiki/Synthetic_aperture_radar)
- <sup>46</sup> Lamb, H. H. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- <sup>47</sup> Arnold Farstad: *Mysteriet i Vestisen: selfangsttragedien som lamslo nasjonen*, Samlaget 2001.
- <sup>48</sup> Grønås, S. & P. Skeie 1999. A case study of strong winds at an arctic front. *Tellus*, 51A, 865-879.
- <sup>49</sup> Skeie, P. & S. Grønås 1999. Numerical simulations of breaking mountain waves, coastal jets and downwind waves at Spitsbergen. *Tellus*, 52A, 473-486.
- <sup>50</sup> Bojesen, S. 2008. *Straum over Novaya Semlja*. Masteroppgave i meteorologi, Geofysisk institutt, UiB.





## II.6 - LITT OM HAVET

Cirka 71 % av jordoverflaten er dekket med hav, og derfor er havet en uhyre viktig del av klimasystemet<sup>1</sup>. Solenergi som når overflaten trenger flere meter ned i havet, mens den over land avgis direkte i overflaten eller i et tynt sjikt. Videre har havet en høy spesifikk varme<sup>2</sup> slik at det skal mer varme til for å varme opp en masseenhett havvann en grad enn å varme opp en masseenhett stein eller jord tilsvarende. Siden havet også avkjøles sakte, utgjør det et svært varmereservoar i klimasystemet. At solenergien varmer opp et relativt dypt lag med høy spesifikk varme, fører til langt mindre årlige variasjoner i temperaturen i overflaten av verdenshavene enn over kontinentene. Døgnlige variasjoner er også små og merkes nesten bare på svært grunt vann.

Den fysiske tilstanden til havet for en posisjon eller en vannpartikkel beskrives ved strøm (retning og styrke), temperatur, saltholdighet<sup>3</sup> og trykk. Tettheten bestemmes av temperatur, saltholdighet og trykk. Variasjonen med temperatur og saltholdighet er mer komplisert enn i atmosfæren, men slik at tettheten øker med økende saltholdighet og synkende temperatur.

Øverst i havet har vi *havets blandingslag* som er et lag der turbulens blander vannmassene slik at saltholdighet og temperatur holdes nesten konstant (homogent lag)<sup>4</sup>. Turbulensen i dette laget er hovedsakelig generert av vind og bølgebryting ved havoverflaten. Prosesser ved havoverflaten som endrer tettheten er også viktige, dvs. temperaturendringer, fordampning og isdannelse (som gir økende saltholdighet). Blandingslaget er i verdenshavene cirka 100 m dypt og utgjør cirka 2 % av havets volum.

Brytende havbølger på overflaten<sup>5</sup> tilfører energi til de øverste meterne. Vinddreven strøm gir turbulens ved at strømmen varierer med dyppet. Avkjøling, fordampning og isdannelse kan gi så stor tetthet at vannmassene omrøres ved konveksjon. Slik konveksjon inntreffer stort sett bare i visse polare områder som Labradorhavet, Grønlandshavet og Weddelhavet i Antarktis og gir dype blandingslag som kan nå dyp på over 2000 m.

Solenergi varmer opp de øverste meterne av havet og den turbulente blandingen fordeler varmen over blandingslaget som slik blir karakterisert ved konstant temperatur og saltholdighet (Fig. 1). Nedenfor blandingslaget avtar temperaturen som regel raskt, i tropene så mye som 20 °C over et dyp på 150 meter. Dette sjiktet med rask overgang i

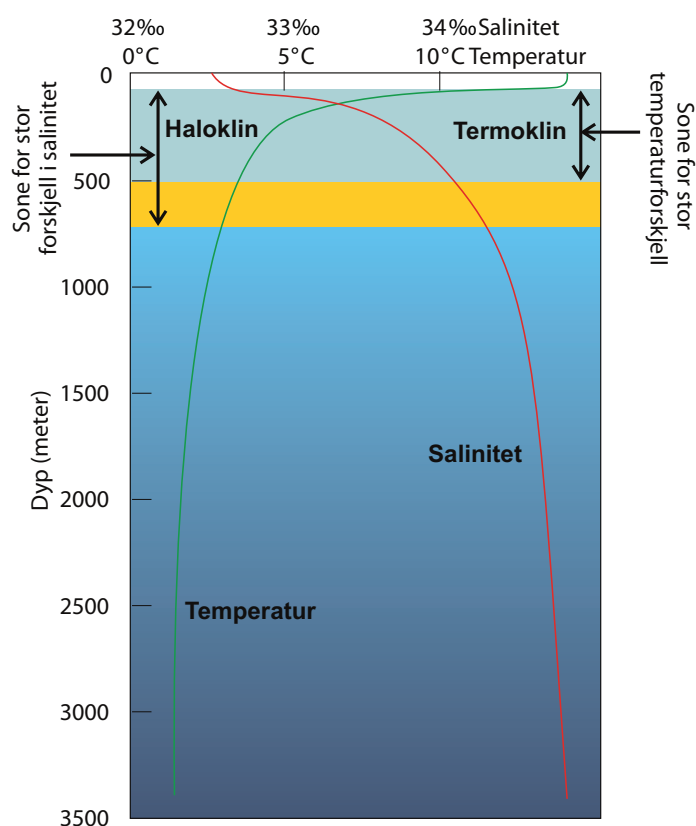


Fig. 1. Typisk variasjon i temperatur og saltholdighet (salinitet) med dyppet. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

temperaturen kalles *termoklinen*<sup>6</sup> og markerer et skille til dypere vannmasser. Ofte finner en også et sjikt med en brå overgang i saltholdigheten, et skille oseanografene kaller *haloklinen*<sup>7</sup>. Den kombinerte effekten av en termoklin og en haloklin resulterer i en brå overgang i tettheten eller en *pyknoklin*<sup>8</sup>. I verdenshavene er 90 % av vannmassene under termoklinen. Dette *dypvannet*<sup>9</sup> består av vannmasser med nesten lik tetthet og blanding er liten.



Havbølger [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_surface\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_surface_wave)

Temperaturen i blandingslaget er størst i tropene der solar innstråling er størst. Siden solinnstrålingen varierer med årstiden, finner vi en viss årstidsvariasjon også i overflatetemperaturen. I stor grad er isothermene parallelle med breddesirkulene. Den intense innstrålingen i tropene og subtropene gir et bredt bånd med vannmasser som har høyere temperatur enn 25 °C, et belte som beveger seg noe nordover og sørover etter årstiden. I polare strøk kan sjøtemperaturen gå under null grader. Sjøis oppstår der sjøtemperaturen er under cirka 1,8 °C<sup>10</sup>. Årstidsvariasjonen er forholdsvis stor i Nord-Atlanteren og nord i Stillehavet.

Sterke havstrømmer mot polene langs kystene i hav som Stillehavet og Atlanterhavet påvirker sjøtemperaturen. For eksempel er beltene med temperatur mer enn 25 °C i de tropiske delene av Stillehavet og Atlanterhavet mye breiere i de vestlige delene av disse hav der varme vannmasser strømmer mot polene.

I tropene og mer tempererte havområder er termoklinen permanent på dyp mellom 200 og 1000 meter. Men mesteparten av vannmassene, som befinner seg under termoklinen, er kalde også i tropene. Slik er typisk temperatur i dyphavet i tropene mindre enn 5 °C. På midlere bredder har vi typiske årlige variasjoner i termoklinen som varierer mellom 40 og 100 meter. Termoklinen på midlere bredder er tydeligst i august på nordlige halvkule da temperaturen i grenselaget er høyest. Minst markert er termoklinen i mars da temperaturen er lavest. I polare områder er termoklinen svak eller fraværende fordi vannmassene stort sett er kalde fra overflaten og helt ned til bunn.

### Havstrømmer nær overflaten

Når vind blåser på havet, drar den noe av vannmassene med seg. Draget formidles via bølgene på havet. Vinden kan føre til at noe vann kan stue seg opp, for eksempel langs kyster, og gi horisontale trykkdifferanser i havet. Trykkgradientene skaper bevegelse flere hundre meter nedover i dypet. På denne måten setter vindsystemene i atmosfæren opp strømmene i de øverste lagene av havet<sup>11</sup>. På grunn av langt større masse i havet enn i lufta, beveger havstrømmene seg mye saktere enn fremherskende vind. En hastighet på 1 knop er slik en ganske stor hastighet i havet.

De storstilte havstrømmene følger ikke vindmønsteret helt, men sirkulerer vanligvis i storstilte virvler som kalles *gyrer* (gyres på engelsk)<sup>12</sup> (Fig. 2). I de store verdenshavene fins det permanente subtropiske gyrer knyttet til de store høytrykksområdene på disse bredder på cirka 30 grader nord og sør (slik som Azorerhøytrykket). Disse høytrykkene er antisykloner og sirkulasjonen er tilsvarende i

havet. For eksempel blåser vinden i middel med klokka rundt og ut fra Azorerhøytrykket. Havstrømmene danner en liknende gyre der vannmassene sirkulerer i samme retning med klokka (på nordlige halvkule). Det fins også mindre gyrer lengre nord i Nord-Atlanteren og Stillehavet, ved cirka 50 °N. Også for disse er det fremherskende vindretning som bestemmer sirkulasjonsretningen.

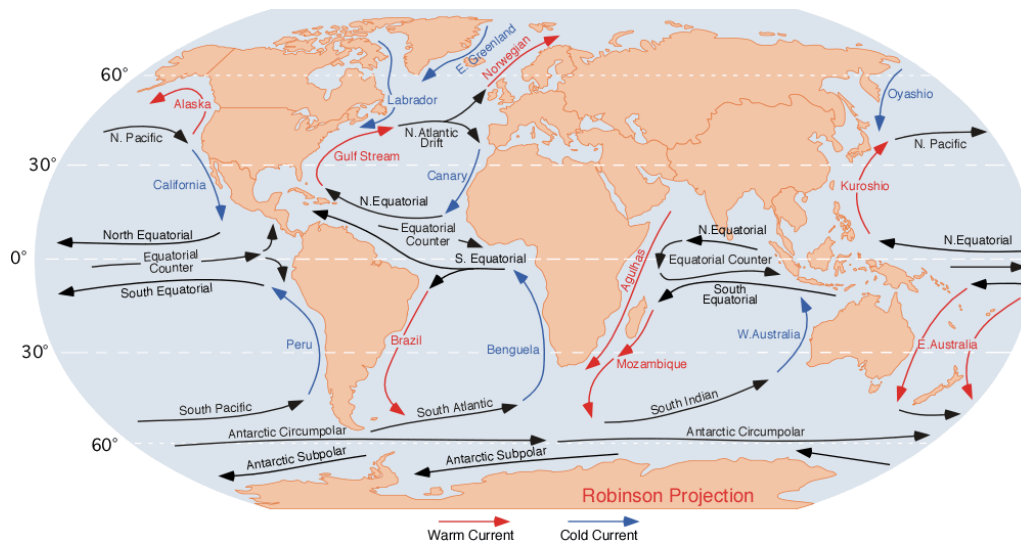


Fig. 2: De storstilte havstrømmene i overflaten. <http://PhysicalGeography.net>

Saltholdigheten i overflatevannet (Fig. 3) bestemmes for en stor del av forskjellen mellom fordampning og nedbør. Slik er den stor i subtropiske strøk, og størst i deler av Middelhavet og Rødehavet.

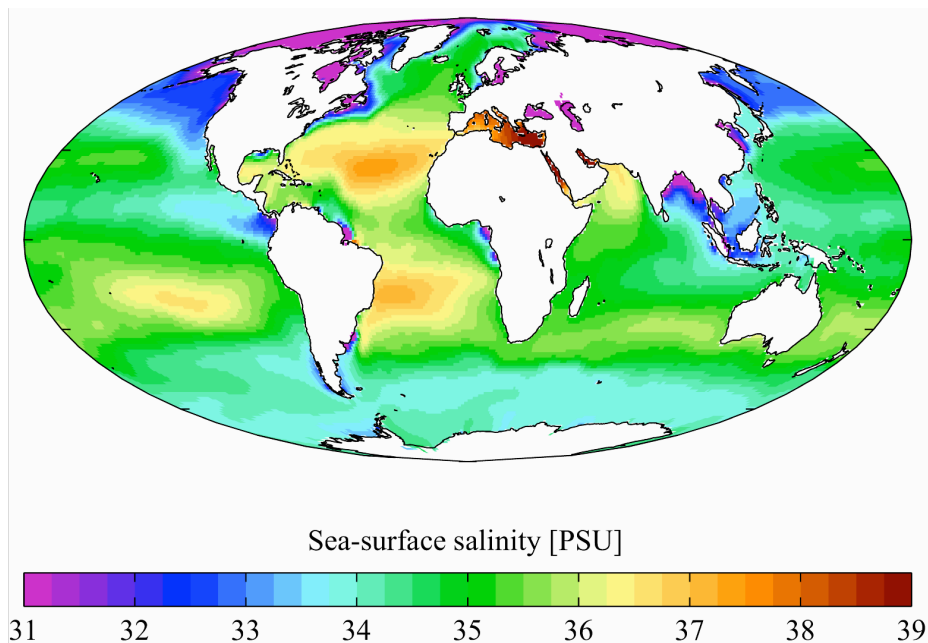


Fig. 3: Gjennomsnittlig saltholdighet i overflaten av verdenshavene. <http://en.wikipedia.org/wiki/Salinity>

## Ekmanspiralen

For å forstå litt mer om havstrømmene er det viktig å ha kunnskap om hvordan jordrotasjonen påvirker vannmassenes bevegelse. Ettersom vannet beveger seg under påvirkning av vinden, avbøyes vannpartiklene mot høyre på nordlige halvkule av Corioliskraften (til venstre på sørlige halvkule). Denne avbøyningen får vannet i overflaten til å strømme med en vinkel - mellom 20 til 45 grader - til høyre for vindretningen (Fig.4). Om vi betrakter et grunt sjikt med vann i laget nærmest overflaten, strømmer det i middel med en vinkel på 45 grader til høyre for vinden. Tenker vi oss at overflatevannet i havet består av flere lag med vann, vil hvert lag utøve et friksjonsdrag på laget under. Hvert lag vil, på grunn av at draget avtar, strømme litt saktere enn laget over. På grunn av Corioliskraften vil hvert lag i tillegg strømme litt mer til høyre enn laget over. Derfor vil strømmen avta med dypet fra overflaten med en strømrøtning som stadig dreier mer til høyre (på nordlige halvkule). Denne dreiningen med dypet er kjent som *Ekmanspiralen*<sup>13</sup>. Den når vanligvis ned til 100 meter der den vindgenererte strømmen vanligvis er svært svak. Gjennomsnittlig transport av vannmassene gjennom dypet for Ekmanspiralen er 90 grader til høyre for vinden. Dette dypet kalles noen ganger for grenselaget i havet på samme måte som vi har et grenselag i atmosfæren der friksjonskrefter gjør seg gjeldende.

Ekmanspiralen, som en også finner i atmosfærens grenselag, har navn etter den svenske vitenskapsmannen Vagn Ekman<sup>14</sup>, som i sin ungdom var en av Vilhelm Bjerknes' studenter i Stockholm. Fridtjof Nansen hadde observert at sjøisen på østsiden av Grønland bevegde seg til høyre for vindretningen. Ved forrige hundreårsskifte besøkte Nansen Vilhelm Bjerknes for blant annet å diskutere hva han hadde observert om sjøisen. Nansen var selv biolog og hadde mindre greie på fysiske prinsipper knyttet til bevegelser i hav og atmosfære. Derfor kom han til Bjerknes, som nettopp hadde slik kunnskap. Vilhelm Bjerknes satte Ekman på oppgaven å forklare hvorfor sjøisen drev til høyre for vinden. Ekman satte opp likningene for en strøm i et grensesjikt i havet i balanse mellom Corioliskraft og friksjonskraft. Med en forutsetning om at friksjonskraften er lik null i et visst dyp og visse forutsetninger om retning og styrke på friksjonskraften, løste han raskt problemet. I våre dager må alle studenter i oseanografi og meteorologi gjennom hans matematiske utledninger for å forstå Ekmanspiralen i atmosfære og hav. I atmosfærens grenselag dreier vinden mot venstre (mot klokka) fra toppen av grenselaget og ned mot jordoverflaten. Hvor mye vinden dreier avhenger blant annet av ruheten i overflaten, som igjen bestemmer intensiteten på turbulensen. Typisk vinddreining er 15 grader over hav og 30 grader over land fra toppen av grenselaget og ned mot overflaten.

## Geostrofisk strøm

Vi har forklart om geostrofisk vind<sup>15</sup> i atmosfæren og hvordan trykkmønsteret med isobarer sier mye om vindforholdene ved et tidspunkt (se fig. 4, kap II.5). Ser en bort fra havets grenselag der friksjonsdraget fra vinden har stor betydning, er strømmene i havet i stor grad i geostrofisk balanse, dvs. at trykkraften balanseres av Corioliskraften. I havet varierer trykket med høyden på overflaten slik at høy vannstand gir høyt trykk. Trykkraften og geostrofisk strøm i overflaten bestemmes derfor av helningen av overflaten.

Et permanent høytrykk som Azorerhøytrykket vil bidra til lavere vannstand i midten av høytrykket på samme måte som høytrykksperioder hos oss gir lavere vannstand. I så fall ville vi under Azorerhøytrykket ha et stortilt lavtrykk i havet og en syklonisk geostrofisk strøm rundt lavtrykket. Men slik er det ikke, tvert imot, vannstanden er høyest under Azorerhøytrykket, slik at geostrofisk

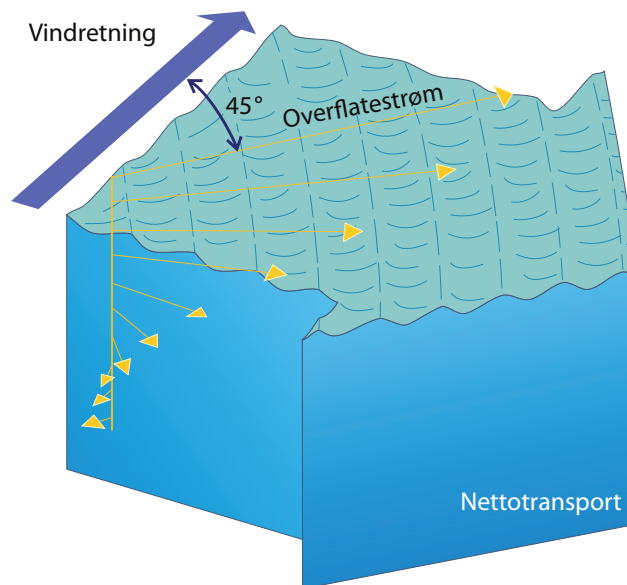
havstrøm er antisyklonisk som luftstrømmen rundt Azorerhøytrykket. Dette forstår vi når vi vet at havet beveger seg til høyre for luftstrømmen. Vestlig vind nord for høytrykket og østlig vind sør for høytrykket gir en strømkomponent mot senteret av høytrykket. Slik fører vinden rundt Azorerhøytrykket til en oppstuvning av vannmassene under høytrykket, en effekt som er mye større enn effekten på havnivået fra høyt trykk i atmosfæren. Høytrykket i havet gir en antisyklonisk sirkulasjon med en friksjonskomponent inn mot høytrykket.

Men bildet er mer komplisert idet oppstuvningen av vannmassene også gir en strømkomponent mot ekvator i havets øvre 1000 til 2000 meter. Denne strømmen bøyer av til høyre og returnerer som en forsterket strøm langs det amerikanske kontinent lengre vest. Den økte strømmen i den nordatlantiske subtropiske gyre er Golfstrømmen. I det nordlige Stillehavet har vi tilsvarende strømmen Kuroshio, i Sør-Atlanteren er det Brasilstrømmen, i det sørlige Stillehavet Øst-Australiastrømmen og i Det indiske hav Agulhasstrømmen.

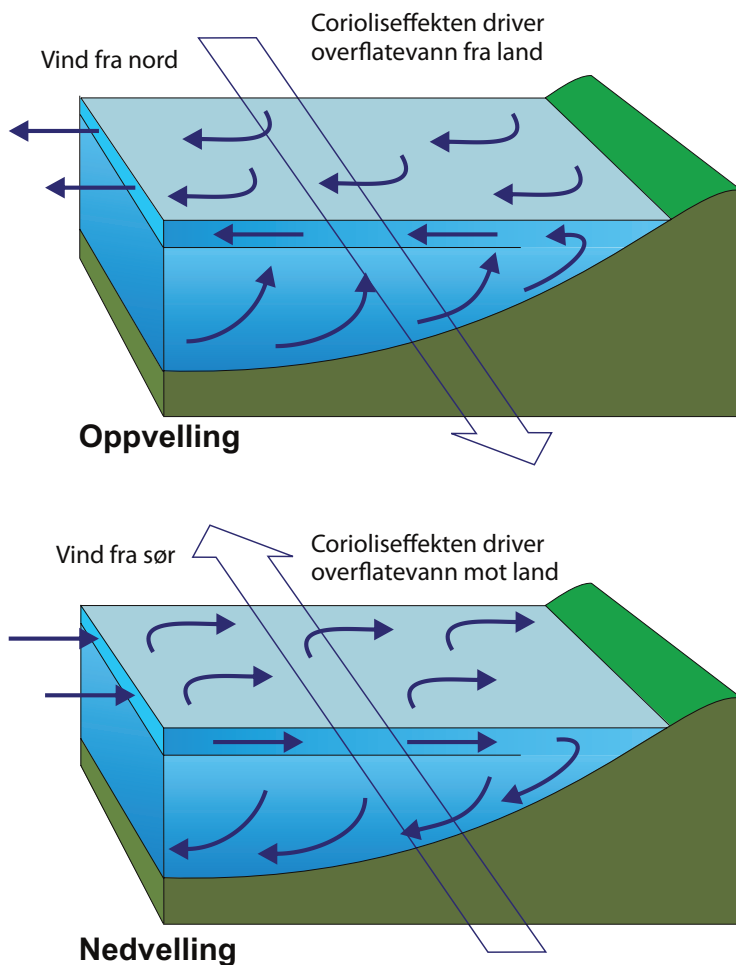
Den Subtropiske gyre i nordlige Stillehavet er en virvel som dekker det meste av dette havet. Slik strekker den seg fra tropene til 50 °N. Denne gyren omfatter en nordlig strøm (North Pacific Current), Californiastrømmen i øst, nordre ekvatorialstrøm i sør og Kuroshiostrømmen i vest.

## Oppvelling

Kystene setter selvsagt grenser for havet slik at strømmene stort sett går langs kysten. Men på grunn av Ekmanspiralen kan vinden føre overflatevannet ut fra kysten eller mot kysten. For å opprettholde massebalanse (kontinuitet), må vannmassene stige opp mot overflaten når vinden fører vannmassene fra kysten, og omvendt synke når vann stues opp mot kysten (Fig. 5). Vannmassene får en strømkomponent fra kysten når vinden blåser langs kysten med land til venstre (nordlige halvkule). For store deler av kysten av Norge har vi slik vind om sommeren. Slik er nordavind fremherskende på Vestlandet mellom Stad og Jæren. Nordavind gir vannmassene i overflaten en strømkomponent ut fra land slik at kaldere vannmasser stiger opp mot overflaten ved kysten. Dette fenomenet kalles *oppvelling*, upwelling på engelsk<sup>16</sup>.



**Fig. 4:** Vinddreven strøm i havet (Ekmanspiral). Overflatestrømmen går 45 grader til høyre for vinden. Strømmen minker med dypet og dreier videre i samme retning. Nettotransporten over hele laget er 90 grader til høyre for vinden. Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.



**Fig. 5:** Oppvelling får en med vind langs kysten med kystlinja til venstre for vindretningen. Ved motsatt vindretning får en motsatt effekt der vannmassene synker (nedvelling). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

Langs mange kyster gir vindsystemene en stadig oppvelling. De mest kjente kystene for oppvelling er knyttet til nordlig vind øst for de subtropiske høytrykkene over hav (nordlige halvkule). Slik gir Stillehavshøytrykket overveiende nordlig vind langs kysten av California om sommeren (siden høytrykket er sterkest på denne årstiden). Vinden gir en markert oppvelling og forbausende lave sjøtemperaturer i overflaten. Tilsvarende oppvelling har en på kysten av Afrika øst for Azorerhøytrykket. Områder med oppvelling gir gjerne gode forhold for fiske fordi vannet blir ekstra oksygenholdig og næringsrikt.

I tropene får vi en spesiell oppvelling knyttet til en tropisk konvergenssone fra øst til vest. Den er drevet ved passatvindene som kommer fra nordøst nord for sonen og fra sørøst sør for sonen. Om vi tenker oss at konvergenssonen ligger ved ekvator, vil vannmassene nord for ekvator bli drevet 90 grader til høyre fra sørøst mot nordvest. Sør for ekvator vil vannmassene blir drevet 90 grader til venstre for vinden, dvs. fra nordøst mot sørvest. Slik vil vannmassene bli ført både mot nord og mot sør, noe som fører til oppvelling ved ekvator.

Noe av varmeutvekslingen mellom ekvator og polene skjer ved havstrømmene, og de fleste er vel kjent med betydningen av havstrømmene i Nord-Atlanteren for vårt klima. Vi har et eget kapittel om havstrømmer og klima senere (Del VI).

## Sjøis

Sjøisen i både Arktis og Antarktis spiller en viktig rolle i det globale klimasystemet<sup>17</sup>. I sommerhalvåret fører isens høye albedo til at mye av innkommende kortbølget stråling fra solen blir reflektert til verdensrommet. Isen danner også et isolerende lag mellom hav og atmosfære – særlig i polarnatta - som forhindrer varmetap fra havet til atmosfæren. Når isen fryser, vil saltet i sjøvannet bli skilt ut. Som forklart gjør dette at de øvre vannlagene blir saltere og tyngre, og slik blir vannsøylen destabilisert for vertikal bevegelse og dypvannsdannelse<sup>18</sup>. Ved smelting av sjøis vil sjøvannet bli tilført ferskvann slik at vannlagene igjen blir stabilisert. Sjøisen spiller derfor en viktig rolle både for atmosfærens strålingsbalanse og som drivkraft for dypvannsdannelse, som igjen påvirker den storstilte sirkulasjonen i verdenshavene. Under den globale oppvarmingen trekker sjøisen seg tilbake og blir tynnere<sup>19</sup>. Dette medfører at overflatealbedoen i Arktis vil avta slik at mer innstråling vil bli absorbert av havet. Dette medfører en ytterligere oppvarming, dvs. positiv tilbakekopling. Tilbakekopling fra endringer i albedo er en av de viktigste fysiske årsaker til at oppvarming i Arktis ventes å bli omtrent dobbelt så stor som økning i global temperatur<sup>20</sup>.

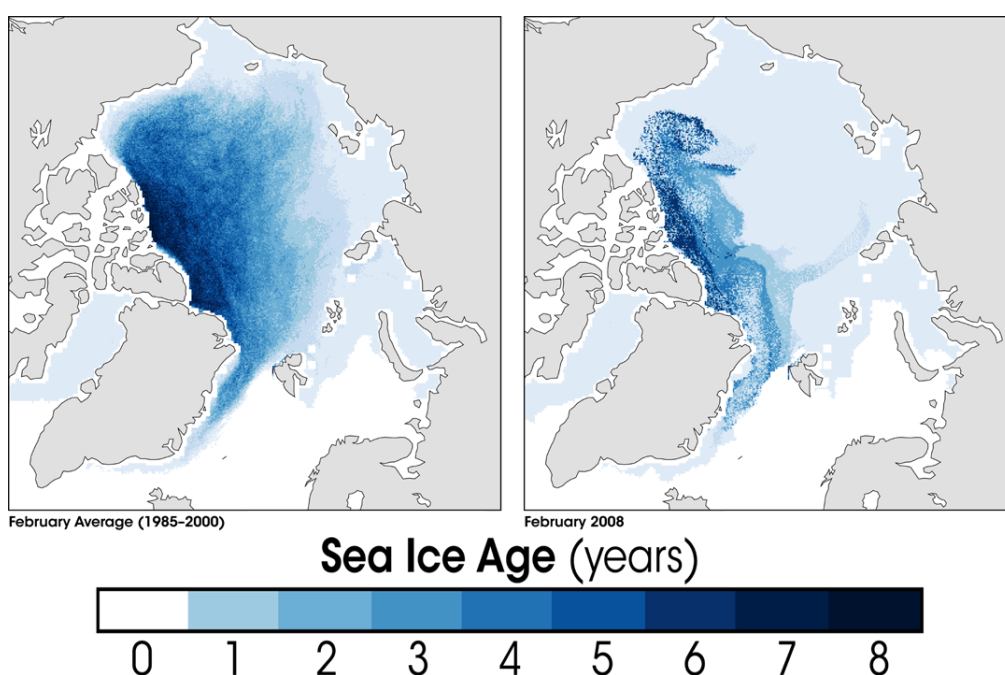
Arealet sjøisen dekker viser store variasjoner gjennom året (Fig. 6), fra år til år og fra dekada til dekada. I Arktis dreier variasjonen seg om så mye som 50 % av arealet når det gjelder årlig variasjon. Slik er sjøisen en svært følsom klimaindikator for det polare klimaet. Det er flere årsaker til de store variasjonene. For det første påvirkes sjøisen av vær, vind og havstrømmer. I tillegg synes endringene å være selvforsterkende ved tilbakekoplingen fra endret albedo. Tykkelsen på sjøisen i Arktis varierer fra noen desimeter ved iskanten til 3-4 meter i de indre områdene av polhavet.



**Fig. 6:** Gjennomsnittlig utbredelse av sjøisen i Arktis i Mars og September.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_ice](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_ice)

Siden sjøisen er slik en følsom klimaindikator, lærer vi mye om klimavariasjoner i våre områder ved å studere data om isens utbredelse. Dette gjelder både sjøisen i Arktis, isen i Østersjøen, eventuelt Kattegat og norske fjorder. For isen i Østersjøen fins det lange tidsserier, spesielt en serie om når isen gikk opp om våren fra Riga<sup>21</sup>. I siste halvdel av 1800-tallet var is et nesten årvisst problem i Oslofjorden, ned langs Sørlandskysten og i fjorder på Vestlandet. Gjennom de siste tiårene har vi nesten ikke hatt slike problem med is i Norge fordi vintrene stort sett er blitt mildere.

Hollenderen Willem Barents nådde Spitsbergen i 1596<sup>22</sup>. Siden den gang har det nesten hvert år blitt drevet hval- og selfangst i området rundt Spitsbergen. Senere kom selfangst både i områdene rundt Jan Mayen og øst i Barentshavet. Fra skipsjournaler har en fått fram forholdsvis nøyaktige posisjoneringer av isen enkelte steder for mange enkeltår, spesielt for sommeren. Torgny Vinje, Polarinstituttet har samlet slike data og studert variasjoner i isen siden Barents' dager<sup>23</sup>. Relativt sikre data for isutbredelsen i våre områder i Barentshavet og Grønlandshavet ned til Island har vi bare for siste 150 år. Disse dataene omfatter stort sett den maksimale utbredelsen en finner i april og minimal utbredelse i begynnelsen av september. Nøyaktig angivelse av isforholdene i nord har en bare fra begynnelsen av 60-tallet da vi fikk satellittbilder. Det er ingen tvil om at utbredelsen av sjøis i disse områdene har minket de siste 150 år. Detaljer om dette kommer vi tilbake til. Vi kan allerede her røpe at det ikke er enkelt å forklare hvorfor isen i Arktis har avtatt, spesielt fordi den har minket over alle disse årene og kanskje mest den første tiden da effekten av økt drivhuseffekt var liten. De aller siste årene har isen i Arktis minket spesielt mye<sup>19</sup> (Fig. 7).



**Fig. 7:** Alderen på sjøis i Arktis i februar 2008 (høyre) sammenlignet med gjennomsnittlig alder for perioden 1985-2000 (venstre) (NASA).  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_shrinkage](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_shrinkage)

### Havet som varmereservoar

Vi har tidligere definert strålingspådriv og planetens aktuelle energiubalanse ved toppen av atmosfæren (kap. II.2). Den siste størrelsen er trolig den som best karakteriserer tilstanden til klimasystemet. Den definerer hvor mye global oppvarming som vi kan vente oss som følge av klimapådriv til nå. Den forteller oss også hvor mye vi må endre de menneskeskapte klimapådrivene dersom vi ønsker å gjenopprette energibalansen og på den måten omtrent stabilisere klimaet.

Under den globale oppvarmingen er den aktuelle energiubalansen positiv og trolig et steds mellom 0,5 og 1,0 W/m<sup>2</sup>. Det viktigste reservoaret for denne energien er havet som samler opp energien som varme. Undersøkelser viser at over de siste 50 år har havet absorbert omtrent 90 prosent av den ekstra energien pådriv har tilført klimasystemet (IPCC2007). Resten av energien har gått med til å smelte



is på land og sjø og til å varme opp landoverflaten og atmosfæren. Ved utveksling av energi mellom hav og atmosfære vil energien som havet tar opp, før eller senere få konsekvenser for klimaet, dvs. at oppvarming av havet fører til varmere klima.

Mangel på gode målinger for energiubalansen ved toppen av atmosfæren gjør at den ofte er blitt bestemt ved å estimere hvor mye havet er blitt varmet opp. Derfor er målinger av havets varmeinnhold blant de aller viktigste klimamålingene. Problemet med denne metoden har vært for få data for havet. Men siden 2004 har over 3000 Argobøyer sørget for regulære temperaturmålinger i de øverste 3000 meter av havet<sup>24</sup>. Både Argobøyene og andre målinger viser klart et økende varmeopptak i havet. Men det er store variasjoner fra år til år, variasjoner som i stor grad følger vekslingene mellom El Niño og La Niña (Se Del IV).

Havet er i gjennomsnitt omtrent 4 kilometer dypt. Det tar lang tid – århundrer – før havet varmes opp som respons på menneskeskapte drivhusgasser. Så selv om vi stabiliserer sammensetningen i atmosfæren på dagens nivå, vil planeten fortsette å varmes opp, fordi havet fortsatt vil varmes opp. Dersom havet var den eneste kilde for slik klimatreghet, ville tilleggsoppvarmingen over dette århundret – uten nye utslipp av klimagasser – bli noen få tideler av en grad.

Havets overflatetemperatur, den størrelsen som påvirker klimaet mest, oppnår halvparten av sin langsiktige likevektsrespons i løpet av noen få tiår. Som vi forstår tar det flere hundreår for å oppnå full respons. Det er verdt å merke seg at i klimamodeller er det en tendens til at varme blir transportert for raskt ned i dyphavet, det vil si for rask klimarespons. Vurderinger viser at til nå har havet oppnådd omtrent halvparten eller mer av full respons for drivhusgasser som er tilført lufta det siste hundreåret.

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean>

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Specific\\_heat\\_capacity](http://en.wikipedia.org/wiki/Specific_heat_capacity)

<sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Salinity>

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mixed\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Mixed_layer)

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_surface\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_surface_wave)

<sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Thermocline>

<sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Halocline>

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Pycnocline>

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Deep\\_sea](http://en.wikipedia.org/wiki/Deep_sea)

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_ice](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_ice)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean\\_current](http://en.wikipedia.org/wiki/Ocean_current)

<sup>12</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Gyre>

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ekman\\_spiral](http://en.wikipedia.org/wiki/Ekman_spiral)

<sup>14</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Vagn\\_Ekman](http://no.wikipedia.org/wiki/Vagn_Ekman)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Geostrophic_wind)

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Upwelling>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_Ocean](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_Ocean)

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/North\\_Atlantic\\_Deep\\_Water](http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_Deep_Water)

<sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_shrinkage](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_shrinkage)

<sup>20</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>21</sup> <http://www.rimfrost.no/>

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Willem\\_Barents](http://en.wikipedia.org/wiki/Willem_Barents)

<sup>23</sup> Vinje, T. 2001. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998. *J. of Climate*, 14, 255–267.

<sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Argo\\_\(oceanography\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Argo_(oceanography))

## **Forutsigbarhet for vær og klimaendringer - klimamodeller**

Denne delen forklarer først hvordan moderne værvarsling utføres ved bruk av værvarslingsmodeller. Videre blir det forklart hvorfor det er grenser for hvor detaljert og hvor langt fram været kan varsles. Deretter blir det forklart hva en klimamodell er og hva slags eksperiment det kan gjøres med slike modeller. Det blir forsøkt å forklare at forutsigbarhet for klimaendringer er noe annet enn for været.



Allerede på begynnelsen av 1800-tallet var en klar over at fysikkens lover måtte gjelde for værfenomener i atmosfæren. På slutten av 1800-tallet blomstret mange vitenskaper, men svært lite av dette kom værvarsling til del. Mange land i Europa hadde riktignok opprettet sine nasjonale meteorologiske institutt og bygd ut meteorologiske målestasjoner med det formål å skaffe data for å varsle været. Telegrafene gjorde det etter hvert mulig å raskt samle dataene nasjonalt og spre dem internasjonalt. Imidlertid var værvarsling i denne



Vilhelm Bjerknes, malt av Rolf Groven i 1983.

tiden en beskrivende virksomhet basert på uklar erfaring og intuisjon. De store vitenskapsmenn var nok interessert i atmosfærens sirkulasjon og værvarsling, men fant ingen gode metoder å arbeide etter. Situasjonen beskrives godt av den geniale tyske vitenskapsmannen von Hermann von Helmholtz (1821-1894), som skriver<sup>1 2</sup>: *Under den samme himmelhvelving på hvilken de evige stjerner skrider frem som sinnbillede på naturens uforanderlige lovmessighet, baller skyene seg, veksler vinden, styrter regnet som tegn på den motsatte ytterlighet, blant alle naturfenomener de lunefullest vekslende, som flyktige og ugripbare unndrar seg ethvert forsøk på å fanges under lovens tøyler.* Det vart nordmannen Vilhelm Bjerknes som viste vei ut av uføret. Han var den første som analyserte problemet værvarsling ut fra vitenskapelige prinsipper<sup>3</sup>.

### Bjerknes' visjon for værvarsling

I 1904 publiserte Vilhelm Bjerknes en kort artikkel i *Meteorologische Zeitschrift*, Wien<sup>4</sup>, med overskrift *Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik* (Problemet værvarsling sett fra mekanikkens og fysikkens ståsted). Den inneholdt det som blir regnet for å være den første vitenskapelige analyse noen gang av problemet værvarsling, en syntese av hans tanker fra studier i lang tid innen hydro- og termodynamikk. Artikkelen ble innledet med følgende:

*Dersom det er slik, som alle naturvitenskapelig tenkende mennesker tror, at påfølgende tilstander i atmosfæren utvikles fra den foregående i følge fysikkens lover, da er det innlysende at den nødvendige og tilstrekkelige betingelse for en rasjonell løsning av problemet værvarsling er som følger:*

1. *Man må med tilstrekkelig nøyaktighet kjenne atmosfærens tilstand ved et bestemt tidspunkt.*
2. *Man må med tilstrekkelig nøyaktighet kjenne lovene som styrer utviklingen av atmosfæren fra en tilstand til den neste.*

Presist og direkte formulerer han her det som i dag kan kalles *Bjerknes' prinsipp om værvarsling*. Prinsippet gjelder for alle rasjonelle metoder for varsling av været. Bjerknes

beskrev kort hvordan oppgavene kunne utføres. Slik uttrykte artikkelen Bjerknæs' visjon og program for hva som skulle til for å utvikle en rasjonell værvarsling.

Han delte problemet i to deler; en analysedel – som Bjerknæs kalte diagnose - og en prognosedel. *Analysen* består i å kartlegge atmosfærens tilstand ved ett tidspunkt, dvs. lage værkart basert på målinger av vind, temperatur, trykk og fuktighet overalt på jorda i alle vertikale lag av atmosfæren. *Prognosen* består i å beregne framtidige endringer i atmosfærens tilstand uttrykt ved analysen fra kjente ligninger for bevegelsen, ligninger som uttrykker at bevegelsesmengde, masse og energi er bevart (ikke endrer seg i tid). Artikkelen la grunnlaget for moderne værvarsling, men siden beregninger av klimaendringer bygger på samme metode, har også moderne klimamodeller sin begynnelse i Vilhelm Bjerknæs' tenkning.

Da Bjerknæs skrev sin artikkel eksisterte det bare meteorologiske observasjoner for jordoverflaten, men han uttrykte i sin artikkel: "*Vi kan håpe ... at tiden snart vil komme da en, enten i daglig rutine eller for utvalgte perioder, har tilgjengelig en komplett diagnose for atmosfæren.*" Bjerknæs var litt senere med å organisere samtidige målinger over store deler av Europa i utvalgte perioder (gjennom International Commission for Scientific Aeronautic). Ballonger med meteorologiske instrumenter, som steg til mer enn 10 000 meter, ble sluppet flere ganger daglig fra utvalgte posisjoner fra flere land over perioder på noen få dager. Disse ballongene sprakk i stratosfæren og instrumentene med registreringene dalte ned til bakken i fallskjerm og ble som regel funnet. I sin tid som direktør for Geofysisk institutt i Leipzig (1912-1917), analyserte Bjerknæs og hans stab disse målingene, som senere skulle danne grunnlaget for de første forsøk på beregninger for å framskaffe en prognose. Samtidig bygde Bjerknæs og hans medarbeidere opp det teoretiske grunnlag for å gå løs på prognosedelen.

Bjerknæs listet opp ligningene fra mekanikk og fysikk som bestemmer framtidige tilstander i atmosfæren fra en starttilstand og skisserte metoder for å løse dem, dvs. for å utføre skritt 2 i sitatet over. Som han skrev, denne beregningsoppgaven var den viktigste og vanskeligste. Men han var sikker på at den lot seg gjennomgjøre og skrev i sin artikkel fra 1904: "*Vi vil helt sikkert ikke møte uoverkommelige matematiske vansker i gjennomføringen av metodene.*"

Det prognostiske skrittet består i å løse differensialligningene som uttrykker tidsendringen av atmosfærens tilstand, som Bjerknæs beskrev ved sju avhengige variable: trykk, temperatur, tetthet, fuktighet og de tre komponentene av vinden (to horisontale og den vertikale). Han identifiserte så sju uavhengige ligninger for å utføre det andre skritt i sitt varslingsprinsipp: de tre hydrodynamiske bevegelsesligningene (Newtons 2. lov om at akselerasjonen til en luftpartikkel er lik summen av kreftene som virker på den<sup>5</sup>), kontinuitetsligningen som uttrykker massens bevarelse<sup>6</sup> (uttrykker at masse ikke kan forsvinne), tilstandsligningen som knytter sammen trykk, temperatur og tetthet<sup>7</sup>, og to energiligninger om energiens bevarelse (første lov i termodynamikken<sup>8</sup>; uttrykker at energi ikke kan forsvinne) og entropiens økning<sup>9</sup> (andre lov i termodynamikken<sup>10</sup>). Bjerknæs artikkel var av filosofisk art, og han skrev ikke opp ligningene i detalj. Han gjorde en feil ved å bruke den andre loven i termodynamikken<sup>11</sup>. I stedet skulle han spesifisert en kontinuitetsligning for vanddamp.

Bjerknæs innså at ligningene fra teoretisk fysikk ikke kunne løses direkte på reelle atmosfæriske tilstander, dertil mente han - ganske riktig ut fra tidens teknologi - at

beregningsmengdene var for store. Han håpte på å utvikle omtrentlige grafiske metoder, men kom egentlig ingen vei med dette uten i helt enkle, idealiserte strømningsmønstre. Likevel hadde han et sterkt håp for framtiden. Da han begynte som direktør for et nyopprettet geofysisk institutt i Leipzig i 1912, da det allerede forelå målinger for deler av Europa i visse situasjoner, sa han i sin tiltredelsestale<sup>12</sup>: ”Nå som et fullstendig sett av observasjoner for en betydelig del av de frie luftlag er blitt publisert i regulære serier, venter et svært problem på oss som vi ikke lenger kommer utenom. Vi må ikke bare anvende ligningene i teoretisk fysikk for ideelle tilfeller, men også i aktuelle situasjoner slik de er beskrevet med moderne observasjoner. ... Problemet med nøyaktig forhåndsberging, som ble løst for astronomien for århundrer siden, må også angripes på en seriøs måte for meteorologien.” Han innså hvor vanskelig oppgaven var og at reelle beregninger av prognoser kunne ta mer tid enn atmosfæren selv bruker på sin utvikling. I sin tale konkluderte han med at dersom bare beregningene stemte med virkeligheten for de dagene en hadde målinger for, ville vitenskapen vinne en stor seier og et gjennombrudd for værvarsling. Da ville meteorologi, som han sa, bli en eksakt vitenskap innen fysikk.

Han var overbevist om at dersom de teoretiske beregningsproblemene ble løst, ville praktiske anvendelser for værvarsling følge etter. Som han sa: ”Det kan ta år for å bore en tunnel gjennom et fjell. Mange arbeidere får ikke oppleve å se gjennombruddet. Likevel vil ikke dette hindre de som kommer etter å fare gjennom tunnelen med ekspressfart.”

### Utvikling av værvarslingsmodeller

Med sin artikkel fra 1904 uttrykte Bjerknes sin visjon for hva vi dag kaller *numerisk værvarsling*<sup>3 13</sup>. Louis Fry Richardson ble inspirert av Bjerknes og gjorde et fantastisk eksperiment for å regne ut for hånd været 6 timer fram<sup>14</sup>. Han brukte analyser fra et område over Tyskland utført av Bjerknes og hans assistenter for ulike vertikale lag. Richardson satte opp ligningene på en riktig måte og innførte numeriske metoder for å løse dem. Men svaret han fikk var helt urealistisk, slik beregnet han endringer i bakketrykket over 6 timer som var mange ganger større enn observert. Professor Peter Lynch fra Irland har vist at Richardson ikke gjorde en eneste regnefeil da han i flere måneder nesten kontinuerlig utførte de addisjoner og multiplikasjoner som måtte til for å løse ligningene<sup>15</sup>. Når resultatet likevel ble urealistisk, skyldtest dette av analysene av vindmønstrene ikke var i balanse med analysene av temperaturen som representerer massen<sup>16</sup>. Denne ubalansen førte til store tyngdesvingninger som ga store, urealistiske trykkvariasjoner.

Etter andre verdenskrig fikk den store matematikeren John von Neumann<sup>17</sup> i oppgave å utnytte de første elektroniske datamaskiner til numerisk værvarsling. For dette organiserte han en forskningsgruppe i Princeton, USA. Her var nordmennene Arnt Eliassen og Ragnar Fjørtoft med, blant annet for å overføre kunnskap etter Bjerknes og hans mange assistenter til unge, lovende amerikanske forskere. Det første varslet utført på datamaskin ble publisert i 1950<sup>18</sup>. I forhold til modellen til Richardson var modellen brukt i Princeton mye enklere. Årsaken lå delvis i mangel på regnekapasitet. Etter som datamaskinene er blitt videreutviklet, har numerisk værvarsling utviklet seg etter Bjerknes sin visjon med modeller basert på ligninger slik de ble satt opp av Richardson.

## ECMWF

Et stort skritt mot forbedret numerisk værvarsling (numerical weather prediction<sup>19</sup>; NWP) ble tatt da European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) ble opprettet i Reading, England i 1975<sup>20</sup>. Som Bergensskolen gjorde banebrytende forskning innen arbeidsomgivelser der operasjonell værvarsling var det viktigste, utviklet ECMWF metodene for NWP innen omgivelser der operasjonell NWP sto i sentrum. Metoder er blitt utviklet til å utnytte alle typer observasjoner; ikke bare avhengige variable som vind og temperatur, men også størrelser som er en funksjon av de avhengige variable, slik som stråling fra atmosfæren observert med satellitter. Gjennom de siste årene er *ensemblevarsling*<sup>21</sup> blitt innført. I dette konseptet blir det beregnet et ensemble (utvalg) av prognoser fra ulike analyser for samme tidspunkt, analyser som alle er sannsynlige ut fra datadekningen. På den måten har NWP fått en tilnærming mot sannsynlighetsvarsling, i motsetningen til Bjerknæs' deterministiske varsling. Ved ECMWF er hovedkjøringen en "deterministisk" kjøring med så god oppløsning som deres supercomputer<sup>22</sup> tillater (en kjøring fra en analyse). I tillegg kjøres et ensemble på 50 kjøringer. For å kunne utføre disse innen rimelig tid, er oppløsningen noe grovere enn i hovedkjøringen. Gjennomsnittet av ensemblet gir det beste varslet, mens størrelsen på avvikene fra gjennomsnittet uttrykker *usikkerhet*.

Lennart Bengtsson<sup>23</sup> var den første lederen av forskningsavdelingen. Han har karakterisert metodene innen NWP som "methods of brutal force". Han tenker da på de ufattelig mange aritmetiske operasjoner som blir utført på supercomputere. Uttrykket kan spores tilbake til Bjerknæs' utsagn om "tunneler" sin berømte tale i Leipzig i 1912.

## Norsk NWP

Fjørtoft ble direktør ved Meteorologisk institutt (MI; met.no) i 1955. Han klarte å få innkjøpt den første elektroniske datamaskinen til MI i 1960 for å utføre operasjonell NWP. Med en liten gruppe medarbeidere, som arbeidet halv tid i operasjonell værvarsling og halv tid i NWP, ble modeller utviklet og operert i daglige rutiner. Den første prognosemodellen ble utviklet av Hans Økland<sup>24</sup>. For å kunne utføre beregningene raskt nok, ble ligningene forenklet<sup>25</sup>. Dette ble gjort slik at en unngikk vanskene Richardson hadde. For fagfolk er det interessant at metoden som ble brukt for å løse ligningene (integrere i tid) brukes i dag i modifiserte former i de fleste modeller for værvarsling (Fjørtofts kvasi-lagranske tidsintegrasjon<sup>26 27</sup>).

Inntil Fjørtoft ble pensjonist i 1979, hadde NWP relativt stor plass ved MI. Hans drøm var å utvikle NWP basert på ligninger der felt for masse og vind er knyttet sammen på en nøyaktig måte (mye mer nøyaktig enn i tidligere balanserte modeller). Han ble støttet av Eliassen, som var professor i meteorologi ved Universitetet i Oslo. Fjørtoft trodde at den nødvendige forskningsutviklingen kunne bli gjort på MI, og dette var en av grunnene til at Norge ikke ble med i ECMWF fra begynnelsen (ECMWF ble opprettet i 1975). Men Fjørtoft lyktes ikke med sine ideer, den nasjonale gruppen som ble satt på oppgaven var alt for liten og de nasjonale datamaskinene alt for langsomme.



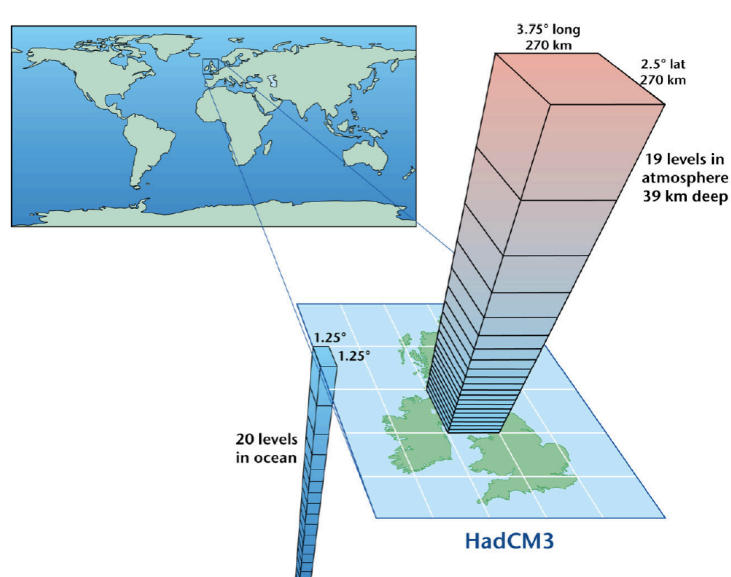
Da Fjørtoft ble pensjonist, ble det i stedet utviklet et system for kortsiktig NWP basert på de opprinnelige ligningene til Richardson, de som Fjørtoft prøvde å unngå. Den numeriske modellen beregnet på et begrenset geografisk område, med løsninger på rendene gitt fra resultater fra globale modeller fra meteorologiske sentra i utlandet. Originale og effektive metoder for tidsintegrasjon og dataassimilasjon ble utviklet etter ideer av Arne Bratseth, professor ved Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo. Jeg ledet arbeidet og de pensjonerte professorene Fjørtoft og Eliassen ble våre beste kunder i utviklingsfasen. De studerte de daglige produktene og var svært imponert over resultatene. Fjørtoft sa til meg at han aldri hadde trodd at NWP skulle nå den kvalitet han så i våre varsler. Eliassen uttrykte også sin begeistring og sa blant annet: ”*Strukturen i værsystemene er helt lik den i atmosfæren!*” Senere ble den nasjonale aktiviteten innen NWP innlemmet i et samarbeid mellom nordiske land, Nederland, Irland og Spania, kalt HIRLAM<sup>28</sup>. ECMWF tar seg i dag av den globale varslingen, mens nasjonale rutiner bygd på HIRLAM (og andre modeller) tar seg av kortsiktig varsling. Produkter fra ECMWF blir her brukt som løsninger på randen av begrensede geografiske beregningsområder.

### Dagens værvarslingsmodeller

Det er viktig å få tak i begrepet tilstand, atmosfærens tilstand eller *klimasystemets* tilstand ved et bestemt tidspunkt. Tilstanden i atmosfæren beskrives ved et visst antall variable - temperatur, vindkomponenter, trykk, fuktighet og skyer – i ett gitter – nett med punkter – som representerer atmosfæren. Ved et tidspunkt har alle variable en bestemt verdi i hvert gitterpunkt, dvs. beregningspunkter som dekker hele kloden og alle lag vertikalt.

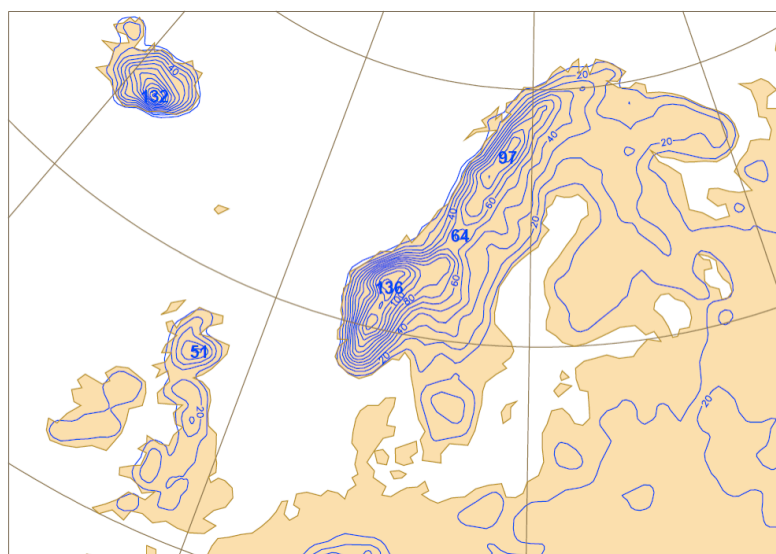
La oss tenke oss at kloden i retningen sør-nord dekkes med et gitterpunkt for hver breddegrad. Det ville da være cirka 111 km mellom gitterpunktene. Da blir det 90 punkter fra ekvator til hver av polene, totalt  $90 + 90 + 1 = 181$  punkter. La oss gjøre det samme i retning øst-vest langs ekvator. Det blir  $90 \cdot 4 + 1 = 361$  punkter. Også her vil avstanden være 111 km. Om vi gjør det samme for hver breddegrad, vil det bli mindre og mindre avstand mellom gitterpunktene og alt for mange punkter mot polene. I virkeligheten brukes det som regel et koordinatsystem der oppløsningen ikke øker mot polene. La oss likevel holde oss til det enkle geografiske gitteret. Da ville kloden dekkes av et gitter med  $181 \cdot 361 = 65341$  punkter. La oss anta at vi bruker 100 vertikale lag. Tilstanden ved ett tidspunkt beskrives med en verdi for hver variable i  $6534100$ , dvs.  $6534100 \cdot 7 = 45738700$ , altså cirka 45 millioner tall.

De fysiske ligningene gjør det mulig å beregne endringen i alle disse verdiene for et lite skritt fram i tid (tidsskritt), for eksempel en halv time. Dette involverer en mengde beregning som reduseres ned til addisjoner og multiplikasjoner. Når denne endringen legges til den opprinnelige tilstanden, kjenner vi tilstanden en halv time lengre fram i tid. Da kan vi forsette kverna og regne oss fram en ny halvtime, osv. Dersom en ville øke oppløsningen ved å minke avstanden horisontalt mellom gitterpunktene til det halve, får vi fire ganger flere gitterpunkter rundt kloden. Om vi gjorde noe tilsvarende vertikalt, vil vi til sammen ha åtte ganger flere punkter. Ofte fører en slik bedring av oppløsningen til at tidsskrittet må halveres. Altså fører en slik økning i gitterpunktene til 16 ganger mer beregning. Jo tettere gitterpunktene er, desto mer nøyaktig blir beregningene. Men bedre oppløsning krever hurtigere beregning. Derfor kan modellutviklere aldri få en supercomputer som er rask nok.



**Fig. 1:** Illustrasjon av beregningspunkter i en klimamodell for atmosfære og hav med vertikalt og horisontalt gitter. Hadley Centre, UK Met. Office.

Programvaren som utfører beregningene, dvs. løser ligningene, kalles *værvarslingsmodeller* og *klimamodeller* (Fig. 1). Vi sier at modellene simulerer atmosfærens bevegelse fra en utgangstilstand. Når beregningene utføres på en computer, sier vi også at vi kjører modellene. Værvarslingsmodeller omfatter vanligvis bare atmosfæren, mens klimamodeller også simulerer bevegelsen i havet og vekselvirkning mellom atmosfære og hav. I prinsippet har værvarslingsmodeller og klimamodeller lik struktur og samme løsningsmetoder. Siden begge typer modeller utnytter den regnekapasitet som er tilgjengelig, er den romlige oppløsningen best i værvarslingsmodeller. Den romlige oppløsningen måles ved hvor tett beregningspunktene er plassert. I værvarsling beregnes det gjerne 10 dager fram med cirka 20 km mellom beregningspunktene horisontalt (Fig. 2). Beregningstid til rådighet er av størrelsesorden en time. Klimamodeller regner ofte flere hundre år fram og benytter gjerne minst 100 km mellom gitterpunktene. Beregningstiden kan noen ganger være flere uker.



**Fig. 2:** Topografi i en modell med cirka 40 km mellom punktene (dekameter). ECMWF.

Det sier seg selv at modellene, som simulerer bevegelsen i atmosfære og hav, er kompliserte. Alle relevante fysiske prosesser er med; slik som kortbølget og langbølget stråling, skyer og nedbørprosesser, turbulens med *flukser* av bevegelsesmengde og varme for ulike typer overflater, drag fra fjell på mindre skala enn den som løses opp, varme og fuktighetstransport ned i jorda, prosesser i snø og is, avrenning til havet etc. (Fig. 3). Noen tror at bare ved å skru på fysiske konstanter som inngår, kan en tilpasse resultatene for å få fram det som observasjoner gir. Men dette er ikke tilfelle og heller ikke mulig. Bare fysiske konstanter inngår, slik som tyngdens akselerasjon og varmekonstanter som varmekapasiteter. Modellene simulerer hele klimasystemet med så realistiske prosesser som mulig, i tid og rom uavhengig av nye målinger som måtte være tilgjengelige. Det eneste stedet målinger brukes er i analysen av utgangstilstanden.

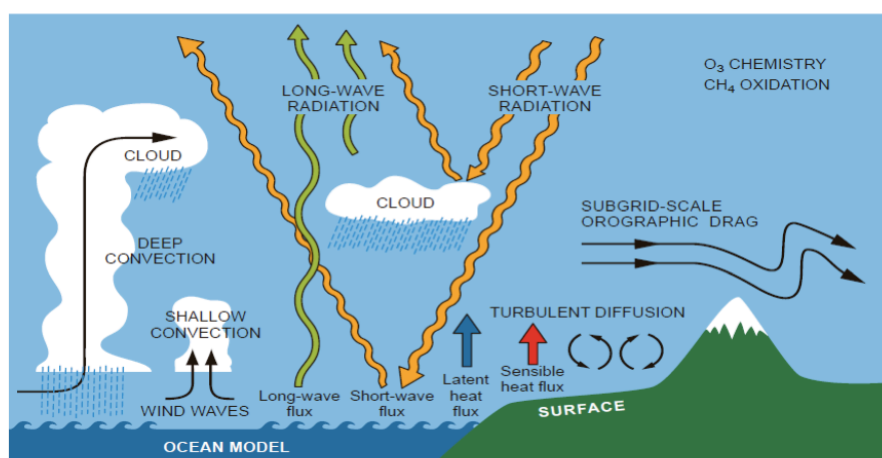


Fig. 3: Fysiske prosesser i atmosfæren som er med i en klimamodell. ECMWF.

I moderne værvarsling er det en formidabel oppgave å bestemme tilstanden ved et tidspunkt. Til dette brukes en kortsiktig prognose fra forrige gang tilstanden ble oppdatert, for eksempel seks timer tidligere. Denne prognosen bærer med seg kunnskap fra dette forrige tidspunktet. Så oppdateres denne prognosen med de siste observasjonene. Det er mange observasjonstyper, målt både fra jorda og fra satellitter. Målingene har visse feil og prognosen har feil. Til dels brukes direkte observasjoner av en variabel, for eksempel vind. Dels brukes indirekte målinger som for eksempel stråling fra atmosfæren målt fra en satellitt. Noen ganger vil nye observasjoner vise at prognosen har visse feil. I så fall prøver en å føre denne kunnskapen tilbake til forrige analyse slik at den kan bli oppdatert og ny forbedret prognose beregnet. Til sammen utgjør beregningene et gigantisk estimeringsproblem der observasjonene passer best mulig sammen med observasjonene og med oppdaterte prognoser fra forrige tidspunkt. Oppgaven kalles *dataassimilasjon*.

### Forutsigbarhet for værvarsling

Da Bjerknes skrev sin berømte artikkel var determinismen populær som en filosofisk retning<sup>29</sup>, som noe forenklet sier at universet utvikler seg på en lovbestemt måte, dvs. slik at utviklingen er forutbestemt. Bjerknes' arbeid passet godt inn i deterministisk tenkning. Dersom atmosfærens tilstand kunne bestemmes i detalj ved ett tidspunkt ved målinger, skulle det i prinsippet være mulig å beregne været fram for all framtid, dvs. så lenge de ytre

pådrivene på klimaet - slik som endringer i solstrålingen - er kjente. En tenkte seg nærmest at det var mulig å lage en kalender for været dag for dag. Selv om Bjerknes hadde enorm tro på vitenskapens muligheter, var han mer nøktern. I 1904 skrev han tre lange avisartikler i Aftenposten om problemet værvarsling. I den siste artikkelen<sup>30</sup> mener han at det vil bli mulig å varsle været i detalj et par uker fram. Videre ser han for seg sesongvarsler, igjen basert på modellberegninger, med utsagn som at neste årstid vil bli kaldere/varmere, våtere/tørre, mer stormfull/roligere enn normalt. Vi har ikke nådd de mål Bjerknes så for seg, men hans visjoner er omtrent det dagens meteorologer ser som en mulighet på sikt.

Dersom noen hadde drømmer om værkallendere, fikk de en alvorlig knekk like etter 1960. Da viste den amerikanske meteorolog og norgesvenn Edward N. Lorenz<sup>31</sup> at selv ørsmå feil i starttilstanden etter hvert vil få betydning for prognosene<sup>32</sup>. Han beregnet framtidige tilstander fra en utgangstilstand i et svært enkelt dynamisk system. Utgangsanalysen besto av tre tall som kan tolkes som koordinatene for et punkt i rommet. Disse tre tallene leste han inn i sin programvare med tre desimalers nøyaktighet. Datamaskinen regnet med sju desimalers nøyaktighet, dvs. fjerde, femte, sjette og sjuende desimal ble tilfeldig satt i analysen. Han gjorde en beregning for en tidsutvikling for systemet. Men da han gjentok beregningen etter en lunsjpause, så han at resultatet ble forskjellig et stykke ut i prosessen, og at forløpet etter hvert ble helt ulikt det han beregnet før lunsj. Han fant at de små og tilsynelatende ubetydelige forskjellene i utgangstallene var årsaken. Hans oppdagelser førte til det vi kaller *kaosteori*.

Anvendt på værvarsling betyr dette at dersom en værvarslingsmodell kjøres to ganger fra analyser for samme tidspunkt som er nesten like, kan prognosene etter hvert bli helt forskjellige. Det forutsettes at begge analysene passer med de observasjoner som fins. Forskjellene skyldes bare små feil i observasjonene og/eller mangelfull dekning. Små forskjeller på et sensitivt sted i analysene vil vokse raskt i tid og etter hvert kunne dominere utviklingen. Dette betyr at det er grenser for hvor langt fram været kan varsles, dvs. det er teoretiske grenser for hvor stor *forutsigbarhet* det er for værvarsling. Samme hvor mange nøyaktige observasjoner og raske superdatamaskiner en har til rådighet, etter en viss tid vil varslet være helt misvisende.

I de enkle ligningene som Lorenz løste, inngår det også tre konstanter. Han viste at på samme måte som små feil i utgangsanalysen etter hvert ødela prognosen, ville små unøyaktigheter i spesifiseringen av disse konstantene ha samme effekt. I værvarslingsmodeller (og klimamodeller) vil det alltid være bevegelser og fysiske prosesser som ikke løses opp i det gitteret som brukes. Disse prosessene må uttrykkes ved de tilstander som beskrives. Dette kalles *parameterisering* av prosesser på liten skala. Lorenz' enkle beregninger demonstrerer at små feil i slike parameteriseringer etter hvert vil ødelegge prognosene som værvarslingsmodeller gir.

Moderne værvarsling har tatt konsekvensen av kaosteorien og har delvis forlatt den deterministiske tenkemåten. I våre dagers ensemblevarsling kjøres det derfor mange prognoser fra analyser som er nesten like, men som alle er sannsynlige ut fra det observasjonsgrunnlaget som fins. Denne teknikken gir et ensemble av varsler, som *a priori* (på forhånd) kan gi mål for usikkerheten i varslene. Denne usikkerheten varierer fra dag til

dag og for ulike geografiske områder. Noe forenklet kan en si at dagens værprognoser på våre bredder i gjennomsnitt har varslingsinformasjon en uke fram i tid.

Tankene til Ed Lorenz er blitt anvendt på svært mange forskningsfelt, også innen filosofi og religion. En kan si at hans forskning har forandret måten vi tenker på. Tidligere ble fysikk sett på som en eksakt vitenskap, for eksempel i motsetning til meteorologi som i praksis alltid har vært en ikkeeksakt vitenskap. Da Vilhelm Bjerknes svært mange ganger ble innstilt til Nobelprisen i fysikk, var hovedanklagen mot han at han ikke representerte en eksakt vitenskap. I fysikkåret 2005 ble tre oppdagelser siste hundre år vurdert som de viktigste: Einsteins relativitetsteori, kvantefysikken og kaosteorien. Med kaosteorien er heller ikke fysikk en eksakt vitenskap.

I 1981 ble jeg tilfeldigvis kjent med Ed Lorenz som i likhet med meg var gjesteforsker ved ECMWF i noen måneder. Han hadde forsket i Oslo et år på sekstitallet og kjente Norge godt. Her dyrket han blant annet hobbyen sin: fotturer i fjellet. Han var god venn av Jack Nordø, som var min forskningssjef ved Meteorologisk institutt og som hadde studert ved MIT der Lorenz var professor. Det hadde seg slik at jeg en dag ga en beskjed til Lorenz fra Nordø. Etter den hendelsen kom han alltid og satte seg ved samme lunsjbord som meg. Det var helt uforståelig for meg, kanskje det sier noe om hans positive erfaring med nordmenn.

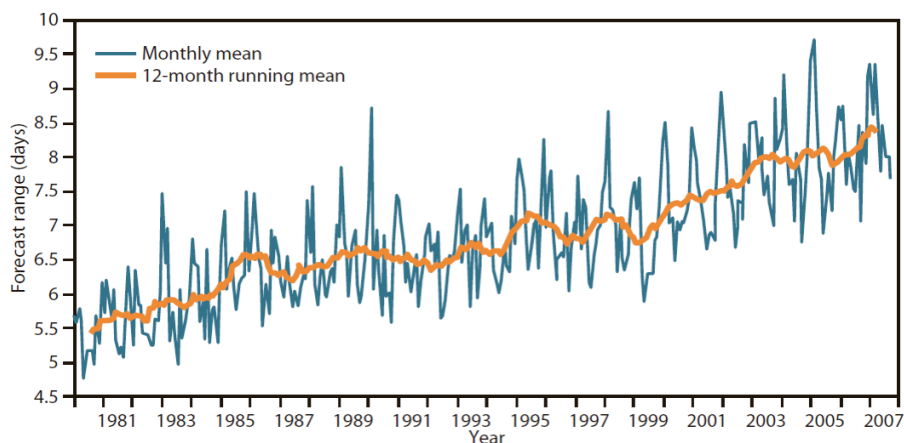
Lorenz var ualminnelig beskjeden på egne vegne og stille i sin ferd. Han var svært takknemlig da jeg et par ganger hjalp han med mindre computerproblem. I Oslo hadde han ry for å være en fabelaktig programmerer. På sekstitallet måtte en kjenne i detalj hvordan computeren var bygd opp og programmere direkte i tallkoder, enten i totallsystemet eller åttetallssystemet<sup>33</sup>. Han kodet opp en forenklet værvarslingsmodell og programmet fungerte ved første forsøk. Det var vanlig å bruke måneder på å identifisere og rette opp feil.

Jeg ventet lenge på at Lorenz skulle få Nobelprisen i fysikk. Men i april 2008 døde han 90 år gammel<sup>34</sup>. Ingen kunne vel gi Nobelprisen til en slik beskjeden mann. Det store intellektet hadde han, forskningsproduksjonen og banebrytende resultater, men han reklamerte aldri for sitt arbeid eller sin person.

På tross av de teoretiske begrensingene som kaosteorien setter for forutsigbarhet, er det imponerende hva værvarslingsmodeller kan utføre. De kan forutsi utvikling av sterke lavtrykk flere dager før de oppstår. Slike utviklinger innebærer en utløsning av det vi har kalt *baroklin instabilitet*, en komplisert prosess der små impulser kan vokse raskt. Et lavtrykk kan ses på som en sirkulasjon der horisontale *Rosbybølger* ved *tropopausen* vekselvirker med tilsvarende bølger ved overflaten. I denne prosessen oppstår sekundære vertikale sirkulasjoner knyttet til fronter der fuktighetsforholdene og frigjøring av latent varme spiller en stor rolle. Modellene simulerer disse sirkulasjonene så godt de frigjør varmen som skal til for å danne et kraftig lavtrykk.

Modellene danner skyer og utløser nedbør, prosesser som omfatter romskalaer fra mikrometer til tusen kilometer. Nedbørmengdene stemmer forbausende godt overens med observasjoner. Meteorologisk institutt har spesielle rutiner med varsling av *ekstremvær*, slik som vindstyrker eller nedbørmengder over visse terskler. Det er imponerende hvor godt

modellene har varslet slike situasjoner de siste årene. Dette skyldes nok delvis dyktig overvåking av været utført av varslingsmeteorologene, men modellenes varslingssevne teller mest. Modellenes suksess skyldes systematisk utvikling og dataassimilasjonen over flere tiår. Her har ECMWF vært ledende i verden (Fig. 4).



**Fig. 4:** Økning i forutsigbarheten for værvarsling ved ECMWF siden dette senteret startet operasjonell værvarsling i 1979. Resultatet bygger på verifisering av værvarslingsmodellens evne til varsle lavtrykk og høytrykk på stor skala. ECMWF.

## Havmodeller

Det er utviklet lignende modeller for havet, modeller som kjøres med pådriv fra atmosfæren. Disse pådrivene kan tas fra fortløpende analyser eller prognoser ved havoverflaten, ofte for hver 6. time. Det fins arkiv med slike analyser – *reanalyser* - fra førti og femtiårene og fram til i dag. Analysene gir blant annet vind og turbulente flukser av bevegelsesmengde og varme – direkte varme, latent varme og strålingsvarme - mellom hav og atmosfære, dvs. de størrelsene som trengs for å kjøre havmodeller. I slike rene havmodeller blir utstrekning og tykkelse av sjøis vanligvis regnet som kjent på forhånd.

Modeller for havet er på noen måter enklere enn for atmosfæren og på andre måter mer kompliserte. En har turbulensproblemet felles med atmosfæremodellene, men havmodellene har bare vann i en fase og ingen varmetilførsel som f. eks. tilsvarer frigjøring av latent varme (bortsett fra i forbindelse med is). Dette er en stor fordel og betyr at vannpartikler beveger seg over store avstander uten å endre tetthet og saltholdighet. Strålingsforholdene er også langt enklere og omfatter bare øverste lag. I enda større grad enn i atmosfæren fins det skarpe gradienter i variable mellom ulike vertikale sjikt. Kyster og skråninger mot kyster setter sterke føringer på sirkulasjonen. Til en viss grad byr sterke gradienter mellom sjiktene og kystene på matematiske problemer. Et stort problem med havmodeller er mange ulike rom- og tidsskalaer som inngår i havets bevegelse (*romlige og temporære skalaer*). Vi kjenner tidevannsstrømmene, mindre kjent er blandingsprosessene disse representerer.

Havet har også sine lavtrykk og høytrykk som dannes ved *baroklin og barotrop instabiliteter*<sup>35</sup> (se Del II, kap. 3). Det er bare det at skalaen for disse lavtrykkene er mye mindre enn i atmosfæren, på våre bredder cirka 20 km, mot et par tusen km i atmosfæren. Dette betyr at

modellene trenger romlig oppløsning som samsvarer med dette, altså bør oppløsningen i havmodellene være mye høyere enn i atmosfæren.

Institusjoner som Meteorologisk institutt kjører havmodeller operasjonelt hver dag, blant annet for å varsle vannstand og strøm i overflaten. Pådrivene tas da fra prognoser for atmosfæren. Modellene kan ha ned til en kilometer mellom gitterpunktene for store deler av Nord-Atlanteren. Modellene kan være globale, men det blir som regel for beregningskrevende å bruke stor oppløsning overalt. Noen modeller har varierende oppløsning der oppløsningen fokuseres i området med mest interesse. Modellene kan også ha begrenset geografisk utstrekning. Det betyr at variable må spesifiseres på de ytre rendene. Som regel har en ikke prognoser for dette. Derfor brukes ofte klimatologiske forhold på rendene. Dette anses som en stor svakhet.

Mens værvarsler kan vurderes ut fra en mengde observasjoner, har vi inntil nylig hatt få observasjoner fra havet. Ofte vurderes havmodellene mot observasjoner som er tatt på spesielle tokt. Det fins også regelmessige observasjoner langs spesielle snitt. Et eksempel er Svinøysnittet på tvers av kontinentalsokkelen fra Stad og nordvestover. Vannstandsmålinger fins langs kysten, og vi vet hvor gode modellene er for vannstand. Nye målinger er nå kommet til (se nedenfor).

Reanalyser er blitt brukt for å kjøre havmodeller for Nord-Atlanteren for de siste tiårene, til dels tilbake til 1950. Resultatene er sammenlignet med det som fins av observasjoner fra faste snitt og regelmessige tokt. For våre havområder fins det en god del slike observasjoner. Ikke minst har Havforskningsinstituttet og tilsvarende myndigheter i gamle Sovjet gjort en stor innsats. Det er bra overensstemmelse mellom simuleringer og observasjoner når det gjelder styrke og variasjon av ulike strømmer i våre områder. Dette betyr at reanalysene – en serie fra ECMWF<sup>36</sup> og en fra NCEP<sup>37</sup>, USA, som omfatter *troposfæren* og *stratosfæren* - gir realistiske pådriv for havmodeller.

Det fins likevel ennå visse problem med modellene, et generelt problem gjelder hvor raskt vannmassene blander seg nedover i dypet, spesielt slike steder der *konveksjon* kan oppstå. Som i atmosfæren er konveksjon en ustabil prosess som det er vanskelig å modellere. Dagens klimamodeller, som kopler atmosfære og hav (se nedenfor), har en tendens til å transportere varme for raskt ned i dyphavet. Det er verdt å merke seg at dette gir en langsommere klimarespons på klimapådriv enn i virkeligheten.

Etter krigen, før satellittenes tid, ble observasjonsnett for værvarsling bygd ut med radiosonde-stasjoner, dvs. ballonger som stiger i atmosfæren og måler vind, trykk, temperatur og fuktighet. Værvarsling for lufttrafikk over Nord-Atlanteren var den gang svært viktig. Derfor ble det opprettet et imponerende nett med værskip i Atlanteren. Store skip med store mannskap opererte på faste posisjoner. Som regel ble det brukt to skip for å operere en posisjon. Det ble gjort forsøk på å få disse skipene til også å ta regelmessige observasjoner i havet ned til bunnen. Dette lyktes ikke. Det ble plassert et værskip i Norskehavet på 66 grader nord og to grader øst. Posisjonen kalles Mike og ble operert av Meteorologisk institutt ved et værskip som er blitt kalt Polarfront<sup>38</sup>. Her lyktes det å få gjort regelmessige målinger – en gang hver uke - i havet fra begynnelsen i 1948. Denne serien er den lengste i

verden når det gjelder oseanografiske målinger av temperatur og saltholdighet til store dyp. Nå er alle værskipene borte, også Polarfront, som opererte nesten til 2010<sup>39</sup>.

Å få kartlagt havets tilstand ved målinger er en stor oppgave. De siste tiårene har vi fått mange flere rutinemålinger av havets fysiske tilstand gitt ved strøm, temperatur og saltholdighet. Spesielt ble det bygd ut et observasjonsnett for å overvåke *El Niño*. I de siste årene har vi fått observasjonssystemet *Argo*, som 2008 talte over 3000 bøyer som måler ned til 2000 m<sup>40</sup> (Fig. 5). Plattformen med instrumentene senkes til store dyp og heves deretter til overflaten for å overføre data via satellitt. Andre nye data er målinger fra satellitt av blant annet havets nivå. Det er nå mulig å bruke alle tilgjengelige data til å analysere havet tilstand i det vi kaller sann tid, dvs. like etter at observasjonene er tatt, på samme måte som i værvarsling. Til det trenger en å utvikle lignede assimilasjonsmetoder som brukes i atmosfæren. I Bergen har Nansensenteret stor internasjonal kompetanse på dette<sup>41</sup>.

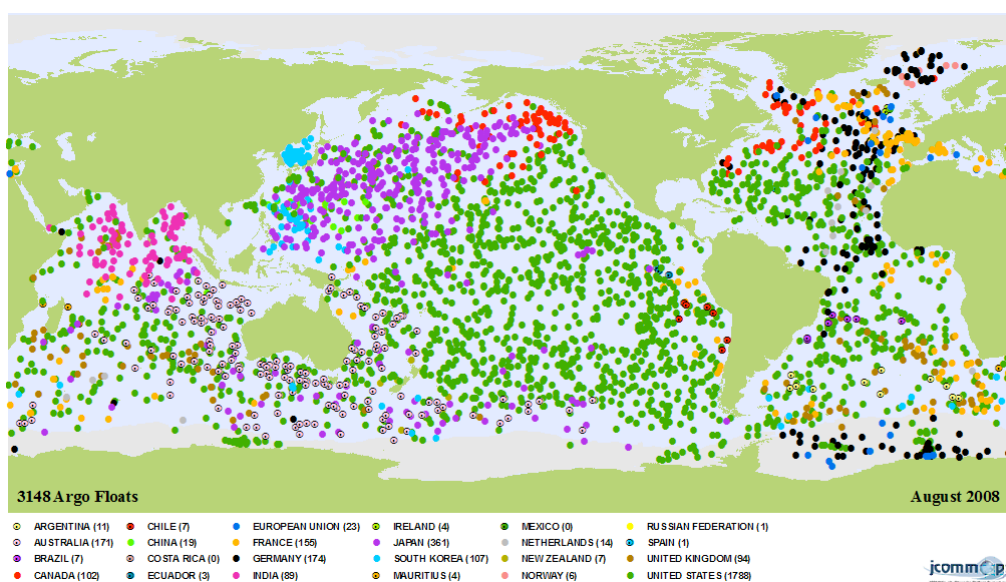


Fig. 5: Nettverket med Argo float august 2008. <http://en.wikipedia.org/>

## Klimamodeller

I prinsippet er en klimamodell en numerisk modell som omfatter klimasystemet, dvs. atmosfæren, havet, *sjøisen* og jordoverflaten. Utgangspunktet i utviklingen av klimamodeller har vært en global værvarslingsmodell, en global havmodell og en modell for sjøis. Den siste er en modell som simulerer endringer i sjøisen når analyser eller prognoser for havoverflaten er kjent, helst både på hav og atmosfære. En kaller gjerne de ulike delene for moduler i klimamodellen. Det foregår arbeid for å inkludere nye moduler i modellene, slik som kretsløpet for CO<sub>2</sub> og på sikt endringer i innlandsisen ved polene.

En klimamodell kan også være definert for en enkelt eller for et begrenset antall komponenter i klimasystemet. I en klimamodell for bare atmosfæren må pådrivene fra komponenter som havet og jordoverflaten, spesifiseres.



I en modell som kople atmosfære og hav overføres det hele tiden informasjon, slik som varmekuller, fra atmosfæredelen til havet og ismodellen og fra havet til atmosfæren og ismodellen, og fra ismodellen til hav og atmosfære. Det er ingen enkel oppgave å kople modulene. En atmosfæremodell som kjøres alene holdes i sjakk ved blant annet en sjøtemperatur som er ganske korrekt. Analyser av blant annet vind ved havoverflaten bidrar til å holde kjøringene med havmodeller innen realistiske grenser. I en kople modell er alle variable fri til å variere, slik danner klimamodeller sitt eget klima både for atmosfære og hav. Så spør det om modellens klima samsvarer med reelt klima.

Alle klimamodeller testes først ved å kjøre modellen for flere hundre år uten ytre pådriv, dvs. med samme styrke på sola, med samme innhold av drivhusgasser og med bare naturlige kilder for aerosoler. Dette kalles en *kontrollkjøring*.

Det er et problem er å finne en starttilstand for kontrollkjøringene. For atmosfæren gir reanalyser realistiske tilstander for siste 50 år, men havets starttilstand er vanligvis ikke kjent. Hvordan kan en da skaffe seg en starttilstand som omfatter havet? En kan for eksempel starte med klimatologiske forhold for havet for en årstid basert på de målingene som fins. Så kan en kjøre havmodulen alene med kjente føringer fra atmosfæren. Slike kjøringene over mange tiår kan gi en realistisk sirkulasjon i havet. Sammen med en tilfeldig tilstand for atmosfæren, kan en kople kjøring nå slippes løs. Med dette startes en kontrollkjøring. Av ulike årsaker skjer det da vanligvis en drift i modellklimaet over mange år. Driften er et uttrykk for at starttilstanden ikke er i balanse med det klima modellen representerer. Modellene, som ikke er perfekte, driver av for å utvikle sitt eget klima litt forskjellig fra de klimaet vi måler. Driften er vanligvis så markant at den kommer til syne som en markant trend i global temperatur, som en kan øke eller avta over mange tiår. Dersom denne driften stopper opp, betyr det at modellen simulerer et stabilt klima, litt forskjellig fra vårt virkelige klima. Slik gir kontrollkjøringen et kontrollklima.

Det kan tenkes at en slik klimadrift fortsetter i flere hundre år. En årsak kan være at havmodellen ikke gir store nok flukser av varme fra ekvator til polene slik at klimaet ved polene gradvis blir kaldere. En slik feil har ofte med dårlig oppløsning i havmodulen å gjøre. Til nylig har det fleste modellene hatt en slik feil. For å rette på feilen har en innført korreksjoner i fluksene av varme mot polene – såkalt *flukskorreksjon* - slik at klimaet i kontrollkjøringen holder seg konstant. Stadig flere modeller viser bare litt drift i begynnelsen og deretter et konstant klima uten flukskorreksjon. Med konstant klima - med eller uten flukskorreksjon - kan vi mene at for eksempel global temperatur ved jordoverflaten ikke viser trender over lang tid, dvs. flere hundre år. I slikt konstant klima vil klimamodellene vise visse variasjoner fra år til år, fra dekadene til dekadene og i en viss grad over litt lengre perioder (multidekader). Dette er de interne variasjoner som modellens klimasystem selv er årsak til.

I motsetning til en værvarslingsmodell må en klimamodell simulere årlige variasjoner, for eksempel smelte deler av sjøisen i Arktis realistisk om sommeren og fryse den til igjen om høsten. Modellene må simulere konveksjon i tropene, vandrede lavtrykk og høytrykk på midlere bredder, nedbør og snødekke, inversjoner etc. I gjennomsnitt må en modell få fram en realistisk *hadleycelle*, subtropiske høytrykk, *Islandslavtrykket*, *Sibirhøytrykket* etc. Variasjonene fra år til år må omfatte realistiske svingninger over flere år som *NAO* og *ENSO*

(se Del IV). Også sirkulasjonen i stratosfæren må gi realistiske årlige variasjoner og hendelser som plutselige stratosfæreoppvarming om vinteren.

Kontrollklimaet i alle modeller blir nøye sammenlignet med meteorologiske og oseanografiske målinger. Det identifiseres på den måten visse forskjeller mellom kontrollklima og reelt klima. Det kan være at vestavindsbeltet på våre bredder er litt sterkere i modellen enn i virkeligheten og går mer inn over sentrale områder i Europa enn det målinger viser. Dette betyr i så fall at lavtrykksbanene (*stormbaner*) ikke i stor nok grad går inn i Norskehavet. Det kan være at de nevnte svingningene ikke varierer helt slik som målingene viser osv. Realistisk simulering av skyer gir spesielle utfordringer.

Kontrollklimaet kan være forbausende likt observert klima med realistiske strukturer og variasjoner over året og fra år til år. Men modellene kan også ha alvorlige systematiske feil. Om en for eksempel undervurderer snømengden systematisk, vil endringer i *albedo* gi en *tilbakekopling* med store følger. Feil i simulering av fuktighet i jordbunn og vegetasjon kan gi store feil i avrenning til havet gjennom elver. Flere modeller har vansker med å simulere et realistisk havklima, noe som trolig skyldes for dårlig oppløsning. Men modellene får fram de viktigste havstrømmene slik som Golfstrømmen og de store *gyrene*. Også omveltningen i Nord-Atlanteren (*meridional omveltningssirkulasjon*), som betyr så mye for vårt klima, er med på en realistisk måte. Men flere detaljer kan mangle. For eksempel kan det være at modellene ikke fører nok varmt vann inn i Barentshavet med den følgen av det blir mer sjøis enn observert.

Når en tilfredsstillende kontrollkjøring foreligger, kan klimamodellen brukes til klimasimuleringer. Det viktigste er å teste modellen på observerte klimavariasjoner siste 150 år ved å bruke tilgjengelig kunnskap om ulike strålingspådriv. Starttilstandene blir da tatt fra tilstander i kontrollkjøringen. Resultatene i en klimamodell kjørt i mange år blir etter hvert uavhengig av starttilstanden. Som regel kjøres det et ensemble av like kjøringene fra ulike starttilstander. De ulike kjøringene er litt ulike, men simulerer som regel lik langtidsvariasjon slik som oppvarmingen de siste tiårene.

Tidsutviklingen av de ulike *strålingspådrivene* føres på underveis i kjøringene, og eksperimentet blir kalt et *transient klimaeksperiment*. Det er en stor forskningsoppgave å rekonstruere de ulike pådrivene. Variasjonen i konsentrasjonen av de ulike klimagassene, slik som CO<sub>2</sub>, kjenner en med relativt stor nøyaktighet. Pådrivet dette gir blir beregnet av modellenes strålingsfysikk. Eventuelle endringer i solstrålingen blir innført direkte. Vi kjenner til de store vulkanutbruddene for denne perioden, det viktigste her er å ha gode anslag for hvor mye av partiklene som når stratosfæren (Del VI, kap. 5). Andre pådriv skyldes *antropogene* utslipp av forurensinger som fører til partikler i troposfæren. De mest avanserte modellene simulerer kretsløpet for aerosoler, dvs. starter med utslippene, flytter partiklene, omformer dem og beregner avsetning i overflaten.

Det fins til sammen omkring 10 ulike pådriv som kan være med i klimasimuleringer. Modellenes simuleringsevne blir avdekket ved å sammenligne klimavariasjonene i disse 150 årene med endringene som er observert. Det første som sammenlignes er gjerne global temperatur. Vi skal komme tilbake til resultatene.

Har en først utviklet en klimamodell, utgjør den et slags elektronisk laboratorium. En kan for eksempel kjøre modellene siste 150 år med hvert pådriv hver for seg eller grupper av pådriv, for eksempel alle naturlige pådriv og alle antropogene pådriv. En kan kjøre modellene på fortidens klima, for eksempel for å estimere klimaet i visse klimaperioder. Slik er det gjort mange simuleringer for å rekonstruere klimaet under *siste istids maksimum*, eller ved i den varmeste perioden midt i *holosen*. For istiden er det viktig å på forhånd kjenne utstrekning og høyde på de store innlandsisene ved polene, slik som store massiv som lå over Canada og Fennoskandia (Skandinavia, Finland og Nordkalotten). I tillegg må en ha riktig konsentrasjon av drivhusgassene. Slike kjøring blir som en kontrollkjøring med pådriv som ikke endres. Resultatet kan sammenlignes med rekonstruksjoner av for eksempel temperatur utført med forskjellige metoder for flere steder. Skeptikere anklager klimatologer som rekonstruerer slike klimaendringer, for å justere sine resultater etter hva klimamodellene viser<sup>42</sup>.

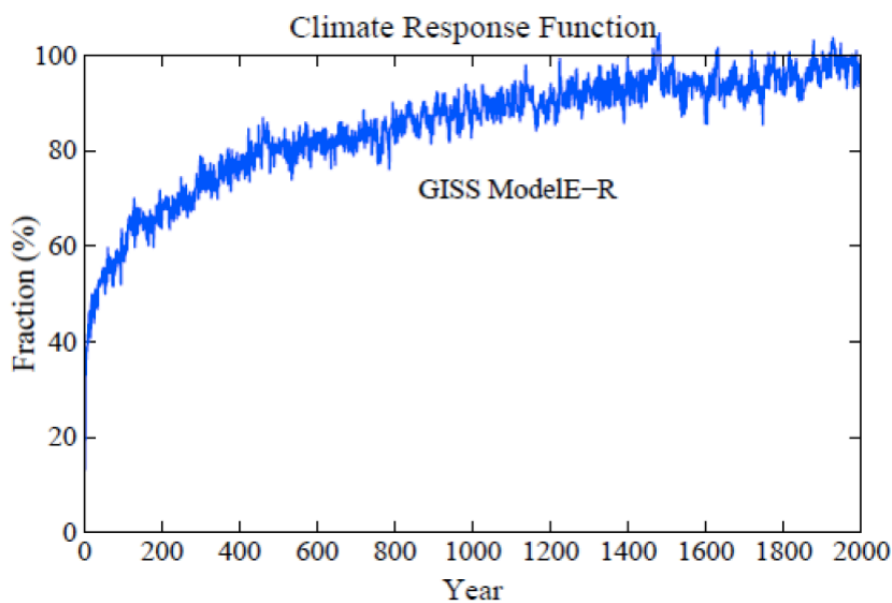
Går en langt tilbake i tid, har klimamodellene store problem med å simulere riktig klima. Eosen er en geologisk epoke som varte fra  $55.8 \pm 0.2$  til  $33.9 \pm 0.1$  millioner år siden<sup>43</sup>. I starten av denne epoken ble klimaet på jorda varmere gjennom en periode kalt *termalmaksimumet i paleosen-eosen*<sup>44</sup>. Årsaken til dette var langt høyere mengder av CO<sub>2</sub> i atmosfæren som følge av intens forflytning av visse kontinenter da fjellkjeden Himalaya ble dannet. I polare områder var klimaet så varmt at en type krokodiller eksisterte på Spitsbergen. I Minnesota fantes det fauna som ikke ville overleve frost. Solstrålingen var en smule svakere enn i våre dager. Kontinentenes posisjon var forskjellig, men på nordlige halvkule var deres geografiske bredde nesten som i dag. En har prøvd å simulere det varme klimaet i klimamodeller ut fra kunnskap om CO<sub>2</sub> og kontinentenes posisjon. Modellene viser langt varmere klima enn i våre dager, men får ikke tilstrekkelig varmt klima i nordområdene. Det betyr at modellene ikke klarer å transportere tilstrekkelig med varme fra ekvator til polene. Skeptikere tar dette til inntekt for at det er noe fundamentalt galt med klimamodellene, at f. eks. at visse parametre i modellene er tilpasset et klima karakterisert ved is ved polene. Siste ord om slike problem er ikke sagt.

Modellene er det beste verktøyet en har for å anslå framtidens klimavariasjoner. Dette kan gjøres ved å fortsette kjøringene som startet for 150 år siden med *utslippsscenarioer* for framtiden<sup>45</sup>. Igjen kjøres det et ensemble av kjøring for hvert scenario. Modellene simulerer da gjerne til et stabiliseringsnivå for CO<sub>2</sub> ved år 2100 og videre fram i enda hundre år. En kan da for eksempel sammenligne klimavariasjonene i kjøringene for perioden 2071-2100 med perioden 1971-2000. En fokuserer gjerne på differansen. Det første som undersøkes er igjen global temperatur, men globale klimamodeller gir resultater overalt på kloden med detaljer som er bestemt av oppløsningen. Når slike resultater er kjent, kan de brukes til å beregne forhold som ennå ikke direkte er med i modellene, slik som endringer i *breer og innlandsis* og havets nivå. Om det kjøres et ensemble med samme modell, gir hvert medlem i ensemblet noe forskjellig resultat, og variasjonen gir et uttrykk for betydningen av indre klimavariasjoner i modellen. Dersom en kjører flere modeller fra samme starttilstand, vil hver modell gi noe forskjellig resultat og variasjonen gir uttrykk for usikkerhet i modellene. Det må legges til at modellene kan ha systematiske feil av samme karakter, det vil si at de kan fravike fra virkeligheten på en lignende måte.

Den viktigste årsaken til forskjellige resultater i de forskjellige modellene skyldes ulik representasjon av de prosessene som ikke er oppløst, det vi kalte parameterisering. Det arbeides nå med å uttrykke usikkerhet i slik parameterisering direkte i modellene. Et ensemble med en slik modell skal da kunne uttrykke modellusikkerheten direkte<sup>46</sup>.

Siden det i modellene inngår utslippsscenarier, kaller vi ikke resultater for framtiden for klimaprognoser, men *klimaprojeksjoner*.

Noen ganger blir det kjørt såkalte *likevektseksperiment*. Dette er eksperiment der det legges på et strålingspådriv i starten, f. eks. en dobbel konsentrasjon av CO<sub>2</sub>, og det kjøres fram til at ny *strålingsbalanse* er oppnådd. I slike eksperiment studeres bare forskjellen mellom slutttilstanden og starttilstanden, en forskjell som gir et uttrykk for *klimasensitiviteten* (se Del II, kap 2). I tillegg gir et slik eksperiment en kurve for hvor raskt modellen tilpasser seg et klimapådriv, som oftest uttrykt i prosent av totalrespons for flere hundre år framover i tid (Fig. 6). Sammen med klimasensitiviteten gir en slik responskurve de viktigste karakteristiske egenskapene ved en klimamodell. Slik kunnskap bør alltid finnes for alle modeller.



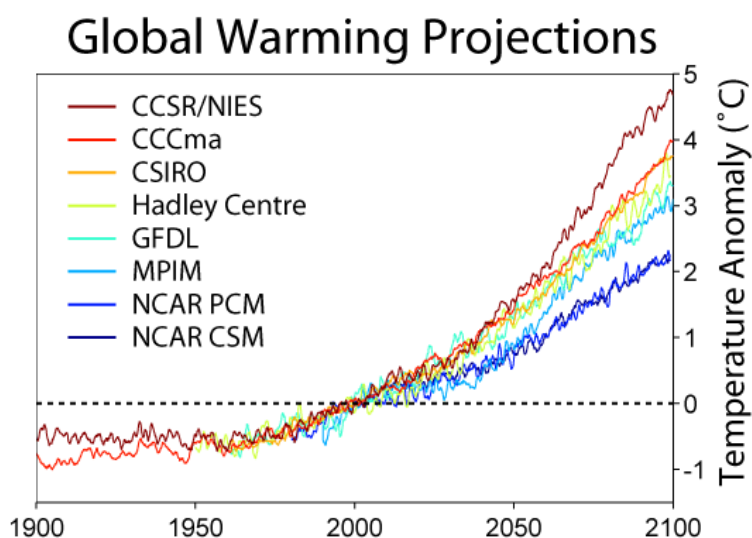
**Fig. 6:** Responskurve for en klimamodell fra GISS, NASA (modelE-R) basert på et kontrolleksperiment over 2000 år og et eksperiment med doubling av CO<sub>2</sub> i atmosfæren i starten<sup>49</sup>. Innlandsis og vegetasjon ble holdt konstant i eksperimentene. Kurva viser fraksjon av respons ved ny likevekt i prosent. Modell-R har en klimasensitivitet på 3 °C for en doubling av CO<sub>2</sub>, og responskurva blir vurdert til å være noe langsommere enn virkeligheten<sup>50</sup>.

En kan også anslå klimasensitiviteten ved å kjøre såkalte *dobbelt CO<sub>2</sub>-eksperiment*. Da starter en fra en tilstand i kontrollkjøringen og øker konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> forløpende med en prosent per år. Da får vi en doubling i løpet av 70 år. Det er vanlig å sammenligne resultatet for de siste tjue årene med gjennomsnitt over lang tid i kontrollkjøringen. Da ser en på det som kalles *transiente endringer*. For å finne sensitiviteten må en kjøre videre med konstant

nivå for CO<sub>2</sub> inntil strålingsbalanse og stabilt klima er oppnådd. Om en bare kjører i 70 år og likevel vil estimere sensitiviteten, kan en med forsiktighet bruke teoretiske argument og resultat fra andre kjøringene som er kjørt til likevekt.

IPCC bestemmer utslippsscenarioer for fremtiden og innbyr de forskjellige klimasentrene til å gjøre klimasimuleringer med sine modeller etter visse felles spesifikasjoner. Fra tid til annen setter IPCC strengere krav til modellene og kjøringene i takt med generell utvikling av klimamodeller. Modellene brukt til rapporten i 2007 tok utgangspunkt i observerte konsentrasjoner for klimagassene (Fig. 7). IPCC planlegger nye rapporter til 2014. Det vil da bli krevd at modellene skal inkludere kretsløpet for CO<sub>2</sub>. Det betyr at de må starte med utslippene av klimagasser som CO<sub>2</sub> og gjøre beregninger av ulike kilder og sluk som omfattes av kretsløpet for karbon (se Del VI kap. 4). Konsentrasjonen av drivhusgassene blir på denne måten et resultat av hvordan kretsløpet fordeler utslippene. Spesielt gis det rom for ulike tilbakekoplinger, som for eksempel effekten av at havets opptak av CO<sub>2</sub> kan endre seg om det blir oppvarmet.

**Fig. 7:** Scenarier for global oppvarming beregnet i ulike globale klimamodeller. Scenariet for utslipp er A2. [http://en.wikipedia.org/wiki/Global\\_climate\\_model](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_climate_model)



Flere klimasentra i verden arbeider nå med å analysere aktuelle starttilstander for klimasystemet basert på målinger, på lignende måte som meteorologene utfører regelmessige analyser for atmosfæren. Tanken er å kunne kjøre klimamodeller fra dagens tilstand. Vi har nevnt at rutineobservasjoner i havet har ført til at det nå utvikles metoder for å assimilere observasjoner i havmodeller for å estimere havets øyeblikkelige tilstand. Noen værvarslingssentra som ECMWF og Hadleysenteret, har lenge kjørt komplette modeller fra reelle tilstander for å eksperimentere med sesongvarsling av været. Det neste steget er simuleringer over flere tiår fra aktuelle tilstander. For slike korte perioder er ikke resultatet så mye avhengig av hva slags scenario som eventuelt brukes for utslipp. Derfor blir resultatet betegnet en *klimaprediksjon* (i motsetning til projeksjon). De første resultatene er allerede publisert av Hadleysenteret for global temperatur<sup>47</sup>. Beregningene kan betraktes som forsøk på varsling av klimaendringer. Intensjonen er å kjøre noen få tiår fram i tid. Det står igjen å finne ut hvor stor forutsigbarhet det er for slike variasjoner.

I dag lages det altså reelle analyser for tilstandene i atmosfæren og havet hver for seg. I tillegg kommer analyser av sjøis og visse forhold i jordoverflaten slik som fuktighet i jordbunnen. Om en starter en klimamodell fra slike observerte tilstander, får en problem med klimadrift. Modellene starter fra en realistisk tilstand i et realistisk klima, men driver over i sitt eget modellklima litt forskjellig fra reelt klima. Denne driften er som regel størst de første årene. Slik blir noe av endringene som beregnes klimadrift og ikke uttrykk for reelle klimaendringer. Noen tiår tilbake hadde værvarslingsmodellene lignende problem ved at observasjoner av masse og vind ikke var i det vi kaller dynamisk balanse. Dette problemet er for lengst løst. For klimamodeller kan det også løses, men det er ingen enkel oppgave.

IPCC har åpne dataarkiv for ulike klimasimuleringer som er blitt vurdert i deres rapporter. Det samme gjelder tidsserier for klimapådriv. Sammen med observasjoner av klimaendringer blir dataene brukt i formelle studier for å påvise klimaendringer og for å finne årsakene til klimaendringer. I slike studier blir klimaendringer ”detektert” og ”årsakstilskrevet” (*deteksjon og tilskrivning*)<sup>48</sup>. På den måten er *tilskrivingsstudier* bestrebelser på å bestemme mekanismene bak klimaendringer. Studiene gjøres først og fremst for siste 150 år, og spesielt for siste 50 år da global temperatur har økt markant. Å detektere et klimasignal betyr å påvise at en observert endring ikke kan forklares som en naturlig intern klimavariasjon. Å tilskrive en årsak til en klimaendring betyr å påvise at det målte klimasignalet er konsistent med en estimert respons for en gitt kombinasjon av antropogene og naturlige strålingspådriv. Omvendt må signalet ikke være konsistent med alternative, fysisk plausible forklaringer som ekskluderer viktige elementer i den gitte kombinasjonen av pådriv. De formelle statistiske studiene tilstreber å gi sannsynligheter for tilskrivelse. På grunnlag av tilskrivingsstudier skriver for eksempel IPCC i sin fjerde rapport at *det er svært sannsynlig at menneskelige aktiviteter har påført klimasystemet en betydelig netto oppvarming siden 1750*.

Modellene beregner klimasystemets tilbakekopling på strålingspådriv. Siden vanndamp er den viktigste drivhusgassen, er det viktig å få fram realistiske endringer i vanndampen og den tilbakekopling den gir. Det kan se ut som modellene klarer dette tilfredsstillende. Det er verre å få til tilbakekoplingen fra skyer. Vi vet ikke sikkert hvor stor denne er fra observasjonsstudier og vi vet ikke helt hvor godt modellene simulerer en slik tilbakekopling. Dette kommer vi tilbake til.

### **Forutsigbarhet for klimaendringer**

Når det er klare teoretiske og praktiske grenser for hvor langt fram været kan varsles, er det da mulig å beregne klimaendringer? Som kjent er klima været i gjennomsnitt over lengre perioder, gjerne 30 år, representert ved statistisk. Forutsigelse av klimaendringer blir på denne måten noe helt annet enn for varsling av været. Forutsigbarhet for værvarsling og klimaendringer viser seg teoretisk sett å være to helt ulike former for forutsigbarhet, to ulike typer problem. I faglitteraturen kalles evnen til værvarsling *forutsigbarhet av første slag*, mens evnen til varsling av klimaendringer *forutsigbarhet av andre slag*. Forutsigbarhet for værvarsling er knyttet til usikkerhet i begynnelsestilstanden og ikke-lineær vekst av små forstyrrelser. I tillegg kommer usikkerhet knyttet til værvarslingsmodellene, spesielt i parameterisering av prosesser på mindre skalaer enn dem modellen løser opp. Forutsigbarhet for klimaendringer er mer knyttet til ytre *pådriv på klimasystemet*, slik som endringer i solstråling og drivhusgasser kan gi. Begynnelsestilstanden betyr mindre. Teoretisk tenkning

og erfaring fra klimamodeller tyder på at det er mulig å beregne klimaendringer som skyldes ytre pådriv. Vi tenker da for eksempel på endringer som trender i temperatur og nedbør over flere dekadere.

Variasjoner fra årstid til årstid, år til år og fra dekada til dekada er avhengig av begynnelsestilstanden og generelt mindre forutsigbare. Spørsmålet er om det fins forutsigbarhet på disse tidsskalaene i det hele tatt. Ut fra teoretiske betraktninger er det nærliggende å tenke at ulike avvik – anomalier – i jordoverflaten, som tilnærmet varer like lenge som varslingsperioden, kan påvirke sirkulasjonen i atmosfæren. Eksempler er anomalier i sjøtemperaturen over større områder og anomalier i snødekket. Slik mener en for eksempel at uvanlig mye snø over Asia om høsten kan påvirke været den følgende vinter. Anomalier i SST er knyttet til anomalier i havsirkulasjonen. Flere mener at dekadeariasjoner i havsirkulasjonen gir lignende variasjoner i atmosfæren. Derfor blir det spennende å se om kjøring av klimamodeller fra reelle aktuelle tilstander kan gi forutsigbarhet for dekadeariasjoner.

Teoretisk sett er varsling på sesongskala mer forutsigbar for tropene enn for områdene utenfor tropene. Dette skyldes at bevegelsene ikke er fullt så kaotiske som på høyere bredder. Mye forskning er blitt utført ut fra hypoteser om at anomalier i tropene, i sjøtemperatur og/eller i selve sirkulasjonen i atmosfæren, påvirker været utenom tropene. Slik har det lenge funnet sted en jakt på sammenhenger i været på tidsskalaer utover den som dekkes av vanlig værvarsling, sammenhenger som ikke bare gir bedre forståelse for hvordan vekslingsene i været virker, men som også gir håp om varsling. I neste del gir vi et innblikk i disse anstrengelsene og resultatene de har gitt.

Klimamodeller er kompliserte og vanskelige å få tak på for folk flest. Klimaskeptikere tror gjerne at konstanter i beregningene ”tunes” for å resultatene til å stemme med observasjoner. Dette er direkte galt, slik ”tuning” er praktisk talt umulig å gjennomføre i så kompliserte modeller. Klimaskeptikere hevder også at problemet global oppvarming er et fenomen som bare opptrer i klimamodeller. Dette er også direkte galt. Den viktigste informasjonen om global oppvarming kommer ikke fra klimamodeller, men fra observasjoner. James Hansen setter faktisk data fra *paleoklima* for de viktigste når dagens klimasituasjon skal vurderes. På andre plass setter Hansen observasjoner fra den siste tiden, og informasjon fra klimamodeller kommer på tredje.

Da Jule Charney brukte eksisterende modeller til å estimere klimasensitiviteten for dobling av karbondioksid, kunne han bare si at den sannsynligvis var mellom 1,5 og 4,5 grader. Og med ”sannsynligvis” mente han at det bare var 65 prosent sjanse for at den ligger innenfor disse rammene. Over tretti år senere gjør modeller jobben bedre, men fortsatt er sprikene store når det gjelder bestemmelse av klimasensitivitet. Derfor gir de også store sprik i resultatene for framtidige projeksjoner. Klimamodeller gjør en respektabel jobb i å demonstrere visse tilbakekoplinger, slik som fra vanddamp og sjøis, men fortsatt store sprik for klimasensitivitet bekymrer. Likevel er klimamodeller det beste redskapet for projeksjoner etter visse utslippsscenarioer.





- <sup>1</sup> Helmholtz, H. von 1884, *Wirbelstürme und Gewitter*. Vorträge u. Reden, 2, p. 141, Braunschweig.
- <sup>2</sup> Godske, C.L 1956. *Hvordan blir været?* J.W Cappelens forlag, Oslo, 258 sider.
- <sup>3</sup> Grønås, S., 2005. Vilhelm Bjerknes' Vision for Scientific Weather Prediction. In: Geophysical Monograph Series 158. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective; Oceanography, Climatology, Biogeochemistry and Modeling*. Eds H. Drange et al. American Geophysical Union.
- <sup>4</sup> Bjerknes, V. 1904. Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik and der Physik. *MeteorologischeZeitschrift*, Wien, 21, 1-7.
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Newton's\\_laws\\_of\\_motion](http://en.wikipedia.org/wiki/Newton's_laws_of_motion)
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Continuity\\_equation](http://en.wikipedia.org/wiki/Continuity_equation)
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Equation\\_of\\_state](http://en.wikipedia.org/wiki/Equation_of_state)
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Conservation\\_of\\_energy](http://en.wikipedia.org/wiki/Conservation_of_energy)
- <sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Entropy>
- <sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Second\\_law\\_of\\_thermodynamics](http://en.wikipedia.org/wiki/Second_law_of_thermodynamics)
- <sup>11</sup> Eliassen, A. 199. Vilhelm Bjerknes' early studies of atmospheric motions and their connection with the cyclone model of the Bergen School. In *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*, (M. Shapiro and S. Grønås, Eds) American Meteorological Society, Boston, pp 5-13.
- <sup>12</sup> Bjerknes, V. 1914. Meteorology as an exact science. Translation of Die Meteorologie als exakte Wissenschaft. Antrittsvorlesung gehalten am 8. Jan 1913 in der Aula der Universität Leipzig. *Mon. Wea. Rev.*, 42, 11-14.
- <sup>13</sup> Lynch, P. 2007. *The Emergence of Numerical Weather Prediction: Richardson's Dream*. Cambridge.
- <sup>14</sup> Richardson, L.F., 1922. *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press. (Reprinted by Dover Publications, New York, 1965, with a new introduction by Sydney Chapman.)
- <sup>15</sup> Lynch, P. 1999. Richardson's marvellous forecast. In *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*, (M. Shapiro and S. Grønås, Eds), American Meteorological Society, Boston, pp 61-73.
- <sup>16</sup> Det krever en del kunnskap i meteorologi for å forstå dette. Det er en nøye sammenheng mellom vindens tilstand og temperaturen gitt ved ligningene nevnt over. Analyser av vind og temperatur over store områder vil ikke kunne få fram denne sammenhengen tilstrekkelig nøyaktig uten å bruke spesielle metoder som sikrer balanse.
- <sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/John\\_von\\_Neumann](http://en.wikipedia.org/wiki/John_von_Neumann)
- <sup>18</sup> Charney, J.G., R. Fjørtoft, and J. von Neumann, 1950. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2, 237-254.
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Numerical\\_weather\\_prediction](http://en.wikipedia.org/wiki/Numerical_weather_prediction)
- <sup>20</sup> <http://www.ecmwf.int/>
- <sup>21</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ensemble\\_forecasting](http://en.wikipedia.org/wiki/Ensemble_forecasting)
- <sup>22</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Supercomputer>
- <sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Lennart\\_Bengtsson](http://en.wikipedia.org/wiki/Lennart_Bengtsson)
- <sup>24</sup> Økland, H., 1963. The operational forecasting model used in the Norwegian meteorological service, *Tellus*, 3, 280-283.
- <sup>25</sup> Det ble brukt en modell med en balanse mellom vindfelt og massefelt (gitt ved temperaturen eller geopotensiell høyde) som gjelder til en hver tid.

<sup>26</sup> Fjørtoft, R., 1952. On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 4,3

<sup>27</sup> Løsningsprosedyren brukt av Richardson er en såkalt Eulersk metode, hvor beregningene utføres lokalt i hvert gitterpunkt. Alternativet er den Lagrangske metode, der beregningene foretas langs partiklenes baner. Den kvasi-Lagrangske metoden kombinerer disse to metodene når det gjelder feltenes bevegelse. Den sikrer lengre tidsskritt og er slik mindre beregningskrevende. Metoden brukes i dag i de fleste værvarslings- og klimamodeller.

<sup>28</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/HIRLAM>

<sup>29</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Determinism>

<sup>30</sup> Bjerknes, V. 1904. Veirforudsigelser og mulighetene til at forbedre dem. *Aftenposten* 8.-10. januar.

<sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Edward\\_Norton\\_Lorenz](http://en.wikipedia.org/wiki/Edward_Norton_Lorenz)

<sup>32</sup> Lorenz, E., 1963. Deterministic non-periodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20, 130-141.

<sup>33</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Octal>

<sup>34</sup> Grønås, S. 2008. Kaosteroriens far er død. <http://www.forskning.no/artikler/2008/april/180376>

<sup>35</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Baroclinity>

<sup>36</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/ECMWF\\_re-analysis](http://en.wikipedia.org/wiki/ECMWF_re-analysis)

<sup>37</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/NCEP/NCAR\\_Reanalysis](http://en.wikipedia.org/wiki/NCEP/NCAR_Reanalysis)

<sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_ship](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_ship)

<sup>39</sup> Når dette skrives, henger Polarfronts framtid i en tynn tråd.

<sup>40</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Argo\\_\(oceanography\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Argo_(oceanography))

<sup>41</sup> <http://www.nersc.no/main/index2.php>

<sup>42</sup> Lindzen, R.S. 2008. Climate Change: I s it currently designed to answer questions? <http://arxiv.org/abs/0809.3762>

<sup>43</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Eocene>

<sup>44</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene-Eocene\\_Thermal\\_Maximum](http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene-Eocene_Thermal_Maximum)

<sup>45</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Special\\_Report\\_on\\_Emissions\\_Scenarios](http://en.wikipedia.org/wiki/Special_Report_on_Emissions_Scenarios)

<sup>46</sup> [http://www.agu.org/meetings/fm10/lectures/lecture\\_videos/A42A.shtml](http://www.agu.org/meetings/fm10/lectures/lecture_videos/A42A.shtml)

<sup>47</sup> Smith, D.M. *et al.* 2007. Improved Surface Temperature Prediction for the Coming Decade from a Global Climate Model. *Science*, **317**, 796-799.

<sup>48</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Attribution\\_of\\_recent\\_climate\\_change](http://en.wikipedia.org/wiki/Attribution_of_recent_climate_change)

<sup>49</sup> Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, P. Kharecha, A. Lacis, R.L. Miller, L. Nazarenko, K. Lo, G.A. Schmidt, G. Russell et al., 2007. Climate simulations for 1880-2003 with GISS modelE. *Clim. Dynam.*, 29, 661-696, doi:10.1007/s00382-007-0255-8.

<sup>50</sup> Hansen, J, M. Sato, P. Kharecha, K. von Schuckmann 2011. Earth's Energy Imbalance and Implications. [http://www.columbia.edu/%7Ejeh1/mailings/2011/20110415\\_EnergyImbalancePaper.pdf](http://www.columbia.edu/%7Ejeh1/mailings/2011/20110415_EnergyImbalancePaper.pdf)

## **Variasjoner i været fra år til år**

Varsling av været har begrenset forutsigbarhet.

Forskere har likevel funnet visse sammenhenger i været på stor romlig skala som viser en viss regulær variasjon over året og fra år til år. Håpet er at slike variasjoner kan gi forutsigbarhet for sesongvarsling.

I Del II ga vi en innledning i meteorologi, blant annet om de storstilte vindsystemene, det vi kaller *atmosferens generelle sirkulasjon*. I Del III ga vi en innføring i kompliserte matematiske modeller brukt til værvarsling og klimasimulering. Slike modeller gir status for vår evne til å varsle været på kort og lengre sikt, helt fram til *klimaendringer*. Slik diskuterte vi også begrepet *forutsigbarhet* for ulike typer varsling. Vi fant at forutsigbarhet for sesongvarling og varsling fra år til år er beskjeden, men at varsling av klimaendringer, mer presist *klimaprojeksjoner* under *utslippsscenarioer*, gir en annen form for forutsigbarhet uavhengig av forutsigbarhet for værvarsling.

I Del IV skal vi se nærmere på det vi har kalt indre klimavariasjoner (*intern variasjon*), naturlige variasjoner som ikke skyldes ytre *strålingspådriv*, som økt *drivhuseffekt* er et eksempel på. Det dreier seg om fenomen med mønstre på stor skala (*moder for klimavariasjon*) som varierer fra år til år og som kan gjennomgå en slags svingning som kan vare noen år. Det mest kjente går ofte under navnet *El Niño*. Det er på ingen måte snakk om regulere, svært forutsigbare variasjoner, men hendelser som oppstår og forsvinner og som pendler på en måte som ikke bare kan karakteriseres som kaotisk (*kaos*).

Det utføres mye forskning for å forstå disse fenomenene og for, om mulig, å varsle dem. Til nå er utbyttet, i form av forutsigbarhet, som regel magert. Dette henger sammen med at det dreier seg om varsling på tidsskalaer der atmosfærens kaotiske natur, som dominerer værvarsling, fremdeles gjør seg sterkt gjeldende. Men siden varslingsevne på disse tidsskalaene vil ha stor betydning for mange mennesker, og fordi årsakene til variasjonene etter hvert er blitt bedre forstått, fortsetter forskningen. Alternativet til varsler er å bruke gjennomsnittsværet de siste årene, det vi kaller klimatologi. Målet for forskningen er å oppnå resultater for sesongvarsling som er bedre enn klimatologi.

Vi har tidligere så vidt nevnt *monsunene* som typiske årlige variasjoner. Vi starter med en innledning om sommermonsunen i India, som fører med seg et livgivende sommerregn. Når sommermonsunen i visse år svikter, kan dette få katastrofale følger for jordbruk og matforsyning. En har lenge prøvd å varsle sommermonsunen, et problem som leder oss over til fenomener som *El Niño*. Videre ser vi på værtyper på våre bredder, dvs. en svingning over noen år vi kaller *Den nordatlantiske svingningen* (oscillasjon). Vi tar også med en svingning kalt *Atlantisk multidekadisk oscillasjon* som mer direkte er knyttet til havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren.

## IV.1. SOMMERMONSUNEN OVER INDIA

Monsunen er livgivende for store deler av verden, kanskje spesielt for Sørøst-Asia. Som europeere knytter vi ofte monsunen til India, fordi vi gjerne har våre impulser om land i Asia fra britene, som lenge styrte landet som en koloni. I indisk litteratur er monsunen et kjent tema helt fra de gamle Vedaskriftene<sup>1</sup>, spesielt beskrives lettelsen som oppleves når regnet kommer med håp om avlinger og lykkelige dager. I moderne tid har vi bl. a. britiske beretninger om sommermonsunen, hvordan en ventet på den og hva som skjedde da den kom. Rudyard Kiplings diktning er spesielt godt kjent<sup>2</sup>.

I februar kommer våren til India etter som sola stiger på himmelen. En fantastisk blomstring finner sted overalt. Men allerede sent i mars er blomstringen over, og tørken setter inn. Sola varmer, jorda tørker og brekker opp. Støvet i luften blir en plage. Alle venter på regn. I mai ser en skyer om ettermiddagene som demper varmen en smule. Svermer av gresshopper dekker for sola. Fra tid til annen følger kraftige vindkast som kan felle tre og blåse hustak av. Kipling bruker uttrykk som brennende luft og verkende himmel i sine dikt. Heten er uutholdelig.



Endelig monsun! <http://www.courier-journal.com/>

Sent i mai eller i juni kommer regnet. Svarte skyer bygges opp i horisonten, en ser lyn og hører torden på avstand. Store regndråper faller fra skyene, men tørker ennå på veien ned til overflaten.

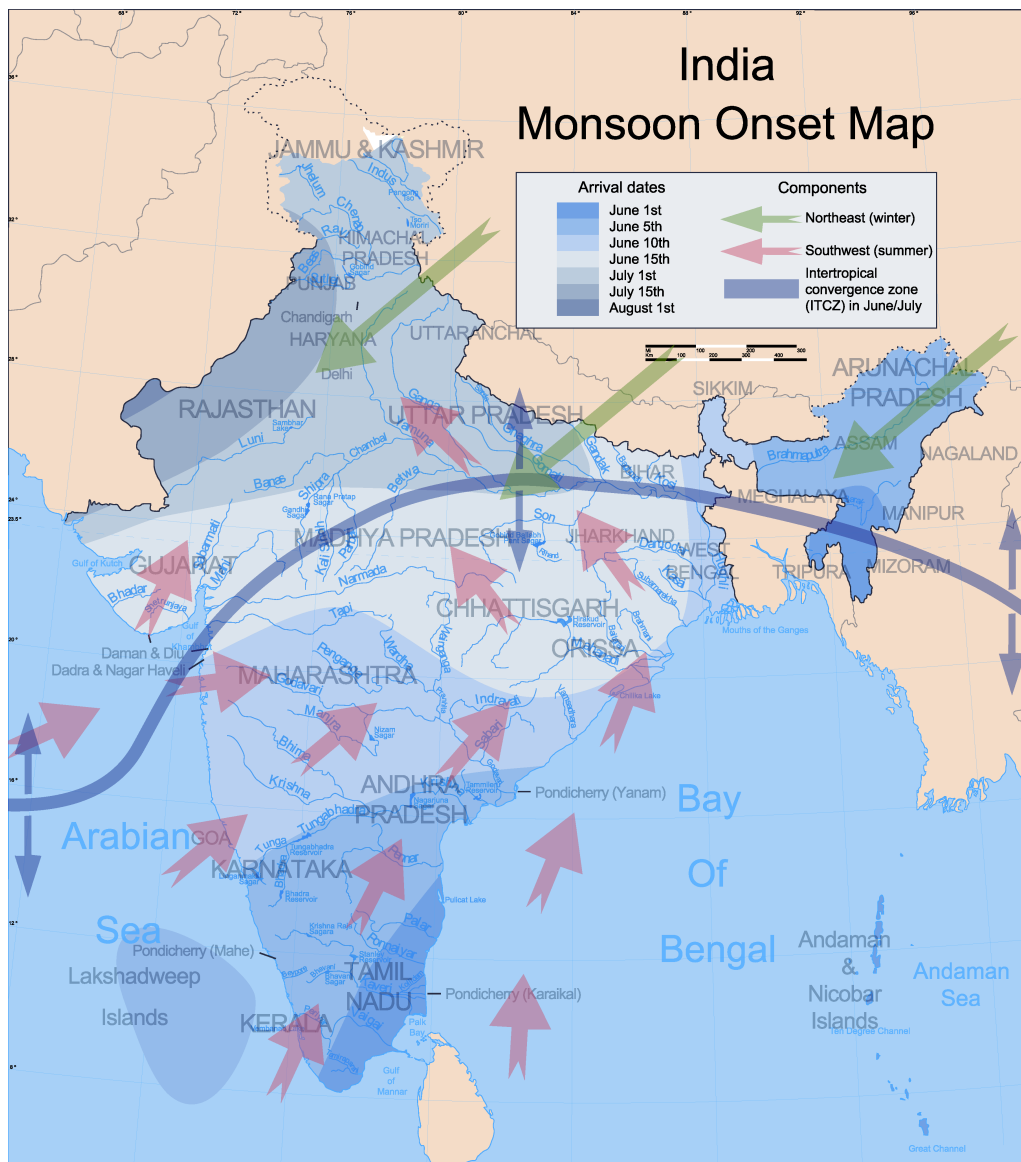
Omsider kommer en tordensky nærmere og regnet skyller ned. Menneskene vender sine ansikt mot regnet og hilser det kjølige regnet velkommen. De løper omkring, veiver med armene og uttrykker sin glede, sommermonsunen kom også dette året.

Sørvestlig vind har nå ført fuktige luftmasser fra havet og inn over landet. Det regner dag etter dag. Mørke skyer passerer over sletter og fjell. Jorda forandres fra en slags ørken til et hav av gjørme. Kilder og innsjøer fylles opp. Elvene går over sine bredder. Vegger i jordhytter vaskes ut, og hus bryter sammen. Allerede etter de første dagene med regn, livner naturen til. Nærmest over natten blir landskapet igjen grønt. Bøndene sår og livet starter opp på nytt.

Ordet monsun er arabisk, betyr årstid og uttrykker et vindsystem som varierer gjennom året. Over den Arabiske sjø (mellom Arabia og India) kommer pålandsvinden – sommermonsunen – sent på våren og gir vanligvis regn på Sri Lanka og sørspissen av India fra sent i mai. Regnet brer seg opp nordover på vestkysten opp mot Bombay. Midt i juni har

regnet nådd hele vestkysten av India nord for Mombay (provinsen Gujerat) med kraftig regn langs vestkysten og strendene langs Bengalbukta øst i India. Til sist når monsunregnet grensene til Himalaya. I gode år varer monsunen ut i oktober og noen ganger inn i november<sup>3</sup> (se Fig. 1 og 2).

Monsunen og dens årlige veksling har vært allment kjent i mange tusen år. Gamle Babylon drev skipsfart til India. De vekslende monsunvindene ble utnyttet til å gjøre reisene så raske som mulig. Arabiske nedtegnelser vitner om monsunens betydning i India. ”Basadra (sommermosunen eller sørvestmonsunen) gir liv til folket i landet, for regnet gjør det fruktbart. Om ikke regnet kom, ville de dø av sult”, skrev en arabisk sjøfarer<sup>4</sup>.



**Fig. 1:** Sommermonsunen i India, gjennomsnittlig start. Blå linje viser posisjonen til ITCZ i juni/juli. [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_of\\_India](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India)

I enkelte år uteblir monsunen. I slike år har fattigfolk i India dødd i titusentall, noen ganger har mer enn en million mennesker mistet livet i hungersnød etter at sommermonsunen slo

feil. Koleraepidemier oppsto gjerne samtidig. En vet en del om slike år gjennom historien, særlig etter at europeere opprettet handelskompanier på 1700-tallet og britene koloniserte India i første del av 1800-tallet. Den første tiden var det Østindiakompaniet som styrte, men fra 1858 ble administrasjonen lagt direkte inn under den britiske kronen med en viskonge i spissen<sup>5 6</sup>.

Britene måtte ta hungersnøden og dens årsaker alvorlig. Offentlige kommisjoner studerte fenomenet og samlet statistikk om den. De fant at de største hungerkatastrofene kom omtrent hvert 12 år, og at omtrent 15 millioner hadde mistet livet over en førtiårsperiode under dronning Victoria<sup>7 8</sup>. Under nøden i 1896-1897 klarte britene å avhjelpe situasjonen i noen grad. Jernbanen var alt da ganske bra utbygd over hele landet. Den gjorde det mulig å transportere mat til distriktene som var verst rammet. Ikke mindre enn 4,5 millioner mennesker fikk på en eller annen måte hjelp fra den britiske administrasjonen denne gangen<sup>7</sup>. Men hundretusener

omkom av hunger og epidemiske sykdommer. Også dette året var det sviktende monsun og mangel på sommerregn som var årsaken til katastrofen<sup>9 10</sup>. Monsunen var Indias frelse når den kom regelmessig, men landets ulykke når den uteble.

Bare to år etter, i 1899-1900, kom katastrofen som ble den verste i den tiden britene styrte. Cirka 62 millioner mennesker i Østen ble hardt rammet av tørken. Journalister fra Storbritannia skrev om forferdelige tilstander, for eksempel om skjellettmødre som prøvde å holde liv i sine spebarn, bilder vi i våre dager ofte får inn på fjernsyn fra Afrika. En britisk misjonær så hunder som sloss om kroppen til et dødt barn i veikanten. Han gikk i flere dager i et herjet område og skrev: ”Jeg talte en dag 40 døde kroppene på veien, den neste dag 30 og den følgende dag 25.” Hungersnøden ble kjent over hele verden og store pengesummer ble samlet inn for å hjelpe, men det meste av hjelpen kom for sent. Ingen vet helt hvor mange som omkom i denne hungersnøden, men det kan ha vært så mange som 4,5 millioner mennesker bare i India<sup>7</sup>.

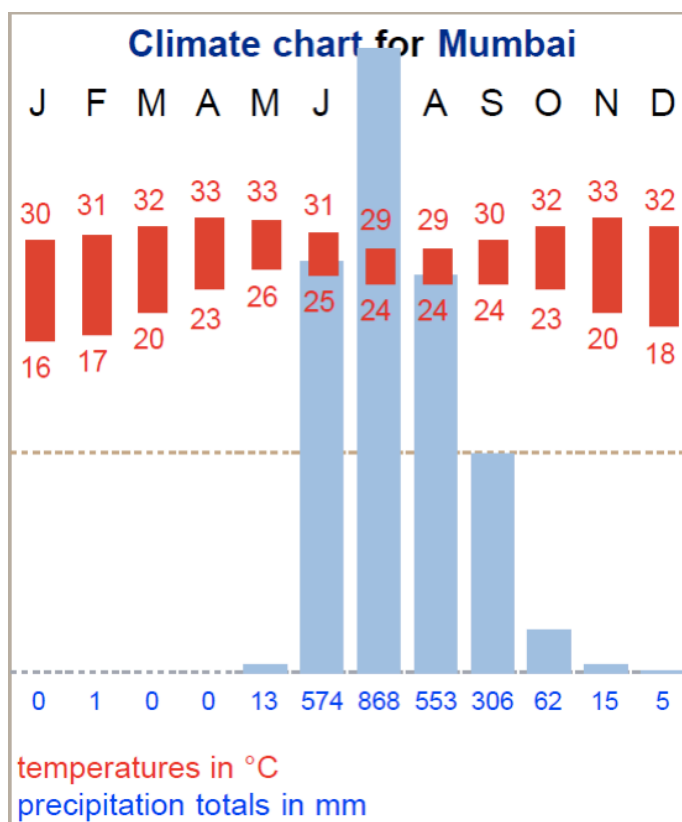


Fig. 2: Gjennomsnitt for temperatur og nedbør for hver måned i Mumbai. [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_of\\_India](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India)

Det store spørsmålet i ettertiden har vært hvordan India kunne planlegge for å møte lignende grufulle hjemsøkninger i framtiden. Som vi vet, mye er oppnådd. I våre dager har vi ikke hatt slike katastrofer i India i år når monsunen svikter, men matmangel er fremdeles svært så vanlig.

Noen ganger har det hendt at monsunregnet er blitt for sterkt med store *flommer* som resultat. Sommeren 2010 fikk vi en slik flom i den store floden Indus i Pakistan. Ødeleggelsene var så store at FN karakteriserte katastrofen som den største i verden siste ti år. Svært mye av regnet kom i skråningene opp mot Himalaya der normalnedbørmengden gjennom hele monsunen kom i løpet av mindre enn en uke. Det viste seg årsakene til den sterke nedbøren hang sammen med uvanlig vær over Russland og Sibir. Hendelsen demonstrerte at nedbørmengdene i India og Pakistan påvirkes av mer eller mindre kaotiske endringer i været fra dag til dag.

Gjennom opplysningstiden, da ulike vitenskaper vokste fram, startet studier av monsunen. I 1665 utga Royal Society i London *Directions for Seamen, Bound for Far Voyages*. Boka inneholdt blant annet instruksjoner om å samle data om vind og strøm. Edmond Halley (1656-1742)<sup>11</sup> var den første som brukte skipsobservasjoner til å lage meteorologiske kart over fremherskende vinder i tropene. Han fikk fram passatvindene og monsunsirkulasjonene, men bare generelle trekk. Han satte fram ideen at de globale vindene følger et konsistent mønster som en del av atmosfærens generelle sirkulasjon. Halley mente at ulik oppvarming av land og hav var den viktigste årsaken til vindsystemene. Spesielt utgjorde monsunene på denne måten en regional modifikasjon av passatvindene knyttet til de subtropiske høytrykkene. Han skrev: "I april, når sola begynner å varme landene i nord, starter sørvestmonsunen og blåser gjennom sommervarmen inntil oktober"<sup>7</sup>.

Halleys teori fra 1686 fikk anerkjennelse. George Hadley (1685 - 1768)<sup>12</sup> foreslo i 1735 at passatvindene opprettholdes gjennom en vertikal sirkulasjon der jordrotasjonen spiller en stor rolle (Del II, kap 3). Hans teori ble ikke allment kjent før utover 1800-tallet. Slik ble den gjenopplaget av flere.

Den tyske vitenskapsmannen Alexander von Humboldt (1769-1859), nærmet seg monsunproblemet på en annen måte<sup>13</sup>. Han mente at fordelingen av land og hav spilte en betydelig rolle i å modifisere atmosfærens generelle sirkulasjon. I 1817 utga han kart over vind og temperatur (*Des lignes isothermes et la distribution de la chaleur sur le globe*) og skrev: "*De viktigste årsakene til et steds klima er knyttet til den geografiske fordeling av kontinentene som omgir stedet. Den generelle innflytelsen modifiseres av fjell, overflatens tilstand, etc., som for det meste er lokale effekter.*" I 1830 konstruerte tyskeren Ludwig Kämtz globale temperaturkart. Han var enig i at monsunen var kontrollert av ulik oppvarming over land og hav, men la til at den avbøyende kraft på grunn av jordrotasjonen var viktig for retningene vindene får.

Etter Krimkrigen 1853-54 ble det litt etter litt opprettet nasjonale meteorologiske tjenester i mange land rundt om i verden. En viktig oppgave var å opprette nettverk med meteorologiske stasjoner som foretok regelmessige observasjoner fra dag til dag. I 1875



opprettet britene også en meteorologisk tjeneste i India. Mye av innsatsen var rettet mot daglig værvarsling. Spesielt var Østindiakompaniet interessert i varsling av tropiske sykloner som herjet i Bengalbukta. Det ble ikke fart i studier av monsunen før etter hungersnøden i 1866, som kom etter at monsunregnet hadde sviktet. En konsentrerte seg nå om en tjeneste som prøvde å forutsi når sommermonsunen ville komme. To metoder ble brukt: statistikk for sammenhengen mellom antall *solflekker*, som uttrykker *solaktiviteten* (se Del VI, kap. 2), og monsunnedbør, og varsling ut fra observasjoner av atmosfærens sirkulasjon.

I begynnelsen så det ut til å være en direkte korrelasjon mellom solflekker og monsunnedbør. Lederen for værtjenesten, H.F. Blanford<sup>14</sup>, studerte et datasett med nedbør og solflekker over en periode på 64 år. Han fant at nedbøren var mindre i år med liten solaktivitet enn i år med stor solaktivitet (mange solflekker, dvs. høy stråling fra sola). Dette ble forklart ved at temperaturkontrastene mellom kontinentet og *sjøtemperaturen* øker med økende solaktivitet. I praksis var likevel ikke sammenhengen tydelig nok for nøyaktig varsling i de enkelte år.

Meteorologene ble lett for nærsynte i sine studier og studerte hovedsakelig lokale observasjoner, kanskje mest fordi det var disse som var lettest tilgjengelig. Telegrafene ble oppfunnet allerede før 1850<sup>15</sup> og ble etter hvert tatt i bruk for utveksling av meteorologiske observasjoner på daglig basis. En viktig lærdom om dette fikk en da en forsto at stormen som ødela den franske flåten ved Krim i Svartehavet i 1854 kunne vært varslet om en hadde telegrafert værobservasjoner i Vest-Europa.

Utover i 1880 og 1890-årene ble lengre serier med værkart tilgjengelige, og en kunne studere variasjoner i sirkulasjonene i atmosfæren gjennom året og fra år til år. På denne tiden ble meteorologiske fenomen som *Islandslavtrykket* og *Azorerhøytrykket* definert. Blanford studerte sammenhenger mellom snødekket over Himalaya og Sibir og monsunen. Han argumenterte med at snøfall sent på vinteren i disse områdene medvirket til at neste monsun ble lite utviklet med mindre nedbør. Han brukte slike relasjoner til en forutsigelse for året 1883. Hans etterfølger som leder av den indiske værtjenesten, John Elliot, fortsatte disse studiene. Men varsling av monsunen ble fortsatt et usikkert foretak. Dette ble klart demonstrert da værtjenesten i India ikke kunne forutse katastrofen i 1899.

Elliot ble etterfulgt av Gilbert Walker i 1903<sup>16</sup>. Han var ekspert på statistikk og prøvde å finne statistiske relasjoner mellom storstilt sirkulasjon i atmosfæren og nedbør i India og andre steder i tropene. Blant annet studerte han sammenhengen mellom nedbørdata for Nildalen og nedbør over India. Han fant at variasjoner i monsunen ikke er et lokalt fenomen, men knyttet til omtrent samtidige unormale tilstander andre steder i verden. Han var opptatt av om slike relasjoner kunne utnyttes til varsling. Han ble interessert i studier som var blitt gjort av trykkvariasjoner fra år til år i tropene, ikke minst arbeidet av den svenske meteorologen Hugo Hildebrandsson, som hadde oppdaget at trykket over Buenos Aires, Argentina, og Sidney, Australia var i motfase. Det vil si at dersom trykket et år var unormalt høyt det ene stedet, var det unormalt lavt på det andre. I et arbeid Walker publiserte i 1924 beskrev han en storstilt svingning i trykket mellom Stillehavet og Det indiske hav. Han beskrev også en svingning på en noe mindre geografisk skala i

trykkdifferansen Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket, kjent som Den nordatlantiske oscillasjon (NAO)<sup>17</sup>. Svingningene hadde perioder over noen år, og han antydte også en viss samvariasjon mellom de to trykksvingningene.

Svingningen i tropiske strøk kalte han Southern Oscillation (SO, *den sørlige svingningen*). Han fant at SO styrte temperatur- og nedbørsfordelingen over store deler av tropene. Han fant også sammenhenger mellom SO og variasjoner i monsunen. Men likevel, de statistiske sammenhengene var ikke så klare at de kunne varsle uår knyttet til monsunen. Det viste seg at Walkers oppdagelser bidro til bedre varsling av andre sammenhenger i været i tropene. I dag er Walker husket som en av de store heltene i klimaforskningen, spesielt i forskningen på El Niño.

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Vedas>

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rudyard\\_Kipling](http://en.wikipedia.org/wiki/Rudyard_Kipling)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_of\\_India#CITEREFBurroughs199](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_India#CITEREFBurroughs199)

<sup>4</sup> Warren, B. A. 1987. Ancient and medieval records of the monsoon winds and currents in the Indian Ocean. In: Fein, J. S. and P. L. Stephens (eds.) (1987) *Monsoons*. Washington, D.C.: John Wiley & Sons, pp. 137-158.

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/British\\_East\\_India\\_Company](http://en.wikipedia.org/wiki/British_East_India_Company)

<sup>6</sup> Keay, J. 1991. *The Honourable Company - A History of the English East India Company*, HarperCollins, London.

<sup>7</sup> Fagan, B.M. 2000. *Floods, Famines, and Emperors: El Niño and the Fate of Civilizations*. New York: Basic Books, 1999 (hardcover, ISBN 0-465-01120-9).

<sup>8</sup> Collier, W. & R. Webb 2002. *Floods, Droughts and Climate Change*, University of Arizona Press.

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Drought\\_in\\_India](http://en.wikipedia.org/wiki/Drought_in_India)

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Natural\\_disasters\\_in\\_India](http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_disasters_in_India)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Edmond\\_Halley](http://en.wikipedia.org/wiki/Edmond_Halley)

<sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/George\\_Hadley](http://en.wikipedia.org/wiki/George_Hadley)

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander\\_von\\_Humboldt](http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander_von_Humboldt)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Henry\\_Francis\\_Blanford](http://en.wikipedia.org/wiki/Henry_Francis_Blanford)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Electrical\\_telegraph](http://en.wikipedia.org/wiki/Electrical_telegraph)

<sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Gilbert\\_Walker](http://en.wikipedia.org/wiki/Gilbert_Walker)

<sup>17</sup> Walker, G. T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather. IX. A further study of world weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department* 24(Part 9) 275-332.



## IV.2. EL NIÑO OG DEN SØRLIGE SVINGNINGEN (ENSO)

I 1803 reiste Alexander von Humboldt (1769-1859)<sup>1</sup> og en fransk botaniker, Aime Bompland, gjennom ørkenlandskapet på kysten av Peru. Denne kysten er blant de tørreste stedene på jorda. Det kan gå år mellom hver gang det regner. Til deres forbauselse la de merke til fruktbart jordbruk langs elvene, som hentet sitt vann fra Andesfjellene. De oppdaget at kystbøndene brukte ekskrementer fra fugler til gjødsel for å få fram sitt gode jordbruk. Gjødselen ble kalt guano<sup>2</sup> og ble hentet fra små øyer med et eventyrlig fugleliv. I det tørre klimaet samlet det seg her svære mengder guano. Alt så tidlig som AD 500 hadde Perus inkaindianere, Mocheindianerne<sup>3</sup>, med hell brukt guano i sitt jordbruk. Fra 1840 og utover ble guano eksportert til Europa og Nord-Amerika og ble kjent som ypperlig gjødsel.

I enkelte år slo været om, og det kom store mengder regn som fikk landskapet til å blomstre, men som også ga flom, jordras og ødeleggelser. I slike år døde fuglene i millionvis slik at produksjonen av guano ble radikalt mindre. Vitenskapsfolk begynte å studere problemet med fuglene, et problem med stor betydning for guanoeksporten. Den gang forsto de ikke forbindelsen mellom fuglelivet og fiskerikdommen i havstrømmene like utenfor. Men de ante det var en forbindelse mellom fugledød og årene med unormale værforhold. En reisende i området skrev om disse årene<sup>4</sup>: ”Først og fremst blir ørkenlandskapet omformet til en hage. Jorda blir gjennombløtt av regnet, i løpet av uker er landskapet forvandlet til hager.” Disse sjeldne årene ble kalt år med overflod, men kystfiskere fortalte om varme havstrømmer i slike år og lite fisk.

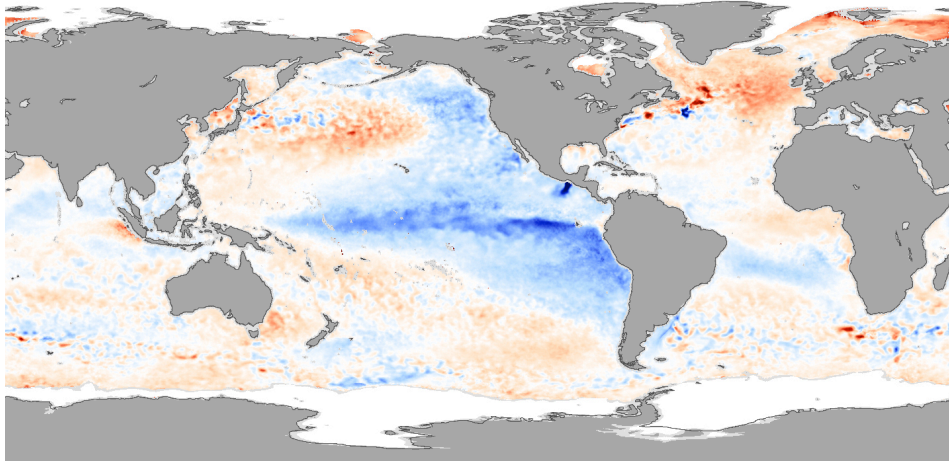
I 1891 skrev Lui Carrance, president i Limas geografiske selskap, i selskapets årbok om en varm motstrøm fra sør mot nord langs kysten i disse overflodsårene. Året etter fortalte Captain Camilo Carrillo i samme selskap at fiskere i området kalte denne varme strømmen El Niño (Jesusbarnet), fordi strømmen gjerne oppsto like etter jul<sup>5</sup>. Senere ble det antatt at det kraftige regnet var knyttet til El Niño.

Fra den tid kom El Niño inn i vitenskapens verden, men det skulle gå lang tid før fenomenet ble sett på som noe mer enn et lokalt fenomen på kysten av Peru, som år om annet ødela fisket med en motstrøm. Rundt om på kloden er det vanlig at været kan være ekstremt i enkelte år, f. eks. år med tørke eller flom, og El Niño ble sett på som ett av mange slike fenomen.

Året 1925/26 var et slikt El Niñoår. I januar rapporterte fiskere om uvanlig høye sjøtemperaturer. I mars gikk temperaturen på kysten av Peru opp i 28 °C, mer enn ti grader over det normale. Temperaturen gikk siden litt ned, men holdt seg langt over det normale i flere år til 1930. Etter som temperaturen økte, ble de østlige passatvindene borte og erstattet med vestlig vind. Sjøfugler døde i millionvis. Regnet kom og mettet jordbunnen med vann. Elvene flommet over og tok veier og broer. Åkerland ble oversvømt av gjørme og vanningsanlegg ble ødelagt. Ingen vet sikkert hvor mange som omkom i 1925, men det var mange hundre. Fisket slo feil og guanoindustrien sto stille<sup>4</sup>.

Mochkulturen rundt år 500. Andesfjella og den såkalte Humboldtstrømmen bestemte klimaet. De fremherskende sørøstlige vindene ga oppvelling i kyststrømmen mot nord (Peru ligger sør for ekvator) og rikt fiskeliv. Andesfjella får sitt regn fra Amazonasdeltaet øst for fjella, om sommeren mellom november og april. Slik får kysten av Peru sitt elvevann fra nedbør på den andre siden av kontinentet.

Vi har sett at det ligger et lavtrykkstråg (lavtrykksrenne) ved ekvator mellom passatvinder fra nordøst nord for tråget og passatvinder fra sørøst sør for tråget. Dette er den tropiske konvergenssonen som karakteriseres med fuktig konveksjon og nedbør (ITCZ) (se Del II, kap. 3). Dette beltet flytter seg nordover og sørover gjennom året. Om sommeren på sørlige halvkule beveger tråget seg sørover. De fremherskende østlige vindene over Amazonasdeltaet vekselvirker med de statisk ustabile luftmassene i tråget og gir regn i Andesfjella. Slik har det trolig vært siden utgangen av istiden, bare forstyrret av år med El Niño, denne tilsynelatende uforutsigbare forstyrrelsen som varierer mye i styrke og varighet.

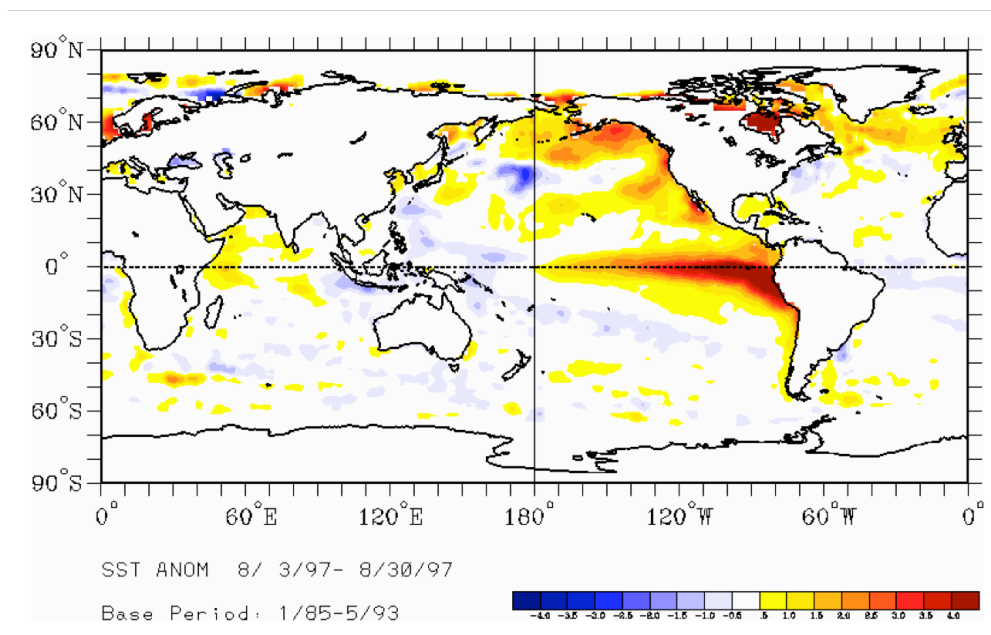


**Fig. 1:** Temperaturavvik ved La Niña, som karakteriseres ved at sjøtemperaturer i østlige Stillehavet ved ekvator er lavere enn normalt (blå farger). Bildet viser temperaturen i øverste millimeter av havet for november 2007 i forhold til gjennomsnittstemperatur over lang tid. Nord og sør for området med negative avvik ser vi belter med positive avvik (organsje til røde farger). Dataene er tatt med Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) på NASA's Aqua satellitt. Gjennomsnittet over tid baserer seg på satellittdata fra NOAAs Pathfinder satellitter fra 1985 til 1997.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o-Southern\\_Oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o-Southern_Oscillation)

Overveiende vind fra kysten gir oppvelling av dypt vann opp til overflaten. Lignende oppvelling er også kjent fra kysten av California og tre steder i Afrika: kysten av Mauritania, Namibia og Somalia (se Del II, kap. 6). Disse havområdene, som bare dekker en svært liten del av verdenshavene, står for noen av de beste fiskeområdene i verden.

Walker oppdaget altså to storstilte svingninger i lufttrykket ved jordoverflaten, dvs. svingninger i trykkforskjeller over lange avstander som veksler med en viss regelmessighet rundt en verdi over en periode som kunne vare over noen år: Den sørlige oscillasjonen (SO) i Stillehavet og Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) i Nord-Atlanteren. Walker hadde et håp om at SO kunne ha en forbindelse til monsuner og spesielt sommermonsunen over India. Målet var å kunne varsle når monsunen ble svak og regnet for en stor del uteble. I det geofysiske året 1958 ble det gjort intense målinger av sjøtemperaturen i Stillehavet, blant

annet målinger av overflatetemperaturen (SST). Dette året var tilfeldigvis et El Niñoår, og det ble oppdaget at fenomenet ikke er et lokalt fenomen langs kysten av Peru, men temperaturvariasjoner over store avstander i Stillehavet langs ekvator (se Fig. 2 som viser positive avvik i 1997 og Fig. 1 som viser temperaturavvik i den motsatte fase, La Niña).



**Fig. 2:** Avvik i sjøtemperatur for perioden 3. til 8. August 1997, da vi hadde en sterk El Niño, i forhold til gjennomsnittstemperatur for perioden 1985-1993. Basert på direkte målinger. NOAA

Siden den gang er det blitt forsket intenst for å avdekke og forstå slike kortsiktige klimaendringer som SO og NAO. Det var nordmannen Jacob Bjerknes som først fikk fart på denne forskningen<sup>6 7 8</sup>. Han fant at SO er knyttet sammen med El Niño slik at disse to fenomenene er to sider av en storstilt vekselvirkning mellom atmosfære og hav, en vekselvirkning som påvirker været fra år til år over store deler av tropene og til dels også utenfor tropene. El Niño og SO ble til ENSO. Jacob Bjerknes var også den første som forsøkte å forklare NAO. Han er den samme mannen som i en alder på 19 år ble en av grunnpilarerne i Bergenskolen i meteorologi i 1917 og noen år framover, en virksomhet som ble ledet av hans far Vilhelm Bjerknes og som trolig representerer den største naturvitenskapelige bragd utført i Norge.

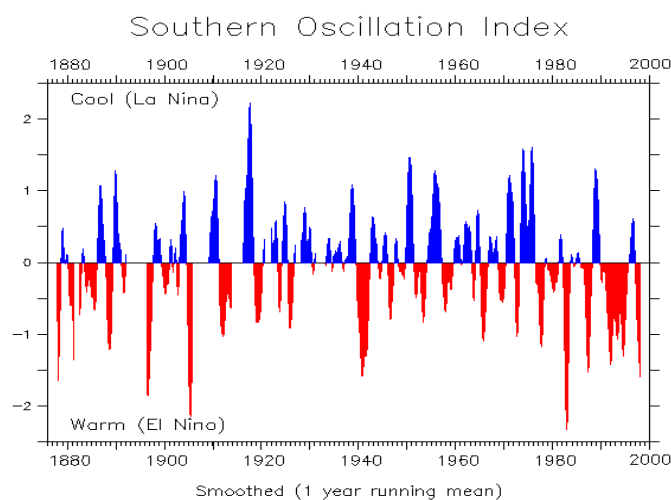
## ENSO

Vi skal se nærmere på fenomenene ENSO og NAO og diskutere innvirkningen de har på været. Kunnskap om disse fenomenene bidrar til at vi vet noe om årsakene til at været varierer fra år til år. Forskingen omkring ENSO gir et visst håp for å utvikle systematisk sesongvarsling av været basert på numeriske simuleringer slik som for vanlig værvarsling, men med modeller som omfatter atmosfære og hav.

Fra tid til annen opplever vi altså en varm episode av El Niño, et fenomen i havet som først og fremst gjør seg utslag i markante anomalier (avvik) i SST over Stillehavet ved ekvator, fra

kysten av Ecuador til Indonesia. Fenomenet svinger fra en varm periode til en tilsvarende kald periode med en svingetid fra 3 til 8 år og har stor innflytelse på værforholdene overalt i tropiske og subtropiske områder. Når vi hører om tørke og branner over Indonesia og Australia, eller store nedbørmengder og flom over Øst-Afrika, henger dette som regel sammen med ENSO. Fenomenet kan føre med seg store tap av menneskeliv, store materielle ødeleggelser og økologiske endringer slik som svikt i fisket i Peru. ENSO har betydning for været utover det geografiske området det finner sted også på områder utenfor tropene.

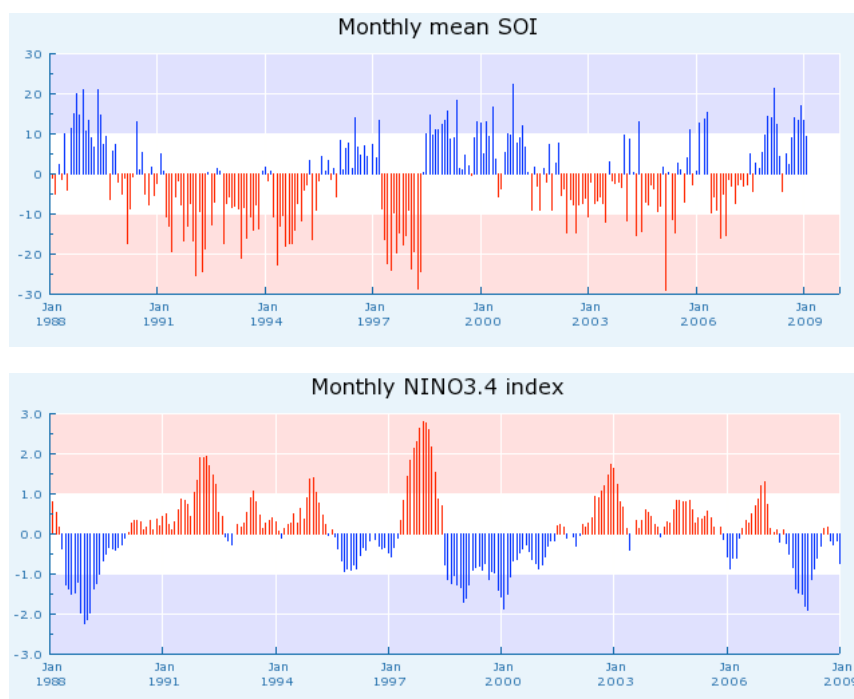
Fenomenet ENSO omfatter altså svingninger i havets SST (El Niño, se Fig. 1) i vekselvirkning med Den sørlige oscillasjon (SO). Walker uttrykte Den sørlige oscillasjon ved trykkvariasjoner ved bakken mellom Darwin, Nord i Australia og Tahiti som ligger relativt langt øst i Stillehavet (Fig. 3, se også Fig. 4). Jacob Bjercknes ga rimelige fysiske forklaringer på vekselvirkningen og forsto den betydning ENSO har på været overalt i tropene og til dels på høyere bredder.



**Fig. 3:** Southern Oscillation Index for hvert år fra 1875 til 2000. Negativ index (rødt) tilsvare El Niño og positiv (blått) La Niña.

Anomaliene i SST i en varm episode av El Niño kan bli flere grader og dekke et stort område øst i Stillehavet. I den varme ENSO-perioden i 1997/1998 kom avvikene opp i over 4 °C, noe av det meste som har vært målt (Fig. 2). De største utslagene – anomaliene - kommer over ekvator. Siden 1980 har en hatt detaljerte data om variasjonene i SST. I tiden etter har det vært flere varme perioder, spesielt en markert varm episode i 1982/83. tilsvarende har det vært perioder med negative anomalier, perioder med La Niña, f. eks. var det svært temperaturer i 1988/89.



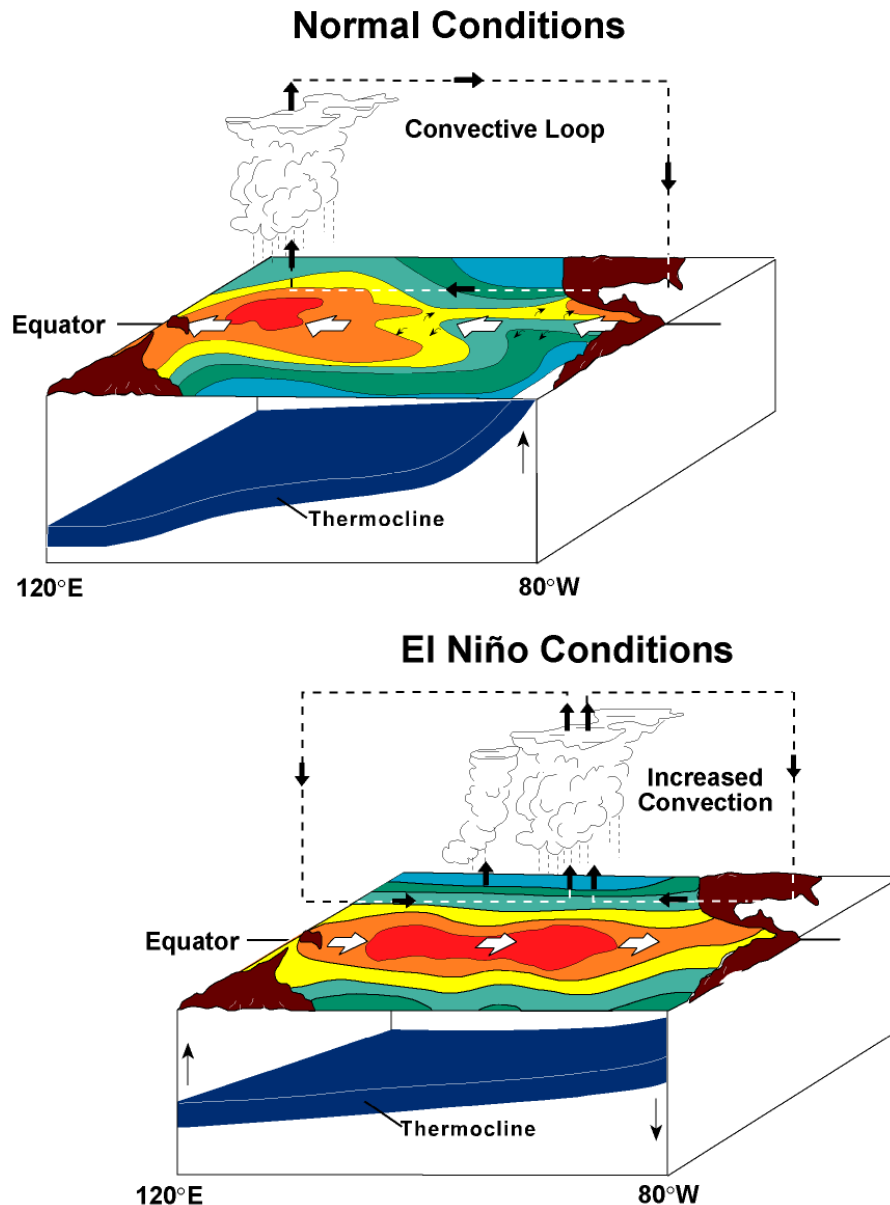


**Fig 4:** Øverst: Southern Oscillation Index for hver måned de siste tiårene. Negativ index (rødt) tilsvarer El Niño og positiv (blått) La Niña. Nederst: Avvik i sjøtemperatur fra gjennomsnitt over lang tid for sjøområder litt øst i Stillehavet ved ekvator.

Vi har pålitelige observasjoner av trykket på Darwin siden 1882. Det fins også data like langt tilbake for sjøtemperaturen, men her har kvaliteten på målingene blitt bedre med årene. I dag pleier målinger av ENSO omfatte to måleserier: SO-indeksen som ble innført av Walter og middeltemperaturen i østre Stillehavet mellom 90 og 150 °W og 5 °S til 5 °N, det området som blir kalt NINO3. Disse dataene viser hvordan tidsvariasjonene i SO-indeksen og anomaliene i SST svinger i takt (Fig. 4). Ved en El Niño-episode, er lufttrykket forholdsvis lavt øst i Stillehavet, og ved en kald episode er lufttrykket relativt høyt. Den sterke samvariasjonen mellom disse to indeksene – den ene fra atmosfæren og den andre fra havet - illustrerer den sterke vekselvirkningen som danner kjernen i fenomenet. Om en analyserer dataene for å finne karakteristiske trekk ved svingningene, får en 4 år som den mest markante periode. Men ENSO er på ingen måte regulær, både perioden og utslagene (amplitudene) varierer ganske mye. Noen avvik varer mindre enn et år, andre mer enn 4 år. I lange perioder var utslagene relativt små, slik som i 1930 og 1940-årene. I andre perioder var utslagene uvanlig store slik som tidlig på 1900-tallet og på 1990-tallet. Årsaken til denne irregulareteten blir diskutert, en viktig konsekvens er at varsling av ENSO forblir et utfordrende problem.

Jack Bjerknes oppdaget to ulike tilstander i havet og i atmosfæren. Den ene tilstanden representerer de normale forhold og er karakterisert ved at havet er varmest i vestre delen av Stillehavet mot Indonesia, noe som gir nedbør i disse områdene som følge av organisert konveksjon. Vinden er fra øst mot vest inn mot området med konveksjon og nedbør. Den andre tilstanden er den varme episoden. Da har det varme vannet trukket seg østover. Området med konveksjon og nedbør følger det varme området, dvs. det er mye nedbør over

det sentrale Stillehavet og mindre nedbør over Indonesia. Den østlige vinden avtar i styrke og skifter gjerne retning til vestavind øst for det varme området.



**Fig. 5:** Øverst: ENSO i sin normale tilstand: Luftmasser varmes opp ettersom de beveger seg vestover over Stillehavet. Kaldt vann veller opp langs vestkysten av Sør-Amerika. Vinden drar med seg varmt vann mot vestsiden av Stillehavet og sjøtemperaturen er høyest i vest. Lufta stiger i dette varme området, beveger seg østover i høyden og synker over Sør-Amerika. Nederst: ENSO in en tilstand med El Niño. Sjøtemperaturen er høy i sentrale og østlige Stillehav og vann langs kysten av Sør-Amerika er mindre kald enn normalt. Varm luft stiger i sentrale områder av Stillehavet, beveger seg også vestover i høyden og synker ned i både vest og øst.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o-Southern\\_Oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o-Southern_Oscillation)

Bjerknes fant at begge disse to tilstandene hver for seg er selvforsterkende (positiv tilbakekopling) (Fig. 5). Ved ekvator er den vertikale komponent av jordrotasjonen lik null. Dette betyr at vinden - i motsetning til på høyere bredder - blåser direkte fra høyt til lavt trykk. Trykket vil avta ettersom lufttemperaturen blir høyere, og derfor vil vinden i øst-vest

retning ved ekvator være nært knyttet til temperaturgradientene i samme retning. I den normale tilstanden når det er varmt i vest og kalt i øst, blåser det fra øst. Dette gir det han kalte *Walkersirkulasjonen* i atmosfæren ved ekvator med oppstigende luft i vest og nedsynkende luft i øst<sup>9</sup>.

Sjøtemperaturen (SST) i østlige del av Stillehavet er kald når *termoklinen* er grunn. Termoklinen er som nevnt en skarp overgang mellom overflatevann og karakteriseres ved store vertikale temperaturgradienter. I denne tilstanden heller termoklinen fra et dyp på cirka 150 m i vest og opp til overflaten i øst. Skråningen skyldes friksjonsdraget fra vinden og hellingen er stort sett proporsjonalt med dette draget. Jo sterkere vind fra øst, jo mer heller termoklinen og vice versa. Når SST øker i vest, øker vinden fra øst. Termoklinen vil da helle mer, noe som fører at det blir enda varmere i vest og kaldere i øst, dvs. vinden øker ytterligere. Vi har da en *positiv tilbakekopling*.

Tilbakekoplingen virker også i revers: Dersom temperaturgradienten i øst-vest retning blir svakere, gir det svakere temperaturgradient mellom østre og vestre Stillehavet og svakere vinder. Svakere vinder gir mindre helling på termoklinen og mindre kaldt vann bringes til overflaten. SST øker på østsiden - inn mot kysten av Equador og Peru - og vindene avtar enda mer.

Det lyktes ikke Bjerknes å finne noen holdbar forklaring på overgangen mellom varme og kalde episoder. Slike selvforsterkende prosesser som øker i styrke hele tiden kan ikke vokse over alle grenser. Det dynamiske systemet svarer med mottiltak for å dempe veksten. For ENSO har forskning vist at to ulike storstilte bølgefenomen i havet demper temperaturanomaliene på en slik måte at det skjer en pendling mellom de to tilstandene. En slik pendling utgjør en ENSO-svingning. Disse bølgene henger sammen med at den lokale vertikale komponent av jordrotasjonen er null ved ekvator. Bølgene har bølgelengder på flere tusen km langs ekvator og er fanget i et smalt belte på noen få hundre km på hver side av ekvator. Typiske hastigheter for disse frie bølgene er under  $1 \text{ ms}^{-1}$ , og kan svare til kryssningstider på opp til 1000 dager over Stillehavet. Den ene bølgetypen er *Kelvinbølger* som forplanter energi i havet fra konveksjonsområdet i vest og østover<sup>10</sup>. Disse bølgene når kysten av Sør-Amerika og forplanter seg videre langs kysten både nordover og sørover. Litt nord og sør for ekvator settes opp såkalte *Rosbybølger* som forplanter energi østover både nord og sør for ekvator<sup>11</sup>. Det settes også opp Rosbybølger østover direkte fra konveksjonsområdet. Simuleringer i klimamodeller har vist at disse langsomme storstilte bølgefenomenene til sammen danner de ENSO-svingningene som vi observerer.

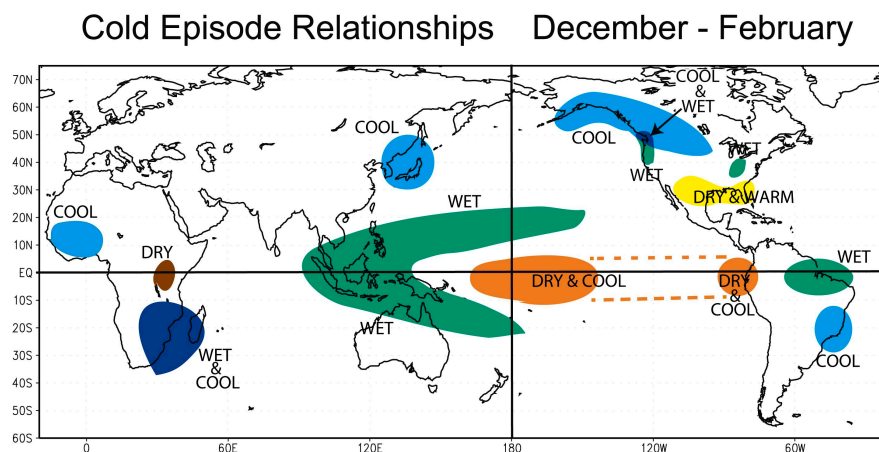
Allerede på midten av 1980-tallet ble vekslingsene i ENSO simulert i numeriske modeller som kopler atmosfære og hav. Det var slike simuleringer som først ga data for en fullstendig teori for ENSO som med Rosbybølger og Kelvinbølger i havet også kunne forklare overgangene mellom de to tilstandene. Den irregulære variasjonen av ENSO er fremdeles et tema for forskning. Hvorfor er svingningene så uregelmessige? Hvorfor er det slik en stor variasjonsbredde både for varighet og amplitude? Disse spørsmålene er ikke løste.

## ENSO og været

Det er trolig flere grunner til uregelmessighetene. De kan skyldes innslag av prosesser som har en kaotisk og uforutsigbar natur, som gir seg utslag i variasjoner i været fra dag til dag. Det kan også skyldes vekselvirkning mellom ENSO og andre meteorologiske fenomen, slik som monsuner og lignende fenomen som ligner på ENSO i Atlanterhavet og Det indiske hav. I media blir noen ganger alt ekstremt vær knyttet til ENSO, vi hører at ENSO (som regel bare El Niño) gir stormer, flom og tørke rundt om i verden. Dette er ikke helt riktig, vi kan ikke si at ENSO forklarer slike ekstreme hendelser. Det er mer riktig å betrakte varme og kalde episoder i ENSO som indre pådriv på atmosfæren som gjør at visse værtyper blir mer hyppige enn andre. For eksempel viser det seg at det i varme ENSO-episoder blir mye pålandsvind og midt vær på Stillehavskysten av Nord-Amerika og Alaska.

Det er først og fremst i tropiske og subtropiske strøk at ENSO influerer på været. For eksempel påvirker ENSO nedbørmengdene i Sahel og sommermonsunen i India. Når en av Walkersirkulasjonens to faser først er etablert, er den så dominerende at den i stor grad også påvirker været over alt i tropiske strøk. Vi kaller dette fjerninnflytelse gjennom *teleforbindelser*<sup>12</sup>. I tillegg kommer den alminnelige meteorologiske vekselvirkning mellom kontinentene og hav gjennom monsunene og årlig variasjon i ITCZ.

Vi har nevnt vertikalsirkulasjonen langs ekvator for de to tilstandene av ENSO. Når det gjelder virkningen av ENSO utenfor tropene, skjer teleforbindelsen via stående storstilte Rossbybølger som settes opp over de varme områdene med konveksjon. Utslagene er størst nær kilden, noe som blant annet betyr at utslagene er mindre for Europa enn for Nord-Amerika.



**Fig. 6:** Typisk vintervær rundt om på kloden ved en episode med La Niña. Signalet er svakest i våre områder. (NOOA). Tilsvarende figurer er laget for andre årstider for både El Niño og La Niña.  
<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/images/cold.gif>

Rent statistisk har en studert anomalier i nedbør og temperatur til ulike årstider rundt om i verden for varme og kalde episoder av ENSO (Fig. 6). Disse undersøkelsene gir utslagene vi har nevnt for Stillehavet, dvs. tørre områder over Indonesia og Nord-Australia for El Niño-år, og våte områder over Stillehavskysten av Peru og Ecuador, samt over Øst-Afrika. Over Nord-Amerika er det varmt over vestkysten i nord og øst, og over Mexicogolften er det mer nedbør

enn normalt. Utslagene over Europa er små, men det er en liten tendens til at varme episoder gir kaldere vær om vinteren over Nord-Europa. Dette betyr at det er en større tendens til at lavtrykkene går sør for Norge enn ellers.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander\\_von\\_Humboldt](http://en.wikipedia.org/wiki/Alexander_von_Humboldt)

<sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Guano>

<sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Moche>

<sup>4</sup> Fagan, B. M. 2001. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*. Basic Books.

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o#\\_note-5](http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o#_note-5)

<sup>6</sup> Bjerknes, J. 1961. El Niño, Study based on analysis of ocean surface temperatures 1935-57. *Bull. Inter-am. Tropic. Tuna Comm.* V(3), 219-303.

<sup>7</sup> Bjerknes, J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus XVIII*(4), 820-29.

<sup>8</sup> Bjerknes, J. 1962. Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic. *Geofys. Publ.* XXIV(3), 115-45.

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Walker\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Walker_circulation)

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Kelvin\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Kelvin_wave)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave)

<sup>12</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Teleconnection>

### IV.3. SESONGVARSLING AV ENSO OG SOMMERMONSUNEN

For å varsle været, må en ha så god beskrivelse av *begynnelsestilstanden* som mulig. For varsling av ENSO gjelder dette ikke bare atmosfæren, men også de øverste lagene i havet. I 1982-83 fant det sted en usedvanlig kraftig El Niño som ikke ble varslet. En hadde da etablert det internasjonale forskningsprogrammet TOGA (Tropical Oceans/Global Atmosphere program) med viktigste mål å etablere et observasjonssystem for ENSO<sup>1 2</sup>. Fra 1970-årene eksisterte det allerede et målenett for havet i det aktuelle området, men dataene var ikke direkte tilgjengelige for varsling. Publisiteten omkring hendelsen i 1982-83 virket vitaliserende på TOGA. Dette bidro til bedre forståelse for betydningen av å overvåke ENSO fra dag til dag, noe som krever like rask tilgang til dataene som i vanlig værvarslig. I begynnelsen av 1980-årene fikk vi et bedre målenett for atmosfæren nær havoverflaten i det aktuelle området. Ved å kombinere disse målingene med indirekte målinger fra satellitter, ble været, spesielt temperaturmønsteret i havoverflaten (SST), godt bestemt fra dag til dag. Etter dette ble det gjort store framskritt i TOGA inntil prosjektet ble avsluttet i 1995, blant annet ble observasjonene raskt tilgjengelige (Fig. 1 viser observasjonsnettet i 1994, målinger som stort sett har vært opprettholdt siden). Med flere observasjoner og intens forskning økte også den teoretiske forståelsen av ENSO. Etter TOGA har vi fått mye bedre observasjoner av vinden ved havoverflaten. Det viktigste bidraget kommer fra satellitter som med radar måler signal fra kapillarbølgene på havet, målinger som omregnes til vind ved havets overflate (*scatterometervind*)<sup>3 4</sup>.

På 1970-tallet forsøkte en subjektiv varsling av ENSO basert på overvåking, med mest vekt på atmosfæren. I tillegg brukte en statistiske metoder basert på sammenhenger en kan finne i observasjoner over lang tid, dvs. liknende metoder som ble brukt for å varsle sommermonsunen. I noen grad lignet varslingsmetodene på metoder for vanlig værvarsling før værvarslingsmodeller kom i bruk. Forskjellen var at vekselvirkningen med havet ga håp om sesongvarsling, dvs. varsling over måneder til et par år.

Etter hvert ble det satset på bruk av koplede numeriske modeller for atmosfære og hav, modeller som i prinsippet kan beskrive vekselvirkningen som finner sted i ENSO. Dersom en lykkes med å varsle ENSO i slike modeller, vil en også varsle påvirkningen ENSO har på været andre steder, først og fremst i tropene, men også utenom tropene, for eksempel ENSOs påvirkning på lavtryksbanene på våre bredder.

Det ble fort klart at varsling av ENSO generelt er svært avhengig av en nøyaktig beskrivelse av begynnelsestilstanden i området for ENSO. Dette betyr at små endringer i tilstanden kan gi betydelige endringer i varslene. For eksempel vil simuleringer som starter fra tilstander i påfølgende dager, kunne gi store sprik i varslene. Derfor ble det fort klart at en måtte satse på *ensemblevarsling*, dvs. på en rekke kjøringar fra litt ulike, men like sannsynlige begynnelsestilstander. For eksempel er det blitt kjørt et visst antall simuleringer hver dag over en uke for sesongvarsling av ENSO.

## TOGA In Situ Ocean Observing System Global Tropics

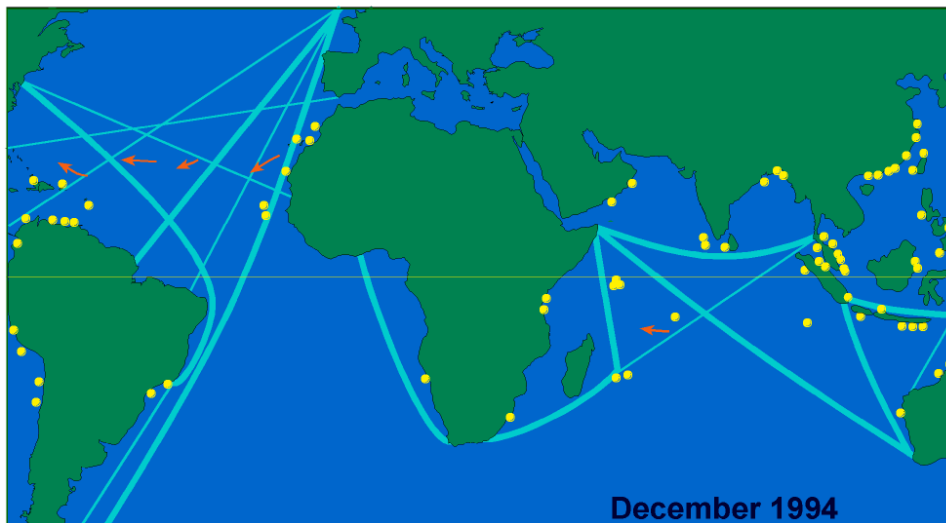
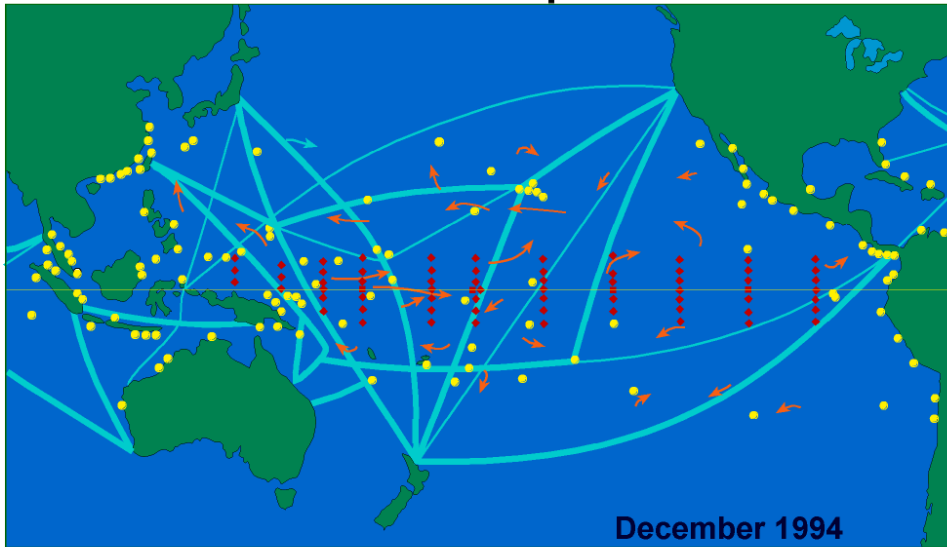


Fig 1: Observasjoner over tropiske hav. NOAA

Fra 1986 ble det satt i gang systematisk varsling basert på modellsimuleringer. I tillegg fortsatte en med statistiske metoder, ofte kalt empiriske modeller. Erfaringen fra de første 10 årene var betinget positiv. Forskerne fikk i det minste tro på at forutsigelse av ENSO er mulig på tidsskalaer opp til minst et år. De store værsentralene i verden, slik som det europeiske senteret ECMWF i Reading, England (European Centre for Medium Range Weather Forecasting)<sup>5</sup>, legger ned et stort arbeid for å forbedre både analyser av begynnelsestilstandene og prognosemodeller.



I 1997-99 fikk vi den største El Niño målt med instrumenter. Hendelsen ble fulgt opp av en La Niña. Temperaturen i Stillehavet ble så høy at året 1998 stikker seg ut som varmeste året globalt de siste årene. Skadene som følge av det ekstreme været er anslått til 20 milliarder US dollar<sup>6</sup>. Starten av den varme fasen ble varslet seks måneder på forhånd, for eksempel med modellen ved ECMWF. Varslet baserte seg på et ensemble konstruert ved å kjøre den koplete modellen en gang om dagen.

Forskere har prøvd å finne potensialet for forbedringer i modellene ved visse tester på data helt tilbake til 1856<sup>7</sup>. Det blir funnet at det er mulig å varsle store utslag av ENSO opp til to år på forhånd. Således fant de at et varsel fra oktober 1996 kunne gi vekst, maksimum utslag av ENSO i 1997 og tilbakegangen i 1998 med ganske stor nøyaktighet. Det er modellfeil i vekselvirkningen mellom atmosfære og hav som er den største kilden til varslingsfeil. Det er grunn til å tro at modellenes evne til å beskrive vekselvirkningen vil bli forbedret.

For tiden er det mye vitenskapelig debatt om betydningen av det en kaller *Madden-Juliansvingninger* (MJO) for ENSO<sup>8</sup>. Dette er svingninger ved ekvator som har en tidsskala på omtrent 50 dager, karakterisert ved sterk vestavind og sterk bygedannelse (konveksjon). I februar 1997 fant det sted en kraftig MJO som ga stor respons både på havet og på Rossbybølger til høyere bredder. Modellene brukt i undersøkelsen referert over<sup>7</sup>, fanger ikke opp MJO. Siden de likevel ga gode resultater, argumenterer forskerne derfor med at MJO har mindre betydning for varslingen enn tidligere antatt. Andre mener at det er svært viktig at numeriske modellene beskriver MJO, ikke minst for å få fram hendelser innen ENSO.

Framgang i modellarbeidet og dermed i varslingen, vil kreve kontinuerlig innsats i forskningsgrupper med en viss størrelse, slik en finner det ved ECMWF. Her foregår forskningen i en institusjon med operasjonelt ansvar for værvarsling. Det er i slike operative miljø mange at de største forskningsbragdene har funnet sted. Vi kan nevne Bergenskolen i meteorologi og utvikling av numerisk værvarsling ved ECMWF. Stor satsing på oseanografiske målinger i alle hav, også for områder utenfor tropene, gir håp om en generell bedring av sesongvarsling av været.

Det er et stort og uløst problem å forutsi hvordan ENSO vil endre seg under global oppvarming<sup>9</sup>. Eventuelle endringer vil få stor betydning for regionale klimaendringer både i tropene og på høyere bredder. Forbedringer i modeller for sesongvarsler kommer også klimamodellene til del. Derfor er det håp om bedre beskrivelse av ENSO i klimamodellene.

Noen mener at mer nøyaktige begynnelsestilstander og bedre modeller gir håp om å varsle trender i variasjoner av været over flere år (se Del III). For eksempel håper en å varsle naturlige dekadevariasjoner i havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren. Slik mener noen forskere at det er større forutsigbarhet for varsling over dekadene enn for varsling over sesonger. Siden modellresultatene er svært sensitive til små feil i begynnelsestilstandene, vil forutsigbarheten for å varsle for neste årstid eller neste år likevel alltid være begrenset. Det er mulig at evnen til *klimaprediksjon* over ett eller flere tiår er større enn for varsling fra ett år til det neste.

## Monsunvarsling

Blanford var den første som prøvde å varsle hvor mye monsunregn det kommer over India. Siden hans tid er det utstedt slike varsler både for total nedbør over hele India for månedene juni, juli august og september (880 mm i gjennomsnitt) og for deler av India slik som den nordvestre delen. Varslene har blitt utstedt i mai før monsunen setter inn. Mens det ble brukt mye subjektivt skjønn de første årene, innførte Walker en objektiv empirisk modell fra 1909. Modellen baserte seg på fire parametre: Snødekket i Himalaya i mai, som var Blanford's viktigste informasjon, trykket over Sør-Amerika i perioden mars til mai, trykket i Mauritius i mai og nedbør i Zanzibar i april og mai. De tre siste parametrene skulle prøve å fange opp eventuell innflytelse av Den sørlige oscillasjonen og tegn på at monsunen laget seg til i vest ved østkysten av Afrika. Modellen viste oppmuntrende resultater de første årene, men brøt fullstendig sammen etter cirka 1920. Senere er den empiriske modellen blitt utvidet til å ta i bruk flere parametre. Dessverre har varslene likevel ikke vært gode. En ny undersøkelse gir således det sørgelige resultatet at varslene ikke er blitt bedre fra 1930-årene og fram til i dag<sup>10</sup>.

I de senere årene er det tatt i bruk numeriske modeller for å varsle sommermonsunen. For sentra som ECMWF betyr dette det samme operasjonelle opplegget som brukes for å varsle ENSO. I et prosjekt ble mange numeriske modeller for atmosfæren testet for perioden 1979 til 1995. Som grensebetingelse mot havet ble det brukt observert SST. I årene 1979, 1982 og 1987 kom det betydelig mindre monsunnedbør i India enn normalt, mens det i årene 1983, 1988 og 1994 kom mer enn normalt. Mange av modellene ga brukbare resultater for 1982, 1987 og 1988, men ikke for de andre årene. I 1994 ga nesten alle modellene feil fortegn på varslene. Det er også gjort grundig evaluering av varsler fra numeriske modeller som kopler atmosfære og hav. De relativt tørre årene i 2002 og 2004 ble ikke varslet verken med de numeriske modellene eller med den empiriske tilnærmingen.

Det gamle problemet med å varsle monsunregnet er altså fremdeles ikke løst. Det ser ut som om styrken på monsunen påvirkes av en rekke faktorer. Vi vet at snødekket i Himalaya har en påvirkning, det samme har ENSO, men gode fysiske forklaringer for variasjonene fra år til år synes å mangle. Om en er pessimistisk, vil en kunne hevde at betydningen av kaotiske og tilfeldige prosesser er så stort at fenomenet har sterkt begrenset forutsigbarhet. Andre peker på at de numeriske varslingsmodellene har et stort potensial for forbedring og at varslingen vil bli bedre etter som modellene forbedres.

Forskere har de siste årene i større grad søkt etter sammenheng mellom monsunen og variasjoner i havsirkulasjonen i Det indiske hav. I 1999 fikk en beskrevet en variasjon som er blitt kalt dipolen i Det indiske hav. I dipolens positive fase er sjøtemperaturen i Det indiske hav relativt kald i de østligste områdene mot Indonesia, samtidig som de vestlige delene av havet mot kysten av Somalia varmes opp. En god monsun blir assosiert med den positive fasen. Senere har en indisk forskningsgruppe funnet mønstre for bakketrykk og vind over de samme områdene, variasjoner de kaller Equatorial Indian Ocean Oscillation (EQUINOO). Gruppen hevder at ENSO og EQUINOO til sammen kan forklare variasjoner i monsunen og nedbør over India. Slik mener de at de to oscillasjonene kan forklare tørken i 2002. I 1997 dempet EQUINOO den negative effekten av ENSO.

Med økende fysisk forståelse av variasjoner i monsunen vil varslingen gi bedre resultater. Selv om numeriske modeller har vist liten varslingsevne til nå for sesongvarsling, gir de en brukbar indikasjon for de første 14 dagene. Modellene må forbedres, for eksempel må det utvikles bedre metoder for å behandle prosesser knyttet til skyer og konveksjon. India ønsker seg en ny, stor forskningsinnsats som sikter mot bedre forståelse og bedre varsling<sup>10</sup>.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical\\_Ocean-Global\\_Atmosphere\\_program](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_Ocean-Global_Atmosphere_program)

<sup>2</sup> McPhaden, M.J. et al. 1998. The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14,169-14,240.

<sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Scatterometer>

<sup>4</sup> Muñoz, J. et al. 2004. Wind as a Long-Distance Dispersal Vehicle in the Southern Hemisphere. *Science*, 304, 1144 – 1147.

<sup>5</sup> <http://www.ecmwf.int/>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/El\\_Ni%C3%B1o](http://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o)

<sup>7</sup> Chen, D., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Huang, D. 2004. Predictability of El Nino in the past 148 years. *Nature* 428, 733-736.

<sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/MJO>

<sup>9</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

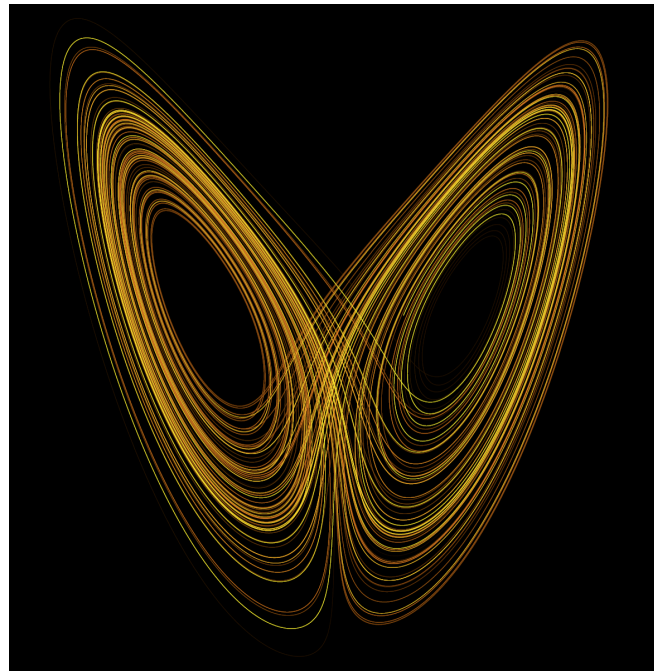
<sup>10</sup> Gadgil, S., et al. 2005. Monsoon prediction – Why yet another failure? *Current science*, 88, 1389-1400.

## IV.4. DEN NORDATLANTISKE OSCILLASJON (NAO)

På våre bredder opplever vi hvordan været skifter på kort sikt etter som lavtrykk farer forbi. Nye lavtrykk kommer, hvert av dem med skiftende intensitet og noe forskjellig bane. Været skifter litt fra dag til dag, likevel kan vi oppleve omtrent det samme været i ukevis, dvs. den samme værtypen varer en stund. Er det om vinteren, blir været gjennomgående mildt og det kommer mye nedbør over store deler av vårt land. Noen ganger har vi noenlunde det samme været kanskje en hel vinter. Men vår erfaring tilsier også at på et par dager kan været skifte til en annen værtype med høyere lufttrykk og roligere vær. Også slike perioder kan vare en tid. I så fall er nedbørmengdene små, og om vinteren blir det kaldt. Noe forenklet oppleves det som om været skifter mellom to værtyper, selv om været hver dag har spesielle trekk slik at to dager aldri er helt like. Været varierer kaotisk, men det synes likevel å være en viss orden med en skiftning mellom to værtyper.

Ed Lorenz illustrerer lignende variasjoner i været i et svært forenklet dynamisk system<sup>1 2</sup>. Han formulerte og løste de prognostiske ligningene for et enkelt *ikkelineært* dynamisk system der tilstandene kan uttrykkes ved de tre koordinatene til et punkt i rommet. Det er også verdt å merke seg at ligningene inneholder tre parametre som holdes konstante. Systemet startes fra en tilstand (analyse), dvs. en bestemt posisjon i rommet. Løsningen (prognosen) er baner i rommet, baner som starter fra et gitt utgangspunkt. Løsningen av ligningene, dvs. banene, kan bli som i Fig. 1. Banene vil variere noe etter hvilke verdier en gir de konstante parametrene, men det visuelle inntrykket blir gjerne som på figuren, som blir kalt *Lorenzattraktoren*.

Figuren viser løsningen av ligningene, prognosen, som en bane i rommet. Hvert punkt på banen er tilstanden til det dynamiske systemet ved et bestemt tidspunkt. Det er verdt å merke seg at løsningen aldri kommer tilbake til utgangspunktet eller andre punkt som banen har vært gjennom. Slik er alle nye tilstander et nytt punkt i rommet. Som vi ser, sirkulerer prognosen omkring to sentra i rommet. Banene kan gå rundt et av de to sentrene for kortere eller lengre tid, og dessuten bevege seg over til baner rundt det andre senteret. Hvert av de to dominerende baneområdene minner om en vinge.



**Fig. 1:** Lorenzattraktoren. For mer forklaring, se tekst. [http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz\\_attractor](http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz_attractor)

I forhold til atmosfæren er bevegelsen i Lorenzattraktoren uhyre enkel. Det er likevel mulig å la bevegelsen være en analogi på visse fenomen i atmosfæren. Vi kan for eksempel la en omdreining omkring et av sentrene ha en tidskala på en uke og være en analogi på en familie av lavtrykk som passerer oss. Så lenge som punktet roterer rundt et av de to sentrene, har vi noenlunde den samme værtypen selv om banene ikke er helt like. Noen ganger beveger punktet seg over fra den ene vingen til den andre. En slik overgang kan vi oppfatte som en overgang til en annen

værtype, f.eks. et annet leie på lavtrykksbanene som gir mindre nedbør og kaldere vær (vinterforhold). En merker seg at tiden det tar for punktet å bevege seg fra den ene værtypen til den andre er mindre enn tiden for en omdreining, dvs. overgangen tar bare noen få dager. Dette stemmer bra med erfaring fra værvarsling om at været kan skifte dramatisk på kort tid. Om en følger banene, vil en forstå at de gjennomgår en tilfeldig veksling fra den ene værtypen til den andre. Dette ser en enklere om en plotter tidsutviklingen langs en av koordinatene. Da vi en se en kaotisk veksling mellom de to værtypene. Noen ganger kan en værtype vare relativt lenge, andre ganger bare en kort tid.

Om en oppfatter hver vinge som en værtype og lager en hyppighetsfordeling for hvor ofte hver værtype opptrer, vil en finne at hver type opptrer like ofte. Vi ville fått lignende forhold om vi lot en kule falle mange ganger rett ned på en sirkelformet flate der den kunne bevege seg enten til høyre eller til venstre. Det ville da være like stor sannsynlighet for at kula beveger seg til høyre som til venstre. Om en satte på en vifte som lagde litt trekk i en av retningene og gjentok eksperimentet, ville effekten av ”vinden”, selv om den er svak, øke sannsynligheten for at kula beveger seg oftere i vindens retning enn i motsatt retning. I Lorenzattraktoren ville et tilsvarende pådriv kunne føre til at løsningen (banene) holdt seg oftere i en av vingene enn i den andre. Den ene værtypen ble da overrepresentert på bekostning av den andre. I værsammenheng med to værtyper kan pådrivet oppfattes som et slags dytt på værsirkulasjonen, som fører til at den ene av værtypene opptrer oftere på bekostning av den andre. En kunne for eksempel tenke seg at økt drivhuseffekt kunne føre til at en av fasene i ENSO ble mer hyppig enn den andre.

Noen vil sikkert protestere og hevde at det kan defineres langt mer enn to værtyper på et sted. Det er riktig, men om vi prøver å studere værtyper over store geografiske områder som Nord-Atlanteren, er det naturlig å starte med bare to. Spørsmålet er om dette lar seg gjøre ut fra meteorologiske målinger. Kan været variere noenlunde i takt over store geografiske områder som for eksempel Nord-Europa? Fins det tilstøtende områder der været er i en slags motfase med været over Nord-Europa? Svarene er at NAO presenterer slike variasjoner i været over et nordatlantisk område.

### **Variasjoner i bakkestrykket fra vinter til vinter**

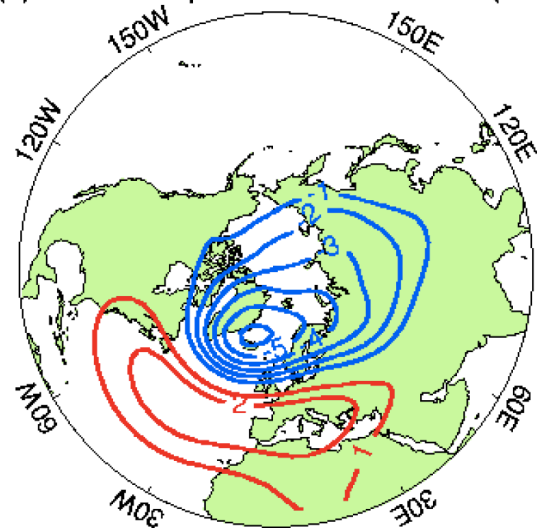
Trykket redusert til havets nivå til et bestemt tidspunkt, vist som isobarer på et kart, sier oss mye om været ved dette tidspunktet. Vi har alt lært at vinden like over grenselaget stort sett følger isobarene med høyt trykk til høyre, og med en vindstyrke som øker med gradienten i isobarene (sterkere vind jo tettere isobarene ligger; *geostrofisk vind*). Trykkvariasjonene fra dag til dag over den nordlige halvkule er ganske godt kjent for de siste hundre år. Walker undersøkte hvordan forskjellen i bakkestrykket mellom Island og Azorene varierer fra vinter til vinter<sup>3</sup>. Han fant uregelmessige variasjoner fra år til år, noe som betyr at variasjonene ikke gir grunnlag for å varsle trykkdifferansen fra et år til det neste. Når han så på variasjoner over flere år, fant han imidlertid variasjoner som minnet om en svingning (oscillasjon) mye på samme måte som han fant for SO, men ikke slik at variasjonene gikk i direkte takt med SO.

Om en gjentar Walkers undersøkelse med de trykkdata en nå har for lange perioder, kan en finne et fast trykkmønster for variasjonene som dekker Nord-Atlanteren og landområdene omkring<sup>4</sup>. Dette betyr at den nevnte trykkdifferansen påvirker trykket over store områder i et gitt mønster (Fig. 2). For relativt store trykkdifferanser har mønsteret størst positivt utslag over Azorerhøytrykket og størst

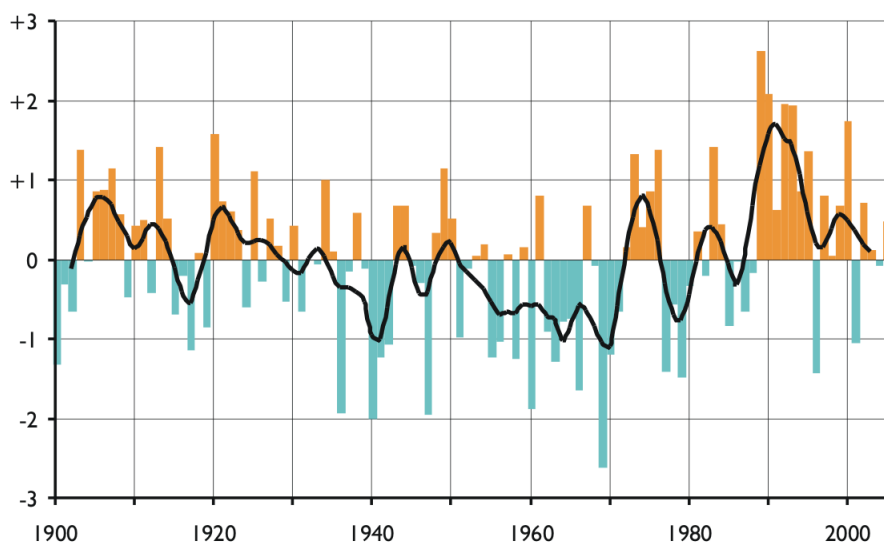
negativt utslag over Islandslavtrykket, dvs. mønsteret gir vestlig vind mellom disse trykksystemene. Mot Norskehavet er trykkmønsteret mer sørvestlig. Slik finner en at mye av trykkvariasjonen fra vinter til vinter kan beskrives ved et middeltrykk over mange år, pluss et visst bidrag fra mønsteret. Størrelsen på dette bidraget bestemmes av den midlere trykkdifferansen gjennom vinteren mellom Island og Azorene. Ved relativt små trykkdifferanser skifter utslagene i mønsteret fortegn.

I våre dager normaliserer vi trykkdifferansen mellom Island og Azorene som et avvik fra en gjennomsnittlig trykkdifferanse over mange år. Størrelsen, som kalles en indeks, varierer slik mellom positive og negative verdier målt i standardavvik (Fig. 3). Trykkmønsteret kan da dannes ved å beregne trykkdifferansen mellom år da indeksen var større enn pluss ett standardavvik og år da den var mindre enn minus ett standardavvik. Mønsteret legges til middelfeltet med en amplitude i samsvar med indeksen. For en positiv indeks gir mønsteret et sterkere vestavindsbelte enn vanlig og sterkere sørvestlig vind inn over det meste av Nordvest-Europa. I år med negativ indeks trekkes mønsteret fra den midlere trykkvariasjonen på samme måte. I slike år blir det svakere sørvestlig vind inn over Nordvest-Europa og vintrene blir kaldere enn normalt.

(c) Sea level pressure anomalies (mb)



**Fig. 2:** Kart med trykkforskjell (hpa eller millibar) mellom vintre med NAO-indeks høyere enn en enhet og vintre med NAO-indeks mindre enn minus en enhet. I år med positiv NAO-indeks legges dette feltet til gjennomsnittlig trykkfordeling gjennom mange år med en amplitude som øker med størrelsen på indeksen. I år med negativ NAO-indeks blir det omvendt, feltet trekkes fra. UK Met Office.



**Fig. 3:** Indeksen for Den nordatlantiske svingningen for hver vinter (des, jan, feb, mar) fra 1900 til 2005. Svart linje er en utjevnet indeks som tar bort variasjoner med perioder mindre enn 5 år.

[http://en.wikipedia.org/wiki/North\\_Atlantic\\_Oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_Oscillation)

Tendensen til en svingning over perioder på flere år kaller vi som nevnt Den nordatlantiske oscillasjon (NAO)<sup>5</sup>. Slik er den en veksling i atmosfærens masse - eller trykket på bakken - på stor horisontal skala med aksjonssentra knyttet til Islandslavtrykket og Azorerhøytrykket. NAO uttrykker en dominerende del av atmosfærens trykkvariasjon i områdene rundt disse trykksystemene gjennom hele året, men mest om vinteren da den forklarer mer enn en tredel av den totale trykkvariansen. Slik styrer NAO mye av variasjonene i været hos oss, særlig om vinteren.

Den normaliserte trykkdifferansen kalles *NAO-indeksen*, som ofte beregnes for hvert år for vintermånedene desember, januar, februar og mars (Fig. 3). Indeksen baserer seg altså på målinger av trykket på to stasjoner som gir trykkgradienten over vestavindsbeltet. Det blir brukt en stasjon på Island og en stasjon enten på Azorene eller i Portugal. Bruker vi trykkmålinger fra Lisboa, Portugal og Stykkisholmur, Island kan en beregne NAO-indeksen siden 1864. For en positiv indeks på 1,0 finner vi en trykkdifferanse på vel 15 hpa fra Azorerhøytrykket til Islandslavtrykket, med høyere trykk enn normalt sør for 55°N og en bred sone med lavere trykk enn normalt opp mot Island og inn i Norskehavet. Denne trykkforskjellen er slik at i år med en indeks på 1,0 er vestavindsbeltet inn over Europa 8 ms<sup>-1</sup> sterkere enn normalt (Fig. 2). Vi merker oss også de store trykkforskjellene fra sørspissen av Grønland og til Canada som uttrykker et nordvestlig felt. Dette betyr at variasjoner i indeksen gir variasjoner i utstrømningen av kald luft fra Arktis i disse områdene. En lignende, men svakere nordvestlig strøm finner vi øst i Middelhavet.

Det fins en alternativ metode for å beskrive NAO som baserer seg på en statistisk metode anvendt på trykkkart for det nordatlantiske området. Metoden kalles enten EOF-analyse eller singularer dekomponering<sup>6</sup>. Metoden deler de geografiske variasjonene i området opp i ulike komponenter eller moder som er uavhengige av hverandre. De totale variasjonene kan beskrives som en sum av en rekke slike komponenter skalert med hver sin indeks. Den viktigste komponenten, som forklarer mest av variasjonene, viser seg å gi en trykkfordeling nettopp slik som trykkmønsteret forklart over. Tidsvariasjonen vil være en indeks som omtrent følger NAO-indeksen.

Hvilke prosesser i atmosfæren og eventuelt i havet som styrer NAO er ikke godt kjent på samme måte som for ENSO. Dette kommer vi tilbake til.

### **Variasjoner i NAO-indeksen**

NAO-indeksen viser betydelig variasjon fra et år til det neste. Dette kan bety at dersom NAO-indeksen er anormal ett år, vil det være en viss sannsynlighet for den er mindre anormal det neste året. Likevel, variasjonene fra år til år virker først og fremst tilfeldige og indikerer at det er liten forutsigbarhet i været fra en vinter til den neste. I tillegg til variasjonen fra år til år opptrer det perioder da anormal sirkulasjon - høy indeks eller lav indeks - varer over flere vintre (Fig. 3). Fra århundreskiftet og til omkring 1930 - med unntak av perioden 1916-1919 - var indeksen høyere enn normalt, som betyr at vestavindsbeltet var sterkere enn normalt. Mye vind fra vest gir mildere og våtere vintre enn normalt hos oss. Fra tidlig i 1940-årene til cirka 1970 viste NAO-indeksen en fallende trend. I denne tiden var vinterværet hos oss kaldere enn normalt i de fleste år. Fra 1960-årene og fram til slutten av 1990-åra skjedde det en markant økning i NAO-indeksen. Siden 1980 har den stort sett vært langt høyere enn normalt, men med en dempning mot mer normale verdier de siste årene. Samtidig har vi hatt mange svært milde vintre. Vintrene i 1983, 1989 og 1990 hadde de



høyeste indeksene som er målt siden 1864. Vintre med høy indeks gir ikke bare mildere og våtere vintre, men også stormaktiviteten øker. Antall sterke stormer i Nord-Atlanteren – for eksempel med trykk mindre enn 950 hpa - økte dramatisk i samme periode.

Etter år 1990-åra har NAO-indeksen hatt en fallende tendens om vinteren. Vinteren 2009/2010 ga den laveste indeksen som er observert og det var svært kaldt over Sibir og store deler av Nord-Europa. Mange begynte å tvile på om en slik kald vinter kunne være forenlig med global oppvarming. Det viste seg likevel at denne vinteren globalt var den nest varmeste i den perioden det eksisterer instrumentelle måledata. Det er alltid vanskelig å finne den direkte årsaken til slike hendelser som den kalde vinteren. Forskere spør seg om global oppvarming kan gi større variasjoner i været. Denne vinteren var varm i Arktis, noe som bidrar til lavere NAO-indeks. Spørsmålet blir stilt om varmen i Arktis hadde noe med global oppvarming å gjøre.

I tillegg i variasjonene fra år til år og de langsiktige trendene viser NAO-indeksen variasjoner med svingetider fra 6 til 10 år. Særlig gjelder dette i de siste 50 år. Studier i variasjoner av temperaturen i Bergen av Dag Kvamme, Meteorologiske institutt, Bergen, antyder at svingningene ikke er regulere, men at den varme perioden varer litt lengre enn den kalde. Om en antar at disse svingningene fortsetter, kan en med en viss sannsynlighet forutsi vinterværet framover noen år. I praksis har det likevel vist seg å være svært vanskelig å varsle vinterværet ut fra statistikk basert på NAO-indeksen.

Det er blitt forsket en del på om økende trenden fra 1960-tallet er en del av en naturlig svingning eller om den kan være et resultat av global oppvarming som følge av økt drivhuseffekt<sup>7</sup>. Resultatene av slike undersøkelser viser at noe av variasjonen er naturlig og at noe trolig skyldes regionale følger av global oppvarming. Likevel er det usikkert hvordan det vil gå med NAO-indeksen under global oppvarming<sup>8</sup>. Dette kommer vi tilbake til.

Flere studier indikerer at SO og NAO er nær uavhengige fenomener. Det er gjort en interessant undersøkelse<sup>9</sup> som sammenligner variasjon av midlere hemisfærisk temperatur (nord for 20° N) om vinteren med vinterindeksene for NAO og SO. Disse to indeksene forklarer hele 47 % av variansen. Temperaturendringer knyttet til NAO står for 31 %, mens SO står for 16 %. Disse tallene illustrerer den relative betydning av de to svingningene for vintertemperaturen nord for tropene.

## **NAO og været over Vest-Europa**

### *A) Temperatur*

En har studert hvordan lokal temperatur over land og SST varier med NAO-indeksen<sup>10 11</sup>. Således kjenner vi mønsteret for temperaturanomalier for et visst utslag i NAO-indeksen. Figurer for dette ved ett standardutslag, kan brukes slik at en like stor negativ indeks gir det samme resultatet med motsatt fortegn. For en positiv indeks lik en, er det for de fire vintermånedene et utslag på mer enn en grad nordøst i Europa og over Sibir. Vest for Grønland har vi et like stort utslag med motsatt fortegn. Det er tydelig en gyngende med motsatt fortegn på utslagene vest for Grønland og over Nord-Europa. Det er også et utslag på hver side av disse anomaliene, dvs. over østlige Middelhav og østlige del av USA.

Denne gyngen i vintertemperatur mellom Vest-Grønland og Sør-Skandinavia har vært kjent lenge. Den ble oppdaget i 1770-årene av den danske misjonæren Hans Egede Saabye – barnebarn til Grønlands apostel, Hans Egede, en norsk prest som var den første som reiste til Grønland etter at norrøn bosetning dødde ut. Hans Egede Saabye skrev i sin dagbok<sup>12</sup>: ”Alle vintere i Grønland ere haarde, dog med Forskjel. De danske lægge Merke til, at naar Vinteren har været streng, som vi kalde det, i Danmark, har den grønlandske på sin Maade været mildere, og omvendt.”

### *B) Nedbør*

Vi har pekt på at høy NAO-indeks betyr stor transport av fuktig luft inn over Nord-Europa mot Skandinavia. Samtidig blir transporten av fuktighet redusert over Sør-Europa og Nord-Afrika. En har undersøkt den statistiske sammenheng mellom NAO-indeksen og målt nedbør over Europa<sup>10 11</sup>. Igjen har en lagd figurer som viser endringer i nedbør som tilsvarer en NAO-indeks på en enhet, beregnet over de fire vintermånedene. Det går en nullinje fra Nord-Frankrike og videre mot nordøst. Nord for denne linjen gir en høy indeks mer nedbør enn normalt. Spesielt gjelder dette kysten av Vestlandet, der en finner de største utslagene. Over Sør-Europa blir det tilsvarende tørrere. Økningen i nedbør på Vestlandet de siste tiårene er for en stor del knyttet til den positive fasen i NAO-indeksen i disse årene.

Sammenhengen mellom NAO-indeksen og målt nedbør kan uttrykkes ved en *korrelasjonskoeffisient*. Den høyeste korrelasjon mellom vinternebbør og NAO-indeksen for vinteren finner vi for stasjoner på Vestlandet. For Bergen er denne korrelasjonskoeffisienten 0,77. Et utslag på en enhet i NAO svarer her til et avvik på 3.6 mm i døgnet. Det er interessant at også det årlige tilsiget for kraftverkene i Sør-Norge varierer med NAO-indeksen om vinteren. Variasjonene med perioder rundt 8 år er tydelige.

### **NAO og havet**

Undersøkelser viser at NAO på alle tidsskaler gir systematiske anomalier over store deler av Nord-Atlanteren i vindstyrke, havbølger, varmekullukser fra havet og på den måten også i SST. En rekke studier viser at atmosfæren påvirker sirkulasjonene i havet som gjerne har variasjoner på dekadeskala<sup>13 14 15</sup>. Dette betyr at NAO påvirker havsirkulasjonen. Dette gjelder anomalier både i den vestlige subtropiske sirkulasjon (Golfstrømmen), og i havstrømmen lengre nord i forlengelsen av Golfstrømmen slik som den subpolare sirkulasjon i områdene sør for Grønland og Island. Dekadevariasjonene finnes også igjen i utstrekningen av havisen i Arktis. NAO synes å være en nøkkelfaktor i å generere saltanomalier i havet som blir transportert i den subpolare sirkulasjon. Dette har betydning for omveltningen av vannmasser vertikalt i Nord-Atlanteren, en sirkulasjon som går under navnet atlantisk *meredional omveltningssirkulasjon* (langs lengdesirkler, meredianer) (AMOC Atlantic Meredional Overturning Circulation) (se Del V).

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz\\_attractor](http://en.wikipedia.org/wiki/Lorenz_attractor)

<sup>2</sup> E. N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* **20**: 130–141.

<sup>3</sup> Walker G. T., Bliss E. W. 1932. *Mem. R. Meteorol. Soc.* 44:53–83.

<sup>4</sup> Hurrell, J.W. et al. 2003. *The North Atlantic Oscillation Climate Significance and Environmental Impacts*. Geophysical Monograph Series, 134.

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/North\\_Atlantic\\_oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_oscillation)

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Empirical\\_orthogonal\\_functions](http://en.wikipedia.org/wiki/Empirical_orthogonal_functions)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Global\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming)

<sup>8</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>9</sup> Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.

<sup>10</sup> Hurrell, J. W., and H. van Loon, 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.

<sup>11</sup> Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.

<sup>12</sup> Egede Saabye, H. 1817. Fragmenter af en dagbok, hållen i Grönland af pastor Hans Egede Saabye under dess åtta-åriga vistande der i landet. Stockholm, Elméns och Granbergs Tryckeri, 1817.

<sup>13</sup> Visbeck, M.H. et al. 1998: An ocean model's response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4521-4524.

<sup>14</sup> Dickson, B., 1999: All change in the Arctic. *Nature*, **397**, 389-391.

<sup>15</sup> Visbeck, M.H. et al. 1998. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *PNAS*, **98**, 12876-12877.



## IV.5. TEORIER FOR NAO OG SESONGVARSLING AV NAO

Det er lagt ned mye tankearbeid for å gi fysiske forklaringer på NAO uten at det er blitt gitt klare svar. Det eksisterer mange teorier, og det er ikke enkelt å gi en oversikt over ulike forslag som fins for å forklare NAO. Statistiske analyser av lange serier med NAO-indeks viser at mye av variasjonene er tilfeldige og kan karakteriseres som støy. Det eksisterer likevel noe variasjon på toårsskala og dekadescala som er reell og som ikke kan karakteriseres som støy<sup>1</sup>. Det er derfor viktig å forstå disse variasjonene. Målet er å varsle de variasjonene i NAO som kan være forutsigbare.

Jacob Bjercknes prøvde å forklare NAO som en vekselvirkning mellom atmosfære og hav<sup>2</sup>. Siden har andre forsøkt å gå videre langs denne vekselvirkningshypotesen som en koplet variasjon. Tanken er at havet svarer på pådriv fra atmosfæren, og at det omvendt fins tilbakekoplinger fra havet til atmosfæren som styrer dekadeforvariasjonene. Andre har forsøkt seg på hypoteser om en ukoplet variasjon, dvs. en intern variasjon innen atmosfæren som kan påvirke sirkulasjonen i havet, men der havet ikke gir noen tilbakekopling tilbake på NAO.

### NAO som vekselvirkning mellom atmosfære og hav

Jacob Bjercknes undersøkte sammenhenger mellom SST og lufttrykket og mente å finne to ulike typer vekselvirkning:

1. SST-anomalier på årlig tidsskala er knyttet til sirkulasjonen i atmosfæren og viser en konsistent, lokal sammenheng med overflatesirkulasjonen i havet. Når SST er høy/lav på mildere bredder, er NAO-indeksen lav/høy. Dette skyldes at høy indeks gir sterk vind, som igjen gir sterkere flukser av varme fra havet, noe som avkjøler havoverflaten.
2. SST-anomalier på dekadescala viser en dynamisk sammenheng med variasjoner i havsirkulasjonen, dvs. med Golfstrømmen opp langs USA østkyst. Teorien antar at positive SST-anomalier i det sentrale Atlanterhavet er dannet av en forsterket subtropisk Golfstrøm som transporterer varmere tropiske vannmasser nordover enn normalt. Responsen i atmosfæren er en antisyklonisk sirkulasjon og en svekket stormaktivitet. Dette øker de positive temperaturanomalierne ved at energifluktene til atmosfæren avtar. Men atmosfæresresponsen fører også til et mindre drag på havet, noe som fører til at Golfstrømmen retarderes. Når Golfstrømmen svekkes, fører det med tiden til en negativ anomali i SST. Denne negative anomalien fører til en motsatt respons i atmosfæren med økt syklonisk sirkulasjon, altså det motsatte som i den varme fasen.

Senere studier viser at også havsirkulasjonen lengre nord (subpolare områder) tar del i NAO-svingningene, slik at temperaturen i de øverste lagene og utstrekning av sjøisen over Arktis varierer med NAO på dekadescala. SST-anomalierne sirkulerer på denne måten rundt i både subtropiske og subpolare hav i samsvar med dekadeforvariasjonene i NAO.

Rodwell m. fl.<sup>3</sup> gir gode argumenter for at NAO styres av variasjoner i SST i Nord-Atlanteren. De studerte simuleringer med en klimamodell for atmosfæren med føringer fra havet representert ved observert SST fra 1870 og til 1997. Modellen hadde ikke med andre klimaføringer slik som økt drivhuseffekt eller variasjoner i solstrålingen. Variasjonene i NAO-indeksen for hver av simuleringene var ulike, men i gjennomsnitt ga eksperimentene en NAO-indeks som viste rimelig

bra korrelasjon med observert indeks. Videre ga modellen en fordeling av nedbør og temperatur over Nord-Europa i samsvar med disse variasjonene. Resultatene indikerer at tendensen til dekadessvingninger i NAO-indeksen er forårsaket av SST-anomalier.

Dersom en korrelerer målinger av NAO-indeksen med den geografiske fordelingen av SST i Nord-Atlanteren, finner en et bestemt mønster. Det er slik at en positiv NAO-indeks er knyttet til et positiv SST-anomali øst for USA, en negativ anomali sør for Grønland og en positiv anomali i Norskehavet<sup>4</sup>. En negativ NAO-indeks er knyttet til anomalier på de samme stedene med motsatt fortegn. Rodwell m. fl. gjorde også modelleksperiment - simuleringer over 20 år - for å finne responsen på dette SST-mønsteret ved positiv og negativ NAO. De fant at SST-anomaliene påvirker NAO gjennom fordampning, nedbør og prosesser for oppvarming av atmosfæren. De konkluderte med at SST-avvikene fører til lokale endringer i disse størrelsene, endringer som har en forsterkende effekt på selve temperaturmønsteret (SST). Slik forsterkes hypotesen om at NAO påvirkes gjennom SST-anomalier.

### Andre teorier for NAO

Rodwell m. fl. brukte ikke en koplet modell i sin studie. Det er derfor begrenset hvor sterke argumenter de kan føre for NAO som en vekselvirkning med havet. Generelt har det vist seg vanskelig å påvise tilbakevirkning fra havet til atmosfæren. Flere forskere heller til at NAO ikke er knyttet til havet i det hele tatt. Et bevis for dette er at simuleringer med atmosfæremodeller får fram NAO-variasjoner selv når sjøtemperaturen (SST) holdes konstant med en fast variasjon gjennom året<sup>5 6</sup>. Slik har forskere pekt på NAO som en intern variasjon i atmosfæren. Flere finner at vekselvirkning mellom *stratosfære* og *troposfære* spiller en stor rolle<sup>7 8 9 10</sup>. Men denne hypotesen er enda ikke på noen måte anerkjent som en forklaring på NAO.

I de siste årene har flere forskere konsentrert seg om værutviklingen fra dag til dag i perioder som gir sterk vestavind og høy daglig NAO-indeks. På den måten vil en prøve å forstå de mekanismer som styrker trykkgradientene mellom Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket. Det kan se ut som om dette området er et foretrukket område for brytende Rossbybølger<sup>11</sup>. Noen ganger fører denne brytningen til en styrkning av Azorerhøytrykket, andre ganger til en styrkning av Islandslavtrykket. Ulike vedvarende pådriv ved overflaten, for eksempel påvirkning fra tropene, synes å kunne opprettholde en vær-situasjon der disse mekanismene gir en vedvarende positiv fase av NAO. En kan tenke seg at en negativ NAO er karakterisert ved fravær av slike situasjoner. En slik forklaring er et eksempel på NAO som en ukoplet variasjon.

En teori for ukoplet klimavariasjon går ut på at NAO kan forklares som klimasystemets langsiktige respons på kortsiktige tilfeldige klimapådriv. Denne teorien skriver seg fra et kjent fenomen i fysikken om at tilfeldige impulser på et dynamisk system kan gi regulære svingninger. Mange mener at denne teorien oppsummerer dagens kunnskap om hvordan NAO varierer. Fasen til NAO, dvs. om den er negativ eller positiv, er først og fremst bestemt av tilfeldige, dvs. kaotiske variasjoner i værssystemene. Anomalier i sjøtemperaturen kan også spille en rolle, men mer som en modererende effekt<sup>12</sup>. NAO gir store variasjoner i vinden over hav og har slik stor innvirkning på temperatur og sirkulasjon i havets øverste lag<sup>4</sup>. Sjøtemperatur i overflaten og vinddrevne strømmer endrer seg innen dager, mens havsirkulasjonen i store og dype havbasseng bruker opp til en dekadé for å tilpasse seg endringer i atmosfærens tilstand. På denne måten får vi markerte dekadevariasjoner i havet påført av

tilfeldige variasjoner i atmosfæren fra måned til måned<sup>13</sup>. De langsiktige variasjonene i havet kan så igjen påvirke sirkulasjonen i atmosfæren. Dette kommer vi tilbake til i neste kapittel.

### Trender i NAO

Gjennom de siste 50 årene har NAO-indeksen hatt svingninger på dekadeskala og i tillegg en markant trend mot en økende indeks fram til århundreskiftet<sup>14 15</sup>. Men etter høy indeks i 1990-årene ser det ut som trenden har snudd. I våre områder gir økende trend sterkere vind fra sørvest med mildere vintre. Det er verdt å merke seg at den økende trenden var sterkere enn hva en finner i lange kontrollkjøringer med koplede klimamodeller med konstant solstråling og uten ytre strålingspådriv<sup>16</sup>. Det forsøkes på å finne årsakene til disse langsomme trendene for å få svar på hvor stor forutsigbarhet de har. Problemene er nært knyttet til hva som skjer med NAO under den globale oppvarmingen vi er inne i.

Økt drivhuseffekt gir endringer som både kan forsterke og svekke NAO. Effekten av en økning i konsentrasjonen av en drivhusgass i et nivå av atmosfæren avhenger av forholdet mellom absorpsjon i drivhusgassen av langbølget stråling fra lagene under og emisjon av slik stråling fra molekylene i gassen (se Del VI, kap. 3). Siden absorpsjon og emisjon avhenger av temperaturen i fjerde potens, vil nettobalansen bestemmes av differansen mellom middeltemperatur for de lag som stråler nedefra og den lokale temperaturen der hvor drivhusgassen emitterer. Dette leder til forskjellig effekt i troposfære og stratosfære. I troposfæren avtar temperaturen med høyden slik at molekylene emitterer mindre energi enn de mottar nedefra. Altså får vi en netto oppvarming. I stratosfæren er det omvendt; der øker temperaturen med høyden, og molekylene emitterer mer energi enn de mottar nedefra. Temperaturgradienter mellom sør og nord gir en polarjet ved tropopausen på midlere bredder (jet knyttet til *polarfronten*). På grunn av større vertikal blanding, er troposfæren høyere på lavere bredder enn på høyere bredder. Spesielt varierer tropopausehøyden sterkt på tvers av polarjeten. I nivået for jetkjernen er vi således i troposfæren sør for jeten, men i stratosfæren nord for jeten. En økt konsentrasjon av drivhusgasser vil derfor øke temperaturgradienten på tvers av jeten, og denne temperaturgradienten styrker jeten. Denne forsterkningen settes da i forbindelse med en forsterket positiv NAO<sup>10</sup>.

På grunn av smelting av is, varmes Arktis mest opp ved global oppvarming, i gjennomsnitt dobbelt så mye som for resten av kloden. Dette bidrar til en generell svekkelse av polarfronten, noe som bidrar til en svakere NAO-indeks. Et åpent spørsmål er om deler av Grønlandsisen kan smelte på sikt. Målinger siste tiåret viser alt en økende smelting. Betydelig økning i smeltingen – direkte og ved smelting av isfjell - kan påvirke sjøtemperaturene i nordlige deler av Nord-Atlanteren. Dette kan virke til en forsterkning av polarfronten og sterkere vinterstormer<sup>17</sup>. Smelting av *innlandsis* er ennå ikke med i klimamodellene og gjør det vanskeligere å bedømme framtidige projeksjoner av NAO og stormer knyttet til polarfronten.

### NAO-trend og SST i tropene

Også andre enn Rodwell m.fl.<sup>3</sup> har klart å simulere trenden i NAO noenlunde bra med atmosfæremodeller kjørt fra 1950-åra med SST spesifisert ved observasjoner<sup>18 19</sup>. Selv om en ennå ikke har klart å gjøre det samme i koplede modeller, gir resultatene håp om at noe av NAO med tiden også kan forutsis i koplede klimamodeller. Trolig er det havkomponenten i modellene som må

forbedres, her har den romlige oppløsningen til nå vært svært liten (Del III). Det er også nødvendig med god oppløsning av stratosfæren.

Resultatene fra Hoerling m. fl.<sup>19</sup> er de mest overbevisende. De har kjørt en rekke eksperimenter fra 1950 til 2000 med en atmosfæremodell. De mener resultatene gir bevis for at trenden i NAO er knyttet til en stadig oppvarming av tropiske hav. Disse endringene forandrer mønster og intensitet for nedbør i tropene - og dermed frigjøring av latent varme ved kondensasjon. Atmosfærens respons på dette inkluderer det romlige mønsteret for NAO. Forskningen til Hoerling m. fl. gir da en ny hypotese for hvordan NAO varierer: Oppvarming i tropene gir en fjernvirkning på sirkulasjonen over Nord-Atlanteren i form av et NAO-signal, som igjen gir endringer i SST og sjøis innen aksjonsområdet for NAO.

Når de kjører modellen med observert SST i tropene (30°N til 30°N) og med konstant SST og sjøis utenfor tropene (bare variasjon gjennom året), får de stort sett det samme resultatet som når observert SST er brukt overalt. Dette indikerer at endringer i SST innen selve aksjonsområdet for NAO har mindre betydning for trenden. En påvirkning fra tropene på sirkulasjonen på høye bredder har tidligere blitt påvist for nordlige del av Stillehavet og Nord-Amerika<sup>20</sup>, men dette er første gangen at noen så klart har påvist en sammenheng mellom oppvarming i tropene og sirkulasjonen over Nord-Atlanteren. Andre simuleringer Hoerling m. fl. har gjort, viser at det særlig er endringer i SST i Stillehavet og Det indiske hav som gir pådriv for trenden i NAO. Forfatterne fører argumenter for at endringene i SST i tropene høyst sannsynlig er et resultat av global oppvarming. F. eks. ligner simulerte endringer i SST i tropene med en koplet klimamodell på det som er observert<sup>21</sup>.

Et arbeid av Shindell m. fl.<sup>10</sup> bruker en atmosfæremodell koplet til en forenklet modell for havet (et lag for havet, kalt "slab ocean"). De fokuserer på Den arktiske svingning (AO) i stedet for NAO, hvor AO er en sirkumpolar svingning som også omfatter NAO. Således viser både AO og NAO mye den samme trenden siden 1950-årene. Shindell m. fl. simulerer trenden i AO, men får ikke riktige dekadefleksjoner. De undersøker bidraget til trenden fra forskjellige ytre strålingspådriv: økt drivhuseffekt, variasjon i solstråling, aerosoler fra vulkanutbrudd og endringer i stratosfærisk ozon. De finner at det meste av trenden siden 1950-åra kan forklares ved økt drivhuseffekt.

Hoerling m. fl. gir ingen analyse av årsakssammenhengen mellom endring i mønsteret for oppvarming i tropene og NAO-indeksen. Shindell m. fl. fokuserer på stratosfærens betydning for NAO, men analyserer ikke betydningen av endringer av SST og frigjøring av latent varme i tropene. Det kan være at de to arbeidene belyser de samme mekanismene fra forskjellige vinkler. Således kan stratosfærens betydning være en del i en større sammenheng der oppvarming i tropene er den egentlige årsaken.

## **Varsling av NAO**

Hvor store er så mulighetene for å varsle variasjoner i NAO på sesongskala eller lengre fram? De fleste forskere er ikke optimistiske når det gjelder nøyaktigheten i slik varsling. Selv om NAO-indeksen viser visse tendenser til regulære variasjoner, er den likevel for mye influert av tilfeldige, uforutsigbare variasjoner for å kunne varsle endringer i indeksen. Det er simpelt hen for mange variable som bestemmer variasjonene.



Det blir likevel gjort forsøk på sesongvarsling av NAO. Noen prøver om høsten å varsle neste vinters NAO-indeks basert på opplysninger om snøforhold over EurAsia. Dette blir mye det samme som Blanford gjorde for å varsle sommermonsunen over India. Det er bare det at Blanford trolig hadde sterkere grunnlag i fysiske relasjoner for snødekkets innflytelse enn vi har for dets innflytelse på NAO. Riktignok er det grunn til å tro at tidlig snø om høsten over EurAsia gir tegn om en streng vinter. Det er vanskeligere å forklare at snødekket i Himalaya om sommeren skal ha noen betydning.

Tendensen til en noenlunde sinusformet variasjon hvor vinterindeksen for NAO kryper oppover eller nedover over flere sammenhengende vintre, krever at det fins en form for klimatisk hukommelse fra en vinter til den neste. Det vil si det må finnes mekanismer, enten i atmosfæren eller havet, som holder rede på hvor sterkt Azorerhøytrykket og Islandslavtrykket var forrige vinter. De raske variasjonene som finner sted i atmosfæren, gjør det vanskelig å tenke seg en atmosfærisk mekanisme som kan opprettholde et mønster fra vinteren gjennom våren og sommeren når disse storstilte trykksystemene forandres og til dels brytes opp. Igjen er det lettere å tenke seg en slik mekanisme knyttet til havet eller kanskje til landoverflaten. Rodwell m.fl.<sup>3</sup> gjorde det sannsynlig at den klimatiske hukommelsen som driver NAO, er knyttet til havtemperaturen under det øvre grenselaget. Ved Met. Office i Storbritannia (statlig organ på linje med Meteorologisk institutt) prøver Mark Rodwell å varsle fortegnet på neste vinters NAO-indeks ved numeriske modellsimuleringer. Han studerer forrige vinters havtemperaturer. Hver vår har vinterens NAO-mønster lagt igjen en signatur i havtemperaturene i Nord-Atlanteren. Gjennom sommeren holder disse anomalier seg under det tynne overflatelaget, som oppvarmes av sola og fungerer som et isolerende termisk teppe. Når sommeren er omme og neste vinter står for tur, fjernes det termiske teppet og noe av temperaturmønsteret fra forrige vår kommer igjen til syne. Disse temperaturanomalierne modulerer så de kortvarige endringene i NAO.

For å varsle for neste vinter bruker Rodwell gjennomsnittlig SST for mai. Disse temperaturene, før soloppvarmingen setter inn for fullt, er de beste indikatorene for neste vinters fase av NAO. Rodwell bruker disse temperaturene i et ensemble av simuleringer for atmosfæren til over neste vinter. På den måten mener han å varsle med en nøyaktighet som gir over 50 % treff.

Hva så med varsling av dekadetrender av NAO? For slike varsler trenger vi klimamodeller for hav og atmosfære som er i stand til å beskrive variasjonene i NAO observert siste hundre år. Slike modeller mangler.

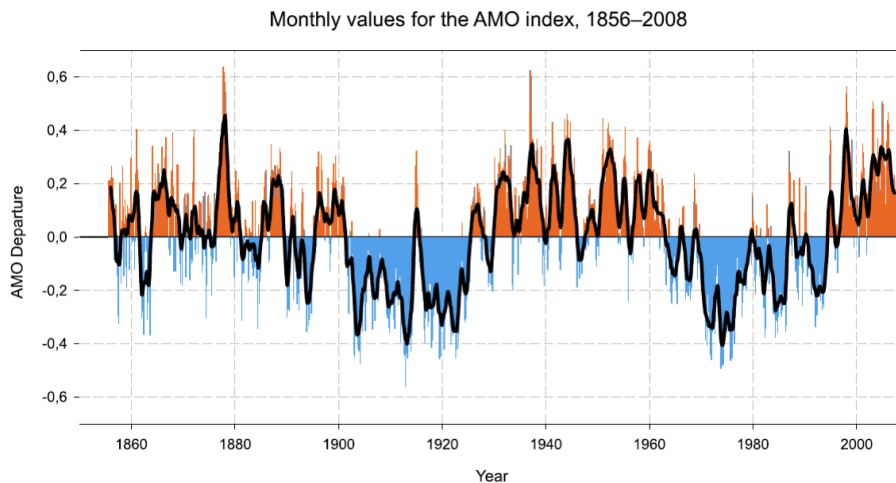
Atmosfæren danner lavtrykk for å transportere varme mot nord om vinteren. Denne transporten – som i tillegg også foregår i havet - er så stor som nødvendig for å balansere strålingstapet i nordområdene mot verdensrommet. Vi nevnte prosesser under global oppvarming som både kan forsterke og svekke NAO. Vi må også bedømme effekten av endret fuktighet i atmosfæren. Med mer fuktighet blir transporten av latent varme mot nord mer effektiv i de enkelte lavtrykkene. Dette antyder at varmefluksen mot nord kan opprettholdes med litt færre lavtrykk. Men enkelte lavtrykk kan bli sterkere siden potensialet for latent varmpåvirkning øker. En global oppvarming synes altså å gi effekter som bidrar til både å styrke og svekke lavtrykksaktiviteten og NAO. I tillegg kommer som nevnt effekten av eventuell smelting av is på Grønland. Det mangler mye før vi kan uttale oss sikker om hva som vil skje med NAO og lavtrykksaktiviteten i våre områder etter som den globale oppvarmingen fortsetter.

- <sup>1</sup> Wunsch, C. 1999. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. Amer. Meteorol.* 80, 245-255.
- <sup>2</sup> Bjerknes, J. 1962. Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic. Vilhelm Bjerknes Centenary volume. *Geophys. Publ.* 24, 115-145.
- <sup>3</sup> Rodwell, M.J. et al. 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- <sup>4</sup> Visbeck, M. 2002. The Ocean's Role in Atlantic Climate Variability. *Science*, 297, 2223-2224.
- <sup>5</sup> Saravan R. J. 1998. Atmospheric low-frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: Studies using the NCAR climate system model. *J. Clim.* 11, 1386-1404.
- <sup>6</sup> Yamazaki, K. & Y. Shinya 1999. Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 77, 1287-1298.
- <sup>7</sup> Koide H., K. Kodera, 1997: Characteristics of the recent long-term wintertime variability in the atmosphere and the oceans (in Japanese). *Tenki*, **44**, 535–550.
- <sup>8</sup> Baldwin, M.P., T.J. Dunkerton, 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30937-30946.
- <sup>9</sup> Shindell D.T. et al. 1999. Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, 284, 305-308.
- <sup>10</sup> Shindell D.T. et al. 2001. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, 106, 7193-7210.
- <sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby\\_wave](http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave)
- <sup>12</sup> Kushnir, Y. et al. 2002. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J. og Clim.* **15(16)**, 2233-2256.
- <sup>13</sup> Curry, Ruth G., Michael S. McCartney, and Terrence M. Joyce, 1998. Linking subtropical deep water climate signals to North Atlantic subpolar convection variability. *Nature*, 391, 575 -577.
- <sup>14</sup> Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-676.
- <sup>15</sup> Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- <sup>16</sup> Osborn, T. J., et al, 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, *Clim. Dyn.*, 15, 685-702.
- <sup>17</sup> Hansen, J.E. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York og Berlin
- <sup>18</sup> Mehta, V. M., et al. 2000. Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated northern hemisphere climate variations: 1959–1993. *Geophys. Res. Lett.*, 27(1), 121-124.
- <sup>19</sup> Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu 2001. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292, 90-92.
- <sup>20</sup> Trenberth, K.E., J.W. Hurrell 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.* 9, 303-319.
- <sup>21</sup> Roeckner E, et al. 1999. Transient Climate Change Simulations with a Coupled Atmosphere–Ocean GCM Including the Tropospheric Sulfur Cycle. *J. Clim.* 12, 3004-3032.

## IV.6. ATLANTISK MULTIDEKADISK OSCILLASJON (AMO)

Vi har gjort rede for NAO og blant annet sett på teorier som knytter variasjoner i NAO til variasjoner i sjøtemperaturen (SST). Vi fant at NAO påvirker SST på kort sikt, men strevde mer for å finne hvordan langsiktige endringer i SST påvirker NAO. I Del V skal vi se nærmere på havets betydning for klimaendringer, spesielt betydningen av endringer i det vi gjerne kaller ”Golfstrømmen”. Men allerede nå tar vi med nok en svingning (oscillasjon) som kalles *Den atlantiske multidekadiske oscillasjon* (AMO)<sup>1</sup>. Denne svingningen er et resultat av ny forskning og knyttes direkte til endringer i havstrømmene.

Forskere har søkt etter sammenheng mellom langsiktige variasjoner – over flere dekader - i havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren og klimavariasjoner på samme tidsskala. Denne forskningen har til nå ikke noe med NAO å gjøre, den omfatter større områder enn aksjonsområdet for NAO og lengre tidsskalaer. Fordi ”Golfstrømmen” har stor betydning for vårt klima (se Del V), er hovedtanken at langsomme variasjoner i havstrømmene vil gi tilsvarende klimavariasjoner i de samme områdene og kanskje over større deler av kloden. Variasjonene må karakteriseres som naturlige og antakeligvis tilfeldige. Modellstudier viser en klar sammenheng mellom styrken på ”Golfstrømmen” og temperaturen i havoverflaten i Nord-Atlanteren. Senere vil vi bruke andre navn for ”Golfstrømmen”.

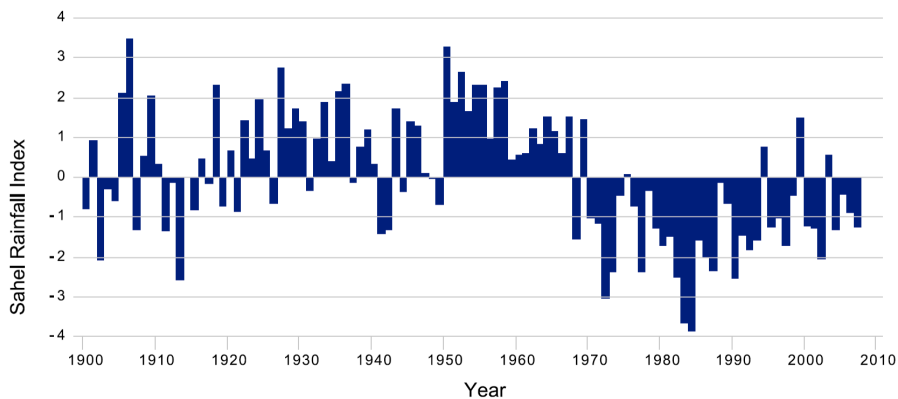


**Fig. 1:** Månedsverdier for AMO-indeksen fra 1856 til 2008 (°C). Svart kurve gir årlige verdier. Den opprinnelige indeksen referert i teksten gjelder årlige verdier jevnet ut for å få fram variasjoner over flere dekader.

[http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic\\_Multidecadal\\_Oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic_Multidecadal_Oscillation)

Vi har få langsiktige observasjoner av havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren. Men siden variasjoner i havsirkulasjonen gir variasjoner i SST, er det nærliggende å studere data for SST, som fins fra cirka 1850, for å vurdere havets betydning for klimavariasjoner på dekadiskala. Forskere har blant annet studert gjennomsnittlig årlig SST over området 0°N til 60°N, 75°W til 7.5°W, dvs. det meste av Nord-Atlanteren mellom ekvator og Grønland. I dette temperaturavviket finner en langsomme variasjoner med en svingetid på mellom 60 og 80 år<sup>2</sup>. Denne svingningen utgjør AMO (Fig. 1). Vi merker oss at utslagene er bare noen få titalls grader på det meste. I beregningene har en tatt bort trender over enda lengre perioder, trender som kan ha sin årsak i global oppvarming. Resultatet utgjør det som kalles AMO-indeksen. Vi merker oss at indeksen var positiv fra cirka 1930 til litt

En har studert hvordan temperatur og nedbør til ulike årstider varierer lokalt med variasjoner i denne indeksen. Resultatet viser at AMO-indeksen er korrelert til disse to parametrene for store deler av den nordlige halvkule, spesielt over Nord-Amerika og Europa, men også for deler av Sør-Amerika og Afrika. AMO-indeksen synes å gi størst utslag for sommeren. Forskjellen mellom år med høy indeks og år med lav indeks gir for sommeren (juni, juli, august) økt nedbør over Europa (fra 5 til 15 % over normale verdier) og redusert nedbør på opp til 20 % over sørlige deler av USA. Temperaturavvikene gir varmere sommertemperatur over USA (0,25 til 0,75 °C) og sentrale deler av Europa. I andre områder gir nedbørsfordelingen relativt store positive avvik over Sahel (Fig. 2), Det karibiske hav og nordvest i Brasil.



**Fig. 2:** Indeks for årlig nedbør i Sahel som et avvik (cm/måned) i forhold til et langtidsmiddel (1898-1993). Perioden 1950 til 1970 var relativt våt, mens perioden 1970 til 1990 var tørr. I de siste årene er nedbøren økt til verdier litt under langtidsmiddelet. Dekadevariasjonene går i noen grad i takt med AMO-indeksen. [http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel\\_drought](http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel_drought)

Det er ut som om AMO kan være med å forklare visse perioder med ekstremt vær observert i visse regioner over dekadene. Det gjelder ikke minst tørken over Sahel<sup>3</sup> som var verst på 1970- og 1980-tallet. AMO er også knyttet til tørke over USA (i midtvest og sørvest) i 1930-årene, kalt Dust Bowl<sup>4</sup> og i 1950-årene. Responsen er motsatt i Florida og ved kysten mot Stillehavet i nordvest. AMO er også blitt knyttet til antall sykloner i Det karibiske hav slik at høyere sjøtemperatur (høy AMO-indeks) gir et større antall sterke sykloner.

Observerte svingninger tilbake 1850 representerer bare noen få svingninger i AMU. Derfor kan vi ikke slutte at AMO vil fortsette på samme måte i framtiden bare fra målingene. Men modellstudier støtter eksistensen av AMO. Slik finner en AMO i lange kontrollkjøringer. Periodene i en kontrollkjøring over 1400 år varierte mellom 70 og 120 år<sup>5</sup>. I tillegg viser modellkjøringene at AMO er klart knyttet til variasjoner i den storstilte havsirkulasjonen.

AMO har akselerert siste 35 år fram til 2009 i en periode da global temperatur har økt mye. Noe av den globale oppvarmingen, mellom 10 og 25 %, kan forklares ved denne økningen i AMO. Hadleysenteret varsler at AMO vil nå toppen innen cirka en dekad fra 2005, for så å bli redusert. Denne utviklingen kan bidra til litt mindre global oppvarming i våre områder de neste 30 årene deretter, men bare litt<sup>6</sup>.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic\\_Multidecadal\\_Oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic_Multidecadal_Oscillation)

<sup>2</sup> Sutton, R.T., D. L. R. Hodson 2005. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science* 309, 115 -118.

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel\\_drought](http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel_drought)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Dust\\_Bowl](http://en.wikipedia.org/wiki/Dust_Bowl)

<sup>5</sup> Knight, J. R. 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.* **32**: L20708. doi:10.1029/2005GL024233.

<sup>6</sup> Kerr, R. A. 2005. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? *Science* 309, 41–43.



## **Havsirkulasjonen - Golfstrømmen**

Havet med sin store varmekapasitet og havsirkulasjonen regulerer jordas klima. Omtrent 90 prosent av en aktuell strålingsubalanse blir tatt opp av havet. I denne delen ser vi nærmere på havsirkulasjonen og dens endringer.





Det hører til barnelærdommen at vårt milde vinterklima skyldes Golfstrømmen<sup>1</sup>. En av de første som skrev om dette var Matthew Fontaine Maury<sup>2</sup>, en amerikansk marineoffiser som publiserte boka *The Physical Geography of the Sea* i 1855. Her skriver han om hvordan Golfstrømmen påvirker klimaet, for eksempel: *En av oppgavene til Golfstrømmen er å bringe varme fra Mexicogulften, hvor det ellers ville blitt for mye varme, og fordele den på områder bortenfor Atlanterhavet for å mildne klimaet på De britiske øyene og i hele Vest-Europa.*

Moderne forskere uttrykker seg ofte på liknende måte. Den kjente klimaforskeren Wallace S. Broecker<sup>3</sup> skriver<sup>4</sup>: *Et av de viktigste elementene i dagens havsystem er en transportbåndliknende sirkulasjon som avgir enorme mengder tropisk varme til Nord-Atlanteren. Om vinteren avgis denne varmen til de østgående luftmassene over havet, og derigjennom mildnes vintertemperaturene over nordlige Europa.*

Vi har tidligere gitt en svært kort innføring i oseanografi. Det er et langt sprang derfra til å forstå havsirkulasjonen og dens betydning for klimaet. Hvordan varierer havsirkulasjonen, og hva slags følger har variasjonene for klimaendringer i våre områder? Vil den globale oppvarmingen påvirke havsirkulasjonen, og spesielt, vil sirkulasjonen vi i daglig tale kaller Golfstrømmen avta i styrke og bidra til kaldere vintre? Slike spørsmål dukker opp i media, ikke minst har to filmer skaket oss: den helt urealistiske *The day after tomorrow*<sup>5</sup> og Al Gores opplysningsfilm *An inconvenient truth*<sup>6</sup>. Avisene skriver til stadighet om faren for kaldere vintre, for eksempel en artikkel i *Sunday Times* 8. mai 2005 med tittel: *Storbritannia står over for betydelig avkjøling ettersom havstrømmene minker i styrke*; eller i *Aftenposten* 10. desember 2007: *Golfstrømmen kan kjøle ned Norge*. Avisoppslagene refererer til forskning som viser tegn til at havstrømmene er i ferd med å svekkes.

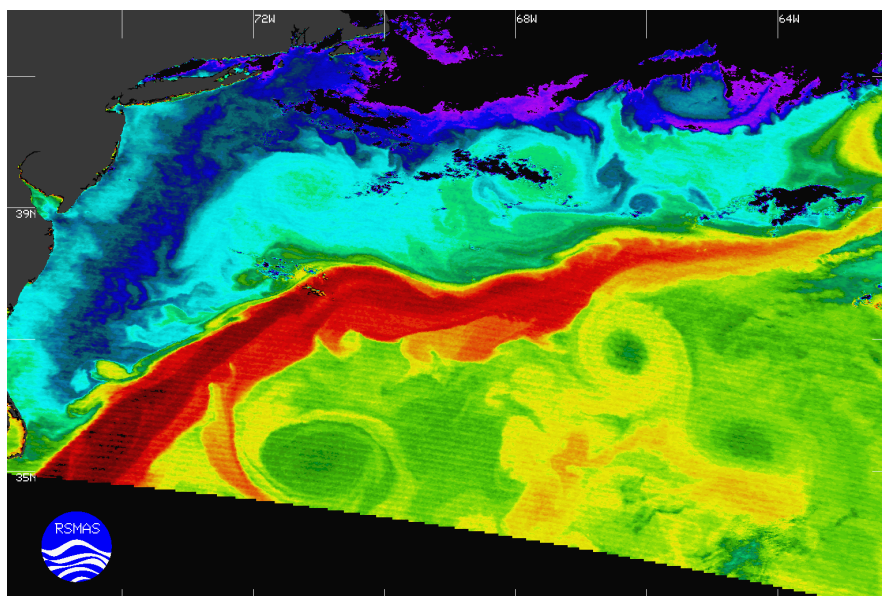
Muligheten for at Golfstrømmen skal stoppe opp, har festet seg hos mange. Den kjente professoren Carl Wunsch ved MIT, Boston<sup>7</sup>, beroliger oss. I et kort tilsvarende til artikler i *Science* om ulike mulige tilstander for havstrømmene i Atlanterhavet, slår han fast at *så lenge vi har vestlig vind og en klode som roterer, vil ikke Golfstrømmen stoppe opp*<sup>8</sup>. Vi har også fått forskning som stiller spørsmål om hvor stor betydning Golfstrømmen egentlig har for vårt klima. Hvor riktig er vår barnelærdom om Golfstrømmen?

I dette kapitlet gir vi en videre oversikt over havsirkulasjonen med vekt på Atlanterhavet, teori for at Golfstrømmen kan ha ulike tilstander og stoppe opp, forskning om hvorfor det er usannsynlig at Golfstrømmen stopper opp som følge av den globale oppvarmingen. Vi har også med tanker om den relative betydningen av Golfstrømmen og sirkulasjoner i atmosfæren for vårt milde klima. Til sist kommer et forsøk på en oppsummering om dagens forståelse for hvordan endringer i sirkulasjonen i Nord-Atlanteren kan påvirke vårt klima. Det er slett ingen enkel oppgave.

## Strøm i Nord-Atlanteren

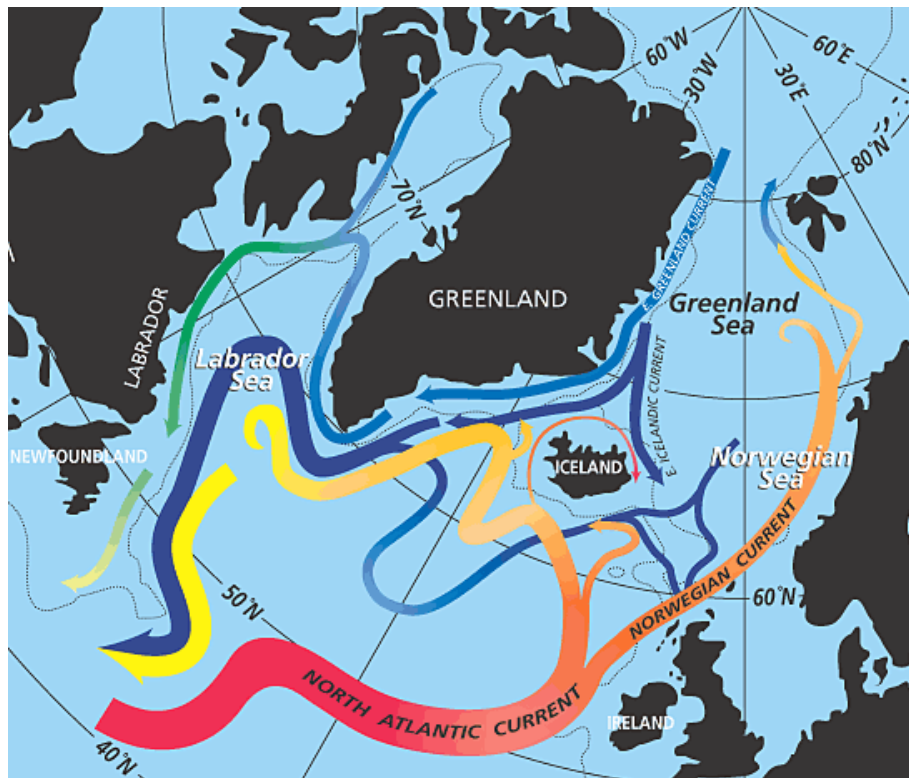
I norsk dagligtale betegner Golfstrømmen strømmen av overflatevann i Nord-Atlanteren fra Den meksikanske Golf, over Atlanterhavet med en grein inn i Norskehavet langs kysten av Norge. På fagspråket heter denne varme strømmen i Norskehavet *Den norske atlantehavsstrøm*. Golfstrømmen er egentlig den varme strømmen fra Den meksikanske golf

og opp langs kysten av USA, der den forlater kontinentet ved Cape Hatteras ved 35 °N (Fig. 1). Herfra krysser en del av vannmassene Atlanterhavet under navnet *Den nordatlantiske drift*. En del sirkulerer med klokken (antisyklonalt) tvers over Atlanterhavet og ned i Saragossahavet (subtropisk *gyre*). Disse strømmene i havets overflatelag drives fra dag til dag av vinden. Strømmene kan påvirke totalsirkulasjonen, som i store basseng omfatter dyphavet, dvs. enorme vannmasser der variasjoner i sirkulasjonen kan skje over mye lengre tidsskala enn for overflatestrømmene, gjerne flere dekader eller lengre. Golfstrømmen, Den nordatlantiske drift og Den norske atlantehavsstrøm utgjør en del av en tredimensjonal sirkulasjon i hele Atlanterhavet (Fig. 2). Den vertikale sirkulasjonen i retning sør-nord er knyttet til nedsynkning i nord og oppstigning nær ekvator. På fagspråket blir den kalt *Meredional omveltningssirkulasjon* (meridional overturning circulation, MOC). I et tidsperspektiv lengre enn en dekade skyldes variasjonene i Den norske atlantehavsstrøm i betydelig grad variasjoner i denne vertikale sirkulasjonen. Den vertikale omveltningen er igjen en viktig del i en storstilt global sirkulasjon som omfatter alle verdenshav (se nedenfor).



**Fig. 1:** Golfstrømmen. Sjøtemperatur (May 8, 2000, at 11:45 a.m. EDT) fra infrarødt satellitbilde (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) på en klar dag ut fra østkysten av USA. Temperaturvariasjonen er mellom 7 og 22 grader. Temperaturen stiger fra lilla, blå, grønn, gul med rødt som det varmeste. [http://visibleearth.nasa.gov/view\\_rec.php?id=215](http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=215)

Den vertikale omveltningen i Atlanterhavet bringer varmt overflatevann nordover i Norskehavet mot Barentshavet og Svalbard der vannet avkjøles, synker ned og strømmer sørover som dyp- og bunnvann. Nedsynkningen skyldes økende tetthet på vannmassene ved at de avgir flukser av varme til atmosfæren - følbare og latent - og dannelse av sjøis. Tilsvarende avkjøling skjer også i Labradorhavet og i Weddellhavet ved Antarktis. Den vertikale omveltningen bidrar til at det varme vannet når lengre nord i Atlanterhavet enn i Stillehavet, der det ikke finnes en tilsvarende vertikal omveltning. Slik er det i dagens klima isfritt i store deler av Barentshavet og lite is på vestsiden av Svalbard.



**Fig. 2:** Havstrømmer i nordre del av Nord-Atlanteren. Fargen avgir temperaturen med stigende temperatur fra mørkeblått mot rødt. Mørkeblå strømmer er strømmer i dyphavet. Røde, gule, grønne og lyseblå strømmer ved Grønland er strømmer i øverste lag. Geofysisk

En grunn til at vannmasser i Nord-Atlanteren er mer saltholdige sammenlignet med Stillehavet i nord er bidrag fra svært salt vann fra Middelhavet som strømmer gjennom Gibraltar. Geofysisk institutt, UiB.

### Den atlantiske meredionale omveltning

I tillegg til draget fra vinden på havet i overflaten drives havstrømmene ved horisontale forskjeller i vannets tetthet. Vi har pekt på at tettheten i havet er avhengig av temperatur saltholdighet og trykk. Kjenner en disse tre parametrene er tettheten entydig bestemt. Sirkulasjon satt opp av tetthetsforskjeller blir gjerne kalt *Termohalin sirkulasjon* (*termo* for varme, *halin* for salt). Sirkulasjon i havet er modifisert av jordens rotasjon slik at vannmassene har en tendens til å bøye av mot høyre (på den nordlige halvkule). I tillegg vil kontinentenes utforming og havbassengenes topografi, spesielt skråningene opp mot kontinentene, være med å styre sirkulasjonen.

En tenker seg altså Den norske atlanterhavsstrøm som en del av en global sirkulasjon som bringer varme vannmasser fra sør mot nord i overflaten i Nord-Atlanteren, og som returnerer kaldere vann sørover både i overflaten og i dypet. Benevnelsen MOC eller bare omveltningen er av nyere dato<sup>9</sup>. Ved 24 °N er varmestrømmen mot nord anslått til  $1,23 \cdot 10^{15}$  W<sup>10</sup>. Omveltningen i Atlanterhavet kalles AMOC (Atlantic MOC). Vannmengdene som veltes om er anslått til rundt 20 Sv (1 Sv = 1 million kubikkmeter i sekundet, enheten kalles *Sverdrup*)<sup>11</sup>. En Sverdrup er ganske mye vann, vannføringen i Amazonas varierer til

sammenligning mellom 0,075 og 0,220 Sv gjennom året. Vannføringen i alle verdens elver er i overkant av 1 Sv.

Som nevnt finner vi i Stillehavet ingen tilsvarende omvelting lik den i Atlanterhavet. Men det er likevel noen grunnleggende likhetstrekk i sirkulasjonen i Atlanterhavet og Stillehavet. Blant annet er den i begge hav i store trekk styrt av dominerende vindretninger. Men i Atlanterhavet trenger altså det varme, tropiske overflatevannet mye lenger mot nord, delvis på grunn av omveltingen. Omveltingen er igjen knyttet til havets form og topografi og sirkulasjonene i atmosfæren, inkludert ferskvannets kretsløp.

I Atlanterhavet strømmer det varmt overflatevann nordover fra Brasil, vann som blir presset opp mot kysten av det amerikanske kontinent som Golfstrømmen til like nord for Florida. Golfstrømmen har en gjennomsnittsvannføring på 32 Sv utenfor Florida<sup>12</sup>. Etter at den forlater det amerikanske kontinent ved Cape Hatteras ved 35°N, strømmer det varme overflatevannet nordøstover før det splittes opp i flere greiner. Den nordatlantiske drift bringer varmt vann mot området sør for Island og Færøyene (Fig. 2). Mens Golfstrømmen lengre sør utgjør en intens jet, er Den nordatlantiske drift et mer storstilt og mindre intenst strømsystem. En gren bøyer av i en bred overflatestrøm, cirka 1 km dyp, mot sør som Den subtropiske gyre. En tredje gren går inn i Labradorhavet.

Lengre nord deler den Den nordatlantiske drift seg i flere mindre greiner. En av disse greinene går inn i Norskehavet mellom Skottland og Færøyene og fortsetter langs kysten av Norge før den ender i Barentshavet og i Arktis (Den norske atlantehavsstrøm). Etersom det atlantiske vannet strømmer nordover, frigjøres varme og fuktighet fra havet til kaldere luftmasser. Denne varmen bidrar til mildt klima over det nordlige Europa<sup>13</sup>. Men som vi skal se, er strømmen av varme fra sør i havet ikke den eneste årsak til vårt milde klima.

På Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen, har Kjell Arild Orvik gjort kontinuerlige målinger i vel 15 år av Den norske atlantehavsstrømmen i et snitt fra Svinøy like nord for Stad og nordvestover på tvers av strømmen<sup>14</sup>. Han finner at strømmen har to greiner; en langs eggakanten og en lengre ute der det er store temperaturgradienter mellom den varme strømmen og kaldere vannmasser i nordvest. Konsentrasjonen av strømmen ved eggakanten skyldes heving av vannmassene inn mot land (som gir *geostrofisk strøm*), mens den ytre strømmen er et resultat av temperaturgradientene på samme måten som temperaturgradienter i atmosfæren gir en jet på toppen av troposfæren.

Det er et problem å sette gode ord på havsirkulasjoner slik at de blir husket av folk flest. *Den norske atlantehavsstrøm* er et begrep som vanligvis bare fagfolk bruker. Noe annet er det med uttrykket "Golfstrømmen", som er spikret fast fra barnelærdommen. Det er ikke godt å vite hvorfor det er slik. Årsaken kan ligge i at det ligger varmt vann i første delen av ordet, dvs. varmt vann fra Den meksikanske golf. Jeg har spurt oseanografer om de ikke kan finne på et bedre navn på den varme strømmen opp langs vår kyst. Men det er vanskelig å finne et bedre navn enn *Den norske atlantehavsstrøm* eller *Atlantehavsstrømmen* som kortversjon. Siden vi som regel tenker at Atlanterhavet er sørvest for oss, assosierer vi begrepet med varme vannmasser, men uttrykket fenger likevel ikke.

Oseanografene har i flere tiår prøvd å innføre begrepet termohaline sirkulasjon når de formidler om omveltningen AMOC. Men også denne betegnelsen er lite kjent. Siden sirkulasjonen det siktes til ikke bare er termohalin, men også drevet av vinden, kan det være misvisende å bruke *termohaline sirkulasjon* for Atlanterhavet uten å spesifisere at det er den termohaline del av sirkulasjonen en mener. Meredional omveltning (MOC) blir nå mest brukt i faglitteraturen. Omveltningen i Nord-Atlanteren er et enkelt begrep på norsk. Noen ganger kan en forenkle ytterligere og bare bruke uttrykket sirkulasjonen i Nord-Atlanteren som da inkluderer omveltningen med varme vannmasser mot nord. Likevel, enkle uttrykk som den vertikale omveltningen og sirkulasjonen i Nord-Atlanteren, vil nok ikke danke ut Golfstrømmen som uttrykk for varme vannmasser mot nord langs norskekysten.

### Dypvannsdannelse og returstrøm

Overflatevannet i Atlanterhavet blir altså tyngre ettersom det strømmer mot nord og blir kaldere og saltere. Endringen i saltinnholdet betyr mye for tettheten og regnes som en joker når det gjelder styrken på omveltningen. Vi har nevnt at fordamping bidrar til at overflatevannets saltholdighet og tetthet øker. Når sjøis fryser, blir mesteparten av saltet skilt ut fra isen. Også denne prosessen øker vannets saltholdighet. Samtidig gir tilførsel av ferskvann en effekt i motsatt retning. Slik vil ferskvann fra nedbør på havet, avrenning fra land, og smelting av havis og *isbreer* over land redusere saltholdigheten og dermed redusere vannets tetthet. Prosessene som gir større tetthet, gir i disse områdene større effekt enn dem som bidrar til mindre tetthet. Slik er overflatevannet i De nordiske hav tyngre enn tilsvarende vann i tropene og subtropene (4-6 kg per kubikkmeter tyngre).

I Grønlandshavet og i Labradorhavet kan det om vinteren bli dannet så tungt vann at det synker og blandes fra overflaten og ned til dyp på 1000-3000 m. Dette skjer ved at vannmassene blir ustabile for vertikale forflytninger, dvs. ved en omrøring som har visse paralleller til *konveksjon* i atmosfæren. Ved målinger og teoretiske betraktninger finner en at det oppstår hva oseanografene kaller skorsteiner som blander vannmassene<sup>15</sup>. Disse konvektive skorsteinene finner sted ved intens avkjøling av overflaten ved utbrudd av kald luft ettersom lavtrykkssystem passerer. De normalt stabile vannmassene blir ustabile og tettere vann blandes til relativt dype nivå. Grønlandshavet og deler av Norskehavet er et av få steder i verden hvor slike prosesser foregår ved konveksjon ned til mellom 2000 og 3000 meters dyp. Til sammen fører prosessen til *dypvannsdannelse*. På fagspråket betegnes slike vannmasser for *Nordatlantisk dypvann* (North Atlantic deep water; NADW)<sup>16</sup>. Sammen med tilsvarende blandingsprosesser i Labradorhavet og sør for ryggen mellom Island og Færøyene, dannes det en returstrøm i dyp fra 2 til 5 km drevet av termohaline krefter. Slik er dypvannsdannelse med på å opprettholde Den nordatlantiske drift. Dypvannet som dannes på denne måten eksporteres ut av området i dype strømmer og utgjør NADW.

Forskjellen i tetthet mellom overflatevann i nord og i tropene/subtropene er altså en viktig drivkraft for sirkulasjonen i Atlanterhavet. Det er vanlig å illustrere dette ved å tenke seg at vannet i et badekar består av ferskvann til venstre og sjøvann til høyre, skilt ved en plate. Dersom en lager en åpning oppe og en åpning nede i platen, vil det lette vannet til venstre strømme til høyre gjennom det øverste hullet og det tunge vannet på høyre side til venstre gjennom det nederste hullet. Slik oppstår det en sirkulasjon som er drevet ved forskjellig tetthet i de to vannmassene. For Atlanterhavets del representerer vannet til venstre den

varme Golfstrømmen og vannet til høyre det kalde dypvannet dannet i Grønlandshavet og Labradorhavet. Blir vannet til høyre gjort lettere ved for eksempel å blande inn ferskvann, vil tetthetsdifferansen mellom vannmassene reduseres. Dette reduserer styrken på sirkulasjonen. I tillegg kommer effekten av vind. Den relative betydning av vinden og tetthetsforskjeller for omveltningen er ennå ikke så godt kjent.

Det er vanlig å anta at nedsynkning av overflatevannmasser virker som en pumpe i Atlanterhavet som trekker nytt varmt overflatevann til høye breddegrader. Dersom dypvannsdannelse er selve motoren i havets varmetransport nordover i Atlanterhavet, vil en endring i dannelsen av dypvann i Grønlandshavet og Labradorhavet endre varmetransporten nordover. To prosesser kan hindre vannmasser på høye bredder å synke: oppvarming ved overflaten og minkende saltholdighet ved økende tilførsel av ferskvann fra land. Dersom vannmassene i sør holder seg uforandret, vil dette bidra til å redusere MOC.

### Observerte endringer i AMOC

Hva vet vi om variasjoner i sirkulasjonen i Atlanterhavet fra målinger? De instrumentelle observasjonene av Atlanterhavets havklima har vært svært mangelfulle helt opp til de siste årene. Slik har det vært vanskelig å estimere styrken på omveltningen fra observasjoner. Lange måleserier fra havet er svært få. Egentlig har vi bare en noenlunde lang måleserie fra verdens dyphav. Den kommer fra målinger fra værskipet *Polarfront* siden 1948 utført av Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen<sup>17</sup>. Dette skipet, som drives av Meteorologisk institutt for meteorologiske målinger, har en fast posisjon i Norskehavet og har målt profiler av salt og temperatur en gang i uka ned til store dyp. En prøver å bruke dataene sammen med kortere måleserier andre steder til å få fram endringer av vannmassene i havet omkring. Måleserien viser at dypvannsdannelsen i Grønlandshavet er blitt svekket eller har vært fraværende over de siste 20 år. Det ble funnet indikasjoner på at utstrømningen av tungt og kaldt vann gjennom Færøysbankkanalen har blitt redusert med cirka 25 % over de siste 50 år<sup>18</sup>. Dette er blitt oppfattet som et tegn på at styrken på AMOC er i ferd med å bli svekket. Senere resultater fra samme forskningsgruppe, basert på lignende målinger sammen med modellresultater, konkluderer imidlertid med at ingen endringer har funnet sted over dette tidsrommet<sup>19</sup>.

Det fins andre indikasjoner på at omveltningen er svekket. Blant annet viser observasjoner at det har funnet sted en endring mot lettere og ferskere vann i Nord-Atlanteren<sup>20</sup>. En annen undersøkelse, som bygger på analyser av det meste som fins av målinger gjennom de siste 50 år, anslår at MOC er blitt redusert med så mye som 30 % på denne tiden (Bryden m.fl. 2005)<sup>21</sup>. Samme undersøkelse anslår at varmetransporten mot nord tilsvarende har minket med 20 %. Dette er mye mer enn hva klimamodellene viser for samme periode. Er det slik at havsirkulasjonen i modellene ikke reagerer raskt nok på den globale oppvarmingen, eller er overslagene om redusert strøm basert på utilstrekkelige målinger?

I et internasjonalt prosjekt kalt RAPID, har en startet målinger for å beregne og overvåke MOC. Dette gjøres med det som kalles hydrografiske målinger av temperatur, saltholdighet, trykk og strøm fra overflaten til bunns på en rekke forskjellige steder i et snitt tvers over Nord-Atlanteren ved 26,5 °N, dvs. fra Florida til Vest-Afrika. Målingene startet i 2004 og de

første resultatene, som omfatter et år, ble publisert i *Science* sommeren 2007<sup>22 23</sup>. Ulike komponenter ble beregnet, slik som styrken i Golfstrømmen, Ekmantransport og strøm i dypet. På en tidsskala på 15 dager og lengre, fant de at summen av de ulike komponentene summerte seg omtrent til null som antatt. Det ble funnet en MOC med gjennomsnittlig styrke på 18,7 SV med standardavvik pluss/minus 5,6 SV. Men den totale variasjonsbredden gjennom dette året var svært stor: fra 4,4 til 35,3 SV. Dette betyr at omveltningen har store variasjoner på kort tidsskala, som blant annet skyldes variasjoner i draget fra atmosfæren og virvler i strømmen som dannes der det er store horisontale variasjoner i strømstyrken.

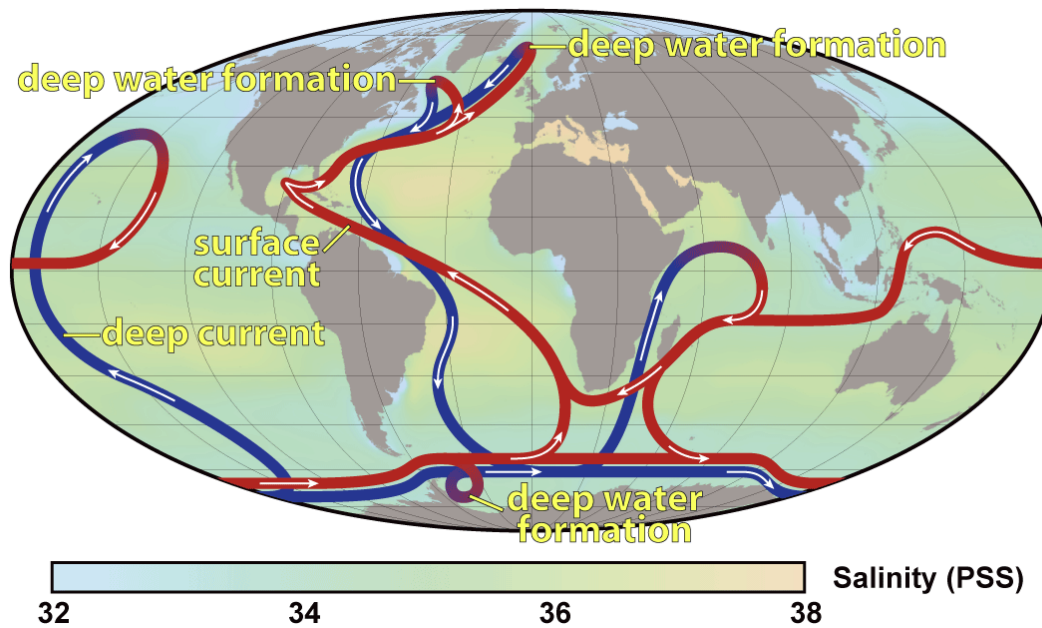
Nøyaktigheten i estimatene for MOC blir oppgitt til 1,5 SV. Beregningene til Bryden m.fl. ble gjort for tilfeller med nærmest øyeblikkelige målinger. Resultatene for målingene i RAPID antyder at trenden som ble beregnet i MOC, kan være sterkt influert av variasjoner på kort tidsskala og slik være urealistisk. Således ligger trenden godt innenfor variasjonsbredden målt over et år i RAPID.

Vi vet ikke ennå hvor mye MOC varierer fra år til år og på dekadeskala. For å kunne avgjøre om det er trend i MOC trengs det målinger over flere tiår. Dette kan bety at på kort sikt kan trender i MOC bare beregnes i numeriske modeller for havet. Det gjelder nå å utvikle modeller som stemmer med de målinger som fins og spesielt med de nye målingene i RAPID.

### Havets globale transportbånd

Havsirkulasjonen i Atlanterhavet med den vertikale omveltningen henger sammen med sirkulasjonene i Stillehavet og Det indiske hav. Til sammen danner disse sirkulasjonene en global omveltning av vannmassene i havet, en langsom utveksling som lufter vannmassene. Den globale omveltningen blir på engelsk kalt *havets transportbånd* (the ocean conveyor belt) som på kort tid er blitt en populær vitenskapelig metafor flittig brukt langt utenom klimaforskeres og havforskeres sfære (Fig. 3). På norsk vil vi kalle sirkulasjonen som *havets globale transportbånd*. Begrepet ble innført av den kjente forskeren Wallace Broecker i 1991 på grunnlag en rekke vitenskapelige arbeider om havets globale sirkulasjon<sup>24 25 26 27</sup>. Broeckers berømte tegning av transportbåndet illustrerer hvordan havstrømmene i de ulike verdenshavene bindes sammen i en sammenhengende global omveltning, med belter eller bånd av strøm i overflaten og i dyphavet som farges røde eller blå alt etter om de transporterer varme eller kalde vannmasser. Spesielt forbinder tegningen havstrømmer i Stillehavet med strømmer i Atlanterhavet gjennom Sørishavet. Broeckers tegning og mange nyere varianter er blitt publisert i mange vitenskapelige publikasjoner, populærvitenskapelige tidsskrift og aviser. Tegningene representerer nærmest en allmenn sannhet om havstrømmene, i det minste en gjeldende konseptuell forståelse for hvordan vannmassene i verdenshavet sirkulerer og veltes om.

## Thermohaline Circulation



**Fig. 3:** Den storstilte havsirkulasjonen, her kalt termohalin sirkulasjon, men som til vanlig går under navnet . Blå belter representerer strømmer i dyphavet og røde belter overflatestrømmer. [http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Thermohaline_circulation)

Den konseptuelle modellen representerer selvsagt en overforenkling av virkeligheten. Noen av strømmene er mye smalere og mer jetliknende enn hva disse visualiseringene viser. Dette gjelder for eksempel meridionale strømmer i dyphavet på skråningen øst for kontinentene, gjerne kalt vestgrensestrømmer, og en mer intens sonal strøm i Sørishavet. Det fins også oppvelling mange steder (se Del II, kap. 6) som ikke kommer fram i figurene. Dypvannsdannelse i De nordiske hav og Labradorhavet kommer heller ikke godt med. Likevel, forskere mener at konseptualisering av det globale tilbringerbeltet gir en tilfredsstillende forenklet framstilling av de storstilte globale havstrømmene<sup>28 29</sup>.

En merker seg spesielt forskjellen på sirkulasjonen i Stillehavet og Atlanterhavet. En kald strøm i Stillehavet mot nord i dypet langs skråningen mot Asia i vest stiger mot overflaten og returnerer mot sør som en varm overflatestrøm. I Atlanterhavet har vi Golfstrømmen som en varm overflatestrøm mot nord langs kontinentalskråningen i vest og en kald returstrøm i dypet mot sør. Mye av denne forskjellen synes å ha sin årsak i forskjeller i saltholdigheten mellom disse verdenshavene. Slik er overflatevannet saltene i Atlanterhavet enn i Stillehavet, spesielt på nordlige halvkule. Forskjellen skriver seg fra forskjeller mellom disse to hav i ferskvannets kretsløp. Denne forskjellen er igjen knyttet til sirkulasjoner i atmosfæren som i betydelig grad er styrt av topografi og geografisk fordeling av kontinenter og hav<sup>30</sup>.

Det er forskjellige meninger om tilbringerbeltet når det gjelder hvordan det fungerer<sup>31</sup>. Drivkreftene bak denne globale sirkulasjonen vurderes gjerne på to måter. Den ene legger vekt på drivkreftene bak tilbakestrømmene i dyphavet. Den andre legger vekt på forskjellene i saltholdighet i overflaten som drivkraft og en kontrollerende faktor for den meridionale



omveltningen. Den siste tilnærmingen er blitt populær de siste tiårene<sup>32</sup>. Spesielt er den undersøkt i numeriske modeller<sup>33 34 35 36</sup>. Det er verdt å merke seg at begge metodene å vurdere tilbringerbeltet på legger stor vekt på betydningen av produksjon av dypvann noen få steder på høye bredder<sup>37</sup>. Andre vanskelige tema er hvordan oppstrømningen ved ekvator drives og hvordan også vann drives nedover i dypet i disse områdene.

Det kan se ut som at kontrasten i saltinnhold mellom vannmassene i overflaten av Stillehavet og Atlanterhavet er en kritisk parameter for styrken på tilbringerbeltet. Dersom den ikke er tilstrekkelig stor, kan ikke tilbringerbeltet utvikle seg<sup>29</sup>. Det er rapportert at overflaten av Nord-Atlanteren er blitt ferskere<sup>38</sup>, dvs. at kontrasten er blitt mindre. Dette kan derfor på sikt få betydning for tilbringerbeltet. Kontrasten mellom salt vann på midlere bredder i Nord-Atlanteren og ferskere vann på høye bredder spiller også en rolle for sirkulasjonene innen hvert hav.

### **Teori om klimastabilitet**

Vår mellomistid holosen har vært karakterisert av et nokså stabilt, varmt klima gunstig for liv mot høyere bredder. Paleoklimatologene har funnet at klimaet under istider (glasiale perioder) ikke var stabilt på samme måte, men stadig avbrutt av raske endringer, der temperaturen, spesielt på høye nordlige bredder, steg brått i løpet av noen få tiår, for så gradvis, i løpet av noen hundre år å synke tilbake til "normale" forhold. Hvorfor er det så stor forskjell på stabiliteten i klimaet i glasiale og interglasiale perioder? Paleoklimatologene prøver gjerne å forklare forskjellen med endringer i havsirkulasjonen, spesielt endringer i omveltningen i Nord-Atlanteren.

Simuleringer med en forenklet klimamodell som kopler atmosfære og hav, får fram fundamentale forskjeller i klimastabiliteten mellom glasiale og interglasiale perioder, det vi har kalt istider og mellomistider<sup>39 40</sup>. I dagens interglasiale klima finnes det to mulige tilstander for havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren, to forskjellige *moder*. Den ene moden er varm og karakteriseres ved at AMOC er aktiv. Det dannes dypvann i nord (NADW), dvs. nord for ryggen mellom Grønland-Skottland og i Labradorhavet. Den andre mulige moden i en mellomistid er karakterisert ved at omveltningen ikke er aktiv, men "av" (ingen AMOC). Siden det transporteres mindre varme i havet mot nord, blir det polare klimaet kaldere. Den inaktive moden er teoretisk mulig ved svært stor ferskvannstilførsel til havet på nordlige områder. Som vi har sett bidrar dette til mindre tetthet i overflatelaget og manglende produksjon av bunnvann.

Situasjonen karakteriseres som meget stabil fordi en overgang til en inaktiv AMOC krever svære mengder ferskvann. Det fins ingen undersøkelser som tilsier at det noen gang har funnet sted en slik overgang i en mellomistid. Dette understreker at AMOC er stabil gjennom mellomistider. For 8200 år siden skjedde det at svære mengder smeltevann, magasinert i store innsjøer over Nord-Amerika demmet opp av is, på kort tid flommet ut i havet ved at isdemningene brast. AMOC avtok i styrke og det ble kaldere over store deler av nordlige halvkule over en periode på 200 år. AMOC stoppet ikke opp, men økte etter hvert til normal styrke. Den hendelsen kommer vi tilbake til senere.

I et glasialt klima viser teorien også en varm og en kald mode, men noe forskjellige fra modene i et varmt klima. Den varmeste moden er nokså lik den varme moden i et varmt klima, men mye is begrenser utstrekningen nordover. I den kalde moden stopper ikke omveltningen helt opp, men sirkulasjonen er grunnere og bare aktiv sør for området 40-60 °N. Fortsatt omvelting er mulig fordi temperaturen er lav nok for å danne NADW ved disse breddene. I glasiale perioder er den kalde moden mest stabil på tilsvarende måte som den varme moden, med større utstrekning mot nord, gir stabilt klima i interglasiale perioder. Forskjellen består i at i et glasialt klima foregår det en veksling mellom de to modene.

Med utgangspunkt i et stabilt glasialt klima - kald mode - tenker en seg at det påtvinges endringer i havsirkulasjonen ved å tilføre ferskvann i overflaten i nordområdene. Slik har en studert hvordan endret ferskvannsfluks i stabile glasiale perioder påvirker dannelse av NADW og havsirkulasjonen. Videre har en beregnet effekten av endringene i havsirkulasjonen på lufttemperaturen. En tid etter en periode med en topp i ferskvannstilførselen, øker dannelsen av NADW radikalt. Dette kan gi en overgang til den varme glasiale moden. Temperaturen over nordområdene øker raskt over noen få tiår, mens effekten på høye bredder på den sørlige halvkule er liten.

I løpet av noen hundre år stabiliserer imidlertid *klimasystemet* seg igjen; temperaturen i atmosfæren og dannelse av NADW synker til "normalt" glasialt nivå og det skjer en overgang til den kalde, mer stabile moden. Tidsforløpet med en brå oppvarming over noen tiår, fulgt med avkjøling over noen hundre år passer med et typisk tidsforløp under istiden kalt *D-O-hendelser*, en klimavariasjon over cirka 1000 år som vi kommer tilbake til. Sensitivitetstester viser at jo kaldere den kalde moden er, jo vanskeligere blir det å skifte til den varme moden.

### **The day after tomorrow**

Teorien om de forskjellige modene og deres stabilitet bygger til dels på eksperimenter med forenklete klimamodeller. Så spør det hvor stabil havsirkulasjonen er for en global oppvarming. Slik har en spurt om en global oppvarming vil få Golfstrømmen til å "stoppe opp" og gi kaldere klima over Nord-Europa. Noen har sett filmen "The day after tomorrow" som tegner skrekkszenarier – svært urealistiske – om følgene en slik klimaendring kan gi.

Tanken om at den varme innstrømningen av varmt overflatevann til våre områder kan stoppe opp, er knyttet til spørsmålet om den meridionale omveltningen (AMOC) stopper opp, noe som er mulig i følge teorien over. Dette blir gjort til et spørsmål om den globale oppvarmingen fører til så mye ferskvann til nordområdene at nedsynkningen av dypvann (NADW) kan stoppe opp. Dette kan så medføre en stopp i omveltningen og mindre transport av varmt vann mot nord. Slik mener en at sirkulasjonen i Atlanterhavet kan gå over i sin kalde mode.

Vi har pekt på at overflatevannet blir avkjølt og saltere på sin vei nordover og at dette gjør vannet tyngre. Både lavere temperatur og saltere vann bidrar til å øke tettheten. På grunn av høy SST og høy fordampning ved ekvator er vannmassene nær overflaten her forholdsvis varme og salte. La oss anta at på nordlige breddegrader vil økende ferskvannstilførsel i tiltagende grad dominere over fordampningen. På sin vei nordover dras tettheten til det

overflatenære vannet da i to retninger. Avkjølingen søker å gjøre vannmassene tyngre, mens ferskvannstilførselen gjør vannmassene lettere. Hvis den første effekten dominerer, vil vannet bli så tungt at det synker ned i dypet i nordområdene for så å returnere mot sør i dypet (positiv omveltning). Denne omveltningen sluttes ved at det tunge vannet etter hvert blir lettere. Hvis effekten av ferskvannstilførselen dominerer, vil det overflatenære vannet ikke bli tungt nok til å synke ned i dypet. Vannet nær overflaten kan da tenkes å stoppe opp eller returnere som *lettere* vann i overflaten i stedet for *tyngre* vann i dypet (ingen omveltning).

I et globalt oppvarmet fremtidsklima vil nedbør (i nordområdene) og avsmeltning av isbreene sannsynligvis øke. Tankerekken for skrekks scenariene er at en kraftig økning i ferskvannsmengden nær overflaten vil føre til full stopp i nedsynkningen. Dermed kortsluttes den positive omveltningen med påfølgende reduksjon i innstrømningen av varmt vann mot Nord-Europa og inn i Norskehavet.

### Hva er galt i dette resonnementet?

Teorien vi presenterte viste at dannelse av dypvann er lite påvirket av ferskvann i et varmt klima. Carl Wunsch sier det sterkere i et brev til *Nature* etter et nyhetsinnlegg med tanker om kaldere klima i våre områder<sup>8</sup>: *Sir – Deres News story "Gulf stream probed for early warmings of system failure"(Nature 4127, 769; 2004) diskuterer hvordan klimaet sør i England vil bli "uten Golfstrømmen". Trist nok, denne frasen er blitt sett alt for ofte, vanligvis i aviser opptatt av en usannsynlig mulighet for en ny istid i Storbritannia utløst ved bortfallet av Golfstrømmen. Europeiske lesere bør bli gjenforsikret om at Golfstrømmens eksistens er en konsekvens av det storstilte vindsystemet over Nord-Atlanteren, og av grunnleggende egenskaper ved væskers bevegelse på en roterende planet. Den eneste måte å få fram en havsirkulasjon uten en Golfstrøm, er enten å slå av vindsystemet, eller å stoppe jordas rotasjon, eller begge deler. Reelle spørsmål eksisterer om mulige endringer i havsirkulasjonen og dets klimakonsekvenser. Likevel, slike diskusjoner blir ikke hjulpet av overdrivelser eller alarmister. Forekomst av en klimatilstand uten Golfstrømmen en gang med det første – innen titalls millioner år – har en sannsynlighet så vidt større enn null.*

Tankene til Wunsch er underbygd av solid forskning<sup>41</sup>. Kaldt, lett overflatevann i nord kan for eksempel returneres mot sør i overflaten. Ved Øst-Grønland transporteres lett overflatevann sørover gjennom Danskestredet mellom Island og Grønland. Slike returstrømmer i overflaten kan øke og bli viktigere under global oppvarming.

Carl Wunsch og andre forskere setter imidlertid først og fremst spørsmålsteget ved om det virkelig er slik at nedsynkningen i nordområdene er drivkraften - hovedbryteren - bak omveltningen. En oversikt for lekfolk om disse tankene er gitt av Røed m.fl., oseanografer ved Meteorologisk institutt<sup>42</sup>. De forklarer at for å slutte sirkulasjonen i AMOC med oppstigende vann til overflaten, må de tunge vannmassene i dypet på en eller annen måte gjøres lettere. Dette vil kreve tilført energi, men hvor skal den komme fra? Når det tunge vannet sprer seg i dypet, fortrenses noe av det vannet som ligger der. Røed m.fl. skriver: *Denne situasjonen kan sammenliknes med å helle konsentrert saft forsiktig ned i et glass med vann. Det tunge saftkonsentratet legger seg på bunnen som et eget lag. For å få en drikkbar saft,*

*må vi i tillegg tilføre ekstra energi ved å røre om. Ved røringer tilføres energi, det gjøres et stykke arbeid. På samme måte blir det hevdet at den viktigste drivkraften for omveltningen er omrøringen i havet.*

Det fins flere energikilder som kan stå for omrøring for å slutte sirkulasjonen, vinden er igjen viktig. Vi har sett på hvordan vinden påvirker de øvre lag av havet og lager skilleflater ned mot dyphavet. På disse flatene dannes det bølger som kan bryte når de når kontinentskråningene. Slik skaffes noe energi til omrøring. I tillegg gir tidevann, som går gjennom hele havets dyp, energi til omrøring. Følger vi nå hovedtankene til Carl Wunsch om at så lenge vinden ikke stopper opp og jorda roterer, vil det slik alltid bli gitt energi til omrøringen av havet. Blandingen stopper heller ikke opp om nedsynkningen av en eller annen grunn skulle stoppe opp.

Resonnementet for skrekkscenariene tar utgangspunkt i en økt ferskvannstilførsel til vannmassene i overflaten i nordområdene, forårsaket av økt nedbør og nedsmelting av breer. Spørsmålet er om dette kan føre til mer dannelse av sjøis, for eksempel i Barentshavet. Dette avhenger av hvorvidt det ferske vannet blir tilstrekkelig rørt om og blandet med det varme vannet som AMOC i dagens klima transporterer inn i Norskehavet og Barentshavet. Hvor jeg bor ved sjøen sør for Bergen ser jeg ut mot et trangt farvann med skogkledde øyer og holmer. Vinden kommer ikke mye til og bølgene blir lite utviklet. I tillegg er tidevannsstrømmene relativt svake. Dersom temperaturen går så vidt under null om høsten, fryser det som regel til is på sjøen. Slik kommer det fortære is på disse sjøflatene enn på noe vann eller tjern i nærheten. Det viser seg at nedbør og avrenning fra land gir en hinne med ferskvann i overflaten, og at omrøringen er for svak til å blande ferskvannet med saltvannet under. Men på denne årstiden synker overflatevannet i vann og tjern når det blir avkjølt. Slik blandes vannmassene i et relativt tykt lag som kan nå helt til bunns. Det legger seg is først når hele blandingslaget er tilstrekkelig avkjølt.

Røed m.fl. peker på at dersom avrenning fra land gir et cirka 10 meter tykt brakkvannslag over åpent hav, har vinden ingen problemer med å blande dette laget med den varme, salte strømmen under. Gjennom våren og sommeren vil avrenning fra kontinentet fra snøsmelting gi et brakkvannslag over Norskehavet og Barentshavet. Når høststormene setter inn, blandes dette laget med de varme vannmassene i Den norske atlantehavsstrømmen. Slik blir det ikke dannet sjøis før vannmassene når høye bredder i Arktis. Men dersom et slikt lag med brakkvann skulle bli mye dypere, for eksempel 100 meter dypt - noe som er svært usannsynlig - vil høststormene få store vansker med å blande brakkvannet med det varme vannet. Da vil det varme vannet bli liggende under brakkvannet. I så fall kan Norskehavet bli islagt om vinteren, noe som ville gi mye kaldere klima over Skandinavia. Lengre nord i Arktis er situasjonen i dag slik at varmt Atlanterhavsvann strømmer inn på 200-500 meters dyp, for dypt til at isforholdene normalt påvirkes.

Forskerne peker også på at nedbøren i nord vil ha sitt motstykke i økt fordampning i tropene og subtropene og skriver: *Samtidig som avrenningen fra elvene i Sibir og kanskje fra isen på Grønland tiltar, vil det varme vannet som strømmer nordover mot Norskehavet bli saltere. Dette betyr at tettheten i det varme vannet vil øke, samtidig som det kalde vannets tetthet avtar. Det er ikke opplagt hvordan slike endringer vil påvirke omveltningen. Det er mulig at*

omveltningen reduseres midlertidig eller øker i styrke som følge av en forstyrrelse. Men det er usannsynlig at den stopper opp. En spekulasjon om at en økt avrenning i nord vil stoppe omveltningen og gi oss en ny istid i løpet av de neste 50 årene kan derfor ikke sies å være særlig vitenskapelig begrunnet. På grunnlag av IPCCs siste rapport<sup>43</sup> kan vi legge til at perioden på 50 år kan forlenges betraktelig.

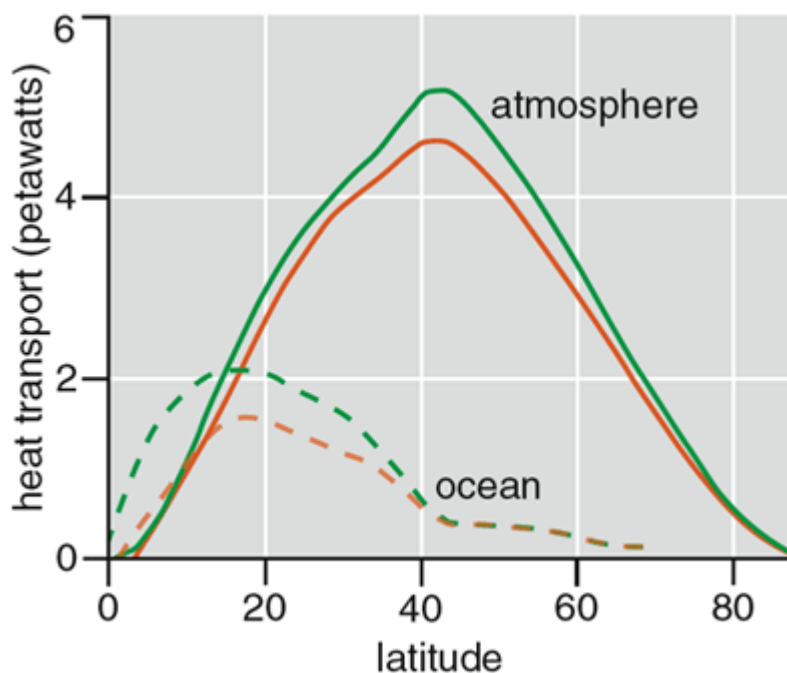
### Skylde vårt milde vinterklima "Golfstrømmen"?

La oss se nærmere på om det virkelig er slik at "Golfstrømmen" gir oss de milde vintrene, med den følge at for eksempel våre havner stort sett ikke fryser til om vinteren. Det viser seg at dette er en sannhet med modifikasjoner, riktig svar avhenger av hvordan spørsmålet om "Golfstrømmen" blir stilt. I simuleringer med klimamodeller har en klart å stoppe opp AMOC ved å tilføre urealistisk mye ferskvann. Modellene viser at klimaet da vil bli kaldere over store områder, ikke minst i våre områder. Men dersom spørsmålet gjelder årsaken til at vintrene i dagens klima er mildere hos oss enn andre steder på andre tilsvarende bredder, spiller sirkulasjoner i atmosfæren en større rolle enn AMOC.

Vi har sett at den nordlige halvkule har et underskudd på strålingsvarme om vinteren. Hadde det ikke vært for at varme tilføres fra sør, ville klimaet vært mye kaldere, minst like kaldt som på tilsvarende bredder over indre Canada og Sibir. Strålingsavkjøling i polområdene om vinteren blir altså i stor grad kompensert ved varmetransport fra sør. Basert på tidligere undersøkelser har mange som en tommelfingerregel lært at transporten er like stor i hav som i luft.

Nye beregninger av varmetransport fra ekvator til polene (målt i Watt) er blitt utført basert på målinger og såkalte daglige *reanalyser* for atmosfæren, dvs. analyser av atmosfærens tilstand for de siste tiårene foretatt på nytt med dagens metoder. Resultatet er midlet over hver breddegrad fra pol til pol, som et årlig gjennomsnitt over de siste tiårene da datadekningen har vært best. Beregningene gir maksimum transport i atmosfæren på omkring 5 petawatt (en petawatt = tusen milliarder kilowatt) ved omkring 40 °N og maksimum transport i havet på noe under 3 petawatt ved omkring 15 °N. Lenger nord, på midlere og høyere bredder, gir resultatene en transport i atmosfæren som er fire til seks ganger større enn i havet (Fig. 4). Det er artig at de nye beregningene stemmer bra med de tidlige anslagene som den norske oseanografen Harald Ulrik Sverdrup gjorde i 1957<sup>44</sup>.

La oss bruke AMOC som et samlebegrep for varme havstrømmer i Nord-Atlanteren mot nord og nordøst. Betyr resultatene at AMOC bare spiller en underordnet rolle for vårt vinterklima? Og dersom det er slik, hvorfor er det da varmere hos oss, ikke bare i forhold til innlandsklimaet på tilsvarende bredder nær den amerikanske Atlanterhavskysten, men også sammenlignet med det maritime klima langs Stillehavskysten? Slike spørsmål er stilt av amerikanske forskere (Seager m.fl. 2002)<sup>45</sup>, og i det følgende følger vi tankegang og resultater de kom fram til.



**Fig. 4:** Transport av varme (petawatt) mot nord for hver breddegrad. Heltrukne linjer: transport i atmosfæren, stiplede linjer: transport i havet. Det vises resultat fra to ulike estimat. Fra Seager m.fl.

Som pekt på tidligere mottar polområdene mye varme fra sola om sommeren, for skyfrie forhold faktisk like mye ved atmosfærens yttergrense gjennom et døgn som i tropiske områder. De øverste vannmassene varmes opp, og den store varmekapasiteten gjør at varmen holder seg lenge utover høsten og forvinteren. Således er lokal oppvarming om sommeren en stor varmekilde for havet i tillegg til varme transportert i AMOC. Varmen som tilføres og transporteres i havet må etter hvert bli ført tilbake til atmosfæren, ved langbølget stråling, direkte som varmeoverføring ved kontakt luft/hav eller som latent varme ved fordampning, som frigjøres når vanddampen kondenseres til skydråper.

En har lenge hatt anslag for hvor mye varme atmosfæren totalt mottar fra havet om vinteren, og en har forsøkt å beregne hvor mye av dette som skyldes AMOC. Nye data, blant annet reanalysene, har gjort det mulig å gjøre mer nøyaktige beregninger. Resultatene viser varmeoverføring (Watt per kvadratmeter) til atmosfæren midlet over vintermånedene desember til februar for de siste tiårene. Ved å trekke et anslag for det som skyldes AMOC fra den totale varmeoverføringen, får en et anslag for hvor mye varme som avgis til atmosfæren på grunn av varme i havet tilført ved solstråling om sommeren. Bidraget fra AMOC regnes slik ut som en gjennomsnittlig årlig varmeoverføring. Når denne er positiv, betyr dette at havstrømmene har avgitt varme til atmosfæren.

To områder skiller seg ut. Sør for New Foundland avgis det totalt mer enn  $400 \text{ W/m}^2$ , av dette skyldes omkring halvparten transport i AMOC. I Barentshavet er maksimum avgitt varme cirka  $260 \text{ W/m}^2$ . Også her skyldes omkring halvparten AMOC. Utenfor disse områdene betyr varmetransport i havet mindre, og mesteparten skyldes magasinert varme

fra sommeren. Dette tyder på at AMOC spiller en sekundær rolle for store deler av Nord-Atlanteren i forhold til magasinert varme fra sommeren.

I de siste 20 årene har det vært mulig å gjøre eksperimenter med globale klimamodeller for å studere klimavariasjoner og relativ betydning av ulike klimaeffekter. Flere har på denne måten studert betydningen av AMOC. Flere har gjort eksperimenter med en global atmosfæremodell og et forenklet hav. I et kontroll eksperiment hos Seager m. fl. var innflytelsen av AMOC tatt med. I et annet eksperiment fjernet de den komponenten av varmeutvekslingen som skyldtes AMOC, og hadde bare med effekten av oppvarming om sommeren. Med AMOC inkludert blir resultatet omtrent som observert med de største positive avvikene (i forhold til et gjennomsnitt over en breddegrad) nettopp i våre områder og tilsvarende store negative avvik over kontinentene. Således finner en et positivt avvik på hele 25-27 °C som maksimum i januar over havet utenfor Nord-Norge. Uten AMOC blir det kaldere over alt i våre områder, med mer enn 6 °C oppover langs Norskekysten, og mer is i Barentshavet. Likevel, de store kontrastene mellom våre områder og kontinentene, spesielt østlige Nord-Amerika, forandrer seg heller lite. Selv uten AMOC er våre områder mye varmere enn på tilsvarende bredder over østre Nord-Amerika. Det er også varmere hos oss enn på tilsvarende bredder langs den amerikanske Stillehavskysten.

Resultatene tyder altså på at når det er mildt klima hos oss om vinteren, ligger ikke hovedårsaken i AMOC eller "Golfstrømmen" om en vil. Den har riktignok stor betydning, men vårt klima ville vært relativt mildt i forhold til andre områder på samme bredder selv uten den varmetransporten som havstrømmene representerer. Det ser derfor ut som om magasinert varme fra sommeren sammen med sirkulasjonen i atmosfæren er viktigst for å opprettholde vårt milde vinterklima. En forutsetning for disse beregningene er at grensene for havisen i Arktis ikke endrer seg vesentlig.

### **Fjellkjedenes betydning for luftstrømmene**

Det har lenge vært kjent at de store fjellkjedene, først og fremst Rocky Mountains, for en stor del er årsak til Islandslavtrykket og de overveiende sørvestlige luftstrømmene over våre områder. Eksperimenter med atmosfæremodell med og uten topografi bekrefter at uten fjell blir luftstrømmene i hovedsak langs breddegradene og Islandslavtrykket lite tydelig. På grunnlag av slike eksperimenter finner en at Rocky Mountains på denne måten gir 9° C kaldere vintertemperatur over Nord-Amerika og 3 ° C varmere over Vest-Europa.

Liknende eksperimenter med en klimamodell med bedre oppløsning har i tillegg studert betydningen av AMOC i relasjon til fjellkjedene<sup>45</sup>. Følgende enkle eksperimenter ble utført: 1) realistisk topografi og AMOC inkludert i modellen, 2) med realistisk topografi, men ingen AMOC og 3) et eksperiment uten topografi og ingen AMOC. Med topografi og AMOC får en fram Islandslavtrykket og luftstrømmene omtrent slik som observert. Uten topografi blir Islandslavtrykket nærmest borte, og luftstrømmene følger i større grad breddegradene. Transporten av varme mot nord avtar i atmosfæren, og klimaet blir kaldere i våre områder og varmere på tilsvarende bredder over Nord-Amerika. AMOC har en viss innflytelse på Islandslavtrykket og varmetransporten i luft gjennom overflatetemperaturene, men innflytelsen er mye mindre enn den de store fjellkjedene har. Resultatene indikerer at halvparten av kontrasten i vintertemperatur mellom Vest-Europa og østre Nord-Amerika

skyldes de storstilte luftstrømmene som de store fjellkjedene setter opp. Resten kan forklares med at vinder knyttet til lavtrykkene fører varme, maritime luftmasser innover våre områder.

Resultatene viser at AMOC ikke betyr så mye for å forklare at den atlantiske kyst av Europa er varmere enn for tilsvarende bredder av Stillehavskysten. Også mye av denne kontrasten kan forklares ut fra sirkulasjonen i atmosfæren og det faktum at nordlige vinder på Stillehavskysten kommer fra et kaldt kontinent om vinteren.

Det varme vinterklimaet i våre områder skyldes altså hovedsakelig de fremherskende luftstrømmene omkring sørvest som fører med seg varme, maritime luftmasser som representerer magasinert varme i havet fra sommeren. Den store overvekt av sørvestlige vinder hos oss i forhold til andre steder på samme bredder, skyldes Islandslavtrykket, som har sin hovedårsak i innflytelsen av Rocky Mountains. At det er varmere hos oss enn langs den nordamerikanske Stillehavskysten henger sammen med at Atlanterhavet går lengre mot nord enn Stillehavet. Varme transportert i AMOC kommer i tillegg og gir et ytterligere bidrag til vårt milde vinterklima. Spesielt gjelder dette Barentshavet.

Resultatene betyr selvsagt ikke at "Golfstrømmen" har liten betydning for vårt klima. Uten "Golfstrømmen" har flere anslått 3-10 °C kaldere klima over Vest-Europa om vinteren, minst i sør og mest i nord, og dette er store tall i klimasammenheng. Resultatene betyr heller at vi ikke ukritisk kan hevde at vårt milde klima utelukkende skyldes "Golfstrømmen", slik det ofte blir gjort både av klimaforskere og legfolk. Fjellkjedene og geografisk fordeling av kontinenter, fjell og hav synes å bety mer. Disse forholdene legger til rette for store mengder strålingsvarme til havet mot nord opp mot isen og sirkulasjon i atmosfæren som transporterer mye varme mot nord i de samme områdene.

## Oppsummering

Det er svært viktig å oppnå bedre kunnskap om hvordan naturlige endringer i havsirkulasjonen, spesielt i Nord-Atlanteren, påvirker klimaendringer. Det er også fortsatt svært viktig å vurdere hvordan global oppvarming vil påvirke sirkulasjonen i Nord-Atlanteren og vårt regionale klima.

I mangel på lange måleserier må mye av kunnskapen om hvordan havet regulerer klimaet, bygge på resultat av simuleringer i globale klimamodeller. Helt til nå har klimamodellene gitt forskjellige svar på hvor mye AMOC har variert de siste 50 år og hvordan den vil endre seg framover i tid<sup>43</sup>. En kan tenke seg at noe av denne spredningen i resultatene kan skyldes at de er sensitive til forskjeller i begynnelsestilstanden. Men spredningen er nok heller et resultat av at modellene ennå er mangelfullt utviklet.

Først og fremst er oppløsningen som regel alt for grov. Oseanografene bruker en spesiell parameter, en lengde kalt *Rosbyradius*<sup>46</sup>, for å angi typisk lengdeskala for småskala sirkulasjoner i havet, sirkulasjoner vi ikke har omtalt i det foregående. For typiske verdier på midlere bredde er Rosbyradius 1000 km for atmosfæren og 20 km for havet. I atmosfæren har vi lavtrykk med typisk bredde på 1000 km eller mer, i havet har vi tilsvarende småvirlver knyttet til de sterkeste strømmene, med typisk bredde på 20 km eller mer. I klimamodellene har avstanden mellom gitterpunktene vært omtrent som for atmosfæren, dvs. mer enn



hundre kilometer. I beste fall har gitteravstanden vært halvparten av den i atmosfæren. Oseanografer har gjort et nummer av at oppløsningen i både atmosfære og hav bør stå i forhold til respektive Rossbyradier. For å få en gitteravstand i havet tilsvarende 100 km i atmosfæren, må vi da ned i 2 km. Nå betyr nok ikke små virvler i havet like mye for den generelle sirkulasjonen som lavtrykkene i atmosfæren, men det er ingen tvil om at havdelen har for grov oppløsning i klimamodeller.

Om en bruker reanalyser for atmosfæren de siste 50 år til å drive numeriske modeller for bare havet, gir modellversjoner med god oppløsning – ned til noen få km mellom gitterpunktene – godt samsvar med målinger som fins for samme periode, for eksempel fra De nordiske hav og Barentshavet<sup>47</sup>. Dette tyder på at klimamodellene vil bli bedre for havet om oppløsningen økes.

Når dette er sagt, er det forbausende hvor godt dagens klimamodeller kan reprodusere de viktigste delene av havsirkulasjonen, slik som omveltningen i Atlanterhavet. Vi har tidligere definert kontrollkjøringer med klimamodeller som lange kjøring, ofte mer enn 1000 år, med konstant solstråling og konstant innhold av *drivhusgasser* utenom vanndamp. Resultatene i slike kjøring er svært interessante og indikerer hvor store *interne klimaendringer* som fins i klimasystemet.

Undersøkelser av slike kontrollkjøringer viser ganske store naturlige variasjoner i styrken på AMOC, variasjoner som kan vare fra noen dekadere til flere hundre år. Det er ingen tvil om at slike variasjoner gir temperaturvariasjoner i atmosfæren i de samme områdene. Forskere finner slik klar sammenheng mellom styrken på AMOC og gjennomsnittstemperatur i havoverflaten (SST) for havområdene knyttet til selve omveltningen<sup>48</sup>. En har nå simulert klimamodeller for siste tusen år for blant annet å vurdere om endringer i AMOC har spilt noen rolle for hendelser som den varme middelalderperioden og den lille istid. En finner at styrken på AMOC ble redusert med cirka 10 % fra år 1200 til 1850 da middeltemperatur på nordlige del av nordlige halvkule trolig ble redusert med så mye som en grad<sup>49</sup>. Det er mulig at en reduksjon på cirka 10 % er et uttrykk for hvor store de naturlige variasjonene kan være. Noen forskere, som den kjente tyske oseanografen Mojib Latif, mener at mye av klimavariasjonene siste 1000 år kan forklares med tilfeldige variasjoner i AMOC. Etter hvert som klimamodellene utvikles, vil vi få større sikkerhet om slike utsagn.

Hva slags resultat gir siste generasjon av klimamodeller når det gjelder stabiliteten til den nordatlantiske havsirkulasjonen? Ser en på endringer i styrken av AMOC for dagens klima og de neste 100 år, viser de fleste modellene en gradvis reduksjon i styrken på AMOC. Typiske verdier er 30 % reduksjon over de neste 100 år, en reduksjon som starter litt før nåtid. Grunnen til denne reduksjonen er dels økt nedbør og dels oppvarming av overflatevannet over høye nordlige breddegrader, inkludert i De nordiske hav, som følge av den globale temperaturøkningen. Dette fører til en redusert termohalin drivkraft i modellene.

Noen modeller er spesielt interessante fordi de ikke viser noen særlig endring av styrken på omveltningen<sup>50</sup>. Grunnen til dette er at økende fordampning ved lavere breddegrader fører til gradvis saltere overflatevann i tropene. Deler av dette salte overflatevannet blir så

transportert mot nord med Golfstrømmen og Den nordatlantiske drift. Dette kompenseres dermed for reduksjonen i tetthet som skyldes økt nedbør og oppvarming i nord. På den måten opprettholdes den termohaline drivkraften i disse modellene på grunn av transport av salt vann fra sør mot nord. Det blir argumentert med at en mulig grunn til forskjellene mellom disse modellene og de andre klimamodellene, kan ligge i høyere romlig oppløsning i tropene.

Det er fremdeles ubesvarte spørsmål når det gjelder hvordan havsirkulasjonen i Atlanterhavet påvirker klimaet i våre områder og hvordan den vil svare på den globale oppvarmingen. Det ser ut som om AMOC har visse naturlige variasjoner i et interglasialt klima, variasjoner som påvirker atmosfæren. Men AMOC er alltid aktiv i slike perioder. Det er mulig at AMOC er blitt svekket i våre områder over de siste 50 år. Om dette i så fall skyldes naturlig variasjon i klimasystemet eller global klimaendring er usikkert. Når det gjelder framtidige klimasimuleringer, viser de fleste modellene en reduksjon av sirkulasjonen i Atlanterhavet, men som vi har sett, noen av de antatt beste modellene viser nærmest uforandret sirkulasjon over de neste 100 år. Ingen av modellene viser tegn til at AMOC skal stanse opp.

Som konklusjon sier IPCC at det er sannsynlig at sirkulasjonen i Atlanterhavet vil svekkes ettersom drivhuseffekten forsterkes, men at denne svekkelsen ikke oppveier global oppvarming over Vest- og Nord-Europa. Også hos oss kan vi vente oss oppvarming i tiden som kommer. Når det gjelder utviklingen på lengre sikt, er IPCC mer usikker. *Bare rekonstruksjoner av høy kvalitet og observasjoner av klimasystemet, analyse av rekonstruerte og observerte klimaparametre og utstrakt bruk av numeriske klimamodeller kan avdekke Atlanterhavets gåte*, skriver Helge Drange, professor i oseanografi ved Geofysisk institutt, UiB<sup>51</sup>. I denne forskningen ønsker norske klimaforskere å spille en betydelig rolle.

- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Gulf\\_Stream](http://en.wikipedia.org/wiki/Gulf_Stream)
- <sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Matthew\\_Fontaine\\_Maury](http://en.wikipedia.org/wiki/Matthew_Fontaine_Maury)
- <sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wallace\\_S.\\_Broecker](http://en.wikipedia.org/wiki/Wallace_S._Broecker)
- <sup>4</sup> <http://www.americanscientist.org/issues/feature/the-source-of-europes-mild-climate/>
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/The\\_Day\\_After\\_Tomorrow](http://en.wikipedia.org/wiki/The_Day_After_Tomorrow)
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/An\\_Inconvenient\\_Truth](http://en.wikipedia.org/wiki/An_Inconvenient_Truth)
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carl\\_Wunsch](http://en.wikipedia.org/wiki/Carl_Wunsch)
- <sup>8</sup> Wunsch, C. 2004. Gulf stream safe if wind blows and earth turns. *Nature* 428, 8. April 2004, 601.
- <sup>9</sup> Dickson, R.R. et al. 1997. Long-term co-ordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* **38**, 241-295.
- <sup>10</sup> Ganachaud, A., C. Wunsch 2003. Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment. *J. Clim.* 16, 696-705.
- <sup>11</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Harald\\_Ulrik\\_Sverdrup](http://no.wikipedia.org/wiki/Harald_Ulrik_Sverdrup)
- <sup>12</sup> Baringer, M.O., J. C. Larsen 2001. Sixteen years of Florida Current transport at 27° N. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3179-3182.
- <sup>13</sup> F. eks. Rahmstorf, S. 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* 378, 145-149.
- <sup>14</sup> Orvik, K.A., P. Niiler 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 1896, doi:10.1029/2002GL015002.
- <sup>15</sup> Killworth, P.D. 1979. On chimney formation in the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 531-554.
- <sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/North\\_Atlantic\\_Deep\\_Water](http://en.wikipedia.org/wiki/North_Atlantic_Deep_Water)
- <sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Weather\\_ship](http://en.wikipedia.org/wiki/Weather_ship)
- <sup>18</sup> Hansen, B., Turrell, W. R., S. Østerhus 2001. S. Decreasing overflow from the Nordic seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank channel since 1950. *Nature* 411, 927-930.
- <sup>19</sup> Olsen, S.M. et al. 2008. Observed and modelled stability of overflow across the Greenland-Scotland ridge. *Nature*, 455, 519-522.
- <sup>20</sup> Curry, R., C. Mauritzen 2005. Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science* 308, 1772-1774.
- <sup>21</sup> Bryden, H.L., H. R. Longworth, S. A. Cunningham 2005. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N. *Nature* 438, 655-657.
- <sup>22</sup> Cunningham, S.A. et al. 2007. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. *Science*, 317, 935-948.
- <sup>23</sup> Kanzow, T. et al. 2007. Observed Flow Compensation Associated with the MOC at 26.5°N in the Atlantic. *Science*, 317, 938-941.
- <sup>24</sup> Stommel, H. 1958. The abyssal circulation, *Deep Sea Res.*, 5, 80- 82.
- <sup>25</sup> Stommel, H., and A. B. Arons 1960. On the abyssal circulation of the world ocean, I, Stationary planetary flow patterns on a sphere, *Deep Sea Res.*, 6, 140- 154.
- <sup>26</sup> Gordon, A. L. 1986. Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, 91, 5037- 5046.

- <sup>27</sup> Broecker, W. S., G. H. Denton 1989. The role of ocean atmospheric reorganizations in glacial cycles, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2465–2501.
- <sup>28</sup> Dan Seidov, D., B.J. Haupt 2005. How to run a minimalist's global ocean conveyor. *Geoph. Res. Lett.* VOL. 32, L07610, doi:10.1029/2005GL022559.
- <sup>29</sup> Haupt, B.J., D. Seidov 2007. Strengths and weaknesses of the global ocean conveyor: Inter-basin freshwater disparities as the major control. *Progr. In Oceanography*. 73, 358-369.
- <sup>30</sup> Warren, B.A. 1983. Why is no deep water formed in the North Pacific? *J. of Marine Res.* 327-347.
- <sup>31</sup> Wunsch, C., 2002. What is the thermohaline circulation? *Science* 298, 1179–1181.
- <sup>32</sup> Gordon, A. L. 2001. Interocean exchange, in *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean*, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, pp. 303– 314, Elsevier, New York.
- <sup>33</sup> Manabe, S., R. J. Stouffer 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.*, 1, 841–866.
- <sup>34</sup> Rahmstorf, S. 1995. Multiple convection patterns and thermohaline flow in an idealized OGCM, *J. Clim.*, 8, 3027–3039.
- <sup>35</sup> Clark, P.U. et al. 2002. The role of thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863–869,
- <sup>36</sup> Saenko, O.A., Schmittner, A., Weaver, A.J., 2004. The Atlantic-Pacific seesaw. *Journal of Climate* 17, 2033–2038.
- <sup>37</sup> Nilsson, J., G. Walin 2001. Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation, *Tellus A*, 53, 628–641.
- <sup>38</sup> Curry, R., Dickson, B., Yashayaev, I., 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426, 826–829.
- <sup>39</sup> Rahmstorf, S., 1996. On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics* 12, 799–811.
- <sup>40</sup> Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214.
- <sup>41</sup> Wunsch, C., og R. Ferrari 2004. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 36, 281-314.
- <sup>42</sup> Røed, L.P. et al. 2004. Ny istid under global oppvarming? *Cicerone* 2/2004.
- <sup>43</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>44</sup> Sverdrup, H.U. 1957. Transport of heat by the currents of the North Atlantic and Pacific Oceans. Festskrift til Prof. B. Helland-Hansen. *Naturen*, Bergen, Norway, 226-236.
- <sup>45</sup> Seager, R. et al. 2002. Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 2563-2586.
- <sup>46</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby\\_radius\\_of\\_deformation](http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_radius_of_deformation)
- <sup>47</sup> Drange, H. et al. 2005. Ocean general circulation modelling of The Nordic Seas. In *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes and W. Berger (Eds.) AGU Monograph 158, American Geophysical Union, Washington DC, 199-220.
- <sup>48</sup> Latif, M. et al. 2004. Reconstructing, Monitoring, and Predicting Multidecadal-Scale Changes in the North Atlantic Thermohaline Circulation with Sea Surface Temperature. *J. of Climate*, 17, 1605-1614.

<sup>49</sup> Lund D. C., J. Lynch-Stieglitz and W. B. Curry, 2006: Gulf Stream density structure and transport during the past millennium. *Nature*, 444, 601-604.

<sup>50</sup> Latif m.fl . 2000. Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Greenhouse Warming Simulation. *J. Climate*, 13, 1809-1813.

<sup>51</sup> Drange, H., 2001. Golfstrømmen stopper neppe. *Cicerone*, 2/2001, 22-24.



## **Hvordan klimaet kan endres**

Denne delen presenterer dagens kunnskap om hvordan klimaet på ulike måter kan endres, dvs. kunnskap om de ulike strålingspådriv. I kapitlet om økt drivhuseffekt har vi også med kunnskap om hvor sensitiv jordas klima er for strålingspådriv.

Forskere har i flere hundre år interessert seg for *klimaendringer* og deres årsaker. I alt vesentlig har en, naturlig nok, forsøkt å knytte klimaendringer til variasjoner i mottatt energi fra sola. Langsiktige variasjoner, som vekslinger mellom *istider* og *mellomistider* er blitt knyttet til langsomme endringer i jordas bane omkring sola. Det dreier seg om forutsigbare endringer i jordas gang rundt sola som gir variasjoner i solar stråling, ikke minst i årstidsvariasjoner på høye bredder<sup>1</sup>. Jordas bane bestemmes av gravitasjonslovene, som har vært kjent siden Isaac Newton. I beregningene av jordbanen inngår ikke bare innbyrdes gravitasjon mellom sola og jorda, men også det faktum at planetene påvirker hverandre med sin tyngdekraft. Betydningen av planetene gjør at jordas bane rundt sola endrer seg litt over tidsskalaer på mange tusen år. Kapittel 1 gir en innføring i årsaken til vekslingen mellom glasiale og interglasiale perioder, her kalt istider og mellomistider.

Årsakene til mer kortsiktige klimavariasjoner, som *den lille istid*, har vært knyttet til antall *solflekker*, et fenomen som astronomer har holdt rede på i flere hundre år. Direkte målinger av energien fra sola ved atmosfærens ytre grense har vi bare hatt fra satellitter siden 1979. Disse målingene viser det som forskere tidligere har sluttet seg til, at *solarkonstanten* er nesten konstant ( $1368 \text{ W/m}^2$ ) når en ser bort fra årsvariasjon, men varierer litt med antall solflekker over en syklus på omtrent  $11 \text{ år}^2$ . Den årlige variasjonen i *solstråling* (solar stråling) er imidlertid betydelig. I våre dager er jorda nærmere sola om vinteren enn om sommeren. Slik er solar stråling ved atmosfærens ytre grense for tiden opp til 3,5 % høyere enn solarkonstanten om vinteren og opp til 3,5 % lavere om sommeren. Selv om klimaforskning knyttet til solflekker har lange røtter, er det forbausende hvor lite vi vet om hva variasjoner i solstrålingen betyr for kortsiktige klimaendringer. Kapittel 2 gir en oversikt som også omfatter betydningen av *kosmisk stråling* fra verdensrommet.

Vi har tidligere introdusert atmosfærens *drivhuseffekt*. Kapittel 3 diskuterer nærmere betydningen av økt konsentrasjon av drivhusgasser som karbondioksid ( $\text{CO}_2$ ) og de positive *strålingspådriv* dette gir. Kapittel 4 ser nærmere på kretsløpet for  $\text{CO}_2$  og forklarer hvordan vi kan vite at økningen i konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren skyldes mennesker utslipp av denne klimagassen. *Aerosoler* er en "dark horse" i klimaforskningen og gir betydelige pådriv med negativt fortegn. I hvor stor grad demper *antropogene aerosoler* fra luftforurensing og vulkanutbrudd den *globale oppvarmingen*? Vulkanutbrudd gir naturlige pådriv, kapittel 5 gir en innføring i deres betydning. Kapittel 6 ser nærmere på betydningen av antropogene aerosoler for klimaendringer.



## VI.1. TEORIEN SOM FORKLARER ISTIDENE

Variasjoner i jordbanen og de endringer dette medfører for solar stråling knyttes til vekslinger mellom istider og mellomistider i følge en teori satt fram av Milutin Milankovitch<sup>3</sup>. Han var fysiker og matematiker, født 28. mai, 1879 i Dalj i Serbia, nå Kroatia. Hans spesialområde var astronomi og geofysikk. I desember 1904 tok han doktorgrad i ingeniørfag i Wien, ved Wiens tekniske høyskole. I oktober 1909 fikk han en stilling i anvendt matematikk ved Universitetet i Beograd. Der underviste han i mekanikk og teoretisk fysikk. Ved utbruddet av verdenskrigen i 1914 ble han tatt til fange av hæren til Østerrike-Ungarn, men ble løslatt etter en tid. Siden arbeidet han ved Universitetet i Beograd helt til han ble pensjonert i 1955. Fra 1914 fram til 1941 arbeidet han på sin matematiske teori om klimaendringer og skrev flere bøker om dette.

Den første boken om jordbanen og istider kom i 1920<sup>4</sup>. Den innholdt ganske presise beregninger av variasjonene i jordas bane rundt sola. Disse resultatene ble akseptert umiddelbart. Men hans teori om at disse variasjonene forårsaket klimasvingningene som ga istider og mellomistider, ble forkastet av de aller fleste forskere. Den viktigste innvendingen mot teorien var at de astronomiske variasjonene gir alt for små pådriv på *klimasystemet*. Dette er et problem som ennå diskuteres.

Alle planetene i solsystemet påvirker hverandre med sin tyngdekraft. Dette fører til at jordas bane og stilling i forhold til sola forandrer seg sakte og nesten periodisk. Milankovitch beregnet disse variasjonene for hånd mens han ennå satt som krigsfange. Dette kunne han gjøre fordi han som forsker med utdannelse i Wien, hadde privilegier som fange.

Geologer hadde lenge visst at jorda har gjennomgått enorme klimavariasjoner. For 200 år siden var flere forskere inne på tanker om istider. Jean de Charpentier (1786-1855), en tysk-sveitsk geolog, samlet mellom 1825 og 1833 bevis om en tidligere istid. Boka til Louis Agassiz<sup>5</sup> (1807-1873), *Étude sur les glaciers* (Studier av isbreer) fra 1840, fikk stor betydning for å formidle ideer om store klimavariasjoner langt tilbake i tid. Som vi har sett nådde forrige istid sitt maksimum for bare 20 000 år tilbake<sup>6 7</sup>. Skandinavia var dekket av en *innlandsis* – kalt Weichselisen - som trolig rakk to til tre tusen meter over havoverflaten. Over Europa nådde breen så langt ned som til Nederland, og det var permafrost over Frankrike, som trolig hadde et klima omtrent som på Svalbard. Over Nord-Amerika lå isen ned til New York og Midtvesten. Om en ser bort fra Milankovitchs teori, som få trodde på, hadde en inntil 1976 ingen gode forklaringer på hvorfor klimaet har variert mellom istider og mellomistider. Gjennombruddet for Milankovitchs teori kom med en artikkel i *Science* dette året av Hays, Imbrie og Shackleton: "Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages". Før vi ser nærmere på resultatene i denne artikkelen, skal vi presentere hva Milankovitch kom fram til når det gjelder endringer i jordbanen og solas stråling ved atmosfærens yttergrense.

Jorda beveger seg rundt sola i et plan vi kaller *ekliptikken*. Jordbanen danner en ellipse i ekliptikken med sola i det ene brennpunktet. Formen på ellipsen er alltid nesten en sirkel, men varierer slik at den i perioder er en litt mer ellipseformet enn i andre perioder. Ellipsens form måles med *eksentrisiteten*, dvs. forholdet mellom aksene i ellipsen. Hadde jorda vært eneste planet i solsystemet, ville den gått i en sirkel rundt sola. Når vi har en eksentrisitet som varierer, skyldes dette primært vekselvirkning mellom gravitasjonsfeltene til Jupiter og Saturn. For tiden er jorda nærmest sola 3. januar (perihelion) og lengst borte 4. juli (aphelion). Differansen utgjør 3,4 % av midlere avstand til sola og bidrar til en årlig variasjon på solar innstråling på nesten 7 %. Når eksentrisiteten har sin største

mulige verdi, er solar stråling ved perihelion cirka 23 % større enn ved aphelion. Dette betyr at det kan være betydelig variasjon i hvordan solar innstråling varierer gjennom et år og store forskjeller mellom nordlige og sørlige halvkule. Derimot er variasjonene små i årlig innstråling midlet over hele jordkloden.

Milankvitch beregnet at variasjonen i eksentrisiteten følger svingninger på 100 000 år og 400 000 år. Svingningene gir variasjoner i årlig solar innstråling – midlet over hele kloden - ved toppen av atmosfæren på mindre enn 0,1 % av solarkonstanten, dvs. vel en Watt per kvadratmeter over disse periodene. Om en omsetter dette til strålingspådriv, må en ta bort reflektert energi og dele på fire (se kap. 3). Pådrivet blir derfor svært lite, men utgjør det eneste netto strålingspådriv som forårsakes av de astronomiske variasjonene i jordbanen. Variasjonene i de andre baneparametrene gir ikke netto strålingspådriv, bare forskjeller i innstrålingen mellom sommer og vinter og mellom de to halvkulene.

Forskere mente lenge at pådrivet fra eksentrisiteten var neglisjerbart, og dette var hovedårsaken til at Milankovitchs klimateori lenge ble forkastet. Det er fortsatt noe uklart om dette lille pådrivet spiller noen særlig rolle for de dramatiske forskjellene mellom istider og mellomistider. Mange forskere tror at disse vekslingene skjer uten at den totale årlige solarinnstrålingen til jordas atmosfære endrer seg. Det viser seg likevel at mellomistidene, som vår egen tid, følger rytmen på 100 000 år<sup>8</sup>.

Istidene hemmelighet synes i større grad å være knyttet til langsomme endringer i strålingsforskjellene mellom sommer og vinter. Som nordboere vet, står jordas akse på skrå i forhold til ekliptikken. Ved vintersolhverv (som regel 21. desember) peker nordpolen mest bort fra sola og vi har korte og kalde dager. Ved sommersolhverv (som regel 21. juni) peker nordpolen mest mot sola som gir oss sommervarme og lyse netter. Hvis jordaksen hadde stått rett på ekliptikken, ville det ikke vært årstider i det hele tatt. Det ville vært kaldt året rundt på høye breddegrader og evig istid. Ja, om vinkelen til ekliptikkplanet bare hadde vært noen få grader mindre enn den er i dag, ville vårt klima i nord vært preget av evig is og snø.

*Skråningen på jordaksen* (aksetilten; obliquity) er imidlertid ikke konstant, den forandrer seg med en periode på 41 000 år (Fig. 1). I dag er vinkelen – mellom rotasjonsaksen og normalen til ekliptikken - nær 23,44°. Dette gir en sørlig grense for midnattssol ved polarsirkelen på 66,56 °N. Vinkelen varierer mellom 22,1 og 24,5° over disse 41 000 årene. Dette betyr at polarsirkelen i Nordland varierer mellom Brønnøysund i sør og Moskenesøy i nord, en strekning på 266 km<sup>9</sup>. I dag er vinkelen i ferd med å bli mindre, polarsirkelen beveger seg nordover med en hastighet på 14,4 m i året. Slik burde Polarsirkelstøtta på Saltfjellet blitt flyttet litt nordover for hvert år. Minimum vil inntre om cirka 8000 år.

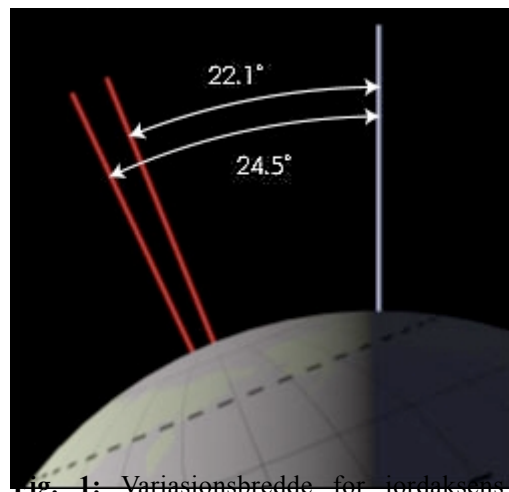


Fig. 1: Variasjonsbredde for jordaksens helning (tilt; obliquity). Dagens tilt er 23.5°. [http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch\\_cycles](http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles)

Større skråning på aksen, større tilt, gir varmere somrer og kaldere vintre på høye breddegrader. Det blir altså større forskjell mellom årstidene, med en økende forskjell jo nærmere polene en kommer. Utslaget er likt på begge halvkuler. En større

skråning på akse øker den totale innstråling på høye bredder om sommeren i forhold til lave breddegrader. Dette forstår en om en sammenligner med strålingsforhold om jordaksen sto vinkelrett på ekliptikken. Da ville sola alltid stå rett over ekvator, og polene aldri få noen innstråling. Vi finner igjen perioden på 41 000 år i fluktuasjoner i breer fra istiden. Når geologene går en million år tilbake i tid, dominerer denne syklusen klimavariasjonene, uten at de vet sikkert hvorfor de andre periodene har hatt mindre betydning<sup>8</sup>.

I tillegg til eksentrisiteten og jordaksens tilt har vi en tredje parameter som er med å styre jordbanen. Den kalles *presesjon* (Fig. 2). Jorda spinner om sin egen akse som en snurrebass, farten er som vi vet, en omgang i døgnet. Om vi spinner en snurrebass på golvet, ser vi ofte at dens akse kan svinge i sirkler mot taket. Jorda spinner på samme måte slik at jordaksen svinger sakte rundt som en snurrebass. Aksen vil derfor ikke alltid peke mot Polarstjernen på himmelhvelvingen, slik den gjør i dag (ekliptikkplanet endrer seg). Som for eksentrisiteten resulterer presesjonen i at minste avstand mellom sola og jorda varierer slik at vi er nærmest sola til ulike tider på året. For tiden stråler sola svakest (lengst borte) om sommeren og sterkst (nærmest) om vinteren (perhelion 3. januar). På nordlige halvkule bidrar dette til forholdsvis milde vintre og kjølige somrer. På den sørlige halvkule er det motsatt. Der er det sommer i januar når jorda er nærmest sola.

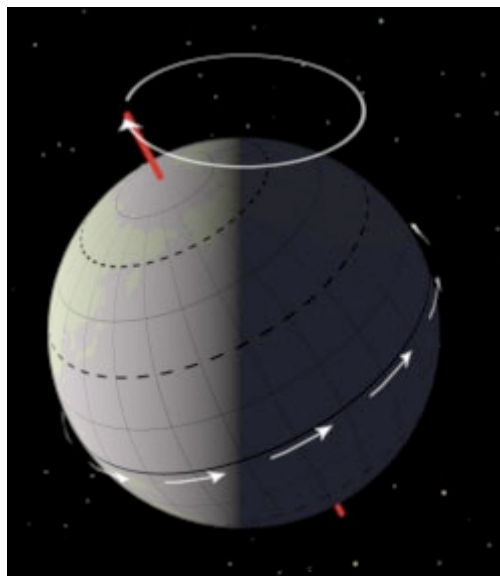


Fig. 2 - Jordaksens presesjon forårsaker en retningen til sola ved perihelion og aphelion. Presesjonen endrer tiden på året når perihelion og aphelion opptrer. [http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch\\_cycles](http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles)

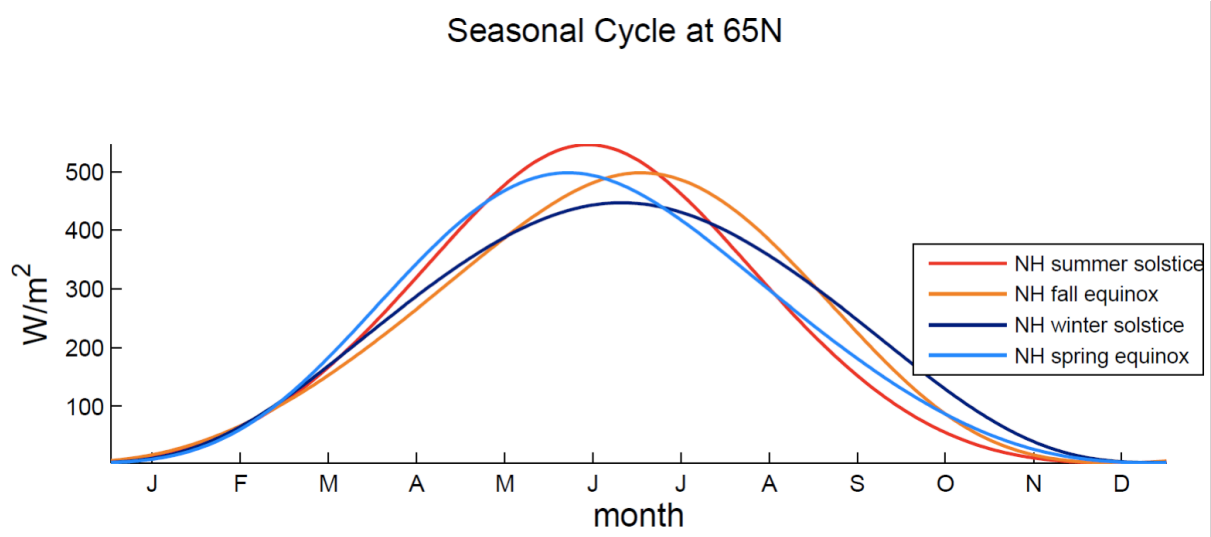
Presesjonen er en såkalt gyroskopisk bevegelse som skyldes tidevannskrefter fra sol og måne på den faste jord, krefter som bidrar til at jorda ikke er helt sirkulær, men flatttrykt på polene. Sol og måne bidrar omtrent like mye til denne effekten. I tillegg spiller vekselvirkning med gravitasjonskrefter fra Jupiter og Saturn en rolle (anomalistisk presesjon)<sup>2</sup>.

Som vi alt har sett gir skråningen av jordaksen mot ekliptikken veksling mellom sommer og vinter. Jo større vinkel, desto større forskjell mellom årstidene. Presesjonen modifierer denne forskjellen mellom årstidene. I dag svekker den forskjellen mellom årstidene på den nordlige halvkule, fordi vi er nærmest sola om vinteren. For 11 000 år siden var det motsatt, da kom vintersolverv mens jorda var lengst unna sola. Dette ga den gang ekstra kalde vintre og tilsvarende varme somrer på nordlige halvkule. På sørlige halvkule var det motsatt.

Presesjonen varierer med perioder på 19 000 og 24 000 år, og som nevnt er betydningen av presesjonen nøye knyttet til eksentrisiteten. Dersom jordbanen var en sirkel, har jorda samme avstand til sola hele året og ingen presesjon. Jo mer elliptisk banen er, jo større betydning får presesjonen.

Milankovitch satte opp en fullstendig matematisk prosedyre for å beregne hvordan innstrålingen på ulike bredder har variert i fortiden. Han gjorde beregninger for 600 000 år tilbake i tid og satte også opp en forenklet modell for hvordan temperaturen ved jordoverflaten varierte med breddegradene

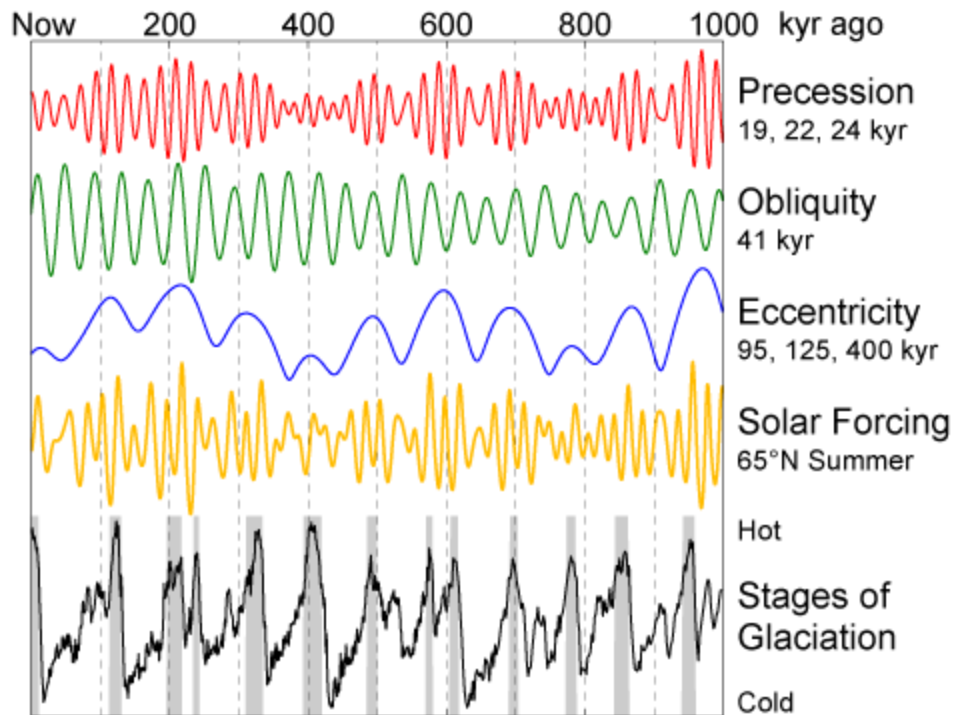
over samme tidsrom. Han prøvde så å sammenligne sine resultater med geologenes kunnskap om istider og mellomistider. Spesielt valgte han å studere variasjonene i innstrålingen på 65 °N og vekslingene i årstidene på denne bredden (Fig. 3). Disse beregningene knyttet han til dannelse og smelting av innlandsis i nord. Hans ide var at de store innlandsisene vokser når årstidsvariasjonene er små, dvs. smeltingen om sommeren er mindre enn tilveksten om vinteren. Når årstidsvariasjonene er store, skjer det motsatte, innlandsisene smelter.



**Fig. 3:** Årsvariasjon i solas innstråling ved 65 °N når perihelion på nordlige halvkule opptrer ved sommersolverv (rødt), ved høstjevndøgn (oransje), ved vintersolverv (brått) og ved vårjevndøgn (lyseblå). Aksetilten er 23.3 grader. <http://www.people.fas.harvard.edu/~phuybers/Inso/index.html>. Se også Huybers, P. 2006. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science* 313, 508 – 511.

Anerkjennelse for sin teori fikk han først da den ble bekreftet av geologiske data fra borer i sediment på havbunnen og senere borer i innlandsis. Den første påvisningen kom fra Hays, Imbrie og Shackleton i 1976<sup>10</sup>, som ut fra studier av kjerner av sediment på bunn av dypt hav fant samsvar mellom Milankovitchs teori og de klimaperiodene som sedimentene avslørte. Forskerne avdekket fra sedimentene et anslag for temperatur hele 450 000 år tilbake i tid og fant at de store variasjonene i klimaet kunne assosieres med endringer i eksentrisitet, jordaksens skråning og presesjonen i jordas bane. Det ble funnet rytmer på 100 000, 41 000, 24 000 og 19 000 år som samsvarer med rytmer som Milankovitch hadde beregnet (Fig. 4).

I prinsippet var resultatene bare en demonstrasjon på at antatt årsak og virkning varierer med tilnærmet samme frekvenser. Det må understrekes at dette samsvaret ikke forklarer prosessene som gjør at årsak fører til virkning. Siden 1970-årene er det blitt forsket videre, men det står noe igjen før en har enn fullgod beskrivelse av klimaet selv under siste istid og en tilfredsstillende fysisk forståelse av hva som fant sted. Det ser ut som om astronomiske faktorer gir pådriv som starter en første endringsprosess i klimasystemet, som svarer med prosesser som forsterker den første impulsen (positiv *klimatilbakekopling*). Vi har tidligere pekt på at dersom klimaet blir varmere, blir det mindre snø og is ved polene. *Albedo* må da avta slik at klimasystemet reflekterer mindre solar stråling til verdensrommet. Snø- og isalbedo gir slik en positiv tilbakekopling. Analyser av iskjerner fra Antarktis har vist at også drivhusgasser som karbondioksid (CO<sub>2</sub>) og metan virker som positive tilbakekoplingsmekanismer. Denne tilbakekoplingen hadde Milankovitch ikke med.



**Fig. 4:** Orbitale data for presesjon, aksetilt (obliquity), eksentrisitet, solstråling på 65 °N og glasielle perioder. De grå stolpene på nederste kurve indikerer mellomistider. Merk at y-asken ikke gir enheter. Figuren er laget av Robert A. Rohde og er tatt fra [http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch\\_cycles](http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles).

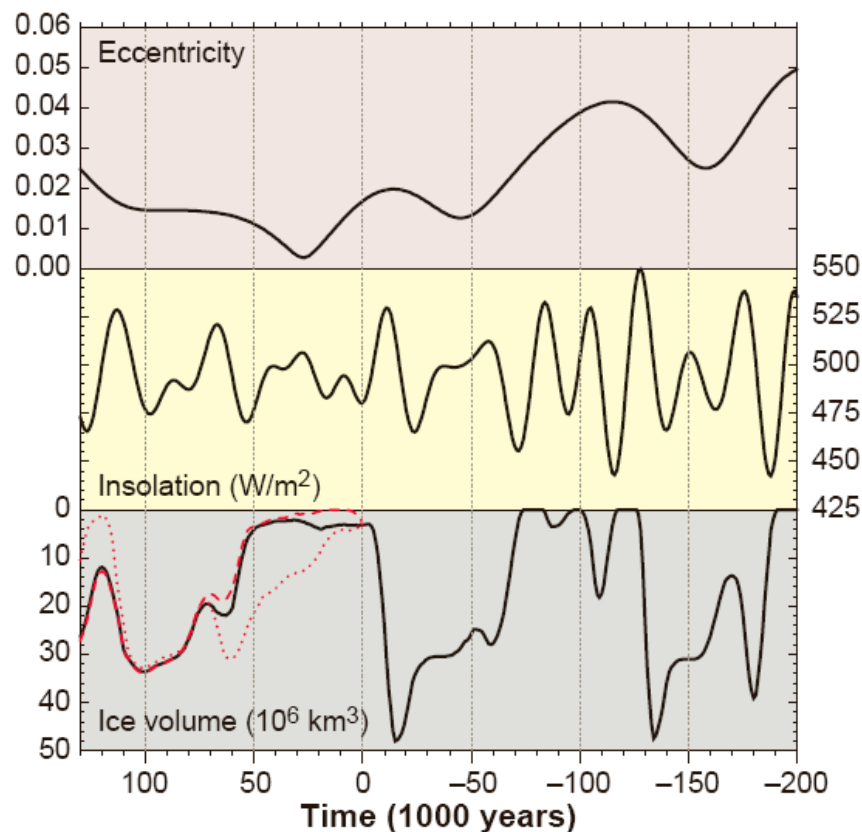
Vi vet nøyaktig hvordan jordas baneparametre vil endre seg framover i tid. Om teorien til Milankovitch er brukbar, bør den derfor kunne si noe om når dagens mellomistid tar slutt og når neste istid vil inntreffe. Den antropogene globale oppvarmingen gjør imidlertid slike beregninger overflødige. Likevel, det er gjort en mange av dem, de fleste under forutsetning av at vi ikke har antropogene klimaendringer.

På begynnelsen av 1970-tallet diskuterte *paleoklimatologer* når dagens mellomistid ville ta slutt. En årsak til dette var en nedgang i *global overflatetemperatur* fra omtrent 1940. Den gang var kunnskapen om tidligere tiders mellomistider langt mindre enn i dag. Data antydte at de to siste mellomistidene bare varte omkring 10 000 år, dvs. omtrent like lang tid som *holosen* til nå. I et vitenskapelig arbeid ble det konkludert med at .. *det er sannsynlig at dagens varme epoke vil terminere relativt raskt om ikke menneskeheten griper inn* ..<sup>11</sup>. Dette resultatet ble heftig diskutert i media. Senere ble det funnet at tidligere mellomistider kan ha vart lengre, dessuten kom debatten om antropogen global oppvarming.

Tidligere forsøk på å forutsi neste istid tok utgangspunkt i en langsom trend mot kaldere klima som startet for 6000 år siden under *optimum holosen*. Det ble varslet at holosen ville vedvare i cirka 25 000 år, og at neste istid ville komme om 50 000 år<sup>12</sup>. Litt forskjellige metoder ble tatt i bruk, andre forskere fant at veien mot en ny istid ville ta noen titusen år mer enn dette.

For de neste 100 000 år er det relativt små endringer i solar innstråling ved polene, f. eks. på 65 °N. På denne bredden vil innstrålingen variere med mindre enn 25 W/m<sup>2</sup> over de neste 25 000 år,

sammenlignet med  $110 \text{ W/m}^2$  i forrige mellomistid, *Eemien*, mellom 125 000 og 115 000 år siden. Derfor mener forskere at *Eemien* ikke kan brukes som en analog for hva som vil skje framover i vår mellomistid. Det finnes en mellomistid for cirka 400 000 år siden som varte lengre og som er mer analog til holosen<sup>13</sup>. Den gang var det slik som nå at svært små verdier for presesjonen sammenfalt med minimum for eksentrisitetssyklusen på 400 000 år. I de neste 25 000 år vil eksentrisiteten være nær null og slik dempe variasjonene i presesjonen. Simuleringer med foreklede *klimamodeller*, hvor  $\text{CO}_2$ -nivået foreskrives for ulike scenarier, viser at dagens mellomistid vil vare i 50 000 år og at maksimum for neste istid inntreffer cirka 100 000 år fram i tid<sup>12</sup> (Fig. 5). En slik lang mellomistid har bare inntruffet en gang tidligere i løpet av de siste 600 000 år.



**Fig. 5:** Langtidsvariasjoner i eksentrisitet (øverst), innstrålingen i Juni på  $65^\circ\text{N}$  (midten) og simulert isvolum på nordlige halvkule (nederst) fra 200 000 år før nåtid til 130 000 år framover. Tiden er negativ for fortid og positiv for framtid. For framtiden er det brukt tre ulike scenarier for  $\text{CO}_2$ : verdier for dagens mellomistid (svart kurve), en konsentrasjon på 750 ppm (streket rød kurve) og en konsentrasjon på 210 ppm (prikket rød kurve). Fra Berger, A., M. F. Loutre 2002. An Exceptionally Long Interglacial Ahead? *Science* 297, 1287-1288.

Vi kan summere opp med å konstatere at endringene i baneparametrene gir to ulike prosesser. Den enkleste skyldes variasjoner i jordaksetilten. Ved økende tilt utsettes polare områder for større innstråling, mens lavere bredder mottar mindre stråling, og innstrålingen øker om sommeren og avtar om vinteren. Både de breddemessige og sesongmessige endringene virker på den måten at innlandsisene på høye bredder smelter når tilten øker. Avtakende tilt virker motsatt: Varmere vintrer gir mer snø, og kaldere somrer øker sjansen for at snø kan overleve den varme årstiden og slik bidra til at innlandsis vokser.

Den andre effekten er litt mer komplisert. Den skyldes både eksentrisiteten og presesjonen. Den siste parameteren gjør at den dagen da jorda er nærmest sola beveger seg gjennom hele kalenderen med periode på omtrent 20 000 år. Jorda nærmest sola i januar er gunstig for vekst av innlandsis fordi det bidrar til å gjøre vintrene varmere og somrene kaldere. Effekten virker motsatt på de to halvkulene, slik tenderer dagens situasjon til å smelte is på sørlige halvkule. Eksentrisiteten kompliserer denne effekten, den varierer fra null til 6 prosent og har ingen enkel periodisitet. I dag er denne andre effekten ganske svak. Til sammen påvirker de to effektene jorda til å danne innlandsis på nordlige halvkule, slik at den beveger seg mot den neste naturlige istid.

Begge effektene påvirker for tiden jorda til å danne innlandsis på nordlige halvkule, slik at den beveger seg mot neste naturlige istid. Uten mennesker vil trolig dagens mellomistid overleve gjennom en ny presesjonsperiode slik som mellomistiden for 400 000 år siden. En grunn til dette er at de to innstrålingseffektene er ute av fase de neste 10 000 år. I tillegg vil den andre effekten være svært liten for den orbitale eksentrisiteten blir liten. Ved raskt å brenne store mengder fossilt drivstoff forårsaker menneskene en global oppvarming som langt oppveier den naturlige tendensen mot en ny istid.

Det svake og langsomme pådrivet er effektivt bare fordi det virker over lange perioder. Men pådrivet oppnår å sette i gang to kraftfulle, langsomme tilbakekoplinger: endringer i jordoverflatens albedo og endringer i innholdet av drivhusgasser. Det lille pådrivet har isolert sett en liten effekt på global temperatur, men setter i gang tilbakekoplinger ved å endre albedo og innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Metan og lystgass virker på samme måte, mengden i atmosfæren øker etter som planeten varmes opp og avtar etter som den kjøles av. Som CO<sub>2</sub> utgjør de forsterkende tilbakekoplinger, men med mindre effekt. Som vi skal se i Del VII, står endringene i den globale overflatealbedo og drivhusgasser for praktisk talt hele den globale klimaendringen gjennom istider og mellomistider.

De siste sju tusen år, med stabilt havnivå (bortsett fra *landhevning* etter smelting av innlandsis), utgjør en sjelden klimahendelse i klimahistorien. Havstabiliteten oppsto fordi jorda var varm nok til å hindre dannelse av innlandsis over Nord-Amerika og Eurasia, men kald nok til å opprettholde stabil innlandsis i Antarktis og på Grønland. Hemmeligheten som stoppet smeltingen for 7000 år siden og som har holdt havnivået nesten stabilt, var en svak avkjøling fra den varmeste perioden tidlig i holosen<sup>14</sup>.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch\\_cycles](http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles)

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_cycle)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Milutin\\_Milankovitch](http://en.wikipedia.org/wiki/Milutin_Milankovitch)

<sup>4</sup> Milankovitch, M. 1920. *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars Paris.

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Jean\\_Louis\\_Rodolphe\\_Agassiz](http://en.wikipedia.org/wiki/Jean_Louis_Rodolphe_Agassiz)

<sup>6</sup> Imbrie, John and Katherine Palmer Imbrie. *Ice ages: Solving the Mystery*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press, 1979, 1986 (reprint).

<sup>7</sup> Macdougall, D. 2004. *Frozen Planet: The Once and Future Story of Ice Ages*, University of California Press, 2004.

<sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/100%2C000\\_year\\_problem](http://en.wikipedia.org/wiki/100%2C000_year_problem)

<sup>9</sup> Mangerud, J. 2003. Istider og jordas stilling i forhold til sola. *Cicerone* 2/2003, 16-18.

<sup>10</sup> Hays, et al. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* **194**, 1121-1132.

<sup>11</sup> Kukla, G.J., R. K. Matthews, J. M. Mitchell Jr. 1972. The End of the Present Interglacial. *Quat. Res.* **2**, 261-269.

<sup>12</sup> Imbrie, J., J. Z. Imbrie 1980. Modeling the Climatic Response to Orbital Variations *Science* **207**, 943-953.

<sup>13</sup> Berger, A., M. F. Loutre 2002. An Exceptionally Long Interglacial Ahead? *Science* 297, 1287-1288.

<sup>14</sup> Hansen, J.E. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York og Berlin.



## VI.2. SOLA OG KLIMAENDRINGER

Vi har sett at drivkreftene som bestemmer den langsomme vekslingen mellom istider og mellomistider ikke synes å avhenge av styrken på solstrålingen ved atmosfærens ytre grense - for en midlere avstand fra sola - men mer på hvordan fordelingen av strålingen på breddegrader endrer seg gjennom året. Når en diskuterer de langsomme endringene i jordas gang rundt sola, regner en som regel med at sola stråler med konstant strålingsenergi. Denne antakelsen er trolig god for disse lange tidsskalaene, og uttrykket solarkonstanten kan være grei nok. Om vi diskuterer klimaendringer mange millioner år tilbake må vi imidlertid ta i betraktning at sola er en vanlig ung stjerne som langsomt øker sin stråling. Pådrivet dette gir kan neglisjeres for klimaendringer gjennom de siste en million år, men gjennom siste 250 millioner år har det gitt et pådriv tilsvarende en dobling av CO<sub>2</sub>.

På kort tidsskala observeres det visse variasjoner i solar stråling, eller solar irradians som det heter blant fagfolk. Slike endringer i strålingsenergi emittert fra sola kaller vi *solarvariasjoner* (eller bare solvariasjoner)<sup>1</sup>. En har innført størrelsen *total solar irradians* (TSI; W/m<sup>2</sup>) som mål for strålingens energi ved atmosfærens ytre grense for en midlere avstand fra sola og med bidrag fra alle bølgelengder. Solarkonstanten blir da gjennomsnittlig TSI over et passende tidsrom. De fysiske prosessene på sola som fører til variasjoner i strålingen, kalles *solaraktivitet*, ofte også bare solaktivitet<sup>2 3 4</sup>.

Direkte målinger av solarvariasjoner har vi bare fra satellitter siden 1979. Satellittmålingene viser en TSI på 1368 W/m<sup>2</sup> og en periodisk solvariasjon over cirka 11 år kalt *solar 11-års syklus*<sup>5</sup>. Syklusen faller sammen med solflekksyklusen, som har vært kjent i nærmere 200 år fra observasjoner av solflekker fra jorda med kikkert<sup>6</sup>. For de tre periodene som til nå er målt fra satellitter, var amplitudene mellom minimum og maksimum TSI i solsyklusen - minimum og maksimum antall solflekker - henholdsvis 0,92, 0,89 og 0,90 W/m<sup>2</sup>, dvs. mindre enn 0,1 % av midlere TSI<sup>7 8</sup>. Det er variasjonene i TSI over solsyklusen gir ikke noe signal i global overflatetemperatur ved å se på tidsserien for global temperatur, men grundigere analyser avslører en liten effekt<sup>9</sup>.

Det opptrer aperiodiske solarvariasjoner over kort tidsskala som kommer i tillegg. Disse variasjonene kan være mye kraftigere enn den regulære variasjonen. Slik kan variasjoner fra dag til dag være mer enn tre ganger kraftigere enn over 11-årsperiodene. Disse kortsiktige variasjonene gir størst utslag nær maksimum i solsyklusen. Det er ikke urimelig å tenke at disse kortsiktige variasjonene kan påvirke været. Det fins faktisk et børsnotert firma i England som utfører sesongvarsling av været etter kortvarige variasjoner i enten irradians eller partikkelstråling fra sola (se solvind nedenfor). Det finnes ingen forskning som tilsier at dette skal være mulig, dvs. det er ikke dokumentert noen klar sammenheng mellom været ved jordoverflaten og kortsiktige variasjoner i solaktivitet. Når et slikt firma kan overleve, skyldes det nok fin innpakning av varslingsproduktet og et skrikende behov for sesongvarsling, en aktivitet som generelt har liten forutsigbarhet. Det ser ut til at bare innpakningen er fin, kan i det minste slike varsler brukes til å skape rykter på børsen. Det fins firma i Norge som kjøper varslene og betrakter dem som "alternativ medisin" i forhold til vanlig sesongvarsling fra institusjoner som Meteorologisk institutt som "skolemedisin". Siden sesongvarsling er notorisk vanskelig på grunn av stor innflytelse av kaotiske

variasjoner, vil folk lett bite på de merkeligste metoder. Det hører med at selskapet i England verner om sine metoder som en bedriftshemmelighet.

Satellittmålingene gir oss detaljkunnskap om variasjoner i irradians ved atmosfærens ytre grense. Klimaforskere er interessert i solvariasjoner langt tilbake i tid da vi selvsagt ikke hadde direkte målinger. Målet med slik forskning er å finne ut hvor store strålingspådriv solvariasjonene har gitt på vårt klimasystem og hva slags klimaendringer de har ført til. I en tid med global oppvarming er det spesielt viktig å forstå naturlige klimaendringer gjennom holosen. Det er en forskningshypotese at solvariasjonene sammen med vulkanutbrudd gir de viktigste pådrivene for slike naturlige klimavariasjoner på dekad- og hundreårsskala. I global antropogen oppvarming vil slike naturlige variasjoner komme i tillegg.

Rekonstruksjoner av solvariasjoner tilbake i tid er på denne måten en viktig aktivitet innen moderne klimaforskning. En utnytter målinger og kunnskap om solvariasjoner og solaktivitet opparbeidet de siste tiårene til å si noe om fortiden. Siden sol- og solfleksyklus faller sammen, prøver en å utnytte observasjoner av solflekker, som en i vestlig kultur har foretatt fra første del av 1600-tallet, dvs. i nesten 400 år. Metoder basert på *isotoper* i atmosfæren<sup>10</sup> ( $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$ ), for eksempel  $^{10}\text{Be}$  fra kjerner fra isen i Antarktis eller Grønland, gir indikasjoner om solvariasjon langt tilbake i tid<sup>11</sup>. Før vi ser nærmere på rekonstruksjoner av solvariasjon (2.2), gir vi først en innføring i solaktivitet og partikkelstråling fra sola (2.1).

Solsyklusen ble oppdaget litt før 1850 av Samuel Heinrich Schwabe på grunnlag observasjoner gjennom mange år av solflekkene. Rudolf Wolf samlet sammen tidligere solflekkobservasjoner og rekonstruerte sykler tilbake til 1745. Han gjorde også forsøk på en tilbakeføring til de første observasjoner av solflekker gjort av Galileo Galilei og noen få samtidige forskere på begynnelsen av 1600-tallet. Helt siden solsyklusen ble oppdaget, har forskere med magert resultat forsøkt å knytte den til vekslingen i været fra år til år. Vi har tidligere nevnt at det på slutten av 1800-tallet ble prøvd å varsle nedbøren gjennom sommermonsunen i India fra solflekker. I tillegg til sesongvarsling har forskere i nesten 200 år forsøkt å knytte klimaendringer over dekaner til statistikk for solflekker og annen aktivitet på sola. Moderne vurdering av denne forskningen har gitt magert resultat<sup>12</sup>.

Mye moderne forskning er knyttet til estimering av *klimasensitiviteten* for et vilkårlig ytre strålingspådriv. La oss prøve å forklare den globale oppvarmingen som en følge av at TSI har økt siden den lille istid, da de kaldeste dekadene trolig inntraff under *Maunder Minimum* (1645-1715). Vi velger omtrentlige, men realistiske tall for hvor mye TSI og jordas gjennomsnittstemperatur har økt og kommer tilbake til sikrere tall siden. La oss anta at TSI har økt med  $1 \text{ W/m}^2$  siden Maunder Minimum. Dette gir et strålingspådriv på en firedel, dvs.  $0,25 \text{ W/m}^2$  (se neste kapittel; Del VI kap. 3). La oss videre anta at dette pådrivet var det eneste over denne perioden og at observert trend i global temperatur har vært en grad fram til nå. Som vi har sett, regnes sensitiviteten vanligvis for en dobling av konsentrasjonen av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren, noe som svarer til et pådriv på nesten  $4,0 \text{ W/m}^2$ . Dersom et pådriv på  $0,25 \text{ W/m}^2$  gir en temperaturøkning på en grad, vil et pådriv på  $4,0 \text{ W/m}^2$  gi en oppvarming på  $16 \text{ }^\circ\text{C}$ , en helt urealistisk høy sensitivitet.

Det er mulig å dra flere slutninger av vår enkle øvelse. Skal solvariasjonene ha en signifikant betydning for globale klimaendringer, lik den som er observert siden den industrielle revolusjon, kan ikke det primært skje gjennom strålingspådriv solvariasjonene gir, slik det er vanlig å tenke. Til det er pådrivene for små. Skal solvariasjoner kunne forklare den globale oppvarmingen, må variasjonene virke på en spesiell måte ganske forskjellig fra hvordan en generelt tenker seg at klimapådriv virker til klimaendringer. En prøver å finne ut om ulike pådriv har forskjellig *pådrivseffektivitet*, noe som kompliserer diskusjonen av strålingspådriv og klimasensitivitet.

Noen forskere har hevdet at det ikke er variasjoner i TSI fra den ene solsyklus til den neste som er det viktigste, men variasjoner i lengden av solsyklusene rundt 11 år. Denne tanken fikk stor oppmerksomhet etter at danskene Friis-Christensen og Lassen i 1991 presenterte en kurve som ga inntrykk av en nær korrelasjon mellom solsykluslengde og middeltemperaturen på den nordlige halvkule<sup>13</sup>. Det ble rettet kraftig kritikk mot dette arbeidet og hvordan denne kurven var blitt jevnet ut i tid<sup>14</sup>. Thejl og Lassen oppdaterte beregningene, som nå viser en svakere sammenheng<sup>15</sup>. De fleste er likevel kritiske til resultatet, blant andre den norske fysikeren Rasmus Benestad. Han skriver om dette i en artikkel i *Cicerone*<sup>16</sup>: *Resultatene til Friis-Christensen og Lassen blir fremdeles ofte henvist til, noe som er uheldig siden vi nå vet at denne figuren gir et feilaktig inntrykk om et bedre samsvar mellom solsykluslengde og temperaturer enn hva virkeligheten tilsier*. Det er vanskelig å finne en fysisk forklaring på hvorfor lengden av syklusene skal ha betydning for klimavariasjoner. Vurderinger av IPCC (2007) og nyere forskning<sup>17</sup> tyder på det i alle fall ikke har vært noen særlig endring i disse periodene de siste tiårene.

Det finnes spesielt to reelle hypoteser om hvordan solaktiviteten på spesielle måter kan påvirke jordas klima: (i) via ultrafiolett stråling, som viser større variasjon med solaktiviteten enn TSI, og dens effekt på ozon i *stratosfæren* og (ii) via solas magnetiske felt som påvirker *galaktisk kosmisk stråling* fra verdensrommet<sup>18</sup>, en partikkelstråling som kan påvirke klimaet gjennom påvirkning på skyene. Disse hypotesene gir alternative måter å tenke på, og det er vel verdt å se nærmere på hva de går ut på. Dette gjør vi i 2.4 og 2.5.

Mye av den tidlige klimaforskningen var knyttet til variasjoner i været gjennom solsyklusen på cirka 11 år. Oversikt over slike sammenhenger finner en i en bok av Rasmus Benestad<sup>12</sup>. De tydeligste variasjonene gjennom syklusen finner en for sirkulasjonen i den øvre atmosfære. Men det er også påvist klare variasjoner i stratosfæren, særlig på nordlige halvkule. Det pågår en diskusjon om variasjonene i stratosfæren også har betydning for været fra år til år ved jordoverflaten. Noe forskning tyder på det. Det er mulig at kunnskap om variasjoner i luftsirkulasjon gjennom syklusen kan hjelpe til å forstå eventuelle variasjoner på lengre tidsskala gjennom mange solsykluser med vekslende styrke på solaktiviteten. I 2.3 diskuterer hvordan været varierer over en syklus, spesielt variasjoner i sirkulasjonen i stratosfæren.

Alle planetene i solsystemet har atmosfære og et klimasystem med atmosfæresirkulasjoner som drives av sola. Det er grunn til å tro at solaktivitet kan gi variasjoner i planetenes klima på liknende måte som på planeten jorda. Romskipsmålinger fra de siste årene gir noen

indikasjoner om dette. Spesielt blir klimavariasjoner på planeten Mars overvåket. I 2.6 tar vi kort opp klimavariasjoner på Mars.

Det har blitt utført mye klimaforskning knyttet til solaktivitet den siste tiden, ikke minst etter data at strålingsdata fra satellitter ble tilgjengelig. I 2.9 oppsummeres de viktigste resultater til nå.

## 2.1 Litt om sola

Sola er nesten en fullstendig kule som inneholder over 99 % av solsystemets totale masse. Sola roterer om seg selv, men siden massen er i en tilstand av plasma<sup>19</sup>, roterer den hurtigere ved ekvator enn ved polene. Rotasjonstid er cirka 25 dager ved ekvator og 35 dager ved polene. Siden vi på grunn av jordas gang rundt sola ser sola fra stadig nye posisjoner, er solas tilsynelatende rotasjon observert fra jorda cirka 28 dager for solas ekvator.

Sola produserer enorme mengder energi ved å omdanne hydrogen til helium ved kjernefusjon. Slik fusjon kan utføres her på jorda også, men vi er til nå ikke i stand til å gjøre det på en kontrollert måte for å produsere energi til kommersielt bruk. Hvert sekund omdannes cirka 700 millioner tonn hydrogen på sola til 695 millioner tonn helium og 5 millioner tonn energi i form av *gammastråling* ( $\gamma$ -stråling), som er elektromagnetisk stråling av den ekstremt energirike sorten<sup>20</sup>. Etter hvert som denne energien beveger seg utover mot solas overflate, blir den hele tiden absorbert og strålt ut på nytt (reemittert) ved stadig lavere temperaturer. Når energien rekker helt ut til overflaten (*fotosfæren*<sup>21</sup>), er det meste av gammastrålingen omdannet til synlig lys, som er stråling med langt lavere energi enn gammastråling. En skulle kanskje tro at sola raskt gikk tom for brennstoff (hydrogen) siden den produserer så enormt mye energi. Men slik er det ikke, til det er solas masse altfor stor. En mener at sola ble dannet for cirka 4 600 millioner år siden, og at den har hydrogenreserver til å brenne omtrent like lenge framover.

Sola er en magnetisk aktiv stjerne, som opprettholder et sterkt og skiftende magnetfelt, som skifter retning omtrent hvert ellefte år, omtrent ved tiden for maksimum solflekker. Solens magnetfelt endrer seg som en følge av hvordan den roterer og hvordan plasmamassene beveger seg, ikke minst ved konveksjon forbundet med energitransport nær overflaten. Solens magnetiske felt utløser flere effekter, og driver det som til sammen utgjør solaktiviteten, som inkluderer solflekker, *fakler* (*faculae*<sup>22</sup>) og endringer i solvinden, som transporterer materiale gjennom solsystemet<sup>23</sup>.

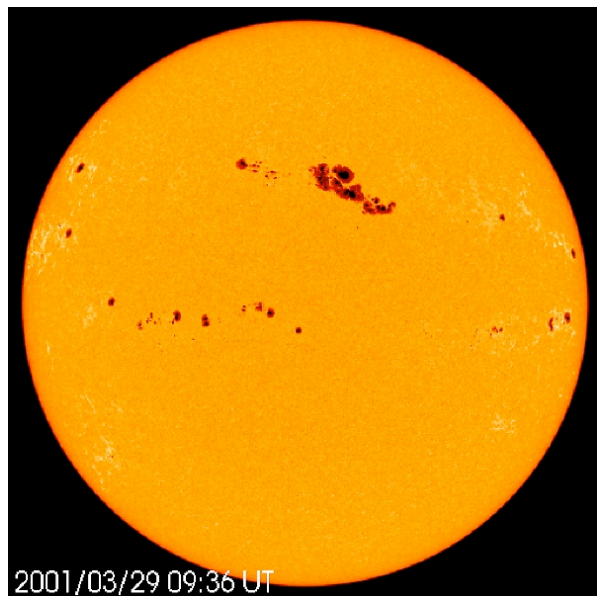
Overflaten av sola har ikke en slik skarp grense slik som planetene har. Solas radius måles fra dens sentrum til kanten av fotosfæren, som er det lag der gassene er for kalde til å stråle ut store mengder energi. I de ytterste delene av sola avtar gassenes tetthet nesten eksponensielt med økende avstand fra solas sentrum. Fotosfæren er den delen av overflaten som er tydeligst synlig med øynene.

Det indre av sola, kjernen, kan ikke observeres direkte og er ugjennomtrengelig for elektromagnetisk stråling. I området fra omkring 0,2 til omkring 0,7 solradier er massen varm og tett nok til å transportere den intense varmen fra kjernen utover via stråling. I denne sonen, som kalles strålingssonen, er det ingen termisk konveksjon. Solas ytre lag, fra 0,7 til

1,0 radier, kalles *konveksjonslaget*. Her er plasmaen ikke tett eller varm nok for å transportere varmen utover via stråling. Men det opptrer en varmekonveksjon som fører varm masse til solas overflate. Varmesøylene som konveksjonen danner, viser seg i varmere og mer lyssterke områder på overflaten. Den turbulente konveksjonen virker som en dynamo og gir magnetiske nord- og sydpoler overalt på soloverflaten.

*Kromosfæren* ligger over fotosfæren og strekker seg 10-15 000 km ut. Den er relativt transparent og består stort sett av hydrogen. Rett før og etter totale solformørkelser kan vi se kromosfæren som et svakt dyprødt skinn fra reemisjon fra fotoner av hydrogen. Laget over er *koronaen* som sammen med kromosfæren utgjør solas atmosfære. Den kommer til syne som et skinnende slør ved total solformørkelse. Den består av plasma med 85 % hydrogen, 4 % helium og en mengde andre atomer samt frie elektroner.

Koronaen går gradvis over i magnetosfæren (se nedenfor), uten noen klar grense. Heliosfæren strekker seg fra cirka 20 solradier til solsystemets ytterste grenser. Innenfor denne strømmer en solvind av ladede partikler som frigjøres fra koronaens plasma. Partiklene har samme sammensetning som koronaen (ionisert helium og hydrogen og små mengder andre stoffer samt elektroner).



**Fig. 1:** En ekstra stor gruppe med solflekker fra 30. mars 2001. Arealet innen den største gruppen dekker mer enn 13 ganger jordens overflate.  
<http://sohowww.nascom.nasa.gov/gallery/images/bigspotfd.html>

Når sola ses gjennom et passende filter, ser vi solflekkene som mørkere områder. Områdene er tydelig avgrenset på overflaten og er mørke på grunn av lavere temperatur, 1000-1500 °C kaldere enn mesteparten av den øvrige soloverflaten. Solflekkene er kalde fordi intens magnetisk aktivitet hindrer konveksjonen slik at energitransporten til overflaten blir redusert. De største solflekkene kan i tverrsnitt være titusenvs av kilometer.

Synlige flekker overlever gjerne fra noen timer (små flekker) til dager og uker. En sjelden gang kan en stor flekk overleve i noen måneder. Solflekker kan opptre alene, men vi finner dem ofte i grupper (Fig. 1). En typisk gruppe består av to hovedflekker og omtrent 10 flekker totalt. De mest markerte flekkene finner vi gjerne litt nærmere solekvator enn de andre.

Den store magnetiske aktiviteten knyttet til solflekker gir opphav til sekundære fenomen som fakler, koronalooper (coronal loops<sup>24</sup>) og andre magnetiske hendelser (magnetic reconnection<sup>25</sup>). De fleste slike *solutbrudd* (solar flares<sup>26</sup>) og masseutbrudd i koronaen (coronal mass ejection<sup>27</sup>) oppstår i magnetisk aktive områder rundt grupper av solflekker.

Merkelig nok er energistrålingen fra sola til verdensrommet kraftigere når det er stor solflekkaktivitet. Dette skyldes de sekundære fenomenene, spesielt faklene, som er områder på sola som lyser vesentlig sterkere enn resten av overflaten. De er lettest å observere med egnet kikkert nær randen av sola. Vi ser dem der som tynne, uregelmessige "streker" mot de mørke omgivelsene. Vi finner dem gjerne i og nær grupper av solflekker, ofte på grensene mellom store solflekker hvor magnetfeltene blir spesielt sterke. Faklene lever fra minutter til timer, og det utvikles nye hele tiden. Lysøkningen fra faklene er tydeligvis større enn lystapet fra solflekkene. Slik er TSI høyest ved solmaksimum da antall solflekker har sitt maksimum.

Antall solflekker varierer sterkt fra et område på sola til et annet. Solflekkaktiviteten kan måles ved antall solflekker som hele tiden finnes på sola. Flere ulike metoder er brukt for å beregne dette tallet. Gjennomsnittet for hele måneder gir et godt bilde av aktiviteten, for på denne tiden har sola gjort omtrent en full rotasjon.

Solflekkaktiviteten varierer raskt fra måned til måned, de mest regulære variasjonene skjer over solflekksyklusen. I denne perioden øker antall solflekker fra nesten ingen til et høyt antall, for så å avta til nesten null igjen. Solaktiviteten kan variere mye fra en solperiode til den neste. Slik variasjon kan være i en bestemt retning og gi trender i TSI over mange solsykler.

I januar 2007 gikk vi inn i en ny solflekksyklus. Solforskere forsøker å varsle styrken på kommende perioder. For eksempel kunne en lese i avisene at den nye syklusen vil bli mye sterkere enn den forrige. Men til nå har det motsatte skjedd, minimumet har vart lengre enn noen gang i målingene. Det er ennå uklart hvor stor forutsigbarhet det er for å varsle styrken på solsyklusen. Trolig er den meget begrenset. En russisk forsker mener å kunne varsle lavere solaktivitet, ikke bare for innværende syklus, men for resten av hundreåret<sup>28</sup>

## Solvind

Sola sender en sterk strøm av elektrisk ladde partikler ut i verdensrommet. Denne strømmen går under navnet *solvinden*. Den består for det meste av elektroner og protoner med høy energi, partikler som er i stand til slippe unna solas gravitasjon på grunn av høy temperatur i solas ytre overflate og den høye kinetiske energien partiklene oppnår gjennom prosesser som ennå ikke er godt forstått. Hastigheten er typisk 300-500 km/s når partiklene passerer jorda, men solvinden kan være helt oppe i over 800 km/s i "stormbygene" ved spesielt sterk solaktivitet.

Flere fenomen er knyttet direkte til solvinden, slik som geomagnetiske stormer<sup>29</sup>, som er sterke utbrudd av røntgenstråling, nordlys<sup>30</sup> og halen til kometer, som alltid peker bort fra sola.

Jordas magnetfelt påvirker og styrer partikkelstrømmen fra sola. Jordas *magnetosfære*<sup>31</sup> (også kalt heliosfære) er et område i verdensrommet med en utstrekning bestemt av jordas interne magnetiske felt og plasma og solvinden. I magnetosfæren fins det en blanding av ioner og elektroner fra solvinden og jordas ionosfære<sup>32</sup>. På tross av navnet sfære er magnetosfæren på ingen måte kuleformet. På den siden som vender mot sola er distansen til ytre grense omtrent 70 000 km, en anstand som varierer med solvinden.

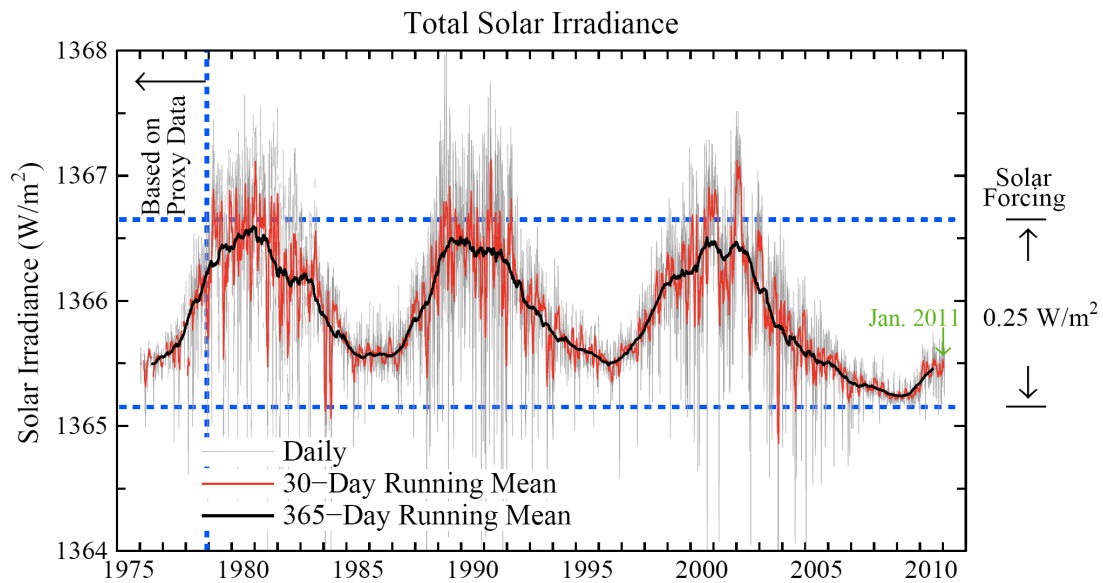
Solvinden bestemmer formen på jordas magnetosfære. Slik kan fluktuasjoner i solvinden gi sterk påvirkning på hvordan magnetosfæren varierer i utstrekning og form. Variasjonene i solvinden og fenomener i magnetosfæren går under navnet *space weather* på engelsk<sup>33</sup>.

Jorda er beskyttet fra solvinden ved sitt magnetfelt, som bøyer av ladede partikler. Men magnetfeltet tjener også som en overføringskanal for elektronisk energi til jordas øvre atmosfære, ionosfæren. Vi merker solvinden når den er sterk nok til å gi nordlys og geomagnetiske stormer. Nordlys varmer opp ionosfæren slik at dens plasma utvides til magnetosfæren. Slik kan stoff i atmosfæren forsvinne ut i solvinden. Geomagnetiske stormer oppstår når trykket av plasma innen magnetosfæren er tilstrekkelig stort til å påvirke jordens magnetiske felt.

Geomagnetiske stormer kan skade både astronauter og måleinstrumenter ombord i satellitter. Derfor reduseres bemannede romferder betydelig nær solflekkmaksimum da stormene er mest aktive. Stormene kan gi kraftige utladninger som kan skade elektriske instrumenter på jordoverflaten. Det fins eksempler på at kraftforsyning er blitt slått ut og radiokommunikasjon gjort vanskelig over store områder som følge av slike utladninger. Med vår store avhengighet av satellitter til kommunikasjon, navigasjon etc., er det viktig å kunne forutsi kraftig solaktivitet, slik at instrumenter og folk kan beskyttes.

## 2.2 Rekonstruksjon av solaktivitet

Det er altså variasjoner i de lyse og mørke magnetiske områdene – faklene og solflekkenene – som gir solvariasjoner. Til sammen utgjør faklene de lyse komponentene i det magnetiske feltet, de kan kalles magnetiske lysflekker. Et avvik i TSI henger sammen med hvor mange mørke og lyse områder som fins og hvor stor lyskontrast flekkene gir. Slik bidrar hver lys eller mørk flekk til en variasjon i TSI som er lik produktet av dets areal på solskiva og dets fotometriske kontrast relativt til omgivelser uten slike flekker. Det fins data for hvordan arealene og kontrastene for sol- og lysflekker varierer. Ut fra disse dataene er det utviklet empiriske estimat for hvordan TSI har variert over tid. Nøyaktigheten i disse estimatene testes mot målinger av TSI siden 1979 (fig. 2). Estimaten forklarer over 80 % av variansen i tidsserien for målingene av TSI<sup>7 8</sup>. Dette betyr at bidrag til variasjonene er små fra områder på solskiva utenfor lys- og solflekkenene. Eller sagt på en annen måte, kjenner vi til variasjonene i antall og styrke på lys- og solflekker, kjenner vi variasjonene i TSI.



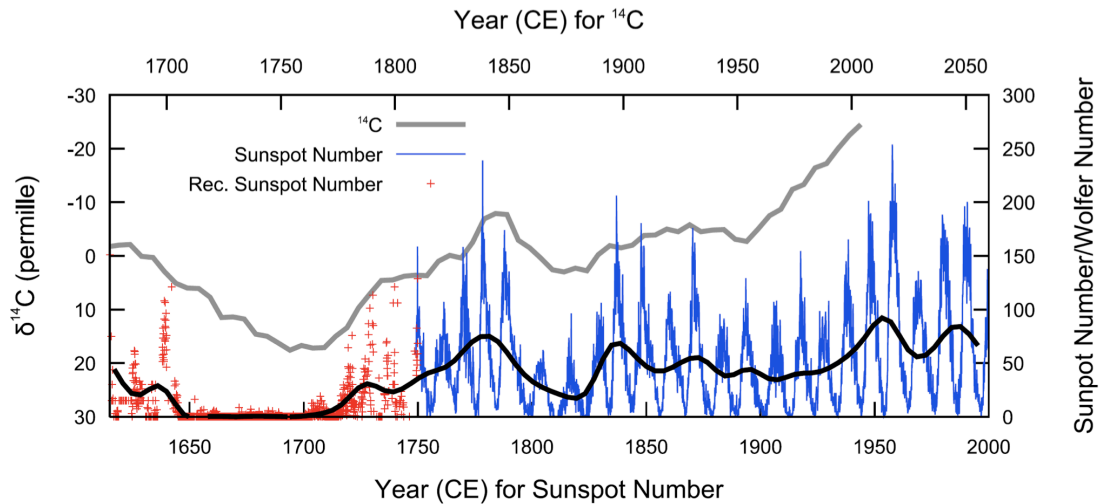
**Fig. 2:** Satellittmålinger (daglige, månedlige og årlige) av solar irradians gjennom tre solsykluser. Til høyre er strålingspådrivet over en solsyklus. Datakilde: Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos, World Radiation Center. Oppdateres på <http://www.columbia.edu/~mhs119/Solar/>

Antall solflekker ved maksimum innen en solsyklus kan variere betydelig fra syklus til syklus uten at grunnen til dette er helt forstått. Det var f.eks. nesten ingen solflekker under Maunder minimum da den lille istid var på det kaldeste (fig. 3). Det var uvanlig sterke solflekker ved maksimum i solsyklusene i store deler av det forrige århundret. Om en uttrykker aktiviteten som et areal i prosent av den synlige halvkula, har maksimal aktivitet innen syklusene variert fra 0,2 % i 1880-årene til litt over 0,5 % like før 1960. Fra 1872 og fram til 1950-årene var det en ganske jevn økning. Deretter har det vært relativt små variasjoner<sup>8</sup>.

Den empiriske relasjonen mellom variasjoner i TSI og de lyse og mørke flekkene er altså etablert gjennom tre perioder med små variasjoner i solaktiviteten fra periode til periode. Kan denne relasjonen holde når den anvendes på perioder med mye mindre solaktivitet eller i perioder med større aktivitet? Generelt bør slike empiriske relasjoner ikke ekstrapoleres til variasjonsområder utenfor de data de blir utviklet på. Data om sol- og lysflekker har en bare for vel hundre år tilbake i tid. Før den tid har en stort sett bare data om solflekke. Om de eldste dataene skal kunne anvendes til estimat for solvariasjon, må det være en fast balanse mellom antall solflekker og lysflekker. I hvor stor grad holder en slik sammenheng, funnet i dagens data, seg over tid? Usikre svar på slike spørsmål fører avgjort til usikkerhet i rekonstruksjoner av solaktiviteten uttrykt i variasjoner i TSI (se fig. 2 og 3).



## Sunspot activity and $\delta^{14}\text{C}$

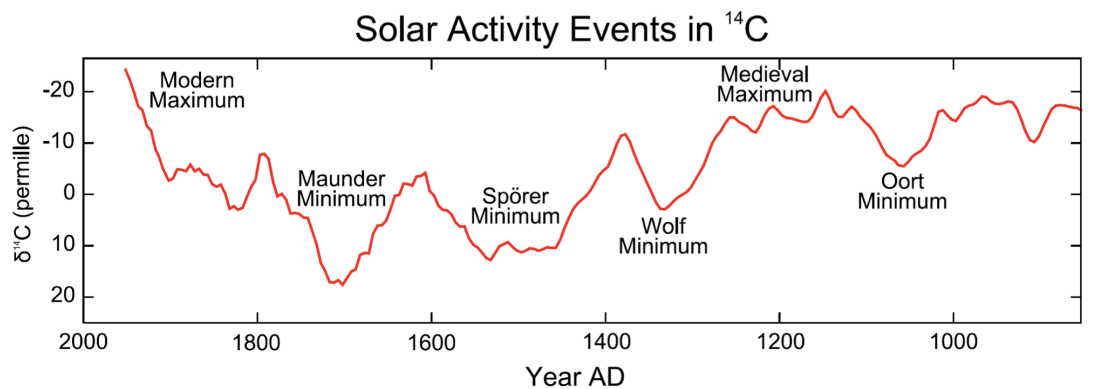


**Fig. 3:** Observasjoner av tallet solflekker (blå kurve) og rekonstruerte tall (rødt). Den svarte kurva gir utslagene når 11-årsyklussen er tatt bort. I tillegg vises en kurve for  $^{14}\text{C}$  (invertert). Det er omtrent en forsinkelse på 60 år mellom tallet for solflekker og endringene i radiokarbon. [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_variation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation)

Dersom bare solvariasjoner gir pådriv på klimasystemet, kunne i prinsippet observerte klimavariasjoner tilbake i tid gi indikasjoner om TSI-variasjoner. Men relasjoner mellom TSI- og klimavariasjoner er komplekse og i hvert fall avhengig av at klimasensitiviteten er kjent. I tillegg, det som fins av rekonstruksjoner tilbake i tid av klimavariabel som temperatur, er beheftet med betydelig usikkerhet. Mangelfull kunnskap om hvor store interne klimavariasjoner vi kan ha uten ytre pådriv, bidrar til å gjøre slike sammenlikninger vanskeligere.

Det foreligger rekonstruksjoner av TSI basert på nettoeffekten av sol- og lysflekker. De første rekonstruksjonene kom på 1990-tallet. På grunnlag av disse arbeidene estimerte IPCC 2001<sup>34</sup> et strålingspådriv siden Maunder minimum på  $0,25 \text{ W/m}^2$  som tilsvarer en endring i TSI på cirka  $1 \text{ W/m}^2$ . Den vitenskapelige forståelsen for dette pådrivet ble vurdert til å være svært lav. Et vanskelig spørsmål er hvor store variasjonsbredder det fins for solaktivitet. De første rekonstruksjonene brukte blant annen rådende kunnskap om dette fra studier av stjerner som likner på sola. I tillegg ble det brukt data for jordmagnetisme og isotoper i atmosfæren kontrollert av galaktisk kosmisk stråling. Det er blitt stilt spørsmål ved hvor relevante slike data er for å uttrykke solaktiviteten. De nyeste rekonstruksjonene har revurdert kunnskapen, og de nyeste rekonstruksjonene baserer seg på en modell for solaktivitet (magnetisk fluksvariasjon) som ikke tar med data om jordmagnetisme, tidligere antakelser om magnetisk aktivitet på stjerner og isotoper produsert ved kosmisk stråling<sup>8</sup>. I stedet brukes oppdatert kunnskap om sammenhengen mellom solvariasjoner og fysiske prosesser på sola og nye vurderinger om mulige variasjoner fra studier av stjerner som ligner på sola. Da kommer en fram til mindre endringer i TSI siden Maunder minimum. IPCC vurderer den nyeste forskningen og gir et mindre pådriv enn tidligere:  $0,12 \text{ W/m}^2$  med feilgrenser mellom  $0,06$  og  $0,30 \text{ W/m}^2$ . Den vitenskapelige kunnskapen regnes nå å være litt

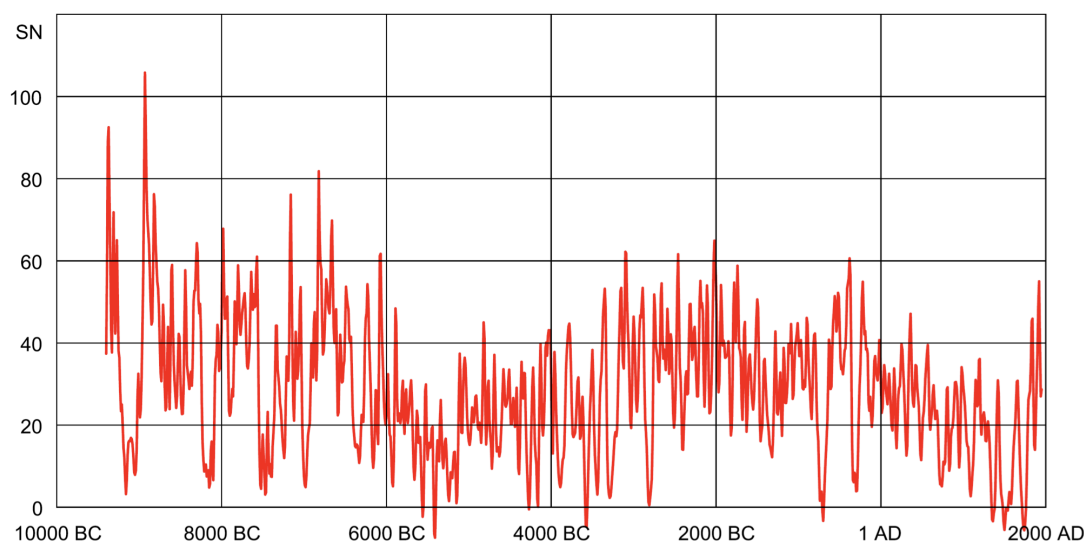
høyere enn i 2001, men ikke større enn at vurderingen er endret fra meget lav til lav vitenskapelig forståelse. En regner at variasjoner i TSI, bare basert på solflekkobservasjoner, kan ha en feil opp til 30 % for variasjonene innen en tilfeldig solsyklus<sup>7</sup>. Selv om variasjonene i TSI utvilsomt er små, gir rekonstruksjonene tilbake til 1600-tallet likevel interessante variasjoner.



**Fig. 4:** Variasjoner i solaraktivitet slik de framkommer i målinger av radiokarbon (tidsakse mot venstre). De største utslagene har fått navn. Verdier for siste 50 år er ikke vist.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_variation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation)

Rekonstruksjoner lengre tilbake baserer seg på tidsserier for *kosmogene isotoper*: <sup>14</sup>C og/eller <sup>10</sup>Be (Fig. 4 og 5). Tidsserier for disse isotopene gir nye usikkerheter. De produseres i jordas atmosfære direkte ved partikkelstråling fra sola. For dagens nivå på solvariasjonen produseres isotopene hovedsakelig ved høyenergetisk galaktisk kosmisk stråling, dvs. partikkelstråling fra verdensrommet utenfor solsystemet. Berylliumisotopen dannes ved at kosmisk stråling treffer atomer av O, N og Ar i atmosfæren. Carbonisotopen blir produsert ved termale nøytroner generert ved kosmisk stråling i vekselvirkning med N. Isotopene detekteres i ulike reservoar, for eksempel gamle trestammer for <sup>14</sup>C og iskjerner og havsediment for <sup>10</sup>Be. Hvordan de to isotopene transporteres og avsettes i slike reservoar er svært forskjellig. Dette reduserer sannsynligheten for at forekomst av de to isotopene i sine respektive reservoar er influert på samme måte av klima. Eventuelle korrelasjoner mellom begge isotopene og klimaendringer skyldes den ene fellesnevner de har ved produksjon, kosmisk stråling.

På tidskalaer relevante for klimavariasjoner – fra dekadere og oppover – er solaktivitet den dominerende årsak til variasjon i fluks av kosmisk stråling fra verdensrommet. Grunnen til dette er at solvinden hindrer partikkelstrålingen fra verdensrommet i ulik grad etter som solaktiviteten varierer. Effektiviteten for denne hindringen avhenger altså av partikkelstråling fra åpne magnetiske felt i rolige områder på sola og hendelser som fakler og utfloed av masse i solas korona. Men selv om denne hindringen stort sett øker med det generelle nivået på solaktiviteten, varierer isotopnivået i atmosfæren bare omtrentlig med sol- og lysflekken som driver variasjonene i TSI. I lys av dette er det urealistisk å vente en fast relasjon mellom variasjoner i produksjonsraten for <sup>10</sup>Be og TSI over for eksempel det de siste 1000 år.



**Fig. 5:** Rekonstruksjon av solaraktivitet over 11400 år (holosen). SN er tall for solflekker.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_variation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation)

Noen studier av kosmologiske isotoper<sup>35 36</sup> indikerer at solaktiviteten gjennom 1100-tallet – det solare middelaldermaksimum - var omtrent lik som aktiviteten de siste 50 år som regnes som det moderne solare maksimum. Spektralanalyse av isotopdata antyder at det kan være sykler relatert til solaktivitet nær 90, 200 og 2300 år. Men det fins ingen gode fysiske forklaringer på slike svinginger og en har ingen sikre indikasjoner på at slike variasjoner har gitt tilsvarende klimaendringer. Men som vi skal se senere, fins det studier som relaterer klimavariasjoner gjennom holosen til variasjoner en finner i isotopdataene.

### 2.3 Solvariasjon og klimavariasjoner i stratosfæren.

Det hersker liten tvil om at solvariasjoner påvirker jordas atmosfære. For eksempel er det velkjent at nordlyset er sterkest når solaktiviteten er på topp. Petter Dass virket under store deler av Maunder Minimum da det var svært liten solaktivitet. Han nevner ikke nordlyset i sitt forfatterskap, som blant annet omfatter beskrivelser av natur og folkeliv i Nordland. En mener at årsaken kan ligge i at det sjelden ble observert nordlys på denne tiden.

Påvirkningen når også stratosfæren, men mekanismene som styrer den er ennå ikke fullt ut forstått<sup>37</sup>. Mye forskning er utført av tyskere i Berlin under ledelse av Karin Labitzke. Disse forskerne har studert samvariasjon mellom solsyklusen og den polare virvelen i stratosfæren, som på nordlige halvkule kan oppfattes som den arktiske oscillasjon (AO) i dette laget. Labitzke foreslo allerede i 1982 at sola påvirker intensiteten på AO i stratosfæren om vinteren. Hun fant også at fasen på QBO<sup>38</sup> er viktig for dette signalet. QBO er en oscillasjon i atmosfæren som er best observert i stratosfæren over ekvator. Den er karakterisert ved at vindretningen enten er østlig eller vestlig. Perioden på svingningen varierer, men er i middel 28 måneder. QBO påvirker det solare signalet i stratosfærevirvelen, og det har vist seg nødvendig å dele de data som fins inn i år der QBO er i sin vestlige eller sin østlige fase.

Labitzke og hennes medarbeidere har nå studert slike samvariasjoner for en periode på 65 år fra 1942, et tidsrom som dekker 6,5 solare sykluser<sup>39</sup>. For solvariasjonen har de brukt

månedlige verdier av såkalt 10,7 cm solar fluks. Dette er målinger på bakken siden 1947 av solar stråling ved en bølgelengde på 10,7 cm. Disse målingene korrelerer godt med solvariasjonen, dvs. med observasjoner av sol- og lysflekker. For perioden 1942 til 1947 har derfor kunne bruke en empirisk relasjon mellom strålingen i 10,7 cm og solflekken. QBO er bestemt ved radiosonderinger i tropene. Som data for sirkulasjonen i stratosfæren har en brukt reanalyser etter 1948 og analyser av stratosfæresirkulasjonen utført i Berlin fra 1942 til 1948.

Stratosfæresirkulasjonen i Arktis har langt større variasjon om vinteren enn om sommeren. En merker seg også at variasjonen er mye større i Arktis enn i Antarktis. Den store variasjonen i Arktis skyldes det vi kaller Major Mid-Winter Warmings (MMWs)<sup>40</sup>, dvs. spesielle hendelser som bryter ned stratosfærevirvelen. Slik er virvelen noen ganger velutviklet og noen ganger brutt ned, og slik blir det store variasjoner over tid. Over Antarktis opptrer liknende hendelser bare som mindre kraftige hendelser høyere oppe i stratosfæren.

Påvirkningen av solvariasjonen på stratosfærevirvelen har motsatt fortegn for de to fasene av QBO. Korrelasjonene er klarest for vestlig QBO. Da er stratosfærevirvelen sterkest (sammen med lavest temperatur) ved lav solaktivitet og svakest (høyest temperatur) ved sterk solaktivitet. Det er tydelig at den svake sirkulasjonen ved sterk solaktivitet skyldes stort innslag av MMWer. Ved svak solaktivitet opptrer ikke slike hendelser. Ved østlig QBO øker imidlertid styrken på stratosfærevirvelen med økende solaktivitet. Innslaget av MMWs er ikke like tydelig som for vestlig QBO, men det opptrer flere ved lav solaktivitet enn ved sterk.

Disse variasjonene når ned til tropopausen (omtrent til flaten for 300 hPa på våre bredder). De store og til dels uløste spørsmålene gjelder de fysiske prosessene bak disse signalene og om de har betydning for *troposfæren* og været ved jordoverflata.

En oppvarming i Arktis tyder på nedsynkende luft og en sterkere meridional sirkulasjon (Brewer-Dobson Circulation; BDC)<sup>41</sup>. I samsvar med dette finner forskerne i Berlin en styrking av BDC om vinteren ved høy solar fluks for vestlig QBO. Igjen er denne styrkingen knyttet til mange MMWer. I østfasen av QBO finner en motsatt en svekking av BDC ved solar maksimum.

MMWs blir også kalt plutselige oppvarminger av stratosfæren (sudden stratospheric warmings). En oppvarming, noen ganger på flere titals grader, kan finne sted over noen få dager, og slik brytes polarvirvelen ned. Noen ganger kan faktisk sirkulasjonen snus fra vestlig til østlig vind. I en vanlig vinter på nordlige halvkule skjer det flere middels store oppvarminger, mens en stor oppvarming inntreffer omtrent hvert andre år. Det fins teori for at årsaken til oppvarmingene skjer i troposfæren. Her er topografi og temperaturkontraster mellom land og hav årsak til generering av lange Rossbybølger (bølgetall en eller 2 rundt en breddegrad). Disse bølgene kan forplante seg vertikalt til stratosfæren. Her kan de bryte og gi turbulens og slik avgi varme ved dissipasjon som fører til retardasjon av vintervirvelen.

## 2.4 Ultrafiolett stråling og jordas klima

Cirka 98 % av den kortbølgede solstrålingen har bølglengder mellom 0,3 og 4,0  $\mu\text{m}$ , cirka 38 % ligger i det synlige intervallet fra 0,4 til 0,7  $\mu\text{m}$ . Maksimum energi per bølglendeintervall er ved 0,48  $\mu\text{m}$ . Det fiolette lyset har minst bølglengde av det synlige lyset. Stråling med lavere bølglengde enn det fiolette lyset kalles ultrafiolett stråling eller UV-stråling. Øvre grense for UV-stråling er ved en bølglengde på 0,4  $\mu\text{m}$ , dvs. 400 nanometer (nm; 1000 nm er lik 1  $\mu\text{m}$ ). En deler gjerne UV-stråling i tre ulike spektralbånd: UVA for båndet 320 til 400 nm, UVB for 280 til 320 nm og UVC for stråling med bølglengder lavere enn 280 nm. Satellittmålingene overvåker strålingen ned til 120 nm<sup>8</sup>.

Strålingsenergien per foton øker etter som bølgefrequensen øker (bølglengden minker). Det viser seg derfor at UV-stråling med lav bølglengde (UVB, UVC) kan være kreftfremkallende for mennesker. Men det meste av denne strålingen absorberes i atmosfærens ozonlag i stratosfæren. Således er 98,7 % av UV-strålingen som treffer jordoverflaten UVA<sup>42</sup>.

Energien i solstrålingen avtar raskt for avtakende bølglengder i UV-området. Bare omtrent en prosent av solas strålingsenergi er ved bølglengder under 300 nm. Den prosentvise variasjonen av UV-stråling er mye større enn for TSI over en solsyklus. På tross av relativt lav energi bidrar UV-stråling til hele 15 % av variasjonene i TSI. Størst energivariasjon finnes likevel for bølglengder mellom 400 og 500 nm, dvs. inn i det synlige spekteret. Ultrafiolett irradians varierer med omtrent 1,5 % fra solar maksimum til minimum (UV mellom 200 og 300 nm). Det fins rekonstruksjoner som estimerer at UV-stråling har økt med så mye som 3 % siden Maunder minimum.

På grunnlag av satellittmålingene summerer IPCC (2007) opp følgende variasjon over en solsyklus: 0,08 % variasjon i TSI, 1,3 % for UV-stråling mellom 200 til 300 nm, 0,2 % mellom 315 og 400 nm, 0,08 % mellom 400 og 700 nm, 0,04 % mellom 700 og 1000 nm og 0,025 % mellom 1000 og 1600 nm.

Ultrafiolett stråling er viktig ved dannelsen og endring av ozon i stratosfæren og det meste av denne strålingsenergien absorberes i ozonlaget. Etter som UV-stråling varierer over en solsyklus, endres temperaturforholdene i stratosfæren. Slik oppstår det endringer i stratosfærens sirkulasjon ved strålingens påvirkning på mengden av ozon<sup>43</sup>. Målinger viser en økning i totalozon, midlet globalt over stratosfæren, på 2 til 3 % ved maksimum i solsyklusen i forhold til minimum. Økningen gir en temperaturrespons som øker med høyden. Utslaget er mer enn en grad globalt 50 km over jordoverflaten. Hvordan disse variasjonene varierer over kloden i forskjellige høyder i stratosfæren er likevel bare omtrentlig kjent. Videre er variasjonene ikke blitt knyttet på en noenlunde enkel måte til selve pådrivet som UV-strålingen gir.

I de siste årene har det blitt forsket på hvordan variasjoner i ozon påvirker sirkulasjonen i stratosfæren og hvordan endringer i sirkulasjonen i stratosfæren eventuelt kan påvirke på klimaet ved bakken. Vanligvis tenker meteorologer at sirkulasjonen i troposfæren, hvor mesteparten av atmosfærens masse befinner seg, påvirker sirkulasjonen i stratosfæren. Dette skjer ved ulike mekanismer. Strøm over fjell som de skandinaviske fjell transporterer

bølgeenergi opp i stratosfæren hvor bølgene brytes og avgir varme. Som nevnt kan også horisontale bølger på midlere og høye bredder med stor utstrekning (planetære Rossbybølger med en eller to bølger rundt jorda) føre energi fra troposfæren til stratosfæren som vi alt har pekt på. Det er et problem at også endret drivhuseffekt påvirker stratosfæresirkulasjonen. Slik kan det være vanskelig å skille mellom effekten av absorpsjon av UV-stråling ved dannelse av ozon og effekten av økt drivhuseffekt. Noen mener at ettersom høyere UV-stråling gir høyere produksjon av ozon og oppvarming i stratosfæren, leder dette til at vindsystemene både i stratosfæren og troposfæren flyttes nærmere mot polene ved maksimum i solsyklusene. Men etter det vi tidligere lærte om variasjoner i den stratosfæriske vintervirvelen, forstår vi at så enkelt er det nok ikke.

Målinger har vist at unormal sirkulasjon i stratosfæren kan påvirke troposfæren. Slik kan avvik i sirkulasjonen bre seg nedover i atmosfæren på tidsskalaer over noen uker<sup>44</sup>. Men det har vært vanskelig å peke på mekanismer som kan forklare hvordan dette kan skje. Hypoteser er foreslått, men det fins ennå ingen anerkjente forklaringer. Det kan likevel se ut som om de store planetære bølgene kan omfordele varmeenergien på en slik måte at jordas middeltemperatur blir påvirket. Stratosfærisk ozon blir også påvirket av antropogene gassutslipp, slik som klorfluorkarboner (CFC), og det er vanskelig å skille mellom antropogent effekter og effekter av endringer i solstrålingen.

Forskningen har vært konsentrert om variasjoner i ozon og stratosfærisk sirkulasjon over en solsyklus. Det er få arbeider om effekten av UV-stråling på klima over mange solsykluser. En ny rekonstruksjon av ultrafiolett stråling tilbake til 1915 viser liten samvariasjon med rekonstruksjoner av TSI og forbausende liten korrelasjon med global temperatur<sup>45</sup>.

## 2.5 Kosmisk stråling og jordas klima

Som vi har forklart mottar atmosfæren partikkelstråling fra verdensrommet, det vi kaller *galaktisk kosmisk stråling*. Når det er høy solaktivitet, drar partiklene i solvinden med seg solas magnetfelt ut i solsystemet. Slik skjermer magnetfeltene jorda mot kosmisk galaktisk stråling. Dette vil si at solaktiviteten i betydelig grad kontrollerer variasjonene i den kosmiske strålingen som når jorda. Alt fra 1950-tallet har enkelte forskere relatert kosmisk stråling til været<sup>46 47</sup>. I følge den danske astrofysikeren Henrik Svensmark<sup>48</sup> kan den kosmiske strålingen gi partikler i atmosfæren som kan påvirke dannelsen og utbredelsen av lave skyer<sup>49 50 51</sup>. Dersom dette er tilfelle, kan variasjoner i kosmisk stråling påvirke jordas strålingsbalanse gjennom påvirkning på skyene. I følge denne hypotesen vil et sterkere magnetfelt – større solaktivitet - medføre mindre kosmisk stråling. Dette kan da gi færre lave skyer, noe som gir et positivt strålingspådriv, mindre total utstråling, og dermed en oppvarming. Gjennom påvirkning på skyene kan vi slik få et strålingspådriv som ligner på det strålingspådriv antropogene aerosoler gir ved påvirkning på skyene (se senere kapitel).

Problemet er hvordan de små partiklene den kosmiske strålingen gir – mye mindre enn partikler tradisjonell teori finner som kondensasjonskjerner ved dråpedannelse - kan påvirke skyene. En grundig analyse over mulige mekanismer er gitt i en artikkel i *Science*<sup>52</sup>. I år 2000 startet Svensmark et prosjekt for å påvise sammenheng mellom de små partiklene og kondensasjon. I prosjektet inngikk laboratoriemålinger av kjemiske reaksjoner som utløses

når atmosfæren gjennomtrenges av kosmiske stråler. Resultatet viser at de elektroner som frigjøres ved kosmisk stråling fremmer produksjon av aerosoler som kan tjene som kondensasjonskjerner<sup>53</sup>. Svensmark har også skrevet om dette i en bok som han publiserte sammen med Nigel Calder i 2007<sup>54</sup>. Forskerne mener å ha påvist en mekanisme som kan forklare hvordan den kosmiske strålingen kan påvirke dannelsen av skyer og dermed også jordas klima.

Dette resultatet er meget interessant. Det må likevel påpekes at funnene er gjort i et laboratorium, og at vi ennå ikke har bevis for at Svensmarks partikkelforskning holder i atmosfæren. Det er altså ennå ikke vist at kosmisk stråling virkelig produserer større kondensasjonskjerner i atmosfæren. Om dette skulle vise seg å være tilfelle, vet vi heller ikke hvordan slike kjerner virkelig vil påvirke skyene.

Det fins noe forskning som kan støtte Svensmarkshypotesen<sup>8 4455</sup> og som blant annet antyder at kosmisk stråling kan influere elektrifisering av tordenskyer og påvirke flere mikrofysiske mekanismer knyttet til dannelsen av skydråper. Forskningen fortsetter og det kan ikke utelukkes at variasjoner i kosmisk stråling kan påvirke klimaet. Skulle hypotesen bli verifisert, er det viktig å forstå at en slik ny kilde til klimapådriv ikke vil være det eneste pådrivet. For eksempel vil ikke et nytt pådriv på noen måte rive grunnen under sikker kunnskap om økt antropogen drivhuseffekt. Men et nytt pådriv gir en ny mulighet til å forklare historiske klimaendringer.

Fordi Svensmark fant en sammenheng mellom kosmisk stråling og skyer for perioden 1984-1994, er hans hypotese blitt brukt som en alternativ forklaring på den globale oppvarmingen. Vi har vært inne på hvordan den globale middeltemperaturen har økt siden den industrielle revolusjonen. Det skjedde en relativt rask oppvarming før 1940, fulgt av periode med svak nedkjøling. Etter 1970 har temperaturen igjen økt markant. En vesentlig del av oppvarmingen i de siste tiårene forklarer IPCC som et resultat av økt antropogen drivhuseffekt<sup>8</sup>.

Skal hypotesen til Svensmark kunne forklare den globale oppvarmingen, må solaktiviteten ha økt de siste tiårene. I følge Benestad<sup>16</sup> støttet Lockwood m.fl. (1999)<sup>56</sup> opp om dette ved å indikere at solmagnetismen har økt med rundt 40 % siden 1964. Richardson (2002)<sup>57</sup> gikk mot dette og fant ingen vesentlig økning i solmagnetisme siden 1960. De hevdet at den økningen som Lockwood m.fl. fant, var spesiell for dette intervallet. Det har heller ikke vært noen signifikant trend i antall solflekker ved maksimum solaktivitet eller kosmisk stråling siden 1958.

Rasmus Benestad har pekt på at dersom oppvarmingen i følge hypotesen til Svensmark skjer som følge av mindre refleksjon av solenergien, medfører dette større forventet oppvarming om dagen enn om natten. Observasjoner over land viser derimot størst oppvarming om natten. Det er blitt spekulert på om mekanismen Svensmark foreslo er viktigst over hav, men det forklarer ikke hvorfor temperaturen over land har steget fortere enn over hav. Flere forskere satte spørsmålsteget til Svensmarkshypotesen fordi korrelasjonen mellom lave skyer og kosmisk stråling svekkes når seriene forlenges med flere målinger<sup>8</sup>. Enkelte forskere har

også spekulert om den tilsynelatende høye korrelasjonen som Svensmark fant var en tilfeldighet forbundet med El Niño.

Forskere ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo, med professor Jón Egil Kristjánsson i spissen, har blant annet studert skyenes respons på episoder med plutselig minking i fluksen av galaktisk kosmisk stråling, det som kaller Forbushepisoder<sup>58</sup>. De finner ingen signifikant sammenheng mellom slike episoder, da endringene i kosmisk stråling er svært stor, og parametre for skyer.

Et viktig arbeid om trender de siste tiårene i parametre som uttrykker variasjoner i solaktivitet og kosmisk stråling, ble publisert sommeren 2007 av Lockwood og Frölich. Blant annet har de studert trender i det såkalte internasjonale solflekketallet (Wolf number<sup>59</sup>), den såkalte åpne solare fluks beregnet fra den radiale komponent av det interplanetare magnetiske felt, opptelling av tilvekst av neutroner som skyldes kosmisk stråling og endringer i TSI. Trender i disse parametrene sammenholdes med trender i global temperatur for jordoverflaten. Ingen av trendene i disse parametrene over de siste tretti år er slik at solare variasjoner – inkludert kosmisk stråling – kan ha forklare den økningen i global temperatur som er observert.

### Solvariasjon og global overflatetemperatur

Satellitobservasjoner viser et strålingspådriv på  $0,2 \text{ W/m}^2$  mellom maksimum og minimum i solsyklusen (dvs. at endringer i TSI deles på 4, se neste kap., og 30 % trekkes fra for refleksjon). Dette kan vi sammenligne med andre pådriv, slik som strålingspådriv av økt karbondioksid i atmosfæren, omkring  $1,5 \text{ W/m}^2$  siden den industrielle revolusjon (se neste kap.). Men mye av dette pådrivet er allerede "brukt" til å varme opp planeten. Derfor er det mer relevant å sammenligne strålingspådrivet over solsyklusen med planetens energiubalanse, som er omtrent  $0,5 \text{ W/m}^2$  som et gjennomsnitt for de tiårene målingene har funnet sted<sup>60</sup>.

Som diskutert finnes det mekanismer som kan forsterke solpådrivet. James Hansen og hans medarbeidere finner at effekten av et solart pådriv blir redusert med 10 % i forhold til pådriv fra CO<sub>2</sub>, fordi solart pådriv er størst på lave bredder hvor det er liten tilbakekopling fra is og snø<sup>61</sup>. De finner imidlertid at solpådrivet blir økt med 20 % på grunn av stor variasjon ved ultrafiolette bølgelengder. Dermed har vi en netto pådrivseffektivitet på 110 % for solar pådriv relativt til like stort pådriv fra CO<sub>2</sub>. Denne forsterkningen er for liten til å endre vesentlig på vår vurdering av solas rolle for klimaendringer. Men hva med galaktisk kosmisk stråling, kan variasjoner i den gi en indirekte effekt som forsterker solpådrivet? Dette kan vi vurdere fra empiriske data, dvs. målinger av solart pådriv de siste tiårene og observert global overflatetemperatur.

Kurva for observert global temperatur siste hundre år viser ingen tydelig samvariasjon med solar variasjon slik at vi kan se den direkte med øynene. Derimot viser grundige statistiske analyser en klar korrelasjon. Den mest nøyaktige analyse er trolig gjort av KA Kit Tung og Charles Camp<sup>62</sup>. De finner en global oppvarming på  $0,16 \text{ }^\circ\text{C}$  for et solpådriv på  $0,2 \text{ W/m}^2$ ,



eller 3,2 °C for ved dobling av innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren (nesten 4 W/m<sup>2</sup>). Dette er omtrent den klimasensitivitet en finner ved å bruke data fra klimahistorien (se neste kap.)

Men klimasensitivitet basert på data fra klimahistorien gjelder for en klimarespons over lang tid, dvs. etter at havet har hatt tilstrekkelig tid til å bli varmet opp og tilpasse seg pådrivet. Gjennom solarsyklusen på 10 til 12 år, vil temperaturen bare oppnå omtrent 50 % av responsen fram til ny likevekt. Dette betyr at resultatene til Tung og Camp indikerer en pådrivseffektivitet for solpådriv på 200 %. Det kan derfor se ut som om det fins et indirekte pådriv som øker effektiviteten av solpådriv med en faktor på to.

James Hansen har vurdert dataene som ble brukt av Tung og Camp og konkluderer at det effektive klimapådrivet over en solsyklus er et steds mellom 0,2 og 0,4 W/m<sup>2</sup>.

## 2.6 Klimavariasjoner på planeten Mars

Noen mener at klimaendringer på planeten Mars de ti siste åra likner på den globale oppvarmingen på jorda. Skulle det være slik at klimaendringene på Mars og jorda går i takt, er det nærliggende å hevde at de begge skyldes variasjoner i energistrålingen fra sola. Forskning indikerer likevel at de siste klimaendringene har andre og ulike årsaker på de to planetene.

Basert på data fra utstrakt romaktivitet gjennom de siste åra, har vi fått mye ny kunnskap om planetenes atmosfære og klima. Det er blant annet funnet belegg for en regional eller global oppvarming gjennom de ti siste åra på planetene Mars, Pluto, Jupiter og på Neptuns største måned, Triton<sup>63 64</sup>. I pressen er det blitt hevdet at disse funnene medfører at den globale oppvarmingen både på jorda og planetene kan forklares ut fra endringer i solvariasjonen. Økt menneskeskapt drivhuseffekt kan da ikke være hovedårsaken til den observerte globale oppvarmingen på jorda, blir det hevdet. Meningene skriver seg fra uttalelser fra den russiske fysikeren H.I. Abdussamatov, som blant annet skriver<sup>65</sup>: *Parallell global oppvarming --- observert samtidig på Mars og på jorda --- kan bare være en direkte konsekvens av en effekt av en og samme fysiske faktor: en langsiktig endring i solstrålingen.*

Planet Mars er blitt mest utforsket. For eksempel har en nå funnet belegg for hva en tidligere bare hadde en teori for: at Mars gjennomgår langsomme klimaendringer som likner på vekslingen mellom istider og mellomistider på jorda. Slike endringer har sin årsak i langsomme variasjoner i planetenes baner rundt sola. Disse langsomme klimaendringene på Mars og jorda går imidlertid ikke i takt. Slik er det tilfeldig at begge planetene for tiden er inne i en varm periode.

Atmosfæren på Mars er relativt tynn. Trykket ved overflaten – som er et uttrykk for vekten av atmosfæren - er mindre enn en prosent av tilsvarende trykk i jordas atmosfære. Temperaturvariasjonene er store, fra minus 140 °C ved polene om vinteren til pluss 20 °C om sommeren. Atmosfæren består av 95 % karbondioksid (CO<sub>2</sub>) med små spor av oksygen, vann og andre gasser. Det virvles mye støv opp i atmosfæren. Støvpartiklene har en størrelse rundt 1,5 mikrometer og gir planeten en rødlig farge sett fra jorda. Støvskyenes utbredelse varierer mye med karakteristiske støvstormer, som er de kraftigste i solsystemet. Stormene kan dekke små områder, men også vokse til gigantiske stormer som dekker hele planeten.

Året på Mars er omtrent dobbelt så langt som på jorda. Om vinteren ligger polene som på jorda i kontinuerlig mørke. Siden Mars er nærmest sola når det er sommer på den sørlige halvkula, er årstidsvariasjonene mer ekstreme her. Sommertemperaturen i sør kan bli opp til 30 °C høyere enn tilsvarende temperatur i nord. Om vinteren blir overflaten så kald at så mye som 25-30 % av atmosfæren kondenserer til et tykt lag av CO<sub>2</sub>-is (tørris). Når sollyset kommer tilbake etter vinteren, går tørrisen igjen over til CO<sub>2</sub> (ved sublimasjon). Denne prosessen følges av svært kraftige støvstormer. Ved polene fins det kapper av is dannet av vann. Over isen ligger det et lag med tørris, som i nord akkumuleres til cirka en meters tykkelse gjennom vinteren. I sør eksisterer det imidlertid et permanent lag med tørris, omtrent 8 meter tykt<sup>66</sup>.

I 2005 viste data fra NASA at tørriskappen på Mars over polområdene i sør hadde minket markant gjennom tre Mars-somre på rad. En følge av dette var høyere bakkestrykk i atmosfæren og stigende temperaturer, dvs. en kortsiktig global oppvarming. Samtidig ble det observert omfattende støvstormer, og store deler av atmosfæren var dekt av et støvlag. Det er reist spørsmål om oppvarmingen skyldes sterkere solstråling.

Solas stråling blir omhyggelig overvåket av satellitter, slik kjenner vi variasjonene i solstrålingen i detalj for de siste tiårene. Målingene viser at strålingen har endret seg lite siden 1960, men gjennomgått omtrent like store 11-årssyklus. Slik kan, som vi allerede har indikert, endringer i solstrålingen ikke forklare den kraftige globale oppvarmingen på jorda de siste tiårene<sup>8</sup>. På samme måte er det også vanskelig å forklare temperaturøkningen på Mars med denne effekten. Abdussamatov hevder faktisk at intensiteten av solstrålingen har vært minkende siden litt ut på 1990-tallet og at denne utviklingen vil fortsette og slik gi kaldere klima i de neste tiårene. Slik synes han å motsi seg selv.

Den vanligste hypotesen er at de siste temperaturendringene på Mars skyldes endringer i klimasystemets albedo som et resultat av støvstormer. Ved økende utbredelse av støvstormer minker planetens albedo, dvs. at klimasystemet absorberer mer av solstrålingen slik at temperaturen øker. Det ble i 2007 publisert en artikkel i *Nature*<sup>67</sup> som viser at endringer i albedo fra år til år har en sterk innflytelse på været på Mars. Derfor er variasjoner i albedo i det minste en nødvendig komponent for å forklare kortsiktige klimaendringer på Mars. Parallell oppvarming det siste tiåret på Mars og jorda er etter alt å dømme en tilfeldighet. Det må likevel legges til at vår forståelse av klimaendringer på planetene ennå er mangelfull.

## 2.7 Oppsummering

Hva vet vi så om solvariasjoner og klima etter nesten 200 år med forskning? Forbausende lite. Solforskere fra USA og Sveits skrev i 2006 sammen med klimaforskere fra National Center for Atmospheric Research, USA og Hadleysenteret en oversiktsartikkel i *Nature* om solas effekt på jordas klima<sup>7</sup>. I sin konklusjon er de ganske pessimistiske og skriver: *Generelt kan vi ikke finne noe bevis for at variasjoner i solas utstråling har vært store nok for å drive signifikante klimavariasjoner på hundreårsskala, tusenårsskala, ja til og med en tidsskala på en million år. Det trengs bedre rekonstruksjoner av global temperatur og solaraktivitet for videre undersøkelser av tilsynelatende sammenheng mellom klima og solaraktivitet sett over siste tusen år og gjennom holosen, spesielt dersom signaturen for en mulig solar influens er begrenset i rom.*

Forskerne legger likevel til at: *mindre direkte koplinger drevet av solas velkjente variasjon i ultrafiolett fluks og i utbrudd av magnetisert plasma kan likevel stå for korrelasjoner sol-klima som utfordrer forklaringer gitt ved den direkte influens av variasjoner i TSI som blir vurdert her. Likevel, foreslåtte indirekte mekanismer er komplekse og omfatter innviklet vekselvirkning mellom troposferen, stratosferen og til og med høyere luftlag i jordas atmosfære som er mye mindre forstått enn den direkte effekten av strålingspådriv.*

Når det gjelder oppvarmingen de siste tiårene, kan ikke solar variasjon gi noen forklaring. Her tar vi med konklusjonen til Lockwood og Frölich fra 2007<sup>17</sup>. Den er kort og konsis: *Det fins mange interessante paleoklimatologiske studier som antyder at solarvariasjon har hatt en innflytelse på preindustrielt klima. Det fins også noen studier (påvising og årsakstilskrivning av klimaendringer) med globale klimamodeller som antyder at det har vært en påviselig influens av solarvariasjon i den første del av det tjuende århundret og at variasjoner av solare strålingspådriv kan forsterkes ved en eller annen mekanisme som ennå er ukjent. Likevel, disse funnene er ikke relevante for noen debatt om den moderne klimaendringen. Våre resultat viser at den observerte hurtige økningen i global middeltemperatur sett etter 1985 ikke kan tilskrives solar aktivitet samme hva slags mekanisme som inngår og samme hvor mye solarvariasjon blir forsterket.*

Vurderingene til IPCC2007 som omfatter all forskning på området, ikke minst simuleringer av klimaendringer gjennom siste år med klimamodeller, er ikke så pessimistiske når det gjelder solarvariasjoner og klimaendringer. De skriver i sitt tekniske sammendrag side 64<sup>8</sup>: *Det er meget sannsynlig at klimaendringer over minst sju århundrer før 1950 ikke alene skyldes intern klimavariasjon uten pådriv. Studier som påviser og årsakstilskriver klimaendringer indikerer at en betydelig del av preindustriell temperaturvariasjon over dekaner på nordlige halvkule, som en finner i rekonstruksjoner for disse århundrene, meget sannsynlig kan tilskrives naturlige ytre pådriv. Slike pådriv inkluderer episoder med avkjøling som skyldes kjente vulkanutbrudd, som det var flere av enn i det tjuende århundret, og langsiktige variasjoner i solar irradians, slik som redusert stråling gjennom Maunder minimum. Videre, det er sannsynlig at antropogene pådriv bidrog til den tydelige tidlige oppvarmingen i den tjuende århundret. Det er usannsynlig at usikkerhet vil lede til et tilfeldig samsvar mellom rekonstruksjoner av temperatur og rekonstruksjoner av pådriv siden de er beregnet fra uavhengige proskidata. Det fins ikke tilstrekkelig med data for å gjøre en tilsvarende evaluering for sørlige halvkule.*

Med noenlunde sikkerhet vet en at endringer i solaktiviteten kan påvirke jordas klima, men mange mener strålingspådrivene er for små til påvirkning på vanlig måte ut fra den energi disse gir. Hypotesene om hvordan solaktiviteten kan påvirke klimaet indirekte kan alle ha noe rett i seg, men det står mye forskning igjen før vi har sikker kunnskap om deres betydning. Den hypotesen om solaktivitet og klima som virker mest sannsynlig, er knyttet til stratosfærisk ozon. Det ser ut som at skydekket varierer noe i takt med solaktiviteten, men årsaken til dette kan like godt være effekter i stratosfæren som endringer i kosmisk stråling. Det er viktig å påpeke at ulike typer strålingspådriv utmerket godt kan virke samtidig. Derfor rokker ikke eventuell ny kunnskap om solaktivitet og klima på kunnskapen om økt antropogen drivhuseffekt og klima. Selv om klimaet skulle være mer påvirket av

solaktiviteten enn det strålingspådrivene tilsier, gir ikke dette bevis for at de klimaendringene som vi nå ser, er et resultat av endringer i sola.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_variation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_variation)

<sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosphere>

<sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sun>

<sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Corona>

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_cycle)

<sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sunspot>

<sup>7</sup>Foukal et al. 2006. Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. *Nature*, 443,161-166.

<sup>8</sup>Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>9</sup>Camp, Charles D, og Ka Kit Tung 2007. "Surface Warming by the Solar Cycle as Revealed by the Composite Mean Difference Projection," *Geophysical Research Letters* 34 (18. juli): L14703.

<sup>10</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon>

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_core](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core)

<sup>12</sup> Benestad, R. 2002. *Solar Activity and Earth's Climate*. Springer Praxis Books, 2nd edition 2006, 316 pp.

<sup>13</sup> Friis-Christensen, E. and K. Lassen, 1991. Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate, *Science* 254, 698-700.

<sup>14</sup>Laut og Gundermann 2000. Solar cycle lengths and climate: A reference revisited. *J. Geophys. Res.*, 105(A12), 27489-92.

<sup>15</sup>Thejl, P. 1999. On the 10-11 year 'solar' signal in the terrestrial land air temperature. Dansk meteorologisk institutt. DMI report 99-9.

<sup>16</sup> Benestad, R. 2003. Solaktivitet og jordas klima. *Cicerone* 2/2003, 19-22.

<sup>17</sup> Lockwood, M., C. Frölich 2007. Recent oppositely directed trends in solar climate forcings and the global mean surface temperature. *Proc. R.Soc. A*, doi:10.1098 Published online.

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Cosmic\\_ray](http://en.wikipedia.org/wiki/Cosmic_ray)

<sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Plasma\\_%28physics%29](http://en.wikipedia.org/wiki/Plasma_%28physics%29)

<sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Gamma\\_ray](http://en.wikipedia.org/wiki/Gamma_ray)

<sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosphere>

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_flare](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_flare)

<sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_wind](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_wind)

<sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal\\_loop](http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal_loop)

<sup>25</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetic\\_reconnection](http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetic_reconnection)

<sup>26</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_flare](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_flare)

<sup>27</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal\\_mass\\_ejection](http://en.wikipedia.org/wiki/Coronal_mass_ejection)

<sup>28</sup> Abdussamatov, H. 2009. The sun defines the climate. <http://climaterealist.com/>

- <sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Geomagnetic\\_storm](http://en.wikipedia.org/wiki/Geomagnetic_storm)
- <sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Aurora\\_\(astronomy\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Aurora_(astronomy))
- <sup>31</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetosphere>
- <sup>32</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ionosphere>
- <sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Space\\_weather](http://en.wikipedia.org/wiki/Space_weather)
- <sup>34</sup> IPCC, 2001. Climate Change 2001: *The Scientific Basis*. Working Group I contribution to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, 881pp. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>35</sup> Jirikowic, J. L. and Damon, P. E. 1994. The medieval solar activity maximum, *Clim. Change* **26**/3, 309–316.
- <sup>36</sup> Rigozo, N.R. et al. 2001. Reconstruction of Wolf sunspot number on the basis of spectral characteristics and estimates of associated radio flux and solar wind parameters for the last millennium. *Solar Phys.*, 203, 179.
- <sup>37</sup> f. eks. Matthes, K., et al. 2006: The transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JD006283.
- <sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial\\_oscillation](http://en.wikipedia.org/wiki/Quasi-biennial_oscillation)
- <sup>39</sup> Labitzke, K. et al. 2006. Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region - 20 Years later. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15, No. 3, 355-363(9).
- <sup>40</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden\\_stratospheric\\_warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Sudden_stratospheric_warming)
- <sup>41</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Brewer-Dobson\\_circulation](http://en.wikipedia.org/wiki/Brewer-Dobson_circulation)
- <sup>42</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Ultraviolet>
- <sup>43</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)
- <sup>44</sup> Gillett, N.P. & D.W.J. Thompson 2003. Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 302, 273-276.
- <sup>45</sup> Foukal, P. 2002. A comparison of variable solar total and ultraviolet irradiance outputs in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2089, doi:10.1029/2002GL015474.
- <sup>46</sup> Ney, E.P. 1959. Cosmic radiation and the weather. *Nature*, 183, 451-452.
- <sup>47</sup> Dickinson, R.E. 1975. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 1240-1248.
- <sup>48</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Henrik\\_Svensmark](http://en.wikipedia.org/wiki/Henrik_Svensmark)
- <sup>49</sup> Svensmark, H. 1998. Influence of cosmic rays on climate. *Phys. Rev. Lett.*, 81, 5027–5030.
- <sup>50</sup> Svensmark, H. 2000. Cosmic rays and earth's climate. *Space Sci. Rev.*, 93, 175–185.
- <sup>51</sup> Svensmark, H., Friis-Christensen. 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 1225–1232.
- <sup>52</sup> Carslaw, K.S. et al. 2002. Cosmic Rays, Clouds, and Climate. *Science*, 298, 1732 – 1737; se også Grønås, S. 2003. Kosmisk stråling, skyer og klima. *Cicerone* 2/2003, 25-27.
- <sup>53</sup> Svensmark, H. et al. 2007. Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions. *Proceedings of the R. Soc. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 463 (2078): 385–396.
- <sup>54</sup> Svensmark, H, N. Calder, 2007. *The Chilling Stars: A New Theory of Climate Change*, Thriplow: Icon. ISBN 9781840468151.

- <sup>55</sup> Harrison, R.G., Carslaw, K.S. 2003. Ion-aerosol cloud processes in the lower atmosphere, *Reviews of Geophysics*, **41**, pp.1012.
- <sup>56</sup> Lockwood, M., R. Stamper & M. N. Wild 1999. Adoubling of the Sun's coronalmagnetic field during the past 100 years. *Nature* 399, 437-439.
- <sup>57</sup> Richardson 2002. *J. Geophys. Res*, 107, 1304.
- <sup>58</sup> Kristjansson, J.E., et al. 2008. Cosmic rays, cloud condensation nuclei and clouds – a reassessment using MODIS data. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7373-7387.
- <sup>59</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wolf\\_number](http://en.wikipedia.org/wiki/Wolf_number)
- <sup>60</sup> Hansen, J. 2009. *Storm of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, New York, Berlin.
- <sup>61</sup> Hansen, J., M. Sati, R. Ruedy, L. Nazarenko et al. 2005. Efficacy of Climate Forcings. *J. of Geophys. Res.*, 110 (28 september 2005) D18104.
- <sup>62</sup> Tung, K.K., C.D. Camp 2008. Solar cycle warming at the Earth's surface in NCEP and ERA-40 data: A linear discriminant analysis. *J. of Geophys. Res.* 113, D05114.
- <sup>63</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Extraterrestrial\\_atmospheres](http://en.wikipedia.org/wiki/Extraterrestrial_atmospheres)
- <sup>64</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Attribution\\_of\\_recent\\_climate\\_change](http://en.wikipedia.org/wiki/Attribution_of_recent_climate_change)
- <sup>65</sup> Abdussamatov, H. I. 2004. About the long-term coordinated variations of the activity, radius, total irradiance of the Sun and the Earth's climate. *Proceedings of the International Astronomical Union* **223**: 541–542.
- <sup>66</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_of\\_Mars](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_Mars)
- <sup>67</sup> Fenton L.K. et al. 2007. Global warming and climate forcing by recent albedo changes on Mars. *Nature* 446, 646-649.





## VI.3. ATMOSFÆREN SOM DRIVHUS

Vi assosierer gjerne *drivhuseffekten* i atmosfæren med de gode vekstforholdene i et drivhus. Drivhuset mottar varme fra sola nærmest uhindret gjennom glasset, men glasset hindrer for varmetap fra drivhuset slik at vekstklimate blir langt gunstigere enn uten glasset. Glasset luner på flere måter, først og fremst ved å dempe direkte varmekullukser fra huset (isolere) og stenge for *latente varmekullukser* (vanndamp). I atmosfæren er det lufta selv som utgjør "glasset", men isoleringen er ikke knyttet til varmekullukser som i et drivhus, men til at lufta absorberer langbølget stråling fra jordoverflaten og reemitterer energi tilbake til overflaten. I en atmosfære uten denne drivhuseffekten ville middeltemperaturen på jordoverflaten vært så mye som 33 °C kaldere. Dette resultatet finner en i lærebøker i meteorologi, og i undervisningen utfører studentene beregningene som viser dette.

Den franske matematikeren Joseph Fourier (1768-1830) har fått æren av å ha oppdaget at gasser i atmosfæren øker temperaturen ved jordoverflaten<sup>1</sup>. Han etablerte konseptet energibalans for planetene i 1824, dvs. balans mellom stråling fra sola og infrarød stråling fra klimasystemet. Fourier kalte infrarød stråling for "charleur obscure" og forsto at den økte med temperaturen. Men Stefan-Boltzmanns lov ble ikke formulert før femti år senere. Fourier forsto at atmosfæren er nesten gjennomskinnelig for stråling fra sola og at varme fra jordas indre ikke bidrar mye til varmebalansen. Derimot trodde han feilaktig at jorda mottar betydelig med strålingsenergi fra verdensrommet.

Fourier hadde kanskje ikke noen helt klar forståelse av selve drivhuseffekten, men pekte på et fysisk eksperiment som ble gjort fem år tidligere. Her ble det vist at temperaturen i en svart boks som ble utsatt for sollys, økte når det ble lagt en glassplate på toppen av boksen. Teorien om infrarød stråling og atmosfærens drivhuseffekt ble utviklet først 20 år senere av Claude Pouillet (1791-1868)<sup>2</sup> og John Tyndall (1820-1893)<sup>3</sup>. Den som først relaterte endringer i drivhuseffekten til klimaendringer var Svante Arrhenius<sup>4</sup>.

### 3.1 Arrhenius

Den svenske vitenskapsmannen Svante Arrhenius stilte for mer enn 100 år siden spørsmålet om klimavariasjoner på jorda er knyttet til innholdet av *drivhusgasser* i atmosfæren. Drivhuseffekten og CO<sub>2</sub> som drivhusgass var for lengst blitt oppdaget, det var endringene i drivhuseffekten som opptok Arrhenius. Han studerte blant annet effekten av en dobling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren på det globale klimaet. Det samme problemet, som uttrykker klimasystemets sensitivitet (*klimasensitivitet*) slik vi har definert det tidligere, har siden vært debattert som et fundamentalt problem i klimaforskningen<sup>5</sup>.



Svante Arrhenius (1859-1927).

[http://en.wikipedia.org/wiki/Svante\\_Arrhenius](http://en.wikipedia.org/wiki/Svante_Arrhenius)

Arrhenius hadde som så mange forskere på sin tid fagkompetanse innen mange naturvitenskapelige fagdisipliner. Hans doktorgrad fra 1884 var innen elektrokjemi, og mye av hans forskning handlet om elektrisk polarisering. Blant annet arbeidet han med væskers elektriske ledningsevne. Flere vurderte doktorgraden som middelmådig og ikke god nok for en akademisk karriere. Arrhenius hadde likevel tro på sin forskning og sendte doktorarbeidet til noen ledende forskere i Europa. Flere av disse ble imponert over hans arbeid, og han ble hjulpet til en dosentstilling ved Uppsala Universitet. I 1891 fikk han et professorat ved Stockholms Högskola, samme lærested der Vilhelm Bjerknes ble tilsatt som lektor i 1892 og professor i 1895 i anvendt matematikk og teoretisk fysikk.

I 1903 ble Arrhenius den tredje som fikk Nobelprisen i kjemi, og den første svensken som mottok hedersprisen. Han fikk prisen for sitt arbeid innen elektrolyttisk teori om spalting av molekyler og ioner. Samme året publiserte han "Lehrbuch der kosmischen Physik" i to bind, en lærebok i et helt annet forskningsfelt<sup>6</sup>. Som lærebok i en vitenskapelig disiplin som ennå ikke fantes, ble ikke boken lest av mange.

Arrhenius var først og fremst kjemiker og fysiker. Hans tilnærming innen klimaforskning var å benytte kjente vitenskapelige prinsipp for å forklare eksisterende observasjoner. Slik satte han fram hypoteser om årsakene til istider. I 1895 presenterte han arbeidet "On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground" i Stockholms fysiske selskap<sup>7</sup>. Artikkelen beskrev en enkel modell for atmosfærens energibudsjett for å beregne temperaturen ved overflaten, en metode som inkluderte strålingseffekten av drivhusgassene CO<sub>2</sub> og vanndamp. Spesielt beregnet han effekten på temperaturen av endringer i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>. På den måten argumenterte han for at endringer i CO<sub>2</sub> i stor grad kan påvirke jordas klima.

Noen år etter at han mottok nobelprisen ga han ut boka "Värdarnas utveckling" (Worlds in the Making)<sup>8</sup>, en populærvitenskapelig bok som nådde mange lesere. I boka beskrev Arrhenius kjente teorier om hvordan drivhuseffekten gir en varm atmosfære. Hans beregninger demonstrerte blant annet at en atmosfære uten CO<sub>2</sub> vil være mye kaldere. Han viste videre at siden en kaldere atmosfære vil inneholde mindre vanndamp, vil dette forsterke avkjølingen (positiv *klimatilbakekopling* på et negativt pådriv). Han anvendte sine resultater på klimaet på høye bredder og prøvde å forklare istidene.

Arrhenius ga i boka uttrykk for at økende antropogene utslipp av CO<sub>2</sub> ville øke jordas overflatetemperatur. Ut fra dette forutså han at utslippene knyttet til industriens framvekst ville endre klimaet vesentlig innen et par hundre år. En slik endring kunne etter hans mening på mange måter bli fordelaktig for livet på jorda, den kunne blant annet stimulere planteveksten og skape grunnlag for større matproduksjon for en økende befolkning. I tillegg mente han at en slik oppvarming ville hindre en ny istid. På den måten var hans syn svært forskjellig fra den bekymring vi i dag knytter til global oppvarming. Arrhenius estimerte at en dobling av CO<sub>2</sub> ville øke global temperatur med 5-6 °C, altså fant han en større klimasensitivitet enn i anslag fra dagens forskning.

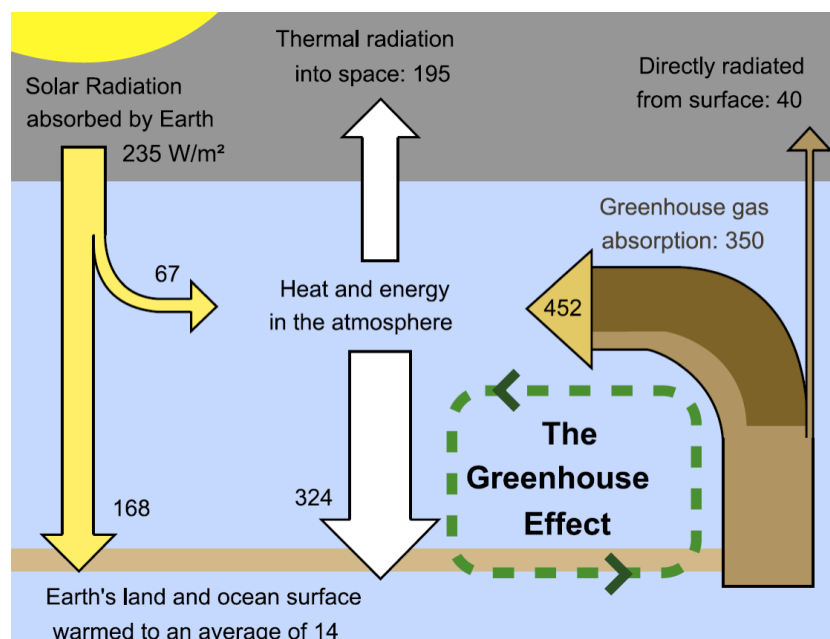
Teorien til Arrhenius møtte motsand, blant annet fra sin landsmann Knut Ångström<sup>9</sup>, professor i fysikk i Uppsala. Han gjorde studier som tydet på at tilføring av mer CO<sub>2</sub> til atmosfæren ikke ville få større betydning på drivhuseffekten<sup>10 11</sup>. Han bidro til en alminnelig oppfatning, som hersket lenge,

om at atmosfæren er mettet med hensyn til absorpsjon av infrarød stråling, utslipp av drivhusgasser og økende innhold av CO<sub>2</sub> i atmosfæren gjør ingen forskjell. Slik var det få forskere som lot seg affisere av Arrhenius' teori om antropogen global oppvarming. Ångström advarte også geologer mot teorien til Arrhenius om årsakene til vekslingene mellom istider og mellomistider. Først etter andre verdenskrigen tok forskere opp igjen studier av stråling knyttet til drivhusgasser, både ved jordoverflaten og i høyere lag av atmosfæren. Det viste seg da at Ångström tok feil<sup>12</sup>. Hans laboratorieeksperimenter var ikke helt relevante for atmosfæren. I dag vet vi at utslippene av CO<sub>2</sub> og andre klimagasser har økt raskere enn det Arrhenius forutså. Så godt som alle aktive klimaforskere mener derfor nå at en antropogen global oppvarming allerede er i gang<sup>13</sup>.

Arrhenius utførte forskning på mange felt og skrev flere bøker for en større krets av lesere: "Människan inför världsgåtan: olika tiders och folks åsikter om världsutvecklingen" (1907), "Stjärnornas öden" (1915) og "Kemien och det moderna livet" (1919)<sup>14</sup>. Han døde i 1927. Som så mange av samtidens forskere gikk han inn for rasehygiene.

### 3.2 Mer om drivhuseffekt og økt drivhuseffekt

Vi har tidligere gitt en kort innføring i stråling og drivhuseffekt<sup>15</sup>, spesielt hva som skjer med *infrarød stråling* (infrarød termalstråling) emittert fra jordas overflate. Molekyler av CO<sub>2</sub>, vanndamp eller andre drivhusgasser absorberer noe av strålingsenergien, og ved kollisjoner med andre luftmolekyler varmes luften opp i de aktuelle lag. Molekylene stråler noe av energien de har absorbert tilbake til jordoverflaten og noe oppover til høyere luftlag. Etter hvert som strålingen når høyere opp, blir atmosfæren tynnere og kaldere. Til sist når strålingsenergien et lag som er så tynt for masse og så kaldt at strålingen slipper ut til verdensrommet.



**Fig. 1:** En skjematisk fremstilling av flyt av energi mellom det ytre rom, jordas atmosfære og jordoverflaten (W/m<sup>2</sup>). Atmosfærens evne til å oppta og resirkulere energi emittert av jordoverflaten er det karakteristiske for drivhuseffekten. (Også vist i Del II) [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

Fluksen oppover emittert av overflaten må ikke bare balansere den solare fluks som absorberes, men også den infrarøde fluks nedover emittert av atmosfæren. Temperaturen i overflaten må derfor innstille seg på en temperatur slik at varmestrålingen balanser summen av innkommende solar og infrarød stråling (Fig. 1).

Hva skjer når vi tilfører mer CO<sub>2</sub> til atmosfæren? La oss se på de øverste lagene, som er så høyt oppe og tynne for masse at det meste av strålingsenergien nedenfra slipper igjennom. Om vi føyer til molekyler av CO<sub>2</sub>, betyr dette at disse lagene absorberer mer av strålingen nedenfra. Dette betyr igjen at høyden, der det meste av strålingsenergien forlater klimasystemet, forskyves høyere opp til lag som er kaldere. Slik avtar strålingen til verdensrommet. Hele planeten vil derfor nå ta opp mer kortbølget energi fra sola enn den stråler ut. Etter som de høyere lagene stråler noe av den absorberte energien nedover, oppvarmes de lavere luftlagene. Oppvarmingen fortsetter inntil de høyeste lagene blir varme nok til å stråle like mye stråling ut til verdensrommet som planeten mottar fra sola. Vi merker oss at i disse lagene er innholdet av vanndamp lite, i motsetning til CO<sub>2</sub> som har et nesten konstant *blandingsforhold* til store høyder grunn av lang oppholdstid i atmosfæren.

Verdensrommet mottar stråling fra alle lag i atmosfæren. Samlet stråling kan observeres fra en satellitt. Om vi måler over lang tid, kan vi finne gjennomsnittlig stråling fra hele klimasystemet. Ved å bruke Stefan-Boltzmanns lov (Del II, kap. 2) kan vi lett gjøre denne strålingen om til en temperatur for et svart legeme. Denne temperaturen blir kalt *effektiv strålingstemperatur* for klimasystemet. Om vi ser på observert gjennomsnittstemperatur fra jordoverflaten gjennom troposfæren - der temperaturgradienten som kjent er 6 grader per kilometer i gjennomsnitt opp til *tropopausen* (se Del II, kap. 1) - finner vi igjen denne effektive temperaturen et steds i den øvre del av troposfæren. Denne høyden fra jordoverflaten blir kalt *høyden for strålingstygdepunktet*.

Fra argumentasjonen over forstår vi at når vi slipper ut mer drivhusgasser til atmosfæren, vil høyden for strålingstygdepunktet øke. Vi kan si at atmosfæren har en viss gjennomtrengelighet – eller tetthet - for infrarød stråling. Denne tettheten bestemmer høyden i atmosfæren der mesteparten av den infrarøde strålingen blir emittert til verdensrommet. Dersom atmosfæren blir strålingsmessig tettere, dvs. mindre gjennomtrengelig for langbølget stråling, vil strålingen til verdensrommet finne sted høyere oppe i atmosfæren, dvs. ved en lavere temperatur, dvs. mindre stråling til verdensrommet. For å oppnå ny strålingsbalanse ved toppen av atmosfæren, må temperaturen i overflaten og i troposfæren varmes opp.

### En enkel modell for drivhuseffekten

Kunnskapen om drivhuseffekten er godt forstått, fullstendig teori ble utviklet for cirka 50 år siden. Nøyaktige strålingsberegninger basert på denne kunnskapen, slik de blant annet utføres i klimamodeller, er kompliserte. For å forstå essensen i drivhuseffekten, anvender vi svært mye enklere matematiske modeller. Vi har forklart drivhuseffekten med ord. I det følgende drister vi oss til å forklare via en enkel matematisk modell. Vi tenker oss at klimasystemet kan forenkles til en global temperatur for overflaten,  $T_s$ , og en temperatur for atmosfæren,  $T_a$  (Fig. 2).

Vi husker vår definisjon på et svart legeme (Del II, kap. 2). Emissivitet er et tall som uttrykker hvor mye et legeme avviker fra et svart legeme<sup>16</sup>, la oss uttrykke den ved symbolet  $\epsilon$ . For et svart legeme er  $\epsilon = 1$  og for andre legemer et tall mellom null og en. La oss anta at jordoverflaten stråler som et svart

legeme og at atmosfæren har en emissivitet  $\epsilon$  for stråling fra jordoverflaten (omtrent lik 0,77). På den måten blir  $\epsilon$  et uttrykk for drivhuseffekten, dvs. et uttrykk for hvor mye av strålingen fra jordoverflaten som atmosfæren absorberer. Vi har definert *solar konstanten* og kalt den TSI (*total solar irradians*). La oss angi klimasystemets *albedo* med  $\alpha$  (omtrent lik 0,3). La oss videre anta at atmosfæren ikke absorberer kortbølget stråling. Vi kan nå sette opp enkle ligninger for strålingsbalansen for jordoverflaten, atmosfæren og for toppen av klimasystemet hver for seg.

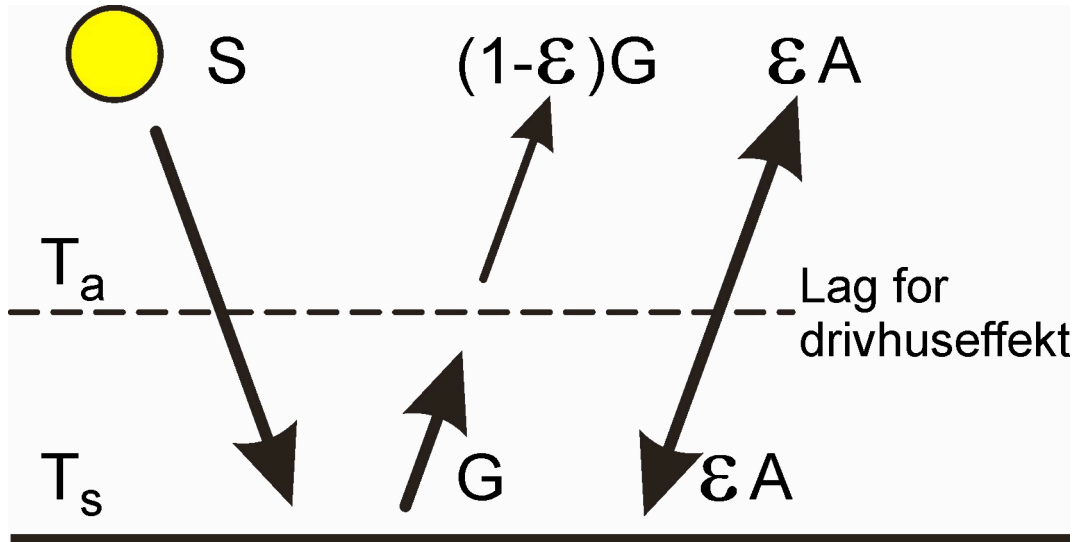


Fig. 2: Figur knyttet til enkel modell (se tekst). Tegnet av Frank Cleveland, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen.

### Overflaten

mottar kortbølget *solstråling* (det samme som ved toppen av atmosfæren):  $(1-\alpha)TSI/4=S$  (må dele med fire for å ta hensyn til at halvparten av jorda ligger i skygge og at strålingen skal fordeles på en halvkule, se kap. 3.3).

Overflaten stråler som et svart legeme:  $\sigma T_s^4=G$ , hvor  $\sigma$  er Stefan-Boltzmanns konstant.

I tillegg mottar overflaten stråling fra atmosfæren:  $\epsilon \sigma T_a^4= \epsilon A$ .

Balanse:  $S + \epsilon A = G$

### Atmosfæren

mottar stråling fra overflaten:  $\epsilon G$

Den stråler oppover:  $\epsilon A$

og nedover:  $\epsilon A$

Balanse:  $\epsilon G = 2 \epsilon A$

### Toppen av atmosfæren:

Fra atmosfæren:  $\epsilon A$

Fra overflaten:  $(1-\epsilon)G$  (det som er igjen når atmosfæren har tatt sitt)

Balanse:  $S = \epsilon A + (1-\epsilon)G$

Fra ligningene kan vi for eksempel lett finne at

$$G=S/(1-0.5 \epsilon)$$

Fra  $G$  kan vi regne ut  $T_s$  ved å bruke Stefan-Boltzmanns ligning. Setter vi inn verdier vi har for  $T_{SI}$ ,  $\alpha$  og  $\varepsilon$ , får vi  $T_s = 288$  K, en realistisk verdi selv med en enkel modell.

Vi kan lett se at strålingen fra overflaten ( $G$ ) øker fra  $S$  til  $2S$  når  $\varepsilon$  øker fra null (ingen drivhuseffekt) til en (maksimum drivhuseffekt). Etter Stefan-Boltzmanns lov vil overflatetemperaturen øke tilsvarende, dvs. at økende drivhuseffekt øker overflatetemperaturen. Det følger av modellen at temperaturen i atmosfæren  $T_a$  er mindre enn temperaturen ved overflaten  $T_s$ . Dette er også en betingelse for å få en drivhuseffekt og stemmer med det som observeres.

Vår modell er sterkt forenklet, f. eks. tar den ikke hensyn til skyer og varmeflukser fra overflaten. Likevel kan den brukes til å illustrere flere sider ved drivhuseffekten. Spesielt kan den brukes til å illustrere hva som skjer om en endrer solstrålingen ( $S$ ) eller drivhuseffekten uttrykt ved emissiviteten  $\varepsilon$ . Slik kan en lett finne hvor sensitiv modellen er for endringer i parametrene den har. Vi kan studere øyeblikkelige små endringer i solstrålingen,  $\Delta S$ , og i drivhuseffekten,  $\Delta\varepsilon$ , under forutsetning av at  $T_s$  og  $T_a$  holdes konstant. På denne måten kan vi definere strålingspådriv fra både sola og fra endret drivhuseffekt og finne en lineær sammenheng mellom strålingspådriv og temperaturforandring. Videre kan vi illustrere at strålingspådriv – om de kommer fra sola eller fra drivhusgasser – har mye den samme effekt på dette enkle klimasystemet.

Klimasystemets stråling oppover ved toppen av atmosfæren satte vi til  $\varepsilon A + (1 - \varepsilon)G$ . La oss omsette strålingen til en effektiv strålingstemperatur for klimasystemet og kalle den  $T_e$ . (bestemmes fra ligningen  $\varepsilon A + (1 - \varepsilon)G = \sigma T_e^4$ ). Anta at drivhuseffekten plutselig øker ved at emissiviteten øker med en positiv verdi  $\Delta\varepsilon$ . Holder vi  $T_s$  og  $T_a$  konstant, er det lett å vise at strålingen på toppen av atmosfæren vil avta. Dette betyr at  $T_e$  vil avta, noe som betyr at vi må lengre opp i troposfæren for å finne den effektive strålingstemperaturen. Modellen gjengir slik en svært viktig generell egenskap ved økt drivhuseffekt: Den flytter den effektive strålingstemperaturen for klimasystemet til en større høyde for strålingstygdepunktet. For å oppnå ny balanse må temperaturene i klimasystemet øke.

## Spektralbånd

Det er kvantemekanikk som gir grunnlaget for å beregne vekselvirkning mellom molekyler og stråling. Det meste av denne vekselvirkningen opptrer når frekvensen til strålingen samsvarer med spektrallinjene til molekylet. Etter kvantemekanikken er dette linjer som bestemmes ved kvanteberegning av vibrasjons- og rotasjonsmodene til molekylet<sup>17 18</sup>. I praksis er det utstrakte spektroskopiske laboratoriemålinger mer enn kvantemekaniske beregninger som gir grunnlaget for de fleste studier og beregninger av strålingsoverføringer i atmosfæren. Grunnlagsdata for strålingsberegner finner en i et utstrakt arkiv for spektralmålinger, kalt HITRAN<sup>19</sup>. Det fører for langt å gi en omfattende innføring om infrarød stråling på molekylnivå for de forskjellige drivhusgasser i atmosfæren, men vi tar med en smule (som mange kan hoppe fordi).

Et foton<sup>20</sup> er i kvantemekanikken et energikvant av elektromagnetisk stråling, en slags lyspartikkel. I vakuum beveger fotoner seg alltid med konstant fart lik lysets hastighet. Absorpsjon ved at ett foton bare vekselvirker med ett molekyl, er relativt liten. Det viser seg at det meste av infrarød absorpsjon i atmosfæren skjer ved kollisjon til to molekyler samtidig. At et foton virker best sammen med to

molekyler, gjør direkte kvantemekaniske beregninger for de typer molekyler som inngår i drivhuseffekten mer utfordrende.

Bredden på en spektrallinje er et viktig element i å forstå dets betydning for absorpsjon av stråling. I atmosfæren bestemmes disse spektralbreddene ved såkalt trykkutbredelse, en utvidelse av bredden på spekteret som skyldes demping i vibrasjoner som følge av energitap ved emisjon og kollisjoner mellom absorberende molekyler<sup>21</sup>.

Vi har sett at de molekyler/atomer som utgjør størstedelen av atmosfæren, oksygen (O<sub>2</sub>), nitrogen (N<sub>2</sub>) og argon (Ar), ikke påvirkes av infrarød stråling. I atmosfæren kan disse molekylene verken absorbere eller emitte. Dette er tilfelle selv om oksygen- og nitrogenmolekyler kan vibrere. Som vi har sett er vanndamp, CO<sub>2</sub> og ozon de dominerende infrarøde absorpsjonsgasser i atmosfæren. Etter det vi lærte om stråling, er det de samme molekylene som er dominerende for emisjon av stråling. For strålingsenergi møtt i atmosfæren har CO<sub>2</sub> og O<sub>3</sub> visse vibrasjonsbevegelser med kvantetilstander som kan stimuleres ved kollisjoner. For eksempel er CO<sub>2</sub> et lineært molekyl, men har en viktig vibrasjonsmode der molekylet "bøyes" med karbonet i midten, som beveger seg i en retning og oksygenet på endene som beveger seg i motsatt retning<sup>22</sup>. Dette gir et såkalt dipolmoment, og slik kan CO<sub>2</sub> absorbere infrarød stråling. Kollisjoner vil umiddelbart overføre denne energien til oppvarming av gassen omkring. På den annen side vil CO<sub>2</sub>-molekylene bli påvirket vibrasjonsmessig av kollisjonene. Omtrent 5 % av CO<sub>2</sub>-molekylene er vibrasjonsmessig påvirket ved romtemperatur, og det er disse 5 % som stråler. En betydelig del av drivhuseffekten som skyldes CO<sub>2</sub>, eksisterer fordi denne vibrasjonen så lett påvirkes av infrarød stråling. CO<sub>2</sub> har to andre vibrasjonsmoder, symmetrisk og asymmetrisk strekking. Den symmetriske strekkingen stråler ikke, og den asymmetriske strekkingen har for høy frekvens for å bli effektivt påvirket av atmosfæriske temperaturkollisjoner, selv om den bidrar til absorpsjon av infrarød stråling.

Vannets vibrasjonsmoder finnes ved for høye energier til å stråle effektivt<sup>23</sup>, men absorber høyfrekvent infrarød stråling. Vanndamp har en bøyd form med et permanent dipolmoment, noe som betyr at infrarødt lys kan emitteres og absorberes gjennom rotasjonsoverganger. Disse overgangene kan også produseres ved energioverføring ved kollisjoner. Skyer er også svært viktige for å absorbere infrarød stråling. Derfor har vann flere effekter på infrarød stråling ved sine ulike faser.

### Mer om strålingsmetning

Anta at vi sender en stråle med en viss styrke, la oss anta en Watt, fra en infrarød lyskilde oppover fra jordoverflaten. La oss tenke oss at strålen kan detekteres og energien måles fra en satellitt. Hvordan forandres signalet om vi øker konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren? Som tidligere antydte, dukker begrepet *strålingsmetning* opp når en diskuterer dette spørsmålet. Ved en mettet tilstand vil tilføring av mer CO<sub>2</sub> ikke lengre ha noen effekt på strålingen. Situasjonen kan illustreres ved å tenke seg et transportbånd som fører en jevn strøm av drops med ulike farger. Ved enden av båndet står en sukkerelsker som bare liker røde drops, og han klarer å få i seg halvparten av disse dropsene. Anta at det kommer til en person med det samme begjæret for røde drops. De to personene vil da få i seg alle de røde dropsene. Om det kommer til flere slike personer, forandrer situasjonen seg ikke. Skal fluksen av drops på båndet minke, må noen spise drops med andre farger.

Det hevdes fortsatt, slik Ångström gjorde det, at CO<sub>2</sub> i atmosfæren er i en slik mettet tilstand for infrarød stråling, slik at høyere innhold ikke gir høyere drivhuseffekt. For å forstå at dette ikke er

korrekt, må vi studere moderne målinger av absorpsjonstakten for CO<sub>2</sub> for infrarød stråling. Denne takten varierer på en innviklet måte som en funksjon av strålingens bølgelengde. For hver bølgelengde vil strålingsmengden som når satellitten, avta raskere enn lineært, dvs. avta eksponensielt, med antallet molekyler av CO<sub>2</sub> som strålen møter. Takten på minkingen bestemmer det vi kaller absorpsjonsfaktoren.

For diskusjonen trenger vi å innføre begrepet *optisk tykkelse* for atmosfæren. La oss anta et visst nivå for CO<sub>2</sub>, for eksempel et førindustrielt nivå, og at vår tenkte stråle, ved en bestemt bølgelengde, blir redusert med en faktor  $1/e$ , dvs. cirka  $1/2,7=0,37$ , noe som betyr at 37 % av strålingen slipper gjennom. Det er vanlig å la slike faktorer uttrykke en optisk tykkelse. En kan for eksempel definere at atmosfæren er optisk tykk for denne faktoren og mindre verdier. La oss doble mengden av CO<sub>2</sub>. Da vil strålingen svekkes med  $1/e \cdot 1/e=0,14$ , dvs. at bare 14 % slipper gjennom atmosfæren. Dersom mengden av CO<sub>2</sub> derimot avtar til det halve, vil strålene bare svekkes til  $1/\sqrt{e}=0,61$ , dvs. en over kvadratroten av  $e$ , og hele 61 % av strålingen slipper gjennom. En slik atmosfære kunne vi kalle optisk tynn. Hvor grensen går mellom optisk tykk og tynn er et definisjonsspørsmål. Vi merker oss at en halvering av CO<sub>2</sub> gir omtrent en like stor strålingseffekt som en dobling. Om en dobling gir et strålingspådriv på nesten  $4 \text{ W/m}^2$ , betyr dette at en firedobling gir et pådriv på nesten  $8 \text{ W/m}^2$ .

Absorpsjonsfaktoren kan beregnes for alle aktuelle bølgelengder og for ulike konsentrasjoner av CO<sub>2</sub> ved å bruke HITRAN. Beregningene kan utføres for ulike temperaturer og trykk. Om en velger et representativt trykk ved havnivå og en temperatur på 20 °C, finner en at CO<sub>2</sub> er mettet for stråling i bølgelengder fra 13,5 til 17,0  $\mu\text{m}$ <sup>24</sup>. Utenfor dette området er atmosfæren ikke mettet. Hva skjer om en tilfører mer CO<sub>2</sub>? Båndet som er mettet vil da bre seg litt ut. Om en for eksempel firedobler konsentrasjonen, vil området som er mettet vides ut til 13,0 til 17,5  $\mu\text{m}$ . Men områdene utenom dette båndet påvirkes lite. I mange bånd vil selv en økning på flere tusen ganger ikke føre til metning.

Etter argumenter i begynnelsen av kapitlet øker likevel drivhuseffekten for denne delen av spekteret hvor atmosfæren kan sies å være mettet for CO<sub>2</sub> og optisk tykk. For strålingen i dette båndet til verdensrommet skjer ved temperaturer som er mye kaldere enn ved overflaten. Slik er strålingen til verdensrommet svært liten sammenlignet med strålingsflukser ved temperaturer ved overflaten. I delene av spekteret som er optisk tynne, stråler atmosfæren derimot omtrent med temperaturer ved overflaten. Vi har sett at en økning i CO<sub>2</sub> betyr en utvidelse av det spektrale området hvor atmosfæren er optisk tykk. Dette betyr at litt av strålingen ved overflaten erstattes med stråling med mindre intensitet i den øvre atmosfære. Slik reduseres strålingstapet til verdensrommet.

Forskere som Ångström kjente ikke til de ulike absorpsjonslinjene i detalj. Heller ikke hvordan slike linjer endrer seg for de ulike gassene når trykket avtar (noe vi ikke har tatt opp). Det ble den gangen heller ikke tatt hensyn til hvor tørr atmosfæren blir i store høyder, noe som gir større relativ betydning til godt blandede gasser som CO<sub>2</sub>. Etter det vi har forklart, vil en økning i drivhusgasser som CO<sub>2</sub> i de høye lagene, der strålingen slipper igjennom, varme opp jorda uavhengig av hvordan absorpsjonen virker. Slik vil tilføring av CO<sub>2</sub> øke drivhuseffekten selv om vi skulle ha en metning for absorpsjon i CO<sub>2</sub> i lavere lag.

Moderne undersøkelser viser likevel at atmosfæren ikke er i nærheten av metning, dvs. det er ikke i nærheten nok CO<sub>2</sub> i atmosfæren til å blokkere det meste av den infrarøde strålingen i de båndene av strålingsspekteret der gassen absorberer.



Hva skal en så svare skeptikere som bruker metningsargumentet mot realiteten i global oppvarming? Her er et svar i fire punkter: 1) *Selv om gasser som CO<sub>2</sub> skulle være mettet for absorpsjon, ville vi likevel få en økt drivhuseffekt, fordi det er absorpsjon i de høyere, tynnere lagene som teller.* 2) *Det er ikke sant at atmosfæren er mettet med hensyn til absorpsjon av CO<sub>2</sub>.* 3) *Vanndamp demper ikke effekten av CO<sub>2</sub>, fordi det er lite vanndamp i de høye, kalde områdene der infrarød stråling slipper ut. Ved slike trykk (høyder) "lekker" i tillegg vanndamp mye mer enn for nedre troposfære.* 4) *Denne kunnskapen ble oppnådd av fysikere for 50 år siden og den nødvendige fysikken, som er svært omfattende, er inkludert i klimamodellene.*

### Relativ betydning av hver drivhusgass

Mange ganger når jeg holder foredrag om klima til lekfolk, sier jeg at atmosfærens drivhuseffekt er godt forstått. Jeg prøver så å angi hvor stor betydning drivhusgassen CO<sub>2</sub> har for drivhuseffekten. Jeg forklarer at betydningen kan regnes ut på flere måter som gir ganske forskjellig prosentvis betydning. Dette er ikke uttrykk for usikkerhet, men skyldes at betydningen av en gass som CO<sub>2</sub> er avhengig av om andre gasser, som vanndamp, er til stede. Igjen skyldes dette at to ulike gasser kan absorbere i samme spektralområdet. Dette er ikke lett å forstå for folk som ikke har studert stråling. Som regel forter jeg meg videre til å diskutere hvor store klimaendringer vi ville få om en tok bort all CO<sub>2</sub> fra atmosfæren og hvor stor oppvarming det kan bli om konsentrasjonen dobles. Det siste er ikke urealistisk innen hundre år (fra den industrielle revolusjon), spesielt om andre gasser som metan gjøres om til ekvivalenter av CO<sub>2</sub><sup>25</sup>. Men først og fremst gir en slik framstilling en god innføring til begrepet klimasensitivitet.

Diskusjon om den relative betydning av de forskjellige drivhusgassene er forvirrende på grunn av overlappingen mellom spektrallinjene til de ulike gassene og utvidingen av absorpsjonslinjene ved det vi kalte trykkutvidelse. Slik kan en altså ikke se på absorpsjon i en gass uavhengig av nærværet av andre gasser. En følge av dette er at det ikke er mulig å gi tall for betydningen av hver gass og så addere bidragene til 100 %.

La oss likevel prøve å estimere den relative betydningen av hver gass. Det enkleste er å bruke strålingsdelen i en klimamodell, men da bare som en endimensjonal modell, dvs. en vertikal akse gjennom atmosfæren med temperatur-, fuktighets- og skyforhold som i det vi kaller en standardatmosfære (gjennomsnittlige verdier for hele kloden). En kan også bruke kompliserte 3-dimensjonale modeller, men resultatene blir ikke så forskjellige om en bruker endimensjonale eller mer kompliserte modeller.

Tar en med skyer, fuktighet og alle de viktigste drivhusgassene, kan vi beregne den totale drivhuseffekten som settes til 100 %. La oss ta bort en av gassene og la de andre bli værende i atmosfæren. Da kan en beregne den prosentvise reduksjon i drivhuseffekten. Siden de gjenværende gassene da har mulighet for å absorbere mer, vil denne framgangsmetoden uttrykke minimumeffekten for den gassen som tas bort.

Bruker en modellen GISS-GCM som endimensjonal modell, tilgjengelig på nettet<sup>26 27</sup>, og tar bort vanndamp, står en igjen med 64 % av drivhuseffekten. Her gjorde vi noe helt ufysisk siden skyer ble værende igjen samtidig som vanndamp ble tatt bort. Regner en likevel slik, utgjør altså vanndamp 36

% av drivhuseffekten. Tar en bort CO<sub>2</sub> på samme måte og lar alle de andre gassene pluss skyer bli igjen, utgjør CO<sub>2</sub> 9 % av drivhuseffekten. Tilsvarende tall for ozon er 3 %. Dersom en etter denne framgangsmåten tar bort både vanndamp og CO<sub>2</sub>, vil en stå igjen med en drivhuseffekt på 47 %, dvs. at vanndamp og CO<sub>2</sub> står for 53 %, som er mer enn de 45 prosentene en får om en adderer tallene vi kom fram til over.

En får helt andre tall om en tar bort alle gasser pluss skyer og står igjen med en enkelt, eventuelt en kombinasjon av flere gasser. Da får denne gassen absorbere fritt uavhengig av overlapping i visse bånd med andre gasser. Slik får en fram den maksimale drivhuseffekten gassen kan ha. Dersom en bare har vanndamp i atmosfæren, vil denne gassen alene stå for 66 % av total drivhuseffekt. Videre, dersom en bare har vanndamp og skyer i atmosfæren, vil drivhuseffekten bli 85 % av den totale effekten i beregninger med den modellen vi valgte. Disse tallene illustrerer den store betydningen av vann i ulike faser. Bruker en samme framgangsmåte og lar CO<sub>2</sub> være den eneste gassen, oppnår en 26 % av den totale drivhuseffekten.

Alt etter framgangsmåten har vi to tall for betydningen av vanndamp: 36 og 66 %, og to tall for CO<sub>2</sub>: 9 og 26 %. Beregningene er omtrentlige. Lar vi gassene være alene som drivhusgass og tar inn en viss usikkerhet, får en at vanndamp alene står for 60-70 prosent, vanndamp og skyer for 80-90 prosent og CO<sub>2</sub> fra 20 til 30 prosent. Men på grunn av overlappingene i absorpsjonsbånd kan en ikke addere og få 100 prosent.

En må altså ta hensyn til at drivhuseffekten av en viss gass typisk er ikkelineær med hensyn til mengden av gassen. Dette skyldes at absorpsjon av gassen på et konsentrasjonsnivå kan fjerne fotoner som ellers ville vekselvirke med gassen på et annet nivå. Estimert, slik dem vi presenterte, må behandles forsiktig. De gir lett opphav til fruktløse diskusjoner om global oppvarming. Ulike estimat resulterer typisk fra forskjellige definisjoner og reflekterer ikke usikkerhet i beregningene.

### Galopperende drivhuseffekt

Vi har tidligere sett på begrepet tilbakekopling og definert positiv og negativ *klimatilbakekopling*. Vanlig tankegang er at først oppstår det et globalt pådriv som endrer global temperatur. Så svarer klimasystemet med tilbakekoplinger for å tilpasse seg en ny strålingsbalanse. Vi har nevnt økt fuktighet og endret albedo på grunn av smelting av is og snø som eksempler på viktige positive tilbakekoplinger. En kan tenke seg at tilbakekoplingen forsterker det opprinnelige pådrivet. For eksempel kan tilbakekopling som følge av en økt antropogen drivhuseffekt føre til en ytterligere forsterkning av drivhuseffekten. Dette kan for eksempel skje ved at økt sjøtemperatur reduserer havets evne til å ta opp CO<sub>2</sub> fra atmosfæren slik at mer av utslippene forblir i atmosfæren. Slik er det mulig å tenke seg en stadig økende drivhuseffekt, det vi kaller en *galopperende drivhuseffekt* (runaway effect). Samme betraktning kan gjøres for et negativt pådriv.

En galopperende effekt kan illustreres ved en løkke av effekter som starter med et positivt pådriv og som via positive tilbakekoplinger fører til en ytterligere økning av det opprinnelige pådrivet. La oss gjennomgå løkken en gang til. Dersom effekten av den andre gjennomgangen (iterasjonen) også øker pådrivet, har vi en selvforsterkende, dvs. galopperende effekt. Dersom dette skjer ved økt drivhuseffekt som pådriv, og prosessen først stopper etter at det er oppnådd en stor temperaturøkning, da har vi en galopperende drivhuseffekt. Den galopperende drivhuseffekten kunne også skje i motsatt retning og for eksempel gi en istid. Galopperende tilbakekopling må stoppe

før eller senere fordi vi ikke observerer urealistisk høye temperaturer. For eksempel kan en tenke seg at en galopperende drivhuseffekt opphører på grunn av at kildene for drivhusgasser tømmes. Det kan også skje at prosessen etter hvert vil gi nye typer tilbakekoplinger som demper prosessen.

Galopperende effekter er sjeldne i naturen. Det fins en hypotese (clathrate gun hypothesis<sup>28</sup>) om at den globale oppvarmingen kan utløse en galopperende drivhuseffekt ved tømning av store kilder av *metanhydrater* til atmosfæren (metanis). Metanisen er lagret på kontinentalsokler og i *permafrost*. Noen mener utryddelsen av dyr som dinosaurer i Perm-Triassic skjedde på grunn av i en slik effekt. Den anerkjente klimaforskeren James Hansen har vurdert sjansene for at smelting av metanis kan gi en galopperende drivhuseffekt dersom menneskene svir av alle kilder for fossilt drivstoff<sup>29</sup>. Dette kommer vi tilbake til i Del VII.

En tror at en galopperende drivhuseffekt som omfatter CO<sub>2</sub>, har funnet sted på planeten Venus<sup>30</sup>, vår naboplanet litt nærmere sola. Her er overflatetemperaturen 450 grader i gjennomsnitt og drivhusoppvarmingen 400 grader. Teorier går ut på at Venus for flere milliarder år siden hadde en atmosfære som var mye lik den vi nå har på jorda, og at det var store mengder vann ved overflaten. Fordamping av dette vannet genererte et kritisk nivå for drivhusgassene i atmosfæren, først og fremst for CO<sub>2</sub>, og en galopperende drivhuseffekt ble satt i gang. I dag er det lite vanndamp igjen i atmosfæren på denne planeten, og det meste av atmosfæren består av CO<sub>2</sub>. En mener vannet har sluppet ut i verdensrommet. Oppvarmingen fra sola er så stor at vanndamp når svært høyt opp i atmosfæren. Der blir det splittet til hydrogen og oksygen ved ultrafiolett stråling. Hydrogenet kan unnsnippe og oksygenet binder seg til andre gasser. CO<sub>2</sub> på jorda blir på geologisk tidsskala effektivt lagret i jordskorpen ved platetektonikk. En mener at den store konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> på Venus har sammenheng med at denne planeten mangler en tilsvarende lagring.

Geologene finner at jorda flere ganger har vært i en klimatilstand vi kaller *snøballjorda*<sup>31</sup>. Da var jorda dekket av is helt ned til ekvator. En teori går ut på at tilstandene ble utløst av en effekt motsatt galopperende drivhuseffekt. Forklaringen henger sammen med at sola er en ung stjerne der utstrålingen øker landsomt. For 250 millioner år siden var strålingen nesten 4 W/m<sup>2</sup> mindre enn i dag. Siste gang jorda var i en tilstand av snøballjord var for cirka 600 millioner år siden.

### 3.3 Strålingspådriv og klimasensitivitet

Vi har pekt på at strålingsbalansen kan bli forrykket på flere måter, for eksempel ved endring i solar stråling, ved at innholdet av drivhusgasser endrer seg, ved endringer i aerosoler og skyer og ved endring i jordoverflatens albedo. Alle slike endringer gir et strålingspådriv, og klimasystemet svarer med de klimaendringene som er nødvendige for å oppnå ny strålingsbalanse på sikt. Dette skjer kontinuerlig ettersom solstråling treffer jordoverflaten, skyer og aerosoler blir formet, konsentrasjonene av gasser i atmosfæren varierer og årstidene endrer strålingsegenskapene til jordoverflaten.

Vi estimerer strålingspådriv over en tidsperiode, men prøver også å fortløpende estimere aktuell ubalanse mellom innkommende kortbølget stråling og utgående infrarød stråling i klimasystemet (gitt i watt per kvadratmeter slik som strålingspådriv). I dag har vi en positiv ubalanse som blant annet forteller oss hvor store klimaendringer vi har i vente som følge av pådriv fram til nå (*bundne klimaendringer*). De ulike strålingspådrivene som kan endre klimaet, endrer seg hele tiden i en

situasjon som aldri helt er i strålingsbalanse. De uttrykker hver for seg eller til sammen effekter over et visst tidsrom fra en tilstand som er i balanse eller som antas å være i balanse. I moderne klimaforskning antar en at tiden før den industrielle revolusjon var i strålingsbalanse, og IPCC uttrykker som regel ulike strålingspådriv i forhold til en tenkt strålingsbalanse i 1750 (Fig. 3).

## Radiative Forcing Components

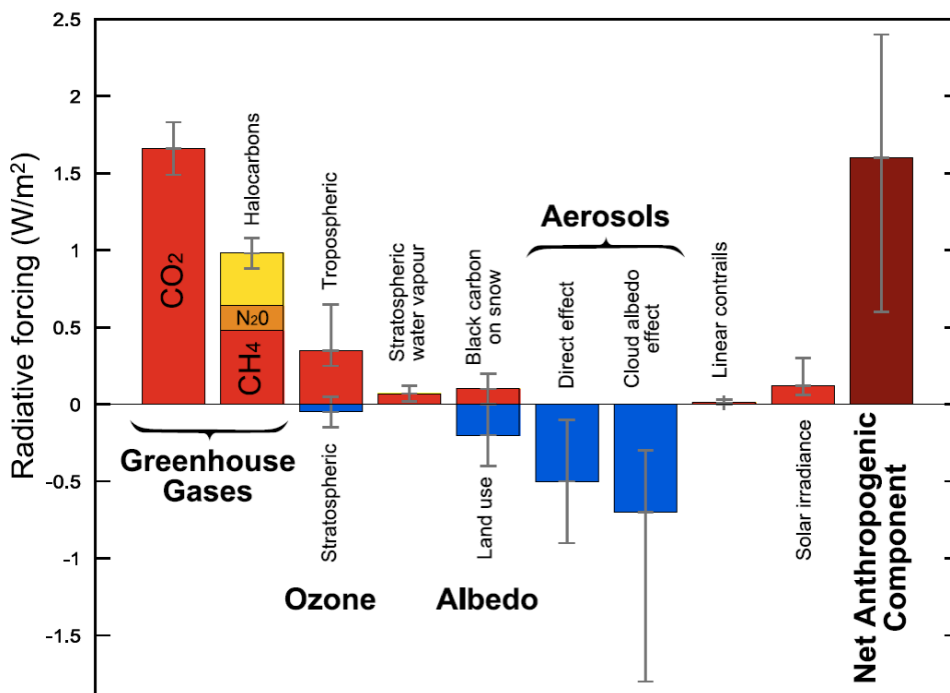


Fig. 3: Estimert fra IPCC av strålingspådriv ved 2005 i forhold til tiden før den industrielle revolusjon (W/m<sup>2</sup>). Usikkerhetsintervaller er angitt ved vertikale grå linjer. [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_forcing)

Uttrykket strålingspådriv blir også brukt over kortere tid selv om det ikke er strålingsbalanse ved begynnelsen av perioden. For eksempel sier vi at et stort vulkanutbrudd kan gi et strålingspådriv over kort tid i forhold til en tenkt nestenbalanse før utbruddet. Vi kan også uttrykke at økt utslipp av klimagasser gir et strålingspådriv over en kortere periode, f. eks. fra 1970 til 2000. Noen ganger sier vi klimapådriv i stedet for strålingspådriv eller bare pådriv.

Vi har tidligere definert solarkonstanten og sett at den er 1368 Watt/m<sup>2</sup> i middel over en solarsyklus for jordas midlere avstand fra sola. Dersom jordradius er  $r$ , stråler sola til en hver tid over sirkelflaten definert ved et plant snitt gjennom jorda normalt på strålene, en flate  $\Pi r^2$ . Denne strålingen skal fordeles over en halv kuleflate med overflate som er dobbelt så stor. Slik halveres strålingen per kvadratmeter av jordoverflaten i gjennomsnitt. I tillegg ligger halvparten av jordoverflaten i skyggen for sola. Dette betyr at i gjennomsnitt mottar klimasystemet  $1368/4 = 342 \text{ W/m}^2$ . Av dette reflekterer klimasystemet  $107 \text{ W/m}^2$  tilbake til verdensrommet. Da står en igjen med  $235 \text{ W/m}^2$  til å varme opp klimasystemet med. Dette er nivået på dagens balanse estimert etter dagens målinger. Vi vet ikke helt hvor stor balansen var i 1750, men vi kan likevel estimere strålingspådriv siden den gang. Et pådriv å på nesten  $4 \text{ W/m}^2$ , som utgjør pådrivet ved doubling av CO<sub>2</sub>, utgjør 1,7 prosent av  $235 \text{ W/m}^2$ .

IPCC definerer strålingspådriv på en litt mer presis måte: Et strålingspådriv på jordoverflaten og troposfæren er endringen i netto irradians (stråling ned minus stråling opp) ved tropopausen etter at temperaturen i stratosfæren er blitt justert til en ny strålingsbalanse, men med temperaturer ved overflaten og i troposfæren som holdes konstant ved uforstyrrede verdier<sup>8</sup>. IPCC begrenser på denne måten pådriv til endringer i strålingsbalansen ved tropopausen påført av ytre faktorer. Dette gjøres uten endringer i stratosfærens dynamikk og uten tilbakekoplinger i troposfæren, dvs. ingen sekundære endringer på grunn av troposfærens sirkulasjon eller termodynamisk tilstand. Spesielt forutsettes det ingen endring i atmosfærens vanninnhold (vann damp, dråper og fast form).

Vi kan bruke klimamodeller både til å beregne strålingspådriv, for eksempel fra utslipp av klimagasser i modeller som inkluderer *karbonkretsløpet*, og klimaendringene de gir. Ofte er det hensiktsmessig å gjøre enklere overslag for hvor mye global overflatetemperatur vil endre seg ved et bestemt pådriv. Følgende enkle formel blir ofte brukt:  $\Delta T_s = \lambda \text{ RF}$ , hvor  $\Delta T_s$  er endring i global temperatur ved ny likevekt i grader Kelvin, RF er strålingspådrivet (radiative forcing) i  $\text{W/m}^2$  og  $\lambda$  er klimasensitiviteten i grader per  $\text{W/m}^2$ . Sensitiviteten gir i dette tilfellet altså økningen i global temperatur for et positivt pådriv på  $1 \text{ W/m}^2$ . Denne  $\lambda$  er ikke kjent, men kan estimeres på forskjellige måter, både fra målte klimaendringer og i klimamodeller. En typisk verdi for  $\lambda$  er 0,8, dvs. en oppvarming på  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  for en dobling av  $\text{CO}_2$  i atmosfæren.

Det er også behov for å gi enkle estimat for strålingspådriv for ulike komponenter, naturlige og antropogene<sup>32</sup>. Strålingspådriv for endringer i solar irradians er som vi forstår endringer i solarkonstanten (eller TSI), multiplisert med 0,7 og dividert med fire (klimasystemets albedo 0,3). For en drivhusgass som  $\text{CO}_2$  kan en bruke en endimensjonal strålingsmodell, som undersøker strålingsforholdene for hver spektrallinje for atmosfæriske forhold, for å beregne RF som en funksjon av endrede konsentrasjoner. Også i dette tilfellet fins det enklere formuleringer som med noe forsiktighet kan brukes for hver gass. For eksempel kan en for  $\text{CO}_2$  bruke følgende forenklede formel:  $\text{RF} = 5.35 \times \ln(C/C_0)$ , hvor C er innholdet av  $\text{CO}_2$  i ppm og  $C_0$  en referansekonsentrasjon<sup>33</sup>, og  $\ln$  er et matematisk uttrykk for den naturlige logaritmen<sup>34</sup>. Dette betyr at pådrivet øker logaritmisk med økende konsentrasjon, noe som igjen betyr at økende konsentrasjoner etter hvert gir en mindre oppvarmende effekt. Dette er i samsvar med det vi fant tidligere at en dobling av  $\text{CO}_2$  gir et pådriv på nesten  $4 \text{ W/m}^2$ , og en firedobling nesten  $8 \text{ W/m}^2$ . Det fins lignende formler for andre drivhusgasser, men av grunner vi har vært inne på tidligere, advares det mot å addere direkte effekter funnet ved slike formler. Formelen over kan likevel brukes om en vil omgjøre konsentrasjonen av de ulike klimagasser til ekvivalenter av  $\text{CO}_2$  (se nedenfor).

Det er ofte hensiktsmessig å estimere ulike strålingspådriv og sammenligne dem for å vurdere årsaker til klimaendringer. Dette må likevel gjøres med forsiktighet. For eksempel kan det by på problemer å sammenligne et strålingspådriv for økt  $\text{CO}_2$ , som er en godt blandet gass med omtrent samme konsentrasjon overalt, med et pådriv for ozon i troposfæren, som er en klimagass med store konsentrasjoner over de mest forurensede områdene i verden. Lignende problemer får vi med aerosoler som skyldes luftforurensing.

### 3.4 Økt drivhuseffekt

Mens konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren før den industrielle revolusjon lå på cirka 280 ppm (parts per million), har konsentrasjonene økt til 392 ppm i 2011. Dette er en økning på over 39 prosent. Vi skal komme tilbake til hvordan dette har skjedd og hvorfor vi vet at denne økningen skyldes menneskers utslipp og hogging av skog, særlig i tropene. Det skjer en økning i innholdet av CO<sub>2</sub> fra år til år. Variasjonene i økningen er stor, men i gjennomsnitt har den økt fra 1 til 2 ppm per år fra sent på 1950-tallet fram til 2010. En finner tilsvarende økning for andre drivhusgasser som metan og lystgass<sup>8</sup>. Hvor stor økningen vil bli framover er avhengig av hvor store utlippene vil bli, dvs. den klimapolitikk som verden vil føre. Det kan bli vanskelig å unngå en fordobling av konsentrasjonen, fra 280 ppm før den industrielle revolusjon til 560 ppm, innen mindre dette århundret. Denne økningen gir en økt drivhuseffekt – et antropogent klimapådriv - som medfører varmere klima. Klimasystemet forsterker den første oppvarmingen gjennom positive tilbakekoplinger, først og fremst ved økt fuktighet og mindre snø og is.

La oss anta at nivået av CO<sub>2</sub> plutselig øker fra 280 til 560 ppm. Hvor stort strålingspådriv vil dette gi? Dette betyr at utstrålingen til verdensrommet blir redusert. En kan med stor sikkerhet beregne at reduksjonen i strålingen til verdensrommet vil utgjøre nesten 4 W/m<sup>2</sup>. Den enkle formelen vi presenterte gir også dette resultatet. For å gjenopprette ny balanse må temperaturen ved jordoverflata øke. Dersom alt annet holdes uforandret (dvs. skyer, vanndamp etc.), viser det seg at oppvarmingen må være omtrent 1,2 °C for å gjenopprette strålingsbalanse<sup>35</sup>.

Økt temperatur fører til økt fuktighet og lavere albedo ved smelting av snø og is gir kraftige tilbakekoplinger som vil virke i lang tid for å opprett ny strålingsbalanse. Enkle overslag viser at tilbakekoplingene vil øke oppvarmingen fra 1,2 °C til cirka 3,0 °C. Som en første tilnærming er derfor klimasystemets sensitivitet for et positivt pådriv på 4 W/m<sup>2</sup> lik 3 °C. Som vi la vekt på i Del II, kap. 2 omfatter tilbakekoplingene bare det vi kalt raske tilbakekoplinger. Omfanget av innlandsis og fordeling av vegetasjon er holdt uendret.

Om en tok bort alt CO<sub>2</sub> fra atmosfæren, ville det gi et langt større pådriv enn minus 4 W/m<sup>2</sup>. Om vi gjør beregninger i vår endimensjonale modell finner vi en økning i strålingen til verdensrommet med hele 23 W/m<sup>2</sup> (strålingspådriv minus 23 W/m<sup>2</sup>), dvs. mer enn fem ganger så mye i tallverdi som 4 W/m<sup>2</sup>. Temperaturen ville bli tilsvarende lavere, cirka 4,8 °C uten tilbakekopling. Når en tar hensyn til tilbakekoplinger, vil nedkjølingen bli vesentlig større, mye mer enn fra en mellomstid til en istid.

#### Andre drivhusgasser – CO<sub>2</sub>-ekvivalenter

*Metan* er den viktigste komponenten i naturgass<sup>36</sup>. Data fra iskjerner viser at innholdet i atmosfæren var 0,7 ppm før år 1750. Siden den tid har innholdet økt med omtrent 150 %, det øker for tiden i gjennomsnitt med 0,6 % i året og utgjør 20 % av det totale strålingspådrivet fra drivhusgasser med lang levetid<sup>37</sup>. Veksten i konsentrasjonen etter den industrielle revolusjon følger en kurve som ligner den for CO<sub>2</sub>. Nedenfor gjør vi greie for hvordan vi kan sammenligne drivhuseffekten for metan med drivhuseffekten for CO<sub>2</sub>. Det viser seg at utslipp av metan har et mye større potensial for global oppvarming enn et utslipp av CO<sub>2</sub> med samme masse. Om vi regner et slikt potensial for en periode på hundre år, er det 25 ganger større for metan enn for karbondioksid. *Levetiden* i atmosfæren for metan er omtrent 10 år, men som vi skal se i neste kapittel, er levetiden for CO<sub>2</sub> til dels mye lengre.

Dette betyr at potensialet for metan som drivhusgass er stort for korte perioder. For en periode på 20 år er det 72 ganger større enn for CO<sub>2</sub>.

De naturlige kildene for metan ligger for det meste i jordas våtmarksområder. Kilder knyttet til menneskers aktivitet er mange. Eksempler er lekkasje fra gassledninger og oljebrønner, kullgruvedrift, dyrking av ris, husdyrhold og nedbryting i bossfyllinger. Ofte brennes overflødig metan fra fyllinger og andre naturlige kilder slik at CO<sub>2</sub> løses ut til atmosfæren i stedet for metan. Slik brenning kan brukes for å produsere energi.

Sluk for metan i atmosfæren er knyttet til kjemisk nedbryting. Metan reagerer slik med hydroradikaler (OH) som er til stede i atmosfæren i prosesser som omfatter sollys, oksygen, ozon og vanndamp. Nedbrytingen bestemmer gjennomsnittlig oppholdstid i atmosfæren, som altså er mye kortere enn for CO<sub>2</sub>. På denne tidsskala oksiderer metan til karbondioksid som vil fortsette å gi oppvarming i århundrer (se kap. 4). IPCC (2007) viser at økningen av metan i atmosfæren har avtatt siste tiår (men steget litt de aller siste årene). Årsakene til dette er ennå ikke godt forstått.

Som nevnt fins det store kilder med metan på og under havbunnen, hydrater i islignende formasjoner der molekyler av metan er lagret i krystaller av frossent vann<sup>38</sup>. Metanet vil frigjøres om isen smelter. I media skrives det ofte om at metanhydrat i Arktis smelter som følge av et varmere klima<sup>39</sup>. Hver liter smeltet hydrat vil utvide seg til 160 liter metangass. En liten metanutløsning kan løse seg opp i havet, men et stort utbrudd kan boble opp til overflaten. På en tidsskala på omtrent et tiår, oksiderer metan til karbondioksid, som vil fortsette å bidra til oppvarming i århundrer (se neste kapittel).

Det er også lagret metanhydrat i permafrost. Området for permafrost dekker nesten en femdel av jordoverflaten og den frosne jorda når gjerne fra 50 til 600 m ned i jordbunnen. I denne fryseboksen har karbon – rester fra planter og dyr – akkumulert seg gjennom tusenvis av år. Om permafrosten tiner, vil disse levningene angripes av mikrober slik at det dannes CO<sub>2</sub> – og dersom det skjer i vann – metan.

I mellomistider er den gjennomsnittlige konsentrasjonen av metan i atmosfæren omtrent dobbelt så stor som i istider. Konsentrasjonen i Arktis er 8-10 % høyere over Antarktis, men på det kaldeste i istidene avtar denne forskjellen til nær null. Forskjell i økosystemer over både land og hav blir sett på som årsaken til forskjellene.

IPCC melder om at temperaturen stiger mer i Arktis enn andre steder på jorda, over Sibir og nordlige deler av Canada med mer enn 2,5 °C siden 1970. Tining om sommeren når dypere ned i den frosne jorda, med en gjennomsnittlig hastighet på 4 cm i året. Det forskes på om denne oppvarmingen allerede har ført til økt konsentrasjon av metan og CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Etter IPCCs rapport i 2007 har det blitt publisert ny forskning som tyder på økt utløsning av metan både over sokkelområder og over permafrost. Samtidig er det også rapportert økende frigjøring av CO<sub>2</sub> over tundra. Men det står mye forskning igjen både for å forstå prosessene som inngår og for å skille naturlige variasjoner fra variasjoner som skyldes oppvarmingen.

Lystgass er en annen drivhusgass<sup>40</sup>. Innholdet i atmosfæren er bare 0,3 ppm og øker med 0,3 prosent per år. Økningen siden den industrielle revolusjon er estimert 13 prosent. Levetiden i atmosfæren er cirka 120 år.

Klorfluorkarboner (KFK eller CFC på engelsk) er kjemiforbindelser som mennesker har laget til bruk i kjøleskap og for isoleringsmateriale<sup>41</sup>. Når KFK-er først er sluppet ut til atmosfæren brytes de svært langsomt ned. Oppholdstiden er gjerne mellom 100 og 200 år. Konsentrasjonen i atmosfæren er omkring 1 ppb (en del per en milliard deler luft), likevel står den for flere prosent av den antropogent økte drivhusgassen. Grunnen er at et molekyl av gassen gir en drivhuseffekt som er mellom fem og ti tusen ganger kraftigere enn et molekyl CO<sub>2</sub>. En grunn til at gassen er så effektiv som drivhusgass, er at den har absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet hvor få andre klimagasser absorberer varmestråling. KFK er også knyttet til *ozonbullet*, (se kap 6).

Det har selvsagt interesse å vurdere samlet klimaeffekt av ulike utslipp av de forskjellige klimagassene. For utslipp av andre gasser enn CO<sub>2</sub>, gjøres dette ved å regne ut hva det tilsvarer i utslipp av CO<sub>2</sub>. Siden levetiden for de ulike gassene er forskjellige, må slike sammenligninger gjøres for spesifiserte tidsrom. Det fins to relaterte, men ulike mål for dette. Det ene er *ekvivalent konsentrasjon av karbondioksid* (carbon dioxide equivalent, CDe) og den andre er *CO<sub>2</sub>-ekvivalent* (CO<sub>2</sub>e)<sup>42</sup>.

CDe uttrykker mengden av CO<sub>2</sub> som skal til for å få det samme *potensial for global oppvarming* (global warming potential, GWP) over en bestemt tidsskala, vanligvis 100 år. CDe for et utslipp beregnes ved å multiplisere gassens GWP med utslippets masse. For verdens totalutslipp av drivhusgasser per år opererer IPCC med enheten GtCO<sub>2</sub>eq (gigatonn CO<sub>2</sub>-ekvivalenter). GWP for metan over 100 år er som nevnt 25, for lystgass er den 298. Det betyr at utslipp av ett tonn metan eller lystgass tilsvarer henholdsvis 25 og 298 tonn utslipp av CO<sub>2</sub>. I diskusjon om klimautslipp og klimakutt brukes tall for slike ekvivalenter av CO<sub>2</sub>.

Endringer i innholdet av en klimagass i atmosfæren gir et visst strålingspådriv som kan beregnes. CO<sub>2</sub>e er et uttrykk for den endring i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> som skal til for å få et like stort strålingspådriv. CO<sub>2</sub>e uttrykkes i ppm CO<sub>2</sub>. I IPCC2007 er det f. eks. beregnet at pådrivene fra økningene i innholdet av CO<sub>2</sub>, metan, lystgass og KFK fra 1750 til 2005 er henholdsvis 1.66+0.55+0.16+0.34=2.71 W/m<sup>2</sup>. Ovenfor ble det presentert en formel for å beregne pådrivet for en endring i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>. Om en setter inn 2,71 W/m<sup>2</sup> i denne formelen og løser for konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> som gir dette pådrivet, får en CO<sub>2</sub>e =460 ppm. Pådrivet fra de nevnte gassene svarer altså til en konsentrasjon av CO<sub>2</sub> på 460 ppm.

IPCC beregner hvor store utslipp verden kan tillate seg år for år for å nå et visst dempningsmål for den globale oppvarmingen ved år 2100. De enkleste av disse beregningene gjøres ved å anta en fast klimasensitivitet. Målet vil kunne oppnås på ulike måter, dvs. ved ulike forløp for framtidig reduksjon i klimautslipp. Slik vil en god start med store reduksjoner de første årene lette arbeidet senere. Omvendt vil små kutt de første årene kreve relativt større innsats senere. Tiltak for å kutte klimagasser er knyttet til teknologisk utvikling som tar tid. Derfor er det sterke føringer på veier som fører til målet, dvs. små rom for slingring. IPCC anslår for eksempel årstall for når økningen i utslippene må kulminere for å nå et mål.



For å nå en demping av den globale oppvarmingen til 2,4 grader setter IPCC grense for CO<sub>2e</sub> på 450 ppm. CO<sub>2e</sub> = 460 som vi fant over, får mange til å tro at vi allerede har nådd grensen. Men for å vurdere oppvarmingen må en ta hensyn til alle pådriv, også negative pådriv fra antropogene aerosoler. IPCC angir et nettopådriv på 1,6 W/m<sup>2</sup>. Dette pådrivet gir en CO<sub>2e</sub> på 375 ppm, omtrent det samme som CO<sub>2</sub> alene inntil 2005. Nettopådrivene øker, men det er ennå en stund før vi når et nettopådriv tilsvarende CO<sub>2e</sub> = 450.

James Hansen legger mer vekt på kunnskap om CO<sub>2</sub> gjennom klimahistorien enn IPCC, spesielt sammenheng mellom smelting av innlandsis og nivå for karbondioksid. Han setter ikke direkte dempningsmål for temperaturen, men argumenterer for at nivået for CO<sub>2</sub> må stabiliseres på et nivå under 350 ppm for å unngå farlige klimaendringer, blant annet for å hindre betydelig smelting av innlandsis. Beregninger for stabiliseringsnivået for CO<sub>2</sub>, som sikrer en demping i oppvarmingen på to grader, viser et steds mellom 350 og 400 ppm (445-490 ppm CO<sub>2e</sub>)<sup>43</sup>.

### 3.5 Mer om tilbakekopling og sensitivitet

#### Tilbakekopling fra vanndamp

Det er ikke langt fra sannheten at vanndamp er en drivhusgass som er mer enn dobbelt så viktig som CO<sub>2</sub>. Tar en med skyer øker betydningen av vann ytterligere. Det er likevel unaturlig å regne klimapådriv fra økt fuktighet i atmosfæren og endret skydekke, på samme måte som en beregner klimapådriv fra gasser som CO<sub>2</sub>. Det er mer naturlig å beregne endringer i vanndamp og skyer som en følge av et klimapådriv, dvs. en klimatilbakekopling som følge av et strålingspådriv.

Årsaken til at endringer i vanndamp og skyer regnes som en tilbakekopling, er for det første den korte oppholdstiden vanndamp og skydråper har sammenlignet klimagasser med lang levetid. I tillegg kommer et ønske om å beregne effekten av antropogene utslipp, dvs. hva slags klimaendringer vi kan vente oss i framtiden som følge av menneskenes utslipp av klimagasser. At effekten av vanndamp og skyer beregnes som en tilbakekopling og ikke som et pådriv, representerer på ingen måte en nedprioritering av betydningen av vår viktigste drivhusgass og skyene. Endringer i vanndamp utgjør den viktigste tilbakekoplingen, dvs. den tilbakekoplingen som betyr mest for å bestemme klimasensitiviteten. Som vi skal se, er det ikke rett fram å beregne denne tilbakekoplingen. Usikkerhet i tilbakekoplingenes størrelse gir nødvendigvis usikkerhet i bestemmelse av klimasensitiviteten. Vanskeligst er det å anslå tilbakekoplingen av skyer.

Oppholdstiden for vanndamp i atmosfæren er i størrelsesorden 10 dager i troposfæren. Anta at en kjører en tredimensjonal klimamodell for atmosfæren uten vanndamp i starttilstanden. Fordampningen fra havet og våte landflater vil bli uvanlig stor i begynnelsen, og en kan beregne hvor lang tid det tar før det er normalt med vanndamp i atmosfæren. Dette kan for eksempel gjøres ved å sammenligne med vanndamp i en modellkjøring som starter med normale fuktighetsforhold. I en undersøkelse<sup>44</sup> fant en at etter 14 dager var vanninnholdet tilbake til 90 prosent av vanlig nivå, etter 50 dager tilbake til 99 prosent.

Dersom klimaet endrer seg som følge av et eller annet pådriv, kan vi altså vente at vanndampen tilpasser seg raskt. Som en første tilnærmelse vil vanndampen tilpasse seg slik at *relativ fuktighet* (fuktighet i forhold til fuktighet ved metning) holder seg på samme nivå. Dette er noe modellresultat viser, ikke noe en forutsetter. Dette betyr at *spesifikk fuktighet*, som uttrykker

innholdet av fuktighet i atmosfæren, øker med en temperaturøkning. Som vi har sett er økningen mer enn det en lineær sammenheng gir. Dette vil si at det tilføres en gass som øker drivhuseffekten, den effekten som gir størst tilbakekopling. Generelt er det likevel ikke slik at relativ fuktighet holder seg konstant over alt på kloden. For eksempel gir modellen til NASA (GISS-modellen) litt høyere relativ fuktighet i tropene og litt mindre på midlere bredder.

Det er svært viktig at tilbakekoplingen fra fuktighet blir riktig representert i klimamodeller. Noen forskere er i tvil om dette er tilfelle. Hardest kritikk kommer fra den kjente meteorologen, Richard Lindzen, MIT<sup>45</sup>. Han mener at tilbakekoplingen fra fuktighet er mye mindre enn den en får om relativ fuktighet holder seg stort sett uforandret. Mange mener at den beste testen på om modellene gir riktig tilbakekopling, kan undersøkes ved å teste mot observerte klimaendringer etter store vulkanutbrudd, slik som utbruddet fra vulkanen Pinatubo i 1991 (se kap. 5). Partikler i stratosfæren etter utbruddet reflekterte såpass mye av solstrålingen at kloden ble avkjølt i tre år i ettertid. Denne perioden var mer enn lang nok for at vanddampen tilpasset seg avkjølingen. Dersom modellene kan simulere endringene som ble observert den gangen, vil dette gi et godt signal om at simuleringene er realistiske med hensyn til endringer i fuktigheten. Slike undersøkelser er gjort, og modellene viser en reduksjon i vanddamp i troposfæren i samsvar med observasjoner. Tilbakekoplingen ved mindre vanddamp økte avkjølingen fra strålingspådrivet med cirka 60 %, mye som en finner det ved økt drivhuseffekt (se vulkanutbrudd og klima).

Likevel har modellene fremdeles svakheter. Observasjoner indikerer at relativ fuktighet i øvre del av troposfæren ikke har holdt seg konstant i tropene under oppvarmingen de siste tiårene<sup>46</sup>, og at modellene ikke får fram endringen. Svakheten henger sammen med problem knyttet til simulering av konveksjon, den prosessen som er viktigst for fuktighetsforholdene i tropene. Siste ord om fuktighetens rolle i tilbakekoplingen er selvsagt ikke sagt.

### Tilbakekopling fra skyer

Satellittmålinger viser at skyene virker avkjølede på atmosfæren med omtrent 20 W/m<sup>2</sup> i gjennomsnitt over hele kloden. Denne avkjølingen er en balanse mellom to effekter. Den ene representerer en avkjøling ved at skyene reflekter solstråling til verdensrommet, den andre er skyenes drivhuseffekt som bidrar til oppvarming av atmosfæren ved overflaten.

Siden temperaturen i atmosfæren avtar med høyden, fører dette til at absorpsjon og emisjon av langbølget stråling også avtar med høyden. Slik avtar langbølget stråling rettet oppover fra 390 W/m<sup>2</sup> ved jordoverflaten til 235 W/m<sup>2</sup> ved toppen av atmosfæren. Differansen utgjør atmosfærens drivhuseffekt på cirka 155 W/m<sup>2</sup>. Til liks med drivhusgasser som vanddamp, absorberer også skyer langbølget stråling nedenfra og remitterer en mindre strålingsmengde oppover. Grunnen til dette er at temperaturen i skytoppene er lavere enn ved jordoverflaten. Men skyenes drivhuseffekt overveies av den avkjølede effekt som refleksjonen av solstråling gir.

Skyenes rolle i klimasystemets tilbakekopling for et strålingspådriv som en økt drivhuseffekt, er ytterst komplisert. Økt drivhuseffekt kan føre til at skyene endres, både i utstrekning og tykkelse, form og geografisk fordeling. I tillegg kan menneskers utslipp av gasser som fører til aerosoler i atmosfæren, endre skyenes mikrofysiske egenskaper, noe som igjen endrer skyenes

strålingsegenskaper, utstrekning etc. Antropogene utslipp kan altså endre både skyenes refleksjon- og absorpsjonsevne.

Siden den totale avkjøling er  $20 \text{ W/m}^2$  (noen ganger kalt *strålingspådrivet fra skyer*, et uttrykk som ikke må forveksles med vanlig strålingspådriv), trenger ikke tilbakekoplingen fra skyer være så stor for å få samme størrelsesorden som et pådriv fra økt drivhuseffekt. På den måten er skyenes respons på en endret drivhuseffekt ganske viktig i klimaforskningen. Denne responsen er også svært nøye knyttet til endringer i antropogene aerosoler i atmosfæren. Inntil nå har vi ikke hatt stor kunnskap om hvor stor responsen fra skyer kan være. Slik er respons fra skyer er en av de mekanismer IPCC setter øverst blant dem som må prioriteres i forskningen.

### Skyer og kortbølget stråling

Skyer reflekterer altså mye av solstrålingen til verdensrommet. Dette skjer ved at strålingen blir spredt flere ganger i skydråper og ispartikler i skyene. Hvor mye som blir spredt (reflektert) og hvor mye som går gjennom skyene, avhenger av skyenes tykkelse og type. For tykke skyer kan mer enn 80 prosent bli reflektert. Resten når gjennom skyene eller blir absorbert av skyene. Hvite skytopper indikerer at alle bølgelengder med synlig lys blir spredd like mye og at lite energi blir absorbert i skyene.

Skyene dekker omtrent 60 prosent av jordas overflate og på grunn av den effektive spredningen, reflekterer de 15 prosent av solstrålingen på global basis<sup>47</sup>. Jordalbedoen på 30 % omfatter også refleksjon fra overflaten og spredning i den skyfrie atmosfære.

### Skyer og langbølget stråling

Vi husker at langbølget stråling fra atmosfære/jord foregår i intervallet 3 til  $100 \mu\text{m}$ , med et maksimum omkring  $10 \mu\text{m}$ . La oss også repetere at atmosfæren mottar i gjennomsnitt  $390 \text{ W/m}^2$  langbølget stråling fra jordoverflaten, men emitterer  $324 \text{ W/m}^2$  tilbake. Dette betyr at overflaten har et strålingstap på  $66 \text{ W/m}^2$ . Overflaten taper også varme ved turbulent varmetransport av varme, det vi har kalt følbare varme og latent varme ved fordamping ( $102 \text{ W/m}^2$  til sammen). Disse varmetapene er større enn strålingstapet, og summen utgjør  $168 \text{ W/m}^2$ . Dette tapet balanseres ved absorbert solstråling.

Atmosfæren er en blanding av gasser, skyer og aerosolpartikler, komponenter som har høyst forskjellige absorpsjonsegenskaper. Blandingsforholdene til de ulike komponentene kan variere med høyden fra jordoverflaten, og absorpsjonsegenskapene varierer med bølgelengde, temperatur og trykk. Dette fører til at atmosfærens absorpsjon av stråling fra underlaget fordeler seg med høyden på en måte som varierer med bølgelengden. Absorpsjon i skyer er lite bølgelendeavhengig, og skyene - om de ikke har svært liten vertikal utstrekning - vil absorbere all strålingen. Skyene vil så emittere langbølget stråling i alle retninger alt etter temperaturen og skyenes emisjonsevne (emissivitet).

Styrken på skyenes drivhuseffekt avhenger av skyenes emissivitet og forskjellen mellom skytemperatur og bakketemperatur. Dersom en sky ligger på bakken (tåke) er denne temperaturforskjellen liten. Skyene emitterer da nesten like mye stråling oppover som de absorberer. Årsaken er at skytoppens temperatur ikke er stort lavere enn bakketemperaturen. Dette betyr at atmosfæren og verdensrommet mottar nesten like mye stråling nedenfra som ved skyfrie forhold. Skyer høyere oppe i atmosfæren vil også absorbere det meste av den langbølgede strålingen nedenfra, men emittere ved en langt lavere temperatur. Således vil høye (og kalde) skyer hindre strålingstap til

verdensrommet og bidra til oppvarming av overflaten og atmosfæren under skyene. Slik har skyer over bakken en drivhuseffekt, spesielt de høye skyene. Det må likevel legges til at skyens eventuelle drivhuseffekt varierer mye med tykkelsen på skyene.

### Skyer og total stråling

Mens lave skyer ikke har stor drivhuseffekt, vil de på grunn av sin tykkelse og effektive evne til å reflektere solstråling, kunne redusere solas oppvarming av jordoverflaten betraktelig. Høye og tynne skyer vil derimot gi en stor drivhuseffekt samtidig som kortbølget solstråling slippes gjennom nesten uhindret. Stort sett er det da slik at lave skyer avkjøler klimasystemet mens høye skyer bidrar til en oppvarming. Som nevnt er skyenes avkjøling større enn deres oppvarming. Om en beregner stråling på månedsbasis, finner en store regionale variasjoner i skyenes strålingseffekt, variasjoner som kan spenne fra en avkjølingseffekt på  $100 \text{ W/m}^2$  til en oppvarming på  $25 \text{ W/m}^2$ <sup>48</sup>.

Endringer i skydekke, skyhøyde, mengde av skyvann, dråpestørrelser og iskrystallformer er vanskelig å modellere med tilstrekkelig nøyaktighet. Effekten av slike variasjoner på den globale strålingsbalansen kan være stor i forhold til effekten av økt antropogen drivhuseffekt. Responsen av en økt drivhuseffekt gir umiddelbart en økning av temperaturen ved bakken. Vi har diskutert positiv tilbakekopling ved økt vanddampinnhold i atmosfæren. Hva slags tilbakekopling skyene vil gi er imidlertid et høyst usikkert spørsmål. Vi vet ikke engang sikkert hva slags fortegn en slik tilbakekopling har. I følge noen forskere<sup>13</sup> er det sannsynlig at økt vanddampinnhold vil føre til økt skydekke. Dersom skyenes horisontale og vertikale fordeling ikke endres, vil et større skyareal bidra til en avkjøling av jordoverflaten på grunn av den effektive refleksjonen skyene har. Således ville skyene virke som en termisk kontroll av effekten av økt drivhuseffekt. Blir det derimot mindre skyer ved økt drivhuseffekt, noe som ikke kan utelukkes, blir effekten motsatt om en bruker de samme forutsetningene som over. I så fall vil skyene forsterke drivhusoppvarmingen.

I betraktningene over ble det forutsatt at nedbørsmekanismene ikke endrer seg ved klimaendringer. Nedbørsmekanismene er med på å bestemme skyenes innhold av skyvann og levetid og på den måten skyenes utstrekning. En rekke mekanismer tar del i nedbørsdannelse, de bestemmer blant annet dråpestørrelsene og antall vanddråper i skyene. Disse størrelsene er svært viktige for skyenes refleksjonsevne av solstråling, mens skyenes egenskaper med hensyn til langbølget stråling ikke påvirkes nevneverdig. Vanddråper dannes ved kondensasjon på partikler i atmosfæren (*skykondensasjonsskjerner*, CCN) med en størrelsesorden på  $0,1 \mu\text{m}$ . Stor tilgang på *aerosoler* som CCN gir flere men mindre skydråper. I renere luft får en større men færre dråper. I en sky har en som regel en begrenset mengde vann til rådighet. Dråpenes størrelse bestemmes av hvor mange aerosoler kondensasjonen fordeles på. Man observerer derfor at det i relativt ren luft over f. eks. de store hav, er noen titals dråper per kubikkcentimeter, men det i industriområder kan være flere tusen dråper per kubikkcentimeter. Om to skyer har samme vannmengde, men ulike dråpestørrelser, vil den skya som har de mindre dråpene være mest effektiv i å reflektere solstrålingen. På den måten bidrar forurensing som fører til aerosoler, til at klimasystemet avkjøles.

Denne effekten kan forklares ut fra begrepet *optisk tykkelse*, som er et uttrykk for hvor godt solstrålingen (fotoner) trenger gjennom en sky. Effekten settes til tallet ett for optisk tykkelse lik null og dempes eksponensielt til null ettersom optisk tykkelse øker. Skyenes albedo endres med antall dråper i en sky (N). Jo høyere antall dråper desto høyere albedo. Endringen i albedo som funksjon av

dråpestørrelse, vil være omvendt proporsjonalt med N. Det betyr en større endring i albedo for optisk tynne skyer enn for optisk tykke skyer.

I følge IPCC2001 og IPCC2007 har menneskers utslipp av forurensinger som fører til aerosoler, økt skyenes refleksjonsevne og derfor dempet en oppvarming på grunn av høyere drivhuseffekt. Den effekten kalles aerosolenes indirekte effekt. Aerosolene har også en direkte klimaeffekt ved at de reflekterer solstråling i skyfri atmosfære. Aerosolenes klimavirkning diskuteres videre senere.

### Sensitivitet på lang sikt

I diskusjonen av økt drivhuseffekt har vi flere ganger anvendt begrepet klimasensitivitet og pekt på at den er omtrent 3 °C for en dobling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>. Sensitiviteten kan bestemmes fra kunnskap om klimapåsriv siden 1750 (Fig.3) og kunnskap om endring i global temperatur over samme tidsromm. Men på grunn av stor usikkerhet i bestemmelse av strålingspådriv fra aerosoler og på grunn av heller små temperaturutslag, blir usikkerheten stor i slike beregninger. Sensitiviteten kan også bestemmes i klimamodeller, men som vi har sett gir de stor spredning i resultatene.

Et sikrere alternativ er å estimere sensitivitet fra data for siste istid i forhold til data for holosen. Det vil vi gjøre i Del VII. Det viser seg at albedotilbakekopling fra endring i innlandsis og innholdet av drivhusgasser i atmosfæren, de to største tilbakekoplingene på de orbitale pådrivene, står for det aller meste av temperaturendringene. James Hansen<sup>49</sup> og hans kolleger ved NASA har brukt denne metoden og finner en sensitivitet på 3,0 grader med usikkerhet  $\pm 0,5$  grader, dvs. mye sikrere verdier enn ved andre metoder. Ved å bruke denne verdien og kunnskap om innlandsis, drivhusgasser og orbitale pådriv, klarer de å beregne de store temperaturvariasjonene mellom istider og mellomistider gjennom mer enn 600 000 år tilbake (se Del VII). Dette er belegg for at estimatet for klimasensitiviteten er korrekt.

Den viktigste egenskapen ved den empiriske klimasensitiviteten over er at alle fysiske mekanismer som eksisterer i den reelle verden er inkludert og det på en korrekt måte med eksakt fysikk.

Den klimasensitiviteten vi har diskutert betegnes som den kortsiktige sensitiviteten, den som Jule Charney forøkte å estimere i klimamodeller der innlandsis vegetasjon ikke endrer seg. Det samme gjelder havets evne til å ta opp CO<sub>2</sub> og eventuell utløsning av metanhydrat i polare områder. Også sensitiviteten som Hansen har bestemt er den kortsiktige, fordi han bruker pådriv i jordoverflaten – endringer i innlandis og vegetasjon - som ytre pådriv. Klimamodellene estimerer den kortsiktige responsen om de ikke har med kretsløpet for karbon og dynamisk endring i innlandsis.

Dersom endring i karbondioksid mellom forrige istid og holosen oppfattes som et pådriv og det eneste pådrivet, og endring i innlandsis som en tilbakekopling, finner Hansen m.fl. at den langsiktige sensitiviteten gjennom istidene var omtrent 6 °C<sup>50</sup>.

I dagens klima er det betydelig usikkerhet i estimat for pådriv fra aerosoler. For glisiale perioder er slike pådriv stort sett ukjente. Det er også mangelfull kunnskap om endringer i vegetasjon. Vi kjenner altså ikke alle pådriv gjennom istidene. Det trenger heller ikke være slik at langsiktig sensitivitet holder seg konstant over geologisk tid. Det er for eksempel mulig at sensitiviteten for

orbitale pådriv endrer seg over lang tid. Dette diskuterer Hansen i sin bok *Storms of my Grandchildren*<sup>29</sup>.

Hvordan skal vi så vurdere Hansens langsiktige sensitivitet på seks grader? Hva betyr den for framtiden? Det kommer an på tidsskalaen vi betrakter. På kort sikt betyr den trolig lite selv om observasjoner viser at innlandsis har begynt å smelte. På lengre sikt, på tidsskaler fra hundre til flere tusen år, vil den få betydning. Det er ingen tvil om at denne type sensitivitet er større enn kortsiktig sensitivitet, men den trenger kanskje ikke å være så stor som Hansen og hans medarbeidere finner. Større sensitivitet gir selvsagt større risiko for katastrofale klimaendringer på lang sikt.

De langsomme tilbakekoplingene, som Charney ikke to hensyn til, kan i virkeligheten begynne å få innflytelse før atmosfæren og havet har oppnådd ny likevekt. De kan i prinsippet være positive (økende) eller negative (dempende). James Hansen skriver i sin bok at nyere forskning viser at de langsomme tilbakekoplingene ikke bare forsterker, men de er ikke langt nær så langsomme som vi en gang trodde.

James Hansens resultat om at den kortsiktige sensitiviteten er tre grader med liten usikkerhet reduserer usikkerheten knyttet til dagens klimaendringer. Han har på minst to måter vist at hans resultat er holdbare. Med kunnskap om variasjoner i luftas innhold av CO<sub>2</sub> og endring i innlandsis gjennom istider beregner han variasjoner i global overflatetemperatur som stemmer godt med estimat basert på observasjoner.

Enda mer overbevisende er enkle beregninger av endringer i global temperatur siden 1880 til nå<sup>51</sup>, endringer som stemmer godt med observasjoner. Beregningene er gjort i en enkel modell ut fra kunnskap om sensitivitet, de ulike klimapådriv og en funksjon som viser hvor raskt klimasystemet tilpasser seg et pådriv. En slik funksjon kan en lett oppnå med eksperiment i klimamodeller. Hansen finner at klimamodeller som regel viser en for langsom respons og finner at grunnen er at de har en for rask transport av varme ned i dyphavet. Også de kompliserte klimamodellene får fram disse temperaturvariasjonene, men Hansen viser at dette er fordi to ulike feil kansellerer hverandre. For stor transport ned i dyphavet oppveies av et for lite netto strålingspådriv. Årsaken til dette er at det negative pådrivet fra aerosoler har større tallverdi enn i modellene.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph\\_Fourier](http://en.wikipedia.org/wiki/Joseph_Fourier)

<sup>2</sup> [http://fr.wikipedia.org/wiki/Claude\\_Pouillet](http://fr.wikipedia.org/wiki/Claude_Pouillet)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/John\\_Tyndall](http://en.wikipedia.org/wiki/John_Tyndall)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Svante\\_Arrhenius](http://en.wikipedia.org/wiki/Svante_Arrhenius)

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_sensitivity](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity)

<sup>6</sup> Arrhenius, S. 1903. *Lehrbuch der Kosmischen Physik*, Vol I and II, S. Hirschel publishing house, Leipzig, 1026 pages.

<sup>7</sup> Arrhenius, S. 1896. *Über den Einfluss des Atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche*, in the Proceedings of the Royal Swedish Academy of Science, Stockholm 1896, Volume 22, I N. 1, pages 1–101.

<sup>8</sup> Arrhenius, S. 1906. *Värdarnas utveckling*. Hugo Gebers förlag. <http://runeberg.org/authors/arrhensa.html>

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Knut\\_%C3%85ngstr%C3%B6m](http://en.wikipedia.org/wiki/Knut_%C3%85ngstr%C3%B6m)

<sup>10</sup> <http://www.realclimate.org/images/Angstrom.pdf>

<sup>11</sup> <http://www.realclimate.org/images/MWRAngstromComment.pdf>

<sup>12</sup> <http://www.realclimate.org/index.php/archives/2007/06/a-saturated-gassy-argument-part-ii>

<sup>13</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>.

<sup>14</sup> <http://runeberg.org/authors/arrhensa.html>

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse\\_effect](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenhouse_effect)

<sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Emissivity>

<sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Molecular\\_vibration](http://en.wikipedia.org/wiki/Molecular_vibration)

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Optical\\_activity](http://en.wikipedia.org/wiki/Optical_activity)

<sup>19</sup> <http://www.cfa.harvard.edu/hitran/>

<sup>20</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photon>

<sup>21</sup> Kuo-Nan Liou, 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, International Geophysics Series, vol 26.

<sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide)

<sup>23</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Water\\_\(molecule\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Water_(molecule))

<sup>24</sup> <http://www.realclimate.org/index.php/archives/2007/06/a-saturated-gassy-argument-part-ii>

<sup>25</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/CO2e>

<sup>26</sup> <http://www.giss.nasa.gov/research/modeling/>

<sup>27</sup> RealClimate 6 April 2005 (<http://www.realclimate.org/>)

<sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Clathrate\\_gun\\_hypothesis](http://en.wikipedia.org/wiki/Clathrate_gun_hypothesis)

<sup>29</sup> Hansen, J.E 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloomsbury Publishing, London, NewYork og Berlin.

<sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere\\_of\\_Venus](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere_of_Venus)

- <sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Snowball\\_Earth](http://en.wikipedia.org/wiki/Snowball_Earth)
- <sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing)
- <sup>33</sup> Myhre, G. et al. 1998. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases, *Geophys. Res. Letters*, 25, 2715-2718. <http://www.agu.org/pubs/crossref/1998/98GL01908.shtml>
- <sup>34</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Natural\\_logarithm](http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_logarithm)
- <sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_sensitivity](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_sensitivity)
- <sup>36</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Methane>
- <sup>37</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_methane](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_methane)
- <sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Methane\\_clathrate](http://en.wikipedia.org/wiki/Methane_clathrate)
- <sup>39</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic\\_methane\\_release](http://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_methane_release)
- <sup>40</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Nitrous\\_oxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Nitrous_oxide)
- <sup>41</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Chlorofluorocarbon#>
- <sup>42</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide\\_equivalent](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide_equivalent)
- <sup>43</sup> <http://www.climatekongress.ku.dk>
- <sup>44</sup> Realclimte 6 April 2005 (<http://www.realclimate.org/>)
- <sup>45</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Richard\\_Lindzen](http://en.wikipedia.org/wiki/Richard_Lindzen)
- <sup>46</sup> Minschwaner, K., A. E. Dessler 2004. Water Vapor Feedback in the Tropical Upper Troposphere: Model Results and Observations. *J. of Climate*, 17, 1272-1282.
- <sup>47</sup> Hartmann, D.L. 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.
- <sup>48</sup> Kvamstø, N.G., A. Skartveit 1999. En innføring i skyer og klima. *Cicerone* 5/99, 28-30.
- <sup>49</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/James\\_Hansen](http://no.wikipedia.org/wiki/James_Hansen)
- <sup>50</sup> [http://www.columbia.edu/~jeh1/2008/TargetCO2\\_20080407.pdf](http://www.columbia.edu/~jeh1/2008/TargetCO2_20080407.pdf)
- <sup>51</sup> Hansen, J. med flere 2011. Earth's Energy Imbalance and Implications. [http://www.columbia.edu/%7Ejeh1/mailings/2011/20110415\\_EnergyImbalancePaper.pdf](http://www.columbia.edu/%7Ejeh1/mailings/2011/20110415_EnergyImbalancePaper.pdf)



## VI.4. KARBONETS KRETSLØP

Vi har sett at CO<sub>2</sub> er en betydelig drivhusgass og at en økning i innholdet gir en økt drivhuseffekt. Vi skal se nærmere på hvorfor vi vet at dette skyldes menneskers utslipp av CO<sub>2</sub> og videre diskutere om en global oppvarming kan gi en positiv tilbakekopling for CO<sub>2</sub> i atmosfæren.

Karbondioksid (CO<sub>2</sub>) – noen ganger kalt kullsyre - er en kjemisk forbindelse med to oksygenatomer som er bundet til et karbonatom<sup>1 2 3</sup>. CO<sub>2</sub> er i gassform ved vanlig trykk og temperatur i klimasystemet. Det gjennomsnittlige innholdet i troposfæren er 392 ppm (part per million) (2011) og den øker fra år til år på grunn av antropogene utslipp. En kan også måle blandingsforholdet i forhold til masse, men dette er ikke vanlig. Innholdet viser visse geografiske og årlige variasjoner.

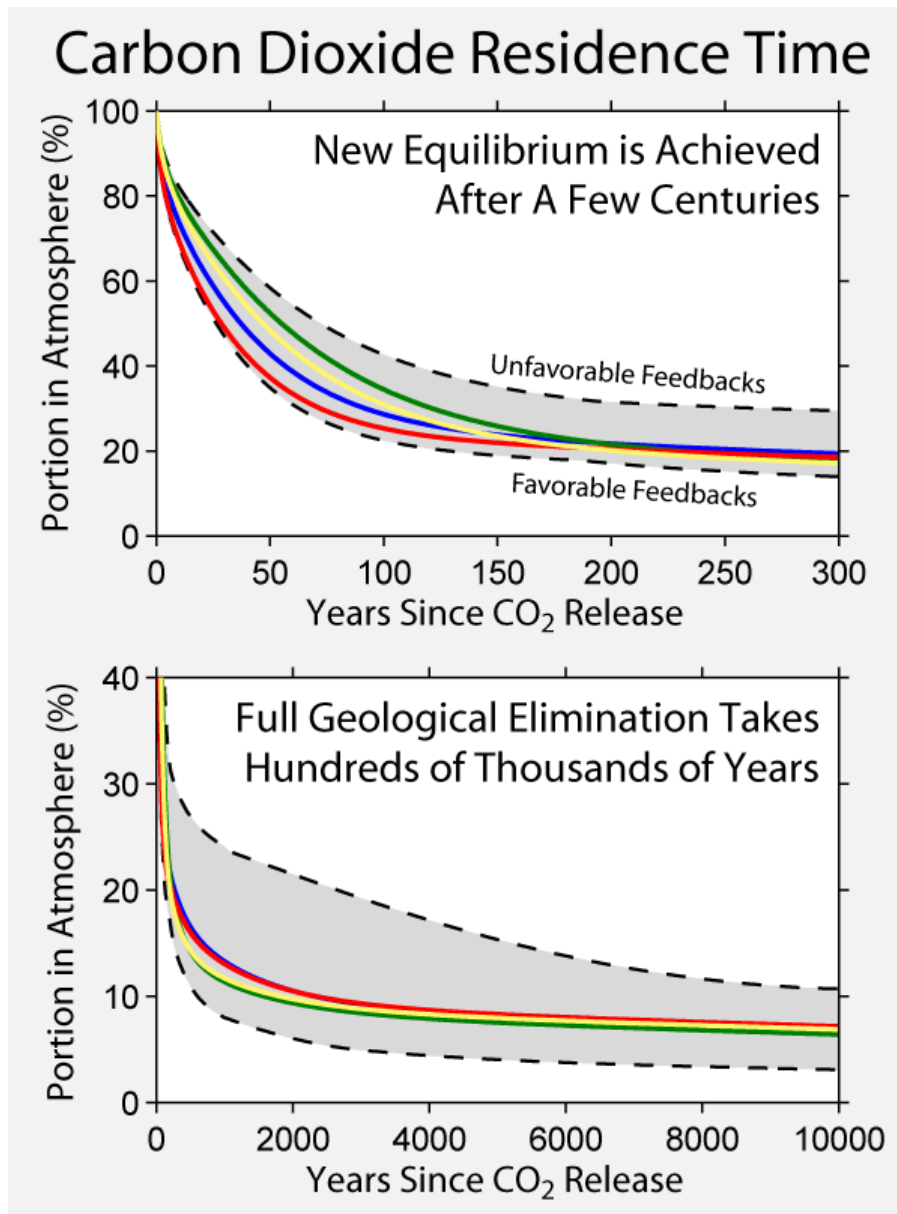
Vi har nevnt at alle dyr, planter og mikroorganismer produserer CO<sub>2</sub> ved respirasjon<sup>4</sup>, og at CO<sub>2</sub> brukes i fotosyntesen<sup>5</sup> for å lage sukkerforbindelser som enten blir forbrukt ved respirasjon eller til vekst, først og fremst vekst i planter. CO<sub>2</sub> genereres som et biprodukt ved brenning av fossilt brensel eller vegetabilsk masse. Karbondioksid kan tilføres atmosfæren ved vulkanutbrudd og andre geotermiske prosesser slik som varme kilder. Ved vanlig trykk har CO<sub>2</sub> ingen flytende form, men forekommer i fast form ved temperaturer lavere enn -78 °C. I fast form kaller vi CO<sub>2</sub> for tørris.

Lokalt finner vi betydelige variasjoner i den øyeblikkelige konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>, ikke minst som døgnlig variasjon over vegetasjon. I byområder og innendørs kan konsentrasjonen bli mange ganger høyere enn bakgrunnskonsentrasjonen. Mens rein luft vi puster inn inneholder omtrent 0,04 volumprosent CO<sub>2</sub>, inneholder luften vi puster ut omtrent 4,5 volumprosent. Det er svært farlig å puste inn luft som inneholder mer enn 5 volumprosent av CO<sub>2</sub>. Det settes en maksimalgrense på 0,5 % for sunne kontormiljøer for voksne, men det anbefales langt lavere nivåer i inneklime, spesielt for barn.

Det fins store naturlige lagre (reservoarer) for karbon i naturen, og det foregår stor transport av karbon, via CO<sub>2</sub>, mellom de ulike reservoarene. Disse prosessene utgjør til sammen *karbonets kretsløp*<sup>6</sup>. Vi bidrar altså til dette kretsløpet hver gang vi puster. Ved hjelp av oksygenet vi tar opp fra atmosfæren forbrennes karbon fra maten vi spiser. Dette skiller ut CO<sub>2</sub> som vi puster ut til lufta. På den måten dannes den energi vi trenger for å opprettholde livet. Dyr produserer CO<sub>2</sub> på samme måte. Noe lignende skjer når trevirke råtner og organisk materiale brytes ned i jorda og andre steder, og når trevirke brenner ved naturlige skogbranner. Ved tilgang på sollys tas karbon fra CO<sub>2</sub> i lufta gjennom fotosyntesen til vekst i planter og skog. Dette gir en døgnlig variasjon i innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfære over vegetasjon. Planter tar et pust i døgnet, blir det sagt. I denne prosessen skilles oksygen ut til atmosfæren. Når mennesker brenner fossilt brensel som olje, gass og kull, økes den antropogene respirasjonen.

Kretsløpet for karbon blir kalt et *biogeokjemisk* kretsløp fordi det omfatter biologiske og geokjemiske prosesser. Reservoarene i kretsløpet for karbon er atmosfæren, havet med biotoper der, jordbunnen, sedimentære bergarter, og biotoper (planter og dyr, alt som lever) på landjorda. En annen måte å si det på er at kretsløpet omfatter jordens biosfære (land og hav), geosfære (jordbunn, bergarter), hydrosfære og atmosfære. Naturlig transport av CO<sub>2</sub> til og fra atmosfæren er svært stor. Så mye som en firedel av det totale innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren resirkuleres mellom reservoarene hvert år. Omtrent halvparten av dette skjer til biotoper over land og halvparten til hav. Reservoarene i hav og

på land er mye større enn mengden av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Små endringer i disse lagrene kan slik gi relativt store endringer i atmosfæren. For eksempel ville en frigjøring av 2 % av karbonet i havet være nok til å doble CO<sub>2</sub> i atmosfæren.

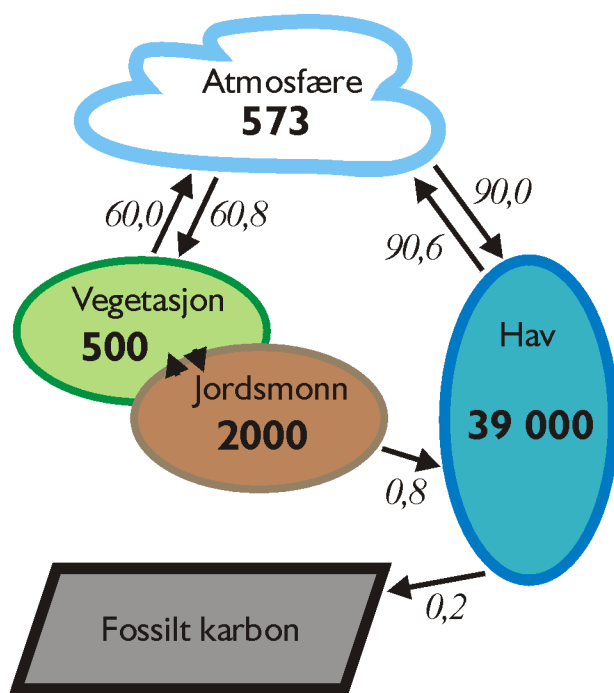


**Fig. 1:** Ulike tidsskalaer for oppholdstiden til CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Utveksling med biosfæren og havet fjerner 70 til 80 % av CO<sub>2</sub>-utslippene etter 200 år. Men resten etablerer en likevekt som kan vare i hundretusener år.  
[http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon\\_Dioxide\\_Gallery](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery)

Planter tar altså opp CO<sub>2</sub> i fotosyntesen, mens planter og jord respirerer en lignende mengde CO<sub>2</sub> tilbake til atmosfæren. Karbondioksid løses opp i kalde havområder, men en lignende mengde avgis til atmosfæren andre steder. Opptak og tap balanserer hverandre nesten over et år. Men små ubalanser finner sted og sørger for viktige klimatilbakekoplinger. For eksempel, i klimaendringer fra mellomistid til istid, tar havet opp mer CO<sub>2</sub> etter som det blir kaldere. Dette fører til at atmosfæren og planter vil inneholde mindre CO<sub>2</sub>, noe som driver en videre avkjøling. Omvendt, når endringer i jordbanen fører til oppvarming, utløser dette karbondioksid og metan. Denne tilbakekoplingen fra

Økte drivhusgasser i atmosfæren står for nesten halvparten av temperaturendringen mellom istid og mellomistid (se forrige kap.).

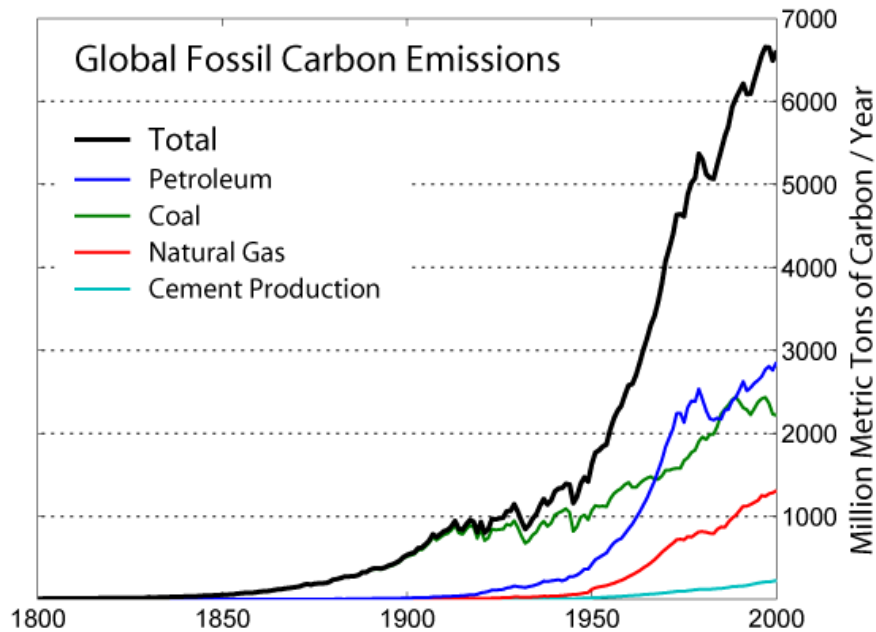
Det er viktig å forstå at på de tidsskalaer vi er interesserte i, blir ikke menneskers utslipp av karbon til atmosfæren borte, men utveksles mellom de ulike reservoarene. På den måten er CO<sub>2</sub> ulik andre drivhusgasser, som kan spaltes ved kjemiske prosesser. Mellom de ulike reservoarene utveksles CO<sub>2</sub> på ulike tidsskalaer, dvs. tider for gjennomstrømning – eller *levetid*, som varierer fra mindre enn et år til langt over tusen år (Fig. 1). Disse tidene er mye lengre enn gjennomsnittlig tid et molekyl av CO<sub>2</sub> holder seg i atmosfæren, som bare er fire år<sup>6</sup>. Det store spennet for typiske tider for gjennomstrømning betyr at tiden det tar før en ny likevekt opprettes etter en forstyrrelse i CO<sub>2</sub>, ikke kan beskrives med en bestemt tidsangivelse. Ofte blir det – med en viss rett - sagt at oppholdstiden for CO<sub>2</sub> i atmosfæren typisk er 100 år, men en slik angivelse er ofte misvisende. Det etableres en ny likevekt på noen hundre år der omtrent 20 % er igjen i atmosfæren. Eliminering skjer bare på geologisk tidsskala (mer enn 100 000 år).



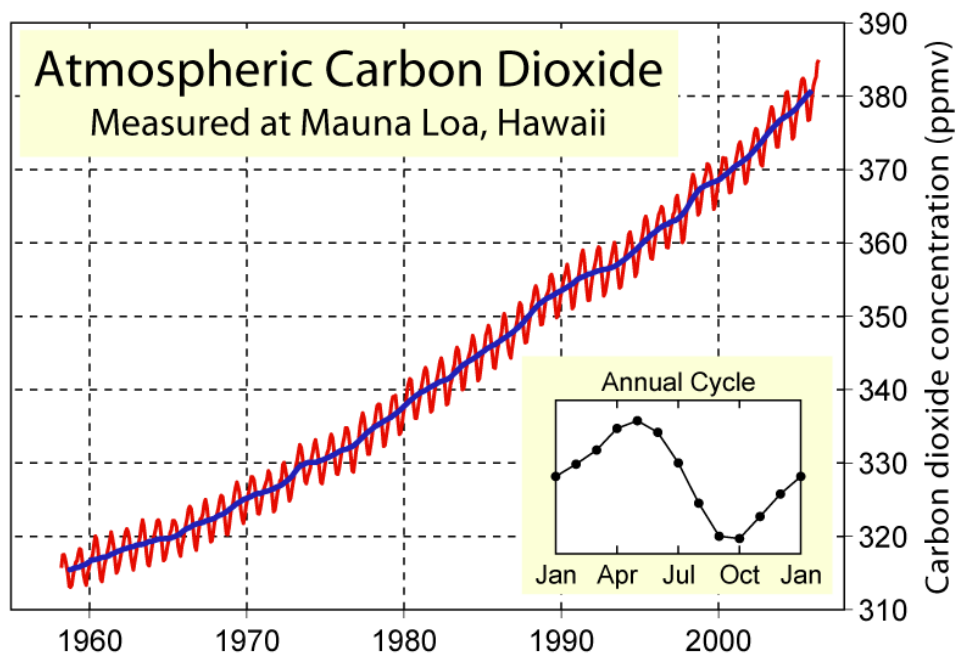
**Fig. 2:** Det naturlige karbonkretsløpet. Halvfeite tall angir mengden av karbon i GtC (10<sup>12</sup> kg karbon). Kursive tall angir flyt av karbon i GtC per år. (Mengdene i skjemaet tilsvarer tilstanden før den industrielle revolusjonen, dvs. inntil rundt 1750). <http://no.wikipedia.org/wiki/Karbonkretslopet>

Før den industrielle revolusjon var utvekslingen mellom de ulike reservoarene forbausende konstant på tidsskalaer over flere tusen år (Fig. 2). En stødig balanse ble opprettholdt slik at innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren, slik den blant annet er blitt målt i iskjerner, bare varierte innenfor en et intervall på ti deler per en million deler luft (ppm), med et gjennomsnitt på 280 ppm. Den industrielle revolusjonen forstyrret denne balansen med stadig større utslipp av karbon (Fig. 3). Dette har ført til at konsentrasjonen har økt betraktelig, fra 280 ppm til 390 ppm i 2010 (Fig. 4 og 5). Konsentrasjonen svarer til et totalinnhold på 778 Gt karbon (2007) (Fig. 6). Representative, kontinuerlige målinger av konsentrasjonen har vi bare hatt siden 1957, fra fjellet Mauna Loa på Hawaii<sup>7</sup> (Fig. 4). Gjennomsnittlig økning er for tiden omtent 2 ppm per år, men det er betydelige

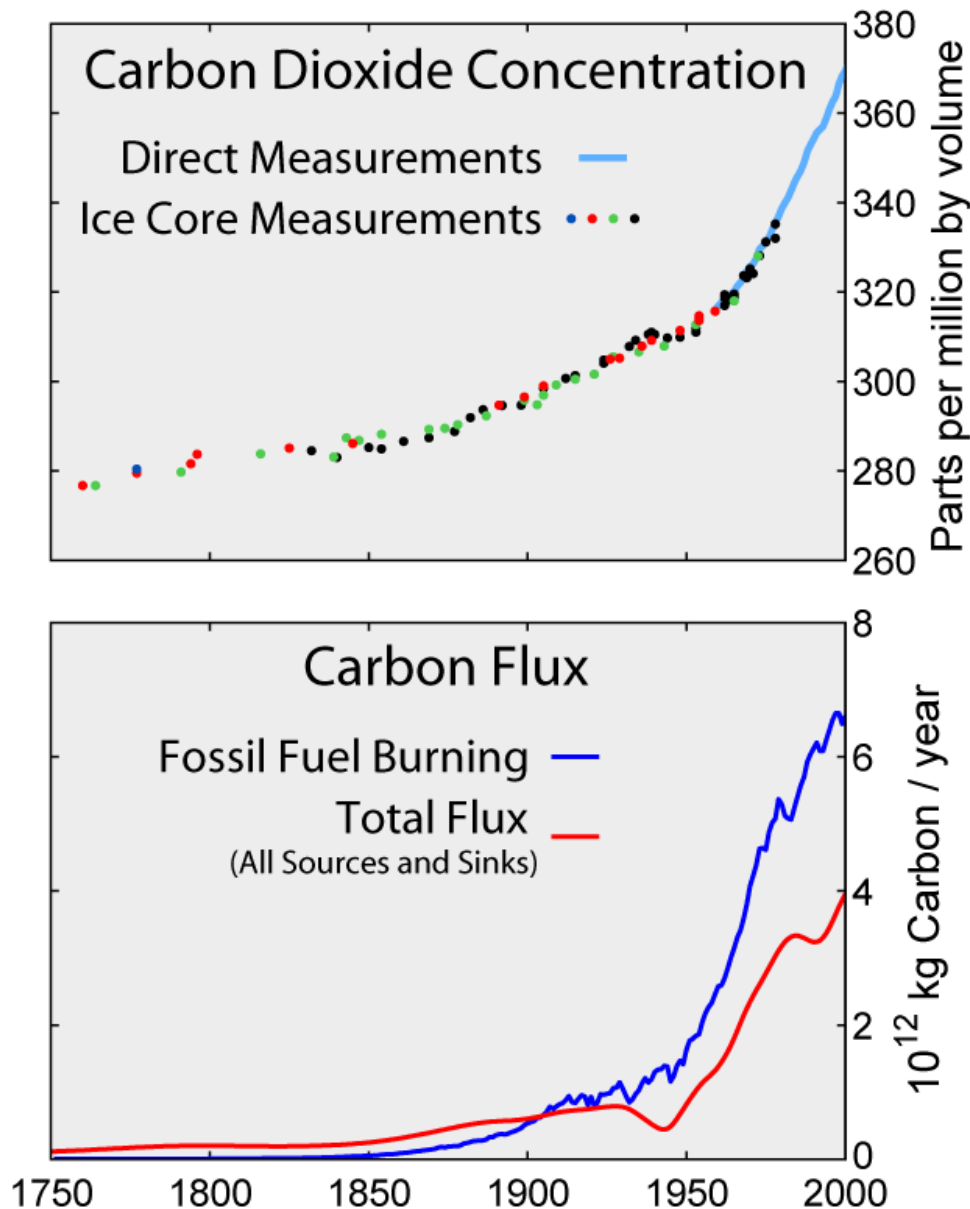
variasjoner i denne økningen fra år til år. Økningen utgjør i gjennomsnitt 3.3 Gt karbon tilført atmosfæren hvert år. Økningen fra år til år viser en økende trend fra 1 ppm i 1957 til 2 ppm i 2010.



**Fig. 3:** Økende utslipp av karbon til atmosfæren ved ulike antropogene kilder (millioner tonn C/år). [http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon\\_Dioxide\\_Gallery](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery)



**Fig. 4:** Økning i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren slik den er målt direkte på Mauna Loa, Hawaii siden 1958. [http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon\\_Dioxide\\_Gallery](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Carbon_Dioxide_Gallery)



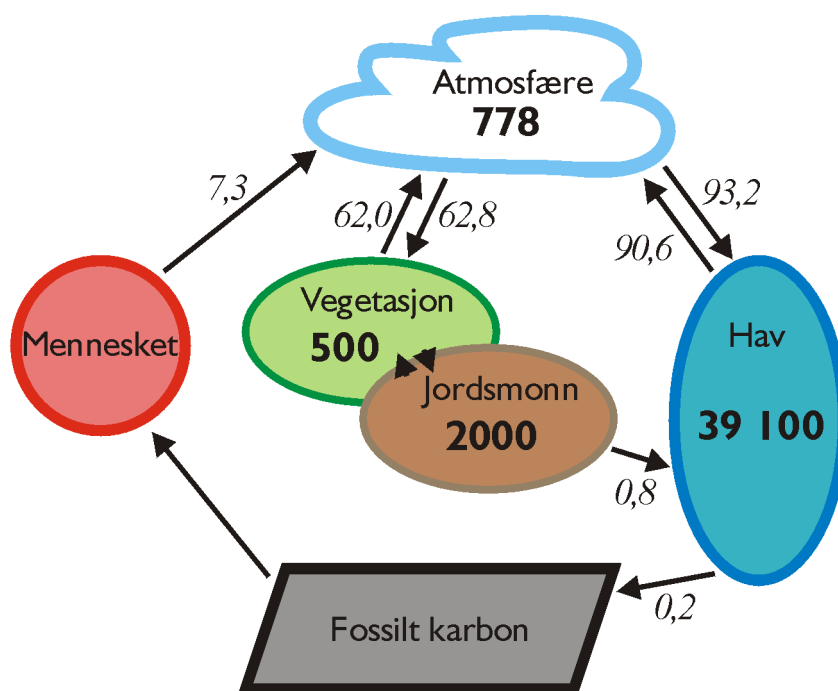
**Fig. 5:** Endringer i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren siden fra 1750 til 2000, øverst. Årlig tilførsel av CO<sub>2</sub> til atmosfæren ved fossilt forbrenning (nederst, blå kurve) og den totale tilførselen når en tar hensyn til flyt tilbake til hav og biosfæren (rød kurve). <http://www.globalwarmingart.com/>

Vi merker oss de årlige variasjonene i atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub> (Fig. 4). På samme måte som planter tar et pust i døgnet, tar hele jorda et "pust" i året. De årlige svingningene følger årets gang fra sommer til vinter her i nord og kan forklares ut fra vegetasjonens dominans på nordlige halvkule. Gjennom vekstsesongen reduseres CO<sub>2</sub> i atmosfæren, og gjennom høst og vinter øker CO<sub>2</sub> etter som planter dør og råtner.

En merker seg at tall for utslippene her ble angitt i tonn karbon, mens vi ellers som regel har omtalt CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Atomvekten for karbon er 12 masseenheter, mens den for oksygenatomer er 16. Siden et molekyl CO<sub>2</sub> inneholder to oksygenatomer bundet til ett karbonatom, er atomvekten for

CO<sub>2</sub> (16+16+12)=44. Vi har ofte bruk for å gjøre om tall for utslipp fra karbon til CO<sub>2</sub> og omvendt. Ett tonn karbon svarer da til  $44/12 = 3.67$  tonn CO<sub>2</sub>.

Vi har bra kunnskap om hvor mye kull, olje og gass som brennes hvert år<sup>8 9</sup> (Fig. 3). Det aller meste slippes ut ved produksjon av energi for oppvarming og avkjøling av bygninger, for industri og transport. Utslippene har økt formidabelt fra nesten ingenting før den industrielle revolusjon til over 8 Gt karbon per år i de siste årene (8,7 Gt 2008)<sup>9</sup>, med en økning på over 2 % i året siste tiåret fram til 2009<sup>8 9 10</sup>. Det aller meste føres til atmosfæren som CO<sub>2</sub>. Selv om vi kjenner de antropogene utslippene, er det likevel ikke helt enkelt å anslå hvor mye CO<sub>2</sub> som totalt tilføres atmosfæren. Grunnen til dette er at også endringer i bruken av jordoverflaten, spesielt avskoging, også gir antropogene utslipp av CO<sub>2</sub> (Fig. 6), utslipp som ikke er like nøyaktig kjent.



**Fig. 6:** Karbonkretsløpet i 2005. Endringene i forhold til figur 1 skyldes menneskelige karbondioksidutslipp pga. forbrenning av fossilt karbon.  
<http://no.wikipedia.org/wiki/Karbonkretsl%C3%B8pet>

Endringer i bruk av land er anslått til å utgjøre 1,1 Gt i middel per år (2008), dvs. at menneskenes bidrag til sammen er 9,9 Gt per år (2008)<sup>9</sup>. Siden den årlige økningen i atmosfæren tilsvarende omkring 4,1 Gt, betyr dette at bare 45 % av det totale bidraget forblir i atmosfæren. Resten blir tatt opp av de andre to reservoarene: havet (26 %) og biosfæren over land (29 %). Cirka 95 % av all fossil forbrenning skjer på nordlige halvkule, derfor er konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren litt høyere i nord enn i sør. Forskjellen er cirka 2 ppm. Endringen har vokst over tid ettersom utslippene har økt. Dette gir belegg for at økningen er antropogen.

La oss se nærmere på hva som skjer i havet. Vi vet at CO<sub>2</sub> løses opp i vann, vi er kjent med drikke som inneholder kullsyre. CO<sub>2</sub> utveksles hele tiden mellom atmosfæren og havet, særlig når bølger bryter. Omsetningen er til sammen hele 90 Gt karbon per år. Det settes opp en likevekt mellom

konsentrasjonene i atmosfæren og i de øverste cirka 100 m av havet. De kjemiske lovene som kontrollerer balansen er slik at en endring av konsentrasjonen i atmosfæren med 10 % ville bare gi 1 % endring i havet. Endringen ville skje raskt, slik at cirka 26 % av tilførselen til atmosfæren på kort tid ville bli tatt opp av havet. Blanding til dype lag av havet tar lengre tid, opp til flere hundre år, kanskje tusen år for å påvirke dyphavet. På kort sikt bidrar bare de øverste lagene i karbonets kretsløp.

Biologisk aktivitet i havet spiller en stor rolle siden det bugner av liv. Produksjonen av levende materiale i havet er omtrent 30-40 % av produksjonen over land. Mesteparten av dette er plante- og dyreplankton, som gjennomgår raske tidssykluser. Ettersom plankton dør og synker, blir noe av karbonet det inneholder ført mot bunnen. På den måten økes karboninnholdet i lagene under blandingslaget. Noe går ned i dyphavet, noe avsettes på bunnen og blir på den måten ute av kretsløpet for lange tider. Denne prosessen, som kalles den biologiske pumpe, er viktig blant annet for å bestemme endring i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> gjennom istidene for både hav og atmosfære.

Det er utviklet numeriske modeller for å beregne utvekslingen av karbon mellom atmosfære og hav. For å teste modellenes nøyaktighet, har en blant annet anvendt dem for å beregne spredning av <sup>14</sup>C i havet fra utslipp ved prøvesprenging med atomvåpen på 1950-årene. Modellene simulerer denne spredningen tilfredsstillende. Anvendt på karbonkretsløpet beregner modellene at 2 Gt karbon (± 0,8 Gt) av den CO<sub>2</sub> som atmosfæren mottar per år ved menneskers utslipp, blir tatt opp av havet. Dette bekreftes av den relative fordeling mellom karbonisotoper i havet og atmosfæren (se nedenfor).

For å slutte karbonkretsløpet må en føye til bidrag fra endringer i biosfæren over land, endringer som kommer i tillegg til hogging av regnskog og annen endring i bruk av jordoverflaten. En effekt er gjengroing på den nordlige halvkule ved at jordbruksareal blir langt brakk. Dette sluket av karbon er blitt anslått til å utgjøre 0,5 Gt karbon per år. I tillegg kommer tilgroing som skyldes at høyere konsentrasjon av CO<sub>2</sub> i atmosfæren gir en gjødslingseffekt på en god del planter. På den måten opptar landjorda mer CO<sub>2</sub>. Dette sluket er blitt anslått til hele 1,5 Gt per år, men usikkerheten er stor (Fig. 6).

En ide om hvor mye karbon biosfæren over land tar opp, får en ved å studere årlige variasjoner i målinger av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Slike årlige variasjoner skyldes at karbon tas fra atmosfæren gjennom vekstsesongen og avgis tilbake ettersom plantene dør om vinteren. Gjennomsnittet over kloden viser en årlig variasjon – med amplitude på omtrent 7 ppm - som faller sammen med årstidene på nordlige halvkule. Dette skyldes større plantevekst på nordlige enn på sørlige halvkule på grunn av større landareal.

Gjødslingseffekten fra økt CO<sub>2</sub> er et eksempel på en biologisk tilbakekopling. Når CO<sub>2</sub> øker i atmosfæren, økes opptaket av CO<sub>2</sub> i plantene. Slik minker konsentrasjonen i atmosfæren. Til sammen gir dette en negativ tilbakekopling som demper økningen i drivhuseffekten og den globale oppvarmingen. Det fins også positive biologiske mekanismer for tilbakekopling som øker konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren og drivhuseffekten (se nedenfor).

Vi har gjort greie for hvordan menneskers utslipp av CO<sub>2</sub> bidrar til økt konsentrasjon i atmosfæren. Siden karbonets kretsløp er komplisert og de tall vi presenterte til dels er usikre, kan det reises tvil om økningen av konsentrasjonene i atmosfæren virkelig skyldes menneskelig aktivitet. Som antydnet over, fins det målinger som mer direkte viser at økningen er knyttet til utslippene. Det gjelder først og

fremst målinger av karbonisotoper. Isotoper er kjemisk identiske former av samme element, men med ulike atomvekter<sup>11</sup>. Tre karbonisotoper er viktige i studiet av karbonkretsløpet: <sup>12</sup>C som utgjør 98.9 % av vanlig karbon, <sup>13</sup>C som representerer 1,1 % og den radioaktive isotopen <sup>14</sup>C som bare er til stede i små mengder. Det produseres omkring 10 kg <sup>14</sup>C i atmosfæren hvert år ved partikkelstråling fra sola. Halvparten av dette vil brytes ned til nitrogen over en periode på 5730 år.

Når karbon i CO<sub>2</sub> i atmosfæren tas opp i planter og andre levende organismer, tas det forholdsvis mindre opp av <sup>13</sup>C enn av <sup>12</sup>C. Fossilt brensel var opprinnelig levende materiale og inneholder på den måten mindre <sup>13</sup>C enn <sup>12</sup>C i forhold til atmosfæren. Når karbon blir tilført atmosfæren ved antropogen forbrenning, ved døende planter og ved skogbrann, vil derfor <sup>13</sup>C i atmosfæren blir redusert i forhold til <sup>12</sup>C. Fordi fossilt brensel har vært lagret i jorda mye lengre enn 5730 år, inneholder det ikke <sup>14</sup>C i det hele tatt. Derfor vil også delen av <sup>14</sup>C avta i atmosfæren ved brenning av olje, gass og kull.

Ved å studere forholdet mellom de tre karbonisotopene i atmosfæren er det mulig å beregne hvor økningen i CO<sub>2</sub> skriver seg fra. Det er således mulig å anslå hvor mye CO<sub>2</sub> som er blitt tilført atmosfæren til ulike tider ved skogbrann, fra nedbryting av skog eller vegetasjon og ved brenning av fossilt brensel. Disse beregningene viser klart at økt konsentrasjon av CO<sub>2</sub> i atmosfæren siste hundre år skyldes menneskers aktivitet<sup>8</sup>.

Målinger av konsentrasjonen av oksygen (O<sub>2</sub>) i atmosfæren gir en overbevisende uavhengig metode til å bestemme hvordan utslipp av CO<sub>2</sub> fordeler seg mellom de forskjellige reservoarene. Gjennom respirasjon og fotosyntese varierer konsentrasjonene av O<sub>2</sub> og CO<sub>2</sub> i atmosfæren i takt med motsatt fortegn. I tillegg fjernes O<sub>2</sub> fra atmosfæren ved forbrenningsprosesser og gir et signal som avtar etter som atmosfærisk CO<sub>2</sub> øker som følge av våre utslipp. Å måle endringer atmosfærisk O<sub>2</sub> er teknisk vanskelig på grunn av vansker med å løse opp på et ppm-nivå i et bakgrunnsnivå på cirka 209 000 ppm. Metoder er likevel blitt utviklet og forskning indikerer at O<sub>2</sub> avtar raskere enn CO<sub>2</sub> øker, noe som illustrerer betydningen av havet som et sluk for CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Målinger i begge hemisfærer viser en sterk sammenheng mellom økende utslipp av CO<sub>2</sub>, økende CO<sub>2</sub> og minkende O<sub>2</sub> i atmosfæren<sup>8</sup>.

### Alternativ forklaring

Så godt som all økning i konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> i atmosfæren skyldes våre klimautslipp og avskoging. Dette fins det mange bevis for, og vi har forsøkt å forklare dette ut fra diskusjon av endringer i karbonisotoper og oksygen i atmosfæren. Metodene er til dels kompliserte og folks kunnskap om isotoper kan være mangelfull. Vi vil her presentere en enklere måte å forklare at økningen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren er antropogen. Den går i korthet ut på at undersøkelser viser at karboninnholdet øker både i havet, atmosfæren og i biosfæren over land når en ser bort fra avskoging i tropene. Det må være en kilde for denne økningen: menneskers utslipp er eneste mulighet.

På en tidsskala på omtrent 100 år er det bare to reservoar som kan utveksle store mengder CO<sub>2</sub> på en naturlig måte med atmosfæren: verdenshavene og biosfæren over land (skog og jordbunn). Den totale massen i alle tre reservoarene er til sammen konstant. Dersom økningen i CO<sub>2</sub> i atmosfæren helt eller delvis skyldes tilførsel fra havet eller biosfæren, måtte vi observere at det ble mindre karbon i disse reservoarene.



Det fins ingen målinger som viser at karboninnholdet i havet har gått ned. Det fins derimot mange publiserte arbeider som viser at karboninnholdet i havet har økt de siste tiårene<sup>12</sup>. Estimaten viser at karboninnholdet i havet øker med omtrent  $2 \pm 1$  Gt karbon hvert år. Det fins for eksempel et arbeid som viser at karboninnholdet i havet har økt med  $118 \pm 19$  Gt over siste 200 år. Det fins en del usikkerhet omkring hvor mye verdenshavene har tatt opp, men ikke når det gjelder fortegnet på endringen. Verdenshavene kan derfor ikke være en kilde for økning av karboninnholdet i atmosfæren. Tvert om, havet er et sluk for karbon fra atmosfæren.

Hva så med biosfæren over land? Vi vet at avskoging har bidratt til en økning av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Men det viser seg at avskogingen for en stor del er kompensert ved økende karboninnhold i resten av biosfæren, ved tilgroing og vekst av skog i områder utenom tropene. Mellom 1980 og 1999 var brenning av fossilt brensel  $117 \pm 5$  Gt karbon og økningen i atmosfæren og havet henholdsvis  $65 \pm 1$  og  $37 \pm 5$  Gt. Dette gir et overskudd på  $15 \pm 9$  Gt karbon som ikke er blitt borte, men tatt opp av biosfæren. Estimat for avskoging og andre endringer i bruk av jordoverflaten - negative tall - er  $24 \pm 12$  Gt karbon. For å balansere dette og likevel komme ut med et positivt tall ( $15 \pm 9$  Gt karbon), må landbiosfæren ha tatt opp  $39 \pm 18$  Gt som svar på økt CO<sub>2</sub> i atmosfæren og en klimaendring<sup>13</sup>. Som en ser er det til dels stor usikkerhet i tallene, men det er ganske sikkert at biosfæren på land har tatt opp minst like mye karbon som avskogingen har avgitt karbon.

Hvorfor tar havet og landbiosfæren hver for seg opp karbon når vi vet at havenes oppløselighet for CO<sub>2</sub> blir redusert med økende temperatur og at oppvarming over land fører til økning i bakterienes nedbrytning av karbon i jordbunnen? Svaret er at oppvarming ikke er den eneste prosess som påvirker disse to reservoarene. Den dominerende prosessen i havet er responsen på den økende CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Dersom havet ikke hadde blitt varmet opp, kunne det tatt opp enda mer karbon. I tillegg kan oppvarming også ha andre effekter, for eksempel på marine biotoper. Dette diskuteres mer inngående nedenfor. På landjorda kan nedbrytning i jordbunnen ved bakterier ha økt som følge av oppvarmingen, men for tiden er denne effekten mindre enn landjordens respons på andre prosesser, for eksempel gjødslingseffekten av økende CO<sub>2</sub>, luftforurensing av nitrogenholdige gasser og endring i nedbør.

Er kunnskapen om dagens karbonkretsløp konsistent med hva vi vet om endringer i karbonkretsløpet mellom tidligere istider og mellomistider? Balansen mellom prosessene i kretsløpet var forskjellig gjennom disse klimaendringene fra i dag da vi på kort tid slipper ut svære mengder karbon. Ved en inngang til en istid kom avkjølingen og andre klimaendringer først. Responsen på havet og biosfæren over land på disse klimaendringene fikk deretter CO<sub>2</sub> til å avta. Dette ga en positiv tilbakekopling som bidro til øke avkjølingen. Ved overgang til en mellomistid kom også oppvarmingen først. Deretter økte CO<sub>2</sub> ved en tilbakekopling ved at hav og biosfære over land reagerte på den første klimaendringen. Siden den industrielle revolusjon har det derimot foregått en økning av CO<sub>2</sub> i atmosfæren som et resultat av antropogene utslipp, og verdenshavene og landbiosfæren har hovedsakelig reagert på en økende konsentrasjon av CO<sub>2</sub> i atmosfæren.

Vi vet altså at økningen i CO<sub>2</sub> i atmosfæren skyldes brenning av fossilt brensel og avskoging. Dersom havet og landoverflaten skulle bidra til økningen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren via naturlige prosesser, måtte disse reservoarene holde på mindre karbon. Havet og landbiosfæren kan ha vist en respons på

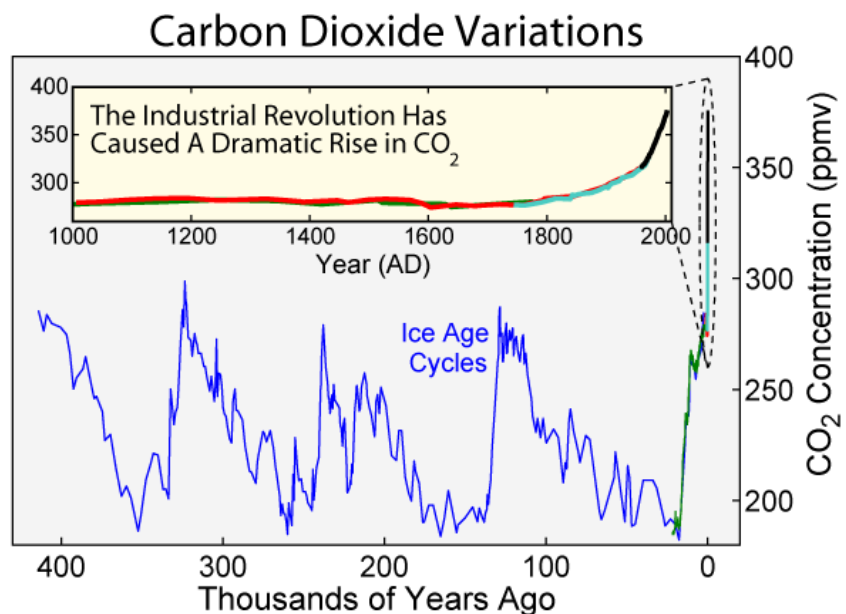
oppvarmingen, men denne effekten er mindre enn responsen på økende CO<sub>2</sub> i atmosfæren og andre klimaendringer.

### Al Gore og Joe Barton

Folk spør ofte om ikke det er slik at en temperaturøkning gir en økning i CO<sub>2</sub>, slik som under istidene, og ikke omvendt, at en økning i CO<sub>2</sub> gir en temperaturøkning. Joe Barton, representant i kongressen i USA og notorisk klimaskeptiker, ordla seg slik i en høring i kongressen av Al Gore og hans film *An Unconvenient Truth*<sup>14</sup>: *I din film viser du en tidsutvikling av temperatur og CO<sub>2</sub> over en periode på 600 000 år, rekonstruert fra prøver av iskjerner. Du indikerer at dette er avgjørende bevis på sammenhengen mellom økende utslipp av CO<sub>2</sub> og global oppvarming. En nøyere undersøkelse av disse fakta avslører noe helt forskjellig. Jeg har her en artikkel i Science, som jeg vil sende over på et passende tidspunkt, som forklarer at historisk sett har ikke en økning i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> inntruffet i forkant av en temperaturøkning, men faktisk i etterkant av temperaturen med mellom 200 og 1000 år. Nivåene for CO<sub>2</sub> økte etter at temperaturen steg. Temperaturen synes å drive CO<sub>2</sub>, ikke vice versa. På dette punktet, Mr. Visepresident, er du ikke bare litt på siden av sannheten. Du tar fullstendig feil.*

Etter det vi har forklart over, tok ikke Al Gore feil. Gjennom istidene fant det ikke sted antropogene utslipp av CO<sub>2</sub>. Vi vet hvorfor CO<sub>2</sub> nå øker i atmosfæren, og vi vet at denne økningen må gi økt drivhuseffekt og bidra til en global oppvarming. Uten antropogene utslipp vil CO<sub>2</sub> variere som følge av mindre endringer i det naturlige karbonkretsløpet. Raten i disse utvekslingene blir nå fullstendig overkjørt av enorme overføringer av karbon på kort tid fra kull, olje og gass til atmosfæren. Samtidig kommer avskogingen. Ingenting av det en finner i iskjernene gjennom istidene forandrer på disse fakta.

**Fig. 7:** CO<sub>2</sub>-konsentrasjoner i atmosfæren over de siste istidene, 400 000 år tilbake i tid. Innfelt variasjonen over siste 1000 år.  
[www.globalwarmingart.com](http://www.globalwarmingart.com)



Kunnskapen om at endringer i CO<sub>2</sub> over istider kommer i etterkant av endringer i temperaturen, har vært kjent en tid<sup>15</sup> (Fig. 7). Lorius m.fl. skriver: *Endringer i innholdet av CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub> har spilt en betydelig rolle for klimavariasjoner gjennom istider og mellomistider - sammen med økningen og minkingen av iskappene på den nordlige hemisfære - gjennom å forsterke det relativt svake orbitale pådrivet. Det orbitale pådrivet er det langsomme sesongmessige pådrivet etter Milankovitch sin teori*

(se kap 1). Klimaendringene gjennom istidene skyldes dette pådrivet, og en positiv tilbakekopling fra isens albedo og fra endringer i konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. På den måten kom endringer i både CO<sub>2</sub> og mengden av is noe i etterkant av endringer i temperaturen. Volumet av is ved polene kan ligge flere tusen år bak temperaturendringen på grunn av den lange tiden det tar å fryse/smelte is. Endringer i CO<sub>2</sub> kommer flere hundre år i etterkant etter tidsskalaer slik som for utbredelse av skog mot nord og for overføring av karbon til dyphavet.

Det er senere blitt publisert flere arbeider som slår fast et etterslep for CO<sub>2</sub> i forhold til temperaturen. Men vi vet ikke sikkert hvor langt dette etterslepet er i antall år. Dette skyldes at det er en krevende oppgave å få fram tidsserier for CO<sub>2</sub> fra iskjernene på samme tidsskala som tidsserier for temperatur. Snøen inneholder luftbobler, snøen presses sammen og blir til sist til is. Det tar lang tid før snøen er blitt til is. Så lenge snø fra et visst år er i snøfasen, utskiftes luftboblene i snøen. Det vil si at luftboblene er fra et senere år enn isen. Slik vil isen ved ethvert tidspunkt alltid være eldre enn gassboblene den stenger inne, og denne aldersdifferansen er vanskelig å estimere. Likevel, de beste beregningene som er publisert, viser liknende tall som dem Barton refererer til.

Beregningene kan bare utføres på en bra måte når temperaturendringene er store, som ved utganger av istider. Slike endringer tar mer enn 5000 år og etterslepet for CO<sub>2</sub> er mye kortere. Det er selvsagt ikke slik at temperaturforandringen stopper opp når CO<sub>2</sub> starter å stige, men som vi har påpekt, endringene i CO<sub>2</sub> virker som en positiv tilbakekopling. Temperaturendringene rekonstruert fra iskjerner gjelder selvsagt en lokal temperatur i Antarktis eller på Grønland. Temperaturen over resten av kloden har stort sett variert i takt, men utslagene i global temperatur er mindre enn ved polene. Selv om vi ikke kjenner alle detaljer i hvorfor CO<sub>2</sub> varierer på slike lange tidsskalaer, vet vi at utslagene i temperatur ikke kan forklares uten å ta hensyn til en tilbakekopling fra CO<sub>2</sub>.

Men det er ikke slik at konsentrasjoner av CO<sub>2</sub> i atmosfæren forklarer hele endringen, slik at en bestemt endring svarer til en bestemt temperaturendring. Slik fins det ikke en lineær sammenheng mellom temperatur og CO<sub>2</sub>. Dataene fra iskjernene viser en sterk korrelasjon mellom variasjoner i temperatur og CO<sub>2</sub>. Al Gore og mange av oss andre viser denne sammenhengen i foredrag om den globale oppvarmingen. På samme figur som viser variasjon av CO<sub>2</sub> og temperatur gjennom istider og mellomistider, vises gjerne dagens mye høyere nivå i CO<sub>2</sub> og eventuelt også en projeksjon for økningen i framtiden. Men det blir ikke vist en tilsvarende temperaturkurve som samsvarer med det høye nivået for CO<sub>2</sub>. Likevel, tilhørere lager trolig sin egen kurve i sitt hode og kommer fram til en formidabel temperaturstigning, mye mer enn hva for eksempel klimamodellene gir som resultat. Verken Al Gore eller vi andre viser en slik temperaturkurve, men vi har vel heller ikke vært så flink til å forklare at det ikke er en direkte lineær sammenheng mellom CO<sub>2</sub> og temperatur.

Global temperatur gjennom istidene var lavere av to hovedgrunner. For det første var det bare omtrent 190 ppm CO<sub>2</sub> i atmosfæren med tilsvarende lave nivå for andre drivhusgasser, inkludert vanndamp. For det andre reflekterte jordoverflata mer av solstrålingen (høyere albedo) på grunn av store mengder is og snø både over land og hav. Den siste effekten var større enn den første (cirka 2/3 mot 1/3). Om Al Gore skulle ha ekstrapolert temperaturkurva for global temperatur i takt med økende CO<sub>2</sub>, ville det derfor være omtrent korrekt å øke den globale middeltemperaturen med cirka en tredel av økningen i CO<sub>2</sub>. Dette hadde også medført oppvarming for Antarktis på omtrent 3 °C for neste hundre år, ikke så langt fra det som klimamodellene gir. Det kan legges til at det vil ta tid før Antarktis opplever en global oppvarming, noe som blant annet skyldes tregheten i oppvarmingen av

havet i sør. Om en bruker data for oppvarming i Arktis til å estimere global temperatur, kommer en fram til en klimasensitivitet på cirka 3 °C, noe som samsvarer godt med estimat fra IPCC.

Barton hevdet også at CO<sub>2</sub> i tidligere tidsepoker noen ganger har vært mye høyere enn i dag. Dette er sant, konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> kan ha vært 1000 ppm og høyere om en for eksempel går 55 millioner år tilbake i tid. Men Barton nevnte ikke at da var det også mye varmere enn nå. Det er viktigere å påpeke at CO<sub>2</sub> ikke har vært over 290 ppm noen gang gjennom de siste minst 650 000 år. Nå øker konsentrasjonen fra år til år på grunn av antropogene utslipp.

### Målinger av CO<sub>2</sub>

Det har tatt lang tid for forskere å nå opp til dagens kunnskapsnivå om karbonkretsløpet, både det naturlige kretsløpet og rollen til antropogene utslipp. For eksempel tok det lang tid før vi fikk nøyaktige og representative målinger for konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Lenge var det et problem hvordan en først skulle ta en luftprøve og så måle konsentrasjonen. De første teknikker var basert på titrering med kalkvann (den såkalte Pettenkoferprosessen). Det trengtes mye teknisk dyktighet og tålmodighet for å utføre arbeidet. Det hørte til unntaket at en kunne sjekke målinger mot en standard for målingskvalitet. Nesten alle tidlige målinger ble utført over land i nærheten av byer med forurenset luft. I tillegg ga de fleste målingene bare øyeblikksbilder. Få målinger var representative for de storstilte luftmassene. Moderne målinger demonstrerer store variasjoner innen en storby. Fotosyntesen, med en døgnlig variasjon, gjør det også vanskelig å måle i renere landlige omgivelser. Målinger for tett til jordoverflaten eller for mye beskyttet av skog, kan lett gi en systematisk feil i målingene på flere titalls ppm.

De mest kjente moderne målingene er fra Mauna Loa på Hawaii og startet i 1957 (Fig. 4). Disse målingene blir tatt på et fjell (3397 moh), men bare i luftmasser som kommer direkte inn fra havet. I gjennomsnitt kan en kun bruke målinger fra noen timer i hvert døgn. Lenge før målingene på Mauna Loa gjorde G.S. Callendar<sup>16</sup> omhyggelige valg av eksisterende målinger. Spesielt tok han hensyn til vindretningen, fordi han antok at målinger i luft fra havet var mest representative for å fastslå en storstilt bakgrunnsverdi. Callendar publiserte sine første resultater i 1938. I 1958 publiserte han verdien 289 ppm som den mest representative bakgrunnsverdi for konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>, et resultat som stemmer forbausende godt med moderne rekonstruksjoner før målingene på Hawaii.

Andre har senere samlet alle publiserte data tilbake til første del av 1800-talet og ukritisk bestemt årlige middeltall fra den gang og fram til nå. Siden ikke-representative målinger har blitt brukt, får en fram store, urealistiske variasjoner før 1950<sup>17</sup>. Resultatene er lette å finne på nettet og er blitt videreført i norske aviser som belegg for motstand mot kunnskapen om global oppvarming.

### Har vi alt en karbontilbakekopling fra havet?

Vi har sett at nye utslipp av CO<sub>2</sub> til atmosfæren delvis blir værende i atmosfæren, men at noe utveksles til havet og til biosfæren over land ved naturlige prosesser. Mer enn halvparten av utslippene tas slik opp i andre reservoarer enn atmosfæren. Vi har indikert at en klimaendring kan påvirke prosessene som overfører karbon til hav og biosfære på en slik måte at disse overføringene avtar. I så fall vil global oppvarming føre til at mer av utslippene blir værende i atmosfæren, dvs. en positiv tilbakekopling.

For overføring av CO<sub>2</sub> mellom atmosfæren og havet har vi to ulike effekter. For det første fører økende CO<sub>2</sub> i atmosfæren til at mer CO<sub>2</sub> blir løst opp i havet. Dette følger av *Henrys lov*<sup>18</sup>. Men med økende temperatur i havet avtar havets evne til å løse opp CO<sub>2</sub>. Den første effekten er for tiden større enn den andre. Dersom den andre effekten hadde vært dominerende, ville havets innhold av CO<sub>2</sub> avta. Men som vi har pekt på, viser målinger at innholdet av CO<sub>2</sub> øker i havet.

Forskere prøver å finne ut om vi allerede har en tilbakekopling fra CO<sub>2</sub> fra havet. Hovedhypotesen er at endringer i havsirkulasjonen – som følge av den globale oppvarmingen – minker havets evne til å ta opp CO<sub>2</sub> fra atmosfæren. Vi har sett at en oppvarming av havoverflaten, generelt synes å bidra til å dempe den vertikale sirkulasjonen. Slik er det grunn til å mene at vannmaser fra dypere lag, som ennå ikke har tatt opp antropogen CO<sub>2</sub>, i litt mindre grad når overflaten. Et viktig spørsmål er hvordan dette kan påvirke kretsløpet for karbon.

Havet sør i Stillehavet og Det indiske hav, som gjerne kalles Sørishavet (Southern Ocean), er en viktig arena for karbonopptak til havet, fordi mye av dyphavet utluftes her. Et arbeid (Le Quere m.fl.)<sup>19</sup> har vurdert CO<sub>2</sub>-opptak til Sørishavet ved å bruke data for CO<sub>2</sub> i atmosfæren for et dusin med målepunkter på sydlige halvkule. De finner at siden 1990 har Sørishavet begynt å avgi karbon. Dette er motsatt til det en beregner med modeller, som forutsetter at opptakene i havet skal øke på grunn av Henrys lov. Generelt er det ikke er noen enkel oppgave å beregne kilder og sluk for karbon ut fra konsentrasjoner av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. I vitenskapen kalles slike problem for inventeringsproblem. Det trengs nok derfor uavhengige undersøkelser som bekrefter disse resultatene før de kan betraktes som gyldige.

Le Quere m.fl. foreslår at endringene skyldes at vinden er blitt sterkere i området. Men det er ikke opplagt at sterkere vind vil gi en slik effekt. Økende vind øker ventilasjonen av vannmassene. Dette kan bidra til økt overføring av karbon fra dyphavet til atmosfæren. Men økende vind kan også overføre mer karbon fra økende konsentrasjoner i atmosfæren etter Henrys lov. Det spørs hva for en av de to effektene som for tiden dominerer. På sikt vil forventet oppvarming av overflatetemperaturene trolig bidra til å dempe ventilasjonen.

Flere har prøvd å vise at havets opptak av karbon har minket den siste tiden. En minking av opptaket i havet er demonstrert for Nord-Atlanteren i et arbeid av Schuster og Watson<sup>20</sup>. De studerte målinger av CO<sub>2</sub> fra skip i havets overflate for perioden 1994-1995 og fra 2002-2004. En uttrykker dataene ved partialtrykket (trykket CO<sub>2</sub> gir målt i deler av atmosfærens normaltrykk, mikroatmosfærer)<sup>21</sup> av CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>). Dersom for eksempel pCO<sub>2</sub> i lufta er høyere enn kalkulert pCO<sub>2</sub> i havet, vil CO<sub>2</sub> overføres til havet og oppløses der. Partialtrykket i lufta steg med 15 mikroatmosfærer i dekadene mellom måleperiodene. Det sterkeste scenariet sett ut fra Henrys lov ville være at pCO<sub>2</sub> i havet holdt seg konstant over perioden slik at forskjellen mellom atmosfære og hav ville øke med 15 pCO<sub>2</sub>. Men det som skjedde var at pCO<sub>2</sub> økte dobbelt så fort i havet, dvs. med 30 mikroatmosfærer. På høye bredder ble den totale forskjellen brutt ned til null, slik at det ikke fant sted noe opptak av CO<sub>2</sub> i havet i et område hvor opptaket normalt er stort.

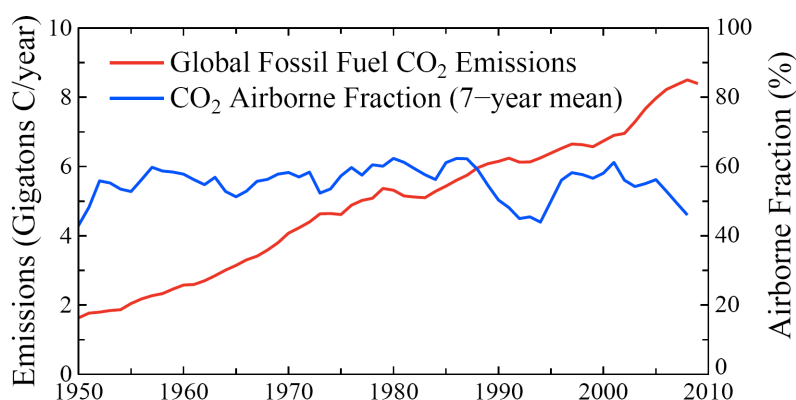
Også andre arbeider antyder at en karbontilbakekopling kan ha startet. For eksempel finner Canadell m.fl.<sup>22</sup> et endret forhold mellom opptaket av CO<sub>2</sub> i atmosfæren og utslippene av karbon. De finner at forholdet har økt fra 0,4 rundt 1960 til 0,45 i dag. Modeller som simulerer karbonkretsløpet viser

også en økning i dette forholdet, men at økningen inntreer først noe senere. For perioden 1960 til 2000 gir modellene faktisk en liten minking i forholdet drevet av et økt naturlig opptak av karbon. Canadell m.fl. konkluderer med at tilbakekoplingen i virkeligheten har startet tidligere enn modellene har forutsagt.

Oppvarmingen ved slutten av siste istid ble satt i gang av endringer i jordas baneparametre som fikk isen til å smelte. Senere ble oppvarmingen forsterket ved økende konsentrasjon av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Endringer i jordbanen drev smeltingen av is som igjen drev klimaendringene, som igjen utløste en positiv tilbakekopling i karbonkretsløpet, en prosess som fremdeles ikke er helt forstått. I dag økes CO<sub>2</sub> direkte ved våre utslipp av gassen. Et viktig spørsmål er når karbonkretsløpet vil gi en positiv tilbakekopling og hvor sterkt den vil bli.

## Overvåking

Den globale oppvarmingen overvåkes ved klimamålinger. En viktig del av dette er overvåking av kretsløpet for karbon. Dette gjøres spesielt ved to nøkkelstørrelser: de årlige utslippene av karbondioksid til atmosfæren og den årlige økningen i karbondioksid i atmosfæren, begge størrelser som er godt bestemt.



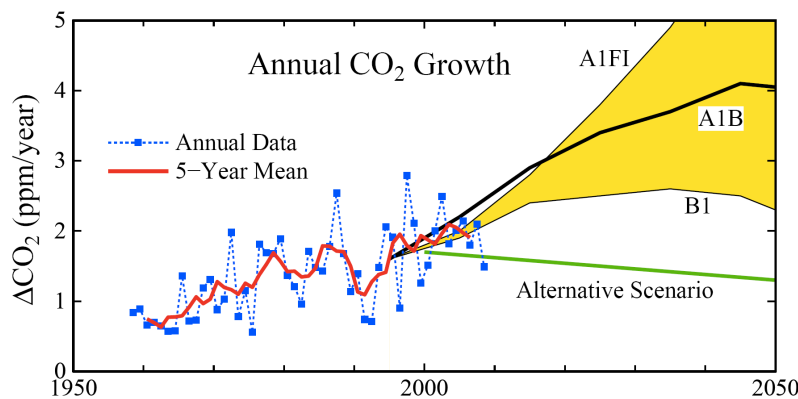
**Fig. 8:** Utslipp fra fossilt drivstoff i GtC og delen i prosent som blir igjen i atmosfæren. (Utslipp fra Boden m. fl., ORNL/CDIACs Web site, [http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/meth\\_reg.html](http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/meth_reg.html). Data om delen som blir igjen er oppdatert fra Hansen og Sato<sup>23</sup>)

Den første størrelsen (Fig. 8) forteller oss om veksten i utslippene som var stor de første tiårene etter siste verdenskrig (4,5 prosent per år fra 1950 til 1973). Den minket til 1,5 prosent per år mellom 1973 og 2003, men mellom 2003 og 2008 var gjennomsnittlig økning 3 prosent per år etter som bruk av kull økte raskt, spesielt i Kina. En kan også overvåke akkumulert utslipp. Da finner vi for eksempel at USA er ansvarlig for omtrent tre ganger mer menneskeskapt karbondioksid i dagens luft enn Kina. Overvåking av utslippene forteller oss hva slags klimapolitikk verden fører, om for eksempel avtaler som *Kyotoprotokollen* har noen virkning. Kyotoprotokollen ble inngått i 1997 og trådte i kraft i 2005 med "legalt bindende forpliktelser" å redusere utslipp av drivhusgasser for perioden 2008-2012. Det ser ikke ut som om protokollen har hatt noen virkning. Derimot førte finanskrisen (2009) til en utilsiktet, kortsiktig demping i veksten.

Den andre størrelsen er den årlige økningen i CO<sub>2</sub> i atmosfæren (Fig. 9). Denne størrelsen varierer mye fra et år til det neste, fluktuasjoner som er knyttet til variasjoner i været. En årsak er svingningene i overflatetemperaturen i havet knyttet til El Niño-La Niña, som påvirker havets evne til å absorbere CO<sub>2</sub>. Tørke reduserer også evnen vegetasjonen har opp karbon og skogbranner utløser

CO<sub>2</sub>. For overvåkingsformål må det foretas en tidsutjevning for å eliminere for de årlige fluktuasjonene.

Verdifull innsyn i karbonkretsløpet får en også ved det enkle forholdet mellom den andre og første størrelser som er godt kjent (omgjort til GtC, Fig. 8). Forholdet viser oss hvor stor del av utslippene som blir værende igjen i atmosfæren, for eksempel i prosent. Om en tar gjennomsnitt over flere år har denne verdien holdt seg nesten konstant i 50 år på 56 % (Merk at vi her ikke har med effekten av avskoging som gir mer usikre tall). Det er heldig at sluket til hav og biosfære over land har gjort det mulig å flytte en stor del av de antropogene utslippene fra atmosfæren – hvis ikke ville klimaendringene være større. En eventuell reduksjon i sluket vil være et tegn på positiv tilbakekopling fra karbonkretsløpet, en tilbakekopling som mange forskere venter seg. En ulempe ved at store deler av utslippene blir tatt opp av havet, er at de fører til en forsurening som kan forstyrre livet i havet (*havets forsurening*).



**Fig. 9:** Årlig vekst i karbondioksid i atmosfæren som observert fram til 2008, i scenarier fra IPCC (2001) og i det alternative scenario fra Hansen m. fl. (2000). Observasjonene er oppdatert fra Hansen og Sato<sup>23</sup> med originale data fra NOAA/ESRL. Web site, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>.

Etter som tiden går, vil det bli mer og mer nyttig å sammenligne vekst i utslippene med scenarier for framtiden som er inkludert i Fig. 9 og som alle starter fra år 2000 (*utslippsscenarioer*). Alle IPCCs scenario gir økte utslipp de første ti årene, de med størst utslippsvekst blir betegnet som business-as-usual. Vi ser at utslippene de første ti årene følger tett disse scenariene, som bygger på en antakelse om at alt tilgjengelig fossilt drivstoff vil bli brent. En fortsatt utvikling langs dette scenariet gir en sikker klimakatastrofe, der for eksempel store deler av innlandsisene ved polene kan smelte og føre til en heving av havnivået med flere meter.

Vi har sett at landmasser på jorda utgjør et sluk for CO<sub>2</sub> til tross for av storstilt avskoging. Forbedret praksis innen jord- og skogbruk vil kunne øke opptaket av CO<sub>2</sub> betraktelig. Men enhver optimisme for å kunne stabilisere klima er avhengig av at de direkte utslippene vil avta. Dersom utslippene fortsetter å øke, mener mange klimaforskere at vegetasjon og hav vil bli et mindre effektivt sluk eller til og med en kilde for drivhusgasser.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide)

<sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon>

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_dioxide\\_in\\_the\\_Earth's\\_atmosphere](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_dioxide_in_the_Earth's_atmosphere)

<sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Respiration>

<sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Photosynthesis>

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Carbon_cycle)

<sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mauna\\_Loa](http://en.wikipedia.org/wiki/Mauna_Loa)

<sup>8</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>9</sup> <http://www.globalcarbonproject.org/>

<sup>10</sup> <http://www.iea.org/>

<sup>11</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Isotope>

<sup>12</sup> <http://www.realclimate.org/> 7. juni 2005

<sup>13</sup> Sabine, C.L. et al. 2004. *The Oceanic Sink for Anthropogenic CO<sub>2</sub>*. U.S. Dept. of Commerce / NOAA / OAR / PMEL / Publications. <http://www.pmel.noaa.gov/pubs/outstand/sabi2683/sabi2683.shtml>

<sup>14</sup> <http://www.realclimate.org/> 27. april 2007

<sup>15</sup> Lorius, C., J. et al., 1990: The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, 139-145.

<sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Guy\\_Stewart\\_Callendar](http://en.wikipedia.org/wiki/Guy_Stewart_Callendar)

<sup>17</sup> <http://www.realclimate.org/> 1. mai 2007

<sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Henry's\\_law](http://en.wikipedia.org/wiki/Henry's_law). Loven uttrykker at ved en konstant temperatur er mengden av en oppløst gass i en væske direkte proporsjonal med parsialtrykket av gassen i likevekt med væsken.

<sup>19</sup> Le Quere, C. et al. 2007. Saturation of the Southern Ocean CO<sub>2</sub> sink due to recent climate change, *Science*, 316 (5832), 1735-1738.

<sup>20</sup> Schuster, U., and A.J. Watson, 2007. A variable and decreasing sink for atmospheric CO<sub>2</sub> in the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 112, C11006, doi:10.1029/2006JC003941.

<sup>21</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Partial\\_pressure](http://en.wikipedia.org/wiki/Partial_pressure)

<sup>22</sup> Canadell, J.G. et al. 2007. Contributions to accelerating atmospheric CO<sub>2</sub> growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, doi 10.1073.



## VI.5. VULKANUTBRUDD OG KLIMAENDRINGER

### Året uten sommer

Det fins mange beretninger om været sommeren 1816, spesielt fra Europa og østkysten av Nord-Amerika<sup>1</sup>. Året har gått inn i historien som *året uten sommer*<sup>2</sup>. Over sentrale deler av Europa falt det mye regn og temperaturen var lav. I England var gjennomsnittlig sommertemperatur mellom 2,3 og 4,6 °C kaldere enn normalt. Nord i England var juli den kaldeste i målinger over 192 år. I slutten av juli skrev *Times* at dersom det kalde og våte været fortsatte, ville kornhøsten bli katastrofal. Det ble svikt i avlingene de fleste steder, innhøstingen var den laveste på svært lang tid. Prisen på brød og korn ble rekordhøy. I Frankrike var avlingene bare halvparten av et normalår. Vinhøsten startet først helt i slutten av oktober. Nordvest i Frankrike modnet ikke druene i det hele tatt. Sørlige Tyskland opplevde et katastrofeår i landbruket, neste vinter ble det hungersnød for mange. I Sveits ble året etter kalt tiggernes år. I Irland var nøden så stor at en antar at 65 000 døde som følge av matmangel. Høye matpriser og arbeidsløshet førte til mye oppstand mange steder rundt om i Europa, og militære styrker måtte settes inn for å holde orden. Immigrasjonen til USA økte.

Over østkysten av USA, i det området som ble kalt Ny-England, kom våren sent med frost til ut i midten av mai. Det ble plantet korn, poteter og grønnsaker, men mye ble ødelagt da det igjen kom kaldt vær fra Canada over Ny-England i begynnelsen av juni. Mellom 5. og 10. juni falt det fra 8 til 15 cm med snø over de nordligste områdene. De fleste måtte plante og så på nytt. En måned senere kom det en ny periode med kaldt vær, og det ble observert frost i Maine. Igjen ble avlingene ødelagt mange steder, og noen plantet for tredje gang. Bedre vær i august førte likevel til brukbare potetavlinger. Likevel, frosten kom tidlig dette året. Spesielt ille gikk for de som dyrket mais. I New Haven varer vekstsesongen normalt varer 155 dager. Dette året var den hele 55 dager kortere.

Brian Fagan skriver om hvordan den dårlige sommeren i 1816 satte i gang en krise i den vestlige verden med matmangel og arbeidsløshet<sup>3</sup>. Han skriver at i Sveits var dødeligheten 8 % høyere i 1816 enn i året før. Men følgen av året uten sommer ble verre i 1817, da var dødeligheten 56 % høyere enn to år tidligere. Som i tidligere uår skrev de fleste dødsfallene seg fra infeksjonssykdommer knyttet til for lite næring eller feilernæring. Slik brøt det ut tyfus mange steder. Historikeren Alexander Stollenwerk skrev: "Det er skrekkelig å se skinnmagre skjeletter med grådig appetitt grafse i seg den mest avskyelige og unaturlige mat – beinrester av døde dyr, dyrefor, brennesler og svinemat."

### Utbruddet på Tambora

Vitenskapsmenn hadde ikke gode forklaringer på det dårlige været i 1816. Uår og hungersnød hadde de opplevd tidligere, det hørte til farer som alltid lurte. I dag vet vi at det uvanlige været kan knyttes til et uvanlig stort vulkanutbrudd fra vulkanen Mount Tambora 5.-15. april 1815<sup>4</sup>. Dette utbruddet førte til aerosoler i stratosfæren, for det meste sulfataerosoler, som endret jordas strålingsbalanse. Benjamin Franklin (1706-1790)<sup>5</sup> hadde allerede foreslått en slik klimaeffekt fra vulkanutbrudd. Da han var ambassadør i Paris observerte han som andre en tørr tåkedis, det vil si en dis uten skydråper, som vedvarte over mye av Europa gjennom vinteren 1783-84. Han satte opp en hypotese om at den strenge vinteren dette året over den nordlige halvkule hadde sammenheng med denne tørre disen. Han antok at disen skrev seg fra et vulkanutbrudd fra vulkanen Laki på Island sommeren 1783<sup>6</sup>.

Franklin mente den tørre disen reduserte solstrålingen til jordoverflaten, og at den kalde vinteren hadde sin årsak i dette.

I dag vet vi at aerosolene vulkanutbrudd fører opp i stratosfæren, påvirker klimasystemets strålingsbalanse ved blant annet å reflektere solstråling (Fig. 1). Det vil også være en klimaeffekt av aerosoler i troposfæren, men aerosolenes oppholdstid er her mye kortere. Et vulkanutbrudd som gir partikler i stratosfæren, gir et negativt strålingspådriv som bidrar til å kjøle av temperaturen ved jordoverflata et år eller to, dvs. så lenge partiklene holder stand. Detaljer om dette kommer vi tilbake til.

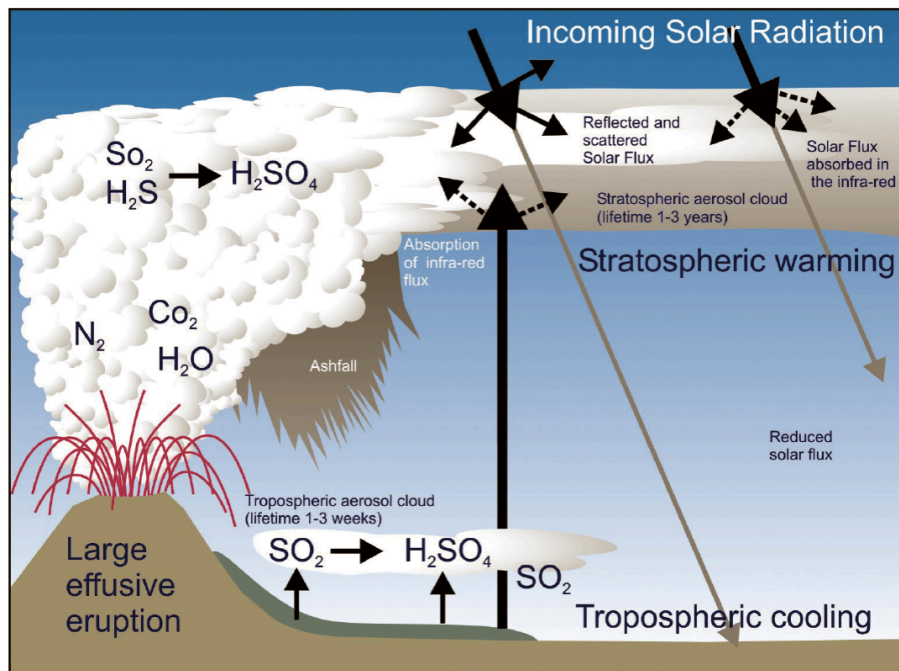


Fig. 1: Prosesser i atmosfæren etter et vulkanutbrudd som fører til store mengder aerosoler i stratosfæren.

Det tok tid før noen knyttet uåret i 1816 til vulkanutbruddet året før. Utbruddet fra Tambora på øya Sumbawa i Indonesia var sterkt 11. april 1815. En brite som befant seg på Java cirka 100 km vest for Tambora, skrev at atmosfæren var mettet med tykk røyk, sola var knapt synlig og viste seg bare i korte perioder som en obskur gjenstand bak en halvt gjennomskinnelig substans<sup>3</sup>. Noen dager senere, 19. april, tok utbruddene seg opp igjen med større styrke og ga mørke og askeregn over store områder. Utbruddet gjorde himmelen ganske mørk over en radius på over 500 km. Den britiske guvernøren på Java skrev: "Området for den forferdelige støyen og andre vulkaneffekter dekket en omkrets på over 1000 engelske miles og inkluderte hele Molukkene, Java og store deler av Celebes, Sumatra og Borneo. --- voldsomme virvelvinder tok med seg mennesker, hester, buskap og hva som helst som kom innenfor rekkevidde, opp i luften." Etter tre måneder med utbrudd var vulkanen Tambora blitt hele 1300 m lavere. Toppen hadde forsvunnet i en sky av lava og fin aske som steg høyt opp i atmosfæren. Omtrent 100 000 mennesker i området rundt vulkanen mistet livet.

Vulkanforskere har datert mer enn 5560 vulkanutbrudd siden istiden<sup>7</sup>. Utbruddet på Tambora var et av de kraftigste av dem alle, større enn utbruddet fra Santorini i Egeerhavet 1450 år før Kristus, en hendelse som noen ganger knyttes til legenden om Atlantis<sup>8</sup>. En mener at utbruddet satte opp en tsunami på 30 meter. Siden utbruddet på Mount Tambora har vi hatt mange nye store utbrudd, men ingen helt så store. Styrken på utbruddene anslås på forskjellige måter, den mest kjente er indeksen *vulkansk eksplosjonsindeks* (Volcanic Explosivity Index; VEI)<sup>9</sup> som anslår hvor eksplosivt et utbrudd har vært. I en liste over de største utbruddene de siste 250 år er utbruddet fra Tambora det sterkeste med VEI lik sju. De største utbruddene i tiden etter har hatt styrker fra 4 til 6. De mest kjente er utbruddene fra Krakatau i Indonesia i 1883 (VEI=6), St. Helens, USA 1980 (VEI=5), El Chichon 1982 (VEI=5) og Pinatubo, Filippinene 1991 (VEI=6).



Vulkanutbrudd fra St. Helens. Foto fra USGS tatt 18. mai 1980 av Austin Post.

### Utslipp fra vulkaner

I klimasammenheng er det først og fremst mengden av svoveloksid ( $\text{SO}_2$ ) til atmosfæren som teller. Ved kjemiske reaksjoner gir svoveldioksid aerosoler i atmosfæren som endrer strålingsbalansen. Vulkanforskere har anslått hvor mye svovel som ble tilført atmosfæren i de store utbruddene og angitt dette i Teragram ( $\text{Tg}$ )<sup>10</sup>. Det gir kanskje bedre assosiasjon å uttrykke mengdene av  $\text{SO}_2$  i Megatonn (Mt) i stedet for Terragram. Da er det greit at en Tg er lik en Mt. Det er anslått at Tamborautbruddet ga 130 Mt  $\text{SO}_2$ , Krakatu 32, St. Helens 1, El Chichon 7 og Pinatubo 17 Mt<sup>11</sup>. Metoden brukt for å estimere disse mengdene blir kalt den petrologiske metode, og en betrakter anslagene som minimumsestimater.

I 1783 var det et uvanlig stort utbrudd fra vulkanen Laki på Island. Eksplosiviteten var moderat og anslag for VEI er lik fire. Dette betyr at lite materiale trengte opp i stratosfæren. Men utbruddet varte hele seks måneder og slik førte det store mengder  $\text{SO}_2$  til troposfæren, anslaget er hele 100 Mt, nesten like mye som fra Tambora. Utbruddet førte til svært vanskelige levekår på Island. Et intenst regn av aske var det verste, i tillegg slo været seg vrangt.

Utbruddet fra vulkanen Toba på Indonesia en gang mellom 70 000 og 75 000 år siden<sup>12</sup> regnes å være det største i løpet av siste to millioner år. Utbruddet førte kanskje så mye som 6000 Mt aerosoler opp i atmosfæren, men usikkerheten i anslagene er stor. En har anslått at utbruddet førte til et fall i global temperatur på 3-4 °C over noen år. Utbruddet fant sted under forrige istid. Klimaeffekten var

så stor at hendelsen førte til utryddelse av flere dyrearter og store vanskeligheter for få menneskene som levde på den tiden. Utbruddet fra Toba var et utbrudd med VEI lik åtte, og slike utbrudd blir gjerne kalt superutbrudd fra en supervulkan<sup>13</sup>.

Et enormt utbrudd fra Yellowstone, USA, for 10 millioner år siden, trolig over 100 ganger kraftigere enn andre utbrudd man vet om, har fått mye omtale i media<sup>14</sup>. Store deler av Nord-Amerika ble dekket av et 2 m tykt lag med aske, og mye liv på jorda ble utryddet. Utbrudd fra Yellowstone har skjedd med cirka 600 000 års mellomrom. Supervulkanen har igjen begynt å røre på seg, omtrent 600 000 år siden det siste utbruddet. Dette skremmer mange, men det kan ta flere 100 000 år før neste utbrudd, og det trenger ikke å bli like kraftig som det sterkeste.

I de siste tiårene har en hatt flere større vulkanutbrudd som har gitt data for intense studier. Det kraftigste av disse var utbruddet fra Pinatubo som startet 15. juni i 1991<sup>15</sup>. Dette utbruddet har i særlig grad generert viktig klimaforskning. Utbruddet på Pinatubo forstyrret strålingsbalansen i klimasystemet gjennom noen få år og ga markante utslag i været.

Rundt 380 vulkaner har vært aktive siste hundre år og rundt 50 vulkaner er aktive hvert år. Vulkanaktiviteten er knyttet til aktive soner med *platetektonikk*<sup>16 17</sup>. De fleste vulkaner befinner seg i tropiske strøk på nordlige halvkule. Hvor store utbruddene av vulkanske gasser er, avhenger av termodynamiske forhold i vulkanen, som trykk og temperatur, og magmatypens kjemiske sammensetning. Sammensetningen av gassene som slippes ut kontrolleres vanligvis av likevekten mellom oppløste gasser på toppen av vulkanen og smeltede silikater i magmakammeret under. Slike forhold varierer mye mellom de ulike utbruddene og er avhengig av magmatyper og vulkanenes aktivitetsnivå. Vanndamp er den mest vanlige vulkanske gassen og bidrar med mellom 50 og 90 % av volumet i et utbrudd. Men bidraget av dette til konsentrasjonen av vanndamp i atmosfæren er forsvinnende liten. Om vanndamp blir ført opp i stratosfæren, kan den likevel få en klimaeffekt. Den nest vanligste gasen er CO<sub>2</sub> som utgjør opp til 40 % av volumet. I vanlige år fører vulkaner omtrent 0,15 Gt karbon opp i atmosfæren. Dette er mye mindre enn de 7 Gt som vi mennesker slipper ut (2007).

Svovelholdige gasser utgjør fra 2 til 35 % av volumet i vulkanske utslipp. Som sagt er det disse utslippene som er mest relevante utslippene når det gjelder påvirkning på klimaet. Den dominerende svovelkomponenten er svoveldioksid (SO<sub>2</sub>). De årlige utslippene av svovel fra vulkanutbrudd varierer fra 1,5 til over 100 Mt i året. Andre svovelkomponenter er hydrogensulfid (H<sub>2</sub>S), som vanligvis slippes ut sammen med CO<sub>2</sub>, og som gjerne blir omdannet til SO<sub>2</sub> i atmosfæren. H<sub>2</sub>S oksiderer således til SO<sub>2</sub> innen et par dager.

Når det gjelder innhold av svovelholdige gasser i troposfæren, bidrar vulkaner med hele 36 %. SO<sub>2</sub> blir overført til sulfat ved kjemiske reaksjoner - i nærvær av vandrdåper - i løpet av noen dager i troposfæren. Sulfat er svært oppløselig i vann og forsvinner fra troposfæren i løpet av mindre enn en uke ved avsetning i nedbør og ved turbulens i grenselaget mot overflaten. Vi kaller slike avsetninger for henholdsvis våt og tørr avsetning. Slike avsetninger kan føre til sur nedbør.

Vulkanutbrudd som gir svovelgasser til stratosfæren, må ha en viss eksplosivitet. Vulkanforskerne mener at slike mer eksplosive utbrudd opptrer i gjennomsnitt cirka en gang annet hvert år. Men

variasjonene fra tiår til tiår, fra hundreår til hundreår er store. Det er ikke bare eksplosive utbrudd som kan føre svoveltgasser opp til stratosfæren, men også mindre hendelser og annen avgassing fra vulkaner kan nå stratosfæren ved dynamiske prosesser for vekselvirkning mellom troposfære og stratosfære. Utbrudd i tropene kommer lettest opp i stratosfæren, og typiske sirkulasjoner i stratosfæren sprer aerosolene som dannes både mot nord og sør (Hadleycella). En har anslått en gjennomsnittlig årlig svovelmengde til stratosfæren på mellom 0,3 til 3 Mt. Men disse mengdene økes radikalt i store utbrudd.

Vulkansk svovel når altså stratosfæren som  $\text{SO}_2$  og  $\text{H}_2\text{S}$ , og  $\text{H}_2\text{S}$  oksiderer raskt til  $\text{SO}_2$ . Det er antatt at det ved oksidasjonen produseres et molekyl  $\text{H}_2\text{O}$  for hvert  $\text{SO}_2$  som produseres. Dette kan gi en vannkilde i stratosfæren etter vulkanutbrudd.  $\text{SO}_2$  omdannes til sulfat ved kjemiske reaksjoner som typisk tar omtrent 35 døgn. Sulfat har en oppholdstid på noen få år i stratosfæren. Nye partikler dannes på grunn av homogen dannelse av partikler av svovelsyre og vanndamp. Etter utbruddet fra Pinatubo ble det observert at 98 % av aerosolene i stratosfæren er flyktige, noe som betyr at den kjemiske sammensetningen lett kan endres. Dette indikerer at homogen partikkeldannelse er den viktigste prosessen for å forme aerosoler i stratosfæren. Størrelsen på aerosolene øker på grunn av kondensasjon av vanndamp på eksisterende partikler. Observasjoner og modelleksperimenter har vist at det tar cirka tre måneder å bygge opp et maksimum i sulfataerosoler i stratosfæren etter et stort vulkanutbrudd med  $\text{SO}_2$ . Økte mengder med aerosoler kan observeres i omtrent fire år. Målinger av aerosolenes spredning av sollyset og optisk dybde (se nedenfor) viser en *e-foldingstid* på omtrent et år. E-foldingstiden er den tiden det tar før konsentrasjonene er redusert til  $1/e$ , hvor  $e = 2.72^{18}$ .

### Strålingspådriv fra aerosoler

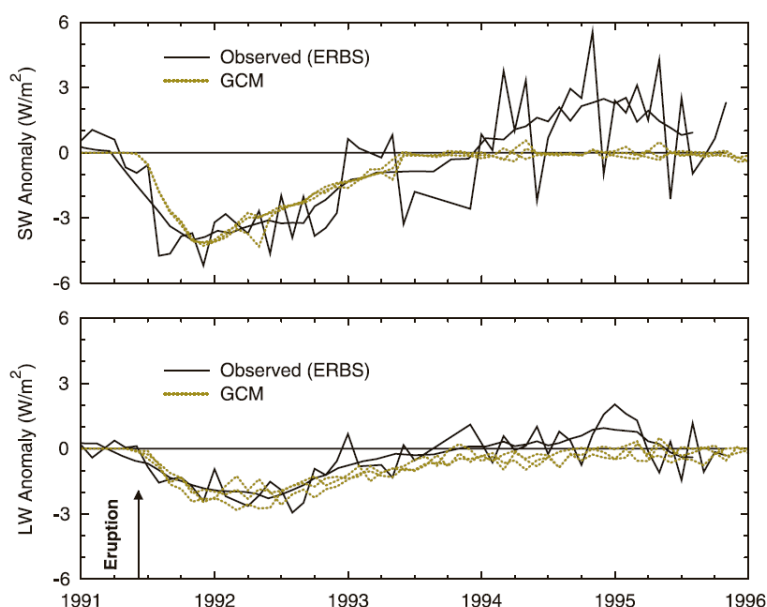
Aerosoler i atmosfæren kan spre sollyset og reflektere det til verdensrommet. Men aerosoler kan også absorbere både sollyset og langbølget stråling og slik bidra til å emitte langbølget stråling (se neste kapittel). For utslipp fra vulkaner er det gjerne refleksjonen av sollyset til verdensrommet som er den viktigste effekten. Slik vil mindre solenergi nå jordoverflaten. Et mål for aerosolenes effekt på solstrålingen er *optisk tykkelse*<sup>19</sup>. Denne tykkelsen kan uttrykkes som et tall mellom null og en og øker etter hvor gjennomskinnelig atmosfæren er. Etter som den optiske tykkelsen øker, spres mer av solstrålingen ut i verdensrommet. Dette gir et direkte strålingspådriv fra aerosoler, som kan anslås i Watt per kvadratmeter slik som for andre pådriv vi har diskutert (se mer i kapitlet om aerosoler). Siden solenergien som når overflaten<sup>20</sup> avtar, er pådrivet negativt og virker til kaldere klima. Sett fra verdensrommet gir mer aerosoler et lysere klimasystem (høyere albedo), mens sett fra overflaten blir det mørkere. Vanligvis regnes også ut en indirekte effekt ved at aerosolene påvirker skyenes strålingsbalanse (se diskusjonen om skyers klimaeffekt i forrige og neste kapittel). Men den indirekte effekten gjelder først og fremst troposfæren der skyene stort sett befinner seg. Siden aerosoler i troposfæren har kort oppholdstid, vil en slik indirekte effekt stort sett bare vare så lenge utbruddet finner sted. Det blir observert at stratosfæren oppvarmes etter store vulkanutbrudd. Årsaken til dette er absorpsjon av solenergi.

I stratosfæren fører aerosolene til absorpsjon av solstråling og langbølget stråling nedenfra og oppvarming. Den er større ved tropene enn ved polene, noe som gir sterkere temperaturgradient fra polene til ekvator. Dette bidrar til en forsterkning av den *polare vintervirvelen* og til forsterkning av *Den nordatlantiske oscillasjon*. Dette betyr at et stort vulkanutbrudd ved tropene bidrar til at neste

vinter blir mild på våre bredder. Norske forskere har funnet store utbrudd kan påvirke variasjonen i været i flere år etter utbruddet ved å påvirke sjøtemperaturen i Nord-Atlanteren<sup>21</sup>.

## Pinatubo

De viktige vulkanutbrudd med klimaeffekt i de siste 150 år har vært: Pinatubo (Filippinene 1991), El Chichon (Mexico 1982), Mt. Agung (Indonesia 1963), Santa Maria (Guatemala 1902) and Krakatoa (Indonesia 1883). Alle disse utbruddene fant sted i tropene og hadde en høy VEI og store utbrudd av SO<sub>2</sub>. I hvert tilfelle var utbruddene så sterke at betydelige mengder SO<sub>2</sub> ble pumpet inn i stratosfæren. Som vi har sett kan aerosolene holde seg et par år i dette høye laget godt over skyer og nedbør, mens svovelaerosoler i troposfæren vaskes rask ut. En nøkkelfaktor med utbrudd i tropene er at sirkulasjonen i stratosfæren, med stigende luft i tropene og nedsynkning på høye breddegrader, favoriserer spredning av aerosolene over hele kloden. Dette betyr at kraftige utbrudd i tropene blir spredd over større områder enn like sterke utbrudd på høyere bredder der aerosolene vil ha større problem både med å nå stratosfæren og i å bli spredd utover.



**Fig. 2:** Strålingspådriv etter utbruddet fra Pinatubo. Avvik i absorbert kortbølget (øverst) og utstrålt langbølget (nederst) stråling ved toppen av atmosfæren fra observasjoner og modellert i klimamodell. De observerte avvikene er i forhold til gjennomsnitt 1984-1990. Modellavvik er differansen mellom kjøring med og uten utslipp fra Pinatubo. Etter B.J. Soden med flere 2002 (*Science*).

Utbruddet fra Pinatubo i 1991 ble overvåket nøye med målinger av aerosoler og stråling på toppen av atmosfæren og ved overflaten<sup>22</sup>. Klimasystemets respons ble også nøye studert fra meteorologiske observasjoner og ved modellstudier. Partiklene i stratosfæren reflekterte solstrålingen, dvs. albedo økte. Maksimal økning i albedo var 0,007 i august 1991, noe som svarer til et strålingspådriv på -2,7 W/m<sup>2</sup>. Alt i slutten av 1991 var dette pådrivet redusert ganske mye. Global temperatur ved jordoverflaten avtok med mellom 0,5 og 0,7 °C på nordlige halvkule med størst utslag i september 1991 (Fig. 2).

Det er blitt vist at etter utbruddet ble den lavere stratosfære (16-24 km) varmet opp og den lavere troposfære kjølt av. Oppvarmingen av stratosfæren var opp til 2-3 °C 4-5 måneder etter utbruddet. Oppvarmingen var sterkest i tropene til 20 °N og °S. Senere ble også oppvarmingen merket lengre nord. Mønsteret for oppvarmingen samsvarte med den optiske tykkelsen på aerosolskya. Dette betyr at oppvarmingen skyltest at aerosolene absorberte kortbølget stråling i tillegg til å spre/reflektere.

Simuleringer i klimamodeller, der aerosolene foreskrives, samsvarer med observerte variasjoner i temperatur - både for lagene nær overflaten og i stratosfæren<sup>23 24</sup>. Dette gir muligheter for interessante eksperiment med modellene for å studere klimasystemets tilbakekopling, spesielt fra endringer i fuktigheten. Slike studier gir på denne måten kunnskap om klimasystemets sensitivitet for et pådriv. Som kjent er fuktigheten den viktigste drivhusgassen. Det ble observert at fuktigheten avtok i samsvar med temperaturen på en slik måte at relativ fuktighet holdt seg omtrent uforandret i gjennomsnitt. En har funnet at tilbakekoplingen fra reduksjon i fuktighet utgjorde cirka 60 % av avkjølingen ved overflaten. Dette samsvarer svært godt med teoretiske betraktninger. Den korte klimaimpulsene ga naturlig nok ikke data for å anslå tilbakekopling på grunn av endring i is- og snødekke.



To fotografier av atmosfæren tatt av astronauter i romskip fra NASA. Det øverste er fra før utbruddet fra Pinatubo og viser en klar stratosfære over bygeskyer i troposfæren. Det andre er tre uker etter utbruddet. Her ser en et grått og rødgrått lag med aske og svovelpartikler over tordenskyer (over Sør-Amerika). Det blå laget øverst på bildene er et resultat av molekyler spredning av solstråling. Siste bilde er tatt fra romskipet Atlantis (STS-43), NASA.

Sensitiviteten beregnet fra klimavariasjonene etter utbruddet på Pinatubo, er cirka 3,0 °C (omregnet til dobling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>). Dette er et viktig resultat som indikerer at klimasystemet svarer noenlunde likt på ulike globale strålingspådriv. Om det for eksempel skriver seg fra økt drivhuseffekt eller en reduksjon i solstrålingen synes å være underordnet. Regionale effekter av utbruddet på nordlige halvkule er også blitt studert. Interessant nok finner en størst respons mot kaldere vær om sommeren. Slik fikk både Europa og mye av Nord-Amerika en kald sommer i 1992. Mønsteret synes å stemme overens med temperaturendringene i 1816, året uten sommer etter utbruddet på Tambora. Men etter det vi vet om styrken på de to utbruddene, var nok utslagene i 1816 betraktelig større enn i 1992. Vinteren 1991-1992 var mild på grunn av en sterkere polarvirvel.



- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Year\\_Without\\_a\\_Summer](http://en.wikipedia.org/wiki/Year_Without_a_Summer)
- <sup>2</sup> Stommel, Henry & Elizabeth 1983. *Volcano Weather: The Story of 1816, the Year without a Summer*, Seven Seas Press, Newport RI.
- <sup>3</sup> Fagan, B.M. 2000. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300–1850*. New York: Basic Books.
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mount\\_Tambora](http://en.wikipedia.org/wiki/Mount_Tambora)
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Benjamin\\_Franklin](http://en.wikipedia.org/wiki/Benjamin_Franklin)
- <sup>6</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Laki>
- <sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Volcano>
- <sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Atlantis>
- <sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic\\_Explosivity\\_Index](http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic_Explosivity_Index)
- <sup>10</sup> Mega, Giga og Terra angir store tall; Mega er en million ( $10^6$ ), Giga tusen ganger Mega ( $10^9$ ) og Terra tusen ganger Giga ( $10^{12}$ ).
- <sup>11</sup> Mason, B. G., Pyle, D. M., Oppenheimer, C. 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology* **66** (8): 735–748.
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Toba\\_catastrophe\\_theory](http://en.wikipedia.org/wiki/Toba_catastrophe_theory)
- <sup>13</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Supervolcano>
- <sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Yellowstone\\_Caldera](http://en.wikipedia.org/wiki/Yellowstone_Caldera)
- <sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mount\\_Pinatubo](http://en.wikipedia.org/wiki/Mount_Pinatubo)
- <sup>16</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Volcano>
- <sup>17</sup> Textor, C., H-F. Graf, C. Timmreck, A. Robock. 2007. Emission from vulcanos. In *Emission of chemical compound and in the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, [http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/emissions\\_0207.pdf](http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/emissions_0207.pdf)
- <sup>18</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/E\\_\(mathematical\\_constant\)](http://en.wikipedia.org/wiki/E_(mathematical_constant))
- <sup>19</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Optical\\_depth](http://en.wikipedia.org/wiki/Optical_depth)
- <sup>20</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing)
- <sup>21</sup> Otterå m.fl. 2010. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, 3, 688-694.
- <sup>22</sup> McCormick, M.P. 1995. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373, 399-404.
- <sup>23</sup> Soden B.J. et al. 2002. Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo: A Test of Climate Feedback by Water Vapor. *Science*, 296, 727-730.
- <sup>24</sup> Robock, A. 2003. Mount Pinatubo as a Test of Climate Feedback Mechanisms. In *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, Geophysical Monograph 139, AGU.



## VI.6. KLIMAPÅVIRKNING FRA AEROSOLER OG OZON

Vi har alt sett på klimaeffekten av vulkanutbrudd som gir aerosoler i stratosfæren, partikler som blant annet sprer sollys tilbake til verdensrommet og slik bidrar til kaldere klima. I tillegg har vi diskutert strålingseffekten av skyer hvor aerosoler spiller en stor rolle som kondensasjonsskjerner. Vi skal nå se nærmere på klimaeffekten av aerosoler i troposfæren der de aller fleste skyene fins. I tillegg vil vi vurdere klimaeffekten av ozon, en gass som gir klimaeffekt i både troposfæren og stratosfæren. For både aerosoler og ozon vil vi konsentrere oss om klimaeffekter som skyldes luftforurensing.

### Kort om aerosoler

Fra studietiden tidlig på 1960-tallet, da jeg var meteorologassistent på Flesland flyplass, husker jeg flypiloter fortalte om sine observasjoner av forurenset luft over store deler av Europa sør for oss. De var sikker på at disen de observerte ikke primært var fuktighet, men partikler som et resultat av luftforurensing. På engelsk brukes ordet haze<sup>1</sup> for dis fra slike synlige partikler. På norsk kaller vi vanligvis haze for tørrdis. Norske meteorologer kaller disen for ølrøyk i værrapporter, men dette uttrykket er lite kjent. Over ørkener og andre områder rike på sand og tørr jord, vil tilstrekkelig sterk vind kunne virvle opp store mengder svevende partikler. I slike tilfeller blir det melt om ølrøyk i offisielle meteorologiske rapporter. Det hender at værrapporter fra flyplassen i Longyearbyen på Svalbard inneholder observasjoner av ølrøyk, som skriver seg fra oppvirvling av sandpartikler i Adventdalen like ved. Ordet industrirøyk blir også brukt i dagligtale, men da skyldes disen luftforurensing alene.

I klimasammenheng brukes ordet aerosol i meningen svevende partikler i fast eller flytende form<sup>2</sup>. Mens tørrdis er synlig, trenger ikke aerosoler nødvendigvis være direkte synlige. Vi skiller mellom antropogene aerosoler fra luftforurensing og aerosoler som har en naturlig kilde. På engelsk brukes også ofte uttrykket *particulate matter* (PM)<sup>3</sup> i tillegg til aerosoler. Mens aerosoler omfatter gasser som kan føre til aerosoler, slik som svoveldioksid (SO<sub>2</sub>), omfatter PM bare partikler.

Mange steder på jorda, for eksempel over store områder av Canada, raser det ofte store skogbranner om sommeren<sup>4</sup>. Det danner seg store partikkelskyer, aerosoler som sprer sollyset. Slike aerosoler blir regnet som naturlige. Skyene kan bli ført med vinden over store avstander. Noen ganger kan partiklene bli transportert sørover til de folkerike statene på østkysten av USA. Spredningen av sollyset er så stor at jordoverflaten mottar betydelig mindre solenergi enn ellers. På den måten kan temperaturen bli flere grader lavere enn den ville vært uten denne røyken. Dette kan by på problem for varslingsmeteorologene, som varsler på grunnlag av prognoser fra *værvarslingsmodeller* der effekten av slike aerosoler vanligvis ikke er med. Derfor gir de alt for høy temperatur om dagen i slike tilfeller.

Aerosoler kan som sagt forekomme i både fast og flytende form. Naturlige kilder er støv som blir virvlet opp fra tørr jord og ørken, spesielt ved sandstormer, skog- og gressbranner - også omtalt som brenning av biomasse - og saltpartikler virvlet opp fra brytende bølger på havet. Et betydelig antall mindre vulkanutbrudd er også en viktig kilde, mens store utbrudd gjerne behandles for seg selv som spesielle hendelser. Levende vegetasjon kan også avgi aerosoler. Når en ser bort fra partikler som virvles opp fra sand, er støv fra vulkaner, skog- og gressbranner den største naturlige kilden. Sjøsprøyt er også en stor kilde selv om de fleste saltpartiklene som slynges opp faller raskt ned igjen.



Aerosolerskyer over nordvestlige India og Bangladesh, 4. desember 2001.  
[http://visibleearth.nasa.gov/view\\_rec.php?id=2309](http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=2309)  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>

Antropogene kilder er utslipp fra industrivirksomhet og brenning av fossilt brensel i kjøretøy og kraftverk. Brenning av biomasse kan være både en antropogen og naturlig kilde, men regnes vanligvis som en naturlig kilde. De største kildene er fra forbrenning i motorer og kraftverk, og utslipp fra fabrikker og områder der vegetasjonen er fjernet. Noen av utslippene gir aerosoler direkte ut i lufta (direkte utslipp), mens andre er gassutslipp som fører til dannelse av partikler i atmosfæren (sekundære utslipp). Det arbeides for å regulere utslippene, slik som fra kjøretøy, ved å innføre strengere standarder. For eksempel har staten California en restriktiv standard som tillater 0,006 gram per kilometer for lette kjøretøy. I EU innføres enda strengere standarder.

Diameteren for aerosoler i lufta kan variere fra 10 nm ( $10^{-9}$  m) til 100  $\mu$ m ( $10^{-6}$ m). Vanlig enhet er mikrometer ( $\mu$ m), og noen ganger bruker en betegnelser som PM<sub>10</sub> for å angi partikler med diameter

mindre eller lik 10  $\mu\text{m}$ . Alle partikler mindre enn 100 nm blir gjerne klassifisert som ultrafine partikler.

Innholdet i aerosoler i atmosfæren avhenger selvsagt mye av kilden for utslippene. Mineralstøv har vanligvis sitt opphav i mineraloksidene som virvles opp fra jordskorpen. Slike aerosoler kan absorbere solstråling. Sjøsalt som aerosoler består for det meste av natriumklorid. Sjøsalt kan også inneholde andre komponenter fra sjøvann, slik som magnesium, sulfat, kalsium etc. Aerosoler fra sjøsprøyt kan også inneholde organiske komponenter. Sjøsalt absorberer ikke solstråling.

Sekundære partikler oppstår ved oksidering av gasser som svovel- og nitrogenoksid til svovelsyre (flytende) og nitratsyre (gassform). Utslippene av gassene som fører til aerosolene kan være antropogene eller ha en naturlig opprinnelse fra biosfæren. I nærvær av ammonium tar sekundære aerosoler form av ammoniumsulfat og ammoniumnitrat. Uten ammonium tar sekundære aerosoler en syreform som svovelsyre (aerosoler i flytende form) og nitratsyre (gass). Sulfat og nitrataerosoler sprer solstråling effektivt.

Organiske komponenter (organic matter, OM) kan være både primære og sekundære aerosoler og ha naturlige og antropogene kilder. OM influerer strålingen både ved spredning og absorpsjon. En annen viktig aerosoltype er *sot* (black carbon)<sup>5</sup>. Sot dannes ved ufullstendig brenning av fossilt brensel eller biomasse. Sot inkluderer materiale som absorberer varme i atmosfæren og kan slik gi et positivt strålingspådriv. Når sot avsettes på snø og is, reduseres albedo. Også dette bidrar til et positivt strålingspådriv. Organiske komponenter og sot utgjør til sammen karbondelen av aerosoler.

Den kjemiske sammensetningen i aerosoler påvirker hvordan de vekselvirker med solstråling, dvs. hvor mye stråling som spres og hvor mye som absorberes.

## Luftforurensing

Ofte bruker vi luftforurensing som et samlebegrep for samtlige antropogene utslipp<sup>6</sup>, men ikke alle forurensinger fører til aerosoler. For eksempel kan noen forurensinger skade ozonlaget uten at aerosoler er involvert. Som et gjennomsnitt over hele kloden utgjør antropogene aerosoler for tiden omkring 10 % av totalmengden i atmosfæren. Store mengder fine partikler lokalt over byer eller nær visse typer industri, kan gi risiko for lunge- og hjertesykdommer, i noen tilfeller også visse former for kreft. Luftforurensinger som for eksempel svovelutslipp, gjør skade på miljøet og kan være sykdomsfremkallende lokalt og regionalt. Sur nedbør er et eksempel på et miljøproblem som følger av svovelutslipp<sup>7</sup>. I tillegg påvirker utslippene klimaet ved at svovelutslipp fører til aerosoler.

Det spørres ofte om antropogene utslipp av klimagasser er luftforurensing. En klimagass som CO<sub>2</sub> skader vanligvis verken mennesker eller miljøet lokalt der den slippes ut og regnes vanligvis ikke som en luftforurensing. I de fleste sammenhenger kan faktisk CO<sub>2</sub> kalles en livgivende gass. Folk som er skeptisk til at mennesker kan være årsak til klimaendringer, påpeker derfor stadig at CO<sub>2</sub> ikke er en forurensing. En kjent amerikansk klimaforsker og klimaskeptiker, John Christy<sup>8</sup>, ble i en høring i Senatet spurt om CO<sub>2</sub> hadde noen negativ virkning på miljøet. Han svarte at det eneste han visste var at økt CO<sub>2</sub> hadde en gunstig effekt på plantevekst. CO<sub>2</sub> må nok likevel kunne kalles en forurensing når konsentrasjonen blir for høy i rom med mange mennesker og dersom utslipp fører til ugunstige klimaendringer.



Effekt av sur nedbør på en skog i fjellene Jizera, Czechia. Fota av Lovecz 10 July 2006. [http://en.wikipedia.org/wiki/Acid\\_rain](http://en.wikipedia.org/wiki/Acid_rain)

Studiet av luftforurensinger har en lang historie. Bruk av kull som brensel har for eksempel vært et problem for lokalmiljøet i mange engelske byer i flere hundre år. De fleste tidlige studier som ble gjort, omfattet lokal forurensing fra bestemte kilder, som oftest i byer. At luftforurensing også kan gi regionale miljøproblemer, er en relativt ny kunnskap. Kanskje var Henrik Ibsen en av de første som pekte på problemet. I *Brand* skriver han følgende om transport av luftforurensinger fra England til Norge:

*Verre tider; værre syner gjennom fremtidsnatten lyner!  
Brittens kvalme stenkulsky sænker sort seg over landet,  
smudser alt det friske grønne kvæler alle spirer skjønne,  
stryger lavt med giftstoff blandet,  
stjæler sol og dag fra egnen, drysset ned, som askeregnen over oldtidsdømte by.*

På slutten av 1960-årene studerte jeg lokalmeteorologi på Forsvarets forskningsinstitutt på Kjeller. På en reise sammen med en overordnet kollega til Nederland, diskuterte vi transport av luftforurensinger fra Europa til Norge med forskere i Nederland. En kjent forsker der mente at uttynningen av forurensing<sup>9</sup> over slike store avstander var så stor at langtransport ikke kunne være noe problem. Vi betvilte dette og fortalte om observasjoner av svært sur nedbør på fjelltoppen Hummelfell i Østerdalen, langt fra lokale forurensingskilder. En visste den gang en del om langtransport av partikler etter vulkanutbrudd, slik som utbruddet fra Laki (se kap. 5). Det fans også tilfeller der det ble rapportert ørkensand i luft eller nedbør over Norge. Men betydningen av langtransport av luftforurensing fra et land til andre, for eksempel innen Europa, var ikke kjent.

En klar demonstrasjon av langtransport i atmosfæren fikk vi tilfeldigvis under et feltforsøk av lokal spredning av partikler i indre Troms i 1970. Vi slapp ut visse partikler fra en kilde i terrenget og målte

partikkelkonsentrasjonene noen få kilometer nedstrøms. En måleteknikk gikk ut på å få partiklene til å feste seg til klebrige skiver i et instrument festet til et fly. Antall partikler ble talt opp ved å bruke mikroskop. Da fant vi også andre partikler enn dem vi hadde sluppet ut, partikler som så ut som svært små steinpartikler. Det viste seg at de stammet fra et vulkanutbrudd på Jan Mayen. Et satellittbilde viste at partiklene ble spredd en del nær kilden, men siden ble partiklene ført med vinden – trolig i en høyde på opp til 3000 m - som en fane med noenlunde konstant bredde tvers over hele Norskehavet mot Nord-Norge, uten særlig ytterligere spredning. Senere ble partiklene spredd av værssystemene over store områder og i dype lag.

Mange forskerne trodde som denne nederlenderen, at spredning hovedsakelig finner sted i atmosfærens grenselag mot jordoverflaten, dvs. i nederste 1000 m. Spredning og blanding forårsaket av lavtrykk, høytrykk og frontsirkulasjon ble neglisjert selv om teori for slik storstilt turbulens for lengst var utviklet av forskere som Ragnar Fjørtoft, som lenge var direktør for Meteorologisk institutt<sup>10</sup>. I dag vet vi at forurensing kan spres over store avstander og at den blir vasket ut ved nedbørdannelse og ved avsetning som følge av turbulens mot overflaten. Meteorologisk institutt har i mange år overvåket luftforurensing over Europa og regnet ut hvor mye hvert land bidrar til andre lands luftforurensing. Spesielt har en overvåket utslipp av svovel og effekten av avtaler i Europa om reduksjon av utslippene.

### Klimaeffekt av aerosoler

Aerosoler påvirker altså strålingsflukser gjennom atmosfæren og kan på den måten bidra til klimaendringer. Det er vanskelig å måle aerosolenes klimaeffekt direkte, de fleste forsøk på å estimere klimaeffekten av aerosoler er basert på bruk av klimamodeller. Mens strålingspådriv som skyldes økt drivhuseffekt kan bestemmes med en rimelig høy nøyaktighetsgrad, forblir usikkerhetene relatert til strålingspådriv fra aerosoler høye.

Mye av de antropogene aerosolene er sekundære partikler som skriver seg fra utslipp av svovelholdige gasser ved forbrenning, for det meste svoveldioksid (SO<sub>2</sub>). Som vi pekte på, blir sulfatpartikler i atmosfæren for en stor del formet som et resultat av kjemiske reaksjoner på SO<sub>2</sub>. Som for andre aerosoler i troposfæren, oppholder partiklene seg i lufta i bare noen dager, 5 dager i gjennomsnitt. Derfor er påvirkningen på strålingen av slike aerosoler begrenset til forurensingsområdene og arealer nedstrøms fra kildene. De største forurensingsområdene på kloden finner vi over Europa, østlige del av Nord-Amerika, Kina og India. Over disse områdene er det lokale eller regionale strålingspådrivet fra aerosoler, som stort sett er negativ, betydelig større i tallverdi enn det lokale pådrivet fra økt drivhuseffekt.

Aerosoler i troposfæren har to hovedeffekter på klimaet, kalt den *direkte* og den *indirekte effekt*. Den direkte effekten skyldes spredning av solstrålingen. Dette fører til økt albedo (lysere klode sett fra rommet), dvs. en avkjølede klimaeffekt. Vi husker at strålingspådriv ofte beregnes som et gjennomsnitt over jordkloden. Det kan diskuteres hvor relevant dette er når det gjelder antropogene aerosoler. IPCCs beste estimat for det direkte strålingspådrivet fra antropogene aerosoler siden den industrielle revolusjon er  $-0,5 \text{ W/m}^2$  med en usikkerhetsmargin fra  $-0,1$  til  $-0,9 \text{ W/m}^2$ <sup>11</sup>. Den vitenskapelige forståelsen for denne effekten av aerosoler blir vurdert av IPCC til å være mellom et gjennomsnittsnivå og et lavt nivå. I 2001<sup>12</sup> var forståelsen på et svært lavt nivå. Det er etter hvert kommet til satellittmålinger av aerosoler, målinger som brukes til å vurdere strålingspådriv beregnet i

modeller. Nye undersøkelser viser at den direkte effekten er mindre enn i IPCCs estimat med  $-0,3 \text{ W/m}^2$  som det beste estimat<sup>13</sup>.

Vi har tidligere nevnt den indirekte klimaeffekten av aerosoler, den som er knyttet til aerosoler og skyer (*indirekte aerosoleffekt*). Aerosoler tjener som kondensasjonskjerner ved danning av skydråper. Dersom et stort antall antropogene aerosoler er til stede når en sky dannes, vil den resulterende skya bestå av mange flere små skydråper enn under vanlige forhold. En sky med små dråper vil virke hvitere og spre mer sollys enn en sky med større dråper. Dette gir en høyere albedo og en avkjølede effekt. I tillegg kan slike skyer være lengre slik at skymengden øker i gjennomsnitt. I sin siste rapport kaller IPCC den indirekte effekten for skyalbedoeffekten. En vet ikke sikkert hvor stor denne effekten er når det gjelder strålingspådriv, men pådrivet er helt sikkert negativt. Norske meteorologer knyttet til Universitetet i Oslo er langt framme i den ytterst krevende forskningen for å estimere klimaeffekt av aerosoler (se artikler i *Cicerone*, for eksempel<sup>14</sup>). Arbeidet deres omfatter beregning av strålingspådriv og beregning av klimaeffekten av aerosoler. Deres klimamodeller omfatter utslipp av aerosoler, kjemiske reaksjoner og langtransport av aerosoler og luftforurensing. Forskningen inngår selvsagt i IPCC rapporter. I IPCCs rapport fra 2001 lå anslagene mellom 0 og  $1,5 \text{ W/m}^2$  uten at det ble angitt en mest sannsynlig verdi. I IPCCs rapport fra 2007 er den mest sannsynlige verdien for pådrivet fra skyalbedoeffekten  $-0,7 \text{ W/m}^2$ , med en ramme for usikkerhet fra  $-0,3$  til  $-1,8 \text{ W/m}^2$ . Nivået for den vitenskapelige forståelsen av denne effekten blir vurdert til å være lav, mens den i 2001 ble vurdert til å være svært lav.

Aerosoler kan både absorbere og spre kortbølget stråling. I tillegg kan aerosoler absorbere langbølget stråling. Dersom en substans både absorberer og sprer kortbølget stråling, kvantifiseres gjerne dette ved en albedo - single scattering albedo (SSA)<sup>15</sup>, som er forholdet mellom spredningen alene og spredning pluss absorpsjon for en partikkel. Slik blir SSA nær tallet en dersom spredningen dominerer og avtar etter som absorpsjon øker. For eksempel har aerosol som består av sjøsalt en SSA lik en, mens sot har SSA lik 0,23, noe som viser at sot først og fremst absorberer. Svart karbon eller sot, består av rene karbonpartikler eller klumper av partikler og er en av de viktigste absorberende aerosolene i atmosfæren. Strålingspådrivet er estimert av IPCC til å være  $0,2 \text{ W/m}^2$  med et usikkerhetsintervall mellom 0,1 til  $0,4 \text{ W/m}^2$ <sup>11</sup>. Videre vurderer IPCC effekten av sot på snø som til et pådriv på  $0,2 \text{ W/m}^2$  med rammer fra 0,0 til  $0,4 \text{ W/m}^2$ .

Som vi har sett er oppholdstiden i atmosfæren lang for drivhusgasser som menneskene slipper ut. Gassene blandes godt og konsentrasjonen varierer ikke stort i den frie atmosfære over kloden. Et globalt strålingspådriv gir derfor god mening. Siden aerosolene stort sett bare gir lokale og regionale pådriv, kan en ikke nødvendigvis sammenligne globale anslag med tilsvarende anslag fra drivhusgassene. Effekten av regionale pådriv på klimaet kan være vesentlig forskjellig fra pådriv med en jevnere global fordeling. Det er ikke lett å si hvordan denne forskjellen vil arte seg uten å gjøre kompliserte beregninger i klimamodeller. Siden luftforurensing er størst på nordlige halvkule, er det grunn til å tro at antropogene aerosoler gir bidrag til klimaforskjeller mellom nordlige og sørlige halvkule eller ved ekvator.

Som vi har sett gir svovelforurensinger miljøproblemer lokalt og regionalt. Derfor har en gjort mye i Europa og Nord-Amerika for å begrense utslippene. I Kina og India har utslippene økt dramatisk gjennom de siste årene og ventes å øke fortsatt. Også i disse land vil de lokale miljøproblemene etter hvert bli så store at det må gjøres noe for å redusere utslippene. Slike betraktninger er med i IPCCs



scenarier for utslipp i framtiden. Norske forskere finner blant annet at antropogene aerosoler påvirker årlig variasjon i ITCZ, sonen med konvergens og nedbør i tropene, slik at den over Afrika ikke når så høyt mot nord som vanlig<sup>6</sup>. I de siste tiårene har det regnet mindre i Sahel<sup>17</sup> enn normalt. Effekten av antropogene aerosoler kan være en av årsakene til dette. Siden en finner sammenheng mellom nedbør i Sahel og sjøtemperaturer i Nord-Atlanteren (se Del IV, kap. 5), må trolig aerosoler påvirke via sjøtemperaturen.

Selv om usikkerheten er stor, er det ingen tvil om at pådrivene fra antropogene aerosoler er betydelige og at de demper effekten av økt drivhuseffekt. Klimamodeller kan en kjøre med hvert pådriv hver for seg eller med kombinasjoner av pådriv. Kjøres modeller fra 1850 fram til nå med bare økt drivhuseffekt, blir oppvarmingen større enn observert. Tar en med effekten av aerosoler og vulkanutbrudd, får mange modeller en oppvarming omtrent som observert<sup>11</sup>.

### **Minkende luftforurensing vil øke den globale oppvarmingen**

Det var mye oppstyr etter en forskningsartikkel i *Nature* i 2005 om aerosoler og klima av den tyske forskeren Meinrat Andreae og de to britiske forskerne Peter Cox and Chris Jones<sup>18</sup> (kalt AJC nedenfor). De fant at den globale oppvarmingen vil øke i styrke etter som forurensing som fører til aerosoler, blir regulert i land som Kina og India på samme måte som i Europa og Nord-Amerika. Etter som dette skjer utover i dette hundreåret samtidig som konsentrasjonen av drivhusgasser som CO<sub>2</sub> stadig øker, vil global temperatur øke dramatisk. Deres beste estimat ga hele 6 °C økning fram til år 2100, noe som er mye mer enn de vanlige estimatene mellom 1,5 og 4,5 °C.

AJC mener at effekten av aerosoler har vært underestimert i vurderinger av hvor mye slike pådriv har dempet den globale oppvarmingen fram til 2005. Dette betyr i så fall en underestimert av klimasensitiviteten for en økt drivhuseffekt. Dersom effekten av aerosoler nå vil avta, kommer pådrivet av økt drivhuseffekt mer til sin rett. Andreae uttrykte seg slik i et intervju<sup>19</sup>: *Verdens mennesker driver klimaendringene med en fot på gasspedalen og en fot på bremsen. Når bremsen blir tatt av, gjør det en helvetes forskjell.*

Ved modellstudier finner AJC som andre, at utviklingen av global temperatur de siste tiårene bare kan forklares ved store pådriv fra økt drivhuseffekt, dempet ved pådriv fra aerosoler. For framtiden vil den avkjølede effekten fra aerosoler holde seg konstant eller avta, mens drivhusgassene fortsetter å øke, dvs. en trykker hardere på gassen, men letter på bremsingen. I deres argumentering tar de med en tilbakekopling av oppvarmingen på karbonkretsløpet. Som vi har sett absorberer naturlige økosystemer opp til halvparten av den CO<sub>2</sub> som mennesker slipper ut. De fleste klimamodeller antar at dette vil fortsette. Det fins imidlertid belegg for at fram mot 2050, vil jord og skog, eventuelt også havet, dempe opptaket av CO<sub>2</sub> og i stedet begynne å gi ut CO<sub>2</sub> (se kapittel om karbonkretsløpet).

Arbeidet til AJC er blitt kritisert og har ikke fått stor vekt i vurderinger foretatt av IPCC. Hovedideen i arbeidet til AJC er at enhver usikkerhet i aerosoleffekter kan overføres til en usikkerhet i klimasensitiviteten. Dette gir maksimale verdier for klimasensitivitet som er mye større enn det en normalt finner for doubling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub>. Et kjent anerkjent nettsted for klimadebatt, RealClimate<sup>20</sup>, kommer fram til at denne aerosoleffekten ikke er så sterk som indikert i arbeidet til AJC og bruker simuleringer med GISS ModelE for det 20. århundret til å illustrere dette. Denne modellen har en sensitivitet på 2,7 °C. Netto pådriv fra aerosoler er omtrent -0,7 W/m<sup>2</sup> fra 1940 til 2000, noe som er 55 % av total pådriv på -1,3 W/m<sup>2</sup> fra 1850 til 2000. Simuleringene viser opptak av

varme til havet som passer bra med det som er observert. Når en også tar hensyn til usikkerhet i andre pådriv, dempes resultatene og sensitiviteten blir mye som i estimatene til IPCC.

Den klassiske variasjonsbredden som IPCC har for klimasensitivitet, står fortsatt ved lag, mener de fleste. Antydninger om sensitivitet utover grensene må følges med forklaringer om hvordan disse verdiene kan forklare temperaturrespons gjennom istidene. Disse klimavariasjonene setter visse øvre og nedre bånd på hvor stor sensitiviteten kan være. Vi har de siste årene sett flere arbeider som antyder en større sensitivitet enn hva IPCC står inne for. Disse arbeidene har ikke i tilstrekkelig grad tatt hensyn til de bånd observert klimaendringer legger. Vi trenger arbeider som kan bidra til å gi mindre usikkerhet, for per i dag er den for stor. Siden det er skyalbedoeffekten som er mest usikker, er det viktig å prioritere denne forskningen.

## Global dimming

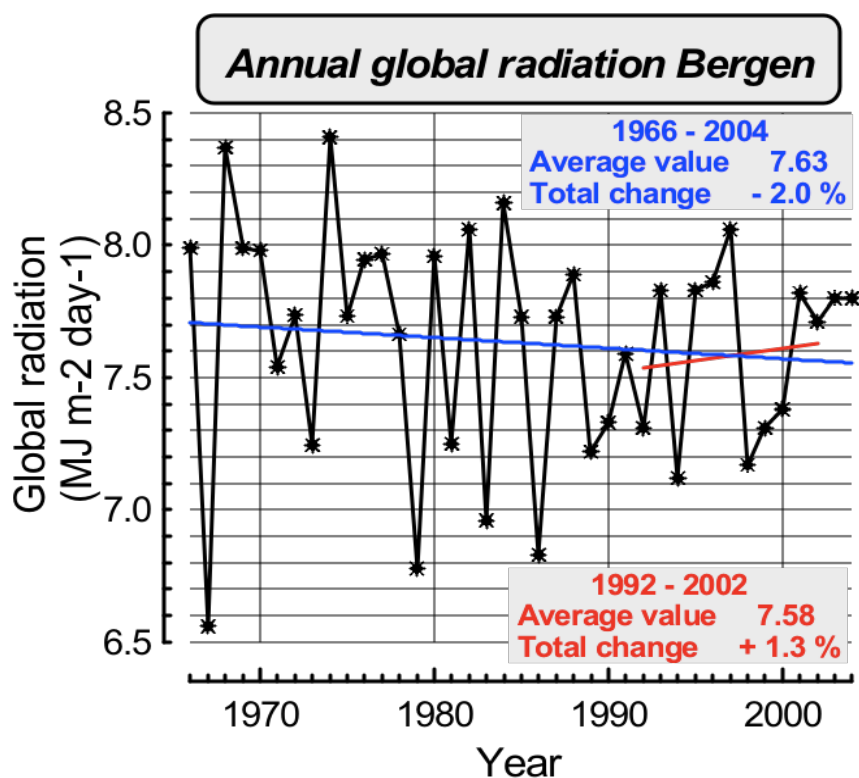
Uttrykket global oppvarming kjenner vi til. For noen år siden dukket uttrykket *global dimming* (samme ord på norsk og engelsk) opp nærmest som en motsatt klimaeffekt<sup>21</sup>. Folk ble forvirret fordi global dimming ofte ble sett på som en motsetning til global oppvarming. Ja, av mange ble det tatt som et bevis mot global oppvarming, en ny klimaeffekt som IPCC ikke hadde tatt hensyn til. Egentlig uttrykker global dimming – et uttrykk som fenger og vil bli husket - strålingseffekten av økende mengder antropogene aerosoler de siste tiårene. Denne effekten gir nettopp de pådriv vi har gjort rede for. Forskjellen ligger i at forskning omkring global dimming mer direkte er knyttet til strålingsmålinger.

Global dimming er den gradvise reduksjonen i solstrålingen til jordens overflate som har vært observert for flere tiår etter at systematiske målinger ble innført i 1950-åra. Begrepet knytter seg altså direkte til målinger av *globalstråling* målt i et målenett ved bakken, eller ved strålingsmålinger fra satellitter. Dimmingen er slik blitt overvåket ved målinger mye på same måte som temperatur, men stasjonsnettene er på langt nær like tett. I Bergen har Geofysisk institutt gjort slike målinger, blant annet av globalstråling, kontinuerlig siden 1965, dvs. at verdier for hver time er tilgjengelige for mer enn 40 år. Den observert negative trenden i globalstråling målt ved jordoverflaten, kan enten skyldes at skymengden eller/og skytykkelsen har økt eller at økt forurensing har gitt flere partikler i atmosfæren slik at albedo har økt. Studier av situasjoner med klart vær kan gi svar på hvor stor rolle luftforurensing spiller. Det er oppnådd enighet om at trenden har nær global karakter og global dimming er innført som både et begrep og et fenomen. Dimmingen varierer en del geografisk, på verdensbasis var reduksjonen i størrelsesorden noen få prosent av globalstrålingen ved overflaten fra 1960 til 1990.

Det første arbeidet om redusert globalstråling kom midt på 1980-tallet. Da ble det funnet at globalstrålingen ved jordoverflaten over Sveits hadde blitt redusert med hele 10 % over de siste dekadene. Hans resultat sto i sterk kontrast til gryende tegn på global oppvarming. Det var Gerry Stanhill som først studerte slike data for hele verden og som innførte uttrykket global dimming. Utover 1990-tallet kom det en mengde arbeider som viste en reduksjon i sollyset på tross av solid belegg for at jordkloden ble varmere. Reduksjonen ble estimert til mellom 2 og 3 % per dekadene på verdensbasis, men effekten varierte mye over planeten. En oversikt over forskningslitteraturen om global dimming finner en på Wikipedia<sup>20</sup>. Svakheten med de mange tallene som ble publisert var at de ikke var globale gjennomsnittstall, for eksempel har det vært vanskelig å påvise om det fant sted

noen dimming over havet. Størst reduksjon ble funnet over den nordlige halvkule på midlere bredder.

Vi har nevnt at flere forskere på 1970-tallet mente et en ny istid kunne komme tidligere enn antatt til da. Vi gjorde rede for tankegangen basert på framtidig variasjon av jordas baneparametre og observasjoner av tidligere mellomistider (kap. 1 i denne del). Det fantes også forskere på den tid som trodde at en global dimming (før ordet var oppfunnet) kunne bidra i samme retning. Sent på 1960-tallet utviklet den kjente russiske forskeren Mikhail Ivanovich Budyko<sup>22</sup> et enkel todimensjonal klimamodell for energibalanse for å studere effekten av refleksjon av stråling fra is og snø<sup>23</sup>. Han fant at *albedotilbakekoplingen* fra is og snø gir en løkke med positiv tilbakekopling slik at klimaet hele tiden blir kaldere. Jo mer snø og is, desto mer solstråling blir reflektert tilbake til verdensrommet. Dette gir et kaldere klima som igjen gir mer is og snø. Noen forskere var redd for at økt luftforurensing eller et vulkanutbrudd kunne starte en slik prosess som kunne føre oss over i en istid. Mange var også redde for at krig med atomvåpen ville kunne gi en rask avkjøling av kloden (nuclear winter)<sup>24</sup>.



**Fig. 1:** Årsmiddel for globalstråling for perioden 1966-2004 i Bergen. Blå linje/tekst: lineær trend over hele perioden på 39 år. Rød linje: lineær trend over 11-års perioden 1992 – 2002. Etter Jan Asle Olseth, Geofysisk institutt, UiB.

Nå vet vi at den globale dimmingen har stoppet opp og kanskje skiftet fortegn til en global lysning fra begynnelsen av 1990-tallet. Disse kjensgjerningene ble først og fremst publisert gjennom to artikler i *Science* i 2005 av Wild m. fl.<sup>25</sup> og Pinker m. fl.<sup>26</sup>. Gruppen til Wild samlet og analyserte data fra hundrevis av bakkestasjoner rundt om i verda. De fant at trenden har snudd, slik at det etter 1990 har vært en økning i globalstrålingen, og at dette hovedsakelig skyldes renere luft. Men det er ennå en

del igjen før en når nivået i 1960. Resultatene blir støttet av Pinker m. fl. som finner lignende, men mindre trender fra satellittdata.

I følge disse arbeidene er atmosfæren altså blitt renere og mer gjennomskinnelig siden 1990. Dette skyldes avtaler om reduksjon av for eksempel utslipp av svovel over Europa og Nord-Amerika og svekking av økonomien i Øst-Europa da regimene falt. Det må legges til at dimmingen øker fremledes over land som India, der skyer fra luftforurensing gjør himmelen stadig mørkere. Det overraskende er at en ikke finner en lignende økning i Kina, noe som kan tyde på økende bruk av teknologi for å rense utslippene.

Målingene i Bergen fra 1966 til 2004 gir også en global dimming på cirka 4 % fram til 1990 og en svak lysning etter 1990<sup>27</sup> (Fig. 1).

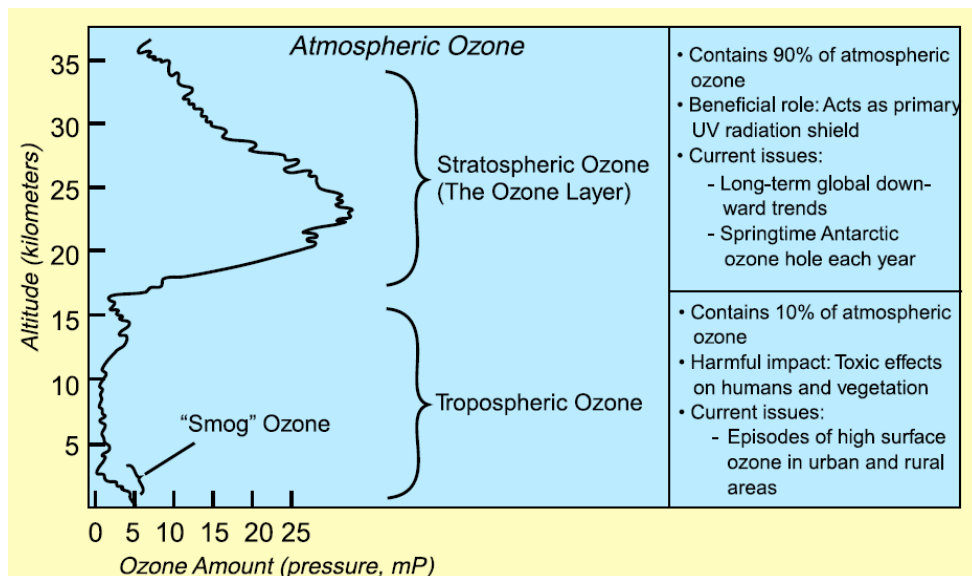
Den globale dimmingen påvirker altså jorda sin refleksjon av solar stråling (albedo), en fundamental parameter for den globale strålingsbalansen. Målinger fra satellitter siden syttitalet viser at den er 0,29 som et årlig globalt gjennomsnitt. I middel er innkommende stråling 341 W/m<sup>2</sup>. Slik representerer en endring i albedo på 0,01 en endring i energibalansen på 3,4 W/m<sup>2</sup>. Dette er nesten like mye som strålingspådrivet ved en dobling av CO<sub>2</sub>. Det er ikke sikkert hvor mye den globale dimmingen har påvirket albedoen, da vi bare har satellittmålinger fra noen få år<sup>28</sup>. Endringer i skydekket vil foruten å ha effekt på albedoen også virke inn på den infrarøde strålingen til verdensrommet.

Det er ingen motsetning mellom det vi har skrevet om aerosoler og klimapådriv og det vi har skrevet om global dimming. Klimasimuleringer for siste hundre år får slik fram dimmingen som et resultat med en viss lysning de siste årene.

### Klimaeffekten av ozon

*Ozonlaget* er et lag i stratosfæren som inneholder relativt høye konsentrasjoner av ozon (O<sub>3</sub>)<sup>29</sup>. Laget er lokalisert i stratosfærens nedre del fra omtrent 15 til 35 km over havoverflaten, men laget varierer geografisk og har årstidsvariasjoner. Ozonlaget absorberer 97-99 % av UV-strålingen, som potensielt kan skade liv på jorden. Over 90 % av all ozon i atmosfæren fins i ozonlaget. Relativt høy konsentrasjon betyr høy i forhold til konsentrasjonen i troposfæren. Selve konsentrasjonen er imidlertid bare noen få deler per en million deler luft (2 til 8 ppm). Stratosfæren er karakterisert med at temperaturen øker med høyden (inversjon) og at lufta er svært tørr. I en syklus for ozon-oksygen omdannes UV-stråling til energi som varmer opp atmosfæren. Slik spiller absorpsjon av UV-stråling en vesentlig rolle for stratosfærens temperaturstruktur.

Vanligvis måles ozon i atmosfæren i *Dobsonenheter* (DU; Dobson unit)<sup>30</sup>, som er et mål for total mengde ozon i en vertikal luftsøyle på et sted, dvs. tykkelsen av ozonlaget. En DU er et lag med ozon på 10 µm ved standard temperatur og trykk ved havoverflaten. En typisk tykkelse på ozonlaget er 300 DU. Dette betyr at dersom all ozon i ozonlaget ble ført ned til overflaten til et standardtrykk og en temperatur på null grader, ville ozonlaget bare være 3 mm tykt. Dobsonenheten har navn etter Gordon Dobson, en forsker ved Universitetet i Oxford<sup>31</sup>. På 1920-tallet var han den første til å konstruere et instrument for å måle, fra bakken, total ozon i en luftsøyle (Fig. 2).



**Fig. 2:** Fordeling av atmosfærisk ozon i partielt trykk som en funksjon av høyden over havoverflaten.

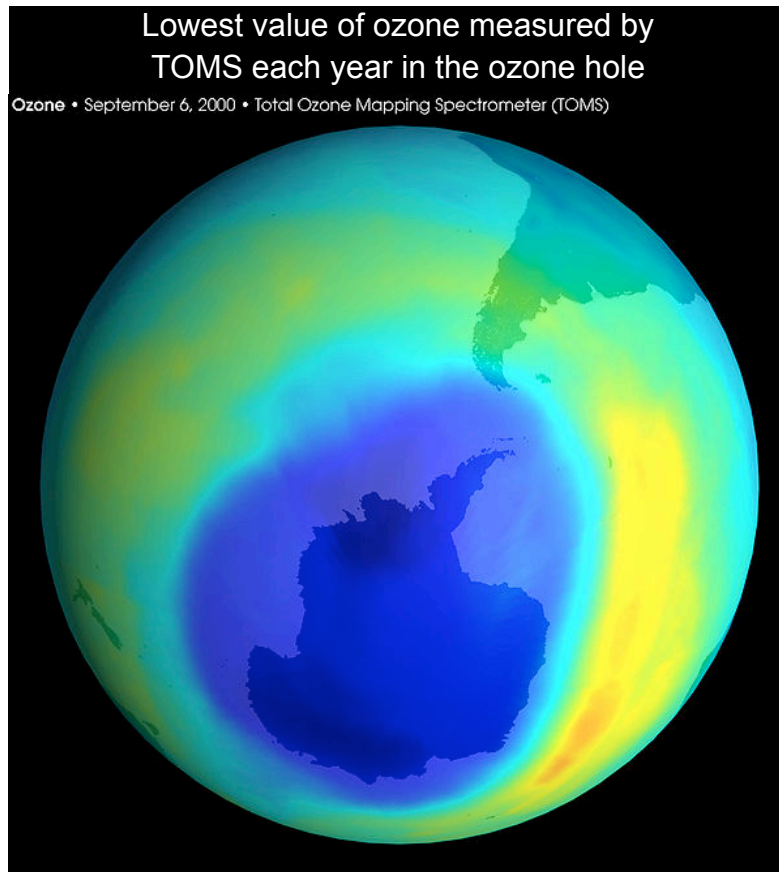
<http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone>

Ozon i stratosfæren blir dannet ved at UV-stråling treffer oksygenmolekyler som inneholder to oksygenatomer ( $O_2$ ), og splitter dem i individuelle atomer. Atomisk oksygen kombinerer med  $O_2$  og danner ozon,  $O_3$ . Selv om ozonmolekyler i stratosfæren kan leve lenge, er de ustabile. Når UV-stråling treffer ozon, splittes det i et molekyl  $O_2$  og et atom atomisk oksygen. Dette skjer i en kontinuerlig prosess som kalles syklusen for ozon-oksygen, en prosess som opprettholder ozonlaget i stratosfæren<sup>32</sup>. Cirka 10 % av all ozon i atmosfæren finnes i troposfæren. Omtrent 10 % av dette er igjen transportert fra stratosfæren, mens resten er dannet fra forurensing ved forskjellige mekanismer.

Det er i de siste tiårene gjort to viktige observasjoner som viser at ozonlaget tynnes ut: en stødig reduksjon på cirka 4 % per tiår siden sent på syttitallet av den totale mengde ozon i stratosfæren<sup>33</sup>; og en mye større reduksjon i stratosfærisk ozon over polområdene om våren, spesielt over Antarktis. Reduksjonen over Antarktis refereres til som *ozonbullet* (Fig. 3)

Ofte blir det sagt at endringer i ozonlaget er et miljøproblem uavhengig av klimaendringene. Det er riktig at uttynning av ozonlaget, som medfører økende UV-stråling ved jordoverflaten, kan utgjøre et helse- og miljøproblem uten at klimaet trenger å endre seg. Således har UV-stråling med bølgelengder mindre enn  $0,3 \mu\text{m}$  nok energi til å gi hudkreft på mennesker og blant annet skade gener på enklere organismer. Men endringer i ozon, i både stratosfæren og troposfæren, kan i tillegg bidra til klimaendringer, dvs. at endringer i ozon gir visse klimapådriv.

Ozon kan betraktes som et sporstoff som følger med vinden. Ved dannelse av vanlige høytrykk, som gjerne når opp i stratosfæren, trekkes luft med lite ozon oppover i atmosfæren og nordover. På den måten er det relativt lite ozon i stabile høytrykk. Omvendt trekkes luft med mye ozon nedover og sørover ved dannelse av lavtrykk. Derfor er lavtrykk forbundet med et relativt tykt ozonlag. Det er verdt å være klar over at soling av kroppen ofte finner sted i vær-situasjoner med høytrykk og relativt lite ozon.



**Fig. 3:** I dagene fra 21. til 30. september 2006 hadde ozonhullet den største utbredelsen som er blitt observert. Bildet viser mengden av ozon i stratosfæren den 24. september. Det er minst ozon i de blå områdene, mens ozonmengden øker mot grønne, gule og røde områder. NASA .  
[http://www.nasa.gov/vision/earth/lookingatearth/ozone\\_record.html](http://www.nasa.gov/vision/earth/lookingatearth/ozone_record.html)

Forurensing som når stratosfæren, forstyrrer det naturlige syklusen for ozon-oksygen og reduserer mengdene av ozon. Den viktigste prosessen i denne trenden er katalytisk destruksjon av ozon ved atomer av klor og brom (*halokarboner*). Den viktigste kilden til disse atomene (halogener) i stratosfæren er komponenter av klorfluorkarbon (KFK-er eller CFC-er)<sup>34</sup>, ofte kalt freoner<sup>35</sup>, og komponenter av bromfluorkarbon kjent som haloner<sup>36</sup>. Slike komponenter har lang oppholdstid i atmosfæren og transporteres til stratosfæren etter antropogene utslipp. Ozonfortynningen forsterkes etter som utslipp av KFK-er og haloner øker. Det er verdt å merke seg at molekyler av KFK bare fins i atmosfæren som følge av menneskers utslipp. Derimot fins det naturlige kilder for bromforbindelser. I stratosfæren blir noen av klor- og bromatomene skallet av, igjen under påvirkning av UV-stråling. Ved den katalytiske destruksjonen som finner sted, kan et eneste klor- eller bromatom ødelegge over 100 000 molekyler ozon.

I 1985 oppdaget Joe Farman, Brian Gardiner og Jonathan Shaklin ved British Antarctic Survey et område over Antarktis der halvparten av ozonet var blitt borte om våren (på sørlige halvkule: austral vår)<sup>37</sup>. Området med totalinnhold mindre enn 220 DU ble kalt ozonhullet. Gjennom nittitallet fortsatte totalozon i Antarktis å avta i september og oktober til å bli 40-50 % lavere enn de første verdiene for ozonhullet. I Arktis ble det funnet større variasjoner fra år til år enn i Antarktis. I enkelte år ble funnet reduksjoner på opp til 30 % om våren. På midlere bredder har ozon avtatt med omtrent

3 % under verdier før 1980 for breddene 35-60 °N og med omtrent 6 % for 35-60 °S. I tropene finner en ingen signifikant trend.

Ozonhullet i Antarktis kom som en overraskelse på forskere, og intense studier ble satt i gang for å forstå årsakene. Det viste seg at både luftkjemien knyttet til ozon og stratosfæresirkulasjonen i Antarktis var mer kompleks enn tidligere antatt. Det ble funnet at reaksjoner som finner sted i stratosfæriske skyer i stratosfæren (polar stratospheric clouds, PSCs) spiller en stor rolle i å redusere ozon<sup>38</sup>. Slike skyer dannes om vinteren under ekstrem kulde som en finner i stratosfæren over Antarktis. Den kalde luften er knyttet til en intens stratosfærisk *polarvirvel* der det er nesten ingen utveksling med luft på midlere bredder. Temperaturen går ned i under - 80 °C i polarnatten. Da dannes det skyepartikler som enten består av nitratsyre eller is. Begge typer PSC gir flater for kjemiske reaksjoner som leder til destruksjon av ozon. De fotokjemiske prosessene involvert er kompliserte, men godt forstått. Betydningen av sollys er årsaken til at ozonhullet er størst om våren. Om vinteren da det er mest PSC, fins det ikke lys til å drive de kjemiske reaksjonene. Høyere temperaturer fram mot sommeren svekker polarvirvelen, PSC løses opp og ozonhullet fylles.

I dag er det ingen tvil om at ozonhullet skyldes klor- og bromatomer som følge av menneskers utslipp av forurensinger som KFK-er. Stratosfærevirvelen over Arktis er noe forskjellig fra virvelen over Antarktis, slik er det blir større utveksling med luft på lavere bredder. Derfor har vi ikke lignende mulighet til å få dannet PSC og et lignende ozonhull på nordlige halvkule. Men også her har det vært en betydelig reduksjon av ozon, i størrelsesorden 5 % per tiår over de siste tiårene.

Reduksjon i ozon forklarer mye av den observerte reduksjon i temperaturen i stratosfæren. Som nevnt er det absorpsjon av UV-stråling i ozon som varmer opp stratosfæren, og minkende ozon leder til en avkjøling. Økende konsentrasjon av drivhusgasser som CO<sub>2</sub>, kan også bidra til lavere temperatur i stratosfæren, men effekten av reduksjon av ozon er til nå den dominerende effekten.

Professor Egil Hesstvedt ved Universitetet i Oslo var en av de første forskerne som advarte mot produksjon og bruk av KFK-er. Spraybokser som inneholdt KFK-er ble forbudt alt på 1970-tallet, først i Sverige. Etter at ozonhullet ble oppdaget, ble det fart i arbeidet for å få bort all produksjon av KFK. I 1987 fikk vi Montrealprotokollen<sup>39</sup>, en internasjonal avtale for å få bort utslipp som skader ozonlaget. Produksjon av KFK-er ble kraftig redusert alt i 1987 og faset helt ut innen 1996. Når det lyktes å få bort produksjon og bruk av KFK-er, skyldes nok dette at det var relativt enkelt å finne erstatninger som ikke påvirker ozonlaget. Som følge av den vellykkede avtalen øker ikke konsentrasjonen av disse gassene. Men KFK-er har en lang oppholdstid i atmosfæren. Slik vil det være betydelige mengder tilbake også om hundre år.

I august i 2003 ble det annonsert at ozontynningen er blitt dempet på grunn av den internasjonale avtalen om å forby KFK-er. Data fra tre satellitter og noen bakkestasjoner bekreftet at fortytningen er blitt redusert betraktelig gjennom siste 10 år. Med klimamodeller har en funnet at ozonhullet vil være redusert med bare omtrent 4 % til 2015. En fullstendig fjerning av hullet vil ikke komme før etter 2050<sup>40</sup>.

Det fins likevel en del usikkerhet i dette bildet fordi den globale oppvarmingen ventes å avkjøle stratosfæren og slik bidra til å opprettholde ozonhullet. Noen forskere er derfor bekymret for at lavere stratosfærisk temperatur i Arktis kan legge forholdene til rette for mer PSC, med et arktisk

ozonhull som følge. Dette problemet er ikke avklart, en av grunnene er at vi ikke vet hvordan den globale oppvarmingen vil påvirke episoder med *plutselig stratosfæreoppvarming* (se del II), et fenomen som bidrar til å svekke polarvirvelen i Arktis.

Vi har tidligere sett at haloner som KFK-er også er svært effektive drivhusgasser. Gassene har betydelige konsentrasjoner i troposfæren og har absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet hvor få andre gasser absorberer. I følge IPCC gir haloner et klimapådriv på  $0,34 \pm 0,03 \text{ W/m}^2$ , noe som utgjør 14 % av pådrivet fra drivhusgasser som er godt blandet <sup>11</sup>. Ozon har også betydelige absorpsjonsbånd i det atmosfæriske vinduet og er således en effektiv drivhusgass.

Vi har tidligere sett på at klimaeffekten av en drivhusgass er kritisk avhengig av høyden den befinner seg i. Når vi tenker på ozon i stratosfæren, har ikke reduksjon av ozon stor samlet effekt på klimasystemet. En årsak er at ozonreduksjonen er avgrenset til polare områder og sirkulasjonene der, over tropene er det ingen reduksjon. Endring i ozon har som vi har forklart en vesentlig effekt i stratosfæren. Men spørsmålet er mere hva slags effekt endringer i ozon i stratosfæren har på troposfæren. Det er her to ulike effekter: Redusert ozon gir mer solar stråling til troposfæren, noe som gir en oppvarmende effekt på troposfæren. Avkjølingen i stratosfæren bidrar til mindre langbølget stråling nedover til troposfæren, dvs. en avkjølede effekt. Det viser seg at det er avkjølingen av troposfæren som dominerer. I følge IPCC<sup>11</sup> har den observerte reduksjonen av stratosfærisk ozon gitt et negativt strålingspådriv over de siste tiårene på troposfæren og jordoverflaten på  $-0,15 \pm 0,10 \text{ W/m}^2$ . Dette betyr at klimaeffekten av redusert ozon i stratosfæren er liten bortsett fra i stratosfæren selv.

Det fins også ozon i troposfæren, og siden ozon er en effektiv drivhusgass, gir en økning konsentrasjonene en betydelig økt drivhuseffekt. Noe troposfærisk ozon er overført fra stratosfæren (10 %), men det aller meste skyldes kjemiske reaksjoner på luftforurensinger, særlig nitratoksider, under påvirkning av sollys (fotokjemiske reaksjoner). Ved høye konsentrasjoner på grunn av store utslipp av luftforurensinger, for det meste ved bruk av fossilt brensel, er ozon selv en forurensing og bestanddel i smog<sup>41</sup>. Smog er en type forurensing en gjerne finner over store byer, gjerne som en blanding av røyk og svoveldioksid. Flere høyenergetiske reaksjoner kan produsere ozon, alt fra brenning til fotokopiering. Ozon er en kjemisk komponent som lett oksiderer med andre kjemiske komponenter for å danne mulige giftige oksidanter. Når ozon er til stede i store mengder nær bakken, utgjør dette et betydelig helseproblem<sup>42</sup>. Ozon kan også dannes i øvre lag av troposfæren som et resultat av nitrogenoksider fra utslipp fra fly.

Studier av strålingspådrivet fra ozon i troposfæren tyder på at konsentrasjonen av ozon har blitt doblet siden den industrielle revolusjon. Selv om konsentrasjonene varierer svært mye geografisk, har en beregnet et midlere strålingspådriv som følge av økningen. Dette gir en økt drivhuseffekt på  $0,35 \text{ W/m}^2$  med mulig variasjon mellom  $0,25$  og  $0,65 \text{ W/m}^2$ . Den vitenskapelige forståelsen for de klimapådriv som ozon gir på klimasystemet vurderes til å ligge på et middels nivå.





London var i viktariatiden vel kjent for tykk smog.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Smog>

### Oppsummering om klimapådriv fra aerosoler

Bruk av fossilt drivstoff gir både global oppvarming og aerosoler i atmosfæren som bidrar til avkjøling. Et viktig spørsmål er i hvor stor grad aerosoler oppveier eller utsetter den globale oppvarmingen. Siden lokal forurensing er et stort problem rundt om i verden, vil folk prøve å begrense utslippene som gir aerosoler. Det er også et tidsspørsmål når fossilt drivstoff blir en mangelvare. Effekten av aerosoler forventes derfor å avta i framtiden. Mens drivhusgasser forblir i atmosfæren for århundrer, faller aerosoler ut innen dager etter at utslippene stopper. Derfor vil betydningen av økte drivhusgasser etter hvert øke.

Pådrivet fra drivhusgasser er avgjort det største enkeltpådrivet. Drivhusgasser blir målt svært nøyaktig, pådrivet fra drivhusgasser fra den industrielle revolusjon er nær  $3 \text{ W/m}^2$ . Antropogene aerosoler gir med direkte og indirekte effekter det nest største pådrivet og det har negativt fortegn. Men pådriv fra aerosoler kan være alle steder innenfor en ramme fra  $-3 \text{ W/m}^2$  og opp mot null. Andre pådriv som pådriv fra sola og pådriv fra endring i bruk av jordoverflaten (i tillegg til drivhuseffekten fra avskoging) er etter alt å dømme små i forhold til de to største pådrivene. Derfor kan vi som en første tilnærming, vurdere netto pådriv ved å addere de to pådrivene. Beste estimat for nettopådrivet er nesten  $2 \text{ W/m}^2$ , men usikkerhet i aerosolpådriv gjør at det nesten like sikkert kan være ned mot  $1 \text{ W/m}^2$ .

Det betyr svært mye om dagens nettopådriv er 1 eller 2 W/m<sup>2</sup>. Dersom det er 2 W/m<sup>2</sup>, har aerosoler redusert drivhuspådrivet med en tredel. Om verden halverer luftforurensingen, vil netto pådriv bare øke med en firedel, fra 2 til 2,5 W/m<sup>2</sup>. Mer dersom netto pådriv bare er 1 W/m<sup>2</sup>, altså at aerosolpådrivet er -2 W/m<sup>2</sup>, betyr dette at aerosoler har skjult det meste av den globale oppvarmingen til nå. Dersom verden i dette tilfellet reduserer luftforurensingen til det halve, ville netto klimapådriv dobles. Et slikt økt pådriv, kombinert med en kontinuerlig økning av drivhusgasser, kan føre planeten forbi vippepunkt for katastrofale konsekvenser.

Det er lett å tenke at det er en fordel at antropogene aerosoler demper den globale oppvarmingen, og at store aerosolpådriv er mest gunstig. Men det er nærmest omvendt. Dersom antropogene aerosoler har liten betydning for klima, ville den globale oppvarmingen komt raskere og verdens vilje til å redusere utslippene av drivhusgasser ville trolig vært større. Dersom aerosolpådrivene er betydelige, som de fleste klimaforskere som arbeider med dette tror, forsinker de oppvarmingen. Da vil oppvarmingen skyte fart etter som luftforurensningen blir borte.

Et stort vitenskapelig spørsmål er hva som skal til for å stabilisere klimaendringene. I beregninger om dette ser James Hansen og medforfattere først på hvordan skog kan skjøtes for å snu avskoging mot en betydelig tilskoging. De finner at det er fullt mulig å binde 100 Gigatonn mer karbon fra 2031-2080 ved optimalt stell av skog. Om dette skjer, kan klimaendringene stabiliseres dersom utslippene av CO<sub>2</sub> reduseres med 6 % i året fra 2012<sup>43</sup>. I slike beregninger lar Hansen antatt mindre utslipp som fører til aerosoler i framtiden, oppveies med reduserte utslipp av metan og aerosoler som fører til ozon i troposfæren og sot, effekter som gir mindre drivhuseffekt.

- <sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Haze>
- <sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Aerosol>
- <sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Particulate>
- <sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Wildfire>
- <sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Black\\_carbon](http://en.wikipedia.org/wiki/Black_carbon)
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Air\\_pollution](http://en.wikipedia.org/wiki/Air_pollution)
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Acid\\_rain](http://en.wikipedia.org/wiki/Acid_rain)
- <sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/John\\_Christy](http://en.wikipedia.org/wiki/John_Christy)
- <sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric\\_pollution\\_dispersion](http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_pollution_dispersion)
- <sup>10</sup> Fjørtoft, R. 1953. On the changes in the spectral distribution of kinetic energy for two-dimensional, non-divergent flow. *Tellus*, 5(3):225–230.
- <sup>11</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>12</sup> Climate Change 2001: The Scientific Basis. Working Group I contribution to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, 881pp. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>13</sup> Myhre, G. 2009. Consistency Between Satellite-Derived and Modeled Estimates of the Direct Aerosol Effect. *Science*, 325, 187-190.
- <sup>14</sup> Iversen, T og G. Myhre 2006. Hvordan påvirker aerosolene jordas klima? *Cicerone* 6/2006, 24-26.
- <sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Single\\_scattering\\_albedo](http://en.wikipedia.org/wiki/Single_scattering_albedo)
- <sup>16</sup> Kirkevåg, A. m.fl. 2006. Partikkelforurensninger maskerer den globale oppvarmingen. *Cicerone* 2/2006, 26-38.
- <sup>17</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Sahel>
- <sup>18</sup> Andreae M. m.fl. 2005. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature* **435**, 1187-1190.
- <sup>19</sup> *New Scientist* 29. juni 2005
- <sup>20</sup> <http://www.realclimate.org/> Climate sensitivity and aerosol forcings, 6 July 2005
- <sup>21</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Global\\_dimming](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_dimming)
- <sup>22</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail\\_Budyko](http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail_Budyko)
- <sup>23</sup> Budyko, M.I. 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21, 611–619.
- <sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Nuclear\\_winter](http://en.wikipedia.org/wiki/Nuclear_winter)
- <sup>25</sup> Wild M. m.fl. 2005. From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. *Science* 308, 847-850.
- <sup>26</sup> Pinker, R.T. et al. 2005. Do Satellites Detect Trends in Surface Solar Radiation? *Science* 308, 850-854
- <sup>27</sup> Olseth, J.A. 2005. Global dimming. *Cicerone* 5/2005, 24-25.
- <sup>28</sup> Wielicki, B.A. et al. 2005. Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite. *Science* 308, p. 825.
- <sup>29</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_layer](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_layer)

<sup>30</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Dobson\\_unit](http://en.wikipedia.org/wiki/Dobson_unit)

<sup>31</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/G.\\_M.\\_B.\\_Dobson](http://en.wikipedia.org/wiki/G._M._B._Dobson)

<sup>32</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone-oxygen\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone-oxygen_cycle)

<sup>33</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_depletion](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_depletion)

<sup>34</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Haloalkane>

<sup>35</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Freon>

<sup>36</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Halon>

<sup>37</sup> Farman, J.C., B.G. Gardiner, J.D. Shanklin. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> interaction. *Nature* 315, 207-210.

<sup>38</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Polar\\_stratospheric\\_cloud](http://en.wikipedia.org/wiki/Polar_stratospheric_cloud)

<sup>39</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Montreal\\_Protocol](http://en.wikipedia.org/wiki/Montreal_Protocol)

<sup>40</sup> Newman, P. A. et al. 2006. When will the Antarctic ozone hole recover? *Geophysical Research Letters* 33: L12814. doi:10.1029/2005GL025232.

<sup>41</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Smog>

<sup>42</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Tropospheric\\_ozone](http://en.wikipedia.org/wiki/Tropospheric_ozone)

<sup>43</sup> Hansen, J. med flere 2011. *The case for Young People and Nature: A Path to a Healthy, Natural, Prosperous Future*. [http://www.columbia.edu/~jeh1/mailings/2011/20110505\\_CaseForYoungPeople.pdf](http://www.columbia.edu/~jeh1/mailings/2011/20110505_CaseForYoungPeople.pdf)

## Historiske klimaendringer

Klimaet har variert betydelig i geologisk og historisk tid på en naturlig måte, vi kan tenke på istidene. Slike variasjoner forteller oss at klimasystemet er sensitivt for klimapådriv, kunnskap som kan være avgjørende for å bedømme dagens klimaendringer. Klimahistorien viser oss at det også kan være betydelige regionale klimaendringer uten store utslag i global overflatetemperatur. Når det gjelder våre nordeuropeiske områder, er det i noen grad tatt med følgene av klimaendringer i nyere historie.

Paleo er et prefiks som betyr gammel, fra gamle tider, fjern fortid. *Paleoklima* er klimaet i perioder før måleinstrumenter ble utviklet, inkludert historisk og geologisk tid. For paleoklima er bare *proksidata* tilgjengelige. *Paleoklimatologi* er læren om klima og *klimaendringer* i tidligere tider<sup>1</sup>. Jorda er flere milliarder år gammel, og paleoklimatologi omfatter atmosfærens dannelse og utvikling helt fra begynnelsen. Paleoklimatologisk forskning har som mål å rekonstruere og forstå tidligere tiders klimavariasjoner. *Rekonstruksjonene* omfatter ikke bare variasjoner i atmosfæren, men også tilsvarende endringer i havet, *biosfæren* og *kryosfæren*. Paleoklimatologer prøver å forstå drivkreftene bak klimaendringene de avdekker. På den måten er denne forskningen opptatt av begreper som *strålingspådriv* og *klimasensitivitet*. Selv om en i klimahistorien ikke finner hendelser som direkte ligner på antropogen *global oppvarming*, forteller fortidens *naturlige klimavariasjoner* oss mye om hvor sensitiv kloden er for ulike pådriv.

I økende grad bruker moderne paleoklimatologi simuleringer med *klimamodeller* for å forstå tidligere tiders klimaendringer. På den måten bygges det en bro til forskning på dagens klimaendringer der klimasimuleringer har stor betydning i forskningen. For eksempel er det blitt utført omfattende studier av atmosfærens sirkulasjon da forrige *istid* var på sitt kaldeste for cirka 20 000 år siden. På den måten bidrar simuleringer til å forstå hvordan de store *innlandsisene* endret sirkulasjonen i atmosfæren.

I denne oversikten over fortidens klimavariasjoner vil vi bare oppsummere kunnskap om klimaendringer siste 60 millioner år med vekt på utgangen av siste istid og vår mellomistid *holosen*, der vi igjen legger mest vekt på siste 1000 år. De fleste naturvitenskapelige klimaforskere i Norge er trolig paleoklimatologer, det fins livskraftige forskningsmiljø i flere norske byer. Forskningen er fremragende, og jeg må medgi at det er litt pretensiosøst for en amatør på feltet å gi en oversikt. Jeg har lest mange artikler, og hørt mange foredrag. Om en godtar metodene som blir brukt, er mye relativt enkelt for en meteorolog.

På en nasjonal klimakonferanse som forskningsrådet arrangerte, kom en oseanograf til å si: *Paleoklimatologer prøver å finne ut hvordan klimaet kanskje kan ha vært i tidligere tider*. Paleoklimatologene i salen følte seg nok litt støtt, for de vet en god del om hvordan klimaet virkelig har variert. Men oseanografen pekte på at proksidata kan ha betydelig usikkerhet både i tidfesting og kvantifisering av meteorologiske variable. Men uttalelsen var også uttrykk for en merkelig skepsis forskere ofte har til forskning utenfor deres spesialdisiplin.

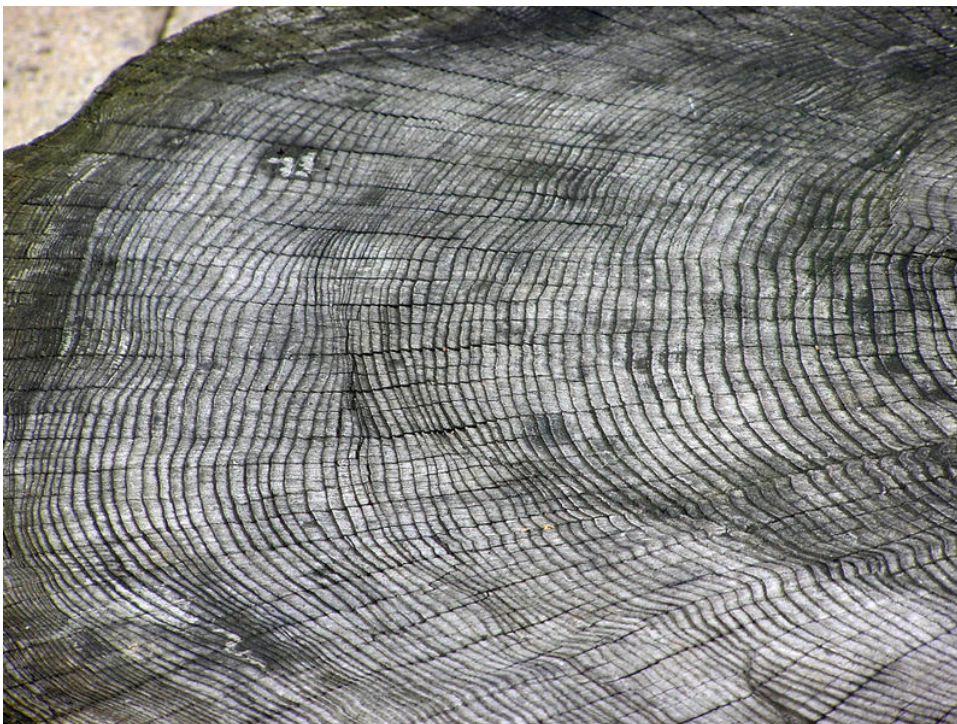
Med økende kunnskap er skepsis jeg selv har hatt, endret til beundring for paleoforskning. Jeg er forbauset over hvor store klimaendringer som er blitt identifisert og hvordan disse først og fremst kan relateres til naturlige variasjoner i luftas innhold av karbondioksid og utstrekning av innlandis. Når den verdensberømte klimaforskeren James Hansen vurderer hva slags kunnskap som er viktigst for å bedømme dagens globale oppvarming, setter han paleoklimatologisk informasjon først, deretter aktuelle målinger. Resultat fra klimamodeller kommer på tredjeplass<sup>2</sup>.

## VII.1. PALEOMETODER

Det fins mange ulike metoder for å studere fortidens klima. IPCC vurderer metodene på en utmerket måte i sine rapporter<sup>3</sup>. Det fins også oversiktsartikler med mange henvisninger til enkeltarbeider. Når det gjelder metoder som egner seg for rekonstruksjoner for siste tusen år, anbefales et arbeid av P.D. Jones og M.E. Mann<sup>4</sup>. Felles for de fleste paleometodene er at de må kalibreres mot direkte målinger, data vi stort sett bare har for siste 150 år.

### Dendrologi

*Treringer* i gamle trær gir en klassisk metode til å bestemme klimavariasjoner<sup>5</sup>. Tilveksten i et tre gjennom en vekstsesong vil være avhengig av temperaturen og fuktighetsforholdene. Dersom det alltid har vært optimale fuktighetsforhold, vil tilveksten gi et uttrykk for en varmesum over vekstsesongen, en sum som kan omregnes til en gjennomsnittstemperatur. Tidsoppløsningen – eller *kronologien* - blir eksakt dersom en kan bestemme årstallet for en enkelt ring i et tre. Jeg sjekket en gang opplysninger om fem uår i landbruket i Norge gjennom den lille istid, dokumentert av historikeren Gerhard Shøning (1722-1780)<sup>6</sup>, mot de kaldeste somrene i en rekonstruksjon basert på treringer fra Femundsmarka<sup>7 8</sup>. Med ett unntak ga disse åra også minimal sommertemperatur i Femundsmarka.



Årringer fra et tre (treslag ukjent) fra Bristol Zoo, England.  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Dendrochronology>

Treringer gir gode signaler om variasjoner i temperaturen gjennom vekstsesongen fra år til år og fra dekadene til dekadene. Det er derimot usikkert hvor mye informasjon treringer gir om variasjoner på lengre tidsskalaer. En grunn til dette er at veksten i trær i noen grad tilpasser seg klimaendringer. I vår tid kan også økning i atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub> stimulere veksten.

Som regel er kronologien eksakt kjent. Fagfolk sier da at kronologien er fullt forankret. Det eksisterer slike kronologier som går mer enn 10 000 år tilbake fra eik fra elvene Main og Rhinen i Tyskland. En annen kronologi fra White mountains, California går 8500 år tilbake. De fleste studier gir imidlertid data for noen få tusen år tilbake, og flere dataserier er for mindre enn 1000 år. De lengste seriene er også datert etter  $^{14}\text{C}$ -metoden. Dette gir en standard som kan brukes til å korrigere tidfestingen i andre dataserier der bare  $^{14}\text{C}$ -metoden er brukt.

Fossiler av trær - dvs. tre som er blitt forsteinet – gir basis for en metode mye lengre tilbake i tid. Slike fossiler kan også gi god tidsoppløsning, men fossilet selv må dateres med vanlig *radiometrisk datering*<sup>9</sup>, spesielt karbondatering<sup>10</sup>. Her kan feilmarginene være betydelige, men som nevnt er det mulig å foreta brukbare korreksjoner.

Tidsoppløsningen gjør data fra trerenger spesielt interessante for år med uvanlig vær, slik som visse uår i historien. For eksempel gir trerenger pålitelige data om de to ekstremt kalde årene 535 og 536 e. Kr.<sup>11</sup>. Mye tyder på at det kalde været omfattet store deler av kloden. Den bysantinske historikeren Procopius av Caesarea skriver: *I dette året opplevdes et forferdelig jærtegn. For sola gav fra seg sitt lys uten styrke .... det syntes mer som om sola etter hvert ble mørkere, for strålene den ga var ikke klare.* Annaler fra for eksempel Irland forteller om brødmangel og hungersnød. Det fins beretninger om snø i august i Kina i 535, om avlingssvikt og en tykk, tørr tåke både i Kina og Europa. Mochekulturen i Peru ble hjemsoekt med tørke.

Trerenger for disse årene viser svært liten tilvekst, for eksempel i Irland, Sverige, California og Chile. Historikere mener uårene fikk stor betydning for livet på jorda i lang tid etterpå. Matmangel og hungersnød har blitt foreslått som en av årsakene til at sivilisasjonen i Vest-Europa gikk inn en mørketid (Dark Ages) på denne tiden<sup>12</sup>. Det er blitt hevdet at høvdinger i Skandinavia ofret store mengder gull, nå ved slutten av folkevandringstiden, for å tilfredsstille gudene og for å få solskinn tilbake<sup>11</sup>. Kanskje våre forfedres tro på en Fimbulvinter skriver seg fra denne klimahendelsen.

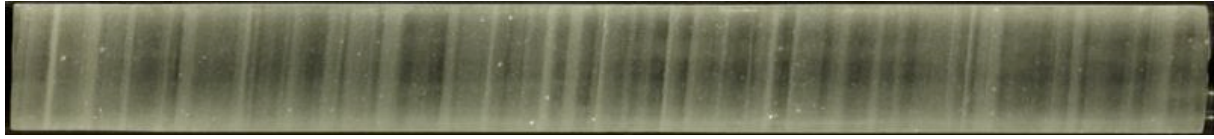
### Borekjerner i is - iskjerner

*Isbreer* og innlandsis er kilder til paleoklimatologiske data. *Iskjerner* boret ut fra innlandsisen på Grønland og i Antarktis egner seg best, blant annet fordi en her finner den lengste klimahistorien<sup>13</sup> (Fig. 2). Iskjerner gir klimainformasjon som skriver seg fra snøforholdene fra år til år ved overflaten. En årsak til at Grønland og Antarktis er de mest populære stedene for slik boring, er at en her finner steder hvor snøen ikke smelter om sommeren. Smeltet snø kompliserer analyser av iskjerner ved at for eksempel smeltevann kan renne bort. På Grønland tas iskjernene i cirka 3000 m høyde og det fins en snøhistorie – ned til bunnen på isen - som går opp til 120 000 år tilbake i tid<sup>14</sup>. For Antarktis har en gjort boringer som gir klimahistorie hele 800 000 år bakover<sup>15</sup>, dvs. gjennom flere istider og mellomistider.

Iskjernene inneholder luftbobler med en mengde kjemiske komponenter som kan analyseres og kartlegges tilbake i tid. Slik kan en for eksempel få fram innholdet av  $\text{CO}_2$  og metan i atmosfæren. Tykkelsen av lagene sier noe om nedbøren. Opptelling av pollen kan fortelle noe om variasjoner i plantevekst. Videre kan analyser av oksygenisotoper brukes til proksi for temperatur. Dette skyldes at rater for fordampning av vannmolekyler med litt tyngre isotoper av hydrogen og oksygen er litt forskjellig gjennom varme og kalde perioder. Slik er endringer i middeltemperaturen for



havoverflaten representert i et litt forskjellig forhold mellom de forskjellige isotopene (se nedenfor). En mener at disse metodene gir proksidata som er representative for store områder.



**Fig. 2:** Et foto som viser en meter – fra 1837 til 1838 m under overflaten - av en iskerne fra GISP2. Stripene viser lag over et år. Lagdelingen skyldes forskjeller i størrelsen på iskrystaller mellom vinter og sommer, en forskjell som resulterer i forskjeller i mengde og størrelser til luftbobler i isen. Ved telling av årlige lag har en sammen med andre teknikker funnet at isen ble formet for cirka 16250 år siden og at denne meteren representerer 38 år. [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_core](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core)

Generelt må karbondatering brukes for tidfesting, men i stor grad kan en skille et år fra det neste. Noen ganger lettes tidfestingen ved at en finner en igjen askelag fra store, kjente vulkanutbrudd i historien. Det er interessant at kjerner både fra Grønland og Antarktis viser tydelige svovellag som kan dateres til år  $533-534 \pm 2$  år. Forskere mener at askelaget indikerer et eksplosivt vulkanutbrudd nær tropene, et utbrudd som ga en global dimming som bidro til en plutselig avkjøling over store deler av nordlige halvkule<sup>11</sup>.

Dataene har selvsagt flere feilkilder, vi har tidligere pekt på problemer med at det tar tid før snøen blir til is og at luft i snø skiftes ut inntil den blir til is. Generelt er det vanskelig å kalibrere dataene mot observasjoner av temperatur og nedbør. En har forsøkt å relatere resultater fra de siste hundre år til observasjoner av temperatur nær havets nivå på Grønland. Resultatet er ikke særlig overbevisende. Likevel mener en at iskjerner gir bra data for klimaendringer over litt lange tidsskalaer, fra noen dekader og oppover.

Analyser av iskjerner fra Antarktis og Grønland har gjennom de siste 30 år bidratt sterkt til økt kunnskap om is- og mellomistider. En kerne fra Vostok (Antarktis) var spesielt bemerkelsesverdig i det den ga data for både CO<sub>2</sub> og temperatur (fra oksygenisotoper) gjennom 420 000 år<sup>16</sup>. Videre har kjerner under navnene GISP2, GRIP og NGRIP fra Grønland gitt oss ny, detaljert innsikt i klimavariasjoner for de siste 100 000 år, variasjoner som omfatter hendelser med oppvarming på 10 °C og kanskje mer over svært kort tid<sup>17</sup>.

Senere har det europeiske prosjektet for iskjerner i Antarktis (EPICA) oppnådd den lengste kjerne til nå, en som spenner over 800 000 års klimahistorie (omtrent samme posisjon som Vostok)<sup>18</sup>. Under dette prosjektet har en også analysert nok en kerne – kalt EDML - ned til 2500 m tatt på Dronning Mauds land, dvs. i den atlantiske sektor av Antarktis<sup>19</sup>. EDML gir oss data bare 150 000 år tilbake, men det bemerkelsesverdige med analysene fra denne kjernen er tidsoppløsningen som er like god som for de beste dataene fra Grønland. Kronologi er uhyre viktig. Det har lyktes forskerne knyttet til EPICA å framstille data fra EDML på samme tidsskala som de beste data fra Grønland. Slik kan en sammenlikne samtidige endringer på de to stedene med relativt god tidsoppløsning.

### Kjerner i sediment

Sediment kan inneholde levninger etter vegetasjon, dyr, pollen og *plankton* som kan være karakteristisk for visse klimasoner. Sediment fra havbunn gir verdifull klimainformasjon og de lengste klimaseriene tilbake i tid. En rekonstruerer temperatur, og andre trekk ved tilstanden i havet, ut fra sammensetningen av ulike komponenter i sedimentkjerner. En metode bygger på statistiske analyser av planktonsammensetningen. Fra dette kan en beregne temperatur basert på forekomsten av varmekrevende planktonarter i avleiringene og arter som krever kaldere omgivelser. En kan også analysere sporelementet eller organiske komponenter i kalkskallrester fra plankton (*diatomer*). Fordelingen av oksygenisotoper (forholdet mellom lette og tunge isotoper av oksygen) kan igjen gi verdifull informasjon. Spesielt er det slik at  $\delta^{18}\text{O}$  (se nedenfor) reagerer på endringer i temperatur og isvolum. Forholdet mellom spormetaller (spesielt forholdet mellom magnesium og kalsium, Mg/Ca) som inngår i kalkskallene er temperaturavhengige (*foraminiferer*<sup>20</sup>) (Fig. 3). På samme måte er forekomsten av alkenoner<sup>21</sup> (dobbelbindinger i spesifikke langkjedede organiske forbindelser som produseres av planteplankton) temperaturavhengige. Rekonstruksjoner med denne metoden gir blant annet temperaturen i overflatevannet. Et problem med disse metodene er at tidsoppløsningen vanligvis er beskjedent. Kalibrering mot observert temperatur gir også visse problemer. I Norge har vi internasjonalt sterke forskningsgrupper i Bergen og i Tromsø som anvender sedimentkjerner fra havet.



**Fig. 3:** Fossiler av foraminiferer som mikroskopiske individer. Representerer epoken Eosen fra De arabiske emirater. Skala i millimeter. <http://en.wikipedia.org/wiki/Foraminifera>

Pollenstudier har vært populært i Skandinavia<sup>22 23</sup>, spesielt i deler av Sverige og Danmark der sediment i myrer og innsjøer gjemmer på en lang vegetasjonshistorie. De første kvantitative analyser av pollen ble publisert av Lennart von Post, som la grunnlaget for moderne pollenanalyse i en forelesning i 1916 i Kristiania. Mange av de første arbeidene ble publisert på skandinaviske språk. Ideene spredde seg til resten av verden gjennom et arbeid av Gunnar Erdtman i 1921. Metodene for pollenstudier er blitt utvidet i de siste årene og er i utstrakt bruk i Norge<sup>24</sup>. Ikke minst studeres planterester og pollen i sediment i innsjøer.

Pollendata gir indikasjoner om temperatur og nedbør gjennom vekstsesongen. For kvantifisering starter en som regel med data for de siste årene da en har direkte observasjoner. For eksempel kan en prøve å danne seg en funksjon som uttrykker hvordan pollenmengdene avhenger av temperaturen. Dersom  $P$  er mengden av pollen per år per kvadratmeter sediment, og  $T$  temperaturen som et gjennomsnitt over sesongen for avsetning, prøver en å danne en relasjon  $P = f(T)$ , der  $f$  er en enkel funksjon. For tidligere tider analyseres tidsserier for polleninnholdet i sedimentprøver  $P_t$ , hvor  $t$  står for tid i år. Så bestemmes  $T_t$  ved å bruke funksjonen. Dette kalles noen ganger for invertering og kan uttrykkes ved formelen  $T_t = f^{-1}(P_t)$ , der  $f^{-1}$  kalles den inverse funksjonen av  $f$ . Den inverse funksjonen kalles gjerne på norsk-engelsk for "transferfunksjon".

Første gang jeg hørte paleoklimatologer bruke ordet transferfunksjon som et matematisk begrep, ble jeg nysgjerrig, for det vrirler av slike inverteringsproblemer i fysikk. For eksempel er det et krevende problem å bestemme et temperaturprofil gjennom atmosfæren fra strålingsmålinger fra satellitt. Oppgaven omfatter avansert strålingsfysikk uttrykt matematisk. Jeg ble nok skuffet av paleoforskerne, fordi funksjonene de bruker er nesten bare enkle lineære statistiske sammenhenger uten innslag av fysiske lover.

### Andre metoder

Det fins en rekke andre paleometoder. I Bergen har professor Atle Nesje og hans medarbeidere gjort omfattende klimastudier ved å utnytte variasjoner av isbreer knyttet til studier av morener. Et eksempel er klimastudier knyttet til Folgefonna<sup>25</sup>. Et annen metode er studier av dryppstein (*stalagmitter*), som blant annet kan si oss noe om nedbør fra år til år<sup>26</sup>. Studier av koraller har også vært populært<sup>27</sup>. De fleste av disse aktivitetene konsentrerer seg om klimavariasjoner gjennom holosen.

Mange har brukt vanlige historiske og arkeologiske metoder for å studere klimavariasjoner. Kildene for informasjon omfatter nedskrivning av frostdager, tørke, uår, tilfrysing av innsjøer og elver, isforhold langs kyster, varighet av snø og is, datoer for blomstring og modning. Briten Hubert Lamb (1913-1997) var en foregangsmann når det gjelder slik historisk klimaforskning<sup>28</sup>. Han brukte historisk informasjon sammen med rekonstruksjoner for å påvise klimaendringer. Lamb har blant studert klimavariasjoner i Vest-Europa for siste to tusen år basert på historiske opplysninger som for eksempel grensene mot nord for dyrking av korn og vin. Islendingene startet tidlig med å skrive annaler om hendinger fra år til år. Blant annet gir annalene opplysninger om isforholdene langs kysten. Disse opplysningene er blitt brukt til å rekonstruere temperaturen tilbake til landnåmstiden<sup>29</sup><sup>30</sup>. Vi har hatt liten slik forskning i Norge, i noen grad har norske historikere feilaktig brukt data fra Island for å beskrive klimaforhold i Norge. I det siste har Per Øyvind Nordli ved Meteorologisk

institutt rekonstruert temperatur i Norge tilbake til 1700-tallet blant annet ved å utnytte bønders nitide nedtegnelser av datoer for innhøsting av korn og datoer for oppgang av is i innsjøer og elver. Nordlis rekonstruksjon av temperaturen gjennom vekstsesongen på Østlandet og Vestlandet er imponerende<sup>31</sup>.

Det fins mye artig historisk informasjon som gir klimaindikasjoner, men som er vanskelig å bruke for mer enn en god historie. Vi tar med et eksempel fra islendingenes Landnåmsbok<sup>32</sup>. Der fortelles det at Torkel Farserk, en slektning til Eirik Raude, gjorde en svømmetur på tre kilometer over Hvalseyfjorden på Grønland for å hente en sau fra Hvalsøy. Temperaturen i denne fjorden er i dag sjelden over seks grader. Hubert Lamb mener at Torkel måtte hatt minst fire grader varmere vann for å overleve<sup>33</sup>. Dette kan brukes som et indisium på at klimaet må ha vært varmere på Grønland i landnåmstiden enn i dag. Det er vanskelig å vurdere hvor mye en skal legge i en slik historie, selv om den er aldri så interessant. I våre dager da ekstremспорт er populært, har noen svømt rundt Nordkapplatået med livet i behold. Men Torkel drev vel ikke ekstremспорт, han hadde et ærend på Hvalsøy. Hvorfor kunne han ikke bruke en båt?

## Isotoper

Oksygen har tre naturlige isotoper <sup>16</sup>O, <sup>17</sup>O, og <sup>18</sup>O, hvor 16, 17 and 18 referer seg til atomvekter<sup>34</sup><sup>35</sup>. Den langt mest vanlige isotopen er <sup>16</sup>O. Analyser av oksygenisotoper gjelder som regel forholdet mellom de stabile isotopene <sup>18</sup>O og <sup>16</sup>O i ulike prøver (<sup>18</sup>O er to nøytroner tyngre enn <sup>16</sup>O). Dette forholdet sammenlignes gjerne med et standardforhold som for eksempel representerer en standard temperatur. Dersom standardforholdet er  $(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{STAND}}$ , regner en ut størrelsen  $\delta^{18}\text{O} = 1000 * ((^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}) / (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{STAND}} - 1)$ <sup>36</sup>. I data fra iskjerner og sedimentkjerner i havet, blir dette forholdet brukt som proksi for temperatur.

De lengste temperaturseriene tilbake i tid fra analyser av havsediment er som regel analyser av forekomsten av foraminiferer. Skjell av foraminiferer med kalsiumkarbonat (CaCO<sub>3</sub>) inneholder oksygen. Vannmolekylene i havet beveger seg omkring og støter mot hverandre med en hastighet som avhenger av vanntemperaturen. Et vannmolekyl med <sup>18</sup>O er tyngre med enn et molekyl med <sup>16</sup>O. De lette vannmolekylene beveger seg hurtigere enn de tyngre og slik blir de lettere inkorporert i karbonskjell. Dersom vannet blir varmere, oppnår <sup>16</sup>O enda større hastighet relativt til <sup>18</sup>O og blir da i enda større grad inkorporert i skjellene. Laboratorieprøver viser oss akkurat hvor raskt delen av den ene av de to isotopene øker (avtar) etter som temperaturen øker.

Det finnes også en annen faktor som endrer forholdet mellom <sup>16</sup>O og <sup>18</sup>O i foraminiferer. Fordi molekyler med <sup>16</sup>O er lettere og beveger seg raskere, lykkes de bedre i å trenge gjennom overflatehinnen i havet og slippe unna til lufta – de fordamperer lettere med andre ord. Dersom vannmolekylene som slapp unna kondenserer ut som regn, går de tilbake til havet, slik at delen av lett oksygen i havet forblir uforandret. Men dersom vannmolekylene blir snø som danner innlandsis, har innlandsis lite <sup>18</sup>O. Etersom innlandsis blir større og større, blir den delen av <sup>18</sup>O som er igjen i havet større og større. Derfor avhenger mengden av <sup>16</sup>O og <sup>18</sup>O i skjell av foraminiferer på både temperatur og størrelsen av global innlandsis. Denne tvetydigheten ødelegger ”termometeret”, men ved å bruke visse antakelser kan en omgå denne vansken.

Det foregår en vitenskapelig debatt om hvordan størrelser som  $\delta^{18}\text{O}$  kan tolkes som temperatur. Det fins studier fra Sør-Amerika og sør i Tibet som indikerer at slike data kan være mer sensitive til nedbørsvariasjoner<sup>37 38</sup>, i det minste på korte tidsskalaer. En diskuterer også hvorvidt rekonstruksjonene viser riktige temperaturamplituder på de lengste skalaene i variasjonene.

Også isotoper av karbon er viktige i studier av klimahistorien. Det mest vanlige for karbon,  $^{12}\text{C}$ , har 6 protoner og 6 nøytroner. Omtrent 99 % av karbonatomene i karbondioksid er  $^{12}\text{C}$ , og omtrent 1 % er  $^{13}\text{C}$  som har sju nøytroner. Planter foretrekker  $^{12}\text{C}$ , det lette karbonet. Det betyr at etter som planter vokser ved å ta  $\text{CO}_2$  fra luften, tar det mer som har  $^{12}\text{C}$  enn hva en skulle vente fra dets innhold i luften. Derfor har sediment fra biologisk materiale, slik som kull, en uvanlig stor del av lett karbon.

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatology>

<sup>2</sup> Hansen, James 2009. *Storms of my Grandchildren*, Bloomsbury USA, New York.

<sup>3</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>4</sup> Jones P.D. and Mann M.E., 2004: Climate over past Millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.

<sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Dendrochronology>

<sup>6</sup> [http://no.wikipedia.org/wiki/Gerhard\\_Sch%C3%B8ningh](http://no.wikipedia.org/wiki/Gerhard_Sch%C3%B8ningh)

<sup>7</sup> Kaela-Brundin, M. 1999. Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarke, Eastern Norway, using partial least squares regression (PLS). *The Holocene* 9, 57-77.

<sup>8</sup> Grønås, S. Klimavariasjoner i våre områder de siste tusen år. *Naturen*, 6/1999, 299-311.

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiometric\\_dating](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiometric_dating)

<sup>10</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon\\_dating](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating)

<sup>11</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_changes\\_of\\_535-536](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_changes_of_535-536)

<sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Dark\\_Ages](http://en.wikipedia.org/wiki/Dark_Ages)

<sup>13</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_core](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core)

<sup>14</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland\\_ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland_ice_sheet)

<sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/European\\_Project\\_for\\_Ice\\_Coring\\_in\\_Antarctica](http://en.wikipedia.org/wiki/European_Project_for_Ice_Coring_in_Antarctica)

<sup>16</sup> Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, C. Lorius. 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 329, 408-14.

<sup>17</sup> Grootes, P.M. et al. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552 – 554.

<sup>18</sup> EPICA community members 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.

<sup>19</sup> EPICA community members 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195-198.

<sup>20</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Foraminifera>

<sup>21</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Alkenone>

<sup>22</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Pollen>

<sup>23</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Palynology>

<sup>24</sup> Bjune, A.E., S. M. Peglar, J. Birks 2003. Bruk av pollen til å rekonstruere fortidens klima. *Cicerone* 3/2003,28-30.

<sup>25</sup> Bakke J. 2005. Folgefonna, ein klimaindikator for den nordatlantiske regionen. *Cicerone* 2/2005, 20-22.

<sup>26</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Stalagmite>

<sup>27</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Coral>

<sup>28</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Hubert\\_Lamb](http://en.wikipedia.org/wiki/Hubert_Lamb)

<sup>29</sup> Bergthorsson, P., 1969: An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, 19, 94-101.

<sup>30</sup> Ogilvie, A.E.J., 1984: The past climate and sea-ice record from Iceland, Part I—Data to A.D. 1439 1780. *Climatic Change*, **6**, 131-152.

<sup>31</sup> Nordli, P.Ø. 2001: Reconstruction of nineteenth century summer temperatures in Norway by proxy data from farmers' diaries. *Climatic Change*, **48**, 201–218.

<sup>32</sup> <http://www.snerpa.is/net/snorri/landnama.htm>

<sup>33</sup> Lamb, H.H. 1982. *Climate, History and the modern World*. Routledge, second edition 1995.

<sup>34</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen-16>

<sup>35</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen\\_isotope\\_ratio\\_cycle](http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen_isotope_ratio_cycle)

<sup>36</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/%CE%9418O>

<sup>37</sup> Hoffmann, G., et al. 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), doi:10.1029/2002GL014870.

<sup>38</sup> Vuille, M., M. Werner 2005. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Clim. Dyn.*, **25**(4), 401–413.





## VII.2 Historiske klimaendringer før istidene

Forskningslitteraturen om klimavariasjoner mange millioner år tilbake i tid er omfattende og noen ganger lite tilgjengelig for andre enn spesialister. Jeg holder meg for det meste til forskning gjort ved GISS, NASA av James Hansen og hans medarbeidere. Denne forskningen er oppsummert i Hansens bok "Storms of my Grandchildren"<sup>1</sup>. Jeg har oversatt til norsk de delene av boka som direkte omhandler naturvitenskapelig klimakunnskap<sup>2</sup> og bruker mye av dette i det følgende.

Iskjerner avdekker klimavariasjoner som kan gå nesten en million år tilbake i tid. Kjerner fra havbunnen sørger for et lengre tidsperspektiv. Et sakte dryss av materiale har sunket ned til havbunnen og blitt akkumulert i sediment gjennom millioner av år. Den viktigste klimainformasjon i sediment er analyser av skall fra foraminiferer dannet av kalsiumkarbonat (CaCO<sub>3</sub>).

Havkjerner er blitt tatt ut mange steder omkring i verden. Sedimentkjernen som tas opp ble avsatt i tiden som strekker seg fra i dag (toppen) til millioner av år ned til bunnen av en tilstrekkelig lang kerne. Fig. 1 og 2 viser endringer i temperatur gjennom siste 65 millioner år basert på slike data som avvik fra temperatur i holosen. Grunnlagsdataene er de samme i begge figurene<sup>3</sup> som viser samme temperaturvariasjon lengst tilbake i tid, en temperatur som er representativ for havtemperaturen i overflaten i polare områder om vinteren. Fig. 2. viser samme temperatur fram til holosen etter en konverteringsmetode av J. Hansen og hans medarbeidere. For siste 12 millioner år er temperaturvariasjonene i Fig. 1 skalert etter temperaturvariasjoner i Arktis. Endringene i havtemperatur kan tolkes som en første tilnærming til endringer i global overflatetemperatur. Endringene for Antarktis i Fig. 1 er omtrent dobbelt så store som for global overflatetemperatur. Å beregne global temperatur fra havtemperatur, som for en stor del representerer dyphavet, er en krevende oppgave der metodene som brukes bidrar til usikkerhet.

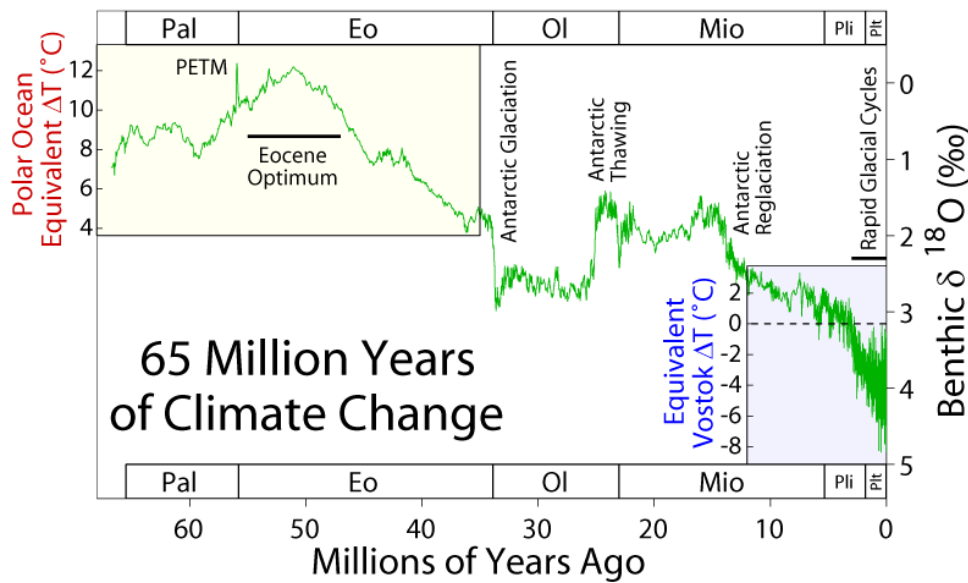
### Klimaendringer siste 50 millioner år

Temperaturen for 50 millioner år siden, i tidlig kenozoikum<sup>4</sup>, var det opp til 14 °C varmere enn i holosen. Deretter, over de siste 50 millioner år, har kloden blitt kaldere. I den kaldeste perioden fikk vi tydeligere svingninger mellom istider og mellomistider. Da var gjennomsnittstemperaturen cirka 2 °C kaldere enn i holosen (om en halverer utslagene i Fig. 1).

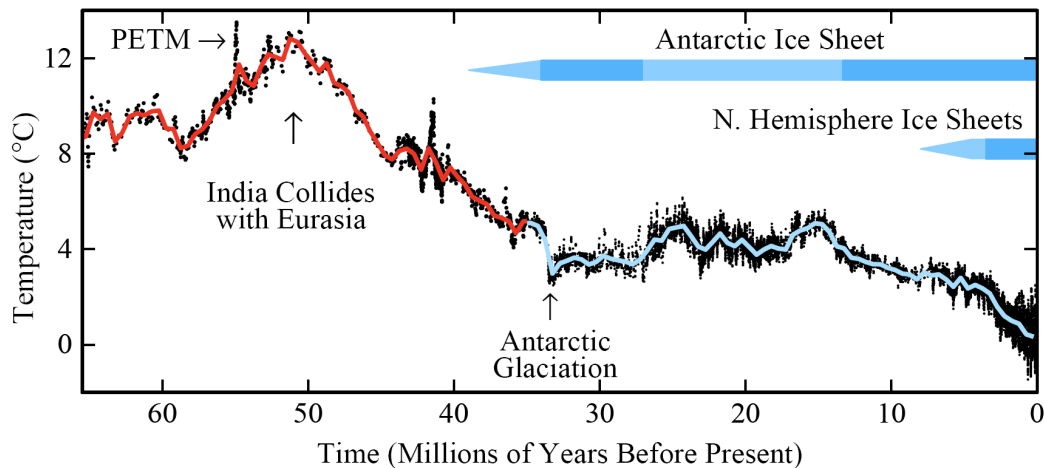
Den varme perioden omkring 50 millioner år siden kalles *eosen klimaoptimum*. Hele 14 °C om vinteren i polare havområder i denne perioden er enormt mye varmere enn i dagens klima. Det fins mange bevis for at det virkelig var varmere i polare strøk på denne tiden. Alaska og Svalbard hadde tropisk vegetasjon og fauna.

Den langsomme avkjølingen fra den store oppvarmingen som kulminerte for 50 millioner år siden, til de siste par millioner år var altså cirka 16 °C. Hva kan ha vært årsaken til slike enorme endringer i jordas overflatetemperatur? Det fins tre muligheter: endringer i energien

som planeten mottar fra sola, endringer i overflaten som gir endringer i albedo, og endringer i atmosfærens sammensetning som gir variasjoner i drivhuseffekten.



**Fig. 1:** Klimaendringer over siste 65 millioner år. Figuren bygger på data av oksygenisotoper i foraminiferer i havkjerner i  $\delta^{18}\text{O}$  samlet av Zachos m.fl.<sup>3</sup>. På tidsaksen er gitt forkortelser for ulike geologiske perioder. Vi merkes oss den varme perioden for omkring 50 millioner år tiden (her kalt Eocene Optimum) og den kortvarige oppvarmingen PETM. Temperaturskalaen lengst tilbake i tid er representativ for havtemperatur i overflaten i polare områder om vinteren. Temperaturskalaen til høyre gjelder Vostok, Antarktis. Utslagene her er omtrent dobbelt så store som for global overflatetemperatur. Figuren er tegnet av Robert A. Rohde<sup>6</sup>.



**Fig 2:** Klimavariasjoner siste 65 millioner år laget av J. Hansen m.fl.<sup>1</sup> på grunnlag av samme data som i Fig 1., men med en annen konvertering til temperatur i området til høyre.

Vår sol er en relativt ung, normal stjerne, omtrent 4,6 milliarder år gammel. Den er i en fase der den brenner hydrogen i sin kjerne ved fusjon (se Del VI kap. 2). I denne fasen blir sola langsomt lysere. Slik har solas lystyrke økt 0,4 % over siste 65 millioner år. Dette betyr at solpådrivet over hele kenozoikum har økt lineært med omtrent  $1 \text{ W/m}^2$ . Med en

klimasensitivitet på 3 °C for et pådriv på 4 W/m<sup>2</sup>, skulle dette i seg selv bidra til en langsom oppvarming i størrelsesorden en grad over hele perioden. Men planeten ble faktisk mye kaldere, så klimaendringene kan ikke forklares med sola.

En kan også vurdere effekten av hvordan jordas overflate endret seg over 65 millioner år. Vi vet hvordan kontinentene bevegde seg, dels fra orienteringen av jordas magnetfelt størknet til i magnetisert stein på forskjellige steder til forskjellige tider. En finner at Amerika var nærmere Europa og Afrika i tidlig kenozoikum og havnivået høyere fordi det ikke fantes innlandsis. Men kontinentene lå tett opp til dagens bredder når det gjelder Amerika, Eurasia og Afrika. Endringer i kontinentenes plassering påvirker klimaet, mest fordi refleksjon av solstråling er større over landområder enn over mørkere havområder. Men klimapådrivet på grunn av slike endringer er bare i størrelsesorden 1 W/m<sup>2</sup> gjennom kenozoikum<sup>1</sup>, alt for lite til å forklare de store klimaendringene.

Årsaken til klimaendringene må derfor finnes i endringer i atmosfærens drivhusgasser. Mengden karbondioksid i atmosfæren varierte fra så lite som 170 ppm i de seneste istidene til mellom 1000 og 2000 ppm i tidlig kenozoikum. Slik var de største mengdene med CO<sub>2</sub> trolig tett opp til en tredobling av den minste mengden. Slike store endringer i CO<sub>2</sub> blir gjerne uttrykt i antall doblinger, fordi de infrarøde absorpsjonsbåndene blir mettet etter som CO<sub>2</sub> øker (Se Del VI, kapittel 3). Slik trengs det stadig mer karbondioksid for å produsere en bestemt økning i klimapådrivet. Resultatet er, som vi har sett tidligere, at pådrivet øker med omtrent 4 W/m<sup>2</sup> for hver dobling.

Endringer i CO<sub>2</sub> i kenozoikum ga derfor et pådriv på rundt -12 W/m<sup>2</sup> – i tallverdi minst ti ganger større enn klimapådrivet fra endringer i sola eller jordas overflate. Om vi regner med en sensitivitet på 3 °C for hele perioden, skulle et negativt pådriv på 12 W/m<sup>2</sup> gi en avkjøling på 9 °C, noe mindre enn det rekonstruksjonene viser. I sin bok har James Hansen en lengre diskusjon omkring dette. Der tar han hensyn til at sensitiviteten kan øke seg når pådrivene blir store (se nedenfor). Han fører gode argument for det er rimelig samsvar mellom pådriv og endringer i overflatetemperatur.

Karbondioksidet som ga de store temperaturendringene kom fra reservoarer i den faste jord. Alternativet er overføring av karbon mellom reservoarene i overflaten (hav, atmosfære, biosfære) som er viktig for endringer mellom istider og mellomistider. Men dette forandrer atmosfærens CO<sub>2</sub> bare med omtrent 100 ppm, ikke 1000 ppm.

Den faste jord er både en kilde for CO<sub>2</sub> og et sluk for reservoarene i ved jordoverflaten. Kilden for CO<sub>2</sub> finner en ved kanten av kontinentale jordskorpeplater i bevegelse, der hvor skorpen under havbunnen dykker ned. Kontinenter beveger seg vanligvis med en hastighet på noen få centimeter per år. Slik kan de komme over jordskorpen under hav. Dette forårsaker en kraftig omforming av havets jordskorpe, noe som produserer CO<sub>2</sub> og metan fra kalsiumkarbonat og organiske sediment på havbunnen. Gassene kommer til overflaten i vulkanutbrudd og i kilder med karbonholdig vann og gass.

Det viktigste sluket for karbon - returflyt av karbon til den faste jord – skjer via forvitring av stein. Kjemiske reaksjoner kombinerer CO<sub>2</sub> og mineraler, stoff som føres av sted med bekker

og elver til havet og som synker ned til havets bunn som karbonsediment. Unge fjellformasjoner forvitrer mer enn de som er eldre.

På geologisk tidsskala er ikke kilde og sluk i den faste jord likt til enhver tid. En ubalanse får CO<sub>2</sub> i atmosfæren til å variere på slik lang tidsskala. For eksempel er flyten av CO<sub>2</sub> til atmosfæren større når kontinentaldriften skjer over en region med en jordskorpe under havet som er rik på karbon og når driften er relativt stor.

Gjennom perioden fra 60 til 50 millioner år siden, bevegde India seg omtrent 20 centimeter i året, som er uvanlig raskt for kontinentaldrift. India var på vei mot nord gjennom en havregion som nå kalles Det indiske hav, og som lenge hadde vært et område der mange store elver hadde lagt fra seg karbonsediment. For 50 millioner år siden, krasjet India mot Asia med den indiske platen under den asiatiske platen. Kollisjonen mellom de kontinentale platene skjøv opp fjell i Himalaya og Det tibetanske platå, slik at store mengder nydannet fjell ble utsatt for forvitring. Da Indias ferd over det karbonrike havet var over, minket utslippene av CO<sub>2</sub> og planeten begynte en langsiktig avkjølingstrend.

Forskerne har vært opptatt av hvor mye CO<sub>2</sub> det var i lufta da det for 34 millioner år siden ble dannet innlandsis. Hansen og hans medarbeidere finner at innholdet bare var 450 ppm, med estimert usikkerhet på 100 ppm<sup>5</sup>. Dette resultatet forteller oss hva som utgjør et farlig nivå for CO<sub>2</sub> i atmosfæren. James Hansen hevder at dersom vi brenner opp det meste av fossilt drivstoff, mer enn dobler det førindustrielle nivået for CO<sub>2</sub>, vil jorda helt sikkert ta en kurs mot isfrie forhold med et havnivå 75 m høyere enn i dag (smelting av innlandsis og utvidelse av havet).

Det er vanskelig å si hvor lang tid det vil ta for en fullstendig smelting. Med CO<sub>2</sub> som det dominerende klimapådrivet, slik som i dag, vil det opplagt være ekstremt dumt og farlig å la CO<sub>2</sub> nivået nærme seg 450 ppm. Vi får skyte inn at Hansen finner mange argument for at denne grensen bør ligge under 350 ppm. Blant annet viser data fra siste mellomistid flere meter høyere havnivå ved enda lavere innhold av CO<sub>2</sub>.

Kilden for utslipp av CO<sub>2</sub> fra den faste jord til reservoarer ved overflaten er noen få titusendeler av 1 ppm per år. Det naturlige sluket, forvitring, har en lignende størrelsesorden. Naturlige kilder og sluk kan være ute av balanse, slik som da India krysset over Det indiske hav, med typisk en titusendel av 1 ppm per år. På en million år kan en slik ubalanse forandre CO<sub>2</sub> i atmosfæren med 100 ppm, en svær endring. Men menneskene øker nå, ved å brenne fossilt drivstoff, CO<sub>2</sub> i atmosfæren med 2 nesten ppm hvert år. Med andre ord, det menneskeskapte klimapådrivet er fire størrelsesordner – ti tusen ganger – kraftigere enn naturlige pådriv.

### **Paleosen-eosen termalt maksimum (PETM)**

Figur 1 viser mange relativt hurtige klimavariasjoner. Den hendelsen som er diskutert mest er PETM<sup>6</sup>, den raske oppvarmingen på minst 5 °C som fant sted for omtrent 55 millioner år siden.

PETM ser ut som en eksplosjon i figuren, og i paleoklimatisk sammenheng er den eksplosiv. Karbonisotoper i sediment avsatt gjennom PETM viser at det skjedde et svært utslipp av karbon til atmosfæren – omkring 3000 Gt karbon, omtrent like mye som all karbon i dagens reserver av olje, gass og kull. Den ble utløst i to omganger, som hver ikke varte mer enn tusen år<sup>1</sup>.

Den mest sannsynlige kilde for en slik rask utløsning er metanhydrater i polare områder. Også i dag fins det lignende mengder metanis på kontinentalsokler i permafrost. Forklaringen ved metanhydrater er bredt akseptert, men årsaken til utløsningen diskuteres.

Hadde oppvarmingen en ekstern årsak eller var den et resultat av en klimatilbakekopling? Dersom utløseren for metanhydratet var ekstern, slik som et utbrudd av varm magma fra jordens indre eller en asteroide som krasjet i havet i Arktis, da har ikke menneskene noen innflytelse på om en slik prosess vil skje igjen. På den annen side, dersom et klima i oppvarming fikk frossen metan til å smelte som en klimatilbakekopling, da er dette en totalt forskjellig sak. I så fall må det vurderes nøye om noe lignende kan skje som følge av dagens globale oppvarming.

Hansen hevder at paleoklimatiske data utvetydig peker på metanutløsning som en tilbakekopling. Dersom PETM var et isolert tilfelle, ville den tolkningen være mindre sikker. Men vi finner flere lignende tilfeller i epokene jura<sup>7</sup> og paleosen<sup>8</sup>. De ble, slik som PETM, utløst "astronomisk". Det betyr at toppene med global oppvarming, og utløsning av karbon, skjedde samtidig med en varm fase i klimasvingninger forårsaket av endringer i jordas bane. Metanutløsning skjedde med andre ord i tider med naturlig oppvarming.

De fleste "astronomiske" oppvarminger gir ingen slik forsterkende tilbakekopling. Hvorfor produserer så metanhydrater en svær forsterkende tilbakekopling i bare et lite antall tilfeller?

Det største volumet av metanhydrater fins i kontinentale sokler i havet på toppen av sediment som går flere hundre meter ned i havbunnen. En mindre del fins også i permafrost. Det marine metanhydratet dannes i kystområder med høy biologisk produksjon. Et tilstrekkelig dryss av organisk materiale til havets bunn gir omgivelser med lite oksygen i sedimentene, noe som gjør at nedbrytning ved bakterier av organisk materiale gir metan. Dersom temperaturen er riktig, fryser metanet til hydrater.

Dersom det skjer en oppvarming som er stor nok til å smelte metanhydrat, vil hver liter med smeltet hydrat utvide seg til 160 liter metangass. En liten metanutløsning kan løse seg opp i havet, men et stort utbrudd kan boble opp til overflaten. Metan er en kraftig drivhusgass, og på en tidsskala på omtrent et tiår, oksiderer den til CO<sub>2</sub> som vil fortsette å gi oppvarming i århundrer. Dersom oppvarmingen er tilstrekkelig stor, vil det meste av metanhydratet på kontinentalsokler smelte, slik som synes å ha vært tilfelle i PETM.

Dersom jordas lager av metanhydrat plutselig blir løst ut, slik som gjennom episoden PETM, trengs det flere millioner år for helt ut å gjenlade planetens arsenal av metanhydrat. Derfor hadde den neste hendelsen med metanhydrat, omtrent 2 millioner år etter PETM,

bare halvparten av styrken til PETM. Denne "halve" PETM ble etterfulgt av hyppigere og enda svakere oppvarminger med karbon. Dette tyder på at en varmere jord gjorde smelting av metanhydrater lettere, men varmen i denne geologiske perioden tillot ikke reservoaret for hydrater å komme tilbake til størrelsen før PETM<sup>1</sup>.

I dag, etter global avkjøling over titalls millioner år, er reservoaret for metanhydrat igjen ladet opp for fullt. Det er vanskelig å bestemme hvor mye det fins fra noen få data. Men modeller for metanhydrat konsistente med disse få dataene, indikerer et lager på omtrent 5000 Gt karbon i form av metanis og metanbobler<sup>1</sup>.

Forskerne finner at tiden det tok å gjenvinne ny likevekt fra overflod av karbon i atmosfæren og havet, fra toppen i den globale oppvarmingen i PETM, var omtrent 100 000 tusen år. Dette er tiden forutsagt i modeller for karbonkretsløpet. Økt CO<sub>2</sub> i lufta øker forvitringen og karbonopptaket til den faste jord, noe som gir en negativ tilbakekopling.

### Venussyndromet

Jorda er den eneste av planetene i vårt solsystem som er akkurat riktig plassert i forhold til sola for at liv skal kunne eksistere. Av de to naboplanetene er Mars<sup>9</sup> for kald og Venus<sup>10</sup> for varm.

Temperaturene på planetene er påvirket av deres avstand fra sola og planetenes albedo. Men de er også sterkt influert av mengden av drivhusgasser. Mars har så lite gass i sin atmosfære at drivhuseffekten er neglisjerbar, og overflatetemperaturen er minus 50 °C. Drivhusgasser varmer jordas atmosfære med omtrent 33 °C slik at gjennomsnitt overflatetemperatur er omtrent 15 °C. Venus har så mye CO<sub>2</sub> i sin atmosfære at den har en drivhusoppvarming på flere hundre °C. Overflatetemperaturen er 450 °C.

Venus har en diameter omtrent 95 % av jordas. Atmosfæren består av 97 % CO<sub>2</sub>, og overflatetrykket er 90 ganger større enn på jorda. Venus og jorda, som en gang ble "kondensert" fra den samme blanding av gass og støv da solsystemet ble dannet, må ha startet med lignende atmosfæriske forhold. Derfor inneholdt den tidlige atmosfære på Venus store mengder vanndamp. Sola var 30 % mindre lyssterk på den tiden, derfor var Venus sannsynligvis kald nok til å ha hav på overflaten. Etter som sola lyste sterkere og overflaten på Venus ble varmere, fordampet vannet, og en sterk drivhuseffekt fra vanndamp forsterket oppvarmingen. Etter hvert framsto det en *galopperende drivhuseffekt* med et kokende hav som fordampet til atmosfæren. Overflaten ble så varm at alt CO<sub>2</sub> i planetens indre ble ført ut i atmosfæren. Det fantes så store mengder karbon i dypet at mesteparten av atmosfæren etter hvert besto av CO<sub>2</sub>.

Litt etter litt forsvant vanndampen på Venus til verdensrommet. Ultrafiolett sollys bryter opp atmosfærens vannmolekyler til hydrogen og oksygen. Noen av de lette hydrogenatomene ble i stand til å unnsnippe planetens gravitasjonsfelt. Gjenværende oksygen kombinerte seg med annet materiale, for eksempel med karbon, for å danne CO<sub>2</sub>.

I sin bok peker Hansen på at denne forklaringen på at Venus må ha hatt vann da planten ble dannet, bekreftes av isotopmålinger av hydrogen i dens atmosfære. Tung hydrogen (deuterium) med en kjerne som inneholder ett nøytron, forekommer ti ganger hyppigere på Venus, i forhold til vanlig hydrogen, enn på jorda og sola. Mengden av tung hydrogen på Venus gir et signal om at den har mistet hydrogen.

Det er bare for begrensede avstander fra en stjerne som sola at en planet kan ha overflatetemperaturer for liv med flytende vann. Dersom planeten har for kort avstand til sola, vil drivhuseffekten føre til at alt vann fordamper til atmosfæren. Dersom planeten har for stor avstand til sola, vil hav fryse hele veien til ekvator. Ved å øke drivhuseffekten tilstrekkelig, kan også jorda komme i en tilstand av galopperende drivhuseffekt. Spørsmålet er hvor mye CO<sub>2</sub> må økes før den galopperende effekten slår inn. Hansen og hans medarbeidere nærmet seg spørsmålet ved å studere klimahistorien og ved å eksperimentere med klimamodeller<sup>11</sup>

De beregnet hvordan klimasensitiviteten endrer seg i en klimamodell ettersom pådrivet – enten fra endring i drivhuseffekt eller solstråling – endrer seg mye i positiv og negativ retning. Det ble brukt simuleringer som bare ga delvis respons på pådrivene. Langsomme tilbakekoplinger, som tilbakekopling fra innlandsis, var ikke med i modellen.

Modellens klimasensitivitet økte raskt ved enten store negative eller store positive pådriv. Dette betyr at et tilstrekkelig stort negativt pådriv gir en galopperende snøballjord med frysetemperatur over hele kloden, mens et tilstrekkelig stort positivt pådriv gir en galopperende drivhuseffekt. Vi vet at denne U-formede kurva for sensitiviteten, som en funksjon av temperaturen, er kvalitativt korrekt – spørsmålet er hvor store pådrivene må være for å sette i gang galopperende tilstander.

Hansen hevder at dersom innlandsis blir tillatt å vokse ved et negativt pådriv og smelte ved et positivt pådriv, og dersom tilstrekkelig med tid blir gitt for at smelting, eventuelt oppbygging av innlandsis, kan galopperende tilstander inntreffe ved mindre pådriv enn i simuleringene.

Disse betraktningene tyder på at pådrivet som trengs for å nå en snøballsjord, eller en tilstand med galopperende drivhuseffekt, ikke er mer enn 10 til 20 W/m<sup>2</sup>, om enten karbondioksid eller solstråling er definert som pådrivet.

Hansen forteller i sin bok om tilstander med snøballjord om en går langt tilbake i tid. Det var lenge et problem å forstå hvordan vår jord kunne unngå å komme i en permanent snøballsituasjon i sin tidligste historie, da vi vet at sola strålte mye svakere. Problemet er blitt kalt ”paradokset blek, tidlig sol”. Spesielt var det et problem å forstå hvordan liv kunne overleve slike tilstander.

Den første enkle modell for jordas energibalanse, introdusert av den russiske klimatologen Mikhail Buydyko<sup>12</sup> i 1960-årene, viste at dersom grensene for sjøis nærmet seg tropene, ville tilbakekopling fra økt albedo føre isen helt ned til ekvator. Den isdekte jordoverflaten ville

reflektere det meste av solstrålingen. Det ble vist at dette klima kunne holde seg stabilt i denne snøballtilstanden selv om solas styrke skulle øke med flere prosent.

I løpet av 1990-årene fikk vi mer detaljert geologisk belegg for jordas historie. Det ble klart at jorda har vært i en snøballtilstand flere ganger med is hele veien ned til ekvator. Feilen i tenkningen fra 1960-tallet var antakelsen om at jorda ikke kunne komme ut av en snøballtilstand. Forklaringen, foreslått av Joseph Kirschvink i 1992 og undersøkt i mer detalj av Paul Hoffman og Daniel Schrag, var at forvitningsprosesser, som langsomt tar CO<sub>2</sub> ut av lufta, opphører i en snøballtilstand. Men kontinental drift og vulkanutbrudd vil fortsette. Derfor kan CO<sub>2</sub> bygge seg opp i atmosfæren inntil den er sterk nok til å smelte isen ved ekvator. Forsterket tilbakekopling fra et mørkere hav som fortrenger is, ga en raskere smelting av is og en videre global oppvarming.

Det viste seg at Budykos beregninger var for enkle. En mer realistisk tredimensjonal klimamodell, som inkluderer havets dynamikk og årlige og daglige variasjoner i solstrålingen, gir ikke et hav som overalt er dekket av et tykt isdekke. Områder med åpent hav gjør det lettere å forstå hvordan liv kunne overleve en snøballtilstand.

Ved utgangen av den siste snøballjord for omtrent 600 millioner år siden, var solstrålingen 6 % svakere enn i dag. Det vil aldri igjen bli en snøballjord, fordi sola fortsetter å bli lysere.

Hansen prøver å finne ut hvor nær vi er et klimapådriv som vil gi oss en galopperende drivhuseffekt og diskuterer tre faktorer. Den første faktoren gjelder solas styrke og er enklest å forstå. I tidligere tider da det var mer CO<sub>2</sub> i atmosfæren, strålte sola svakere. Går en tilbake 250 millioner år, strålte sola omtrent 2 % svakere enn nå. En endring på 2 % i solar irradians tilsvarer en dobling av innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. Derfor måtte det den gang tilsvarende større mengder CO<sub>2</sub> til for å oppnå en viss klimaendring ved økt drivhuseffekt. Fordi sola lyser sterkere, kan vi ikke i dag tolerere like mye CO<sub>2</sub> uten å nå en galopperende tilstand.

Faktor 2 gjelder de estimat vi har for tidligere tiders CO<sub>2</sub>. Før istidene er disse basert på indirekte målinger (proksi), som har stor usikkerhet. Noen metoder gir mengder av CO<sub>2</sub> i tidlig kenozoikum, mellom 65 og 50 millioner år siden, på 2000 ppm, mens andre metoder tyder på maksimumsmengder mindre enn 1000 ppm. Noen av metodene for å estimere tidlige tiders nivå av CO<sub>2</sub> avhenger av en antatt klimasensitivitet.

Perioden kenozoikum er den beste perioden for å evaluere hvor nær jorda kan ha vært en tilstand med galopperende drivhuseffekt. Hansen diskuterer faktor 2 i sin bok for denne perioden og legger vekt på en analyse av PETM av Richard Zeebe, James Zachos og Gerald Dickens, publisert i 2009<sup>13</sup>.

Studien til Zeebe-Zachos-Dickens viser at karbonøkningen som ga oppvarmingen PETM, i høyden utgjorde 3000 Gt med karbon. De kommer fram til at mengden av CO<sub>2</sub> i atmosfæren økte med omtrent 700 ppm fra et nivå på omtrent 1000 ppm til omtrent 1700 ppm. En slik økning av CO<sub>2</sub>, mindre enn en dobling, ville øke den globale temperaturen



med bare 2 °C, dersom en dobling av CO<sub>2</sub> gir en sensitivitet på 3 °C. Hansen argumenterer for at klimasensitiviteten i tidlig kenozoikum må ha vært langt større.

Både det at nivået for CO<sub>2</sub> i tidlig kenozoikum kan ha vært mindre enn det som vanligvis antas, og at klimasensitiviteten var større enn i dag, gir økt engstelse for langtids effekter ved å brenne fossilt drivstoff. Så Hansens konklusjon for faktor tre er at nye data tyder på at tidligere tiders forråd av CO<sub>2</sub> ikke har vært så stort som en har trodd. Disse empiriske paleodataene tyder også på at klimasensitiviteten var større da planeten var varmere. Dette samsvarer med at verden har vært nærmere en tilstand med galopperende drivhuseffekt i tider da mengden med CO<sub>2</sub> var større.

Faktor 3 gjelder tidsskalaen for klimapådriv og responsen. CO<sub>2</sub> som ga klimaendringer gjennom jordas historie, ble tilført atmosfæren mye langsommere enn menneskeskapte forstyrrelser. Langsommere tilførsel tillater at negative tilbakekoplinger i kretsløpet for karbon settes i gang. På en skala på tusen år tar selv reservoaret i den faste jord opp karbon. I PETM virket slike negative tilbakekoplinger til at mengden av CO<sub>2</sub> og global temperatur ble gjenopprettet på en ganske kort geologisk tidsskala etter den store injeksjonen av metan.

Dempende tilbakekopling fra karbonkretsløpet var altså viktig for å holde jorda borte fra en galopperende tilstand gjennom paleoklimatiske episoder med global oppvarming. Slik dempning vil ventelig ikke ha den samme effekt for å dra ned nivået for CO<sub>2</sub> gjennom menneskehetens raske forbrenning av fossilt drivstoff. Dersom vi velger å brenne alt fossilt drivstoff som finnes, vil injeksjonen av karbon til atmosfæren skje så raskt at kretsløpet for CO<sub>2</sub> ikke vil få tid til å sette i gang dempende tilbakekoplinger. Pådrivet kan bli sammenlignbart med det i PETM, men det vil bli tilført minst ti ganger raskere.

Hansen legger vekt på at endringer i havsirkulasjonen var viktig for utløse metanhydrat i PETM. Han oppsummerer fakta om PETM som følger: *Mange studier tyder på at oppvarmingen i PETM på 5 til 9 °C var forårsaket av injeksjoner estimert til 3000 gigatonn karbon, selv om noen estimat for karboninjeksjonen bare er halvparten så store. Studiet til Zeebe, Zachos-Dickens styrker overbevisningen om at injeksjonen av karbon i PETM ikke oversteg 3 gigatonn. Dersom klimasensitiviteten den gang bare var 3 °C for en dobling av CO<sub>2</sub>, peker studiet også på det inkonsistente i en slik (moderat!) injeksjon av karbon med en oppvarming på 5 til 9 °C.*

*3000 gigatonn er omtrent karbonmengden inneholdt i summen av olje, gass og kull i dagens fossile reserver. Men karbon i PETM kunne ikke komme fra fossilt drivstoff, siden det ikke fantes plausible mekanismer for å løse ut og brenne alt fossilt drivstoff den gang. Tvert om, det kan vises fra isotopsignaturer i karbon at injeksjonene i PETM var forårsaket ved å smelte metanhydrater. Det skjedde dramatiske endringer i havsirkulasjonen i tiden ved PETM, ved at dannelse av dypvann flyttet seg fra sørlige halvkule rundt Antarktis til nordlige halvkule. Det synes trolig at det varmere dyphavet som fulgte med endringen i sirkulasjonen, satte i gang en destabilisering av metanhydrat.*

Modeller er ikke i nærheten av det stadiet at de kan forutsi nøyaktig når betydelig tap av is fra innlandsisene vil starte. Vi kan heller ikke si hvor nær vi er en instabilitet med

metanhydrat. Om vi brenner alt fossilt drivstoff, mener Hansen, at innlandsis nesten helt sikkert vil smelte fullstendig, med en påfølgende økning i havnivået på omtrent 75 meter, mye av dette trolig innen en tidsskala på noen hundreår. Metanhydrat vil ventelig bli mer omfattende nå enn i tidlig kenozoum. Hansen hevder at det er vanskelig å tenke seg hvordan metanhydrater kan overleve om havet får tid på seg til å bli varmet opp. I så fall kan en oppvarming som PETM legges på toppen av oppvarmingen fra fossilt brensel.

Hansen skriver til slutt: *Vil jorda fortsette mot Venussyndromet når isen er borte, vil en galopperende drivhuseffekt ødelegge alt liv på planeten, kanskje permanent? Dette er vanskelig å si basert på nåværende informasjon, men jeg vil likevel konkludere at dersom vi brenner alle reserver av olje, gass og kull, er det en betydelig sjanse for at vi vil sette i gang en galopperende drivhuseffekt. Om vi i tillegg brenner alt oljesand og skiferolje, tror jeg Venussyndromet er sikkert som døden.*

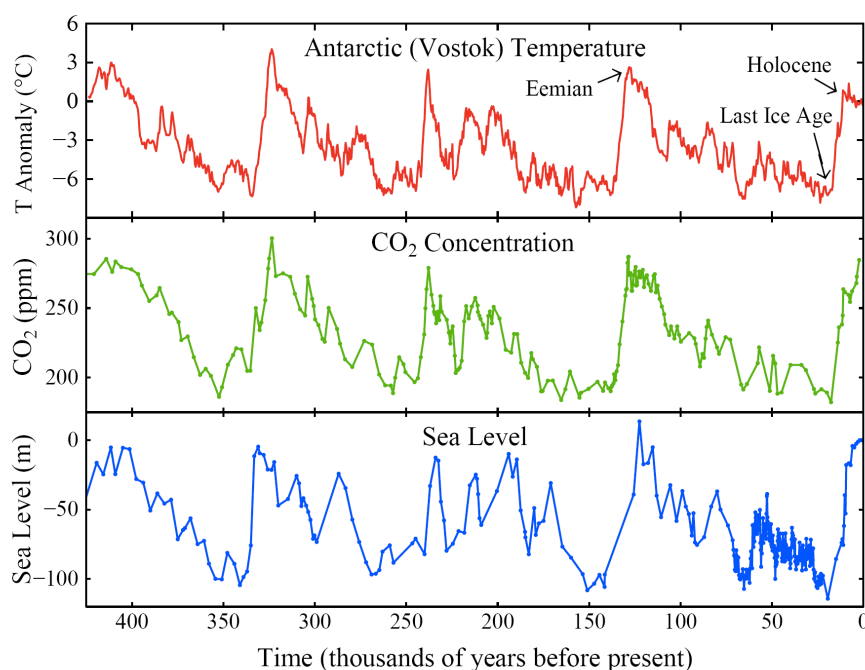
- <sup>1</sup> Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloombury Publishing, London, New York and Berlin.
- <sup>2</sup> Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Oversettelse til norsk av utvalgte deler ved Sigbjørn Grønås 2010. <http://besteforeldre.framtiden.no/joomla15/images/stories/Storms.pdf>
- <sup>3</sup> Zachos, J., Mark P., L. Sloan, E. Thomas, og K. Billups. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292 (27. april), 686-93.
- <sup>4</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Cenozoic>
- <sup>5</sup> Hansen, J., M. Sato, P. Kharecha, D. Beerling et al. 2008. Target Atmospheric CO<sub>2</sub>: Where Should Humanity Aim? *Open Atmospheric Science Journal* 2, 217-31, <http://www.bentham.org/open/toascj/openaccess2.htm>
- <sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene%E2%80%93Eocene\\_Thermal\\_Maximum](http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene%E2%80%93Eocene_Thermal_Maximum)
- <sup>7</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Jurassic>
- <sup>8</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene>
- <sup>9</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Mars>
- <sup>10</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Venus>
- <sup>11</sup> Hansen, J., M. Sati, R. Ruedy, L. Nazarenko et al 2005. "Efficacy of Climate Forcings," *J. of Geophys. Res.* 110 (28 september) D18104 (45 sider).
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail\\_Budyko](http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail_Budyko)
- <sup>13</sup> Zeebe, R. E., J. C. Zachos, og G. R. Dickens 2009. "Carbon Dioxide Forcing Alone Insufficient to Explain Paleocene-Eocene Thermal Maximum Warming," *Nature Geoscience* 2 (13 juli): 576-80.



### VII.3. ISTIDENE

Innlandsisene har kontinuerlig vokst eller trukket seg tilbake i millioner av år. Istidene omfatter klimavariasjonene siste omtrent 1 millioner år da den langsomme avkjølingen siste cirka 50 millioner år var til ende. Styrte av endringer i baneparametrene for jordbanen ble klimaendringene karakterisert ved vekslinger mellom kalde perioder med mye innlandsis (glasialer) og varmere perioder da store deler av innlandsisen smeltet (interglasialer).

Som vi har sett i Del VI, kap. 1 er drivkreftene som forårsaker istider små og langsomme. Fig. 1 viser klimasvingningene over de siste 425 000 år. Temperaturen i Antarktis, vist på toppen av figuren, er utledet av data fra iskjerner. Det er rekonstruert temperaturer for mange andre steder rundt om på jorda, for det meste fra havsediment. Slike data viser sammen med iskjernedata at de store klimavariasjonene er globale i utstrekning. Temperaturendringer ved ekvator er typisk en tredel så store som polare endringer. Gjennomsnittlige globale endringer er omtrent halvparten av endringene ved polene.



**Fig. 1:** Temperaturendringer, mengden av karbondioksid i atmosfæren og havnivå som en funksjon av tid fra 425 000 år siden. Den horisontale aksene viser tid i tusenår før nåtid. Tid null (nåtid) referer seg til år 1750, like før den industrielle revolusjon. (Figur fra J. Hansen m. f.<sup>10</sup>)

De samme iskjernene som gir temperatur, gir også sammensetningen av atmosfæren fra bobler av luft i isen. Mengden av CO<sub>2</sub>, vist i midten av Fig. 1, går omtrent i takt med temperaturvariasjonene og er større gjennom de varme periodene enn de kalde. Dette er som forventet fordi et varmere hav utløser CO<sub>2</sub> til lufta. Utløsningen skyldes delvis mindre oppløselighet etter som temperaturen i havet øker, og delvis andre mekanismer, inkludert redusert lagring av biologisk karbon i dyphavet etter som havsirkulasjonen øker i mellomistider (se Del VI, kap. 4).

Nøyere undersøkelser viser at temperaturendringene kommer flere hundre år i forkant av endringene i CO<sub>2</sub>. Endringer i CO<sub>2</sub> som en respons av en klimaendring, er en viktig tilbakekoplingsprosess som

påvirker klimasensitiviteten. Denne rekkefølgen (endringer i karbondioksid etter endringer i temperatur) og forsinkelsen (flere hundre år) er som forventet for disse naturlige klimaendringene. Tiden på forsinkelsen i karbondioksids respons på en temperaturendring er knyttet til havets gjennomstrømningstid (*levetid*), som er flere hundre år.

Når isen smelter, stiger havnivået (*havnivåendring*). Kurva nede i figur 3 viser at endringene i havnivået er store. For tjue tusen år siden var havnivået mer enn 110 meter lavere enn i dag. Takten i økningen av havnivået kan være rask så snart innlandsisene begynner å miste masse (disintegre). Til tider var gjennomsnittlig økning en meter hvert 20. eller 25. år.

De eldste bevis for det moderne mennesket er fra Afrika for 130 000 år siden. Det betyr at de første menneskene levde gjennom den forrige mellomistid, *eem* (eller *eemien*). Som vist i Fig. 1, var *eem* litt varmere enn vår mellomistid *holosen*. Global overflatetemperatur var litt under en grad varmere enn nå. Dette er en viktig informasjon når vi skal vurdere hvor farlig den *globale oppvarmingen* kan bli.

Overgangen fra varmen i *eem* til siste istid må ha vært vanskelig for menneskene. Forskere finner at for omtrent 70 000 år siden skjedde det en nestenutryddelse av mennesket. Mange mener at årsaken til problemene var det enorme utbruddet fra vulkanen Toba på den tiden som ga en kraftig avkjøling da selve istiden hadde startet.

I Fig.1 legger vi merke til at oppvarming kan skje mye raskere enn avkjøling. Dette er fordi nedsmelting av innlandsis er en våt prosess som intensiveres av positive tilbakekoplinger. Etter som isen begynner å smelte, blir den mørkere slik at den absorberer mer solstråling. Etter som isens tykkelse avtar, kommer overflaten i et lavere nivå der det er varmere. Overalt viser data at smelting av innlandsis kan skje raskt. Havnivået minker vanligvis langsommere, begrenset av snøfall over kalde områder. Det har likevel vært perioder da havnivået falt ganske raskt, fordi meteorologiske forhold var slik at lavtrykk førte fuktig varm luft inn over områder der det ble dannet innlandsis.

Den forrige mellomistiden *eem* (*eemian* på engelsk), men kan ha andre navn i for eksempel Europa eller Nord-Amerika<sup>1</sup>. Perioden startet for omtrent 131 000 år siden. Det kom mer varme inn over nordlige halvkule om sommeren, temperaturvariasjonene gjennom året økte og innlandsis smeltet. Klimaet var trolig ikke like stabilt som i *holosen*, men litt varmere over noen få tusenår. Den varmeste perioden var omkring 125 000 år siden. På denne tiden var det skog over hele Finmark, dvs. også i områder der det i dag er tundra. Varmekjære tresorter som eik er blitt funnet så langt nord som til Oulu i Finland (65 °N). Havnivået var mellom 4 og 6 m høyere enn i dagens klima<sup>2 3 4</sup>. Noe av Grønlandsisen smeltet, men det er usikkert hvor mye denne smeltingen bidro til økningen i havets nivå. En undersøkelse estimerer bidrag fra Grønlandsisen til mellom 2,2 og 3,4 m. Over Nord-Amerika vokste det tre så langt nord som til sørenden av Baffins land. Grensen for skog på prærien lå lenger vest enn i dag. For cirka 114 000 år siden gikk kloden inn i siste istid. Det ble igjen kaldere og tørrere, og grensene for skog trakk seg tilbake både i Europa og Nord-Amerika.

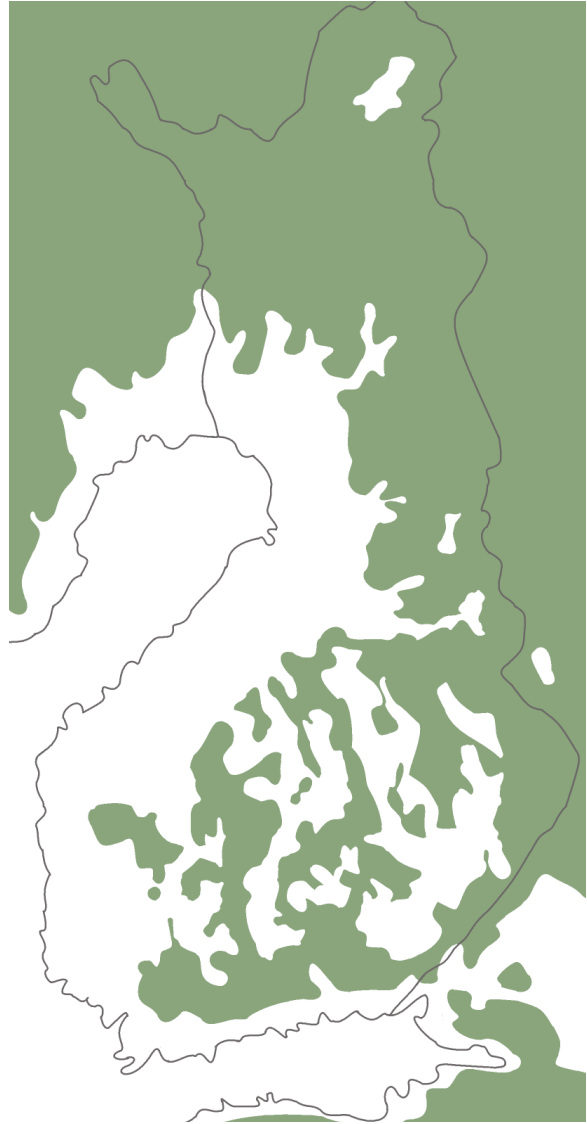
På det varmeste i Eem var vintrene på nordlige halvkule gjennomgående midlere enn i dag, men det fins eksempler på mindre områder der det var kaldere. I tillegg til rekonstruksjoner av klimaet basert på informasjon i havsediment og iskjerner, har en prøvd å rekonstruere klima med kontrollkjøringer med klimamodeller. I stor grad finner en samsvar mellom slike simuleringer og rekonstruksjoner. Blant annet finner en at global temperatur var vel en grad varmere enn i dag over noen få tusen år<sup>2</sup>. Over sentrale deler av Europa finner en temperaturer mellom 1 og 2 °C varmere.

### Siste istids maksimum

*Siste istids maksimum* (Last Glacial Maximum; LGM) refererer seg til tiden da innlandsisene hadde sin største utbredelse, omtrent for 20 000 år siden<sup>5 6</sup>. Ulike estimat viser at global temperatur var et steds mellom 3,5 til 5,5 °C kaldere enn i holosen. Regionale utslag gir cirka 10 °C for Antarktis, 5 °C for Nord-Atlanteren, og 2,5 °C for tropene<sup>2</sup> (Fig. 2). Paleoklimatologene vet ganske godt hvor stor utbredelsen av de permanente innlandsisene var, i tillegg en del om tykkelsen på isen. En har også kunnskap om vannstanden i havet, hvor stort område av havet som var dekket av sjøis og hvor store de årlige variasjonene var (Fig. 3 og 4).

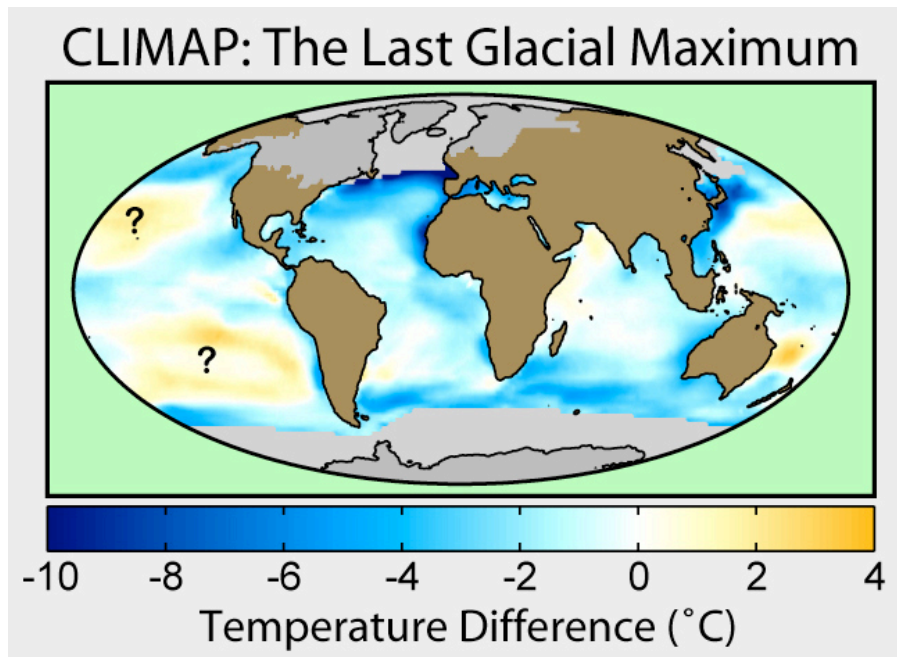
Selv om de store innlandsisene var på sitt mektigste for cirka 20 000 år siden, fins det eksempler på mer is i noen områder i tusenårene før. Derfor må en skille mellom utbredelsen for 20 000 år siden og den lokale maksimale utbredelse gjennom hele istiden. For eksempel mener forskerne at innlandsisen over Nord-Europa (Fennoskandia) først ble dannet nord i Russland, vest for Ural<sup>7</sup>. Etter hvert voks denne innlandsisen vestover og fikk en maksimum tykkelse over Bottenviken. Samtidig minket innlandsisen i øst og ble til dels borte.

Årsakene til slike endringer er i noen grad knyttet til endringer i luftsirkulasjonen som fjell av is er årsak til. Anta at en allerede har et stort fjell dannet av is over flate områder nord i Russland. Fuktigheten kommer fra havet i vest, og nedbøren vil legge seg på vestsiden av fjellet der det heller opp mot vinden (om ikke fjellet er for lite). Lesiden vil ligge i en nedbørskygge og smelting av is om sommeren kan her bli større enn tilveksten om vinteren. Slik kan en tenke seg at fjellet flytter seg langsomt opp mot vinden. Over noen tusen år kan forflytningen bli betydelig. Etter hvert som fjellet vokser seg større, vil trolig uttørkingen kunne øke over store avstander nedstrøms.

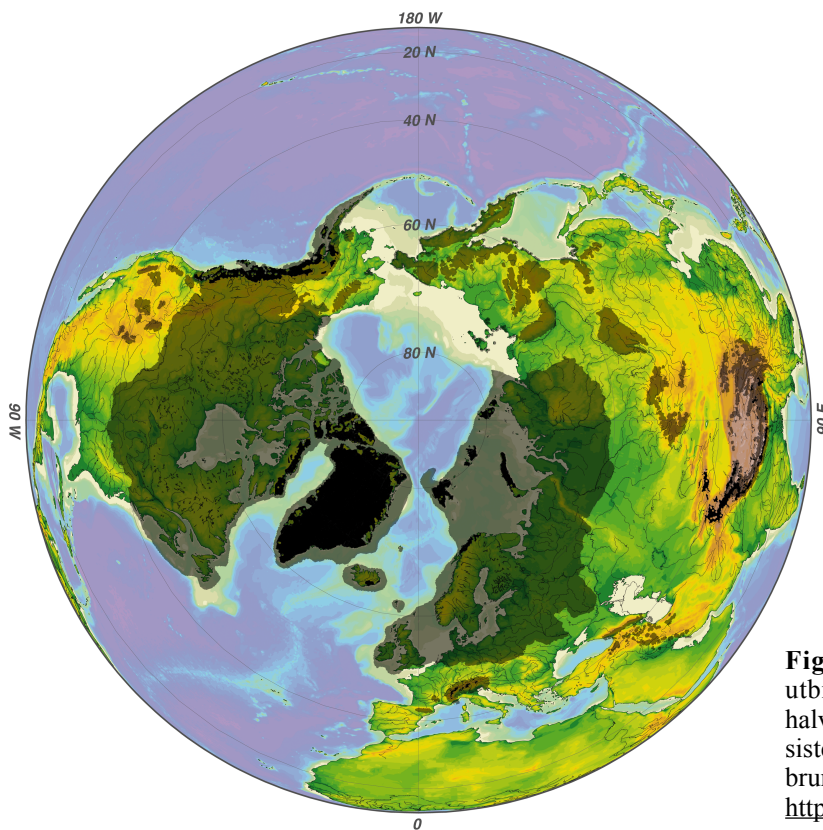


Landhevingen siden siste istid har vært stor over Finland. Slik består mye av det moderne Finland av tidligere sjøbunn. Figuren viser dagens kystlinje og havets nivå like etter siste istid.

[http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial\\_rebound](http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial_rebound)



**Fig. 2:** Avvik i gjennomsnittlig overflatetemperatur under siste istids maksimum i forhold til i holosen (CLIMAP). [http://en.wikipedia.org/wiki/Last\\_Glacial\\_Maximum](http://en.wikipedia.org/wiki/Last_Glacial_Maximum)



**Fig. 3:** Minimum og maksimum utbredelse av is på den nordlige halvkuile i dagens klima (svart) og ved siste istids maksimum (grått og til dels brunt). [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_Age](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_Age)



Istykkelsen på nordlige halvkule nådde maksimalt litt mer enn 3500 m over havet. Ismassene strekke seg som tre store fjellkjeder: innlandsisen over Canada og deler av USA, isen Grønland (som noen ganger blir regnet som en forlengelse av innlandsisen over Canada) og innlandsisen over Nord-Europa (Fennoscandia). Isen over Canada og USA, kalt Laurentide<sup>8</sup>, var den mektigste. Den strakk seg over hele kontinentet fra New Foundland til kysten i vest. I sør dekket den De store sjøer (Great Lakes) og områdene østover mot New York og vestover til like sør for grensa mellom USA og Canada (cirka 45 °N). De tykkeste og høyeste områdene – over 3500 m - befant seg over slettene mellom Hudson Bay og Rocky Mountains, litt nordvest for De store sjøer og nordover. Nordlige del av Alaska var stort sett fri for innlandsiser, og over ishavet i nord var det stort sett bare sjøis.

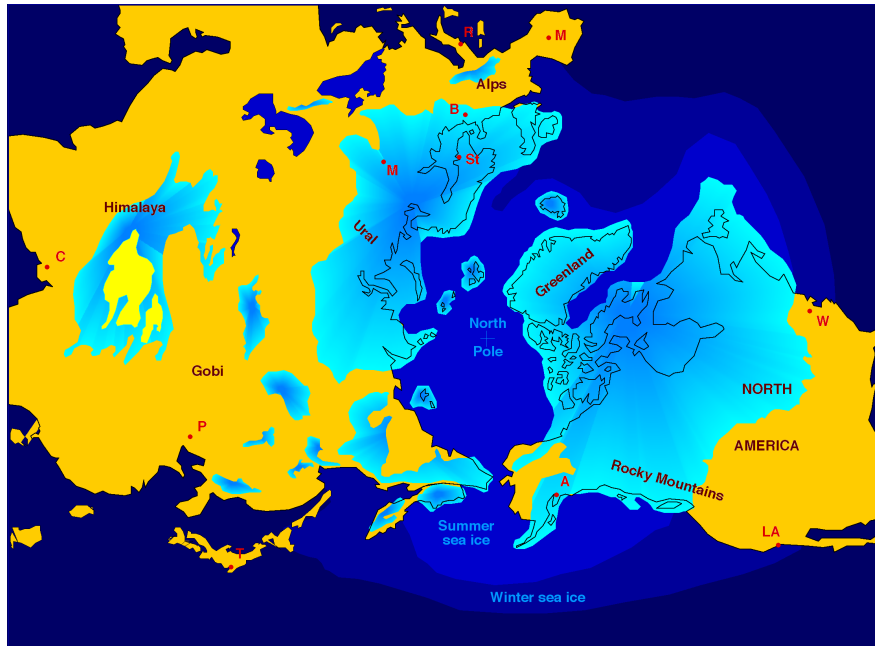
Grønland var dekket med is med en sammenhengende grein over Baffins land til innlandsisen over Canada og USA. Høyden på innlandsisen over Grønland var ikke stort høyere enn i våre dager. Hele Island var også dekket med is, men det var trolig bare sjøis i Danskestredet.

Innlandsisen over Fennoscandia dannet et fjell som strakk seg fra sørvestlige del av Jylland, ned til Hamburg og Berlin. Isen lå over Østersjøen, Skandinavia, De baltiske statene, Finland og deler av Russland opp til nord for Frans Josefs land i nordøst. Dette mektige fjellet hadde to områder der istykkelsen nådde mer enn 2000 m over havet, ett med sentrum over Bottenviken og ett over Barentshavet, vest for Novaya Semlja. Svalbard var dekket av denne innlandsisen, og en mener at grensen til havet gikk fra vest for Svalbard nedover til kysten av Norge. Isen fulgte kysten nedover, dvs. den lå litt ut fra kysten. Det aller meste av De nordiske hav var uten innlandsis. Fra Sør-Norge gikk det en grein med is over Nordsjøen til Skottland, Irskesjøen og Irland. Sørliche deler av Nordsjøen, England og Irland var uten permanente innlandsis, og områdene lå over havets nivå. Årsaken til dette var dels at havets nivå var betraktelig lavere og dels landheving sør for isen som en viss kompensasjon for at isen presset landmassene ned (*glasial isostatisk tilpassning*).

Isen over Barentshavet hadde en grein østover over havet like nord for kysten av Sibir. Antakelig var det ikke permanent isdekke over Sibir øst for Karahavet. Elvene Ob og Yenisei var stoppet opp av store innlandsiser i nord, og det dannet seg svære innsjøer. Det var lite permanent is over Asia, men det er noe usikkerhet om dette. For eksempel står det i Wikipedia at isen nådde ned til Beijing<sup>5</sup>, men data som brukes for simuleringer med klimamodeller for denne perioden har ikke slik innlandsis i Asia. Det er mulig at det var en del is sørover i Asia i tusenårene før siste istids maksimum, men at det senere ble tørrere slik at isen forsvant. Imidlertid lå det *iskapper* over fjellområder som Himalaya, Baltistan og Ladakh. I Europa var det en iskappe i Alpene, det samme var tilfelle for Kaukasus.

På sørlige halvkule dekte en innlandsis Patagonia, sørlige del av Chile og områder vest i Argentina nordover til cirka 41 °S. Det var også iskapper i Andesfjella. I Nord-Afrika og Midt-Østen var det dannet mange mindre isbreer, spesielt i Atlasfjella og deler av Etiopia (Balefjella). Det var permafrost over store deler av Mellom-Europa. I Nord-Amerika, der isen nådde lengre sør enn i Europa, nådde ikke permafrosten i lavere områder stort lengre enn isen.

Det er fremdeles noe usikkerhet om hvor mye av Nord-Atlanteren og nord i Stillehavet som var dekket med sjøis. Det var isfritt i en renne nordover i Norskehavet om sommeren. Derimot var Labradorhavet dekket av is hele året. Maksimal utbredelse av sjøis om våren mener en strakk seg over Atlanterhavet fra Biscaya til Washington.



**Fig. 4:** Utbredelse av innlandsis og sjøis under siste istids maksimum. [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_age](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_age)

Dannelse av en isbre krever mer nedbør om vinteren i form av snø enn det smelter om sommeren. Noen områder relativt langt mot nord i Europa, Nord-Amerika, slik som deler av Alaska, og Asia var ikke islagte (i lave områder) selv om vintertemperaturene var lave. En tror at dette skyldes at innlandsisene bidro til mer høytrykk i nordområdene om vinteren. Mer høytrykk betydde f. eks. tørrere luftmasser inn over Sibir og Manchuria, og for lite vinternedbør for å danne is.

I flere områder, som er varme i dagens klima, var det litt kaldere og nesten alltid tørrere. Slik økte mesterparten av verdens ørkenområder. I Sør-Australia og Sahel var det mye tørrere enn i dagens klima. I våtere varme områder, slik som i deler av Afrika, hadde regnskogen mindre utbredelse enn i dag. Områdene med savanne var desto større. Innen regnskogen i Amazonas befant det seg to store områder med savanne, men mye av regnskogen var likevel intakt. *Polarfronten* hadde et gjennomsnittlig sørligere leie enn i dag. Slik fikk noen områder i sub-tropene mer nedbør enn i dag. For eksempel var det mer nedbør i de sørligste delene av prærien over Nord-Amerika, Iran og Afghanistan.

Som vi har diskutert tidligere, kan innstråling av solenergi på 65 °N brukes som et uttrykk for pådrivet gitt av endringene i jordas bane rundt sola. For 20 000 år siden var denne innstrålingen på et minimum med 454 W/m<sup>2</sup> en måned etter midtsommer. I de neste cirka 9000 år steg denne innstrålingen til et maksimum på 507 W/m<sup>2</sup>, en økning på mer enn 50 W/m<sup>2</sup>. Dette førte til at det i gjennomsnitt smeltet mer is om sommeren enn det kom nedbør i form av snø om vinteren. Etter hvert smeltet isen i nord og *avrenningen* til havet ble stor. Smelting av innlandsis ga en positiv *klimatilbakekopling* slik at det ble varmere. Dette ga senere økende fuktighet og økende CO<sub>2</sub> i atmosfæren, noe som sto for en ytterligere tilbakekopling. Slik gikk planeten vår til sist inn i holosen for vel 11 000 år siden, cirka 1000 år etter at innstrålingen på nordlige halvkule nådde sitt maksimum.

På disse årene steg havets nivå mellom 120 og 130 m (Fig. 4). Cirka 60 % av smeltingen kom fra Nord-Amerika og Grønland, cirka 25 % fra Antarktis og resten fra Fennoskandia<sup>2</sup>. I en periode fra omtrent 14 700 til 14 000 år siden steg havets nivå med omtrent 20 m på 400 til 500 år (kalt

smeltepuls 1A). En stigning på 20 m på 400 år gir i gjennomsnitt en økning på 50 mm i året, mens dagens økning er 3 mm i året. I våre områder har landet hevet seg etter siste istid, en prosess som fremdeles pågår over store deler av Fennoskandia<sup>9</sup> (Fig. 5). På fagspråket kalles landheving *glasial istostatisk tilpasning* og tilpasningen etter siste istid *postglasial tilpasning*. Den omfatter mer enn direkte landheving (senking under istider), slik som endringer i havnivået, jordas gravitasjonsfelt, horisontal platebevegelser, jordskjelv etc.

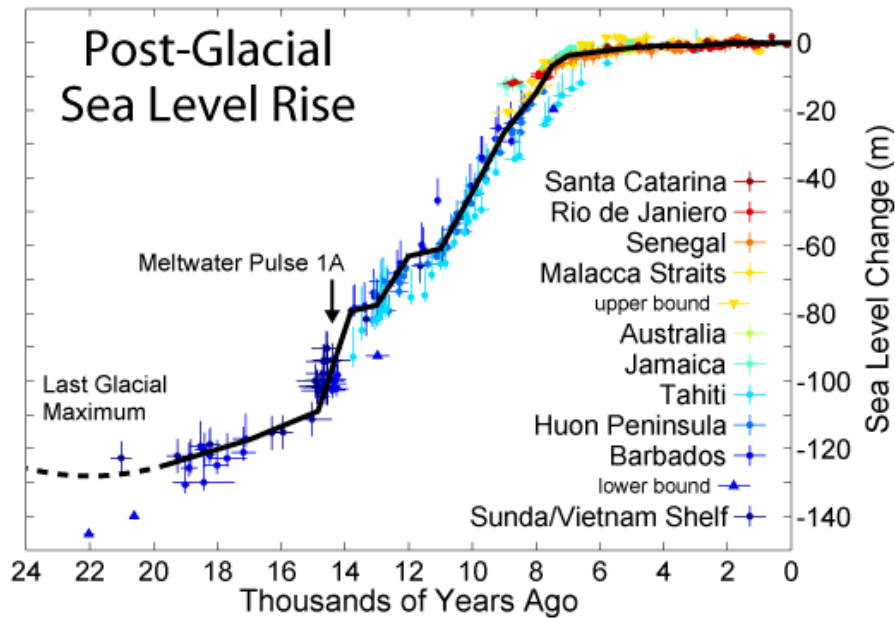


Fig. 5: Endringer i havets nivå siden slutten av siste istid. [http://en.wikipedia.org/wiki/Current\\_sea\\_level\\_rise](http://en.wikipedia.org/wiki/Current_sea_level_rise)

<sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Eemian>

<sup>2</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Mean\\_sea\\_level](http://en.wikipedia.org/wiki/Mean_sea_level)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Current\\_sea\\_level\\_rise](http://en.wikipedia.org/wiki/Current_sea_level_rise)

<sup>5</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_Age](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_Age)

<sup>6</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Last\\_Glacial\\_Maximum](http://en.wikipedia.org/wiki/Last_Glacial_Maximum)

<sup>7</sup> Svendsen, J.I. et al. 2004: Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* **23**, 1229-1271.

<sup>8</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide\\_ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide_ice_sheet)

<sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial\\_rebound](http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial_rebound)

## VII.4. YNGRE DRYAS

Paleoklimatologene trodde lenge at siste istid var en kald periode med stabilt klima uten markerte klimavariasjoner. Det har imidlertid vært kjent en tid at klimaet varierte mye mer innenfor istidene enn i mellomistider som holosen. Vi har tidligere diskutert dette i forbindelse med stabiliteten til havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren (AMOC). Klimaet var spesielt ustabil mot slutten av istiden, med både relativ varme og kalde perioder før det mer stabile klimaet i holosen overtok. Disse klimasvingningene innen siste istid har opptatt mange forskere, mest fordi de demonstrerer en tydelig ustabilitet i klimaet over relativt korte perioder. Det er spesielt interessant at store endringer kan inntreffe over kort tid, kanskje så lite som en dekad.

For cirka 14 700 år siden startet den varme perioden kalt Bølling/Allerød<sup>1</sup> med en rask oppvaring på nordlige halvkule (Bølling er et vann i Danmark og Allerød referer til Allerød teglverk, Danmark. Begge steder er det samlet relevante pollendata for å studere perioden). Etter hvert smeltet mye av innlandsisen i nord, og utgangen av istiden syntes nær. BA ble imidlertid etterfulgt av en svært kald klimaperiode som vi kaller yngre dryas<sup>2</sup> (YD, etter fjellblomsten *Dryas octopetala*). Perioden varte i  $1300 \pm 70$  år fra 12 800 til 11 500 år siden. I YD kom innlandsisen i nordområdene tilbake med full styrke. Ved utgangen av YD steg temperaturen igjen og klimaet gikk inn i den første del av holosen<sup>3</sup>, en periode fremdeles uten de store skogene i nord på den nordlige halvkule, den preboreale periode<sup>4</sup>. Eldre dryas er en annen kald periode som inntraff før BA.

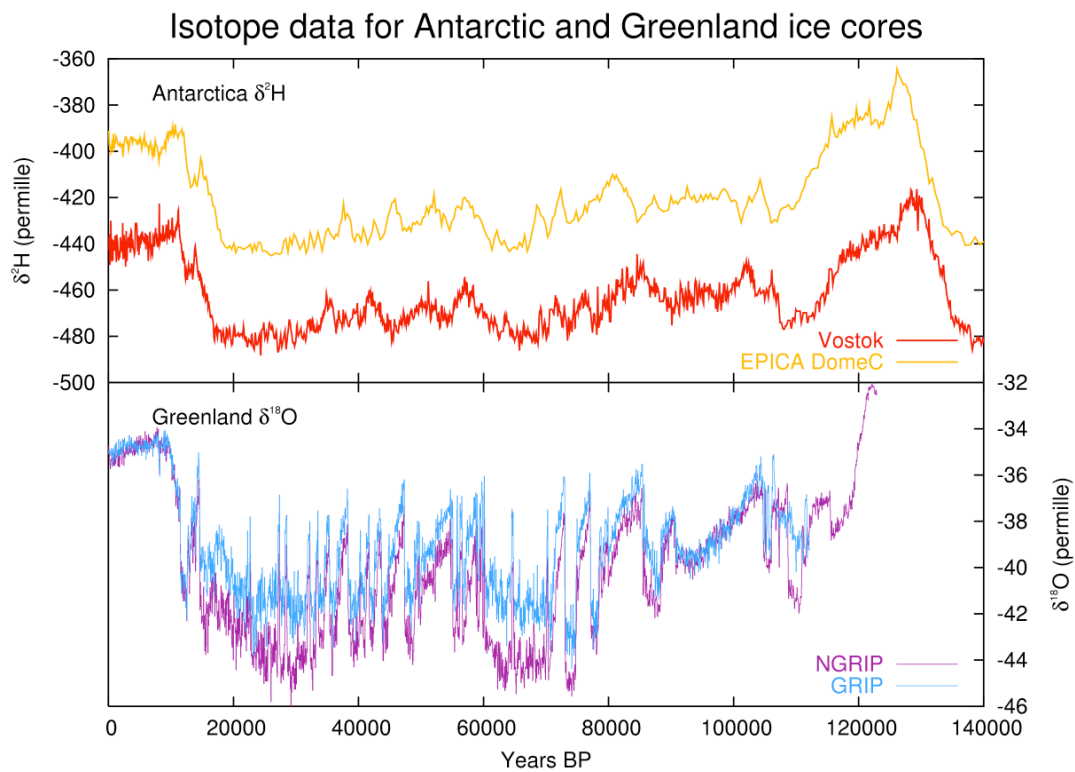
Det var skandinaviske forskere som først fant tegn til klimaforverringen vi nå kaller YD. Den kalde og den påfølgende varme perioden ble funnet ved studier av torv i myrer. Den kalde perioden ble kalt Blytt-Sernander<sup>5</sup> etter den norske forskeren Axel Blytt og den danske forskeren Rutger Sernander. Ulike lag i torv ble først lagt merke til av Heinrich Dau i 1829. Det danske vitenskapsakademiet lovet ut en pris til den som kunne forklare denne lagdelingen. Blytt fant en mulig forklaring i 1876. Han mente at de eldste lagene, som var markert mørkere enn resten, var avsetninger fra en kald og tørr periode. Denne perioden kalte han Boreal. Et lysere lag over det mørke mente han representerte en varm og fuktig periode, som han kalte Atlantic. Serander førte senere ideene videre og definerte underperioder både i Boreal og Atlantic, blant annet i et arbeid fra 1908. Dagens forskere bruker ulike typer data i tillegg til torvsediment og kan bruke moderne dateringsmetoder.

### Var YD global?

Usikkerhet ved tidfestingen av de ulike dataseriene gjør det vanskelig å avgjøre om YD var global eller ikke. I Vest-Europa og Grønland er YD en veldefinert kald periode der ulike dataserier samsvarer. Temperaturendringene i YD var størst i nordvestlige deler av Europa og minket noe over kontinentet østover. Avkjølingen er også blitt påvist for østlige deler av Nord-Amerika. I vestlige deler av Nord-Amerika mener en at YD var mindre intens enn i Europa, men en finner indikasjoner på at også ismassene i dette området begynte å vokse. Også på nordvestkysten av Nord-Amerika finnes spor etter YD<sup>6</sup>.

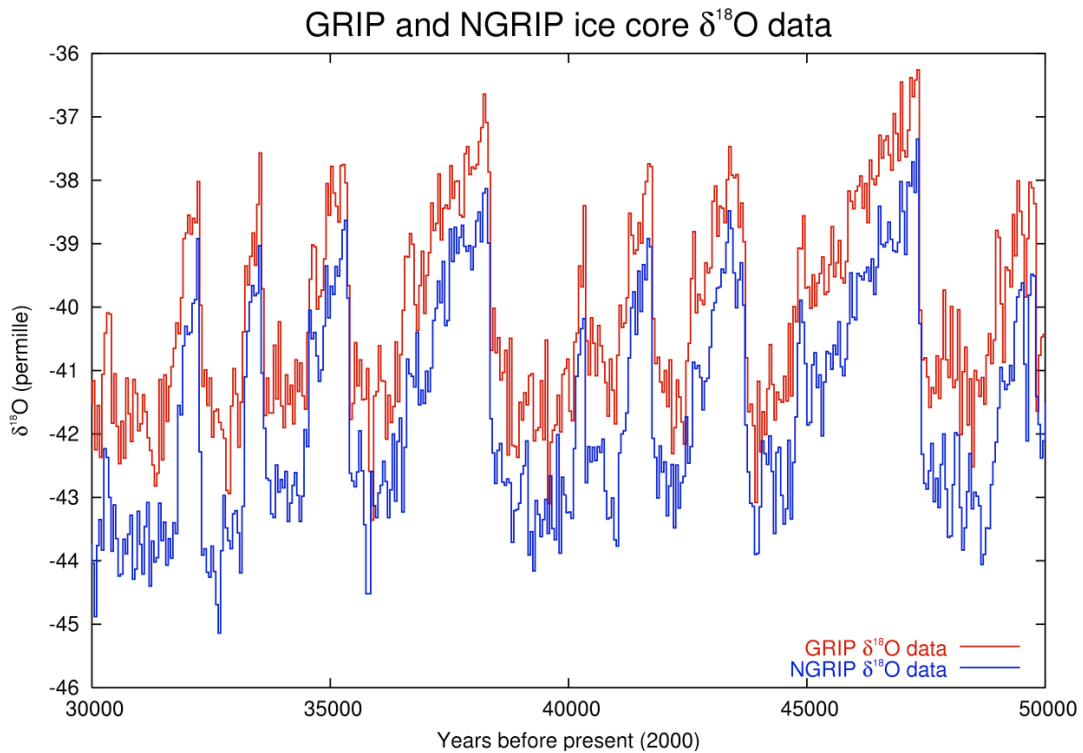
YD gir et svært tydelig signal i iskjerner på Grønland (Fig. 1 og 2). Analyser av isotopdata fra kjerner fra GISP2<sup>7</sup> indikerer at temperaturen på toppen av Grønland var 15 grader kaldere gjennom YD enn i dagens klima<sup>8</sup>. I forhold til temperaturnivået før og etter denne hendelsen var utslagene opp mot 10 grader. Analyser av kjerner fra Antarktis gir ikke det samme signalet som på Grønland og utslagene er

mindre. Oppvarmingen startet cirka 18 000 år før nåtid og var relativt jevn fram til cirka 14 500 år før nåtid. Da ble det igjen kaldere for en periode på cirka 2000 år. Denne perioden refereres til som Antarctic Cold Reversal (ACR)<sup>9</sup>. Avkjølingen var omtrent 3 °C på det meste. Rekonstruksjonene viser ikke like raske variasjoner for ACR som for YD på Grønland. Vi merker oss at ACR startet cirka 1000 år før YD, og at ACR var forbi midt i perioden YD.



**Fig. 1:** Proksitemperatur fra iskjerner for siste 140 000 år, øverst fra Antarktis og nederst fra Grønland. En merker seg de store utslagene for D-O-hendelser på Grønland i forhold til i Antarktis. [http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event)

Vi finner altså ikke et direkte tegn til YD i Antarktis, men et mindre dramatisk utslag som startet før YD og var over på en tid da YD ennå var markant. Det fins også indikasjoner på at YD ikke opptrådte på samme måte på New Zealand og andre steder i Oseania som over store deler av nordlige halvkule. Fra Sør-Amerika fins det til dels motstridene indikasjoner. En undersøkelse viser at klimaet i Andesfjella gikk tilbake gjennom ACR til liknende forhold som under siste istids maksimum<sup>10</sup>.



**Fig. 2:** Detaljer i proksidata for temperatur fra 30 000 til 50 000 år tilbake fra to iskjerner på Grønland. [http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event)

Derimot viser resultater fra sørlige Chile ingen markant avkjøling i klimaet<sup>11</sup>. En undersøkelse bygger på studier av pollen-korn i sediment i små innsjøer. Skogen utviklet seg kontinuerlig og økte i mangfold. Således finnes gode indikasjoner på at temperaturklimaet gjennom ACR, og for så vidt også YD, kanskje ble litt varmere. Klimaet i regionen er dominert av luftmasser fra Stillehavet og den nordgående Humboldtstrømmen, som har sin opprinnelse som en østgående strøm over sørlige Stillehavet. Dersom det ikke var noen avkjøling gjennom ACR i sørlige Chile, er det usannsynlig at det fant sted noen avkjøling i overflaten av havet i det sørlige Stillehavet.

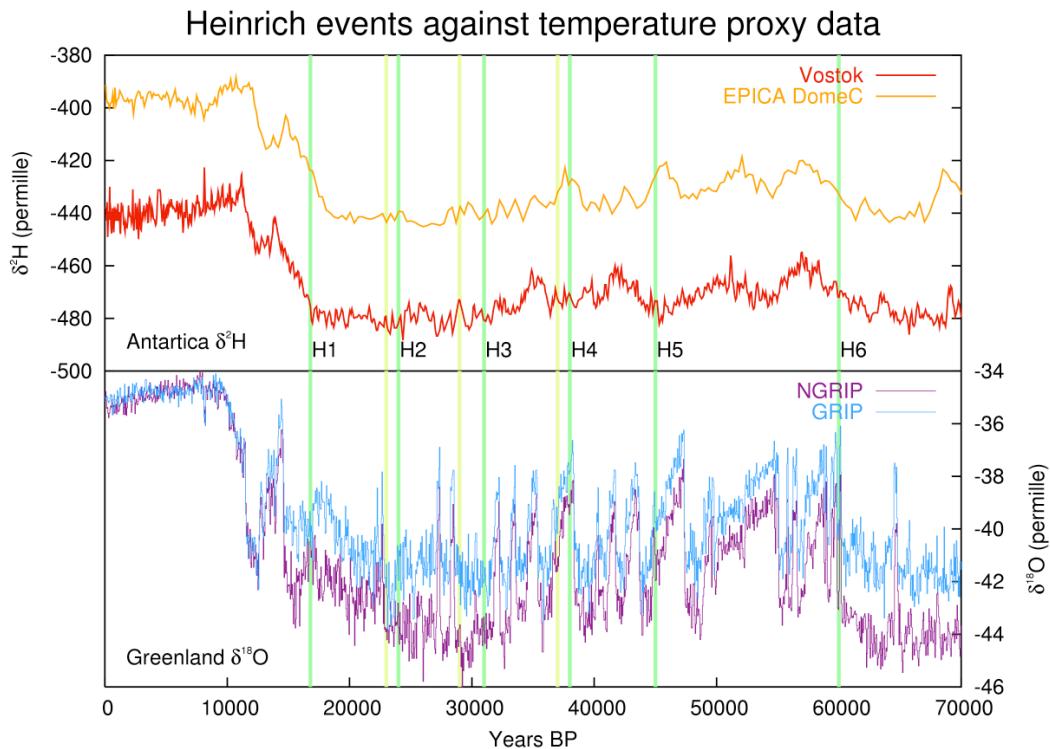
Det er viktig å peke på problemene med tidfestingen. Endringer i pollendata fra skog kan være forskyvet flere hundre år etter en anomali i klimaet. Dersom ACR var et fenomen over hele sørlige halvkule, var det tydeligvis likevel ikke sterkt nok til å stoppe den skogutviklingen som allerede var i gang. Det ser altså ut som om ACR ikke reverserte skogutviklingen, noe som var typisk på våre bredder under YD.

### Data fra Andfjorden, Troms

For våre områder tar vi med resultater fra undersøkelser i Tromsø under ledelse av professor Morten Hald<sup>12 13</sup>. Hans gruppe har rekonstruert sommertemperatur ved havoverflata i YD beregnet fra studier av foraminiferer fra en sedimentkjerne fra Andfjorden i Troms. De finner at sommertemperaturene for cirka 13 000 år siden var rundt 8 °C, det vil si en del kaldere enn i dag. Andre undersøkelser viser at mye av den store innlandsisen over Fennoskandia hadde smeltet. Slik var det ikke is på kysten og i fjordene. Tida tilhører slutten av BA, da klimaet i store deler lengre sør i Europa var nesten like varmt som i dag. Så kom nedkjølingen i YD for cirka 12 800 år siden, og

temperaturerne i havoverflaten sank til 3 °C. Langs kysten av Norge finner vi store randmorener som forteller at innlandsisen igjen rykket fram på denne tida.

Det mest oppsiktsvekkende med funnene fra Andfjorden er den raske oppvarmingen mot slutten av Yngre Dryas, for 11 800 år siden. I løpet av noen få år økte sommertemperaturen i havet fra 3 til 10 °C. Men ikke nok med det. Etter cirka 10-40 år sank temperaturen igjen tilbake til 3 °C, og i de påfølgende 300 årene varierte temperaturene mellom 2 °C og 10 °C (Fig. 3). Kalde perioder på 10-40 år vekslet med varme perioder av tilsvarende varighet. En finner altså klare spor etter et ustabil klima lokalt over en periode på cirka 300 år.



**Fig. 3:** Heinrichhendelser i proskidata for temperatur i iskerne fra Antarktis og Grønland. [http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich_event)

I dag må vi til østkysten av Grønland eller Polhavet for å finne så lave sommertemperaturer som 3 °C. En temperatur på 10 °C er derimot nær det vi finner i Andfjorden en normal sommer i dagens klima. Derfor kan vi si at klimaet ved slutten av siste istid var ekstremt ustabil og svingte frem og tilbake mellom et istidsklima og et klima tilsvarende dagens. For cirka 11 500 år siden ble det slutt på temperatursvingningene, klimaet ble mer stabilt med temperaturer omtrent som i Andfjorden i dag, eller noe varmere.

### Hvorfor var klimaet ustabil?

De har blitt forsket mye på årsaken til raske naturlige klimaendringer, spesielt de raske endringene i YD. Hva var årsaken til den raske nedkjølingen ved starten av YD? Hva var årsaken til oppvarmingen ved slutten av perioden? Nesten alle teorier er knyttet til variasjoner i havsirkulasjonen (se Del V) og da spesielt variasjoner i AMOC. Vi har sett på hvordan en varm strøm langs kysten av Norge blir kjølt ned på veien nordover, at det dannes dypvann som i våre områder strømmer tilbake i



Danmarkstredet og Færøy-Shetland-ryggen. Videre har vi diskutert teorien om at AMOC kan svekkes som følge av en stor tilførsel av ferskvann ut i Nord-Atlanteren. Ferskvann kan svekke AMOC, med den konsekvens at transporten av varme fra sør svekkes i våre havområder. Tapping av store bredemte sjøer ved den store innlandsisen Laurentide over Nord-Amerika er foreslått som en mulig kilde for dette ferskvannet. I tillegg kommer transport av isfjell over store havområder.

Det er blitt gjort modelleksperiment som støtter denne teorien. Flere arbeider av Manabe og Stouffer er godt kjent<sup>14</sup>. Ved å simulere et utslipp på 0,1 Sv (1 Sv er 1 million kubikkmeter per sekund) med ferskvann ut i Nord-Atlanteren mellom Island og Grønland over en periode på 500 år, skjer det en markert nedkjøling etterfulgt av en periode med svært ustabile havtemperaturer. Hittil har det vært vanskelig å bekrefte denne teorien med data fra sedimentkjerner i havet. Men forskerne i Tromsø finner mange likhetstrekk mellom havtemperaturene fra Andfjorden med temperaturene fra modellforsøkene. Begge viser en periode med lave temperaturer. Og begge viser at slutten av nedkjølingsperioden er karakterisert ved ekstreme svingninger i havtemperaturen. De raske temperatursvingningene forklares med en hurtig veksling mellom kaldt og varmt overflatevann.

Andre tidligere rekonstruksjoner av havtemperaturer har ikke vist så ekstreme svingninger som i Andfjorden. Årsaken kan være at tidsoppløsningen i sedimentkjernene ikke har vært god nok. I Andfjorden er tilførselen av sedimenter forholdsvis stor. Ved slutten av siste istid, for mellom 13 000 og 11 000 år siden, ble det avsatt mer enn tre meter sedimenter på havbunnen<sup>12</sup>. Denne store sedimenttilførselen har gjort det mulig å rekonstruere havtemperaturen i snitt for hver syvende år, noe som har vært en forutsetning for å kunne oppdage den ustabile perioden. En annen forklaring kan være at Andfjorden var mer følsom for klimaendringer på denne tida en andre deler av Nord-Atlanteren. Grensen mellom kaldt vann fra Polhavet og varmt vann fra sør lå nærmere Andfjorden.

## D-O-hendelser

Går en lengre tilbake i tid enn YD finner en lignende klimavariasjoner på nordlige halvkule som under YD, men disse variasjonene kjenner en ikke i slik detalj som YD. Det dreier seg om det som kalles *Dansgaard-Oeschger-hendelser*, eller forkortet *D-O-hendelser*<sup>15</sup> (Fig. 1 og 2). De har navn etter Willy Dansgaard og Hans Oeschger som først beskrev disse hurtige klimavariasjonene under siste istid på grunnlag av iskjernedata fra Grønland. De hyppige klimavariasjonene er karakterisert ved plutselige oppvarminger på trolig mer enn 10 °C over noen få tiår på høye nordlige breddegrader, etterfulgt av en periode på rundt 1000 år med langsomt synkende temperatur. Paleoklimatologene mener det fant sted hele 23 slike hendelser i tiden mellom 110 000 og 15 000 år før nåtid. YD er da den siste av disse hendelsene.

D-O-hendelsene er først og fremst identifisert i iskjerner fra toppen av Grønlandsisen og i studier av foraminiferer i sedimentkjerner nord i Atlanterhavet. Det er satt en hypotese om at episodene, på samme måte som variasjonene under YD, skyldes vekselvirkning mellom atmosfære og hav gjennom variasjoner i AMOC. Varmt klima i nord er således knyttet til en aktiv AMOC som fører mye varme i havet fra sør mot nord. Som diskutert tidligere tror en sirkulasjonen primært drives av tetthetsvariasjoner mellom vannmassene sør og nord i Atlanterhavet.

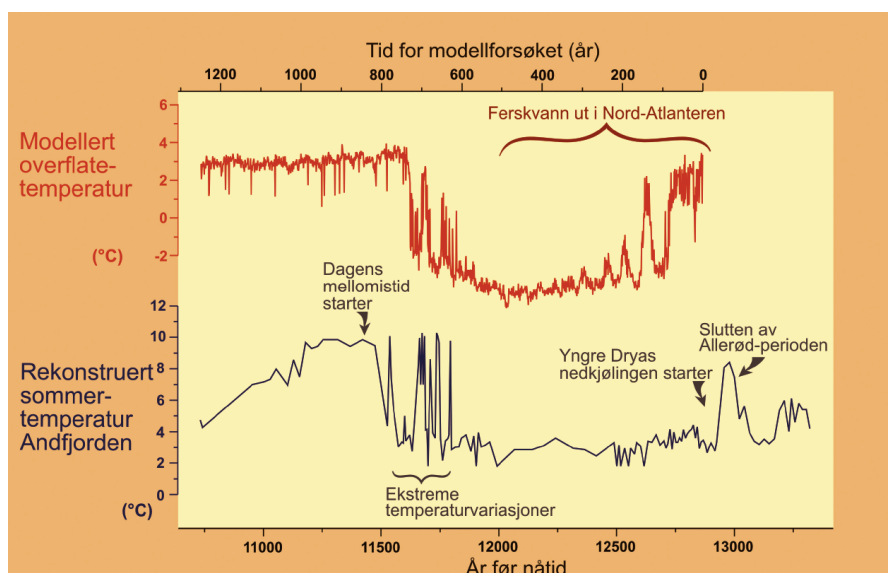
Men AMOC er også knyttet til fremherskende vinder. Høye sjøtemperaturer og relativt lite sjøis langt mot nord gir et nordlig leie for polarfronten og vestavindsbeltet med relativt varmt klima i våre

områder. Men tilstanden med varmt klima i nord er under istider ikke stabil over tid. Varmen fører til en gradvis smelting av isen, og slik blir overflatevannet i havet etter hvert ferskere. Dette svekker AMOC, og mindre varme blir transportert mot nord. Polarfronten tar et sørligere leie. Etter hvert blir det kaldere i polare strøk og smeltingen av isen stopper opp. Overflatevannet blir igjen saltare. Til sist blir AMOC igjen aktiv. Dette betyr at mer varme igjen blir transportert mot nord, og at temperaturen stiger raskt i nordområdene.

En har prøvd å knytte D-O-hendelser til ytre pådriv fra sola ved å studere variasjoner i isotoper i atmosfæren styrt av solaraktivitet. Estimater for  $^{14}\text{C}$  og  $^{10}\text{Be}$  viser samvariasjon gjennom det meste av holosen, men ikke gjennom YD da data for  $^{14}\text{C}$  gjør større utslag enn  $^{10}\text{Be}$ . Dette blir brukt som et argument for å utelukke variasjoner i solaktivitet som en forklaring på YD. Noen mener at det også i holosen har funnet sted klimasvingninger med perioder rundt 1500 år, men med mindre amplituder enn under istiden<sup>16</sup> (se bondsyklus i neste kap.).

### Heinrichhendelser

I perioder med stor vekst kan ismassene i nord bli ustabile. Dette innebærer stor transport av is ned mot havet og dannelse av isfjell ved kalving. I stor skala blir isfjell så flyttet over store havområder av vinden og havstrømmene. Ved smelting blir store mengder ferskvann tilført havet. Under siste istid finner en spor etter flere perioder med mange isfjell i Nord-Atlanteren, perioder som kalles Heinrichhendelser<sup>17</sup> (Fig. 4). De har navn etter maringeologen Hartmut Heinrich. Hendelsene ble identifisert før D-O-hendelser ble funnet i data fra Grønland. Isfjellene, mest fra iskappene over Nord-Amerika og Grønland, inneholdt små korn av erodert stein påført isbreene. Ettersom de smeltet over havet, sank dette materialet til havbunnen som såkalte *istransporterte levninger* (ice rafted debris)<sup>18</sup>. Forskere har hentet kjerner fra marine sedimenter og kan identifisere hendelser med slike levninger. Det er identifisert sju Heinrichhendelser under siste istid, hendelser som er nummerert fra H0 til H6.



Den lave tidsoppløsningen i sedimentkjernene gir bare data for å studere hendelser under siste istid. Hendelsene med kalving synes å være cirka 750 år. Heinrichhendelser opptrer i noen av de mange D-O-hendelsene en finner, hendelser som gjentar seg med en periode på cirka 1500 år. Heinrichhendelsene opptrer i den kalde fase i D-O-hendelser like før den raske økningen i

temperaturen i nord. Problemer med tidfestingen gjør det vanskelig å fastsette slike utsagn med stor sikkerhet. Forskere identifiserer YD som Heinrichhendelsen H0<sup>19</sup>, altså den siste.

### D-O-hendelsene og tropene

Det hersker usikkerhet om hvordan klimaet i tropene har variert under D-O-hendelser og hvordan klimaprosesser i sør har tatt del i disse variasjonene. Det er nærliggende å knytte subtropenes betydning til transport av fuktighet i atmosfæren mot polene. En antar at i perioder da innlandsisen vokste i Nord-Amerika, på Grønland og over Nord-Europa, var det stor transport av fuktighet fra tropene mot høyere breddegrader, der den ble avsatt som snø. Så lenge fuktigheten ble avsatt i innlandsis, antar en at AMOC var aktiv. Men etter som ismassene vokste, oppsto det Heinrichhendelser som svekket AMOC. Dette kan ha ført til en økning i temperaturen ved lave bredder, noe som igjen førte til en økning i transport av fuktighet mot nord og voksende breer. Som nevnt er denne reaktiviseringen langt raskere enn oppbremsingen av AMOC.

**Fig. 4:** Nederste kurve: Rekonstruert sommer-temperatur i Andfjorden, Troms, for perioden 13 500 til 10 500 år før nåtid (Fra Ebbesen og Hald, 2004). Øverste kurve: Endringer i overflatetemperatur i Nord-Atlanteren, grunnet en svekkelse av havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren (Modell-forsøk av Manabe og Stouffer, 2000).

Relativt ny forskning har vist at de raske klimahendelsene er i motfase mellom nordlige og sørlige halvkule, slik at mens Nord-Atlanteren kjøles ned, er det en tilsvarende oppvarming i sør<sup>20</sup>. Flere modelleksperiment viser at en svekning av AMOC i Nord-Atlanteren umiddelbart skaper en oppvarming på sørlige halvkule. Forklaringen er at varmetransporten mellom Sør-Atlanteren og Nord-Atlanteren reduseres. Manglende behov for varme i nord skaper et overskudd i sør. Dette kan tolkes dit at årsaken til variasjonene finnes i nord.

En kan også tenke seg at det er endringer i tropene som skaper endringer på høye breddegrader. Noe data passer godt inn i dette konseptet og viser at tropene er ute av fase med nordområdene og mer i fase med den sørlige halvkule under de hurtige klimaendringene. Samtidig med temperaturfall over Grønland finner en varm periode (temperaturoptimum) i de tropiske deler av Atlanteren. Straks oppvarmingen i nord starter igjen, starter nedkjølingen i de tropiske delene av Atlanteren. Nedkjølingen faller sammen i tid med nedkjøling i iskjernerdata fra Antarktis. Akkumulert energi i sør transporteres raskt mot nord, og forklarer altså den hurtige oppvarmingen etter kalde perioder. I tillegg forklarer akkumulert energi hvorfor en tidlig fase av varme perioder i nord ofte opptrer samtidig med et temperaturoptimum.

Disse tolkningene oppfattes ennå som hypoteser som vil trenge mer dokumentasjon før de eventuelt kan bekreftes. For å kunne løse problemene må det detaljerte hendelsesforløpet og responsen i de forskjellige delene av systemet avdekkes. Det trengs langt bedre kontroll med hva som konkret skjer, og når det skjer i forskjellige områder. Det er grunn til å være optimistisk med hensyn til at dette kan la seg gjøre, ettersom det skjer stadige forbedringer både av metodene for presis datering, og metodene for kvantitative beregninger av havets temperatur, saltholdighet og tetthet i fortiden. Dessuten vil mer detaljerte klimasimuleringer gi verdifull informasjon.

En kan spørre om sannsynligheten for lignende type variasjoner under den globale oppvarmingen. Mange vil mene at situasjonen nå er svært forskjellig fra den gang. Få tror at en global oppvarming vil gi tilstrekkelig med smeltevann for radikale forandringer i AMOC (se Del V).

- <sup>1</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/B%C3%B8lling-Aller%C3%B8d>
- <sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Younger\\_Dryas](http://en.wikipedia.org/wiki/Younger_Dryas)
- <sup>3</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>
- <sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Boreal\\_\(period\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Boreal_(period))
- <sup>5</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Blytt-Sernander>
- <sup>6</sup> Friele, P. A., Clague, J. J. 2002. Younger Dryas readvance in Squamish river valley, southern Coast mountains, British Columbia. *Quat. Science Rev.* **21**: 1925–1933.
- <sup>7</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland\\_Ice\\_Sheet\\_Project](http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland_Ice_Sheet_Project)
- <sup>8</sup> Alley, Richard B. et al. 1993. Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. *Nature* 362, 527–529.
- <sup>9</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic\\_Cold\\_Reversal](http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic_Cold_Reversal)
- <sup>10</sup> Thompson, L. G. et al. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. of Quat. Sci.* **15** (4), 377–394.
- <sup>11</sup> Bennet, K.D., S.G. Harberle, S.H. Lumley, 2000. *Science* 290, 325.
- <sup>12</sup> Ebbesen, H. and Hald, M., 2004. Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic. *Geology* 32, 673-676.
- <sup>13</sup> Hald, M. og H. Ebbesen 2004. Ustabilt klima ved slutten av siste istid, *Cicerone*, 5/2004,30-32.
- <sup>14</sup> Manabe, S. and Stouffer, R.J. 2000. Study of abrupt climatic change by a coupled ocean -atmosphere model. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 285-299.
- <sup>15</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event)
- <sup>16</sup> Broecker, W.S. 2002. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* **372**, 421–424.
- <sup>17</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich_event)
- <sup>18</sup> Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- <sup>19</sup> Bond, G., R. Lotti, 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267, 1005.
- <sup>20</sup> Dokken, T., J. Andrews, S. Hemming, C. Stokes, and E. Jansen 2003. Researchers Discuss Abrupt Climate Change: Ice Sheets and Oceans in Action, *Eos Trans. AGU*, 84(20), doi:10.1029/2003EO200006

## VII.5. KLIMAENDRINGER I HOLOSEN

Siste istid har fått ulike lokale og regionale navn. I Nord-Europa er den noen ganger blitt kalt Weichsel<sup>1</sup>. Istiden var over etter den store oppvarmingen ved utgangen av yngre dryas (YD) for cirka 11 500 år siden. Tiden etterpå er *holosen* (fra greske ord holos og kainos som betyr hel og ny; den helt nye perioden)<sup>2</sup>. Selv om istiden og yngre YD var over, eksisterte det fremdeles rester av de store innlandsisene, spesielt over Nord-Amerika. Temperaturen steg de første få tusenårene, iskappene smeltet og havnivået steg betraktelig fram til cirka 7000 år før nåtid. Holosen er menneskenes tidsalder da jordbruk og kulturer oppstår. Epoken er blitt delt opp i perioder etter kulturell utvikling, dvs. i steinalder, bronsealder, jernalder etc. Siden de ulike periodene innfant seg til forskjellige tider i ulike kulturer, egner de seg ikke til klimadatering.

Data fra for eksempel iskjerner fra Grønland viser - etter en stabiliseringsperiode på et par tusen år - et mye mer stabilt klima enn under siste istid. Spesielt har utbredelsen av isbreer vært begrenset etter at de store iskappene over Nord-Amerika og Fennoscandia smeltet bort. Det er likevel ikke slik at klimaet har vært helt stabilt, en rekke interessante variasjoner har funnet sted. Amplitudene på variasjonene har trolig vært under en grad når det gjelder hemisfærisk og global temperatur. Forskningen for å avdekke og forstå disse variasjonene er for tiden intens, ikke minst innen norsk klimaforskning. Slik er det grunn til å tro at kunnskapen om klimavariasjoner i holosen vil øke betydelig i tiden som kommer.

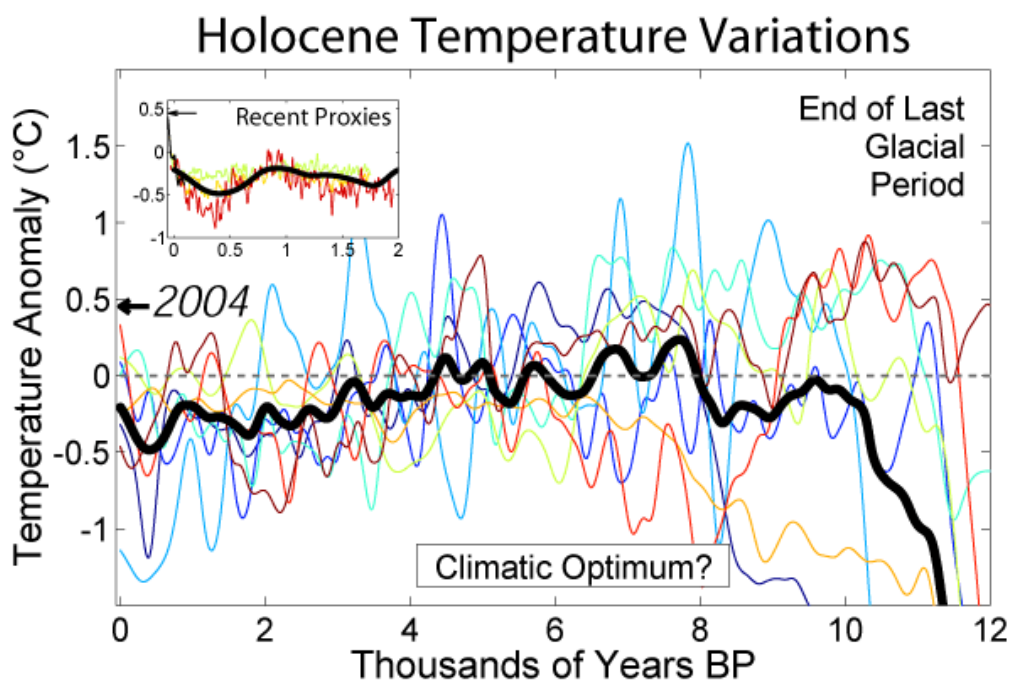
En finner variasjoner på ulike tidsskalaer, fra variasjoner over flere tusen år til dekadefariasjoner. Vi skal først se på variasjoner over lange tidsskalaer, spesielt en periode da det var varmere enn i dag. Denne perioden startet til ulike tider rundt om på kloden og var stort sett over for cirka 5000 år siden. Anslagene om hvor varm perioden var er usikre og bygger mest på data fra nordlige halvkule. Tidligere ble denne varme perioden kalt *den optimale klimaperioden i holosen* eller bare *optimal holosen*<sup>3</sup>. I våre dager er en mer forsiktig med å bruke denne betegnelsen, mest fordi utslagene hadde store regionale variasjoner, spesielt var det betydelig forskjell mellom nordlige og sørlige halvkule. I dag kalles perioden gjerne bare *midtholosen*<sup>2</sup>.

### Langsomme variasjoner

Rekonstruksjon av temperatur fra iskjerner fra Grønland viser hele tiden kortsiktige variasjoner, opp til flere hundre år. Ser en bort fra disse, spesielt en hendelse for cirka 8200 år siden som vi kommer tilbake til, gir disse dataene nesten bare svært langsiktige variasjoner. På Grønland steg temperaturen fra utgangen av YD til et maksimum mellom 9000 og 8000 år siden. I tiden etter sank temperaturen langsomt hele tiden til den lille istid. Oppvarmingen fra YD til maksimum temperatur er over tre ganger så stor som avkjølingen etterpå. Data fra Antarktis viser et noe annet forløp. Her er det varmest like etter YD og deretter blir det langsomt kaldere hele tiden. Ulike borekjerner i Antarktis viser noe forskjellig variasjon, for eksempel viser data fra EPICA tegn til en varm periode i midtholosen, noe data fra Vostok ikke har med.

Fig. 1 viser rekonstruksjoner av temperatur gjennom holosen for åtte ulike steder på jorda og et gjennomsnitt for disse dataene<sup>2</sup>. De åtte dataseriene er som følger: Sjøtemperatur (SST) fra sediment i østlige tropiske Atlanterhav (mørkeblå)<sup>4</sup>, temperatur fra iskjerne for Vostok, Antarktis (blå)<sup>5</sup>, iskjerne for GISP2, Grønland (lyseblå)<sup>6</sup>, iskjerne fra Kilimanjaro, Sentral-Afrika (grønn)<sup>7</sup>,

temperatur (SST) fra sedimentkjerne fra Nord-Atlanteren (gul)<sup>8</sup>, fordelig av pollen tolket som temperatur for Europa (oransje)<sup>9</sup>, iskjerne ved EPICA, Antarktis (rød)<sup>10</sup> og data (SST) fra forskjellige sedimentkjerner fra vestlige Stillehavet tolket som temperatur (mørkerød)<sup>11</sup>. Figuren har et vindu med mer detaljer for siste to tusen år. Her har en i tillegg brukt følgende dataserier: En rekonstruksjon av Jones og Mann (oransje)<sup>12</sup>, en rekonstruksjon av Huang (rød-oransje)<sup>13</sup>, en rekonstruksjon av Moberg m.fl. (rød)<sup>14</sup> og instrumentelle globale data etter Jones og Moberg<sup>15</sup>.



**Fig. 1:** Hovedfiguren viser rekonstruksjoner av lokal temperatur gjennom holosen åtte steder på kloden. Tidsoppløsningen er 300 år og den tykke linjen er gjennomsnittet. Kurvene er som avvik fra global temperatur i det 20. århundret og global temperatur for 2004 er angitt. Innsnittet viser rekonstruksjoner for de siste to tusen år. Her er flere andre dataserier også brukt. For mer detaljer om de enkelte kurvene, se teksten. <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>

Temperaturen er vist som avvik fra middeltemperaturer gjennom forrige hundreår. Fig. 1 gir også global middeltemperatur for året 2004, en temperatur som er 0,45 °C over middeltemperaturen for forrige hundreår. Snitttemperaturen viser stigende temperatur fra starten av holosen til et maksimum for cirka 7500 år siden, men temperaturforløpet på de åtte stedene er til dels svært forskjellig, mye på samme måte som temperaturforløpet på Grønland og Antarktis er forskjellig.

Maksimum gjennomsnittstemperatur i midtholosen – midlet over lang tid - er nesten like høy som global temperatur i 2004. Om gjennomsnitt for de åtte stedene kan representere global temperatur, betyr dette at utslagene er mindre enn i tidligere estimat, som har overvekt av data fra høye nordlige bredder. Fra midtholosen faller temperaturen langsamt til noen tidels grader under referansetemperaturen gjennom den lille istid. Variasjonene i temperaturen mellom de åtte stedene er mindre etter tiden for maksimum temperatur enn i tiden før. Dataene fra tropene varierer mest slik som variasjonene i Antarktis, mens dataene for Europa og Nord-Atlanteren viser variasjoner mest lik de på Grønland.

Kurvene for hvert sted er jevnet noe ut og løser ikke opp raskere fluktuasjoner enn over cirka 300 år. Derfor kan snittemperaturen for de åtte stasjonene i enkelte år ha vært høyere enn global temperatur i 2004. Det er få målesteder, og det kan være lite representativt å gi disse åtte stedene lik vekt i beregning av global temperatur. Flere og bedre data vil kunne forandre dette estimatet for global temperatur gjennom holosen, men trolig ikke i vesentlig grad.

Det er verdt å merke seg at havets nivå steg flere titalls meter fra YD til midtholosen<sup>16</sup> (Fig. 4 i kap. 2). Det aller meste av dette skyldes smelting av is over Nord-Amerika. Deretter steg havet mye langsommere, bare mellom tre og fire meter fram til for to tusen år siden. Dette er mindre enn dagens økning som tilsvarer 2 til 3 m på 1000 år. Gjennom siste to tusen år opp til siste hundre år, har gjennomsnittlig havnivå holdt seg nesten konstant.

Det stabile havnivået de siste vel 6000 år har hatt stor betydning som utvikling av komplekse samfunn med jordbruk og grunnlegging av byer. Det er påfallende at nesten alle de første kjente populasjonssentra, på flere kontinent, dateres til omkring 6000 til 7000 år siden da økningen i havnivået avtok markant. De fleste bosetningene var ved kysten eller ved elvebredder, ofte i deltaområder. Trolig er denne perioden med stabilt havnivå over.

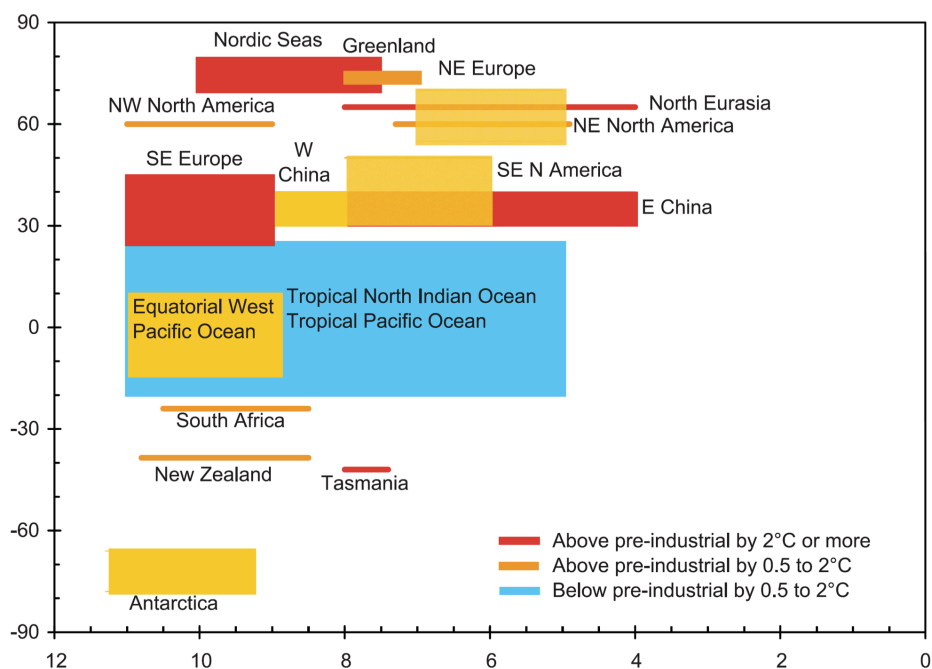
En prøver å forklare den varme perioden og den langsomme avkjølingen fra Milankovitchs teori, på samme måte som en bruker denne teorien til å forklare utgangen av istiden. Nordlige halvkule opplevde et maksimum i innstråling om sommeren for 11 000 år siden. Da var hellingen av jordaksen mer enn 24 ° og jorda var nærmest sola om sommeren (nordlige halvkule). Dette ga 10 % mer solstråling til nordlige halvkule om sommeren enn i våre dager.

Temperaturen i tropene og på sørlige halvkule reagerte rasktest på strålingsforholdene, slik inntraff maksimum temperatur tidlig i holosen. Dette skjedde på tross av at jorda var nærmest sola om sommeren på nordlige halvkule. På nordlige del av nordlige halvkule kom de høyeste temperaturene flere tusen år senere. Her ble noe av innstrålingen om sommeren brukt til å smelte is. Mye av isen smeltet ved at store mengder isfjell ble ført over relativt varmt hav. Smeltingen dempet oppvarmingen både over områder preget av is og over hav med isfjell. Etter hvert som de store ismassene smeltet, økte temperaturen både i havet og over land. Etter hvert bredde skogen seg nordover og ga en minkende albedo, dvs. en positiv tilbakekopling i tillegg til tilbakekoplingen fra minkende is og snø<sup>17</sup>. Det er usikkert om tilbakekopling fra økt CO<sub>2</sub> kan ha hatt noen betydning. Det mangler fortsatt en del på at vi forstår selv disse langsomme variasjonene til bunns. Det trengs både flere rekonstruksjoner og økt beregningskapasitet til å kjøre klimamodeller med høy oppløsning over flere tusen år.

### **Varmt klima i midtholosen**

Paleoklimatologene mener at regionale klimavariasjoner gjennom holosen har vært større enn hva iskjernene fra Grønland og Antarktis indikerer (Fig. 2). Spesielt gir ulike rekonstruksjoner for Nord-Atlanteren og landområdene omkring større variasjoner. I midtholosen gir slike data størst oppvarming i Arktis, der en mener at temperaturen var opp til 4 °C varmere i årsmiddel enn i det tjuende århundret. En studie fra sentrale deler av nordre Sibir finner 3 til 9 °C høyere temperatur om sommeren og 2 til 6 °C om vinteren enn i siste hundreåret<sup>18</sup>. Vestlige del av Arktis – inkludert deler

av våre områder - er undersøkt på hele 140 steder. En finner klare indikasjoner på varmere klima på 120 av disse stedene. På 16 steder er det gjort kvantitative anslag for lokal temperatur. Resultatet gir i gjennomsnitt  $1,6 \pm 0,8$  °C høyere temperatur enn i dag<sup>19</sup>. Utslagene var større om sommeren enn om vinteren, noe som henger sammen med den store innstrålingen. Over nordvestre deler av Nord-Amerika kommer den varmeste perioden først – fra 11 til 9 tusen år siden. Dette kan ha sammenheng med at isen ikke var mektig i disse områdene. Men over store deler av kontinentet i nord lå isbreen Laurentide igjen og hindret oppvarming<sup>20</sup>. Nordøstre deler av Nord-Amerika opplevde maksimum oppvarming 4000 år senere.



**Fig. 2:** Tider og intensitet i maksimalt regionale avvik i temperaturen gjennom holosen i forhold til snittemperatur før den industrielle revolusjon. IPCC 2007 figur 6.9.

Nordvest i Europa fant det sted en oppvarming, mens det i Sør-Europa kanskje var kaldere enn i våre dager. Det ser ut som om gjennomsnittstemperaturen økte med bredden. I tropiske strøk var det trolig ikke varmere enn nå. Det fins indikasjoner om en fuktigere periode over Nord-Afrika og Sahara som vi skal komme tilbake til. Det fins mindre data fra midtholosen fra sørlige halvkule. Data fra New Zealand viser varmest klima like etter YD, fra 10 500 til cirka 8000 år siden<sup>21</sup>. På disse stedene var temperaturen under midtholosen omtrent som i våre dager.

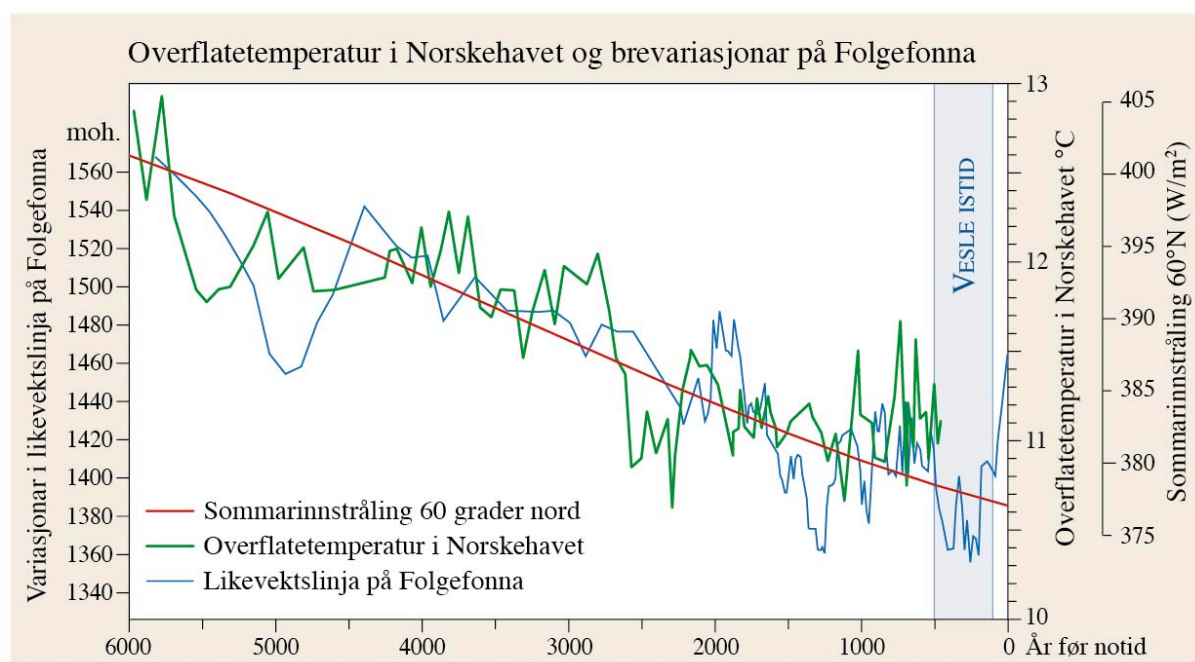
### Klimaet i våre områder gjennom midtholosen

Holosen ble tidligere delt inn i fem klimaperioder etter en klassifisering som har navn etter Blytt-Sernander<sup>22</sup>. Denne klassifiseringen er basert på vekstforhold på våre bredder og gir indikasjoner på klimaendringene gjennom holosen i våre områder. Første perioden ble kalt Preboreal (11 000 - 9000 år før nåtid), hvor boreal her refererer til fure- og granskog over Sibir og Fennoskandia. Denne første perioden var uten slik skog. I neste periode, kalt Boreal (9000 – 8000 år siden), vokste denne skogen. Den varmeste perioden ble kalt Atlantic og varte fra 8000 til 5000 år før nåtid. Siden ble det kaldere og skogen trakk seg noe tilbake i nord. Perioden kalles Subboreal og varte fra 5000 til 2500 år siden.



Siste perioden var igjen litt varmere og er blitt kalt Subatlantic (fra 2500 år siden til nå). Siden denne klassifiseringen ikke tar hensyn til klimaendringer globalt, er den stort sett blitt forlatt.

I største delen av Norge var det i midtholosen (Atlantic) mest løvskog (eikeblanding), og skoggrensene lå markert høyere over havet enn i dag. De store breene som Jostedalsbreen og Folgefonna var borte i lengre perioder<sup>23 24</sup> (Fig. 3 og 6). Folgefonna kom tilbake for omlag 5200 år siden etter at den hadde vært borte i nesten 5000 år. Dette forløpet er noe annerledes enn for andre større breer i Sør-Norge. Således hadde Jostedalsbreen og Hardangerjøkulen flere større og mindre breframstøt i den perioden Folgefonna var borte. Dette henger sammen med at Folgefonna ligger i et litt lavere fjellområde enn de to andre breene og nærmere havet. Klimaet var i denne perioden varmere både om sommeren og vinteren. Vintervedbøren kom derfor trolig mer som regn på Folgefonna enn på Jostedalsbreen og Hardangerjøkulen. Dette hindret nydannelse av breen.

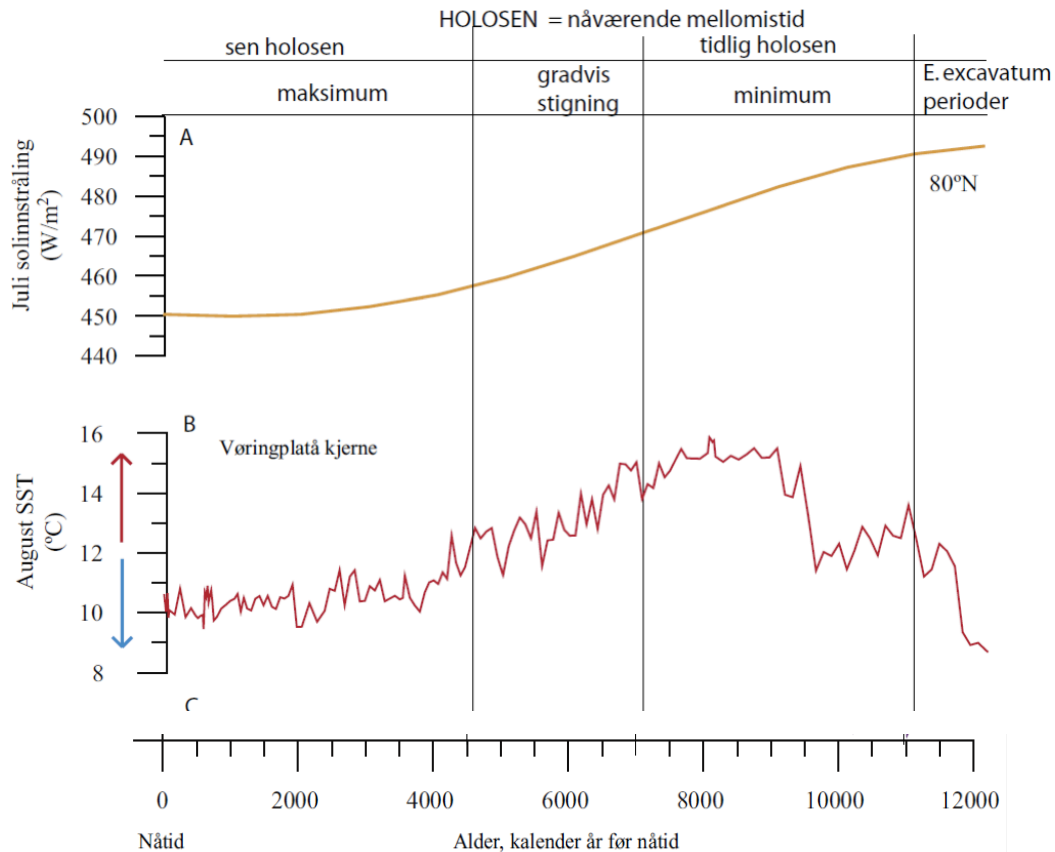


**Fig. 3:** Likevektslinjen for Folgefonna (Bakke, J. m.fl. 2005. *The Holocene* 15, 2, 161-176) siste 6000 år, sammen med overflatetemperatur om sommeren i Norskehavet (Calvo, E. m.fl. 2002. *Quaternary Science Reviews* 21, 1385-1394) og sommerinnstråling på 60 °C nord. (Bakke, J. 2005. *Cicerone* 2/2005, 20-22).

Da breen kom tilbake på Folgefonna halvøya, var den liten til å begynne med. Først for omlag 2000 år siden fikk breen en størrelse som i dag. I lange perioder siden den tid har breen vært større enn i dag. Variasjoner i temperatur og nedbør har ført til at arealet har variert betydelig fra tiår til tiår gjennom siste 2000 år. Størst utbredelse hadde Folgefonna fra 1750 til 1940 AD. De bratteste brearmene som Bondhusbreen og Buarbreen, hadde sin maksimale utbredelse omkring år 1890, mens de sørlige brearmene ned mot Sunnhordland og Åkrafjorden, Blomsterskardbreen og Sauabreen, hadde sin maksimale utbredelse så seint som i 1940<sup>25</sup>.

I Skandinavia har temperaturen gjennom holosen blitt rekonstruert flere steder og på flere måter. En har for eksempel funnet temperatur fra analyser av pollen i sediment i innsjøene Flarken og Igelsjøen i Sverige på cirka 60 °N<sup>26</sup> (Fig. 5). Disse analysene viser at middeltemperaturen gjennom året steg fra cirka 5 °C for 10 000 år siden til et maksimum på cirka 9 °C for 7400 år siden. Temperaturen sank til

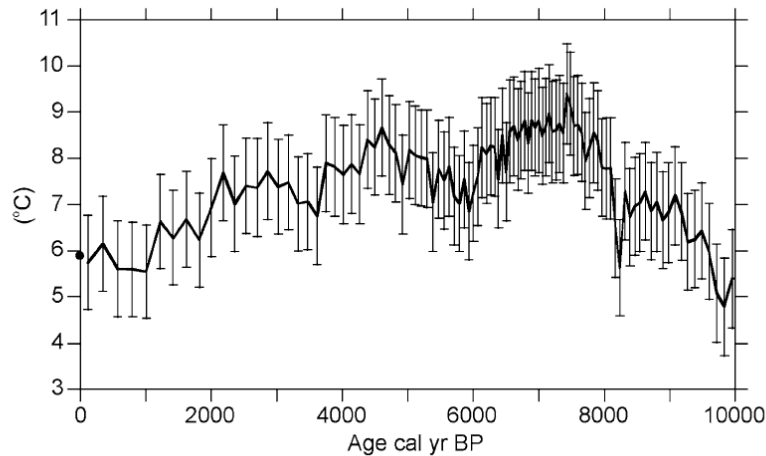
cirka 7 °C for omtrent 6000 år siden, men steg siden til vel 8 °C vel 1000 år senere. Fra cirka 4600 år siden har temperaturen sunket til cirka 6 °C i våre dager. Et annet eksempel er en liknende rekonstruksjon fra sørlige Finland<sup>27</sup>. Her stiger årlig middeltemperatur med 7 °C til mellom 5 og 6 °C fra 10 500 år siden til noen hundre år etter 8000 år siden. Temperaturen holder seg så høy et par tusen år. Deretter skjer det en langsom avkjøling til rundt 4 °C de siste hundre årene. Variasjonsbredden fra år til år er hele tiden stor, typisk omkring 3 °C. Disse dataene synes å stemme med det generelle bildet tegnet over.



**Fig. 4:** A) instråling på 65 °N gjennom holosen (tidsakse mot venstre), B) rekonstruert SST for august for Vøringplatået utenfor Helgeland. (Kristensen m. fl. 2007. *Cicerone* 01/07)

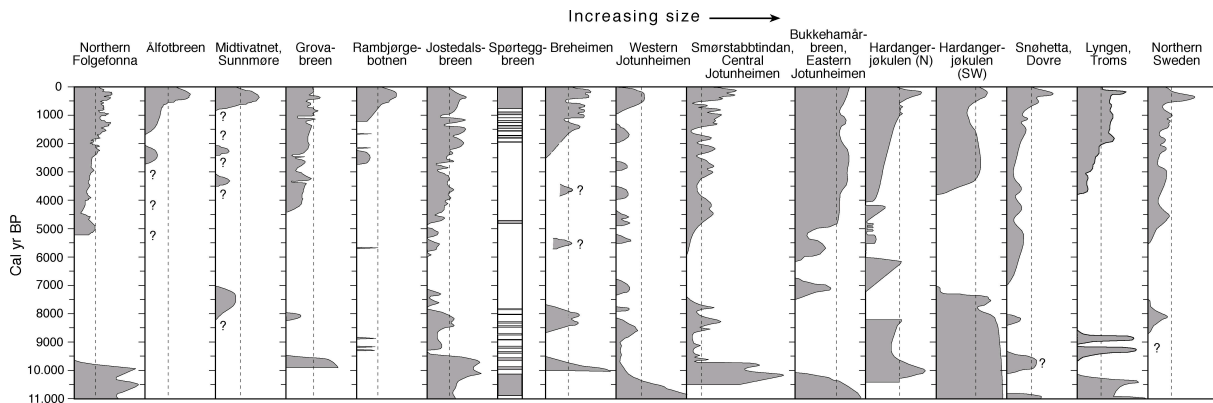
Rekonstruksjoner av sommertemperatur i havoverflaten fra funn av diatomer i sediment i havet på Vøringplatået utenfor Nordland (Fig. 4), viser høyest temperatur for cirka 8000 år siden (sommertemperatur 15-16 °C) og avtakende temperatur i tiden etter til rundt 10-11 °C gjennom siste tusen år<sup>28</sup>. Andre rekonstruksjoner fra Barentshavet viser lignende variasjon både vinter og sommer, men større variasjoner på mindre tidsskalaer.

Noen steder har en rekonstruert temperatur for ulike årstider. Et eksempel er arbeid av Risebrobakken m.fl. fra 2003 fra Norskehavet<sup>29</sup>. De finner liknende variasjoner i sommertemperatur som referert over. De finner ikke liknende endringer i vintertemperaturen, men større variasjoner på kortere sikt.



**Fig. 5:** Årlig middeltemperatur for siste 10 000 år (svart linje) rekonstruert fra sediment i sjøen Flarken, noe øst for Gøteborg. De vertikale stolpene angir usikkerhet. Dagens årlige middeltemperatur er 5,5 °C (stor prikk til venstre). Seppä, H., Hammarlund, D., Antonsson, K., 2005 26).

Det fins andre rekonstruksjoner som til dels gir noe forskjellig resultat. For eksempel er det gjort en god del studier fra Nord-Sverige og Nord-Finland basert på treringer som viser mye mindre variasjon i sommertemperaturen gjennom holosen. Andre studier basert på utbredelsen av bartre i samme områdene, tyder på at sommertemperaturen var høyest for 8000 år siden og ble gradvis lavere siden den tid. Dette tyder på at sommertemperaturen - i disse isfrie områdene - i større grad enn temperaturen gjennom resten av året har fulgt innstrålingen etter Milankovichs teori.



**Fig. 6:** Utbredelsen til breer i Norge gjennom holosen. Prikket vertikale linjer viser dagens utbredelse. Figuren er utarbeidet av J. Bakke på grunnlag av en rekke arbeider, for Folgefonna<sup>24</sup>.

Når det gjelder nedbør, er det også gjort mange studier, både fra isbreer, vannstand i innsjøer og studier av isotoper i sediment i innsjøer. Det synes å ha vært relativt tørt gjennom det meste av midtholosen, med mer fuktig klima i tiden før og etter. Men hele tiden har det vært større variasjoner på kortere tidsskaler. Om en setter dagens vinternedbør på Vestlandet til 100 %, finner norske forskere at den var hele 250 % for vel 10 000 år siden<sup>30 31 32</sup>. De lengste sammenhengende periodene med mer vinternedbør enn i dag var mellom for omtrent 8000 og 6300 år siden. Perioder med overvekt på tørre år (ned mot 50 %) fant sted for cirka 10 000, 8100, 6000, 4800, 4100, 2700 1700 og 600 år siden.

Disse svære variasjonene i vinternedbør er mye større enn observerte variasjoner for Vestlandet siden cirka 1850. Siden vinternedbøren på Vestlandet er godt korrelert med NAO-indeksen, må denne indeksen til tider ha vært mye høyere enn den noen gang observert med observasjoner. Med samme pålandsvind på kysten av Vestlandet, vil nedbørmengdene øke med høyere sjøtemperatur oppstrøms. Men høyere sjøtemperatur kan ikke forklare nedbørmengder 250 % høyere enn i dag. Pålandskomponenten må også ha vært betydelig større, kanskje urealistisk mye høyere. Det trengs uavhengige data for å verifisere de store utslagene.

### Den fuktige afrikanske periode

Ørkenutbredelsen over Sahara ved utgangen av siste istid var større enn i våre dager. Men vel inne i holosen er det tydelig at klimaet over Sahara ble våtere for en periode, med mer vegetasjon og savanne over store områder. En finner spor etter mange innsjøer med vanlig afrikansk fauna, f. eks. krokodiller og flodhester. Den våte perioden tok slutt. Flere finner at overgangen til ørken igjen skjedde raskt, kanskje over noen få tiår<sup>33</sup>.

Det relativt fuktige klimaet over Nord-Afrika hang sammen med en sterkere sommermonsun på grunn av sterkere innstråling om sommeren. Proksidata fra stalagmitter<sup>34</sup> (tapper av dryppstein i kalkstein) fra Sør-Oman bekrefter at styrken på monsunen minket fra et maksimum mellom 7500 og 9500 år siden helt til moderne tid, men med en demping de siste tusenårene. Det er indikasjoner på at sommermonsunen i tillegg har variert i takt med variasjoner i solaktivitet på mindre tidsskala, dvs. en finner en god samvariasjon før cirka 5000 år før nåtid, men mindre samsvar i tiden etter<sup>35 36</sup>. Minkende innstråling gir mindre temperaturkontraster mellom land og hav og svakere lavtrykk over land. Svakere monsunsirkulasjon gir mindre transport av fuktighet fra havet og mindre nedbør over land. Ulike data viser at den fuktige perioden opphørte for vel 5000 år siden. Noen forskere har funnet at overgangen begynte brått for 5440 år siden med en feilgrense på  $\pm 30$  år<sup>37</sup>.

Denne raske klimaendringen i Nord-Afrika knyttes sammen med en positiv såkalt biogeofysisk tilbakekopling mellom vegetasjon og nedbør<sup>38</sup>. Etter som redusert monsun ga mindre nedbør avtok vegetasjonsdekket langsomt. Dermed økte albedo, som igjen ledet til mindre temperaturkontrast mellom land og hav og svakere monsun. Denne tilbakekoplingen ga en rask klimaendring fra et grønt Sahara til ørken. Studier viser at både den grønne fasen og ørkenfasen kan opprettholdes som et stabilt klima, og at overganger mellom fasene skjer når innstrålingen passerer visse terskelverdier. Ved slike overganger kan klimaet være ustabil og pendle mellom de to fasene.

Det er gjort flere modellsimuleringer for å forklare den raske overgangen utløst av den langsomme svekkingen i innstrålingen<sup>39 40 41</sup>. Disse eksperimentene viser en grønn fase fra 9000 til 7500 år siden med gjennomsnittlig nedbør på cirka 300 mm per år og grønn vegetasjon over 70 % av arealet. Sommermonsunen var relativt sterk både fra Det indiske hav og fra Atlanterhavet. Mellom 7500 og 5500 år tilbake sank nedbøren til 200 mm og det grønne arealet til 50 %. Innstrålingen avtok. I denne perioden var klimaet ustabil med store variasjoner i monsunen fra år til år og over perioder på flere dekaner. Klimaet var på den måten i en mellomfase mellom fuktig og tørt. Etter 5500 år før nåtid gikk klimaet over i en stabil tørr fase. Overgangen tok noen hundre år i modellene, litt lengre tid en det paleodata indikerer.

## En klimahendelse for 8200 år siden

Litt før 8200 år siden ble klimaet over nordlige halvkule plutselig kaldere for en periode som trolig varte et par hundre år. Dette ble første oppdaget av Heinrich Zoller, en sveitsisk forsker<sup>42</sup>. I dag kaller vi denne variasjonen for *8200-hendelsen*<sup>43</sup>. Klimaforverringen vises tydelig i data fra iskjerner fra Grønland og sedimenter fra innsjøer og havbunn på den nordlige halvkule. I Norge vises hendelsen i blant annet studier av morener fra isbreer på Finse<sup>44</sup>. Hendelsen representerer trolig den mest markerte klimasvingingen i løpet av holosen. Basert på studier av iskjerner på Grønland, sank gjennomsnittstemperaturen cirka 5 °C. Studier heller til at hendelsen ble utløst av en plutselig tapping av ferskvann fra en gigantisk bredemt innsjø som hadde dannet seg over Nord-Amerika langs kanten av restene av innlandsisen, som holdt på å smelte<sup>45 46</sup>.

Vi har tidligere nevnt at uttapping av bredemte innsjøer over Nord-Amerika var en viktig årsak til bråe klimaendringer under YD. En enorm bredemt innsjø, kalt *Lake Agassiz*<sup>47</sup>, ble dannet langs den sørlige enden av innlandisen (Laurentideisen)<sup>48</sup>. En knytter også klimaforverringen for 8200 år siden til en slik katastrofetapping fra en eller flere bredemte sjøer langs den nordamerikanske innlandsisen. For omtrent 8500 år siden smeltet Laurentideisen hurtig over Hudsonbukta. Da den sørlige enden av innlandsisen trakk seg nordover, lot den etter seg områder som var presset ned av vekten av innlandsisen. Slik skrånet landoverflaten ned mot iskanten i nord. Smeltevann og nedbør samlet seg i bassenget over den skrånende landoverflaten og isen. Det er beregnet at innstrømningen til dette gigantiske bassenget var omtrent 0,1 Sverdrup (Sv) i året. Overskuddsvannet rant over til St. Lawrence-dalen og ut i Nord-Atlanteren. Kort tid før Laurentideisen smeltet helt vekk, var Lake Agassiz blitt kjempesvært. Det maksimale volumet har blitt beregnet til 163 000 km<sup>3</sup>, det doble av Det kaspiske hav, den største innsjøen på jorda i våre dager. Høydenivået til innsjøen ble styrt av et passpunkt som lå 230 m over havet. Til slutt ga isdemningen mot Hudsonbukta etter. En mener at denne katastrofetappingen skjedde for 8450 år siden. Maringeologiske undersøkelser i Hudsonbukta har påvist spor etter økt smeltevannsutstrømning i forbindelse med en eller flere tapninger fra Lake Agassiz.

Klimahendelsen for 8200 år siden var derfor mest sannsynlig knyttet til denne gigantiske flommen av ferskvann fra Lake Agassiz, nordover gjennom Hudsonbukta og ut i Nord-Atlanteren. I begynnelsen skjedde tappingen i tunneler under isen. Isdemninger som blir tynnere er ustabile fordi is flyter i vann. Når en tunnel under isen først er etablert, vil istunnelen øke i omkrets ved at veggene smelter. Beregninger tyder på at vannføringen under maksimal utstrømning var 5-10 Sv og at den varte i mindre enn ett år. Det fins spor som tyder på at den første utstrømningen var todelt, dvs. at det første store ble etterfulgt av en mindre. I klimadata fra iskjerner fra Grønland og i innsjø- og havbunnsedimenter ser man også spor som tyder på at flommen var todelt.

Responser på havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren av en injeksjon av kaldt smeltevann til Labradorhavet har blitt utforsket ved hjelp av simuleringer med klimamodell. Resultatet viser en reduksjon i den atlantiske omveltningen (AMOC) som følge av ferskvannstilstrømningen og kaldere klima over det meste av nordlige halvkule. Etter hvert tok AMOC seg opp igjen og det ble varmere.

## Andre klimavariasjoner i holosen

Forskning basert på ulike proksidata viser at det har vært betydelige klimavariasjoner gjennom holosen i tillegg til de langsiktige, om enn ikke så store utslag som under istiden. I 1997 publiserte Gerard Bond og hans medarbeidere proksidata fra sedimentkjerner i havet med spor av dravis flere steder i Nord-Atlanteren vest for Skottland og øst for New Foundland<sup>49</sup>. Resultatene viser tydelige klimavariasjoner gjennom holosen på tidsskalaer fra hundre til et par tusen år. Tidfestingen hadde en typisk feil på 100-200 år, og tidsoppløsningen på dataene var i underkant av hundre år. Spesielt finner forskerne en rekke kalde og tørre perioder som synes å gjenta seg med en periode mellom 1000 og 2000 år. Periodene er senere blitt kalt *Bondhendelser* etter Gerard Bond<sup>50</sup>. Dette synes å være hendelser med litt ujevn rytme som gjentar seg med omtrent samme mellomrom. Den siste kalde hendelsen var den lille istid, som kulminerte rundt år 1700. Den nest siste fant sted 1100 år tidligere, med den varme perioden i middelalderen i mellom.

Proksidatene indikerer transport av kalde vannmasser med dravis sørover i Atlanterhavet, både fra De nordiske hav og Labradorhavet. Dravis fra områdene nord for Island nådde således i alle Bondsyklusene ned til områder vest for Skottland. Det er antatt at de kalde vannmassene ble transportert videre derfra og opp langs Norskekysten, og at dette medførte kaldere klima over det meste av Europa. Fra andre undersøkelser vet en at den lille istid reduserte middeltemperaturen over England med omlag en grad på det meste i forhold til siste 30 år. Utslagene i flere av de tidligere Bondsyklusene synes å ha vært en del større. Forfatterne argumenterer for at 8200-hendelsen har hatt samme opprinnelse som de andre periodene. Imidlertid mener de at den kan ha blitt forsterket ved endringer i havsirkulasjonen på grunn av en puls med ferskvann til Labradorhavet fra Lake Agassiz. De finner også at Bondsyklusene i holosen minner om D-O-hendelser under istiden, men utslagene i holosen har vært betydelig mindre.

Bond og hans medarbeidere har studert Bondsyklusene i forhold til klimapådriv fra solaktivitet<sup>51</sup> ved å bruke analyser av <sup>10</sup>Be fra iskjerner på Grønland og <sup>14</sup>C i treringer. Når en tar bort langsiktige trender i solaktiviteten og jevner ut dataene med et filter som tar bort variasjoner mindre enn 70 år, varierer Bondsyklusene rimelig bra i takt med solaraktiviteten. Om en tolker feil i tidfestingen så positivt som mulig, kan en bedre den visuelle samvariasjonen ved å endre kronologien for de marine data innenfor feilgrensen. En finner ikke bare samvariasjon på 1000-årsskala, men også på 100-årsskala. Dårlig tidsoppløsning og unøyaktig datering forhindrer undersøkelser av perioder på tiårsskala med spesielt lite solaraktivitet, slik som Maunder minimum.

Klimavariasjonene stemmer bra med andre resultater i våre områder, slik som data om breframstøt i Skandinavia og endringer i sirkulasjonen over Grønland. Visse data fra andre deler av nordlige halvkule samsvarer også og antyder at variasjonene kan ha dekket store områder i nord. Imidlertid synes klimavariasjoner over Antarktis å være i motfase med variasjoner på nordlige halvkule.

Resultatene om Bondsykler er ennå ikke allment akseptert. Noen forskere tviler på om analysene til Bond og hans medarbeidere virkelig gir informasjon om isfjell i relativt sørlige farvann. Studier av årsakene til klimaendringer siste 1000 år tyder også på at vulkanutbrudd kan ha betydd minst like mye som endringer i solstrålingen for klimaendringer i holosen.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Wisconsin\\_glaciation](http://en.wikipedia.org/wiki/Wisconsin_glaciation)

<sup>2</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene\\_climatic\\_optimum](http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene_climatic_optimum)

<sup>4</sup> Zhao, M. et al. 1995. Sediment core ODP 658, interpreted sea surface temperature, Eastern Tropical Atlantic. *Paleoceanography*, 10(3), 661-675.

<sup>5</sup> Petit, J.R. et al. 1999. Vostok ice core, interpreted paleotemperature, Central Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.

<sup>6</sup> Alley, R.B. 2000. GISP2 ice core, interpreted paleotemperature, Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213-226.

<sup>7</sup> Thompson, L.G. et al. 2002. Kilimanjaro ice core,  $\delta^{18}\text{O}$ , Eastern Central Africa. *Science*, 298, 589-593.

<sup>8</sup> Lea, D. et al. 2003. Sediment core PL07-39PC, interpreted sea surface temperature, North Atlantic. *Science*, 301, 1361-1364.

<sup>9</sup> Davis, B.A.S. et al. 2003. Pollen distributions, interpreted temperature, Europe. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1701-1716.

<sup>10</sup> EPICA community members (2004). EPICA ice core,  $\delta\text{Deuterium}$ , Central Antarctica. *Nature*, 429, 623-628.

<sup>11</sup> Stott, L.D. et al. 2004. Composite sediment cores, interpreted sea surface temperature, Western Tropical Pacific. *Nature*, 431, 56-59.

<sup>12</sup> Jones, P.D., M.E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42: RG2002. DOI: 10.1029/2003RG000143.

<sup>13</sup> Huang, S. 2004. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophys. Res Lett.*, 31: L13205. DOI:10.1029/2004GL019781.

<sup>14</sup> Moberg, A. et al. 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 443. 613-617.

<sup>15</sup> Jones, P.D., A. Moberg 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16, 206-223.

<sup>16</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Sea\\_level](http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_level)

<sup>17</sup> Ganopolski, A., et al. 1998. The Influence of Vegetation-Atmosphere-Ocean Interaction on Climate During the Mid-Holocene, *Science*, 280, 1916-1919.

<sup>18</sup> Koshkarova, V.L., A.D. Koshkarov 2004. Regional signatures of changing landscape and climate of northern central Siberia in the Holocene. *Russian Geology and Geophysics* 45 (6), 672-685.

<sup>19</sup> Davis, A.S. et al. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.

<sup>20</sup> Gagan, M.K. 1998. Temperature and Surface-Ocean Water Balance of the Mid-Holocene Tropical Western Pacific. *Science*, 279, 1014-1018.

<sup>21</sup> Masson, V. et al. 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research*, 54, 348-358.

<sup>22</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Blytt-Sernander>

<sup>23</sup> Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C., Matthews, J.A. 2000: The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19, 1047-1065.

<sup>24</sup> Bakke, J. et al. 2005. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, Northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene* 15, 2, 161-176.

- <sup>25</sup> Bakke, J. 2005. Folgefonna, ein klimaindikator for den nordatlantiske regionen. *Cicerone* 2/2005, 20-22.
- <sup>26</sup> Seppä, H., Hammarlund, D., Antonsson, K. 2005. Low-frequency and high-frequency changes of temperature and effective humidity during the Holocene in South central Sweden: Implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynamics* 25, 285-297.
- <sup>27</sup> Heikkilä, M., Seppä, H. 2003. A 11,000-yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews* 22, 541-554.
- <sup>28</sup> Andersen et al. 2003. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19, PA2003, doi: 10.1029/2002PA000873.
- <sup>29</sup> Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevrøy, K. 2003: A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18, 1017.
- <sup>30</sup> Dahl, S.O., A. Nesje, G. Velle 2000. Vestlandsværet etter siste istid: Mer ustabil enn antatt. *Cicerone*, 2/2000, 7-9.
- <sup>31</sup> Dahl, S.O. og Nesje, A. 1996: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene* 6, 381-398.
- <sup>32</sup> Bjune, A.E. et al. 2005. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177-189.
- <sup>33</sup> deMenocal, P., J. et al. 2000. Abrupt onset and termination of the African humid period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 347-361.
- <sup>34</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Stalagmite>
- <sup>35</sup> Gupta, A.K. et al. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354-357.
- <sup>36</sup> Yongjin Wang et al. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science*, 308, 854-857.
- <sup>37</sup> Claussen, M., 1998. On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate, *Global Change Biol.*, 4, 549-559.
- <sup>38</sup> Charney J., P.H. Stone, W.J. Quirk 1975. Drought in Sahara - biogeophysical feedback mechanism, *Science*, 187, 434-435.
- <sup>39</sup> Kutzbach, J. E., Liu, Z. 1997. Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, 278, 440-443.
- <sup>40</sup> Claussen, M., et al. 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2037-2040.
- <sup>41</sup> Renssen, H. et al. 2006. Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: the termination of the African Humid Period. *Quaternary International*, 150, 95-102.
- <sup>42</sup> Zoller, H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz (in German). *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 83, 45-156.
- <sup>43</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/8.2\\_kiloyear\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/8.2_kiloyear_event)
- <sup>44</sup> Nesje, A., Dahl, S.O. 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *J. of Quaternary Science* 16 (2), 155-166.
- <sup>45</sup> Barber, D. C., et al. 1999. Forcing of the cold event 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- <sup>46</sup> Ellison, C. R.W., Chapman, M.R., Hall, I.R. 2006. Surface and Deep Ocean Interactions During the Cold Climate Event 8200 Years Ago. *Science*, 312, 1929-1932.



<sup>47</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Glacial\\_Lake\\_Agassiz](http://en.wikipedia.org/wiki/Glacial_Lake_Agassiz)

<sup>48</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide\\_ice\\_sheet](http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide_ice_sheet)

<sup>49</sup> Bond, G., et al. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

<sup>50</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Bond\\_event](http://en.wikipedia.org/wiki/Bond_event)

<sup>51</sup> Bond, G., et al. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.



## VII.6. SISTE 1000 ÅR

Klimavariasjoner den siste del av holosen har stor interesse og har vært gjenstand for betydelig internasjonal debatt. Spesielt gjelder dette de siste tusen år da vi – i alle fall i våre områder - har hatt *den varme middelalderperiode* og *den lille istid* som *naturlige klimavariasjoner*. Hvor store var temperaturavvikene og hvordan varierte de rundt om på kloden? Var det en årsak til variasjonene eller var de tilfeldige interne variasjoner i klimasystemet?

Et svært viktig spørsmål er hvor store variasjonene har vært i forhold til dagens globale oppvarming. Jo større naturlige variasjoner i fortiden, desto større sjanse er det for at deler av dagens globale oppvarming også kan ha naturlige årsaker. I denne diskusjonen er det naturlig å først konsentrere seg om global temperatur. Men mangel på rekonstruksjoner på sørlige halvkule gjør at mye av forskningen har konsentrert seg om temperaturen for nordlige halvkule eller nordlige halvkule nord for 20 eller 30 °N.

Alle klimavariasjoner i holosen har like stor interesse i diskusjonen om naturlige variasjoner, men debatten har konsentrert seg om variasjoner siste tusen år. En av grunnene til dette er at for siste 1000 år har vi data for flere lokasjoner enn før denne perioden. I tillegg har vi bedre bekreftelse gjennom skriftlig dokumentasjon om påvirkningen klimavariasjoner har hatt på liv og samfunn.

Det fins hundrevis av vitenskapelige publikasjoner om klimavariasjoner for siste 1000 år. De aller fleste behandler proksidata fra et bestemt sted med en bestemt metode. Det er langt færre arbeider som kombinerer ulike data og metoder med tanke på geografiske regioner. For eksempel mangler det oversikt over klimavariasjoner i Norge siste tusen år. Det nærmeste jeg kommer er en populærvitenskapelig artikkel jeg selv skrev ved utgangen av forrige tusenår<sup>1</sup>.

Det er gjort flere imponerende arbeider som oppsummerer hele litteraturen om proksidata for siste delen av holosen. Jeg har særlig benyttet meg av to slike oversikter: delen om de siste 2000 år i kapitlet om paleoklimatologi i IPCC2007<sup>2</sup>. Her er Eystein Jansen, Bjerknæssenteret for klimaforskning og Jonathan Overpeck hovedforfattere; og en oversiktsartikkel nevnt tidligere av P.D. Jones og M.E. Mann fra 2004<sup>3</sup>, her kalt Jones&Mann.

### Rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur

I sin rapport om det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer fra 2001, la IPCC mest vekt på tre ulike rekonstruksjoner av middeltemperatur for nordlige halvkule nord for 20 °N. Den viktigste var en rekonstruksjon av Mann m.fl. 1999<sup>4</sup>. Den er basert på en rekke ulike proksidata, blant annet data fra treringer og iskjerner. Som de fleste andre rekonstruksjoner, inkluderer den instrumentelle data fra 1700-tallet og framover. Det er mye mindre proksidata for de første hundreårene enn for de siste. Derfor øker usikkerheten med økende tid bakover. Resultatene ble presentert med en viss utjevning av kortsiktige variasjoner (mindre enn dekadeskala). For de første 850 årene viste rekonstruksjonen til Mann m.fl. små variasjoner – amplituder opp til 0,3 °C - rundt en svak negativ trend på 0,15

instrumentelle observasjoner. Rekonstruksjonen viste nesten ikke spor etter en varm middelalderperiode. Mange av oss var forundret over de små variasjonene, vi forestilte oss en varm middelalderperiode – ikke minst på grunnlag av beskrivelser for Europa av H.H. Lamb<sup>5 6</sup> – i tillegg til den lille istid.

Den ene av de to andre rekonstruksjonene<sup>7</sup> var basert på et mindre utvalg av proksidata enn hos Mann m.fl. Den andre var basert på bare treringsdata tilbake til år 1400<sup>8</sup>. Begge rekonstruksjonene la mer vekt på temperatur gjennom vekstsesongen enn årlig temperatur og hadde lite data for tropene. Disse to rekonstruksjonene viste større variasjon på hundreårsskala enn rekonstruksjonen til Mann m.fl.

Rekonstruksjonen til Mann m.fl. var mest omfattende og ble mest brukt av IPCC. Den fikk navnet *hockeykølla* fordi den grafiske fremstillingen av variasjonene lignet på en hockeykølle der de små og langsomme variasjonene fram til siste 150 år representerer skaftet og den brå oppvarmingen siste 150 år slagdelen. Ved å sammenligne den globale oppvarmingen, representert ved global temperatur gjennom de siste tiårene, med tidligere tiders variasjoner i hockeykølla, tok IPCC klare konklusjoner om at det 20. århundret var det varmeste hundreåret siste tusen år og 1990-årene den varmeste tiårsperioden.

Kritikken mot hockeykølla var intens i Nord-Amerika både i faglitteraturen og media. McIntyre og McKittrick<sup>9</sup> rapporterte at de ikke kunne rekonstruere kurva ved å bruke de samme dataene, og slik antydte de feil i beregningene. Wahl og Amman<sup>10</sup> viste at dette var en konsekvens av at McIntyre og McKittrick brukte dataene på en forskjellig måte, og at de originale beregningene kunne dupliseres ved å bruke de originale dataene. McIntyre og McKittrick reiste mer kritikk mot metoden brukt av Mann m.fl., spesielt hvordan de relaterte rekonstruksjonen til instrumentelle data. Videre kritiserte de måten treringsdata var brukt på. Wahl og Amman viste at om en tar hensyn til kritikken, gir dette bare svært små endringer i amplitudene i rekonstruksjonen (omkring 0,05 °C).

Siden IPCCs rapporter i 2001 har det kommet til mange nye rekonstruksjoner som representerer temperaturvariasjoner over nordlige halvkule for siste 1000 eller 2000 år. I rapporten fra 2007 bruker IPCC data fra 12 forskjellige rekonstruksjoner. Av de nye rekonstruksjonene kan nevnes Esper<sup>11</sup>, Crowley<sup>12</sup>, Mann og Jones<sup>13</sup>, Moberg m.fl.<sup>14</sup>, Rutherford m.fl.<sup>15</sup>, D'Arrigo m.fl.<sup>16</sup>. De ulike rekonstruksjonene er ikke uavhengige av hverandre fordi de i stor grad naturlig nok bruker felles datakilder. For eksempel brukes de samme treringsdata i flere av rekonstruksjonene. Men hver av dem representerer en utvidelse enten til flere proksidata eller en forlengelse tilbake i tid. I tillegg til disse mer tradisjonelle metodene, har IPCC brukt rekonstruksjoner tilbake til cirka år 1500 basert på data om isbreers utbredelse<sup>17</sup> og såkalte borehullsdata som estimerer temperatur ved overflaten ved å studere forplantning av varme ned i fjell. Siden en kjenner til hvordan varme forplanter seg nedover i fjell, kan aktuell temperatur nedover brukes til å regne ut temperaturvariasjoner ved overflaten (en invertering av ligningen for varmetransport i fjell).

Det er vanskelig for en som selv er uten erfaring i å foreta rekonstruksjoner, å vurdere de ulike rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur som fins. For det første er det problemer med å overføre proksidata til temperatur for det stedet prøvene er tatt, og for det andre kan kronologien være usikker. I tillegg kommer problemet med å konstruere en hemisfærisk gjennomsnittstemperatur på grunnlag av data fra relativt få observasjonssteder. Det er et statistisk problem å overføre ulike typer proksidata til en hemisfærisk temperatur. Problemet løses på forskjellige måter, det er vanskelig å vurdere hva som er best. En kan velge en metode som først bestemmer temperatur med en viss usikkerhet for hvert sted og deretter bruke disse til å oppnå et gjennomsnitt for nordlige halvkule. Det enkleste er å ta et gjennomsnitt der alle lokasjoner teller likt. Noen forsøker å knytte variasjonene til visse storstilte geografiske mønstre som en kan finne fra moderne observasjoner. På den måten får data fra et sted en passende betydning for større geografiske områder. Det er relativt lite data fra tropene. Om en bruker metoder som involverer storstilte mønstre, kan også data utenfor tropene få betydning for tropene. Andre metoder forsøker å først estimere for regionale områder før en går løs på problemet å lage et hemisfærisk gjennomsnitt. Siden en bruker statistiske metoder, gir de enkelte hemisfæriske rekonstruksjoner en snittemperatur og en usikkerhet, dvs. standardfeil. Mulige verdier ligger da med 95 prosents sannsynlighet innenfor  $\pm 2$  standardavvik fra middeltallet.

Ved kalibrering mot instrumentelle data finner en hvor godt en proksi assosierer med temperatur. Det kan inngå utjevning i slike prosedyrer, og flere typer proksidata kan kombineres. Forskjeller i rekonstruksjoner kan skyldes forskjellige kalibreringsmetoder. Det er et problem at proksidata kan endre seg over tid av andre grunner enn klimaendringer. Dette kan gjelde både fysiske proksidata, som sammensetningen av ulike isotoper i iskjerner, og biologiske proksidata, slik som data fra treringer og koraller. Oversikt over forskning knyttet til metoder for kalibrering fins i Jones&Mann.

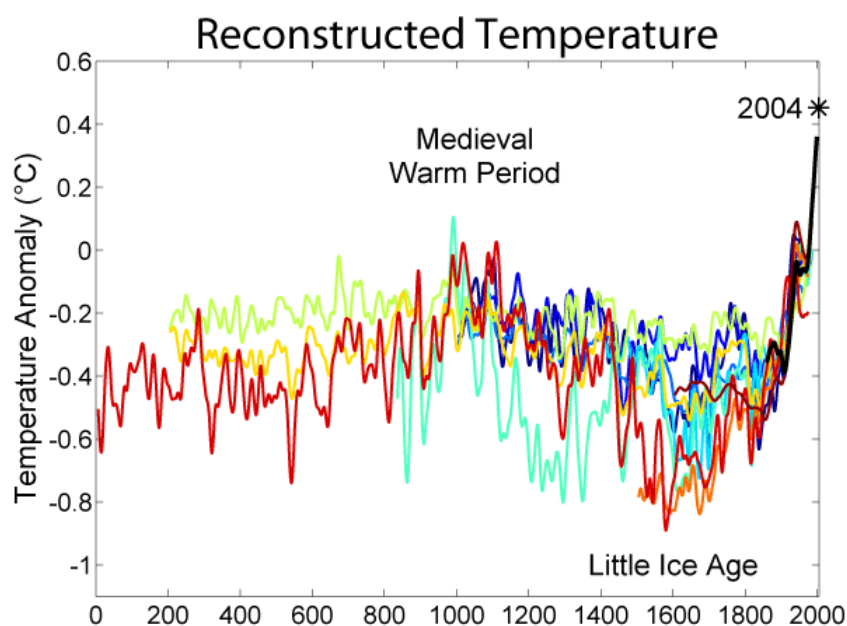
Feilen i rekonstruksjonene for siste 1000 år er betydelig, to standardavvik er i størrelsesorden  $\pm 0,5$  °C for den tiden der vi bare har proksidata. Feilene kan oppfattes som en minimumsfeil, fordi det forsettes at relasjonene mellom proksidata og temperatur holdes stabilt over hele perioden. Det er viktig at kalibreringsperioden dekker typiske variasjoner. Når variasjonene bakover i tid blir større enn i kalibreringsperioden, må en vanligvis bruke de statistiske relasjonene med forsiktighet.

Alle rekonstruksjoner, utenom de bygd på borehulldata og isbredata, har med data basert på treringer. Det anvendes metoder for å fjerne ikkeklimatisk innflytelse som kan skygge for klimasignalene. Det fins alltid en risiko for utilstrekkelig korreksjon for slike faktorer. Men en har ikke bevis for at dette er tilfelle for de rekonstruksjoner som er omtalt her. En prøver for eksempel å omgå vanskene med at konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> har økt mye de siste tiårene ved å ikke bruke data fra den aller siste tiden. Likevel, det er ikke generell enighet om hvor gode treringsdata er for rekonstruksjon av temperatur.

### Variasjoner siste 1000 år

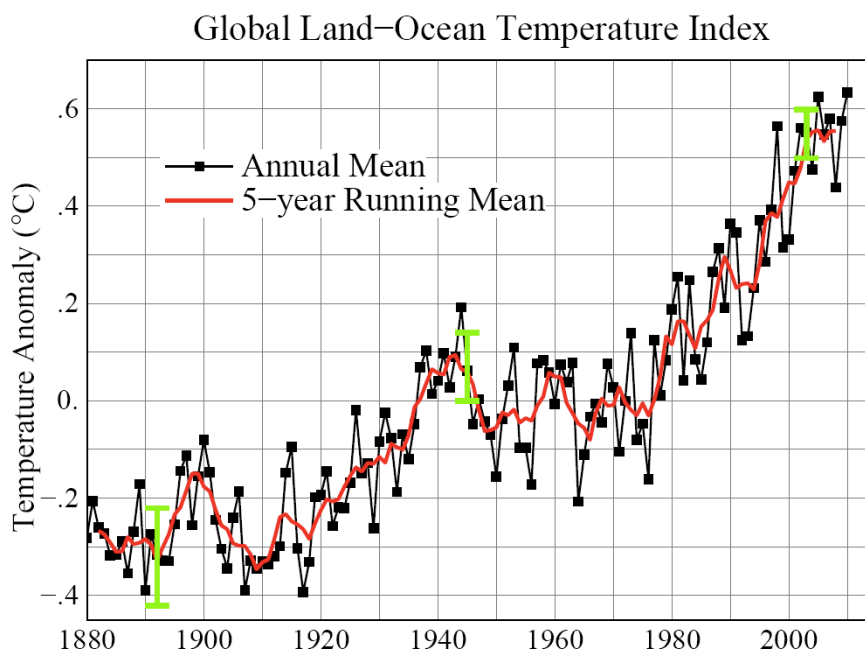
IPCC2007 har presentert de ulike rekonstruksjonene av hemisfærisk temperatur på samme figur, selv om noen av dem representerer middeltemperatur over året og andre sommertemperatur (Fig. 1 viser de fleste av IPCCs rekonstruksjoner, men er en annen figur.

Fig. 2 viser endringer siste 150 år). Rekonstruksjonene er heller ikke kalibrert mot helt de samme instrumentelle observasjoner, og det er brukt ulike kalibreringsmetoder. Resultatene blir presentert som avvik fra middeltemperatur for perioden 1961-1990. De fleste rekonstruksjonene viser hver for seg noe større variasjoner på hundreårsskala enn rekonstruksjonen til Mann m.fl. fra 1999. Men det er til dels store forskjeller mellom de ulike rekonstruksjonene. Tar en med usikkerhet for hver rekonstruksjon, er samlet usikkerhet før 1600-tallet mer enn  $\pm 0,5$  °C. Men også for denne perioden fins det relativt korte perioder der de ulike rekonstruksjonene er mer samstemte.



**Fig. 1:** Ti rekonstruksjoner av temperaturvariasjoner gjennom siste 1000 til 2000 år. Den varme middelalderperioden og Den lille istid er vist for omtrent de perioder da de fant sted. De siste rekonstruksjonene ligger øverst og er plottet i rødlige farger. Andre rekonstruksjoner er plottet i blåe farger. Referanser til hver av rekonstruksjonene finnes på [http://www.globalwarmingart.com/wiki/Temperature\\_Gallery](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Temperature_Gallery)

Alle rekonstruksjonene viser en kald periode som kan assosieres med den lille istid. Den varer fra cirka 1450 til ut på 1800-tallet. Et typisk utslag er - 0,5 °C i forhold til temperaturen i 1961-90. Det er noen spesielt kalde dekader i denne perioden, slik som på slutten av 1600-tallet, da det typisk var 0,7 °C kaldere. Det fins også perioder som kan karakteriseres som relativt varme. En slik periode er fra litt etter år 950 til litt etter år 1100, men som ellers er det også innen denne perioden store variasjoner fra dekade til dekade. Perioden fra 1100 til 1450 synes å være i en mellomfase mellom den varme perioden og den lille istid. Bare rekonstruksjonen til Moberg m.fl. viser en varm periode - fra år 950 til år 1120 - som er like varm som den varme perioden første på 1900-tallet. Ingen av rekonstruksjonene viser temperaturer før det 20. århundret – over noen dekader - som er like varm som i de siste tiårene.



**Fig. 2:** Global temperatur fra GISS, NASA basert på direkte observasjoner for hvert år gjennom siden 1880. Grønne streker gir usikkerheten. <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs/>

IPCC2007 konkluderer at det er sannsynlig at det 20. århundret var varmere enn noe annet hundreår på de siste 1300 år. Videre finner de at det er svært sannsynlig at middeltemperaturen gjennom de siste 50 år før år 2000 var den varmeste 50-årsperioden de siste 500 år. Når IPCC ikke gjør denne konklusjonen gjeldende lenger tilbake i tid, skyldes det at proksidata for tiden før år 1500 har for stor usikkerhet. Det samme gjelder utsagn som at 1990-årene var den varmeste dekadene. Det fins simpelt hen ikke nøyaktige nok rekonstruksjoner til å hevde slikt. Da IPCC i sin forrige rapport uttrykte at 1990-årene sannsynligvis var den varmeste dekadene, var det trolig ikke helt dekning for dette. Flere senere rekonstruksjoner indikerte større usikkerhet enn hva hockeykølla ga uttrykk for.

### Simuleringer i klimamodeller

Stadig flere har simulert klimavariasjonene siste 1000 år med klimamodeller som påtvinges dagens kunnskap om ulike strålingspådriv for samme periode. Det brukes gjerne enkle modeller der sensitiviteten må foreskrives, todimensjonale komplette modeller og forenklede tredimensjonale modeller. Men i økende grad blir også vanlige klimamodeller brukt, men ennå med noe grov oppløsning<sup>18</sup>. Til nå har ikke eksperimentene blitt gjennomført på en standardisert måte verken når det gjelder valg av pådriv eller valg av data som modellresultater kan sammenlignes mot.

Fram til 1850 er pådrivene naturlige pådriv, dvs. først og fremst variasjoner i strålingen fra sola og pådriv fra store vulkanutbrudd. Strålingsvariasjoner på grunn av langsomme variasjoner i jordbanen kan inkluderes i modellene, men for de to siste tusen år har slike variasjoner hatt liten betydning<sup>19</sup>. Vi har tidligere diskutert hvordan pådrivet fra sola kan estimeres ut fra data om solflekker tilbake til 1600 tallet og ved isotopene <sup>10</sup>Be og <sup>14</sup>C, som

en kjenner mye lengre tilbake i tid. I de fleste eksperiment med klimamodeller er det brukt en lineær sammenheng mellom isotopdataene og strålingspådriv. I de siste har en også forsøkt med ikkelineær skalering mellom produksjon av isotoper og pådriv<sup>20</sup>.

Anslagene for hvordan pådrivet i solar irradians har variert de siste 1000 år er usikre. De siste 50 år har pådrivet vært høyt, og det diskuteres om det har vært like høyt noen gang siste 1000 år. De fleste mener det har vært to perioder med like store pådriv, kanskje større: en periode mellom år 1100 og 1250 og en kortere periode omkring 1785. Det har også vært flere perioder med negative pådriv, de to tydeligste var ved en periode omkring 1450 og gjennom *Maunder minimum* på slutten av 1600-tallet (Fig. 4 Del VI, kap. 2). Den største usikkerheten ligger i størrelsen på pådrivene (amplitudene), og vi har tidligere gjort rede for hvordan IPCC har mindre amplituder på utslagene i IPCC2007 enn i IPCC2001. I tidligere rekonstruksjoner var solare pådriv fra Maunder minimum til cirka 1950 mellom minus 0,36 og minus 1,55 W/m<sup>2</sup>. I de siste rekonstruksjoner er disse anslagene redusert til et pådriv omkring minus 0,2 W/m<sup>2</sup>. Som vi har diskutert tidligere, gir ikke slike små pådriv store klimaendringer om en bruker vanlige anslag for sensitivitet.

Anslag for vulkanaktivitet baserer seg på funn av aske og svovelforbindelser i iskjerner. Dateringsproblemene regnes å være små, men det er opplagte vansker med å la data fra Antarktis og Grønland representere konsentrasjon og oppholdstid til ulike partikler i stratosfæren. Det foreligger likevel brukbare anslag for pådrivene ulike vulkanutbrudd har gitt<sup>2</sup>. Rekonstruksjonene gir ganske mange hendelser med pådriv over 3 W/m<sup>2</sup> og perioder med større og mindre aktivitet. Utbruddet fra Tambora i 1815 gir maksimalt cirka 3,5 W/m<sup>2</sup>, mens et utbrudd cirka 1260 gir nesten dobbelt så stort pådriv. Siden det ikke foreligger standarder for hvordan numeriske eksperiment skal gjennomføres, blir pådrivene brukt på litt forskjellige måter i modellene. Noen modeller reduserer solstrålingen likt overalt etter størrelsen på pådrivet, andre modeller med velutviklede strålingsformuleringer, starter med estimat for optisk tykkelse og beregner pådrivene.

## Resultater

Før den industrielle revolusjon er det altså solar pådriv og pådriv fra vulkanutbrudd som teller. Andre pådriv, slik som variasjoner i konsentrasjonen av drivhusgasser som CO<sub>2</sub>, er svært små. De fleste simuleringer er gjort med tidlige anslag for solar pådriv – dvs. relativt store pådriv. Resultatene som IPCC2007 presenterer gir bra samsvar mellom simuleringene og rekonstruksjonene for hemisfærisk temperatur fra år 1400 til den industrielle revolusjon (cirka 1850). Sprikene mellom simuleringene er relativt små, og resultatene ligger innenfor feilgrenser for rekonstruksjonene. Det er for det meste kaldt i denne perioden, med noen spesielt kalde dekalder. Så godt som alle modellene viser kalde dekalder rundt år 1450, 1600, slutten på 1600-tallet, og etter utbruddet i Tambora 1815.

For de første hundreårene etter år 1000 fram til 1450 er det mindre samsvar mellom modellresultater og rekonstruksjoner. Det er også større spredning mellom modellresultatene. Men gjennomgående viser modellene – som rekonstruksjonene – at denne perioden var relativt varm. De fleste modellene får ikke fram et relativt varmt klima i tiden rundt år 1000. Derimot viser flere en spesielt varm periode fra slutten av 1000-tallet til



1260, da et vulkanutbrudd ga kaldere klima for noen år. Av de 12 eksperimentene som er med, viser et par, og særlig en modell, spesielt varmt klima fram til 1250. Utslagene er like store som de samme modellene viser for det 20. århundret. Men de fleste modellene viser ikke like varmt klima for perioden 1050 til 1250 som for det 20. århundret.

IPCC2007<sup>2</sup> diskuterer også eksperiment gjort med en forenklet modell. Det er blitt brukt to rekonstruksjoner av solar pådriv, ett omtrent som i eksperimentene over og ett med de siste justeringene, dvs. med mindre amplituder. For den varme perioden i middelalderen og for den lille istid viser alle simuleringene ganske likt temperaturforløp, men eksperimentene med mindre solart pådriv gir litt mindre amplituder på utslagene. Den antropogene oppvarmingen gir høyere temperaturer for det 20. århundret enn for noen lignende periode tidligere. Når modellen kjøres uten de antropogene pådrivene siden den industrielle revolusjon, stiger ikke temperaturen, men holder seg omtrent slik den var på 1700-tallet. De positive solare pådrivene fra 1700-tallet fram til cirka 1950 – beregnet på de to måtene – er ikke store nok til å øke temperaturen tilsvarende det som er observert.

Tyskeren Ulrich Cubach har vært en av flere pionerforskere når det gjelder klimasimulering. Jeg traff han første gang i 1981 da ha utførte klimasimuleringer ved *ECMWF*. Han har flere ganger holdt foredrag i Norge om simuleringer han og hans medarbeidere har gjort for siste 1000 år med en koplet klimamodell. Jeg har spurt han om relativ betydning av solare pådriv og vulkanpådriv og om betydningen av interne klimavariasjoner.

Han sier at dette ikke er tilstrekkelig undersøkt, men at han tror at vulkanutbrudd betyr mere enn solare pådriv. Vulkanutbruddene kommer tilfeldig, men i perioder kommer det relativt mange på rad, og det fins perioder med lite aktivitet. Noen kalde perioder synes å være knyttet til stor vulkanaktivitet. Eksempler er noen tiår like etter 1450, slutten av 1600-tallet og begynnelsen av 1800-tallet. Noen relativt varme perioder faller sammen med perioder med lite vulkanaktivitet. Eksempler er perioden fra år 1060 til 1160, tiden rundt 1400, midten av 1700-tallet og første del av det 20. århundret. De solare pådrivene i de siste estimatene er så små at en kan spørre seg om de har betydning i det hele tatt. Dersom de solare pådrivene har betydning, tyder dette i så fall på at sensitiviteten for klimaendringer – vurdert på vanlig måte – er vesentlig større enn 3 °C.

Cubach heller til at interne variasjoner har mindre betydning enn naturlige pådriv. Etter hvert som klimamodellene videreutvikles vil de fortelle oss mer om tilfeldige interne variasjoner, dvs. i kontrollkjøringer uten ytre pådriv. Vi vet hvor store disse er i dagens modeller. Andre tyske forskere, med Mojib Latif i spissen, mener naturlige variasjoner i klimavariasjonene, for en stor del forårsaket av variasjoner i omventingen i Nord-Atlanteren (AMOC), for temperatur er like store som variasjonene for nordlige halvkule siste 1000 år. Derfor kan det tenkes at mye av variasjonene i denne perioden ikke nødvendigvis skyldes ytre pådriv. Men vi vet ikke hvordan AMOC har variert over disse årene, og vi vet derfor ikke hvor mye slike variasjoner kan ha bidratt til variasjonene.

En viktig konklusjon fra diskusjon av klimavariasjoner siste 1000 eller 2000 år er at uten antropogen drivhuseffekt som pådriv, får modellene ikke fram den globale oppvarmingen

siste hundre år. Denne oppvarmingen diskuterer IPCC grundigere, blant annet på grunnlag av spesielle klimasimuleringer for denne perioden (Del VIII).

- <sup>1</sup> Grønås, S. 1999. Klimavariasjoner i våre områder de siste tusen år. *Naturen*, 6/1999, 299-312.
- <sup>2</sup> Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- <sup>3</sup> Jones, P. D., and M. E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- <sup>4</sup> Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759–762.
- <sup>5</sup> Lamb, H. H. 1977. *Climate History and the Future*, vol. 2, Climate: Present, Past and Future, 835 pp., Methuen, New York.
- <sup>6</sup> Lamb, H. H. 1982. *Climate history and the modern world*. Methuen, London and New York.
- <sup>7</sup> Jones, P. D. et al. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Integration, interpretation and comparison with general circulation model control run temperatures, *Holocene*, 8, 455–471.
- <sup>8</sup> Briffa, K. R., et al. 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network, *J. Geophys. Res.*, 106, 2929–2941.
- <sup>9</sup> McIntyre, S., R. McKittrick 2003. Corrections to the Mann et al. (1998) proxy database and Northern Hemisphere average temperature series, *Energy Environ.*, 14, 751–771.
- <sup>10</sup> Wahl, E.R., C.M. Ammann 2007: Robustness of the Mann, Bradley, Hughes reconstruction of Northern Hemisphere surface temperatures: Examination of criticisms based on the nature and processing of proxy climate evidence. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-007-9276-x.
- <sup>11</sup> Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber, 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, **295**(5563), 2250–2253.
- <sup>12</sup> Crowley, T.J., et al., 2003. Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1932, doi:10.1029/2003GL017801.
- <sup>13</sup> Mann, M.E., P.D. Jones, 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1820, doi:10.1029/2003GL017814.
- <sup>14</sup> Moberg, A., et al., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), 613–617.
- <sup>15</sup> Rutherford, S., et al., 2005. Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. *J. Clim.*, 18(13), 2308–2329.
- <sup>16</sup> D'Arrigo, R., R. Wilson, G. Jacoby, 2006. On the long-term context for late twentieth century warming. *J. Geophys. Res.*, **111**(D3), doi:10.1029/2005JD006352.
- <sup>17</sup> Oerlemans, J. 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308(5722), 675–677.
- <sup>18</sup> von Storch, H., et al. 2004. Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, 306(5296), 679–682; Tett, S.F.B., et al. 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.*, 28(1), 3–34.
- <sup>19</sup> Bertrand, C., M. F. Loutre, M. Crucifix, A. Berger 2002. Climate of the last millennium: A sensitivity study, *Tellus*, A, 54, 221–244.
- <sup>20</sup> Solanki, S. K., and N. A. Krivova 2003. Can solar variability explain global warming since 1970?, *J. Geophys. Res.*, 108(A5), 1200, doi:10.1029/2002JA009753.

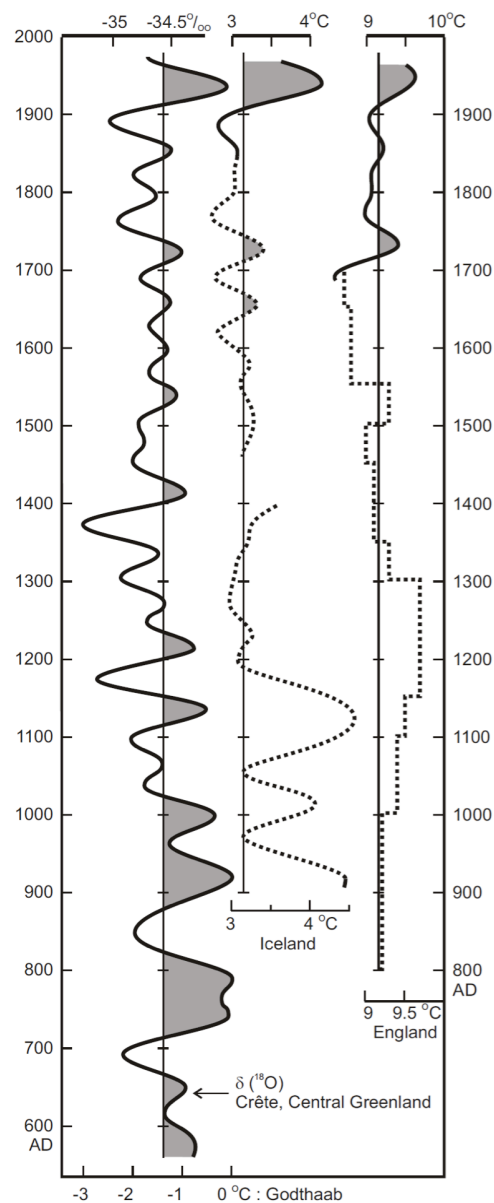


## VII.7. KLIMAVARIASJONER I VÅRE OMRÅDER SISTE 1000 ÅR

## Den varme middelalderperioden

Vi vil se mer på den varme middelalderperioden i våre områder og i noen grad knytte klimavariasjonene til hendelser i historien. Mye er hentet fra Hubert Lamb<sup>1 2 3</sup>. Den siste henvisningen kaller vi Lamb82. Lamb var den første som innførte begrepet den varme middelalderperioden. Han er en av de få som med meteorologisk kløkt har klart å analysere all tilgjengelig informasjon samtidig. Han kombinerer sin kunnskap i meteorologi med god innsikt i Europas historie. Det har senere kommet til mye mer klimainformasjon, og det er viktig å være klar over at Lambs arbeider er blitt kritisert av flere<sup>4</sup>. Lamb har med en god del historisk informasjon fra Norge, Island og Grønland. For Norge prøver jeg også å inkludere noe klimainformasjon som finnes i tradisjonell norsk historieskriving. Stort sett er dette informasjon jeg har funnet i Cappelens standardverk *Norges Historie* fra 1976 til 1980, 15 bind redigert av Knut Mykland<sup>5</sup>.

Lamb viser en rekonstruksjon av temperatur for sentrale deler av England med en tidsutjevning som tar bort variasjoner på mindre tidsskala enn 50 år (Fig. 1). Fra år 1700 bruker han direkte målinger av temperatur. Som antydnet i hans originale figur, er usikkerheten stor. Lamb viser en varm middelalderperiode med maksimum temperatur rundt år 1200. Fra år 900 og fram til 1200 stiger middeltemperaturen med cirka 0,8 °C. Han antyder at det på det varmeste var relativt varmt både om vinteren og sommeren. Nedbørsmengdene var relativt store om høsten og vinteren, noe som tyder på stort innslag av sørvestlig vind. Fra slutten av 1200-tallet forverret klimaet seg langsomt, spesielt synes det som om somrene ble kaldere. Fram mot 1450 sank årlig middeltemperatur med nærmere en grad. Årlige nedbørsmengder avtok samtidig. Det var spesielt mindre høst- og vinternebbør som bidrog til dette, for sommernedbøren økte trolig litt. På slutten av 1600-tallet er temperaturen på sitt kaldeste, noen få tidels grader kaldere enn ved 1450.



**Fig. 1:** Tre rekonstruksjoner av årlig snittemperatur, gjentegnet etter figur fra W. Dansgaard m. fl. 1975<sup>13</sup>. Til venstre: fra Crête, Grønland, representativ for Godthaab (temperaturskala nede på figuren, skala for  $\delta(^{18}\text{O})$  på toppen). I midten: for Island etter P. Bergthorsson 1969<sup>11</sup>. Til høyre: for England etter H.H. Lamb<sup>1</sup>. Siste periode er basert på observasjoner, for England fra litt før år 1700.

Norske paleoklimatologer har rekonstruert vinternedbør for norske breer (se forrige kapittel). Vinternedbøren på noen av disse breene, f. eks. Jostedalssbreen, varierer i takt med variasjoner i storstilt vind, uttrykt ved NAO-indeksen, mye på samme måten som nedbøren i England. Disse dataene passer ikke helt med Lamb og antyder relativt lite nedbør i den varme perioden. Det er mulig at uoverensstemmelsen skyldes for dårlig tidsoppløsning for denne type breundersøkelser. En rekonstruksjon av NAO-indeksen for siste 1000 år<sup>6</sup> indikerer bedre samsvar med Lamb når det gjelder vinternedbør.

En moderne rekonstruksjon av temperatur fra Nederland, basert på historiske data<sup>7</sup>, viser mye samme tidsforløp som Lamb, men utslagene er bare omtrent halvparten så store. Hvor varme var disse årene sammenlignet med det varme klimaet vi opplever i våre dager? Rekonstruksjonen fra Nederland viser høyere temperaturer gjennom det 20. århundret enn i den varme middelalderperioden. Vi vil anta at denne rekonstruksjonen er mer korrekt enn Lambs, som gir vel så høye temperaturer som i det 20. århundret når en ser bort fra det siste to tiårene.

Den relativt varme perioden ga gode tider med fruktbart jordbruk. Grensene for mulig jordbruk, spesielt dyrking av korn, gikk høyere over havet og lengre mot nord enn under den lille istid. I Sentral-Europa gikk disse grensene 100-200 m høyere over havet enn på 1600-tallet (Lamb82). Det ble dyrket vindruer langt nord i England, kanskje lengre nord enn noen gang senere. Andre betviler at dyrking av druer kan være en god klimaindikator, fordi handelsstrukturer og kulturelle behov for vin kan endre tradisjonene for dyrking<sup>4</sup>. Pollenundersøkelser i Norge<sup>8 9</sup> (Lunden77; Imsen77), blant annet fra Jæren, viser en økning i dyrkingen av korn i Norge, en økning som kulminere ved cirka år 1300.

Ved inngangen til den varme perioden, i niende og tiende århundret, var det etter Lamb trolig relativt lite nedbør, kalde vintre og varme somrer over Nord-Europa. Dette har antakelig hatt sammenheng med mye høytrykk over Storbritannia, Tyskland og Skandinavia, som en utløper av *Azorerhøytrykket* om sommeren og en utløper av *Sibirhøytrykket* om vinteren. Fra denne perioden finner en ved arkeologiske utgravninger i England mange skøyter av bein, noe som tyder på kalde vintre. Dette var vikingenes stormaktstid. I tillegg til tokter mot sørvest og mot øst i denne tiden, var dette landnåmstid mot nord, først på Island (860-1000) og senere på Grønland (980-1000). Deres ferder gikk som kjent også videre mot østkysten av Canada, nordover mot Baffinøya og sørover langs østkysten av Amerika, kanskje så langt som der New York ligger i dag.

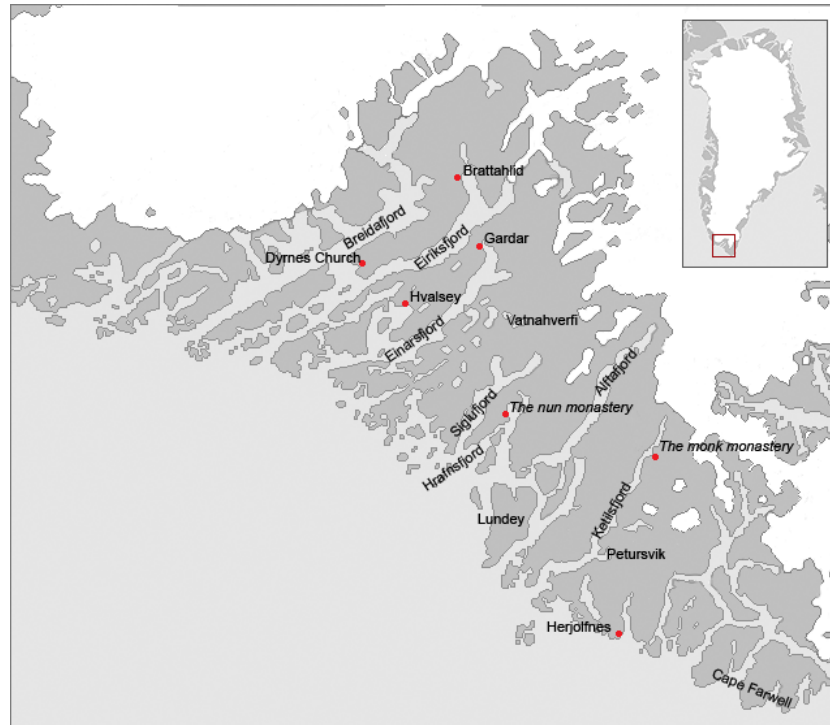
Det var i denne tiden, som i våre dager, en god del forskjell mellom klimavariasjonene på Grønland - og dels på Island - og Vest-Europa. I følge analyser av isboringer<sup>10</sup> var det en spesielt varm periode på Grønland fra 600-tallet med maksimum like før år 1000 (se også Fig. 1). Senere avtok temperaturen fram til cirka år 1600. Temperaturfallet anslås til cirka en grad, mye som hos Lamb, men altså for en litt annen periode. Det er mulig den varme perioden var varmere enn noen annen periode siden, og at grensene for sjøis lå lengre nord enn for det meste av siste hundre år. Da de første vikingene kom til Grønland mellom år 985 og 1000 var det derfor trolig relativt varmt. Utgravninger viser at det den gang ble fisket en del torsk ved Vest-Grønland, noe som ikke fins i kalde arktiske vannmasser. Trolig hadde den kalde strømmen ned langs Grønlands østkyst mindre betydning for klimaet på Vest-Grønland enn i våre dager.

Fra Island kan vi bruke rekonstruksjonen av årstemperatur fra landnåmstiden og fram til våre dager av Páll Bergthorsson<sup>11</sup> (Fig. 1). Rekonstruksjonen er basert på utbredelse av isforholdene på kysten nedtegnet i annaler. Den viser relativt varmt klima fram til litt ut på 1100-tallet. Det er tydelig at Island også i denne tiden hadde problemer med is i enkelte år. Selve navnet Island ble gitt av en som overvintret i Island i et år med mye is. Rekonstruksjonen til Bergthorsson har større tidsoppløsning enn rekonstruksjonen vi refererte til fra Grønland. Det er gjort andre rekonstruksjoner fra Grønland som har bedre tidsoppløsning. En tidlig slik rekonstruksjon av den kjente danske klimatologen Willi Dansgaard<sup>12 13 14</sup> er blitt brukt av mange, blant andre Lamb og norske historikere (Fig. 1). Den viser bra overensstemmelse med rekonstruksjonen til Bergthorsson. En senere rekonstruksjon fra Grønland<sup>15</sup> viser også stor overensstemmelse med Bergthorssons rekonstruksjon. Rekonstruksjonene viser en varm periode fram til cirka år 1200, en kaldere periode derfra til år 1600 og en enda litt kaldere periode derfra til 1910<sup>16</sup>.

Rekonstruksjon av sommertemperatur fra havsedimenter på Vøringsplatået vest for Nordland indikerer en varm periode omtrent over samme periode som for Grønland<sup>17 18 19</sup>. Utslagene er opp til en grad. En rekonstruksjon basert på treninger fra Tornetrask nord i Sverige<sup>20</sup> indikerer varme somrer i disse områdene omtrent i samme periode, men med et maksimum litt mer enn 50 år senere. Den varme perioden finner en også i studier av tregrenser på omtrent samme sted<sup>21</sup>.

Proxidataene fra Grønland og Island viser altså en overgang til kaldere klima noe tidligere enn for England. Dette diskuterer Lamb<sup>82</sup>, blant annet ved å bruke rekonstruksjonen til Dansgaard. Forskjellene mellom Grønland/Island og England kan henge sammen med variasjoner i NAO, men rekonstruksjoner av NAO for denne perioden må antas å være usikre. I tillegg må en ta hensyn til at temperaturen på Island ikke avhenger av NAO i like stor grad som temperaturen på Vest-Grønland. Små variasjoner i plasseringen av Islands lavtrykket kan gi betydelige klimautslag for Island, variasjoner som ikke influerer Grønland på samme måte.

Mot 1200-tallet nådde bosetningen på Grønland sitt maksimum. Det var da to områder med fastboende vest for Kapp Farvel, Vestbygda og Østbygda (Fig. 2). Til sammen utgjorde de to bygdene bispedømmet Gardar. *Kongespeilet* sier Grønland hadde en befolkning som var en tredel av befolkningen i et bispedømme i Norge. Det er funnet ruiner etter 17 kirker og to klostre fra denne tiden. Det ble dyrket korn, men en tror det bød på problemer å få kornet modent. *Kongespeilet* ble skrevet på en tid da kaldere klima allerede var et faktum. Boka skriver om isproblem på kysten av Grønland. Når det gjelder dyrking av korn, blir det skrevet at selv på Grønland "*finnes det folk...som prøver å så for et forsøks skyld*".



**Fig. 2:** Kart over norrøn bebyggelse i Østbygda, Grønland. Spesielt merker vi oss Eriksfjord og Erik Raudes gård, Brattalid, bispegården Gardar og gården Hvalsøy.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Norse\\_colonization\\_of\\_the\\_Americas](http://en.wikipedia.org/wiki/Norse_colonization_of_the_Americas)

## Forholdene i Norge

I tillegg til dataene nevnt over har vi lite å holde oss til når det gjelder direkte klimadata fra Norge for høymiddelalderen. Vi vil tro at dataene fra England i stor grad vil være representative for store deler av vårt land, først og fremst Sør-Norge. Vi kjenner noe til jordbruksproduksjon, bosetning og folketall, og i noen grad kan slik informasjon brukes som klimaindikatorer. Det er selvsagt mange ulike årsaker til at slike variasjoner, men vi vil tro at variasjoner i klimaet er en viktig årsak under marginale kår. I de siste årene er det satt i gang en mengde nye studier med sikte på å rekonstruere klimaet i Norge for siste tusen år, men til nå savnes en samlet oversikt.

Vi vet at høymiddelalderen også hos oss ga gode tider og ekspansjon på mange måter. Befolkningen økte overalt i landet fra tusenårsskiftet og fram til slutten på 1200-tallet. Historikere har anslått en økning på 145 %, og at folketallet kanskje var oppe i 460 000 ved år 1300<sup>22 23</sup> (Lunden76; Imsen 1977). Økningen i befolkningen var trolig litt mindre enn i resten av Vest-Europa, der det er antydnet en økning på 200 % (Lamb82). Antall fødsler var ikke ulik den en i dag finner i en del utviklingsland. Likevel var befolkningsøkningen liten sammenlignet med dagens økning i mange utviklingsland. Historikere tror den svake veksten til dels skyldes dårlig hygiene og høy dødelighet blant barn. Folketallet var i denne tiden langt større enn noen gang senere fram mot 1700-tallet.

Jordbruksproduksjonen var den vesentligste av all produksjon, og innen jordbruket spilte korndyrkingen alene hovedrollen. I Kongespeilet omtales uår som synonymt med dyrtid på korn. Det er tydelig at graut var en viktig del av kostholdet. I Borgartings kristenrett (Imsen77) sto det at “Graut kan man koke enten det er helg eller søkn, for den er så hellig at ...”. Lovene prøvde å sikre



grunnlaget for korndyrkingen, dels ved tiltak for å sikre såkorn, dels ved regulering for bruk av kornet. En forsøkte å regulere handelen med utlandet slik at bare de som importerte korn og mel fikk eksportere fisk.

Samtidig som befolkningen økte, ble det ryddet flere gårder. Ikke minst ble det ryddet gårder høyere opp i liene og dalene. Noen nye gårder ble ryddet 100-200 m høyere over havet enn det har vært gårder siden. Vi vet også at det i denne tiden ble dyrket korn langt nord i landet, i alle fall helt opp til Troms (Lunden76). Det er grunn til å mene at denne ekspansjonen i korndyrkingen i høyden og mot nord var mulig fordi klimaet var gunstig.

Det ble helst dyrket havre, hvete og bygg, men også rug og hirse forekom. Havre og bygg synes å ha vært de vanligste kornslagene. Det er sannsynlig at havre ble dyrket aller mest, fordi dette kornet klarer seg med minst gjødsel. Bygg gav best øl, og det er dette kornet som oftest er omtalt i skriftlige kilder. Som i våre dager var det korndyrkingen på de brede bygdene på Østlandet og i Trøndelag som var viktigst. Pollenundersøkelser viser at mye av korndyrkingen kan ha stoppet opp like etter år 1300 (Imsen77). Samtidig ble de nye bosetningene oppe i dalene forlatt. Denne prosessen ble selvsagt mye forsterket av Svartedauden (1349-50). Men historikerne mener at nedgangen og fraflyttingen startet allerede før Svartedauden. I Europa var det svære uår i 1315-1317<sup>24</sup>, dette var trolig også uår i Norge.

For Skottland er det gjort interessante beregninger for vekstforholdene for havre gjennom dette tusenåret av M.L. Parry (Lamb82). Undersøkelsen er gjort på grunnlag av Lambs estimat for temperatur for England, opplysninger om havrehøsten for en gård i 320 m over havet sørøst i Skottland mellom 1856 og 1895 og tilpasning av dataene fra England til skotske klimaforhold. Denne gården lå marginalt til for dyrking av havre i årene 1856 til 1995. I denne perioden kom det uår - definert ut fra mengdene av korn - hvert 3,5 år i gjennomsnitt. I tiden rundt år 1200 var det i følge beregningene ikke noe problem å dyrke korn på dette stedet, bare hvert 20. år eller sjeldnere ble det uår. Beregningene antyder at det den gang kunne dyrkes korn til 400 m over havet på dette stedet. Gjennom den lille istid gikk det stort sett ikke an å dyrke korn på gården, og for slutten av 1600-tallet ble det beregnet uår nesten hvert annet år. Det er sannsynlig at beregningene grovt sett kan overføres til norske forhold, men med noe lavere marginalhøyder for dyrking av korn.

### **Nedgangen i senmiddelalderen**

Nedgangen i klimaet i Nord-Europa fra 1300-tallet og til cirka 1500 er rimelig bra dokumentert av Lamb. Hans utjevnete kurver viser en jevnt fallende trend i temperaturen. Men som alltid var det store variasjoner fra år til år og fra dekadene til dekadene. Slik var enkelte år og kortere perioder like varme som tidligere, mens andre perioder var markert kaldere. I følge Lamb var tiåret 1300-1310 spesielt kaldt. Det ble etter hvert flere år med dårlige avlinger i Vest-Europa, f. eks. i Skottland.

I den siste del av den varme perioden ble det meldt om mange stormer som medførte oversvømmelser i lave kystområder ved Nordsjøen i Tyskland, Nederland og England, f. eks. i 1280-årene. Disse hendelsene gjorde stor skade og krevde mange menneskeliv (Lamb82). En forutsetning for slike hendelser er kraftige lavtrykk med sterk vind fra nordvest og nord i Nordsjøen. Vi har sett at sterke stormer henger sammen med store storstilte temperaturgradienter mot nord. Det er mulig at kaldere klima i nord, og fortsatt varmt klima over Vest-Europa om vinteren, kan forklare stormene.

Det fortsatte med mange stormer med oversvømmelser over kyster rundt Nordsjøen (Lamb82). Det var mange slike tilfeller med oversvømmelser på 1300-tallet, men de verste tilfellene kom enda senere. Tilfeller der en mener at mer enn 100 000 mennesker omkom, ble rapportert i 1421, 1446 og 1570. I den siste stormen ble noen store byer rammet, og kanskje så mange som 400 000 mennesker omkom. De store ødeleggelsene skyldes ikke nødvendigvis at stormene var sterkere enn i våre dager, men mer at teknikken med diker ennå ikke var godt utviklet<sup>25</sup>.

I disse kystområdene rundt Nordsjøen er det mye sand og sanddyner som forflytter seg i sterk vind. På den måten ble flere havner oppgitt i denne tiden. Øya Helgoland på den tyske Nordsjøkysten minket betraktelig i utstrekning. En mener at denne øya var over 60 km vid ved år 800, og at den ble redusert til 25 km ved år 1300. I dag måler den bare 1,5 km langs sin lengste akse (Lamb82).

Vi har alt omtalt at nedgangen i klimaet skjedde først på Grønland og Island der det ble kaldere utover 1200-tallet. I følge sagaene ble det mer is på Grønland fra 1197-1203<sup>11</sup>. I begynnelsen var det is i enkelte år, senere mer permanent is om vinteren ettersom klimaet forverret seg. Tundraen strakk seg ned mot kysten på Grønland til de områdene der den norrøne befolkningen holdt til. Antall vanskelige år økte og befolkningen minket. Gjennomsnittshøyde for menn gravlagt på Vest-Grønland gikk ned fra 177 cm i den tidligste perioden til 164 cm i det femtende århundret (Lamb82).

Kongespeilet ble skrevet omkring 1240, da klimaet på Grønland alt var blitt kaldere. Det fortelles her at folk klatret opp på de høyeste fjelltoppene for å se etter landområder med mindre is som kunne være gunstig å flytte til. Kommunikasjonen mellom Grønland og Vest-Europa ble delvis blokkert av havis på kysten. I året 1342 meldes det at den vanligste seilruten langs breddegraden 65 °N ble gitt opp p.g.a. for mye is. En sydligere kurs ble tatt i bruk for å unngå isen (Lamb82).

På denne tiden – mellom 1200 og 1250 - stiftet den norrøne befolkningen bekjentskap med enuitter, som trakk sørover sammen med isen. Utover slutten av 1300-tallet og begynnelsen av 1400-tallet døde befolkningen ut. Cirka år 1350 ble Vestbygda forlatt. Dette synes å ha skjedd heller plutselig, enten ved en konflikt med enuittene eller ved at sykdom slo ut folket. Det fins nedtegnelser om dette i Ivar Bårdssons beskrivelse av Grønland skrevet i Norge like etter 1364<sup>26</sup>. Bosettingen i Vestbygda varte ved enda en tid, trolig en god del inn på 1400-tallet. Sjømenn fra Hamburg fant bare en død kropp og ingen overlevende da de var på Grønland en gang rundt 1540 (Lamb82).

Det er gjort mange studier om den norrøne befolkningen på Grønland<sup>27</sup>. Trolig var forverring av klimaet bare en av flere årsaker til at befolkningen døde ut. Flere klimatologer mener en ikke må legge for stor vekt på betydningen av klima<sup>4</sup> og at islendingenes nedtegnelser ikke alltid er til å stole på. Jeg tror de tar noe feil i kritikken om islendingene, for eksempel er jeg imponert over hvor godt rekonstruksjonen til Bergthorsson basert på nedtegnelser av isforholdene, passer med rekonstruksjoner på Grønland.

Befolkningen på Island opplevde dårlige tider som startet ut på 1200-tallet og som varte ved de neste seks hundre år. Det ble dyrket korn fra landnåmstiden startet. Ettersom klimaet forverret seg, fortsatte de å dyrke korn helt til dette ble oppgitt i det femtende århundret. Fra skattelister er det estimert at folketallet var 77 500 i 1095, og at det sank til rundt 72 000 i 1311. Island hadde sin

svartedød i 1402-1404 da vel en tredel av befolkningen omkom. I 1703 var befolkningen cirka 50 000, men den sank til 38 000 i de vanskelige årene rundt 1780 med mye is og vulkanutbruddet fra Laki i 1783 (Lamb82). Det er klart fra skriftlige kilder at mange år med mye is, noen ganger fra januar til nærmere sommeren, spilte en stor rolle for nedgangen på Island. I slike år var det lite beite for sauene, særlig nord og øst i landet, og sauene døde i tusentall. Breene vokste. I tillegg hadde befolkningen problem med vulkanutbrudd som la igjen aske på jordene. Et eksempel er utbruddet fra Öraefi sør på Island i 1362. Utbruddet fra Laki kommer vi tilbake til.

## Forholdene i Norge

Overgangen fra den varme periode til noe kaldere klima representerer nedgangstider for Norgesveldet, og våre historikere har fundert på hva slags rolle en forverring i klimaet spilte<sup>28</sup> (Imsen77). Det er tydelig at dyrkingen av korn gikk nedover i denne tiden og at jordbruket i Norge i større grad gikk over til mer husdyrhold og dyrking av gress. Svartedauden var nok den enkelthendelsen som hadde størst betydning, men nedgangen startet tidligere.

Gårder ble forlatt allerede før år 1200 i Nord-Norge, noe som kan skyldes mer satsing på fiskeri. På slutten av vikingperioden var det trolig cirka 1000 gårder i Nord-Hålogaland, og de dyrket bygg, havre og rug. Ved 1430 var cirka 60 % av gårdene forlatt, og nesten alle i Lofoten<sup>29</sup>. I Vest-Norge avtok befolkningen trolig litt mot slutten av 1200-tallet. I 1330 og 1340-årene ble det innkrevd mindre skatt enn tidligere (Lamb82, Imsen77).

Nedgangen var størst i innlandet, f.eks. indre Trøndelag. Her er det blitt gjort interessante undersøkelser for gården Holset<sup>30</sup>, som ligger 350 m over havet. Pollenanalyser og arkeologisk arbeid viser at her skjedde det jorddrydding i det fjerde århundret og at det ble dyrket korn. Gården ble forlatt to ganger, i 1435 og 1698. I middelalderen nådde gården sin topp i dyrking av korn. De to gangene da gården ble forlatt var det kaldt både i følge rekonstruksjon av hemisfærisk temperatur og temperatur i Vest-Europa. Siste gangen tok jordbruket på gården seg ikke opp igjen før cirka 1930.

På Østlandet fortsatte trolig middelalderen med framgang helt opp til Svartedauden. Etter den tid stod mange gårder øde i lang tid, ikke minst de som lå høyt over havet. I 1387 var jordbruksproduksjonen i de ulike bygdelag fra 12 til 70 % av det den hadde vært omkring år 1300<sup>29</sup>. Til og med på biskopens gård ved Oslo ble det den gang bare dyrket havre. Så sent som i året 1665 var den totale kornproduksjonen i Norge bare 67-70 % av det den var omkring år 1300. I Vest-Norge ble ikke middelalderens kornproduksjon tatt igjen før utpå 1700-tallet.

## Den lille istid

Uttrykket den lille istid ble første gangen brukt av geologen F. Matthes i 1939 for å beskrive siste delen av holosen, spesielt hvordan isbreer vokste etter den varme perioden i midt-holosen. Senere er uttrykket blitt brukt til å betegne den kaldere perioden i etterkant av den varme middelalderperioden, vanligvis definert fra cirka 1450 til 1850. Hubert H. Lamb har brukt uttrykket i denne sammenheng i sine bøker. En bok av J. M. Grove fra 1988, *The little ice age*, har vært viktig, spesielt for å beskrive breers framrykning<sup>31</sup>. Når det gjelder den kulturelle betydningen av den lille istid, er boken til Brian M. Fagan blitt lest av mange<sup>32</sup>.



Hendrick Avercamp: Vinterlandskap med skøyteløpere, 1608, Nederland.  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Little\\_Ice\\_Age](http://en.wikipedia.org/wiki/Little_Ice_Age)

Det ikke lett å angi når den lille istid startet. Spesielt er det vanskelig å finne en periode som passer for store områder. Som regel sies det at den startet cirka 1450. Dette stemmer godt med de hemisfæriske dataene. Det er også noen som regner denne tiden lengre tilbake, til nedgangstidene etter år 1300. Det er også forskjellige meninger om hvor lenge perioden varte. Bruker vi rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur, er det belegg for at den varte helt til slutten på 1800-tallet. Men vanligvis lar forskere Den lille istid vare til cirka 1850 for Europa, med en overgangstid mot varmere klima i tiden etter.

Det er viktig å understreke at Den lille istid ble avbrutt flere ganger av varmere perioder, slik som første del av 1500-tallet og deler av 1700-tallet. En tror at disse periodene var karakterisert ved større innslag av sørvestlig vind over Vest-Europa om vinteren og høytrykk om sommeren som en avløper fra Azorhøytrykket. På Island og Grønland var det relativt kaldt helt fra cirka år 1200 til 1900. Det var trolig aller kaldest rundt år 1300 og fra 1600 til 1800<sup>10</sup>. Det er vanskelig å finne noen systematisk sammenheng mellom temperaturen her og resten av Nord-Europa. Vi kan merke oss at slutten på 1600-tallet synes å ha vært spesielt kald både på Grønland/Island og i våre områder.

## Europa

Det er gjort mye for å samle klimadata for Europa. En imponerende oversikt, bygd på det meste av tilgjengelige observasjoner og rekonstruksjoner fra år 1500 fram til år 2002, er publisert av Jürg Luterbacher og medarbeidere<sup>33</sup>. Fram til omlag år 1700, før direkte målinger ble vanlige, er usikkerhet i gjennomsnittstemperatur for Europa ganske stor om vinteren ( $\pm 1,3$  °C for  $\pm$  to standardavvik). Senere minker usikkerheten ettersom flere instrumentmålinger kommer til. Etter omlag 1865, da meteorologiske målinger ble vanlige over alt, er usikkerheten beregnet til  $\pm 0,4$  °C. Usikkerhet i dataene om sommeren endrer seg fra  $\pm 0,7$  °C i de første hundreårene til  $\pm 0,2$ ° etter at målinger ble allment tilgjengelige.

Forskerne finner at vintertemperaturen for perioden 1500 til 1900 var i gjennomsnitt 0,5 °C kaldere enn i perioden 1900 til 2000. Tilsvarende endringer for sommeren var mindre, 0,25 °C. For årlig gjennomsnittstemperatur var det 19. århundret det kaldeste, 0,32 °C i forhold til gjennomsnittet for perioden 1901-1995. Resultatene tyder på at for Europa var den lille istid først og fremst et vinterfenomen, og perioden varte helt fram til begynnelsen av 1900-tallet.

De kaldeste vintrene over flere tiår fant sted på slutten av 1500-tallet, slutten av 1600-tallet (Maunder Minimum) og slutten på 1800-tallet. Gjennomsnittlig temperaturavvik for disse periodene var - 0,7 °C, igjen i forhold til perioden 1901-1995. Til sammenligning var avviket i den kaldeste vinteren - 3,6 °C (1708/09). Den geografiske fordelingen dette året viser størst utslag over Øst-Europa (- 7 °C over vestlige Russland). Et kart over temperaturfordelingen i de 10 kaldeste vintrene (1708/09 ikke med) viser lignende fordeling som for vinteren 1708/09. En finner samtidig positive avvik over Island og deler av Tyrkia. På den måten ligner fordelingen på temperaturvariasjoner knyttet til NAO, slik den er når NAO har lav indeks (svak vestavind).

Den mest markerte positive trenden i vintertemperaturen ble funnet for perioden fra 1684 til 1738 (+ 0,32 °C per tiår). Utslagene var størst i omtrent de samme områdene der temperaturen var lavest i de kaldeste vintrene (0,8 °C per tiår over den Baltiske region og sørøstre deler av Skandinavia). Dette tyder på at mye av trenden kan forklares ved en tilsvarende trend fra lav til høy NAO-indeks over denne perioden. Den varmeste vinteren var 1989/90 (+ 2,4 °C) og det varmeste tiåret 1989-1998 (+ 1,2 °C). Dette tiåret var nesten to standardavvik varmere enn det nest varmeste tiåret (1733-1742; + 0,45 °C). Trettiårsperioden fra 1973 til 2002 har høyst sannsynlig vært den varmeste vinterperioden midlet over tre tiår.

Et markant trekk i sommertemperaturen er høyere temperaturer fra cirka 1750 fram til første halvdel av 1800-tallet. Denne perioden inkluderer det nest varmeste året, 1757, da avviket var + 1,6 °C regnet i forhold til middeltemperatur for 1901 til 1995. En del termometre var på den tiden ikke tilstrekkelig skjermet mot stråling. Dette har en forsøkt å korrigere for, men dette medfører større usikkerhet i dataene. Rekonstruert hemisfærisk temperatur i denne perioden ligger under middeltemperaturen for 1901-1995. Dette indikerer at varmen på 1700-tallet var et regionalt avvik. Den geografiske fordelingen for de varmeste årene gir størst utslag over Øst-Europa innover i Russland.

Sommeren 1902 var den aller kaldeste i serien. Senere finner vi oppvarming fram til 1947, fulgt av en avkjøling fram til 1974. Oppvarmingen etter 1974 har vært eksepsjonell sterk og større en noen gang i serien (+ 0,7 °C per tiår). Sommeren 2003 var langt den varmeste og oversteg gjennomsnittstemperaturen 1901-1995 med fire standardavvik.

## **Uår**

I noen grad kan en basere diskusjonen på direkte målinger og observasjoner. Målingene vi benytter oss av er først og fremst fra sentrale strøk av England<sup>34 35</sup> og Uppsala/Stockholm<sup>36 37</sup>. For Grønland og Island bruker vi de samme proksidata som tidligere. For Island har vi også historiske studier av Astrid Ogilvie<sup>38</sup>. For historiske undersøkelser støtter vi oss fortsatt mest til Lamb.

Vi har sett at hemisfærisk snittemperatur i den lille istid var mindre enn en grad kaldere enn klimaet i forrige hundreår. Det høres lite ut, likevel vet vi at betydningen var stor på mange måter. Som vi har sett var det særlig vintrene som var kaldere. Vi vet at Østersjøen var islagt om vinteren i langt større grad enn i våre dager (Lamb82). Det samme gjaldt elvene i Nord-Europa, f. eks. var Themsen islagt i flere uker i ganske mange vintre. Det var ofte mye is i Skagerrak, i ekstreme år mener en at hele Skagerrak var dekket av is fra Skagen til Sørlandet (Lamb82). I betydelig grad var det problem med is i fjordene i Norge. F. eks. var fjordis et problem da dampskipstrafikken startet i fjordene på Vestlandet cirka 1860.

Gjennom det meste av Den lille istid økte breene og truet deler av befolkningen både i Alpene, Norge og på Island. Isbreer vokser gjerne nedover i dalene i etterkant av kalde perioder. Således vokste breene i Alpene i periodene fra 1570-1600 og 1690-1740. Også periodene 1764-77 og 1812-17 var kalde, og det var hungersnød i Sveits i 1769-71 og 1816-17<sup>39</sup> (Lamb82).

I flere somrer på 1580-tallet var Danskestredet mellom Grønland og Island trolig dekket med is om vinteren. Ved slutten av 1600-tallet er det rapportert at veksten av isbreene truet og ødela gårder på Island. Folk flyttet nærmere kysten og fisket ble viktigere. Et spesielt vanskelig år var 1695 da Island var omringet av is slik at skip i mange uker ikke kunne komme inn til kysten (Lamb82). Island opplevde også vanskelige år senere. Slik var årene mellom 1740 og 1760 og 1780-årene kalde med mye is<sup>38</sup>, f. eks. lå isen i 1756 på kysten av Island i 30 uker. Den 8. juni 1783 opplevde Island et av de største vulkanutbrudd i nyere historie fra vulkanen Laki. En mener at kanskje så mye som 10 000 mennesker på Island døde etter denne katastrofen. Dette utgjorde cirka 25 % av befolkningen. Årsaken var hungersnød og fluorforgiftning. Det siste var spesielt tilfelle for husdyr, 80 % av sauene, 50 % av alle kyr og 50 % av hestene døde<sup>40</sup>. I dypeste alvor ble det overveid å flytte hele den islandske befolkning til Jylland.

Det fins en front mellom den kalde havstrømmen sørover langs østsiden av Grønland og varmere overflatestrømmer lengre sør. Lamb mener det kalde arktiske vannet i 1690-årene hadde den største utbredelse mot sør i dette tusenåret (Lamb82). Det verste året var 1695 da han mener kalt arktisk vann dekket havene rundt Island om senvinteren og videre ned mot Skottland og Norge. Innstrømning av Atlanterhavsvann langs norskekysten var trolig på et lavmål. Torskefisket (skrei) kan i noen grad være en klimaindikator for sjøtemperaturen i overflaten. Torsken trives best i sjø med temperatur mellom 4 og 7 °C. I en periode på cirka 20 år fra 1685-1704 sviktet torskefisket ved Island og Færøyene. I det verste året, 1695, var det også lite torsk ved Skottland og Shetland. Torsken forsvant trolig også fra det meste av kysten av Norge. Lamb mener at kaldt arktisk vann spredde seg over hele Norskehavet.

Lamb forteller at på denne tiden hendte det mer enn en gang at en eskimo kom helt ned til Orkenøyene eller Skottland sjøveien i sin kajakk. Alt fra det neste året trakk det kalde vannet seg noe tilbake. Likevel synes det som om sjøtemperaturen var relativt kald i store deler av Den nordiske hav til langt utpå 1800-tallet. Lamb mener at temperaturene mellom Færøyene og Island om vinteren noen ganger kan ha vært så mye som 5 °C kaldere enn i dag. Det er nødvendig å være noe skeptisk til Lambs antakelser. Det trengs nok flere rekonstruksjoner med årlig oppløsning for å verifisere forholdene.

Det fins mange skriftlige kilder om de dårlige tidene mellom cirka 1550 og 1700, f. eks. fra Skottland og Finland<sup>41</sup>. De dårlige tidene i Skottland førte til utflytting fra landet. Nord-Irland hadde plass for dem og senere reiste de til Amerika. Det er estimert at det i 1691 var 100 000 skotter i Nord-Irland, trolig så mye som en tidel av befolkningen i Skottland. Flere kom etter hungersnøden i årene like etterpå. Tyskland, Russland, Sverige og Danmark ga unge menn fra Skottland muligheter som soldater. Den skotske leiesoldaten var en kjent figur mange steder i Europa, særlig under 30-årskrigen. Den verste perioden var årene 1693-1700 da avlingene slo feil i sju av åtte år i alle sokn som ligger litt over havet. Tall om dette ble samlet av Sir John Sinclair hundre år senere i "Statistical Accounts of Scotland" (Lamb82). Det meldes om enorme dødstall, noen steder større tall enn under Svartedauden. Hele landsbyer lagt øde. Det meldes om at kanskje så mye som 20 % av befolkningen endte som tigger på landeveien.

Som nevnt undersøkte Lamb stormer i Vest-Europa<sup>25</sup>, med vekt på Nordsjøen fra Den spanske armada i 1588 til 1980. Stormsesongen har hele tiden vært fra sent i september til ut i mars. Sterk vind fra vest og sørvest er mest hyppig, men de største vindkastene kommer gjerne i vind fra nordvest og nord. Lamb mener å påvise at det har vært perioder med mye storm fra 1570-1620, 1690-1710, 1790-1800, 1880-1900, og 1970-1990. Han mener at det har vært mange stormer gjennom Den lille istid fordi utbredelsen av is i gjennomsnitt har vært større i nord, noe som har gitt relativt store storstilte temperaturgradienter i Nord-Atlanteren, noe som igjen favoriserer lavtrykksutvikling.

### Målte temperaturvariasjoner i Oxford og Stockholm

Vi har flere ganger nevnt temperaturmålingene fra England fra 1659 og temperaturserien fra 1722 basert på målinger fra Uppsala og Stockholm. I Norge har vi temperaturmålingene fra Trondheim fra omtrent samme periode<sup>42</sup>, men målingene har ikke samme kvalitet som målingene fra England og Sverige, og blir lite brukt<sup>43</sup>.

Målingene viser hele tiden som forventet store svingningene fra år til år fra dekade til dekade. F. eks. kan variasjonene fra ett år til det neste gå opp i over 3,0 °C for Oxford og 4,0 °C for Stockholm. I Sentral-England er det blitt varmere siden 1600-tallet. En lineær trend gjennom tidsserien fra Oxford gir en oppvarming på 0,7 °C over de første 300 år og 0,5 °C over siste hundre år. Oppvarmingen de første 300 årene har vært større om vinteren (1,1 °C) enn om sommeren (0,2 °C). Den siste 10-årsperioden fram til år 2000 har vært den varmeste i hele serien. Fire av de varmeste årene siden 1659 er fra denne korte perioden.

Temperaturserien fra Uppsala/Stockholm viser mye de samme temperaturvariasjonene som Oxford etter 1860, da målingene var svært pålitelige. Spesielt for målingene i Uppsala/Stockholm er noen svært varme dekader på 1700 tallet og spesielt på 1730-tallet, som synes å ha vært den varmeste perioden i hele serien. Denne dekaden var varm også i England, men her finner vi varmere dekader siden. Det varmeste enkeltåret i Stockholm var 1822 med 8,4 °C og det kaldeste 1858 med 3,3 °C, en forskjell på hele 5.1 °C. Tilsvarende forskjell for Oxford er mindre, 3,8 °C, noe som skyldes et mer maritimt klima.

Målingene kan også brukes til å undersøke ekstremtemperaturer, men for Oxford fins det da bare data fra 1772. En har undersøkt antall dager i året med middeltemperatur gjennom døgnet på mer enn 20 °C (tropenetter) og mindre enn 0 °C (fram til år 2000). Det har vært en markert minking av

antall kalde dager siden 1700-tallet, fra nærmere 20 dager i året på 1700 og 1800-tallet til rundt 10 dager i året i siste århundret. Det har vært en mindre markant økning i antall varme døgn. Som for middeltemperaturen har den siste tiårsperioden (fram til år 2000) vært den varmeste med cirka 7,5 tropedager i året, og dette er nesten det doble av gjennomsnittet. I det varme året 1995 var det hele 26 slike dager, det høyeste tallet i hele serien.

Dataene fra Oxford er gitt for hver årstid. Vi merker oss den absolutt kaldeste periode like opp mot år 1700, og at denne perioden var kald til alle årstider, særlig om vår, sommer og høst.

I de samme målingene (inntil 1980) finner Lamb<sup>82</sup> de seks kaldeste vintrene (middel over desember, januar og februar) i 1683-4, 1739-40, 1962-3, 1813-14, 1794-5 1878-79. I disse vintrene var vintertemperaturen i middel mellom 0 og -1 grad. Dette er 6 til 8 °C kaldere enn de varmeste vintrene i 1868-69, 1833-4, 1974-75, 1685-6, 1795-6, 1733-4, 1934-5. Tilsvarende er 1826, 1976, 1846, 1781, 1911, 1933 og 1947 de varmeste somrene (som middel for juni juli og august). Verdiene er mellom 17 og 18 °C, som er 3.0 til 4.5 °C varmere enn de kaldeste somrene i 1725, 1695, 1816, 1860, 1823, 1674, 1675, 1694, 1888, 1922, 1812, 1862, 1698, 1890 og 1920. Vi merker oss at de store variasjonen fra år til år gjør at vi finner ekstreme år nesten til alle tider. Men fem av de 15 kaldeste somrene var mellom 1670 og 1700.

For Uppsala finner vi i følge Moberg<sup>36</sup> de varmeste enkeltårene i 1723, 1735, 1738, 1722 og 1743. De varmeste dekadene var 1730-1739, 1920-1929, 1986-1995, 1789-1798, 1943-1952 og de kaldeste. 1862-1871, 1803-1812, 1780-1789, 1875-1884, 1836-1845. I følge Moberg var det i 1720- og 1730-årene ekstremt mye vestlig vind og maritimt klima med milde vintre. I midten av 1740-årene skjedde det en brå forandring til mer kontinentalt klima. Perioden fra 1740 til 1930 var dominert av en gradvis overgang til mer maritimt klima. Vintertemperaturen økte, men sommertemperaturene ble kjøligere fra cirka 1860. Rundt 1930 ble det varmere somrer og høster. En merkelig endring er at vårtemperaturen har økt nærmest jevnt fra 1861 til i dag. Mens England har hatt det varmeste klimaet i siste 30-årsperioden, er dette ikke det samme for Uppsala.

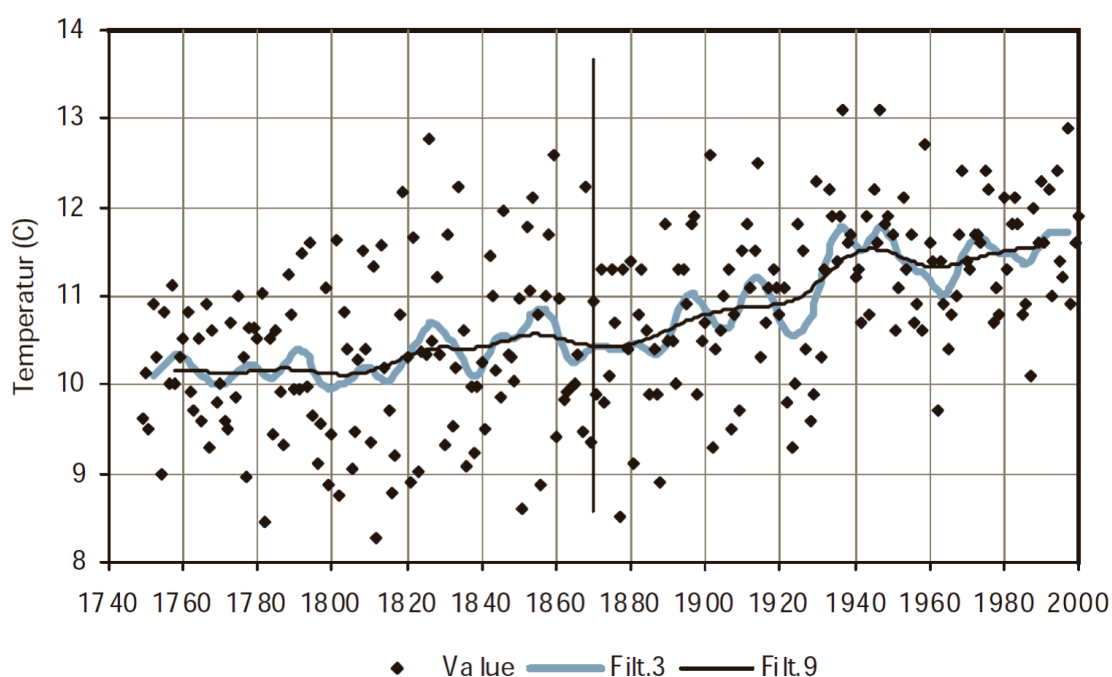
Polarinstituttet har publisert data som viser isfordelingen i Barentshavet fra 1580 til i dag<sup>44</sup>. I den første tiden er det ikke observasjoner hvert år, men det er likevel funnet forbausende mye data om isutbredelsen, hovedsaklig fra skipslogger. Det er interessant at variasjonene i utbredelsen av is før år 1900 har vært større enn i tiden etter. For Minimumsutbredelsen i begynnelsen av september har det vært perioder med betraktelig mer is enn i dag og perioder med nesten like lite is som de siste årene før år 2000. Kystområdene nord på Spitsbergen kaller *Whalers Bay* fra den tid nederlendere og engelskmenn drev fangst i området om sommeren. Tydeligvis var dette området fritt for is slik at skutene kunne komme til. Området er åpent hver sommer i våre dager, men en skal ikke gå mange tiår tilbake for å finne år da *Whalers Bay* var tilfrosset gjennom hele året.

## Forholdene i Norge

Det fins rekonstruksjoner av temperaturen gjennom vekstsesongen fra 1400 til 1975 fra studier av treringer fra svensk Lappland<sup>45 46 47</sup>. Disse proksidataene viser en kald periode fra siste del av 1500-tallet til cirka 1750. Dataene har ikke med den varme dekadene 1730-40, som var den varmeste på årsbasis i hele serien fra Stockholm. Dataene indikerer gode vekstforhold fra 1400 til cirka 1550. I den grad vi kan la disse temperaturene representere store deler av Skandinavia, var det en dekade like etter år 1600 og rundt 1630 som hadde de dårligste vekstsesongene.

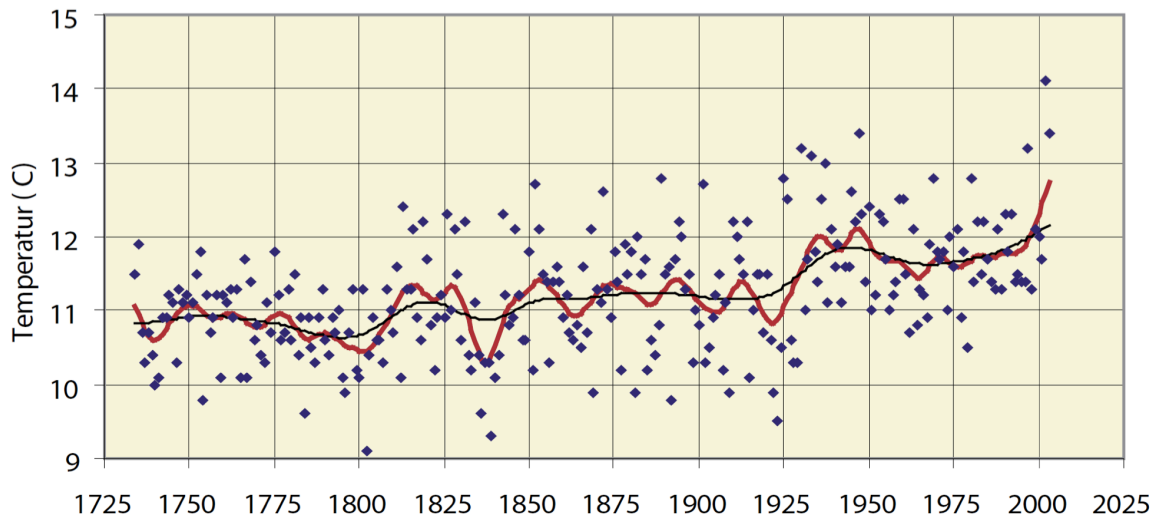


Vi tar med rekonstruksjonen til P.Ø. Nordli av temperaturen gjennom vekstsesongen på Østlandet fra 1749<sup>48</sup> (Fig. 3) og samme temperatur for Vestlandet fra 1734<sup>49</sup> (Fig. 4). Rekonstruksjonene viser begge store variasjoner fra år til år, noe av det mest karakteristiske for vårt klima. De kjøligste somrene er å finne før 1890, mens de varmeste finner vi etter 1920. For Østlandet har de to varmeste somrene, 1937 og 1947, en snittemperatur på 13,1 °C. Dette er somrer med mye sol og så lite regn at det var tørke. Tidlig på 1800-tallet er sommeren 1826 ekstra varm (12,8 °C). Den kaldeste sommeren var i 1812 med 8,3 °C. Dette året er kjent som et uår. Den laveste temperaturen på Vestlandet var i 1802 med 9,1 °C og den høyeste i 2001 med 14,1 °C. En merker seg at sommertemperaturene på 1700-tallet ikke var spesielt varme slik som i målingene fra Uppsala/Stockholm og at 1816 ikke var spesielt kald slik den var det i store deler av Europa. Det har vært en tydelig økende trend over perioden i begge rekonstruksjonene. For eksempel har en på Vestlandet ikke hatt sommertemperaturer under 10 °C siden 1923.



**Fig. 3:** Middeltemperatur april-august på Østlandet for perioden 1749-1870 rekonstruert fra gårdsdagbøker, og for perioden 1871-2000 basert på meteorologiske observasjoner. Tykk farget linje gir tiårsvariasjoner og tykk svart kurve gir variasjonen over tretti år. Nordli, 2001<sup>48</sup>.

I følge historikerne var det en viss oppgang i næringslivet på 1500-tallet<sup>50 51</sup>. Antall gårder var i følge manntall i 1665 likevel mindre enn på 1300-tallet. Ut på 1600-tallet voks breene og trengte lengre ned i dalene og truet flere gårder. Det synes å ha vært mye snø- og steinras, flom og landområder som gle ut (Lamb82). På Hardangervidda ble det dannet noen små nye breer i denne tiden, noen av disse er der også i dag. I Olden i Nordfjord satte en bonde mellom 1602 og 1624 opp et gjerde av tau for å beskytte buskapen mot ulver. Litt senere ble gjerdet tatt av isen. Mellom 1936 og 1951, da isen trakk seg tilbake, ble gjerdet funnet igjen (Lamb82).



**Fig. 4:** Middeltemperatur april-august på Vestlandet, for perioden 1734-1867 rekonstruert fra indirekte data, og for 1868-2003 basert på meteorologiske observasjoner. Tykk rød linje gir tiårsvariasjoner og svart kurve variasjoner over tretti år. Nordli m. fl. 2003<sup>49</sup>.

Klimaet var trolig relativt bra gjennom det meste av 1500-tallet og befolkningen økte. Ødegårdene ble igjen ryddet fram til cirka 1640, men korndyrking på disse gårdene ble ikke som i høymiddelalderen. Senere ble det vanskeligere tider, og mellom 1670 og 1710 ble det spesielt vanskelig med mange uår. Det var folketellinger i 1665 og i 1701. Sammenligning av disse tallene gir et bilde av et folk i stagnasjon. I mange prestegjeld og enkelte amt gikk folketallet tilbake. Det økte med 9 % i landdistriktene i det vesta- og nordafjelske og med nesten 18 % i det sønnafjelske. Vekstraten per år for hele Norge er blitt anslått til 0,35 % per år for denne perioden, bare en tidel av vekstraten i mange utviklingsland i dag. Befolkningsøkningen var trolig høyere i århundret før denne perioden og den var høyere i siste halvpart av 1700-tallet<sup>52</sup>.

På 1600-tallet begynte en å føre kirkebøker i Norge som gir relativt sikre opplysninger om antall fødte og antall døde. Studier av disse bøkene viser mange uår med stor dødelighet, gjerne avgrenset til en del av landet. Et unntak er 1690-årene da det for hele tiåret var markert flere døde enn fødte i hele landet. Dette var trolig den hardeste dekadene i nyere historie. Mange embetsmenn skrev klagebrev til sine stiftamtmenn. Fra Østerdalen skriver fogden at kornet "overalt er bortfrossen". Amtmannen skriver i brev til Kongen i København om "den usedvanlige misvext" og om behov for korn. Kornmangelen var like alvorlig i Trøndelag, også der sendte stiftamtmannen klage. Selv om betydelig hjelp ble satt inn fra Danmark, var det ikke nok til å avverge all hungersnøden. Stiftamtmann Kaas i Trondheim skrev at det alt var "død mange mennesker av hunger" også i bygder som var gunstig stilt<sup>50</sup>.

Parallelt med krisen i jordbruksnæringen i siste del av 1600-tallet var det krise i fisket. Sildefisket, som hadde sitt tyngdepunkt på sør på Vestlandet, var beskjedent fra 1660-årene og fram til 1720. I dette tidsrommet varierte eksporten av sild fra Bergen mellom 8000 og 15 000 tønner, og dette var bare rundt en tiendedel av sildeeksporten noen år senere<sup>50</sup>.

Torskefisket var betydelig i 1650-årene, men siste halvpart av 1600-tallet var preget av gjentatte svarte år på havet. Spesielt galdt dette 1690-årene. Sorenskriver Falch på Helgeland legger fram klager for kongen om ”almuens årlige voksende armod formedelst fiskeriets store mislingende nu langt mer end i forrige tider”. Amtmannen i Nordland skriver ”Kreaturene have de fattige til deres livs ophold måttet slagte, in summa, det kan aldrig være jammerligere og slettere en det nu er, Gud sig nådeligen der over forbarne og så meget om dette fattige almues slette tilstand i alminderlighet, iblandt hvilke Vesterålens og Senjens fogderiers formedelst nogle på hindanden følgende års slette fiskere i den ringeste tilstand ere”<sup>50</sup>. Også tall for eksporten fra Bergen og andre byer bekrefter den vanskelige tiden. Sildefisket var nesten borte og torskefisket fikk stadig mindre betydning. Petter Dass formulerte det slik: ”Os havet sin rikdom nu nægter.”

Klimaet på 1700-tallet var varmere enn i det meste av århundret før. Men det synes å ha vært store endringer fra år til år og fra dekadene til dekadene. På mange måter var dette en oppgangstid for Norge. En kjenner godt til hvordan befolkningen vokste utover 1700-tallet, fra cirka 500 000 ved folketellingen 1701 til mer enn 880 000 i ved tellingen i 1801<sup>53</sup>. Dette skjedde på tross av at det ble meldt om mange uår med høy dødelighet. De verste årene på landsbasis var 1741-43 og 1772-73. I 1741-43 ser det ut som om det særlig var Østlandet og Nord-Norge som fikk unngjelde. Sommeren 1742 gjorde biskop Eiler Hagerup en visitasreise i Nord-Norge. Biskopen rapporterte om mye hungersnød. Han overhørte menighetene, og i Sand kirke (Sandøy) i Bjarkøy prestegjeld gav en bonde følgende sterke vitnesbyrd: ”Vor skaper oppholder oss med mat og dricke, det er nu med een fisk og een drik vand. Når han av sin faderlige godhed legger sit ord derpå, så finder vi føde af den fisk, og vederqvægis av det vand, så at vi som intet andet have, holdis der af i live, leve med helbrede, og beholde kraft til at roe og reise, slæbe og arbeide”<sup>53</sup>.

Selv om det ofte var knapt med mat på kysten, f. eks. uår i Trøndelag i 1801-04, mener historikerne at etter 1740-årene blir hungeren mer og mer en østlandsforeteelse. Katastrofene kommer her tilbake 1772-73, 1789, 1801 og 1808-09. I Akershus stift, hvor 40 % av befolkningen bodde, døde det 12679 i 1808 og 21391 i 1809, mens det i perioden like forut fra 1803-1807 bare døde 8278<sup>54</sup>. Her hvor Norges kornkammer lå, døde menneskene av sult, mens krisene opphørte i det fattige kyst-Norge. Det er blitt grunnet over klimatiske årsaker til dette. Kalde luftstrømmer omkring nordaust vil vanligvis gi dårligere vær på Østlandet enn langs kysten i vest og nord. Det kan tenkes at en slik værtype kan ha gitt mer frost på Østlandet enn på kysten både tidlig og sent i vekstsesongen. Det kan også tenkes at Østlandet har hatt tørke gjennom vekstsesongen, mens mye av kysten har hatt regn. Vi vet at dette skjer enkelte år med mye vind omkring vest.

Befolkningsøkningen på 1700-tallet førte til ny bosetting, men det ser ikke ut som at klimaet tillot at korn ble dyrket høyere over havet enn tidligere. Det skjedde en del bureising ved at finner flyttet til landet og tok i bruk nye områder, slik som bureisingen på Finnskogen og i Finnmark og Troms. Samtidig skjedde noe norsk bureising i de samme områdene, men dette ga ikke plass til mange. Mange gårder ble i denne tiden delt. En rik tilgang på utmarksvidder var en mulig forutsetning for slik bruksdeling. Langs kysten var det et rikt fiske som gjorde deling mulig. I perioden 1720-1750 økte fangstmengdene, men 1760-70 årene kom med en markant nedgang i fisket. Fra 1780-åren avtok sildefisket mens torskefisket økte, og trolig var det større fiskekvantum pr. innbygger i år 1800 enn i 1750-årene<sup>53</sup>.

- <sup>1</sup> Lamb, H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, 1, 13-37.
- <sup>2</sup> Lamb, H.H., 1977. *Climate history and future*, Vol. 2 of *Climate: Present, Past and Future*. Methuen London.
- <sup>3</sup> Lamb, H. H. 1982. *Climate history and the modern world*. Methuen, London and New York.
- <sup>4</sup> Jones, P.D., E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- <sup>5</sup> [http://nn.wikipedia.org/wiki/Knut\\_Mykland](http://nn.wikipedia.org/wiki/Knut_Mykland)
- <sup>6</sup> Crowley, T. J., T. S. Lowery 2000. How warm was the Medieval Warm Period? A comment on 'Man-made versus natural climate change,' *Ambio*, 39, 51–54.
- <sup>7</sup> van Engelen, A. F. V., J. Buisman, and F. I. Jansen 2001. A millennium of weather, winds and water in the low countries, in *History and Climate: Memories of the Future?*, edited by P. D. Jones et al., pp. 101–124, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- <sup>8</sup> Lunden, K. 1976. *Norge under Sverreætten 1177-1319*. Bind 3 *Norges Historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.
- <sup>9</sup> Imsen, S. 1977. *Avfolking og Union, 1319-1448*. Bind 4 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.
- <sup>10</sup> Dahl-Jensen, D., et al. 1998. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282, 268–271.
- <sup>11</sup> Bergthorsson, P. (1969) An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull, Reykjavik* 19, 94-101.
- <sup>12</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Willi\\_Dansgaard](http://en.wikipedia.org/wiki/Willi_Dansgaard)
- <sup>13</sup> Dansgaard, W. et al. 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, 255, 24-28.
- <sup>14</sup> Dansgaard, W. 2005. *Frozen Annals Greenland Ice Cap Research*. Niels Bohr Institute, Copenhagen, <http://isis.ku.dk/kurser/blob.aspx?feltid=60066>
- <sup>15</sup> Grootes, P. M., Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10<sup>-3</sup>- to 10<sup>5</sup>-year time resolution. *J. of Geophys. Res.*, 102, 26455-26470.
- <sup>16</sup> Bergthorsson, P. 2005. Loftslag á Íslandi og Grænlandi. *Lesbók* 25. juni.
- <sup>17</sup> Jansen, E., Koç, N. 2000: Century to decadal scale records of Norwegian Sea surface temperature variations of the past 2 millennia. *PAGES/CLIVAR Newsletter* 8, 13-14.
- <sup>18</sup> Birks, C.J.A., Koc, N. 2002. A high-resolution diatom record of late Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas* 31, 323-344.
- <sup>19</sup> Koç, N., Jansen, E. 2002. Holocene climate evolution of the North Atlantic Ocean and the Nordic Seas - a synthesis of new results. In *Climate and History in the North Atlantic Realm*, 165-163. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- <sup>20</sup> Briffa, K.R. et al. 1990. A 1400-year three-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 346, 434-39.
- <sup>21</sup> Karlén, W., Kuylenstierna, J. 1996: On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *The Holocene*, 6, 359-365.
- <sup>22</sup> Lunden, K. 1976. *Norge under Sverreætten 1177-1319*. Bind 3 *Norges Historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.
- <sup>23</sup> Imsen, S. 1977. *Avfolking og Union, 1319-1448*. Bind 4 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.
- <sup>24</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Great\\_Famine\\_of\\_1315%E2%80%931317](http://en.wikipedia.org/wiki/Great_Famine_of_1315%E2%80%931317)

- <sup>25</sup> Lamb, H. H. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- <sup>26</sup> Jónsson, Finnur 1930. *Ivar Bårðarsons beskrivelse af det gamle Grønland*. København.
- <sup>27</sup> Barlow, L. K. et al. 1997. Interdisciplinary investigations of the Norse western settlement in Greenland, *Holocene*, 7, 489–499.
- <sup>28</sup> Holmsen, A. 1961. *Norges historie*. Universitetsforlaget. Holmsen, A. 1978. *Kva kan vi vite om agrarkatastrofen i Norge i Middelalderen*. Universitetsforlaget.
- <sup>29</sup> Holmsen, A. 1978. *Kva kan vi vite om agrarkatastrofen i Norge i Middelalderen*. Universitetsforlaget.
- <sup>30</sup> Sandnes, J., Salvesen, H. 1978. *Ødegårds tid i Norge*. Universitetsforlaget.
- <sup>31</sup> Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen London and New York.
- <sup>32</sup> Fagan, B.M. 2001. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*. Basic Books.
- <sup>33</sup> Luterbacher, J. et al. 2004. European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- <sup>34</sup> Hulme, M., Barrow, E.M. (eds.) 1997. *Climate of the British Isles: present past and future*. Routledge London.
- <sup>35</sup> Hulme, M., Jenkins, G.I. 1998. *Climate change scenarios for the UK: Scientific report*. UKCIP Tech. Rep. No. 1, Climatic Research Unit, Norwich.
- <sup>36</sup> Moberg, A., 1996. *Temperature Variations in Sweden since the 18<sup>th</sup> Century*. Dokoravhandling ved Naturgeografiska Institutjonen, Stockholms Universitet, Nr. 5.
- <sup>37</sup> Moberg, A., Bergström, H. 1996. Homogenization of Swedish Temperature Data. Part III: The Long Temperature Records from Uppsala and Stockholm. In A. Moberg *Temperature Variations in Sweden since the 18<sup>th</sup> Century*. Dokoravhandling ved Naturgeografiska Institutjonen, Stockholms Universitet, Nr. 5.
- <sup>38</sup> Ogilvie, A.E.J. 1992. Documentary evidence for changes in the climate of Iceland, A.D. 1500 to 1800. In *Climate since A.D. 1500*, eds. R.S. Bradley & P.D. Jones. Routledge London and New York.
- <sup>39</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Year\\_Without\\_a\\_Summer](http://en.wikipedia.org/wiki/Year_Without_a_Summer)
- <sup>40</sup> <http://en.wikipedia.org/wiki/Laki>
- <sup>41</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Little\\_Ice\\_Age](http://en.wikipedia.org/wiki/Little_Ice_Age)
- <sup>42</sup> Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. 1996. *Climatic Variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin.
- <sup>43</sup> Nordli, P.Ø. 2004. Spring and summer temperatures in Trøndelag 1701-2003. Norwegian Meteorological Institute (met.no), Report No. 5, 21 pages.
- <sup>44</sup> Vinje, T. 1998. Variation of the Barents Sea edge and Northern Hemisphere temperature during the past 400 years. Norwegian Polar Institute, Oslo, Norway.
- <sup>45</sup> Briffa, K.R. et al. 1990. A 1400-year three-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature* 346, 434-39.
- <sup>46</sup> Briffa, K.R. & Schweingruber, F.H. 1992. Recent dendroclimatic evidence of northern and central European and European Summer temperatures. In *Climate since A.D. 1500*, eds. R.S. Bradley & P.D. Jones. Routledge London and New York.
- <sup>47</sup> Bradley, R.S. & Jones, P.D. 1995. *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York.
- <sup>48</sup> Nordli, P. Ø. 2001. Reconstruction of Nineteenth Century Summer Temperatures in Norway by Proxy Data from Farmers' Diaries. *Climate Change*, 48, 201-218.
- <sup>49</sup> Nordli, P.Ø., Ø.Lie, A.Nesje, S.O. Dahl 2003. Spring-summer temperature reconstruction in western Norway 1734-2003: a data-synthesis approach. *International J. of Climatology*, 23, 1821-1841.

<sup>50</sup> Flatby, R. 1977. *Gjenreising, 1536-1648*. Bind 6 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.

<sup>51</sup> Sandnes, J, Salvesen, H. 1978. *Ødegårds tid i Norge*. Universitetsforlaget.

<sup>52</sup> Mykland, K. 1977. *Gjennom nødsår og krig, 1648-1720*. Bind 7 *Norges historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.

<sup>53</sup> Dypvik, S. 1977. *Den lange fredstiden, 1720-1784*. Bind 8 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.

<sup>54</sup> Mykland, K. 1977. *Kampen om Norge, 1784-1814*. Bind 9 *Norges historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.

## **Status for det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer**

I denne delen gis det oversikt over det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer etter FNs klimapanel IPCCs rapport om dette i 2007. Denne delen bør oppdateres i 2013 når IPCC kommer med ny rapport.

I denne siste delen skal vi gi en kunnskapsstatus om den pågående *globale oppvarmingen*. Det er nettopp dette FN's klimapanel IPCC<sup>1</sup> gjør med jevne mellomrom. I 2007 kom de siste rapportene fra de ulike arbeidsgruppene, den fjerde i rekken, den første kom i 1990. Alle rapportene til IPCC er tilgjengelige på engelsk på deres hjemmeside [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch). Vårt siktemål er det vitenskapelige grunnlaget for *klimaendringene* som er behandlet i den første og viktigste rapporten. Alle rapportene bygger utelukkende på forskningsresultater publisert i vitenskapelige tidsskrifter. I tillegg kommer simuleringer i *klimamodeller* for dagens og fremtidens *klima* etter spesifikasjoner bestemt av IPCC. Her er produktet datafiler med resultater levert til IPCC, data som er allment tilgjengelige.

IPCC har selvsagt et sekretariat som organiserer arbeidet med å vurdere klimakunnskapen ut fra klimaforskningen. Men vurderingen blir gjort av verdens klimaforskere. Disse forskerne velges etter deres bidrag til forskningen etter forslag fra nasjonale myndigheter. Mange er direkte med i skriveprosessen som vurderingen munner ut i. Andre – og det er de fleste – kvalitetssikrer utkastene til rapporter. Selv har jeg vært med i denne kvalitetssikringen for rapportene i 2001 og 2007. Til sammen er mange hundre forskere involvert i vurderingen av flere tusen forskningspublikasjoner. Det er et imponerende apparat som får fram rapporter med svært høy vitenskapelig kvalitet.

Det er tre arbeidsgrupper i IPCC. Den første vurderer det vitenskapelige grunnlaget, den andre følger av klimaendringene for livet på jorda og den tredje vurderer tiltak som kan settes inn for å dempe oppvarmingen. Rapporten fra hver arbeidsgruppe har tre deler: Et sammendrag for politikere med hovedkonklusjonene, en teknisk oppsummering myntet på folk med en viss bakgrunn i klimakunnskap og klimaforskning og en tredje mye større rapport for klimaforskere hvor forskningsresultatene blir vurdert med henvisninger til de ulike publikasjonene. Den siste delen er hoveddelen som danner grunnlaget for de to andre. For arbeidsgruppe I er den på nærmere 1000 sider og er delt opp i ulike forskningsområder, for eksempel et kapittel med status for kunnskapen om fortidens klimavariasjoner og et kapittel som vurderer klimamodellene. Den tekniske oppsummeringen – på nærmere 100 sider - henviser hele tiden til sidene i den store rapporten der forskningen er gjennomgått.

Denne rapporten er som hoveddelen utelukkende skrevet av klimaforskere. Sammendraget for politikere – cirka 20 sider – er imidlertid påvirket av politikere og myndighetenes byråkrater. Forskerne lager et utkast til sammendraget som vurderes av mange. I forkant av publiseringen av hele rapporten blir det arrangert en konferanse der hvert land stiller med både forskere og politikere. En hovedoppgave er å bli enige om ordlyden i sammendraget for politikere. På den måten kan politikere påvirke innholdet.

Jeg har vært med å vurdere utkast til dette sammendraget før representanter fra nasjonale myndighetene har hatt sjansen til å påvirke innholdet. Slik har jeg kunnet sammenligne den endelige rapporten med utkastet slik det forelå før politikerne kom inn. Endringene gjort av politikere har vært minimale. Mitt inntrykk har vært at den endelige versjonen er blitt litt enklere å lese og mer forståelig for folk uten solid bakgrunn i klimakunnskap.



Det er klart det fins mange forskere som er misfornøyd med at de ikke er pekt ut til å være med i IPCCs arbeid. Det er også klart at de fins forskere som synes at deres forskning ikke blir tilstrekkelig vektlagt i rapportene. Derfor blir IPCC kritisert, spesielt av institusjoner i USA som har til formål å skape tvil om IPCCs konklusjoner. Kritikken mot IPCC kommer ikke lenger bare fra klimaskeptikere, men også fra forskere som mener at uttalelsene i for liten grad påpeker farene den globale oppvarmingen vil føre med seg for livet på jorda. For meg er arbeidet i IPCC imponerende, det er fantastisk at verden har klart å organisere slike brede vurderinger der verdens beste forskere tar del.

De som leser rapportene nøye blir overrasket over hvor nøkternt de er skrevet. IPCC gjør helhetsvurderinger basert på all publisert forskning. Forskingen fortsetter selvsagt hele tiden. Til stadighet kommer det nye resultater som gir krav på oppmerksomhet, ikke minst kan vi lese om nye funn i avisene. Forskere intervjues og vil gjerne skape blest om sin egen forskning. For eksempel har de fleste av oss de siste årene lest mye om smelting av is på Grønland og frigjøring av metan i Arktis. Resultatene kan være viktige indikasjoner, men det er viktig at noen vurderer all forskning i sammenheng over tid. Vi bør ikke hoppe alt for lett på resultatene i ett enkelt forskningsarbeid. Om noen skulle finne på å bygge sin kunnskap på hva som for eksempel er blitt skrevet i avisene, ville en kunne komme til underlige konklusjoner.

Når det er sagt, er selvsagt klimaforskning ikke perfekt forskning utført av perfekte mennesker. Det forekommer feil i publiserte artikler og det forekommer feil, noen ganger grove, i IPCCs vurderinger.

### **En alternativ rapport i 2001**

Mange spør etter uavhengige vurderinger. Det gjorde også president George W. Bush i etterkant av IPCCs rapport fra arbeidsgruppe I i 2001. Vitenskapsakademiet i USA satte da ned en gruppe på 11 prominente forskere med et oppdrag om å skrive en uavhengig rapport om det vitenskapelige grunnlaget for global oppvarming. Deres rapport *Climate Change Science – An analysis of some key questions (CCS)*<sup>2</sup> var en uavhengig analyse av klimasituasjonen skrevet på 28 sider. CCS tjente som et supplement og en kommentar til IPCCs rapport fra 2001 om det vitenskapelige grunnlaget.

Flere av medlemmene i komiteen var godt kjente for norske forskere, slik som nobelpristaker F. Sherwood Rowland og meteorologiprofessorene Richard S. Lindzen og John M. Wallace. De fleste av de 11 hadde holdt en lav profil i debatten om global oppvarming og hadde i liten grad vært med i IPCC. Et unntak var Professor Lindzen. Han var gjesteforsker ved Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo, et år på sekstitallet og er medlem av Det norske vitenskapsakademi. Han har lenge argumentert for at den globale oppvarmingen blir mindre enn det IPCC kommer fram til, og er i følge *Science* USAs mest siterte ”drivhusmotstander” i akademiske arbeider. Han var også en av hovedforfatterne for et av kapitlene i IPCCs rapport fra 2001. Et annet unntak var Professor James Hansen, som i 1988 avfyrte en storm i amerikanske media da han informerte Kongressen om at den globale oppvarmingen allerede var i gang.

Til tross for at det i utgangspunktet var antatt å være betydelige forskjeller i medlemmenes synspunkter på global oppvarming, ga CCS en klar støtte til IPCCs konklusjoner. Den konkluderte blant annet med: *Det er et faktum at temperaturene er i ferd med å stige .... Endringene som er observert de siste tiårene er trolig for det meste forårsaket av menneskelig aktivitet ... og Global oppvarming vil trolig kunne gi en alvorlig negativ sosial og økonomisk innvirkning ved slutten av århundret.*

I omfang og innhold var rapporten en mellomting av IPCCs oppsummering for politikere og det tekniske sammendraget. Rapporten var spesielt god i å påpeke hva vi vet, hva som er usikkert og hva som forskningen bør konsentrere seg om framover. Så langt som mulig la de fram fakta og vaktet seg for å fortelle samfunnet hva det bør gjøre for å redusere utslipp.

I sitt mandat skulle komiteen blant annet presisere hva som var de viktigste forskjeller mellom deres rapport og IPCCs rapport. De sa seg godt fornøyd med den tekniske rapporten fra IPCC og syntes den ga en utmerket oversikt over dagens kunnskap. Siden det er blitt kritisert at representanter fra nasjonale myndigheter har hatt innflytelse på skrivingen av sammendraget for politikere, ble komiteen spesielt spurt om dette sammendraget i tilstrekkelig grad reflekterte forskningen som ligger til grunn.

Komiteen fant at dette var tilfelle. De spurte alle USAs representanter i IPCC-prosessen om de syntes at deres synspunkter var blitt rimelig reflektert i IPCCs sammendrag. Alle deltakerne var fornøyde. Komiteen mente selv at IPCCs sammendrag legger for lite vekt på å få fram grunnlaget for *usikkerhet*, og antydte at den i stedet legger for stor vekt på å få fram hvilke bekymringer som er knyttet til global oppvarming. Dette innebar altså en mild kritikk.

Senere er det flere nasjonale vitenskapsakademier som har vurdert global oppvarming. En av de siste er fra Royal Society, Storbritannia<sup>3</sup>. Alle disse vurderingen kommer omtrent til samme konklusjoner som IPCC.

## Den tekniske rapporten

Den fjerde tekniske rapporten fra 2007<sup>4</sup> har til hensikt å få fram relevant informasjon for å forstå det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer. Vi mangler ennå en fullstendig fysisk forståelse av *klimasystemets* mange komponenter og deres rolle i klimaendringer. Vekselvirkning mellom sentrale komponenter i klimasystemet setter derfor begrensninger på vår mulighet til fullt ut å forutse jordas fremtidige klimaendringer. Sentral usikkerhet inkluderer rollen til skyer, *kryosfæren*, hav, arealbruk og koblinger mellom klima og *biogeokjemisk klimatilbakekopling*. Rapporten reflekterer den vitenskapelige forståelsen basert på forskningen som har vært publisert eller godkjent for publisering i vitenskapelige tidsskrift innen midten av 2006. Det fokuseres på sentrale resultater og understreker hva som er nytt siden den tredje hovedrapporten.

Vi vil presentere den tekniske rapporten og følge strukturen til det teknisk sammendraget, som er som følger:

- Den vitenskapelig forståelsen for naturlige og antropogene *strålingspådriv*

- Observerte endringer i klimasystemet
- Forklaringer til observerte klimaendringer basert fysisk forståelse og klimamodeller
- Simuleringer av klimaendringer på kort og lang sikt
- Sammendrag av de mest robuste funnene og sentrale usikkerheter

Hvert utsagn i det tekniske sammendraget som inneholder vesentlige resultater, er fulgt av en referanse til korresponderende kapittel og avsnitt i den store rapporten som vi har kalt hovedrapporten (noe vi sløyfer her). Vi vil følge rekkefølgen i rapporten, sitere de viktigste utsagnene og presentere de viktigste tallene. I tillegg kommer noen egne kommentarer. Rapporten legger vekt på å dokumentere økning i kunnskap siden siste rapport, noe som har mindre betydning for oss. Det er på ingen måte en enkel oppgave å presentere rapporten, den er skrevet på et kronglet engelsk der det synes å være en skam å sette punktum. Rapporten krever solide bakgrunnskunnskaper, slike vi har prøvd å formidle i denne boka til nå. Håpet er at boka til nå har gitt nødvendig bakgrunnskunnskap.

### Håndtering av usikkerhet

IPCC prøver å ha en konsekvent behandling av usikkerhet i alle de tre arbeidsgruppene. Forfatterne av den fjerde hovedrapporten ble derfor bedt om å følge et sett med retningslinjer for å bestemme og beskrive usikkerheter i sine analyser og vurderinger. Vi vil skissere måten disse retningslinjene har blitt anvendt av arbeidsgruppe I.

Usikkerhet av ulik art oppstår i dynamiske systemer som enten er kaotiske eller som ikke fullt ut er forutbestemte av naturen. Dette begrenser også vår mulighet til å ta høyde for alle aspekter ved klimaendringer.

Usikkerhet kan bli klassifisert på litt ulike måter. En hovedtype er knyttet til målte eller estimerte verdier og kalles usikkerhet i verdier. Slik usikkerhet oppstår fra en ufullstendig bestemmelse av fastsatte verdier eller resultater, for eksempel når data er unøyaktige eller ikke er helt representative for det fenomenet som studeres. En annen hovedtype er strukturell usikkerhet. Strukturell usikkerhet oppstår fra en ufullstendig forståelse av prosessene som kontrollerer bestemte verdier eller resultater, for eksempel når modeller, som brukes for å analysere og vurdere, ikke inkluderer alle relevante prosesser. Usikkerhet for verdier er vanligvis beregnet ved å anvende statistiske metoder og uttrykkes ved *sannsynligheter*. Strukturell usikkerhet er beskrevet ved forfatternes helhetsvurdering av deres tiltro til resultatene. I begge tilfeller er beregning av usikkerhet forbundet med en beskrivelse av kunnskapens begrensninger og involverer av denne grunn ekspertvurderinger av kunnskapens holdbarhet.

Den vitenskapelige litteraturen som er vurdert, bruker også andre måter for å angi usikkerhet. En skiller ofte mellom tilfeldige feil som reduseres ved å øke antallet målinger, og systematiske feil som ikke blir mindre om antall målinger øker. Betydelig oppmerksomhet er blitt satt inn på å identifisere systematiske feil i håndtering av måleserier. Spesielle statistiske metoder basert på kvantitativ analyse, har blitt utviklet for å kunne påvise (detektere) og tilskrive årsakene til klimaendringer (attribution) og for å produsere sannsynlighetsberegninger for fremtidige klimaparametere (*deteksjon og tilskrivning*).

Usikkerhetsguiden, utarbeidet i forkant av arbeidet med den fjerde klimarapporten, trekker for første gang et forsiktig skille mellom ulike grader av pålitelighet i vår vitenskapelige forståelse (*konfidens*) og sannsynligheten for bestemte resultat. Dette gjør at forfattere av rapporten for eksempel kan uttrykke med *høy pålitelighet* at en hendelse er *svært usannsynlig*, så vel som å uttrykke med *høy pålitelighet* at en hendelse er like sannsynlig som usannsynlig (for eksempel at utfallet av å kaste en mynt like gjerne kan være krone som mynt). Pålitelighet og sannsynlighet er to forskjellige begreper, men i praksis er de ofte knyttet til hverandre.

Standardtermer benyttet for å definere nivå for pålitelighet (konfidens) er som følger:

Terminologi for pålitelighet	Grad av pålitelighet for korrekt resultat
Svært høy grad av pålitelighet	Minst 9 av 10 sjanse for korrekt resultat
Høy grad av pålitelighet	Om lag 8 av 10 sjanse
Middels grad av pålitelighet	Om lag 5 av 10 sjanse
Lav grad av pålitelighet	Om lag 2 av 10 sjanse
Veldig lav grad av pålitelighet	Mindre enn 1 av 10 sjanse

Lav og veldig lav pålitelighet er bare brukt for områder av stor interesse og hvor et risikoperspektiv er rimelig. I rapporten brukes også en lignende benevnelse: *nivå for vitenskapelig forståelse* ved beskrivelse av usikkerhet i ulike strålingspådriv.

Standardbegrep brukt til å definere sannsynlighet for en hendelse eller et resultat er:

Terminologi for sannsynlighet	Grad av sannsynlighet for en hendelse/resultat
Nærmest sikkert	> 99 % sannsynlighet
Svært sannsynlig	> 95 % sannsynlighet
Meget sannsynlig	> 90 % sannsynlighet
Sannsynlig	> 66 % sannsynlighet
Mer enn 50 % sannsynlig	> 50 % sannsynlighet
Like sannsynlig som usannsynlig	33 til 66 % sannsynlighet
Usannsynlig	< 33 % sannsynlighet
Meget usannsynlig	< 10 % sannsynlighet
Svært usannsynlig	< 5 % sannsynlighet
Ekstremt usannsynlig	< 1 % sannsynlighet

Hvis ikke annet er oppgitt, er verdier vurdert etter beste estimat med et konfidensintervall på 90 %. Det vil si at det er estimert en sannsynlighet på 5 % for verdier som er lavere enn den laveste enden av rangeringen, eller over den øvre enden av skalaen. I enkelte tilfeller kan egenskapen til en verdi indikere en asymmetrisk fordeling av usikkerhetsmarginen rundt det beste estimatet. I slike tilfeller er usikkerhetsmarginen i rapporten gitt fra en verdi og til en verdi i en klammeparantes.



## VIII. 1. ENDRINGER AV ANTROPOGENE OG NATURLIGE KLIMAPÅDRIV

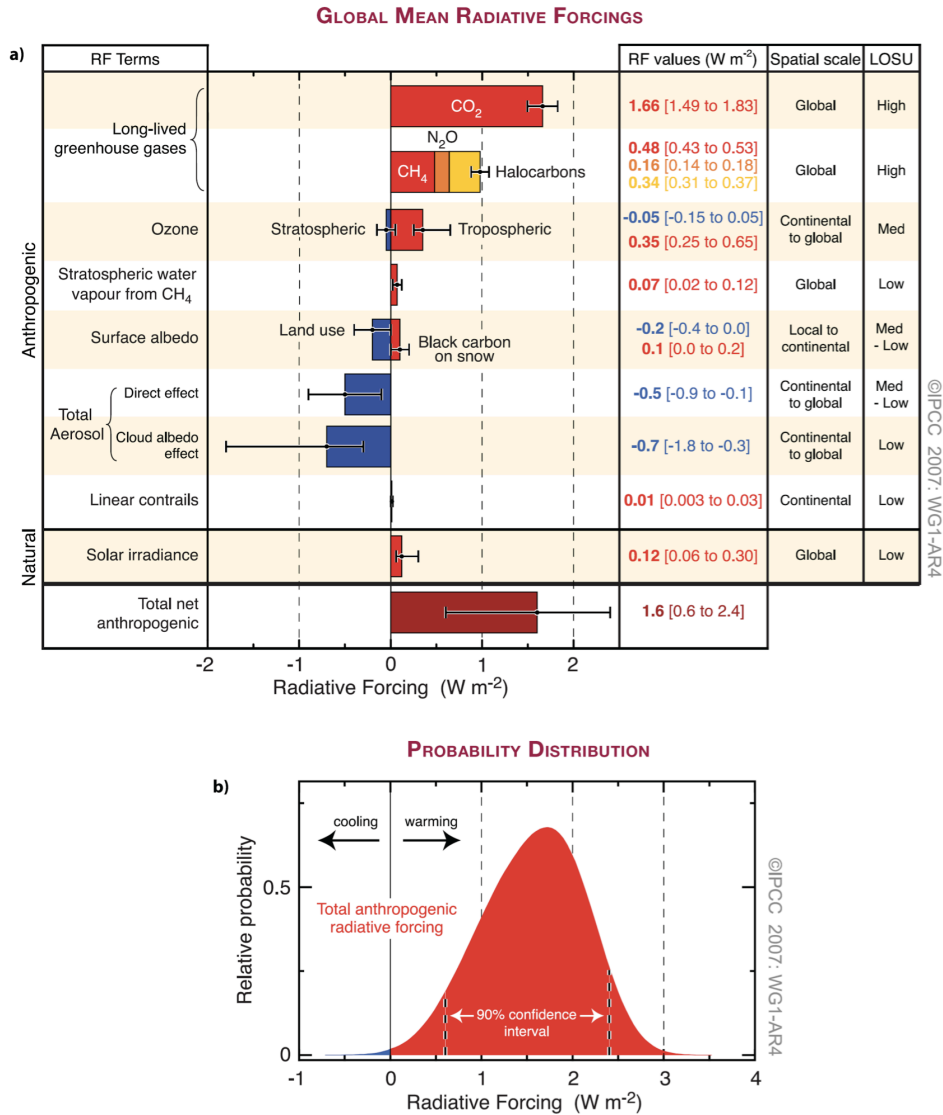
Vi har forklart hvordan jordas globale gjennomsnittsklima er bestemt av innkommende energi fra sola, klimasystemets strålingsegenskaper og utveksling av energi mellom de ulike komponentene i systemet. Vi har spesielt forklart hvordan endringer i *solstrålingen*, atmosfærens innhold og endringer i jordoverflaten på flere måter kan forandre jordas globale energibudsjett, noe som fører til ulike strålingspådriv på klimasystemet. Pådrivene, både naturlige og antropogene, kan ha svært forskjellig størrelse og ha ulike egenskaper i tid og rom. Positive og negative strålingspådriv bidrar til en økning eller en reduksjon av den globale gjennomsnittstemperaturen ved overflaten (*global overflatetemperatur*). Dette kapitlet gir en oppdatering av forståelsen av antropogene og naturlige strålingspådriv. Avsnittet oppsummerer også endringer i overflatens energibudsjett og koblingen dette har til *det hydrologiske kretsløpet*.

### 1.1 Drivhusgasser

Fig. 1 gir en grafisk fremstilling av de ulike pådrivene siden den *industrielle revolusjon*. Den økende konsentrasjonen av *drivhusgasser* i atmosfæren utgjør det dominerende strålingspådrivet i denne perioden, dvs. siste 250 år. Konsentrasjonsøkningen over de siste 250 år skyldes hovedsaklig menneskelig aktivitet. Noen drivhusgasser er helt og holdent et resultat av menneskelig aktivitet. Bidraget til strålingspådrivet for hver enkelt drivhusgass over en viss periode er bestemt av endringer i konsentrasjonen og hvor effektivt gassen kan forstyrre strålingsbalansen.

Konsentrasjonen av en drivhusgass i atmosfæren er nettoresultatet av historiske utslipp og det som forsvinner fra atmosfæren til hav og *biosfære* over land. De aktuelle gassene og partiklene slippes ut i atmosfæren ved menneskelig aktivitet. Utslippene blir redusert fordi kjemiske og fysiske prosesser fører til at gassene fjernes. Med unntak av *karbondioksid* (CO<sub>2</sub>), fjerner disse prosessene generelt en gitt andel av en gass i atmosfæren hvert år (en fast fjerningsrate). Den inverse fjerningsraten (1/fjerningsraten) gir gassens gjennomsnittlige *levetid* i atmosfæren. I noen tilfeller kan fjerningsraten variere med gassens konsentrasjon og atmosfærens tilstand, for eksempel temperatur eller kjemiske forhold.

Drivhusgasser som lever lenge i atmosfæren (i IPCCs engelske terminologi: *long-lived greenhouse gases*, LLGHG<sub>er</sub>), som for eksempel karbondioksid, metan og lystgass, er kjemisk stabile og holder seg i atmosfæren på tidsskalaer fra tiår til flere hundre år eller lengre. Slik har utslipp en langsiktig innflytelse på atmosfæren. Fordi gassene "lever" lenge, blir de godt blandet gjennom hele atmosfæren, mye raskere enn de blir fjernet. På den måten kan deres globale konsentrasjon bli nøyaktig estimert ut fra representative målinger fra få steder.



**Fig. 1:** (Figure TS.5). Øverst: Globalt midlele strålingspådriv i 2005 og deres 90 % konfidensintervall for ulike faktorer og mekanismer. Kolonnene på høyre side spesifiserer de beste estimatene og konfidensintervaller (RF-verdier); typisk geografisk utbredelse av pådrivet (Spatial scale); og nivå for vitenskapelig forståelse (LOSU) som indikerer kofindensnivået som forklart i teksten. Feilene for CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O og halokarboner har blitt kombinert. Netto antropogent strålingspådriv og dets variasjonsbredde er også vist. På grunn av de asymmetriske usikkerhetsintervallene for enkelte faktorer, kan ikke beste estimater og usikkerhetsintervaller regnes ut ved direkte addisjon av de individuelle leddene; verdiene oppgitt her ble regnet ut ved hjelp av en Monte Carlo-teknikk. Pådrivsfaktorer som ikke er inkludert her blir regnet for å ha et veldig lavt LOSU. Vulkanske aerosoler bidrar i tillegg med naturlig pådriv, men på grunn av deres episodiske natur er de ikke inkludert på figuren. Variasjonsbredden for flystriper (linear contrails) inkluderer ikke mulige effektene fra flytrafikk på skydekket. (b) Sannsynlighetsfordelingen for samlet globalt midlet strålingspådriv fra alle antropogene faktorer vist i (a). Fordelingen er utregnet ved å kombinere de beste estimatene og usikkerheten fra hver komponent. Spredningen i fordelingen økes signifikant av de negative pådrivleddene, som har større usikkerhet enn de positive leddene. Tatt fra IPCCs rapport på [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch).

Vi har tidligere forklart at karbondioksid (CO<sub>2</sub>) ikke har en spesifikk levetid fordi gassen gjennomgår et kontinuerlig kretsløp mellom atmosfæren, havet og biosfæren over land



(*karbonkretslopet*). Slik involverer netto fjerning fra atmosfæren en rekke prosesser med ulike tidskalaer. Kortlevde gasser, som for eksempel svoveldioksid og karbonmonoksid, er kjemisk reaktive og blir generelt fjernet fra atmosfæren ved naturlige oksideringsprosesser, ved avsetning på overflaten eller utfelling i nedbør. Dermed varierer konsentrasjonene svært mye.

*Ozon* er en signifikant drivhusgass som blir dannet og ødelagt ved kjemiske reaksjoner som involverer andre gasser i atmosfæren. I *troposfæren* skjer den menneskelige påvirkningen på ozon primært gjennom endringer i andre gasser, som fører til dannelse av ozon. I *stratosfæren* har mennesker påvirket endringer i ozonets fjerningsrate ved utslipp av *klorfluorkarboner* (KFKer) og andre substanser som bryter ned ozon.

Karbondioksid, metan og lystgass er de tre viktigste drivhusgassene som menneskene påvirker. Rapporten har følgende hovedkonklusjoner om disse gassene:

De aktuelle konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> og metan (CH<sub>4</sub>) overskrider langt preindustrielle verdier funnet for atmosfærens sammensetning i polare *iskjerner* datert 650 000 år tilbake i tid. Flertallige bevisføringer bekrefter at den postindustrielle økningen av disse gassene ikke stammer fra naturlige mekanismer.

Det totale strålingspådrivet på jordas klima, på grunn av økningene i konsentrasjonene av LLGHGene CO<sub>2</sub>, metan (CH<sub>4</sub>) og lystgass (N<sub>2</sub>O) - og *svært sannsynlig* økningsraten av det totale pådrivet fra disse gassene siden 1750 - har ikke funnet sted de siste 10 000 år eller mer.

Disse to konklusjonene peker med all tydelig på at verden befinner seg i en helt spesiell klimasituasjon med store antropogene pådriv som verden aldri tidligere har opplevd. Vi vet sikkert at konsentrasjonene av disse tre drivhusgassene øker og at økningen er antropogen. Videre vet vi med sikkerhet at pådrivene dette gir i form av økt *drivhuseffekt* er vesentlig større enn noen gang tidligere i vår *interglasial* (mellomistid) *holosen*, trolig heller ikke tidligere over de siste *istidene* (glasial). IPCC finner at for de siste fire tiårene har økningsraten i det kombinerte strålingspådrivet fra disse drivhusgassene har vært omtrent 1 W/m<sup>2</sup>. Dette er svært sannsynlig minst seks ganger raskere enn på noe tidspunkt i de to årtusenene før den industrielle perioden – den perioden som dekkes med høy tidsoppløsning av iskjerner. Estimatenes av strålingspådrivet fra disse gassene, som har lang oppholdstid i atmosfæren, er mer nøyaktige enn for andre strålingspådriv. Det dreier seg om sikker kunnskap med stor vitenskapelig forståelse for prosessene som er involvert.

For CO<sub>2</sub>, klimagassen med størst antropogent pådriv, har IPCC følgende konklusjoner:

**Konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> i atmosfæren har økt fra en preindustriell verdi på 280 ppm til 379 ppm i 2005.**

Denne økningen kan sammenlignes med *naturlige klimavariasjoner* i løpet av de siste 8000 årene før industrialiseringen. I løpet av denne tiden økte konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> med kun 20 ppm, og variasjoner over tidsskalaer fra noen tiår til århundrer av år var under 10 ppm. Siden 1750 har imidlertid konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> økt med 100 ppm og den øker for hvert år som går. Den årlige økningsraten, som varierer noe fra år til år, har aldri vært større enn i

løpet av siste tiåret siden målingene startet i 1957. Gjennomsnittet var på 1,9 ppm mellom 1995 og 2005, men 1,4 ppm for perioden 1950-2000.

**Økningen av atmosfærisk CO<sub>2</sub> siden preindustriell tid står for et strålingspådriv lik  $1,66 \pm 0,17 \text{ W/m}^2$ , et bidrag som dominerer over alle andre strålingspådriv som det er blitt tatt hensyn til i IPCCs rapport.**

**Utslipp av CO<sub>2</sub> fra fossilt brensel og fra effektene av endringer i bruk av landområder (*bruk av land og endring i bruk av land*) på planter og karbon i jordsmonnet, er de primære kildene til økt CO<sub>2</sub> i atmosfæren.**

Det er altså utslippene og *avskoging* som er årsaken til økningen av CO<sub>2</sub>. IPCC finner at rundt 65 % av antropogene CO<sub>2</sub>-utslipp siden 1750 kommer fra forbruk av fossilt brensel, mens omtrent 35 % skyldes endringer i bruk av landområder. Omtrent 45 % av utslippene dette representerer har forblitt i atmosfæren. Rundt 30 % har blitt tatt opp i havet, mens resten har blitt tatt opp av den terrestriske biosfæren. Omtrent halvparten av en utslippspuls av CO<sub>2</sub> til atmosfæren blir fjernet i løpet av 30 år, nye 30 % blir fjernet i løpet av noen århundrer og de gjenværende 20 prosentene forblir i atmosfæren i tusenvis av år.

**I løpet av de siste tiårene har utslipp av CO<sub>2</sub> fortsatt å stige.**

Tabell 1 viser CO<sub>2</sub>-budsjettene estimert for de siste tiårene. De globale årlige utslippene av fossilt karbondioksid steg fra et gjennomsnitt på  $6,4 \pm 0,4 \text{ GtC}$  per år på 1990-tallet til  $7,2 \pm 0,3 \text{ GtC}$  per år i perioden 2000–2005. Karbonutslippene knyttet til endring i bruk av landområder er usikre, estimatene ligger mellom 0,5 til 2,7 GtC per år.

**Siden 1980-tallet har naturlige prosesser som gir opptak av CO<sub>2</sub> i den terrestriske biosfæren (sluket i form av ubrukt land i Tabell 1) og i havet, fjernet rundt 50 % av antropogene utslipp (det vil si fossile CO<sub>2</sub>-utslipp og flukser som skyldes endringer i bruk av landområder i Tabell 1). Disse fjerningsprosessene er påvirket av CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen i atmosfæren og av klimaendringer.**

Det er tydelig at større konsentrasjoner av CO<sub>2</sub> øker opptaket i den terrestriske biosfæren. Dette opptaket varierer mer enn opptak i hav og var omtrent 1 GtC per år høyere på 1990-tallet enn på 1980-tallet. Målinger viser at mengden oppløst CO<sub>2</sub> i havoverflaten har økt nesten alle steder i takt med økningen av atmosfærisk CO<sub>2</sub>, men med stor variasjon i tid og rom. Slik øker opptaket av CO<sub>2</sub> både i atmosfære, hav og terrestrisk biosfære. Dette er i seg selv et greit bevis på at årsaken til økningen i konsentrasjonene av CO<sub>2</sub> i atmosfæren ligger i våre utslipp og endring i bruk av landområder.

**Tab. 1:** (Table TS.1). Det globale karbonbudsjettet. Per definisjon er positive verdier flukser av CO<sub>2</sub> til atmosfæren, mens negative verdier betyr flukser fra atmosfæren, det vil si sluk av CO<sub>2</sub>. Utslipet av fossilt karbondioksid for 2004 og 2005 er basert på midlertidige estimater. På grunn av begrenset antall tilgjengelige studier er usikkerhetsintervallene for nettofluksene fra overflaten til atmosfæren gitt ved 65 % konfidensintervaller og inkluderer ikke mellomårlig variasjon. Enheten er GtC per år. IT betyr ikke tilgjengelig.

	1980-tallet	1990-tallet	2000–2005
Økning i atmosfæren	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
Fossile CO <sub>2</sub> -utslipp	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
Nettofluks fra havet til atmosfæren	-1.8 ± 0.8	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
Nettofluks fra bakken til atmosfæren	-0.3 ± 0.9	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
<b>Inndelt som følger</b>			
Fluks fra endringer i bruk av Landområder	1.4 [0.4 til 2.3]	1.6 [0.5 til 2.7]	IT
Sluk i form av ubrukt land	-1.7[-3.4 til 0.2]	-2.6 [-4.3 til -0.9]	IT

Opptak av karbon og lagring i den terrestriske biosfæren skriver seg fra nettoforskjellen mellom opptak som skyldes vegetasjonsvekst og endringer i gjenvekst av skog og utslipp som skyldes nedbrytning ved respirasjon, avlinger, avskoging, branner, skader ved forurensning og andre faktorer som påvirker biomasse og jordsmonn.

Estimat av nettoflukser av CO<sub>2</sub> ved bakken viser et signifikant opptak på midlere breddegrader på nordlige halvkule, men nesten ingen flukser fra bakken til atmosfæren i tropene. Dette tyder på at den tropiske avskogingen er mer eller mindre balansert av gjenvekst. IPCC peker på at endringer i brannfrekvensen i forskjellige områder har påvirket netto opptak av karbon. I skogdekte *regioner* ser det ut som om utslipp som skyldes branner har økt i løpet av de siste tiårene.

Det observeres til dels store variasjoner i vekstrater for CO<sub>2</sub> i atmosfæren fra år til år. IPCC finner at de er kontrollert av fluksene av CO<sub>2</sub> mellom atmosfæren og den terrestriske biosfæren. Det er også slike variasjoner i fluksene til hav, men de er ikke like store. Variasjonen i den terrestriske biosfæren er drevet av kortsiktige klimasvingninger som påvirker det opptaket av CO<sub>2</sub> som skyldes plantevekst og retur av CO<sub>2</sub> til atmosfæren som skyldes nedbrytning av organisk materiale og branner. Hendelser av ENSO (*El Niño-Sørlige oscillasjon*) er en viktig kilde til mellomårlig variasjonen i vekst av CO<sub>2</sub> i atmosfæren. ENSO påvirker fluksene av CO<sub>2</sub> ved å påvirke land- og havtemperatur, nedbør og branntilfeller.

Vi ser av Tabell 1 at de direkte effektene som økt atmosfærisk CO<sub>2</sub> har på terrestrisk karbonopptak er usikre. De er enda ikke kvantifisert på en troverdig måte. Plantevekst kan bli stimulert ved økende CO<sub>2</sub>-konsentrasjon i atmosfæren (*karbondioksidgjødsling*) og ved nedfall av næring gjennom luftforurensning. De fleste studier antyder imidlertid at slike responser kan være kortvarige og sterkt knyttet til andre effekter, så som tilgang på vann og næring. På samme måte er også effektene av klimaet – gjennom temperatur og fuktighet - på nedbrytning av avfall og jordsmonn usikre.

Når det gjelder metan tar vi bare med følgende konklusjon:

**I tillegg til en nedgang over siste 15 år, har vekstraten for atmosfærisk metan vist en høy mellomårlig variasjon. Dette er ikke ennå fullgodt forklart.**

De største bidragene til mellomårlig variasjon i perioden 1996-2001 ser ut til å være variasjoner i utslipp fra våtmarker og brenning av biomasse. Flere studier indikerer at metanutslipp fra våtmarker er svært sensitive for temperatur, og at de også blir påvirket av hydrologiske endringer. Tilgjengelige modellestimer indikerer alle en økning i våtmarksutslipp grunnet klimaendringer, men variasjonen i denne tilbakekoplingen er stor.

Status for de andre drivhusgassene er som følger:

**Klorfluorkarboner (KFKer) og hydroklorfluorkarboner (HKFKer) er drivhusgasser som utelukkende har en antropogen opprinnelse. Gassene blir brukt i mange forskjellige sammenhenger. Utslipp har minnet på grunn av utfasingen under Montrealprotokollen, og konsentrasjonene til KFK-11 og KFK-13 minker nå på grunn av naturlige fjerningsmekanismer.**

I 2005 bidro gassene omfattet av Montrealprotokollen til et direkte strålingspådriv på  $0,32 \pm 0,03$  W/m<sup>2</sup>. Som gruppe bidrar disse gassene med rundt 12 % av det totale pådrivet som skyldes LLGHGer.

Konsentrasjonene av industrielle fluoriserte gasser dekket av Kyotoprotokollen (HFCs, PFCer, SF<sub>6</sub>) er relativt små, men øker raskt. Deres totale strålingspådriv i 2005 var 0,017 W/m<sup>2</sup>.

Troposfærisk ozon er en drivhusgass med kort oppholdstid i atmosfæren. De kjemiske forbindelsene som fører til dannelse av troposfærisk ozon inkluderer karbonmonoksid, nitrogenoksider (inkludert kilder og mulige langtidstrender i lyn) og formaldehyd. Strålingspådrivet fra troposfærisk ozon er betydelig og estimert til å være 0,35 [+ 0.25 til + 0.65] W/m<sup>2</sup> med et middels nivå for vitenskapelig forståelse av prosessene.

Strålingspådrivet som skyldes reduksjon av stratosfærisk ozon, forårsaket av gassene under Montrealprotokollen, er revurdert til å være  $-0,05 \pm 0,10$  W/m<sup>2</sup>, dvs. mindre enn i forrige hovedrapport. Nivået for vitenskapelig forståelse vurderes til å ligge på et middels nivå.

## 1.2 Aerosoler

Om *aerosoler* sier rapporten følgende:

**Det direkte strålingspådrivet fra aerosoler er nå betydelig bedre kvantifisert enn tidligere. Dette representerer et betydelig fremskritt i vår vitenskapelige forståelse siden forrige rapport, hvor flere av komponentene ble karakterisert med et svært lavt nivå for vitenskapelig forståelse. Et totalt, direkte strålingspådriv fra alle typer aerosoler kan nå beregnes for første gang til  $-0,5 \pm 0,4$  W/m<sup>2</sup> med et middels lavt nivå for vitenskapelig forståelse.**

Rapporten mener at bedre in situ-, satellitt- og bakkebaserte målinger nå har gjort det mulig å verifisere globale modellsimuleringer av aerosoler. Det totale, direkte strålingspådrivet av aerosoler er estimert for første gang. Det største bidraget kommer fra sulfater ( $-0,4 \pm 0,2$

W/m<sup>2</sup> for sulfater). To nylige utslippsstudier, basert på data fra iskjerner, indikerer at globale, antropogene sulfatutslipp minket i perioden 1980-2000, og at den geografiske fordelingen av strålingspådrivet fra sulfater ble forandret. Utslipp fra land som Kina og India har økt, mens utslipp fra Europa og Nord-Amerika har minket.

Effektene av antropogene aerosoler på skyer med flytende vann gir en indirekte aerosoleffekt (skyalbedeffekt). Det er nå estimert for første gang til  $-0,7 \text{ W/m}^2$  [- 0,3 to - 1,8] W/m<sup>2</sup>.

Antall modellstudier av *albedo*-effekten for skyer med vann i væskefase er økt betydelig siden forrige rapport. Studiene innlemmer flere typer aerosoler og beskriver flere prosesser knyttet til samvirke mellom aerosoler og skyer. Tross fremskritt er det fortsatt stor usikkerhet i både observasjoner og modellering, noe som fører til et lavt nivå for vitenskapelig forståelse.

### 1.3 Bruk av jordoverflaten

Det konkluderes med følgende:

Menneskeskapte endringer i dekket av jordoverflaten har økt den globale overflatealbedoen. Dette medfører et strålingspådriv på  $-0,2 \pm 0,2 \text{ W/m}^2$ , det samme som i forrige rapport, med et middels lavt nivå for vitenskapelig forståelse. Sot-aerosoler avsatt på snø reduserer overflatens albedo og er estimert å gi et strålingspådriv på  $+0,1 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ , med et lavt nivå for vitenskapelig forståelse.

Usikkerhet i estimatene i endringer i jordoverflaten omfatter kartlegging og karakterisering av vegetasjon fra den industrielle revolusjon, parametrisering av strålingsprosesser ved bakken og systematiske feil i modellenes klimavariabler. Sotpartikler i snø gir redusert snøalbedo, et positivt strålingspådriv som kan påvirke snøsmelting.

### 1.4 Variasjon i stråling fra sola

Her er konklusjonen som følger:

Kontinuerlig overvåkning av solas totale irradians dekker nå de siste 28 år. Observasjonene viser en veletablert solar 11-årssyklus som varierer med 0,08 % fra solsyklusminimum til -maksimum og ingen signifikant langtidstrend.

Dagens forståelse av solfysikk og de kjente kildene til variasjoner i solas irradians indikerer sammenlignbare irradiansnivå i løpet av de to siste solsyklusene. Den viktigste kjente kilden til dagens variasjon i irradians er forekomsten av *solflekker* og *fakler*.

Det estimerte direkte strålingspådrivet siden 1750 som skyldes endringer i solstrålingen er  $+0,12$  [+ 0,06 til + 0,3] W/m<sup>2</sup>. Dette er mindre enn halvparten av estimatet som ble gitt i forrige rapport, og har et lavt nivå for vitenskapelig forståelse.

Det reduserte strålingspådraget skriver seg fra en reevaluering av langtidsendringer av solas irradians siden en startet å observere solflekker (1610). Forskningen har ført til en heving av nivået for forståelsen, men det er fortsatt lavt. Usikkerheten skyldes mangel på direkte observasjoner og en ufullstendig forståelse av mekanismene som gir solvariasjoner på lange tidsskalaer.

IPCC har selv sagt vurdert all forskning knyttet til Svensmarks hypotese om kosmisk stråling og klima (se Del VI, kap. 2) og skriver følgende:

**Empiriske relasjoner er blitt rapportert mellom ionisering av atmosfæren fra solmodulert kosmisk stråling og globalt midlet lavt skydekke, men bevis for en systematisk indirekte soleffekt er fortsatt tvetydig.**

Som vi har diskutert tidligere, er det blitt foreslått at *galaktisk kosmisk stråling*, med tilstrekkelig energi til å nå troposfæren, kan forandre mengden av *skykondensasjonsskjerner* og dermed de mikrofysiske egenskapene ved skyer (dråpeantall og konsentrasjon). Dermed kan det bli induert endringer i skyprosesser som er analoge til den indirekte skyalbedoeffekten til troposfæriske aerosoler. Slik er det foreslått at kosmisk stråling kan gi opphav til et indirekte solstrålingspådriv. Noen studier har undersøkt forskjellige korrelasjoner med skyer i bestemte områder eller brukt begrensede skytyper eller begrensede tidsperioder. Likevel, tidsserier for kosmisk stråling ser ikke ut til å korrespondere med det totale globale skydekket etter 1991 eller med globalt lavt skydekke etter 1994. IPCC skriver: Sammen med mangelen på beviste fysiske mekanismer og rimelighet for andre årsakssammenhenger som påvirker endringer i skydekket, gjør dette sammenhengen mellom aerosolforandringer på grunn av galaktisk kosmisk stråling og skydannelse kontroversiell.

### 1.5 Vulkanutbrudd

Vi har før forklart hvordan store vulkanutbrudd kan få betydning for klima. IPCC oppsummer forskningen som følger:

**Eksplorative vulkanutbrudd gir en kraftig økning i konsentrasjonen av stratosfæriske sulfatpartikler. Ett enkelt utbrudd kan derfor avkjøle globalt gjennomsnittsklima i noen få år.**

Vi har sett hvordan aerosoler fra episoder med store vulkanutbrudd påvirker strålingsenergi budsjettet i både stratosfæren, troposfæren/jordoverflaten og dermed klima. Mange tidligere utbrudd er synlige i iskjerneobservasjoner av sulfat. Det eksisterer hele tiden et potensial for utbrudd mye større enn utbruddet fra Mount Pinatubo i 1991.

### 1.6 Netto globalt strålingspådriv og globalt oppvarmingspotensial

Dette avsnittet gjelder kunnskapen om netto strålingspådriv siden den industrielle revolusjon. Rapporten gir følgende viktige konklusjoner:

**Forståelsen for hvordan mennesker influerer oppvarming og avkjøling av jordas klima har økt siden den forrige hovedrapporten. Man vet med svært høy grad av pålitelighet at effekten av menneskelig aktivitet siden 1750 svarer til et nettopådriv på + 1,6 [+ 0,6 - + 2,4] W/m<sup>2</sup>.**

Dette er første gang IPCC beregner et samlet antropogent strålingspådriv med en fordeling av sannsynlighet for et samlet antropogent strålingspådriv, som vist i Figur 1. Den mest sannsynlige verdien er en hel størrelsesorden større enn det estimerte pådrivet fra endret irradians fra sola.

LLGHGene bidrar samlet med  $2,63 \pm 0,26 \text{ W/m}^2$ . Dette er den dominerende komponenten med det høyeste nivået for vitenskapelig forståelse. Den store usikkerheten i nettopådrivet skyldes samlet effekt av det direkte pådrivet fra aerosoler, skyalbedo og bakkealbedo. Alle disse negative pådrivene er dårligere forstått og mer usikre enn pådriv fra LLGHGene. Sannsynlighetsfordelingen til netto strålingspådriv blir asymmetrisk som en følge av usikkerheten knyttet til effekten av skyalbedo (se figur 1 b).

**For de størrelser og intervall for realistiske pådriv som er undersøkt, er det belegg for en omtrentlig lineær sammenheng mellom globalt midlede strålingspådriv og responsen i global midlet overflatetemperatur. De romlige mønstrene til strålingspådrivene varierer mellom de ulike pådrivkomponentene. Den romlige signaturen til klimaresponsen er generelt sett likevel ikke ventet å sammenfalle med pådrivenes mønstre.**

Det romlige mønster for klimaresponsen er i stor grad kontrollert av klimaprosesser og tilbakekoplinger. For eksempel vil tilbakekoblinger knyttet til snø/isalbedo vanligvis gi sterkest respons ved høye breddegrader (*albedotilbakekopling*). Responsens romlige mønster påvirkes også av forskjellen i termisk treghet mellom sjø- og landområder.

**Det romlige responsmønsteret til et strålingspådriv kan bli grunnleggende endret dersom mønsteret er gunstig for å påvirke spesielle aspekter ved den atmosfæriske struktur eller sirkulasjon.**

Forskning indikerer at sirkulasjonsmønstre på midlere og høyere breddegrader sannsynligvis blir påvirket av visse pådriv, som for eksempel vulkanutbrudd. Slike pådriv blir for eksempel satt i sammenheng med endringer den *nordlige annulære mode* (NAM) og den *nordatlantiske oscillasjon* (NAO). Simuleringer viser også at absorpsjon i aerosoler kan redusere solstrålingen som når bakken, men også varme opp atmosfæren regionalt. Dermed påvirkes temperaturprofilene og atmosfærisk sirkulasjon på stor skala.

**Den romlige fordelingen av strålingspådriv knyttet til ozon, direkte effekter fra aerosoler, vekselvirkninger mellom aerosoler og skyer (skyalbedo) og arealbruk er forbundet med betydelig usikkerhet. Dette står i kontrast til den relativt høye pålitelighet i det romlige mønsteret til strålingspådriv knyttet til LLGHGene.**

Som en følge av lavere aerosolkonsentrasjoner på sørlige halvkule er netto positivt strålingspådriv på den sørlige halvkule etter all sannsynlighet høyere enn på den nordlige halvkule.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Intergovernmental\\_Panel\\_on\\_Climate\\_Change](http://en.wikipedia.org/wiki/Intergovernmental_Panel_on_Climate_Change)

<sup>2</sup> [http://www.nap.edu/openbook.php?record\\_id=10139](http://www.nap.edu/openbook.php?record_id=10139)

<sup>3</sup> Royal Society 2010. Climate Change: a summary of the science. <http://royalsociety.org/climate-change-summary-of-science/>

<sup>4</sup> <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-ts.pdf>



## VIII.2. OBSERVASJONER AV KLIMAENDRINGER

IPCC evaluerer alle historiske klimaendringer, men legger mest vekt på siste 150 år da en har de fleste og de mest nøyaktige instrumentelle observasjonene. Vi har tidligere ikke skrevet mye om endringene de siste 150 år. Dette tar vi nå igjen ved å følge og kommentere IPCCs tekniske rapport. Her legges det ikke bare vekt på atmosfæren, men også havet og kryosfæren. Målet er å forstå trender, variasjon og prosesser både på global og regional skala. Det er viktig for IPCC å få fram konsistens mellom variasjonene i de ulike klimavariablene. Samlet gir dette et utfyllende bilde av oppvarmingen. Teksten støttes opp av Tab. 1, Fig. 1, 2 og 3, alle tatt fra IPCCs tekniske rapport.

**Tab. 1:** (Tabell TS-4). Vurderinger av menneskers innflytelse på trender og projeksjoner av ekstreme vær- og klimahendelser for tilfeller hvor en trend har blitt observert mot slutten av 1900-tallet. Asterisk i kolonne "D" tilsier at formelle studier av deteksjon og årsakssammenhenger ble brukt, sammen med eksperters vurderinger, for å vurdere sannsynligheten for en merkbar menneskelig innflytelse. I de tilfellene hvor slike studier ikke var tilgjengelig, ble vurderinger av sannsynlighet for menneskelig innflytelse basert på resultater som tar for seg endringer av gjennomsnittet til en variabel eller en fysisk beslektet variabel, eller en kvalitativ likhet mellom observerte og simulerte endringer, kombinert med eksperters vurdering.

Phenomenon <sup>a</sup> and direction of trend	Likelihood that trend occurred in late 20th century (typically post-1960)	Likelihood of a human contribution to observed trend	D	Likelihood of future trend based on projections for 21st century using SRES <sup>b</sup> scenarios
Warmer and fewer cold days and nights over most land areas	<i>Very likely<sup>c</sup></i>	<i>Likely<sup>e</sup></i>	*	<i>Virtually certain<sup>e</sup></i>
Warmer and more frequent hot days and nights over most land areas	<i>Very likely<sup>d</sup></i>	<i>Likely (nights)<sup>e</sup></i>	*	<i>Virtually certain<sup>e</sup></i>
Warm spells / heat waves: Frequency increases over most land areas	<i>Likely</i>	<i>More likely than not</i>		<i>Very likely</i>
Heavy precipitation events. Frequency (or proportion of total rainfall from heavy falls) increases over most areas	<i>Likely</i>	<i>More likely than not</i>		<i>Very likely</i>
Area affected by droughts increases	<i>Likely in many regions since 1970s</i>	<i>More likely than not</i>	*	<i>Likely</i>
Intense tropical cyclone activity increases	<i>Likely in some regions since 1970</i>	<i>More likely than not</i>		<i>Likely</i>
Increased incidence of extreme high sea level (excludes tsunamis) <sup>f</sup>	<i>Likely</i>	<i>More likely than not<sup>g</sup></i>		<i>Likely<sup>h</sup></i>

Notes:

<sup>a</sup> See Table 3.7 for further details regarding definitions.

<sup>b</sup> SRES refers to the IPCC Special Report on Emission Scenarios. The SRES scenario families and illustrative cases are summarised in a box at the end of the Summary for Policymakers.

<sup>c</sup> Decreased frequency of cold days and nights (coldest 10%)

<sup>d</sup> Increased frequency of hot days and nights (hottest 10%)

<sup>e</sup> Warming of the most extreme days/nights each year

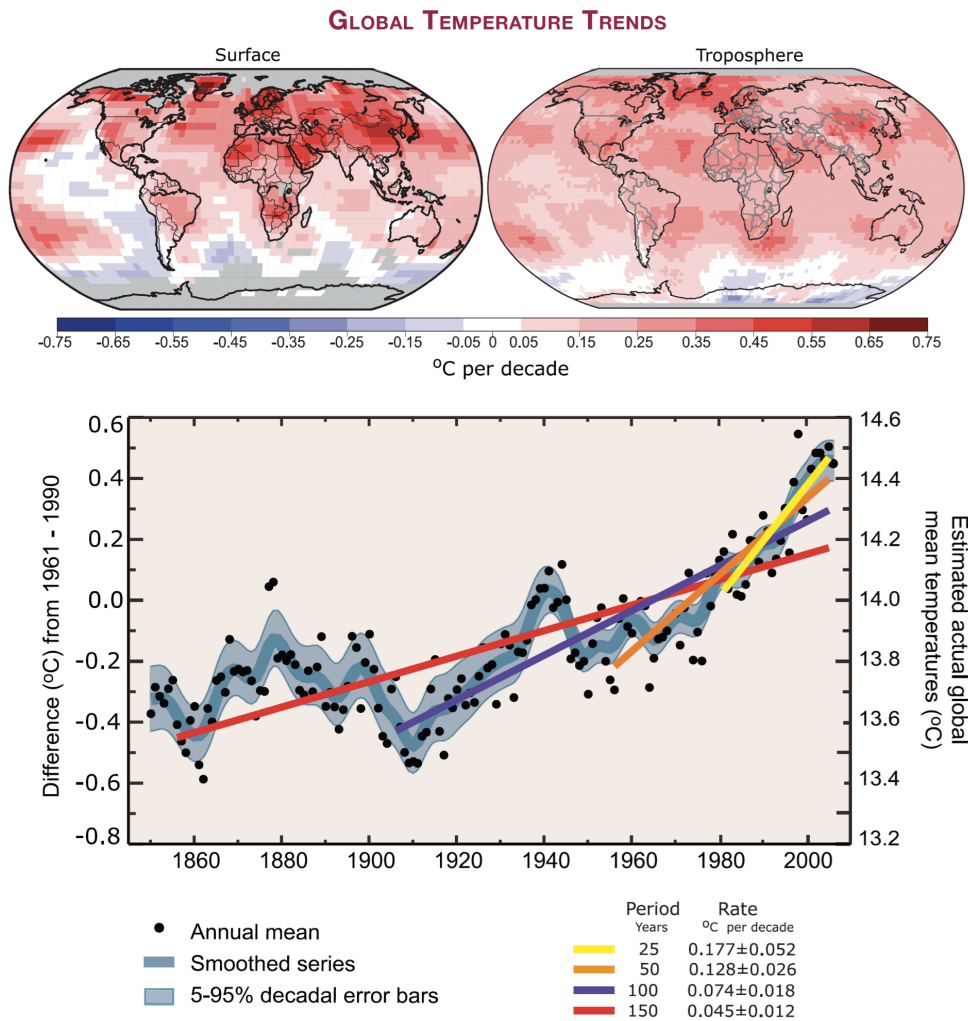
<sup>f</sup> Extreme high sea level depends on average sea level and on regional weather systems. It is defined here as the highest 1% of hourly values of observed sea level at a station for a given reference period.

<sup>g</sup> Changes in observed extreme high sea level closely follow the changes in average sea level {5.5.2.6}. It is *very likely* that anthropogenic activity contributed to a rise in average sea level. {9.5.2}

<sup>h</sup> In all scenarios, the projected global average sea level at 2100 is higher than in the reference period {10.6}. The effect of changes in regional weather systems on sea level extremes has not been assessed.

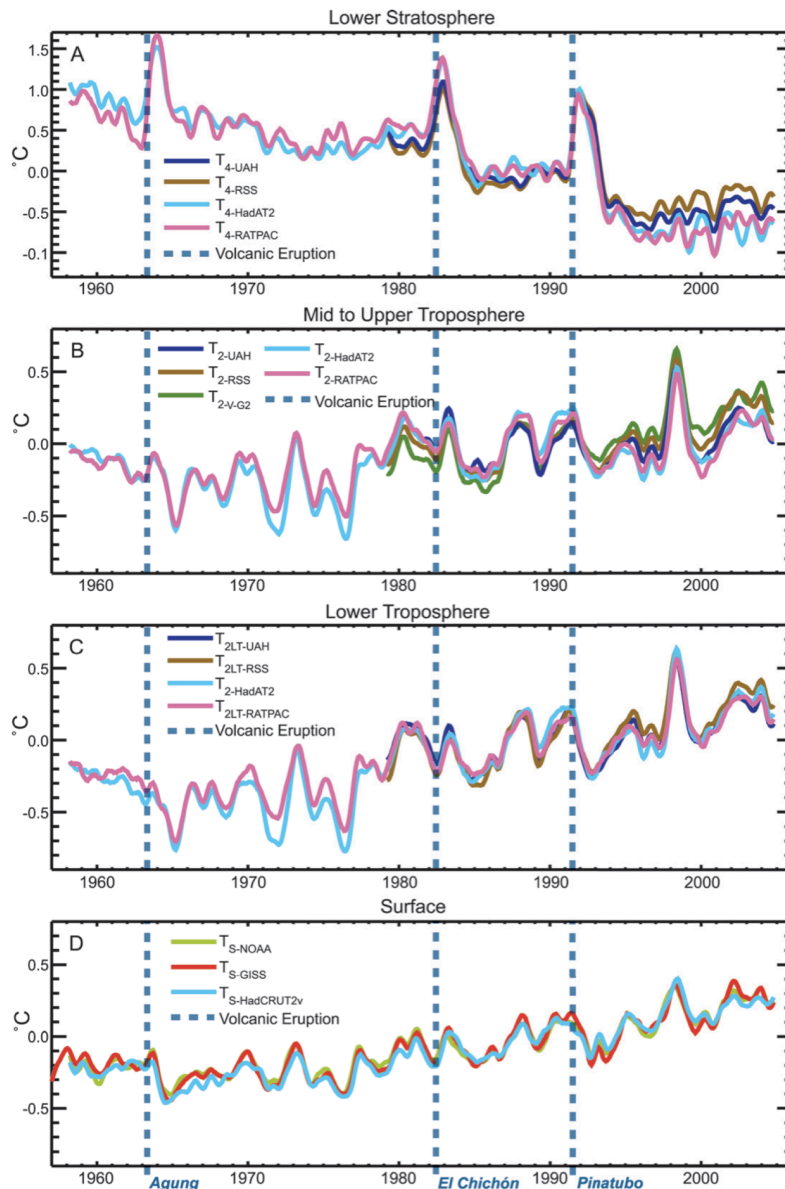
## 2.1 Endringer i atmosfæren

Her vurderes gjennomsnittlige forhold på global skala, for hver halvkule, endringer over land og hav hver for seg og fordelingen av trender i forhold til breddegrad, lengdegrad og høyde over havet. *Ekstremvær* er også med, slik som endringer i hetebølger, tørkeperioder, ekstrem nedbør og *tropiske sykloner*. Når det gjelder regionale endringer, knyttes disse ofte til sesongbetonte og langvarige anomalier som kan beskrives ved hjelp av kjente mønstre for klimavariasjon, slik som ENSO og NAO. Som vi har sett, er regionale klimasignaturer som *stormbaner* og *monsuner* knyttet til slike mønstre (*moder for klimavariasjon*).



**Fig. 1:** (Figure TS.6). (Topp) Mønster for lineære globale trender for perioden 1979 til 2005 estimert for overflaten (til venstre) og for troposfæren fra satellittmålinger (til høyre). Grått indikerer områder med lite data. (Bunn) Årlig global temperatur (svarte prikker) med lineær tilpassning til dataene. Aksen til venstre viser temperaturanomaliene i forhold til perioden 1961 til 1990 og aksen til høyre aktuell temperatur, begge i °C. Lineære trender er vist for siste 25 år (gul), 50 år (oransje), 100 år (purpur) og 150 år (rød). Den glatte blå kurva viser dekadavariasjoner med et 90 % feilintervall som et blekt blått bånd omkring denne linja. Den totale temperaturøkningen for perioden 1850 til 1899 til perioden 2001 til 2005 er  $0,76 \text{ °C} \pm 0,19 \text{ °C}$ .

## OBSERVED AIR TEMPERATURES



**Fig. 2:** (Figure TS.7). Observerte temperatur-anomalier ( $^{\circ}\text{C}$ ) ved overflaten (D), i nedre del av troposfæren (C), fra midten til øvre troposfære (B) og lavere stratosfære (A) vist som månedsverdier i forhold til perioden 1979-1997 og utjevnet med et filter over sju måneder. Vertikale strekede linjer viser tiden for store vulkanutbrudd.

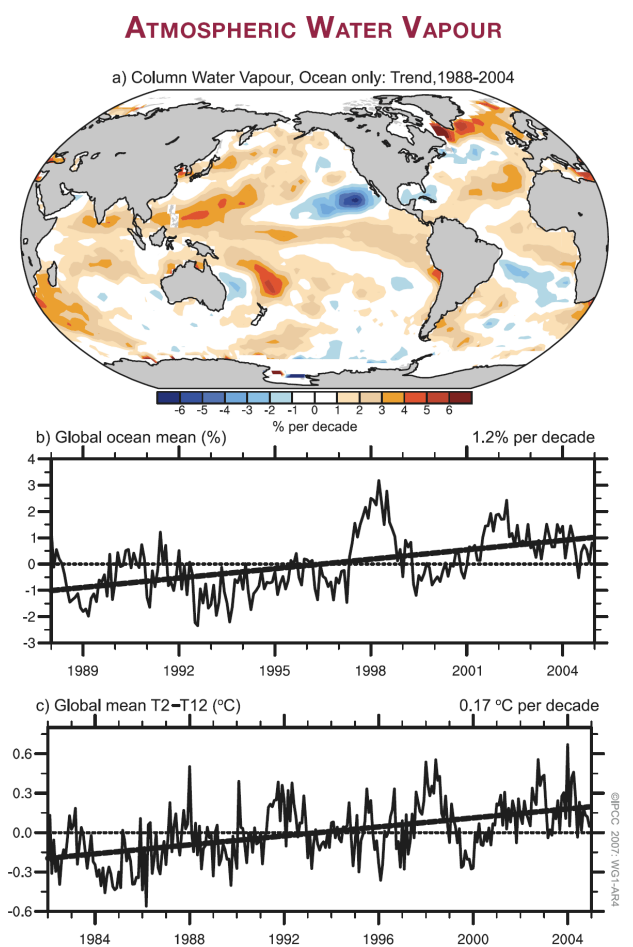
Globalt midlet temperatur

*Den globale gjennomsnittstemperaturen ved bakken har økt, særlig siden rundt 1950.*

Den oppdaterte 100-årstrenden (1906–2005) er på  $0,74 \pm 0,18$   $^{\circ}\text{C}$ . Oppvarmingsraten de siste 50 år ( $0,13 \pm 0,03$   $^{\circ}\text{C}$  per tiår) er nesten dobbelt så stor som raten for siste 100 år. Det er tre sentra i verden som publiserer slik klimastatistikk. Trendene i de tre datasettene er konsistent. Det er også konsistens mellom disse datasettene om en ser på land- og havområder hver for seg.

**2005 og 1998 var de to varmeste årene i perioden med instrumentelle målinger som gir global overflatetemperatur siden 1850.**

Bakketemperaturen i 1998 ble forsterket på grunn av en svært sterk El Niño i 1997–1998, mens i 2005 var det ingen slik anomali. Elleve av de siste 12 år (1995–2006) er blant de 12 varmeste årene siden 1850. Unntaket er 1996.



**Fig 3:** (Figure TS.8). (a) Lineære trender i totalnedbør, tilstede i kolonner gjennom troposfæren, over perioden 1988 til 2004 (% per dekad). (b) Månedlig verdier for anomalier i samme størrelse, i forhold til den viste perioden, som et snitt over verdenshavene. Lineær trend er også vist. (c) Globalt gjennomsnitt (80°N til 80°S) for strålingssignaturen av økningen i fuktigheten i øvre troposfære, uttrykt som en månedlig tidsserie for anomalier i strålingstemperatur fra satellitter (brightness temperature) (°C), i forhold til perioden 1982 til 2004. Lineær trend er også vist.

Mange mener at IPCC ikke tar tilstrekkelig hensyn til hvordan urbanisering påvirker temperaturestimatene. Dette tar IPCC alvorlig og konkluderer:

**Nye studier bekrefter at effektene av urbanisering og bruk av landområder på de globale temperaturmålingene er ubetydelige (siden 1950) når det gjelder gjennomsnitt på halvkule- og kontinentsskala.**

Vi vet at temperaturen over byer er varmere enn over landområder omkring (*urbane varmeøyer*). Vi vet også at temperaturen øker i byer som vokser fort (urbanisering). Men det er korrigert for slike lokale effekter i urbane områder. Effekter av urbanisering og bruk av landområder er ikke relevante i forbindelse med observert storstilt oppvarming av havet. Dette hindrer ikke at det fremdeles fins systematiske feil i observasjonene. Slik er det etter rapporten funnet at en systematisk endring i sjøtemperaturen fant sted i 1945 på grunn av endring i målemetode og antall observasjoner<sup>1</sup>.

I tredje hovedrapport var det en indre motsetning mellom trender i temperatur ved jordoverflaten og i troposfæren. En slik motsetning passer ikke med det en teoretisk forventer, og dette var lenge et relevant argument mot antropogen global oppvarming. Det

viste seg imidlertid at mye av forskjellen hadde årsak i kalibreringsfeil i satellittdata. IPCC har vurdert ny forskning og konkluderer med følgende:

**Nye analyser av radiosondedata og satellittmålinger av temperaturen i den midlere og lavere troposfære viser at ratene for oppvarming er konsistente med hverandre og med målinger av bakketemperatur innenfor deres respektive usikkerhetsmarginer for periodene 1958–2005 og 1979–2005. Dette fjerner grunnlaget for en indre motsetning skrevet om i den tredje hovedrapporten.**

Det er et problem at radiosondemålinger kan være upålitelige, særlig i tropene. Trendene for temperaturen i troposfæren basert på mikrobølgesignaler fra satellitter (*mikrobølgesonderingsenhet*; microwave sounder unit – MSU og avansert MSU, AMSU) er fremdeles motstridende, og de inneholder sannsynligvis ennå systematiske feil. Det ser ut til at satellittmålingene for temperaturen i troposfæren stort sett er konsistent med trendene i bakketemperatur. Variasjonsbredden på tvers av ulike datasett for global oppvarming ved bakken siden 1979 er 0,16 til 0,18 °C per tiår, sammenlignet med 0,12 til 0,19 °C for temperaturen i troposfæren utledet av MSU-data.

Vi har pekt på at en global oppvarming ved overflaten og i troposfæren følges av en avkjøring i stratosfæren. IPCC skriver:

**Temperaturestimer for stratosfæren fra justerte radiosonder, satellitter og reanalyser samstemmer kvalitativt sett med en nedkjøling på mellom 0,3 og 0,6 °C per tiår fra 1979.**

IPCC finner det *sannsynlig* at radiosondedataene overestimerer den stratosfæriske avkjølingen.

Romlig fordeling av endringer i temperatur, sirkulasjon og relaterte variabler

En forventer større oppvarming over land enn over hav og IPCC skriver:

**På begge halvkluler har bakketemperaturen over landområder økt raskere enn temperaturen over hav. Lengre dataserier som nå er blitt tilgjengelige, viser signifikant raskere oppvarming over land enn over hav de to siste tiårene (rundt 0,27 mot 0,13 °C per tiår). Oppvarmingen siste 30 år er utstrakt over hele kloden, og størst på høye breddegrader på den nordlige halvklule.**

Den største oppvarmingen har funnet sted om vinteren (desember til februar) og våren (mars til mai) på den nordlige halvklule. Siste hundre år har gjennomsnittstemperaturen i Arktis økt nesten dobbelt så raskt som i resten av verden. Det viser seg at temperaturen i Arktis har større dekadeflasjoner enn på lavere bredder. Vi har nevnt at det fra 1925 til 1945 ble observert en varm periode i Arktis, nesten like varm som de siste tiårene. Men denne episoden var ikke global på samme måte som den siste oppvarmingen.

For atmosfærisk sirkulasjon sier IPCC:

**Det finnes belegg for langsiktige endringer i den storstilte atmosfæriske sirkulasjonen, slik som at vestavindsbeltet har forflyttet seg mot polene og blitt sterkere.**

Regionale klimatrender kan være forskjellige fra det globale gjennomsnittet. Dette reflekteres i sirkulasjonsendringer som ofte er knyttet til vekselvirkning mellom atmosfære og hav. Det var et sterkere vestavindsbelte på begge halvkuler i de fleste årstider fra 1979 til sent 1990-tall, men siden har det falt tilbake til det langsiktige gjennomsnittet. Sirkulasjonsendringene er en viktig faktor i de observerte endringene i stormbaner om vinteren og relaterte mønstre for nedbørs- og temperaturrender på midlere og høye breddegrader. I samme periode har styrken på *utenomtropiske sykloner* blitt sterkere. Analyser av vind og *signifikant bølgehøyde*<sup>2</sup> samsvarer med dette. Endringene følges av en tendens mot sterkere *polare virvler* i hele troposfæren og lavere stratosfære om vinteren.

**Mange regionale klimaendringer kan beskrives ved hjelp av foretrukne klimamønstre og dermed som endringer i indekser for disse.**

Svingninger i vestavindsbeltet og stormbanene i Nord-Atlanteren har, som vi har forklart, blitt beskrevet ved hjelp av NAO, AO eller sirkelformede (annulære) moder NAM (SAM på sørlige halvkule). Den økte styrken i vestavindene på midlere breddegrader i Nord-Atlanteren kan i stor grad beskrives ved endringer i enten NAO eller NAM. I tillegg er også variasjon over flere dekadere i både atmosfæren og havet synlig i Nord-Atlanteren. Endringer i sirkulasjonen i den sørlige hemisfære, som er knyttet til en økning i SAM fra 1960 til nå, henger sammen med oppvarming over Den antarktiske halvøy, og i noe mindre grad avkjøling over kontinentale deler av Antarktis.

**Endringer i temperaturekstremere er konsistente med oppvarming.**

Observasjoner viser omfattende reduksjoner i antall frostdager på midlere breddegrader, en økning i antall varmeekestremere (varmeste 10 % av dager eller netter) og en reduksjon i antallet daglige kuldeekstremere (kaldeste 10 % av dager eller netter). De mest markerte endringene er for kalde netter, som har minket i perioden mellom 1951 til 2003 i alle regioner hvor data har vært tilgjengelig (76 % av landområdene).

**Hetebølgenes varighet har økt siden siste halvdel av det 20. århundret.**

Hetebølgen over Vest- og Sentral-Europa i 2003 slo mange rekorder og var et eksempel på en eksepsjonell ekstremhendelse. Den sommeren (juni-august) var den varmeste siden målinger begynte rundt 1780. Opptørking av landoverflaten i Europa om våren var en viktig faktor for de ekstreme temperaturene i 2003. Det finnes belegg som indikerer at hetebølger har økt i frekvens og varighet også andre steder. Den sterke korrelasjonen mellom observert *tørke* og høye temperaturer over land i tropene om sommeren, fremhever den viktige rollen fuktigheten spiller.

Det er vanskelig å påvise endringer i ekstremvær knyttet til sirkulasjon på liten skala:

**Det finnes ikke tilstrekkelig bevis for å kunne avgjøre hvorvidt det eksisterer trender for hendelser som tornadoer, hagl, lyn og sandstormer, fenomener som alle opptrer på små romlige skalaer.**

Endringer i vannets kretsløp: vanndamp, skyer, nedbør og tropiske stormer

Det er svært viktig å overvåke endringer i fuktigheten, ikke minst fordi den representerer den viktigste tilbakekoplingen. Etter teoretiske betraktninger forventes en økning, og IPCC skriver:

**Mengden av vanndamp i troposfæren øker.**

*Spesifikk fuktighet* ved bakken har generelt sett økt siden 1976. Den totale vanndampen gjennom troposfæren har økt over de globale havområdene med  $1,2 \pm 0,3$  % per tiår (95 % konfidensintervall) for perioden 1988 til 2004. De observerte regionale endringene er konsistente med endringer i *sjøtemperatur i overflaten* (SST) og antakelsen om en endring av *blandingsforholdet* som tilsvarer nesten konstant *relativ fuktighet*. Den økte mengden vanndamp betyr selvsagt økt tilgang på fuktighet for nedbør.

**Vanndampen øker også i den øvre troposfære.**

På grunn av begrensninger ved instrumentene er det spesielt vanskelig å vurdere langsiktige endringer i vanndamp i den øvre troposfære, der hvor den er mest viktig for strålingen. Tilgjengelige data viser imidlertid nå bevis for global økning i spesifikk fuktighet i den øvre troposfæren over de to siste tiårene. Observasjonene er konsistente med observert økning i temperatur.

**Skyendringer er dominert av ENSO.**

Temperaturforskjellen mellom dag og natt over kontinentene har gått ned. Dette har inntruffet sammen med økte skymengder. Observasjoner fra satellitter samstemmer ikke med observasjoner fra overflaten av endringer i det totale og det lave skydekket over hav. Strålingsendringer på toppen av atmosfæren fra 1980-tallet til 1990-tallet ser imidlertid ut til å være knyttet til reduksjon i det øvre skylaget i tropene.

Om *global dimming* skriver IPCC:

**Global dimming har ikke global utstrekning og har ikke fortsatt etter 1990.**

IPCC skriver som vi tidligere har gjort, at rapportert reduksjon i solstråling ved jordoverflaten fra 1970 til 1990 har størst utslag i urbane områder. Etter 1990 er reduksjon snudd til en økning. I noen områder, som i Øst-Europa, knyttes denne reversering av fortegnet til samtidige forbedringer av luftkvaliteten.

**Det er blitt observert langsiktige endringer i nedbørmengdene fra 1900 til 2005 i mange store regioner.**

Det er blitt observert signifikant økende nedbørmengder i de østlige delene av Nord- og Sør-Amerika, Nord-Europa og det nordlige og sentrale Asia. Mer tørke er observert i Sahel, Middelhavsområdet, det sørlige Afrika og deler av Sør-Asia. Nedbør varierer mye både i rom og tid, og det er ofte vanskelig å etablere robuste langsiktige trender.

**Det er blitt observert betydelig økning i hendelser med kraftig nedbør.**

IPCC mener det er *sannsynlig* at det har vært en økning siden rundt 1950 i antall hendelser med kraftig nedbør over mange landområder.

Det forskes mye på om *tropiske sykloner* vil endre seg under global oppvarming:

**Det finnes observasjonsbaserte bevis for en økning av aktiviteten av intense tropiske sykloner i Nord-Atlanteren siden rundt 1970. Dette korrelerer med økningen i tropisk SST. En ser også antydning til større forekomst av intense tropiske sykloner i andre regioner, hvor bekymring over kvaliteten på datagrunnlaget er større.**

Kvaliteten på datagrunnlaget for tropiske sykloner er ikke god før de rutinemessige satellittobservasjonene startet rundt 1970. Vi vet heller ikke nok om naturlige variasjoner over dekadene. Det er ingen klar trend i det årlige antallet tropiske sykloner. Estimater av ødeleggelsespotensialet for tropiske sykloner antyder en betydelig oppadgående trend siden midten av 1970-tallet. Det er også en trend mot lengre levetid på syklonene og større intensitet. Trender i SST er tydelige i alle syklonområder. Som vi har sett er SST en kritisk variabel for utvikling av tropiske sykloner. Variasjoner i det totale antallet tropiske sykloner er blant annet et resultat av ENSO.

Tørke synes å bli et økende problem mange steder på kloden.

**Mer intense og lengre tørkeperioder er blitt observert over større områder, særlig i tropiske og subtropiske strøk siden 1970-tallet.**

Økt uttørking på grunn av høyere temperaturer og minkende nedbør over land har bidratt til disse endringene.

## 2.2 Forandringer i kryosfæren

Kryosfæren lagrer 75 % av jordas ferskvann. Is dekker i dag 10 % av jordas landoverflate, og *innlandsis* i Antarktis og på Grønland utgjør det aller meste av dette. I tillegg dekker *sjøis* omtrent 7 % av verdenshavene som et årlig gjennomsnitt. Midt på vinteren dekkes omtrent 49 % av landoverflaten med snø på den nordlige halvkule. Vi har sett hvordan is og snø er viktige tilbakekoblingsmekanismer ved endringer i klimaet. Høy albedo over is og snø gjør at så mye som 90 % av den innkommende solstrålingen blir reflektert. Til sammenligning reflekteres bare 10 % av solen fra åpent hav og skogkledde landområder. Snø og is er også effektive som isolasjon. Frost i bakken dekker større områder enn snø, og er viktig for vertikale flukser av energi og fuktighet ved overflaten.

Fordi overgang fra is til væske skjer ved bestemte temperaturer, er is en komponent av klimasystemet som kan være utsatt for raske endringer som en følge av en tilstrekkelig oppvarming. Volumet til isbreer over fjell har minket, snødekket har minket, *permafrosten* har endret seg og sjøisens utbredelse i Arktis er blitt mindre. Smelting av Grønlandsisen har økt langs kysten mer enn de økte nedbørsmengdene i innlandet. Arealet av vinterfrost og is på ferskvann og elver er også redusert. IPCC fokuserer på periodene 1961-2007 og



1993-2007 fordi det i disse periodene finnes direkte observasjoner av henholdsvis *massebalansen* i breer og målinger av høyden på innlandsis fra satellitter.

**Snødekket er blitt mindre i de fleste regioner, spesielt om våren.**

På den nordlige halvkule viser satellittmålinger av snødekket i perioden 1966-2005 en reduksjon i alle måneder bortsett fra november og desember, med en brå reduksjon på 5 % sent på 1980-tallet. På den sørlige halvkule viser de få tilgjengelige lange måleseriene enten en reduksjon eller ingen endring de 40 siste år.

**Reduksjon i snødekket er blitt dokumentert i flere områder. Studiene er basert på årlige tidsserier av snødybde og vannekvivalenter av snø over fjell.**

Snødekket over fjell kan være sensitivt for små endringer i temperatur, spesielt i tempererte klimasoner der overgangen fra regn til snø er sterkt knyttet til høyden over havet. Minkingen i snødekket er slik gjerne størst i lavere og varmere områder. Vanninnholdet i snø har minket på 75 % av målestasjonene i det vestlige Nord-Amerika siden 1950.

**Permafrost og vinterfrost i bakken viser store endringer de siste tiårene.**

Forandringer i permafrosten kan påvirke vannmengden i elver, karbonutvekslingen og tilføre skader på infrastruktur. Siden 1980 er det blitt rapportert temperaturøkning i det øverste laget av permafrosten, opp til 3 °C. Oppvarming av permafrosten er blitt observert i Canada, Sibir, Tibet og Europa med varierende styrke.

**Det maksimale området dekket av frost om vinteren minket med 7 % på den nordlige halvkule i den siste halvdel av det 20. århundret, med en minking om våren på opp til 15 %.**

Den maksimale dybden med tele har minket med 0,3 meter i Eurasia siden midten av det 20. århundret. I tillegg har den maksimale dybden for sesongmessig tining økt med omtrent 0,2 meter i russisk Arktis fra 1956 til 1990.

**Over de siste 150 år har isen på elver og ferskvann på den nordlige halvkule i gjennomsnitt begynt å fryse senere, med 5,8 døgn  $\pm$  1,9 døgn per århundre, mens oppgangen av isen har begynt 6,5 døgn  $\pm$  1,9 døgn tidligere.**

**Arealet til sjøisen i Arktis har minket i gjennomsnitt med 2,7 %  $\pm$  0,7 % per tiår siden 1978 basert på satellittmålinger.**

Reduksjonen er større om sommeren enn om vinteren, med en reduksjon i sommerisdekket på 7,4 %  $\pm$  2,9 % per tiår. Andre data indikerer at reduksjonen i sjøisdekket begynte rundt 1970. Tilsvarende målinger fra Antarktis avdekker større variasjoner fra år til år, men ingen konsistente endringer i den perioden vi har hatt satellittmålinger.

**Gjennom det 20. århundret har isbreer og innlandsis minnet mange steder og bidratt til stigning av havnivået (havnivåendring).**

Endring i massen av breer (utenom Grønland og Antarktis) er beregnet å tilsvare en endring på  $0,50 \pm 0,18$  mm per år i havnivået (*ekvivalent havnivå*; SLE sea level equivalent) per år mellom 1961 og 2003, og  $0,77 \pm 0,22$  mm per år mellom 1991 og 2003. Endringen i breene er *sannsynligvis* en respons av oppvarmingen etter 1970.

**Nyere observasjoner viser i noen områder raske endringer i breenes bevegelse, noe som bidrar til stigning av havnivået og indikerer at dynamikken for breenes bevegelse kan bli en nøkkel til fremtidig respons i *isbremmer*<sup>3</sup>, kystnære breer og innlandsis ved klimaforandringer.**

Tynning og tap av isbremmer på Grønland, Den antarktiske halvøy og i Vest-Antarktis er blitt knyttet til akselerert bevegelse i breene og brearmer mot havet. Høyere temperatur i både havet og atmosfæren ser ut til å bidra til endringene. Stor oppvarming om sommeren på Den antarktiske halvøy spilte *svært sannsynlig* en rolle i oppsprekningen av isbremmen Larsen B i 2002. Modeller for isens dynamikk ser ikke ut til å fange opp alle de fysiske prosessene involvert i observert kalving av is fra isbremmer.

**Det er svært sannsynlig at innlandsisen på Grønland og i Antarktis har bidratt til stigningen i havnivået det siste tiåret. Det er også svært sannsynlig at Grønlandsisen krympet i perioden 1993-2003. Slik er en økning i tykkelsen av innlandsisen blitt mer enn kompensert ved økt smelting langs kysten. Det er ikke mulig å avgjøre fra observasjoner om isdekket har økt eller minnet over tidsskalaer utover det siste tiåret.**

Mangel på overensstemmelse mellom forskjellige analysemetoder hindrer gode statistiske beregninger av feilestimat for forandringer i isens massebalanse. Det er likevel blitt observert en akselerasjon i utløpsbreenes bevegelse i begge innlandsisene, en akselerasjon som drenerer is fra det indre av isene. IPCC finner en massebalanse for innlandsisen over Grønland på mellom - 50 og - 100 Gigatonn (Gt) per år mellom 1993 og 2003 (en minning som økte globalt havnivå fra 0,14 til 0,28 mm per år), med et enda større tap i 2005. Endringer for tidligere perioder og Antarktis er mer usikre. Beregnet variasjon i massebalansen på Grønland mellom 1961 og 2003 ligger mellom en økning på 25, og en reduksjon på 60 Gt per år (endring i havnivå fra -0,07 til 0,17 mm per år). En gjennomgang av alle data fra Antarktis viser en massebalanse fra en økning på 100 Gt/år til en minning på 200 Gt/år (fra -0,28 til +0,55 mm/år i endring av havnivået) fra 1961 til 2003, og fra + 50 til - 200 Gt/år (fra -0,14 til +0,55 mm/år) fra 1993 til 2003.

### **2.3 Forandringer i havet**

Havet påvirkes ved utveksling av masse-, energi- og bevegelsesmengde med atmosfæren. Havets varmekapasitet er mer enn 1000 ganger større enn atmosfærens. Derfor er netto varmeopptak mange ganger større. Observasjoner kloden over av varmen som er tatt opp av havet er viktig for å bekrefte forandringer i det globale energibudsjettet. Endringer i varmeopptaket i de øverste lagene i havet spiller også en viktig rolle for klimavariasjoner på sesong til mellomårlig tidsskala, ikke minst gjennom fenomen som ENSO. Forandringer i

transport av varme og overflatetemperatur har viktige effekter på det regionale klima mange steder i verden. Livet i havet er avhengig av den biokjemiske tilstanden som igjen er påvirket av forandringer i den fysiske tilstanden og sirkulasjonen. Forandringer i havets biokjemi kan også tilbakekobles til klimasystemet, som for eksempel gjennom forandringer i opptak eller utslipp av drivhusgasser som CO<sub>2</sub>.

Variasjoner i globalt gjennomsnittlig havnivå er delvis drevet av forandringer i tetthet gjennom termisk utvidelse (*termal ekspansjon*) eller sammentrekning av havets volum. Også lokale endringer i havnivået har en tetthetsrelatert komponent som skyldes endringer i temperatur og salt. I tillegg kan utveksling av vann mellom havet og andre *reservoarer* (som for eksempel innlandsis, isbreer, landreservoarer og atmosfæren) forandre havets masse og derfor bidra til forandringer i havnivået. Endring i havnivået er ikke uniform geografisk sett fordi prosesser, som endringer i havsirkulasjonen, ikke er de samme rundt om på jorda.

Variable for havet kan være nyttige for å avdekke endringer i klimaet, spesielt endringer i temperatur og salt under *havets blandingslag*, der variasjonen er mindre og forholdet mellom signal og støy høyere.

Forandringer i varmeinnhold og sirkulasjon i havet

**Verdenshavene er blitt varmere siden 1955 og står for 90 % av endringene i varmeinnholdet i jordas klimasystem i denne perioden.**

Havets globale varmeinnhold har blitt analysert av flere forskere uavhengig av hverandre, og estimatene er robuste i forhold til metoden som er brukt.

Observert dekadisk variasjon i det globale varmeinnholdet er ikke fullt ut forstått. Utilstrekkelige data kan bidra til tilsynelatende variasjoner i varmeinnholdet. I løpet av perioden 1961-2003 har de øverste 3000 meter av havet tatt opp omtrent  $14,1 \times 10^{22}$  Joule, noe som tilsvarer en gjennomsnittlig oppvarming på  $0,2 \text{ W/m}^2$  (per enhetsareal av jordas overflate). I løpet av 1993-2003 var den tilsvarende oppvarmingen i de øverste 700 meter høyere, omtrent  $0,5 \pm 0,18 \text{ W/m}^2$ . I forhold til 1961-2003 hadde perioden 1993-2003 en høyere oppvarming.

**Oppvarmingen er utstrakt i de øverste 700 meter av havet.**

Atlanterhavet er blitt varmere sør for 45 °N. Oppvarmingen når dypere i Atlanterhavet enn i Stillehavet, Det indiske hav og Sørishavet på grunn av *meridional omveltningssirkulasjon*. Den sørlige halvkules meridionale omveltning viser lite tegn til forandring. De øverste lagene i Sørishavet bidrar imidlertid sterkt til den globale oppvarmingen. Minst to hav på subtropiske breddegrader (Middelhavet, Japan- og Øst-Kinahavet) varmes også opp. Mens den globale trenden tyder på oppvarming, er det observert signifikante dekadewariasjoner i de globale tidsseriene, og havet avkjøles over store områder. Deler av det nordlige Atlanterhavet, det nordlige og sentrale Stillehavet er blitt kaldere siste 50 år.

**Deler av den atlantiske meridionale omveltningen viser betydelig dekadisk variasjon, men ingen data støtter en sammenhengende trend i omveltningssirkulasjonen.**

## Forandringer i biokjemi og saltholdighet i havet

*Havets forsurning* bekymrer mange. IPCC finner:

**Opptaket av menneskeskapt karbon siden 1750 har ført til at havet er blitt surere, med en gjennomsnittlig reduksjon i *pH* i overflaten med 0,14 enheter.**

Havets opptak av karbondioksid forandrer den kjemiske likevekten. Oppløst CO<sub>2</sub> gir en svak syre, slik at når mengden av oppløst CO<sub>2</sub> øker, så reduseres *pH*, det vil si at havet blir surere. Direkte observasjoner av *pH* siste 20 år viser også reduserte trender i *pH* på omtrent 0.02 *pH*-enheter per tiår. Minkende *pH* i overflaten og økende overflatetemperaturer bidrar til å redusere havets bufferkapasitet for CO<sub>2</sub> og dets evne til å ta opp overflødig CO<sub>2</sub>.

På høye breddegrader på begge halvkuler er overflatevannet blitt ferskere, konsistent med økende nedbør, ismelting og *avrenning* fra elver i samme områder. De subtropiske breddegrader på begge halvkuler er karakterisert ved økt saltholdighet i de øverste 500 meter. Mønstrene er konsistente med forandringen i jordas hydrologiske kretsløp, spesielt med tanke på forandringer i nedbør og antydninger til større vanntransport i atmosfæren fra lave til høye breddegrader, og fra Atlanterhavet til Stillehavet.

## Forandringer i havnivået

**Over perioden 1961-2003 er den gjennomsnittlige økningen i det midlere globale havnivået fra tidevannsmålinger estimert til å være  $1,8 \pm 0,5$  mm per år.**

Det gjennomsnittlige bidraget fra termisk utvidelse av havet for denne perioden er  $0,42 \pm 0,12$  mm per år, med signifikante dekadiske variasjoner. Bidraget fra isbreer og innlandsis er beregnet til  $0,7 \pm 0,5$  mm per år. Slik blir summen av disse estimerte klimarelaterte bidragene gjennom de siste 50 år  $1,1 \pm 0,5$  mm per år, betydelig mindre den totale økningen. Budsjettet for 1961-2003 er derfor ikke tilfredsstillende lukket.

**På grunnlag av studier av tidevannsmålinger og geologiske data er det høy pålitelighet til at økningen i havnivået akselererte mellom midten av det 19. og midten av det 20. århundret.**

En fersk rekonstruksjon av endring i havnivået fra 1870 gir høy pålitelighet til at økningen i havnivå akselererte i perioden 1870-2000. Geologiske observasjoner indikerer at endringer i havnivået var små de siste 2000 årene, med en midlere endring i området 0,0 - 0,2 mm per år. Bruk av *proksidata* for havnivå indikerer at svingninger i havnivået i perioden fra Kristi fødsel til år 1900 ikke oversteg  $\pm 0,25$  meter. Tilgjengelige data indikerer også at den moderne økningen i havnivå startet mellom midten av det 19. og midten av det 20. århundret.

Fra 1993 har vi satellittdata som overvåker nivået på havet over det meste av kloden.

**Den globalt midlede økningen i havnivået målt med Topex/Poseidon *altimetri* fra Topex/poseidon satellitter i perioden 1993-2003 er  $3,1 \pm 0,7$  mm per år.**

Det klimarelaterte bidraget fra termisk utvidelse er beregnet til  $1,6 \pm 0,5$  mm per år, og bidraget fra endringene i is over land er  $1,2 \pm 0,4$  mm per år. Dette gir et klimabidrag til sammen på 2,8 mm i middel per år. Slik har forståelsen av budsjettet økt signifikant for den siste perioden, med klimafaktorene som hovedfaktorene i havnivåbudsjettet. Om den hurtigere raten for 1993-2003 sammenlignet med 1961-2003 reflekterer dekadisk variasjon eller en økende trend på lengre tidsskala er ennå uklart.

**Presise satellittmålinger siden 1993 gir nå utvetydig bevis på regional variasjon i endring i havnivå. I noen regioner er ratene i denne perioden opp til mange ganger større enn den midlere globale økningen, mens i andre regioner er havnivået fallende.**

Den største økningen i havnivået siden 1993 har funnet sted i det vestre Stillehavet og i det østre del av Det indiske hav. Nesten alle deler av Atlanterhavet viser økning i havnivå det siste tiåret, mens havnivået i det østre Stillehavet og det vestre del av Det indiske hav har falt. Disse variasjonene i rom og tid på regional skala er delvis påvirket av mønstre knyttet til koplet variasjon mellom hav og atmosfære, inkludert ENSO og NAO. Mønsteret i observert havnivåøkning siden 1992 er likt den termiske utvidelsen beregnet fra endringer i havtemperatur, men forskjellig fra mønsteret av den termiske utvidelsen de siste 50 år. Dette indikerer betydningen av regional dekadisk variasjon.

#### **2.4 Konsistens mellom observasjoner**

I denne delen blir konsistensen til variasjon og trender innen og på tvers av ulike klimavariabler i atmosfæren, kryosfæren og verdenshavene undersøkt på grunnlag av en konseptuell forståelse for den fysiske sammenhengen mellom ulike variable. For eksempel vil en temperaturøkning føre til at atmosfæren kan holde på mer fuktighet. Endringer i temperatur og nedbør bør følgelig være konsistent med endringer i isbreer. Konsistens mellom uavhengige observasjoner ved hjelp av ulike metoder gir en viktig test på forståelsen. Dermed øker påliteligheten.

**Endringer i atmosfæren, kryosfæren og havet viser utvetydig at verden varmes opp.**

**Temperaturen både ved bakken over land og i havoverflaten viser oppvarming. På begge halvkuler har landområder vist en raskere oppvarming enn hav de siste tiårene. Dette er konsistent med at havet har mye større varmekapasitet.**

**Varmere klima er konsistent med en økning i antall daglige varmeekestremer, en nedgang i antall kuldeekstremer og en nedgang i antall frostdager på midlere breddegrader.**

**Trender i lufttemperaturen ved bakken er nå konsistent med trendene høyere oppe i atmosfæren.**

Det er trolig en litt større oppvarming i troposfæren enn ved bakken.

**Temperaturendringer er jevnt over konsistent med den observerte, nærmest globale reduksjonen av kryosfæren.**

Massen og utbredelsen av is over land er blitt omfattende redusert. Klimaendringer som er konsistente med oppvarming, har også blitt indikert ved en nedgang i snødekke, snødybde, utbredelse av sjøis i Arktis, tykkelse og temperatur i permafrosten, utbredelsen av landområder som tidvis er frosset, samt varigheten av fryseseongen til elver og innsjøer.

**Observasjoner av økningen av havnivået siden 1993 er konsistent med observerte endringer i havets varmeinnhold og endringer i kryosfæren.**

Havnivået steg med  $3,1 \pm 0,7$  mm/år fra 1993-2003. Globale havnivåmålinger er kun tilgjengelige for denne perioden. I løpet av denne tiden ble det observert en tilnærmet balanse mellom observerte havnivåøkninger og bidrag fra tilbaketrekking av isbreer og isutbredelse generelt, en økning i havets varmeinnhold og tilhørende ekspansjon av havet. Denne balansen øker påliteligheten til at den observerte økningen av havnivået er en sterk indikator på oppvarming.

**Observasjoner er konsistent med fysisk forståelse for forventet kobling mellom vanndamp og temperatur og til intensivering av nedbørsepisoder i en varmere verden.**

Mengden vanndamp i den vertikale vannkolonnen og i den øvre troposfæren har økt. Dette gir støtte til en hypotese basert på enkle fysiske modeller, nemlig at den spesifikke fuktigheten øker i en verden i oppvarming, og at dette representerer en positiv tilbakekobling på klimaendringer.

Samtidig som det er observert økende mengde vanndamp i atmosfæren, er det observert en bred økning i antall episoder med kraftig nedbør og en økt sannsynlighet for flom i mange områder, selv på steder hvor den totale nedbørmengden har gått ned. Observerte endringer i havets saltinnhold gir uavhengig støtte til at jordas hydrologiske kretsløp har endret seg. Dette er konsistent med målinger som viser økt nedbør og avrenning fra elver utenom tropiske og subtropiske strøk, samt en forsterket overføring av ferskvann fra havet til atmosfæren på lavere breddegrader.

**Selv om nedbøren har økt i mange områder på kloden, har areal rammet av tørke også økt. Varigheten og intensiteten av tørken har også økt.**

Selv om regionale tørkeperioder har forekommet tidligere, er den store romlige utstrekningen av dagens tørke jevnt over konsistent med forventete endringer i det hydrologiske kretsløpet under oppvarming. Mengden vanndamp øker i takt med en økende global temperatur. Dette skyldes økende fordampning der hvor fuktighet langs bakken er tilgjengelig, og dette har en tendens til å øke nedbøren. Høyere temperaturer over kontinentene ventes imidlertid å føre til sterkere fordampning og uttørkning, og dette er særlig viktig i områder med begrenset tilgang på fuktighet ved bakken. Endringer av snømengder og snødekke, og endringer i sirkulasjonsmønstre i atmosfæren og stormbaner kan også redusere forekomstene av fuktighet avhengig av årstid, og dermed bidra til tørke. Forandringer i temperaturen i havoverflaten og tilhørende endringer i den atmosfæriske sirkulasjonen og nedbør har bidratt til endringer i tørke, særlig på lave breddegrader. Resultatet er at tørke har blitt vanligere siden 1970, spesielt i tropiske og subtropiske strøk. I

Australia og Europa har en knyttet nylige tørkeperioder og ekstrem varme direkte til global oppvarming.

## 2.5 Et paleoklimatisk perspektiv

Vi har sett hvordan ulike proksidata gir informasjon om temperatur i fortiden. Paleoklimatiske studier støtter seg gjerne på bruken av flere proksi slik at resultatene kan bli kryssverifisert og usikkerheter bedre forstått.

Hvordan er temperaturøkningen siste 50 år i forhold til tidligere tiders variasjoner?

Det er *svært sannsynlig* at den gjennomsnittelige temperaturen for den nordlige hemisfære var varmere i løpet av den andre halvdel til det 20. århundre enn i noen annen periode over 50 år de siste 500 årene, og sannsynlig den varmeste i løpet av de siste 1300 årene. Dataene som underbygger disse konklusjonene er mest omfattende for sommersesongen i utenomtropiske landområder.

Paleoklimatiske data er mer begrenset enn de instrumentelle seriene siden 1850 både i rom og tid, og statistiske metoder er anvendt for å oppnå globale gjennomsnitt, noe som også er gjenstand for usikkerhet. Datasettene er for begrensede for den sørlige hemisfære til å kunne gjøre en lignende evaluering der.

**Data fra holosen viser variasjoner i breer, men disse variasjonene ble drevet av andre prosesser enn tilbakegangen i siste halvdel av det 20. århundre.**

Breer i flere regioner med fjell på nordlige halvkule trakk seg tilbake på grunn av den regionale oppvarmingen som fulgte det orbitale pådrivet i perioden mellom 11 000 og 5000 år siden. Breene var mindre enn i siste halvdel av det 20. århundre (eller helt borte). Dagens nær globale tilbaketrekning av breer i fjellområder har ikke de samme årsakene. En reduksjon i innstrålingen om sommeren gjennom de siste tusen årene skulle tvert om gi gunstige vekstforhold for breer.

**Paleoklimatiske data gir belegg for mange regionale klimaendringer.**

Styrken og frekvensen på hendelser med ENSO har variert i tidligere klima. Det gir belegg for at styrken på monsunen i Asia, og dermed nedbørsmengdene, kan endres plutselig. Paleoklimatiske data fra nordlige og østlige Afrika, og fra Nord-Amerika, indikerer at tørke som varer fra ti til hundrevis av år, er et tilbakevendende trekk ved klimaet i disse områdene. Dette betyr at nyere tørkeperioder i Nord-Amerika og Nord-Afrika også har funnet sted tidligere. Individuelle paleoklimatiske data med en oppløsning på ti år støtter eksistensen av kvasi-periodisk klimavariasjon på regional skala, men det er usannsynlig at disse regionale signalene har gitt et samlet globalt signal.

**Overbevisende data fra marine sedimenter og modellering knytter hurtige klimaendringer gjennom siste istid og overganger mellom istid og mellomistid til endringer i havsirkulasjonen i Atlanterhavet.**

Dagens forståelse indikerer at havsirkulasjonen kan bli ustabil og endre seg hurtig hvis kritiske terskler blir oversteget. Slike hendelser (*D-O-hendelser*) har påvirket temperaturen med opp til 16 °C på Grønland og har også hatt betydning for tropiske nedbørmønstre. Hendelsene var antakelig mer assosiert til en omfordeling av varme mellom den nordlige og den sørlige halvkule enn til store endringer i gjennomsnittelig globale temperatur. Slike hendelser har ikke blitt observert i løpet av de siste 8000 årene.

**Påliteligheten i forståelsen av tidligere klimaendringer og endringer i det orbitale pådrivet er styrket ved at dagens klimamodeller viser forbedret evne til å simulere tidligere tiders klima.**

Klimaet ved den siste istids maksimum (for omtrent 21 000 år siden) og perioden midt i holosen (for 6000 år siden) var forskjellig fra vår tids klima. Årsaken var ikke tilfeldig variasjon, men sesongmessige og globale endringer i det globale pådrivet på grunn av endringer jordas bane. Biokjemiske og *biogeofysiske klimatilbakekoblinger* forsterket responsen til det orbitale pådrivet. Sammenligninger mellom simulert og rekonstruert klima under siste istids maksimum demonstrerer at modellene fanger de grove trekkene ved mønstrene i temperatur og nedbør. For *midtholosen* klarer koblede klimamodeller å simulere sterkere monsuner og en oppvarming på midlere breddegrader. Simulert endring i gjennomsnittelig global temperatur ( $<0.4$  °C) er i samsvar med vår forståelse av det orbitale pådrivet.

**Globalt gjennomsnittelig havnivå var sannsynligvis mellom 4 og 6 meter høyere under siste mellomistid, for omtrent 125 000 år siden, enn i det 20. århundret, primært på grunn av mindre is ved polene.**

Iskjernedata indikerer at den sentrale deler av Grønland var dekket av is i denne perioden, men at det var betydelig reduksjon i innlandsisen for områder sør på Grønland. Iskjernedata indikerer også at de gjennomsnittlige polare temperaturene til tider var 3-5 °C varmere enn i det 20. århundret, igjen på grunn av forskjeller i jordas bane. Isdekket på Grønland og andre deler av Arktis bidro sannsynligvis ikke med mer enn 4 meter av den observerte økningen i havnivået. Dette betyr at også Antarktis kan ha bidratt.



<sup>1</sup> Thompson, D.W.J. et al. 2008. A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature* **453**, 646-649.

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Significant\\_wave\\_height](http://en.wikipedia.org/wiki/Significant_wave_height)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_shelf](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_shelf)



### VIII.3. FORSTÅELSE AV KLIMAENDRINGER OG DERES ÅRSÅK

Den første IPCC-rapporten fra 1990 inneholdt få belegg basert på observasjoner for antropogen påvirkning på klimasystemet. Seks år senere, i den andre IPCC-rapporten, var konklusjonen at en helhetsvurdering av alle bevis indikerte en klar menneskeskapt påvirkning på klimaet i det 20. århundret. I den tredje IPCC-rapporten fra 2001 var konklusjonen at det meste av den observerte oppvarmingen gjennom de siste 50 år *sannsynligvis* er forårsaket av økt antropogen drivhuseffekt.

Tiltroen til vurderingen av det antropogene bidraget til siste tids klimaendringer, har økt betraktelig siden den forrige hovedrapporten. Delvis skyldes dette et tydeligere signal i nye, lengre tidsserier. I tillegg kommer flere og bedre observasjoner for en mer fullstendig årsakstilskrivning (attribution), som også tar hensyn til andre pådriv i klimasystemet. Tydelig ukonsistens i noen observasjonsrekker, som for eksempel den vertikale profilen i temperaturendringene i troposfæren, er nå i stor grad blitt fjernet. Det er oppnådd forbedringer i klimamodellene med bedre simulering av flere forhold ved dagens klima med variasjoner på tidskalaer fra en sesong til flere tiår. Men usikkerhet gjenstår. Modellene har nå mer detaljerte beskrivelser av flere strålingspådriv, spesielt de som er relatert til aerosoler. Simuleringer av klimaendringene i det 20. århundret er utført med mange flere modeller, med bedre beskrivelse av de antropogene og naturlige drivkreftene enn i den forrige hovedrapporten. Tilgjengelige ensembler, basert på mange modeller, øker tiltroen til tilskrivingsstudier ved å gi bedre uttrykk for usikkerhet. I formelle tilskrivingsstudier av forhold ved klimasystemet utover global temperatur, kommer nå et antropogent signal tydeligere fram. Dette inkluderer endringer i varme lagret i verdenshavene, samt trender i temperaturen på kontinentsskala, temperaturekstremere, sirkulasjon og utbredelse av sjøis i Arktis.

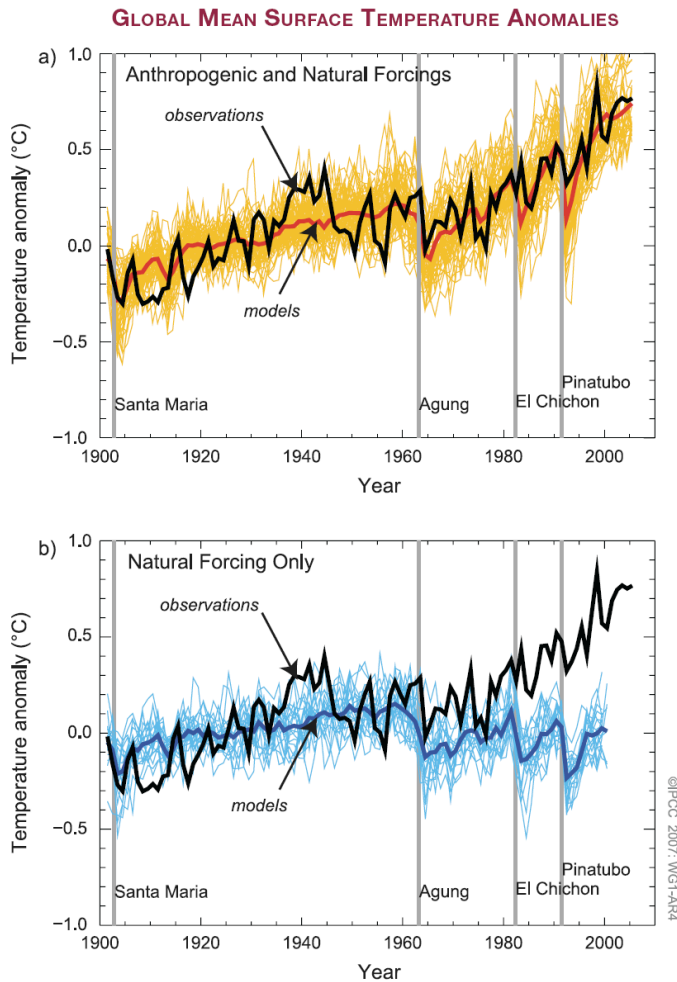
Tab. 1, Fig. 1 og 2 er tatt fra IPCCs tekniske rapport.

Equilibrium CO <sub>2</sub> -eq (ppm)	Temperature Increase (°C)		
	Best Estimate	Very Likely Above	Likely in the Range
350	1.0	0.5	0.6–1.4
450	2.1	1.0	1.4–3.1
550	2.9	1.5	1.9–4.4
650	3.6	1.8	2.4–5.5
750	4.3	2.1	2.8–6.4
1000	5.5	2.8	3.7–8.3
1200	6.3	3.1	4.2–9.4

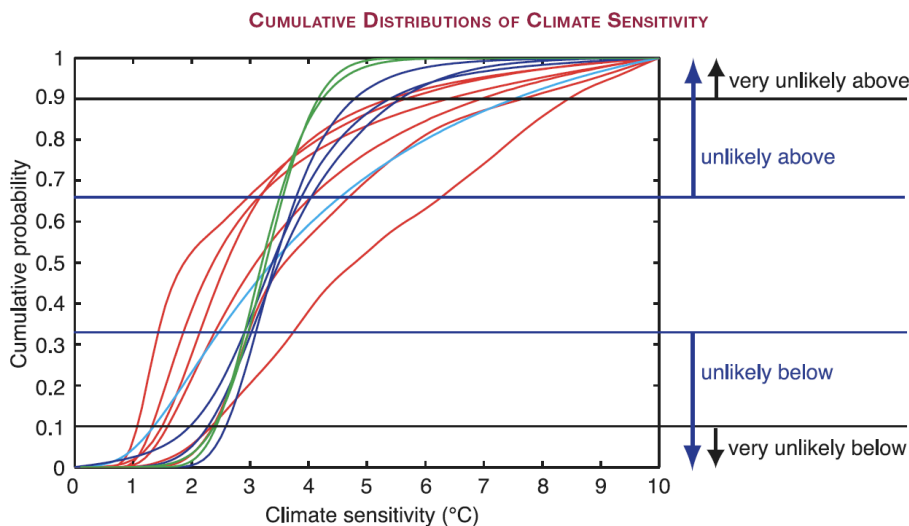
**Tab. 1:** (Table TS.5). Beste estimat, sannsynlig variasjonsbredde og svært sannsynlige nedre grenser i økning i global gjennomsnittelig overflatetemperatur,  $\Delta T$  (°C), over preindustriell temperatur for ulike stabiliseringsnivå for CO<sub>2</sub>-ekvivalente strålingspådriv, som utledet av estimat for klimasensitivitet.

### 3.1 Framgang i forståelse av endringer i global temperatur i den industrielle perioden: atmosfære, hav og is

Den menneskeskapte oppvarmingen av klimasystemet er utbredt og påviselig i temperaturmålinger tatt ved overflaten, i den frie atmosfæren og i havet.



**Fig.1:** (Figure TS.23). (a) Avvik i global gjennomsnittlig overflate-temperatur i forhold til perioden 1901 til 1950, slik som observert (svart kurve), og som resultat av simuleringer i klimamodeller med både antropogene og naturlig strålingspådriv. Den tykke røde kurven viser gjennomsnitt for alle modellene og de tynne gule kurvene hver enkelt simulering. Vertikale grå linjer angir tid for store vulkanutbrudd. (b) Samme som i (a), bortsett fra at simuleringene bare har hatt med naturlige pådriv. Den tykke blå kurven viser gjennomsnitt for alle modellene og de tynne blå kurvene de enkelte simuleringene.



**Fig. 2:** (Figure TS.25). Kumulativ fordeling av klimasensitivitet beregnet fra observert oppvarming i det 20. århundret (rød), modellklimatologi i det 20. århundret (blå, proksidata lys blå) og fra klimasensitivitet til AOGCMer (grønn). Horisontale linjer og piler markerer grensene for sannsynlighetsestimaterne definert i IPCCs håndtering av usikkerhet.

**Bevis for effekten av eksterne påvirkninger på klimaet, både menneskeskapte og naturlige, har fortsatt å øke siden den forrige hovedrapporten.**

Bedre modeller og data, *ensembles* med simuleringer og forbedret representasjon av aerosoler og drivhusgasser, har ført til økt tiltro til at de fleste modellene gjengir ganske godt pådrevet variasjon i atmosfæren på dekadisk og mellomdekadisk temporær skala og på stor romlig skala (*romlige og temporære skalaer*). Denne framgangen bekrefter at tidligere klimaendringer på stor romlig skala har vært sterkt påvirket av ytre pådriv. Det eksisterer likevel fortsatt usikkerhet i størrelsen og den temporære utviklingen i de estimerte bidrag fra individuelle pådriv andre enn godt blandede drivhusgasser, for eksempel på grunn av usikkerhet i responsen i modellene på slike pådriv. Noen potensielt viktige drivkrefter, som sotaerosoler, er ikke inkludert i de fleste formelle studier som detekterer og årsakstilskriver endringer. Det gjenstår usikkerhet i estimater for intern klimavariasjoner. For eksempel er det uoverensstemmelser mellom modeller og observasjoner i estimat for variasjonen i oppvarmingen av havet, selv om mangelfull prøvetaking i deler av verdenshavene kanskje kan forklare det meste av denne uoverensstemmelsen. I tillegg er det vanskelig å estimere intern klimavariasjon fra observasjoner, siden disse er påvirket av eksterne pådriv, og fordi tidsseriene fra instrumentelle målinger ikke er lange nok, eller fordi proksidata ikke er nøyaktige nok til å gi en komplett beskrivelse av variasjon på deka- og multidekadeskala.

**Det er svært usannsynlig (<5 %) at det globale mønsteret i oppvarmingen, observert i løpet av de siste 50 år, kan forklares uten ytre pådriv.**

Disse endringene fant sted over et tidsrom da naturlige drivkrefter (summen av pådriv fra sol og vulkanutbrudd) sannsynligvis bidro til en avkjøling, ikke en oppvarming. Studier viser at det er *svært usannsynlig* at disse naturlige drivkreftene alene kan forklare oppvarmingen som er observert. Det er også økende tiltro til at naturlig intern variasjon ikke kan forklare de

observerte endringene, delvis på grunn av nye studier som viser at oppvarmingen fant sted både i havet og i atmosfæren, sammen med observert reduksjon i ismassene.

**Det er svært sannsynlig at den menneskeskapte økningen i drivhusgasser har forårsaket det meste av økningen i den gjennomsnittlige globale temperaturen siden midten av det 20. århundret. Hadde det ikke vært for den avkjølede effekten av atmosfæriske aerosoler, er det sannsynlig at drivhusgassene alene ville ha forårsaket en ytterligere økning i den globale temperaturen enn den som er observert over de siste 50 år.**

En nøkkelfaktor i identifisering av påvirkning fra aerosolene, og derfor omfanget av avkjøling som motvirker drivhuseffekten, er temperaturendringene over tid, samt den hemisfæriske kontrasten i oppvarmingen. Konklusjonen at pådrivet fra drivhusgassene har dominert, tar hensyn til usikkerheten både i observasjonene og pådrivet. Konklusjonen er robust med hensyn til bruk av forskjellige klimamodeller, ulike metoder for å estimere respons av eksterne pådriv og forskjellige analyseteknikker. Den tillater også en mulig økning i responsen fra pådrivet fra sola.

**Det er blitt påvist utbredt oppvarming i havtemperaturen.**

Studier viser nå at det er sannsynlig at antropogene pådriv har bidratt til den observerte oppvarmingen av de øverste lagene (flere hundre meter) av havet globalt i siste halvdel av det 20. århundret.

**Det er sannsynlig at antropogene pådriv har bidratt til reduksjonen i dekket av sjøis i Arktis, observert i det siste.**

Endringer i sjøis i Arktis er forventet siden det observeres økt oppvarming i Arktis. Tilskrivingsstudier og forbedringer i representasjonen av sjøis og transport av varme i havet, styrker tilliten til denne konklusjonen.

**Det er svært sannsynlig at responsen fra antropogene pådriv har bidratt til økt havnivå i siste halvdel av det 20. århundret, men dekadeforandringen i økningen av havnivået er fortsatt lite forstått.**

Modellerte estimat for bidraget fra termal ekspansjon på havnivåøkningen passer godt med estimat basert på observasjoner fra 1961 til 2003, selv om budsjettet for havnivåøkning gjennom dette intervallet ikke er lukket. Den observerte økningen i raten for massetap fra isbreer og innlandsis er proporsjonal med den globale temperaturøkningen, slik den forventes i følge fysiske beregninger. Høyere rate for havnivåøkning i perioden 1993-2003 i forhold til 1961-2003 kan være forbundet med økte antropogene pådriv, som sannsynlig har bidratt til den observerte oppvarmingen i det øverste laget av havet og utbredt tilbaketrekking av isbreer. På den annen side indikerer tidevannsmålinger av havnivået at lignende høye rater kan ha forekommet i de foregående 10-årsperiodene siden 1950. Dette betyr at naturlig intern variasjon kan ha vært en faktor i de høye ratene i perioden 1993-2003. Observert dekadisk variasjon i tidevannsmålingene er større enn det som kan forklares ved variasjon i estimat basert på observasjoner av ekspansjon og endringer i is over

land. Videre er den observerte dekadiske variasjon i varmeutvidelsen større enn det som er simulert i modeller igjennom det 20. århundret. Derfor er de fysiske årsakene til variasjonen i tidevannsmålingene usikre. Disse uløste problemene, relatert til endringer i havnivå og dekadisk variasjon gjennom perioden 1961 til 2003, gjør det uklart hvor mye av den høye raten for havnivåøkning i perioden 1993-2003 som kan skyldes naturlig intern variasjon og hvor mye som kan skyldes antropogene klimaendringer.

### **3.2 Årsakstilskrivning av temperaturendringer i rom og tid**

**Det observerte mønsteret for troposfærisk oppvarming og stratosfæriske avkjøling skyldes svært sannsynlig innflytelsen av antropogene pådriv, spesielt gjennom økning i drivhusgasser og endringer i stratosfærisk ozon.**

Nye analyser siden forrige hovedrapport viser at dette mønsteret samsvarer med en økning i høyden av *tropopausen*, noe som *sannsynlig* skyldes endringer i drivhusgasser og stratosfærisk ozon. Fremdeles er det betydelig usikkerhet knyttet til estimering av troposfæriske temperaturtrender. Dette gjelder spesielt temperaturtrender fra radiosonedata.

**Det er sannsynlig at det har vært et betydelig antropogent bidrag til økningene i overflatetemperatur midlet over kontinentene, bortsett fra Antarktis, siden midten av det 20. århundret.**

Observasjonsgrunnlaget fra Antarktis er for begrenset til å foreta en vurdering. Antropogen oppvarming har også blitt identifisert i noen subkontinentale områder. Koplede klimamodellers evne til å kunne simulere temperaturutviklingen på hvert av de seks kontinentene, styrker bevisene for menneskelig påvirkning på det globale klimaet. Ingen koplede klimamodell, som bare har brukt naturlige pådriv, har vært i stand til å reprodusere den observerte trenden i global temperatur eller trender i kontinental oppvarming for de ulike kontinent over den siste del av det 20. århundret (Antarktis ikke vurdert).

**Det gjenstår vansker med å tilskrive årsakene til temperaturendringer på mindre enn kontinental romskala og på tidsskala mindre enn 50 år.**

Resultater om årsakstilskrivning på disse skalaene har, med få unntak, ennå ikke blitt etablert. Ved å ta gjennomsnitt over mindre regioner, reduseres den naturlige variasjonen mindre enn ved gjennomsnitt over større områder. Dette gjør det vanskeligere å skille ut endringer som skyldes eksterne pådriv. I tillegg er temperaturendringer forbundet med visse variasjonsmoder, som kan være dårlig representert i modellene for noen områder og årstider. Videre er detaljer på liten skala i de ytre pådrivene og responsen simulert med modellene, mindre troverdige enn komponenter på stor skala.

**Ekstremtemperaturer ved bakken har sannsynlig blitt påvirket av antropogent pådriv.**

Mange indikatorer for ekstremer, inkludert mest ekstreme verdier og årlig antall varme og kalde dager og netter, samt antall frostdøgn, viser endringer som samsvarer med en oppvarming. Antropogen innflytelse er avdekket for noen slike indekser. Det er også bevis

for at antropogene pådriv har ført til betydelig økning i risikoen for ekstremt varme sommere regionalt, slik som hetebølgen i Europa sommeren 2003.

### 3.3 Årsakstilskrivning for endringer i sirkulasjon, nedbør og andre klimavariabler

Trender i den nordlige og sørlige annulære mode (NAM og SAM) over de siste tiår, som svarer til en reduksjon i bakkestrykket over polene og tilsvarende endring i atmosfærisk sirkulasjon, kan sannsynligvis delvis knyttes til menneskelig aktivitet.

Modeller klarer å reprodusere fortegnet på trenden til den nordlige annulære mode, men responsen er svakere enn observert. Modeller som inkluderer endringer både i drivhusgasser og stratosfærisk ozon, klarer å simulere en realistisk trend i den sørlige annulære mode (SAM). Dermed er det avdekket en menneskelig påvirkning på gjennomsnittstrykket for overflaten, en påvirkning som også er konsistent med den observerte avkjølingen nær bakken over deler av Antarktis. Disse endringene i storskala sirkulasjon og deres forbindelse til menneskelig aktivitet, indikerer at antropogene effekter har medvirket til endringer i sirkulasjons- og temperaturmønstrene, samt i vind og stormbaner på midlere og høyere breddegrader. Det er imidlertid vanskelig å tallfeste disse antropogene effektene, i og med at simuleringer gjennom 1900-tallet kun viser en kvalitativ sammenheng med observasjonene på den nordlige halvkule.

**Det finnes beviser på ekstern innflytelse på det hydrologiske kretsløpet.**

Observerte storskala endringer i nedbør over landområder i det 20. århundret er kvalitativt konsistente med simuleringer, noe som indikerer menneskelig påvirkning på klimaet. Omfanget av tørkeperioder på den nordlige halvkule i siste halvdel av det 20. århundret har økt. Denne økningen er blitt reprodusert i en modell som tok hensyn til både antropogent og naturlig pådriv. Flere studier viser at endringer i arealbruk, som økt hogst av skog til fordel for landbruk, sannsynligvis ikke har vært hovedårsaken til tørke i Sahel og Australia. Sammenligninger mellom modeller og observasjoner indikerer at endringer i stormintensitet, nedbør over Sahel og monsuner, i det minste er delvis relatert til den observerte endringen i havets overflatetemperatur (SST). Det er forventet at antropogent pådriv vil gi en global respons i SST, mens det er ikke etablert en sammenheng mellom regional SST og pådriv. Endringer i nedbør avhenger ikke bare av SST, men også av romlige og temporære endringer i mønstrene for SST og regionale endringer i atmosfærens sirkulasjon. Dette gjør det vanskelig å vurdere betydningen av menneskelig aktivitet.

### 3.4 Paleoklimatiske studier av årsakstilskrivning

Det er svært sannsynlig at klimaendringer i minst syv århundrer før 1950 ikke alene skyldtes intern naturlig variasjon.

Studier viser at det er svært sannsynlig at en betydelig del av rekonstruert preindustriell temperaturvariasjon på dekadeskala på nordlige halvkule kan tilskrives naturlige eksterne pådriv. Slike pådriv inkluderer kalde episoder knyttet til kjente vulkanutbrudd, flere større enn de største i det 20. århundret, og langtidsvariasjoner i solstråling, som for eksempel redusert innstråling under *Maunder Minimum*. Videre er det sannsynlig at antropogent



pådriv bidro til den tidlige oppvarmingen i det 20. århundret dokumentert i disse dataene. Det er usannsynlig at usikkerhet kan føre til en tilfeldig sammenheng mellom temperaturrekonstruksjoner og rekonstruksjoner av pådriv, ettersom de er utledet av uavhengige proksier. Datagrunnlaget er ikke tiltrekkelig for å gjøre en lignende evaluering for sørlige halvkule.

### 3.5 Klimarespons på strålingspådriv

Spesifikasjoner i denne rapporten av en *sannsynlig* variasjonsbredde og en mest *sannsynlig* verdi for *klimasensitivitet*, representerer en betydelig framgang siden forrige rapport. Dette gjelder både kvantifisering av klimasystemets respons på strålingspådriv og framskritt i utfordringer i over 30 år om å forstå klimaendringer.

Den forrige hovedrapport ga en variasjonsbredde for klimasensitivitet mellom 1,5 °C og 4,5 °C. Klimasensitivitet er her temperaturøkningen ved likevekt forventet etter en dobling av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> fra førindustriell konsentrasjon. Det har tidligere ikke vært mulig å få fram et beste estimat for sensitiviteten, eller å estimere sannsynligheten for at den kan være utenfor den siterte variasjonsbredden. Flere tilnærminger er blitt brukt i denne vurderingen for å begrense klimasensitiviteten, inkludert bruken av AOGCMer, undersøkelser av temperaturutviklingen (bakke, luft og hav) gjennom de siste 150 årene og undersøkelser av den hurtige responsen til det globale klimasystemet på forandringer i pådrivet forårsaket av vulkanutslipp. Disse resultatene er komplimentert med estimat basert på paleoklimatiske studier, som for eksempel rekonstruksjoner av temperaturen på nordlige halvkule gjennom det siste millennium og under *siste istids maksimum*. Store ensembler av modellsimuleringer har vist at modellenes evne til å simulere dagens klima er med på å avgrense variasjonsbredden for klimasensitiviteten.

**Analyser av modeller, sammen med avgrensninger basert på observasjoner, indikerer at klimasensitiviteten ved likevekt sannsynlig befinner seg innenfor 2,0 - 4,5 °C, med et beste estimat på omkring 3 °C. Det er svært usannsynlig at den er mindre enn 1,5 °C.**

Verdier betraktelig høyere enn 4,5 °C kan ikke utelukkes, men samsvaret med observasjoner er ikke like bra for slike verdier. *Tetthetsfunksjoner for sannsynlighet* (såkalte PDFer) utledet fra ulik informasjon og tilnærminger, har ofte en lang hale mot høyere verdier enn 4,5 °C. Analyser av utviklingen av klima og pådriv i tidligere århundrer og studier av modellensembler, utelukker ikke en klimasensitivitet på 6 °C eller høyere. En faktor i dette er muligheten for et lite netto pådriv i det 20. århundret dersom det indirekte pådrivet fra aerosoler har hatt den lavest mulige verdi, noe som vil kansellere det meste av det positive pådrivet forårsaket av drivhusgasser. Det finnes imidlertid ingen veletablert metode som tillater å estimere en enkelt PDF fra individuelle resultater og som tar hensyn til forskjellige antagelser i hvert studium. Fraværet av klare føringer som utelukker urealistisk høy klimasensitivitet, hindrer spesifisering av en 95 *prosentil* eller et svært sannsynlig variasjonsområde for klimasensitivitet.

**Forbedrede analyser og sammenligninger av modeller med observasjoner gir nå økt tiltro til forståelsen av de avgjørende klimaprosessene viktige for klimasensitivitet.**

Endringer i vanndamp, som dominerer tilbakekoblingene som påvirker klimasensitiviteten, er nå bedre forstått. Nye observasjon- og modellbaserte bevis favoriserer sterkt en kombinert vanndampstilbakekobling med samme styrke en finner i klimamodeller (GCMer). Den er omtrent  $1 \text{ W/m}^2$  per en grads økning i global temperatur. Dette svarer til omtrent 50 % forsterkning av den gjennomsnittelige globale oppvarmingen. Slike GCMer har demonstrert evnen til å simulere variasjoner i vanndamp i den øvre troposfære over sesonger og dekadere både over land og hav. GCMer har også klart å simulere observert overflatetemperatur og endringer i fuktighet etter vulkanutbrudd. Tilbakekoblingsmekanismer som følge av skyer (spesielt lave skyer) forblir kilden til størst usikkerhet. Det er blitt påvist at kryosfæriske tilbakekoblinger, slik som endringer i snødekket, har bidratt mindre til spredningen i modellestimer av klimasensitivitet enn tilbakekobling fra skyer eller vanndamp. Men slike tilbakekoblinger kan være viktige for regional klimarespons på midlere til høyere breddegrader. En ny sammenligning mellom modeller viser at forskjeller i formuleringer av stråling i modellene også kan bidra til spredning i tilbakekobling.

**Forbedrede kvantifiseringer av klimasensitivitet tillater en evaluering av 'beste estimat' for likevektstemperatur og variasjonsbredde avhengig av nivået konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> stabiliserer seg på. Disse ulike nivåene er basert på betraktninger av global energibalanse (se Tab. 1).**

Som i estimat for klimasensitivitet, kan en ikke etablere en svært sannsynlig øvre grense. En bør merke seg begrensninger i konseptet strålingspådriv og klimasensitivitet. Bare noen få AOGCMer er blitt kjørt til likevekt med høye konsentrasjoner av CO<sub>2</sub>, og noen resultater viser at klimatilbakekoblinger kan endre seg over lengre tidsperioder, noe som fører til markante avvik fra estimat av oppvarming basert på tidligere tiders klimaendringer og klimasensitivitet utledet med *klimamodeller med et blandingslag for havet*.

**Samsvaret mellom modeller for projiserte transiente klimaendringer er også blitt bedre siden den forrige hovedrapporten. Variasjonsbredden til transient klimarespons (definert som global gjennomsnittlig overflatelufttemperatur over en 20 årsperiode, sentrert over tiden for dobling av CO<sub>2</sub> i et eksperiment med 1 % økning per år) mellom modeller er mindre enn variasjonsbredden i klimasensitivitet ved likevekt. Transient klimarespons er nå bedre avgrenset av ensembler med mange modeller og sammenligninger med observasjoner. Det er *svært sannsynlig* at den er større enn 1 °C og *svært usannsynlig* at den er større enn 3 °C.**

Den transiente klimaresponsen er relatert til sensitivitet på en ikke-lineær måte slik at høy sensitivitet ikke nødvendigvis blir uttrykt i korttidsrespons (se *Likevektseksperiment og transiente klimaeksperiment*). Transiente klimaresponser er sterkt påvirket av raten for varmeopptak i havet. Selv om havmodeller er blitt bedre, er det fremdeles slik at systematiske modellfeil og begrensede data av havtemperatur for å evaluere transient varmeopptak av havet, påvirker nøyaktigheten i estimatene.

## VIII.4. FREMTIDIGE KLIMAENDRINGER

Global oppvarming kan bli et enormt problem for livet på vår klode, og det er et sterkt ønske om å forutsi hvor stor oppvarmingen vil bli og hva slags klimavariasjoner vi vil stå over for. Vi har summert opp vår kunnskap om klimasensitivitet og allerede anslått endringer i global overflatetemperatur for framtiden for *scenarier* for antropogene utslipp av drivhusgasser (*utslippsscenario*), dvs. det høyeste pådrivet der kunnskapen er sikrest. Når vi ønsker å vite mest mulig om fremtidige klimaendringer, er koplede klimamodeller, AOGCM-er, vårt beste redskap. Her beregnes endringene ut fra scenarier for de ulike pådrivene, som brukes i modellene etter den kunnskapen vi har om dem. Klimamodellene representerer vår evne til å beregne fremtidige endringer over alt på jorda etter visse scenarier for utslipp.

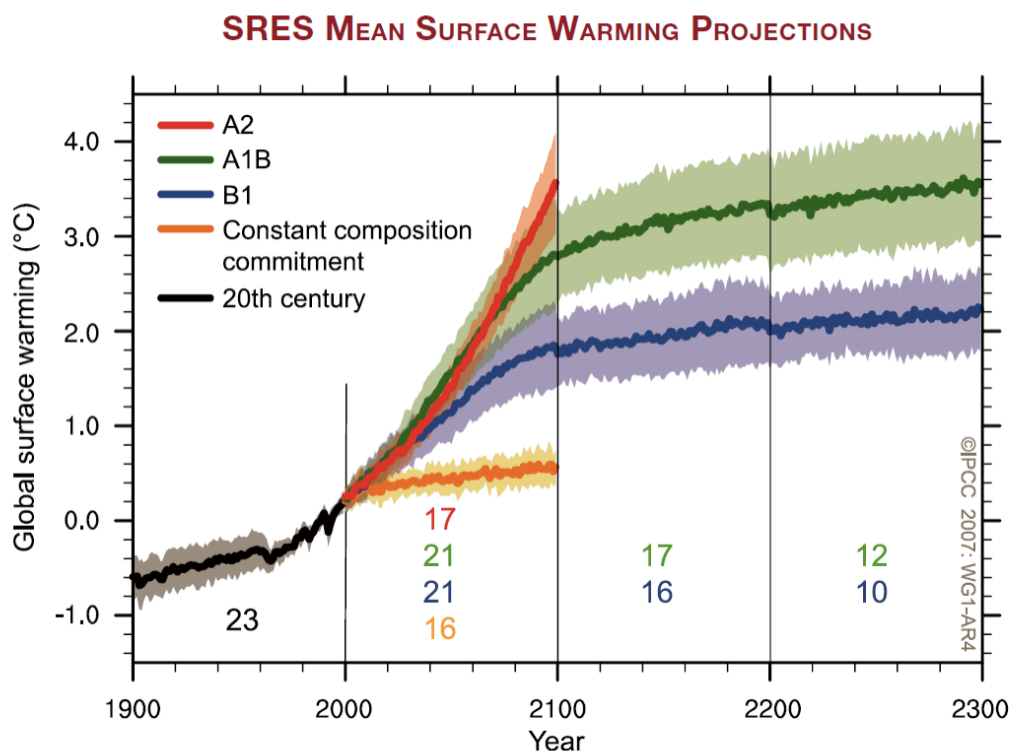
Teoretisk *forutsigbarhet* for å projisere klimaendringer for ulike utslippsscenarier er trolig ganske stor. Modellene representerer dagens evne til slik forutsigbarhet, og den forbedres til stadighet. Modellutviklingen skjer mange steder i verden og de viktigste eksperimentene utføres på samme måte overalt. Resultatene er allment tilgjengelige på internett. Det er utviklet flere metoder for å beregne sannsynlige endringer i klimaet ved å bruke alle modellresultatene. Metodene er blitt anvendt både på global skala og bestemte geografiske områder. De inkluderer metoder basert på resultat fra flere AOGCM-er uten å trekke inn observerte verdier, i tillegg til algoritmer for å oppdage endringer i et sett av flere modellkjøringer, i samsvar med observasjoner av klimaendringer, og tilhørende usikkerhet i disse endringene. Noen metoder gjør nå eksplisitt rede for viktige kilder til usikkerhet, så som tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet, opptak av varme i havet, pådriv fra stråling og karbonkretsløpet. Nært forestående endringer er sammenlignet med observerte trender observert den siste tiden. Noen studier har endatil gitt sannsynlighet for ekstreme klimahendelser som varmebølger forårsaket av menneskelig aktivitet. Det er også gjort framgang gjennom studier av hvor sannsynlige endringer i klimaet er, basert på et utvidet spekter av klimaendringer, og tilbakekoblingsmekanismer mellom klimasystemet og karbonsyklusen.

Fremskritt innen klimamodellering har gitt et statistisk grunnlag for å skille mellom projiserte klimaendringer under ulike *SRES-scenarier* utarbeidet av IPCC<sup>1</sup>. Disse scenariene tar sikte på at konsentrasjonen av klimagassene stabiliseres på visse nivå ved år 2100 alt etter ulike scenarier for politisk utvikling i verden. Det er viktig å være klar over at scenariene også omfatter luftforurensing som fører til antropogene aerosoler. Vi skal ikke gå inn i den politiske siden ved SRES, men bare konstatere at det fins ulike stabiliseringsnivå for konsentrasjonene. Det utvikles klimamodeller som omfatter kretsløpet for karbon. Slike modeller starter med scenarier for utslippene og beregner konsentrasjonen av drivhusgasser som CO<sub>2</sub>. Slike modeller var ikke med i rapporten fra 2007.

I denne rapporten blir det gjort rede for forskjellen mellom usikkerhet knyttet til klimamodellene og usikkerhet knyttet til fremtidige avtaler for utslipp av drivhusgasser. Modellsimuleringene som presenteres, ser på responsen til det fysiske klimasystemet ved en rekke fremtidige forhold gjennom idealiserte utslipp eller antatte konsentrasjoner av drivhusgasser. Inkludert er eksperimenter der drivhusgasser og aerosoler holdes konstant på

det nivået vi hadde i 2000, eksperimenter med doubling og firedobling av CO<sub>2</sub> og scenarier under SRES.

Fig 1, 2 og 3 er figurer tatt fra den tekniske rapporten. Når det gjelder stigning i havnivået, har vi inkludert estimat for havstigning i våre områder delvis basert på forskning i etterkant av IPCC2007.



**Fig. 1:** (Figure TS.32). Modellbasert økning i global overflatetemperatur (sammenlignet med perioden 1980-1999) for SRES-scenariene A2 (rød), A1B (grønn) og B1 (blå), vist som en fortsettelse av simuleringer gjennom det 20. århundret. De siste to scenariene er fortsatt fram til år 2300 med konstante pådriv etter år 2100. Et tilleggseksperiment, der pådrivene er holdt konstante for år 2000 er også vist (oransje). Lineære trender fra tilsvarende kontrollkjøringer er trukket fra tidsseriene. Linjene viser gjennomsnitt for ensembler med flere modeller og skyggeområdene  $\pm 1$  standardavvik fra gjennomsnittet.

#### 4.1 Forståelse av klimaendringer i nær framtid

Klimautslipp til nå har gitt betydelige pådriv. Vi har observert noe av responsen i form av oppvarming, men ikke alt. Derfor vil vi få klimaendringer selv om det helt urealistiske skulle skje at konsentrasjonene av drivhusgassene for framtiden holdt seg konstant på dagens nivå. IPCC konkluderer:

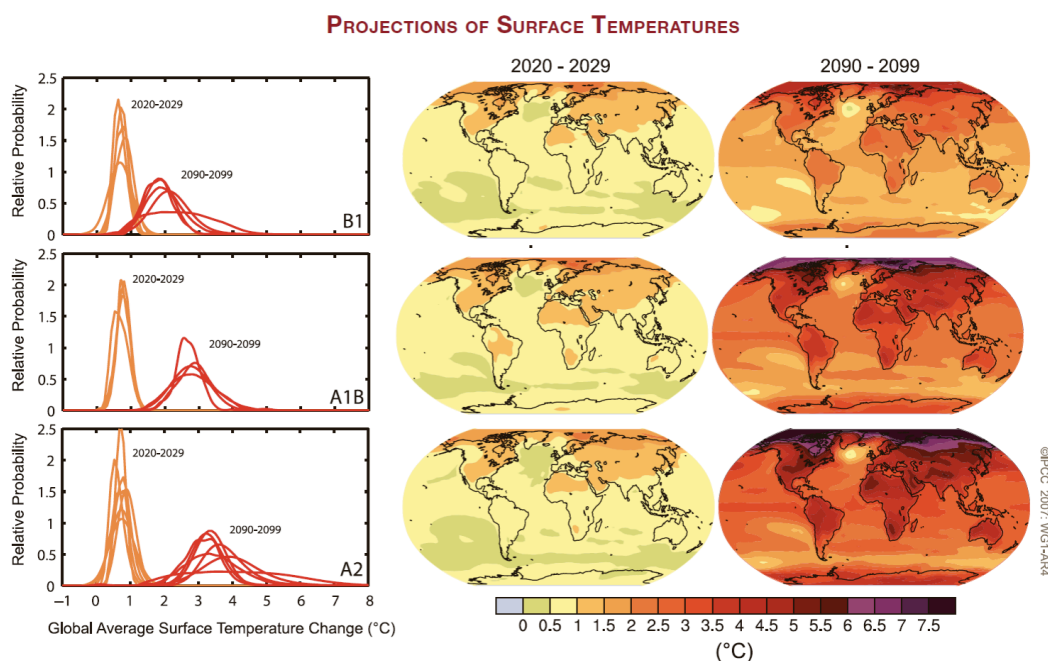
**Vår kunnskap om klimasystemet sammen med modellsimuleringer bekrefter at tidligere endringer i drivhusgasskonsentrasjoner vil medføre en bunden oppvarming og fremtidig klimaendring.**

Dette har vi kalt *bundne klimaendringer*.

De første projeksjonene fra IPCC kom i den første rapporten fra 1990. IPCC har sammenlignet disse med observasjoner som er kommt til senere og skriver:

Tidligere projeksjoner fra IPCC for fremtidig klima kan nå sammenlignes med de nyeste observasjoner. Dette øker påliteligheten til kortsiktige fremtidige projeksjoner og den underliggende fysiske forståelsen av bundne klimaendring over noen få tiår.

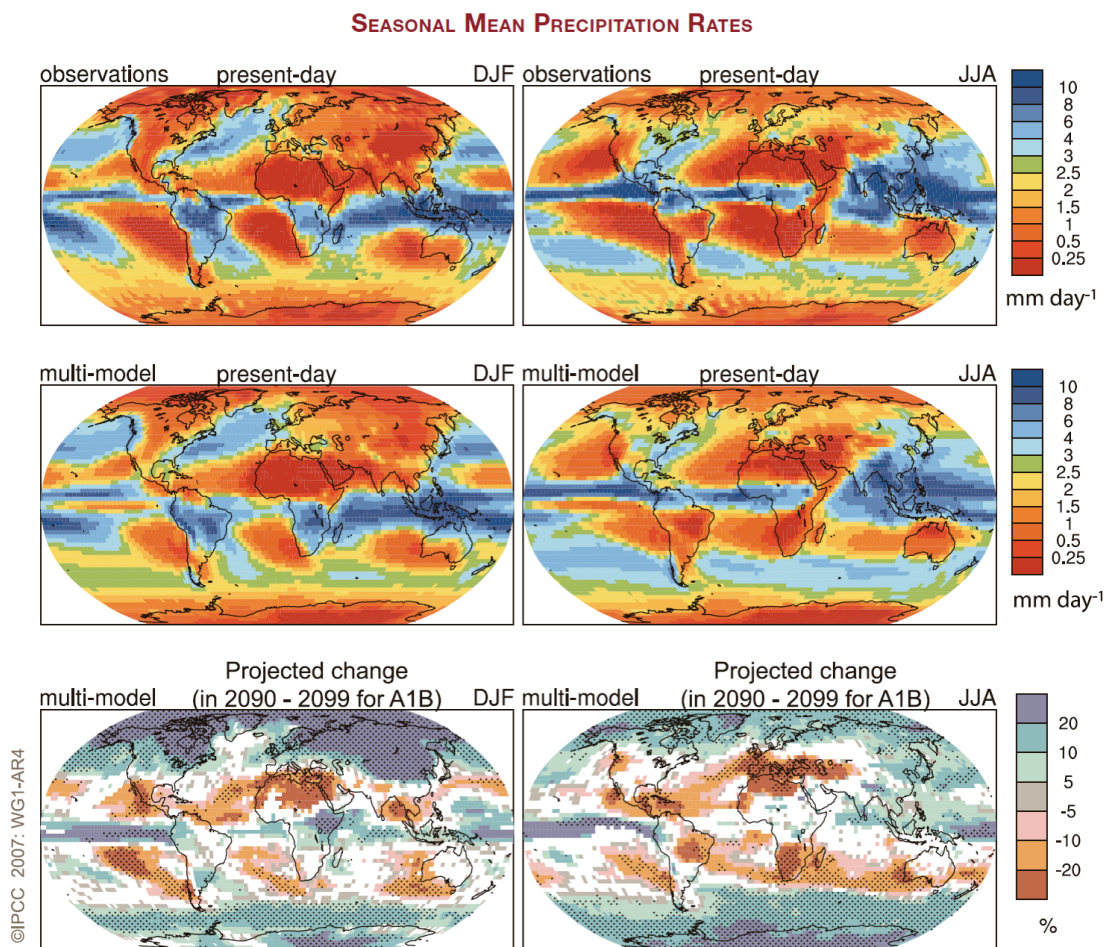
IPCC gir for første gang utsagn om endringer for de første tiårene og skriver: Bundne klimaendringer forårsaket av atmosfærens sammensetning i år 2000 svarer til en oppvarmingstrend på omtrent 0,1 °C per tiår de to neste tiårene. Forutsetningen er fravær av store endringer i vulkansk aktivitet eller solstråling. Omtrent to ganger så stor oppvarming (0,2°C per tiår) forventes hvis utslippene blir innenfor variasjonsbredden til SRES-scenariene.



**Fig. 2:** (Figure TS.28). Projeksjoner av endringer overflatetemperatur tidlig og sent i det 21. århundret i forhold til perioden 1980 til 1999. Panelene i midten og til høyre viser gjennomsnittprojeksjoner med mange modeller (°C) for SRES-scenariene B1 (øverst), A1B (midten) og A2 (nederst). Panelene i midten gjelder for dekadene 2020 til 2029 og panelene til høyre for 2090 til 2099. Panelene til venstre viser tilsvarende utsikkerhet for samme perioder som relativ sannsynlighet for gjennomsnittlig globale oppvarming fra flere ulike studier.

Resultatet for de første tiårene påvirkes lite av valg av SRES-scenarier. Også variasjonsbredden av forventet oppvarming innen 2050 viser begrenset sensitivitet for valget av SRES-scenarier (1,3 °C til 1,7 °C relativt til 1980-1999).

I det siste har en prøvd å varsle kortsiktige klimaendringer ved å starte fra observerte begynnelsestilstander<sup>2</sup>. Målet er da å få med realistiske bidrag fra *interne klimavariasjon* i tillegg til klimaendringer fra pådriv. Resultatene antyder relativt svak økning i global temperatur for første tiåret etter år 2000. Det vil i framtiden regelmessig komme slike varsler fra observerte tilstander i atmosfære, hav og is.



**Fig. 3:** (Figure TS.30). Romlig fordeling av observert nedbør over årstider (rad øverst) og simulert nedbør i gjennomsnitt fra flere klimamodeller (rad i midten) (mm/(per dag)) for perioden 1979 til 1993. Raden nederst viser prosentvise endringer i klimamodeller fram til perioden 2090 til 2099 i forhold til perioden 1980-1999 basert på SRES-scenariet A1B. Kolonnen til venstre gjelder månedene desember, januar og februar, og kolonnen til høyre juni, juli, august. I den nederste rad er endringene bare plottet der 66% av modellene viser samme fortegn for endringene. Stipling indikerer områder der mer enn 90 % av modellene er enige om fortegnet på endringen.

**Det forventes at havnivået vil fortsette å stige de neste tiårene.**

I løpet av 2000-2020 er raten av termisk ekspansjon under SRES A1B-scenariet forventet å bli  $1,3 \pm 0,7$  mm per år i ensemblet basert på resultater av AOGCMer. Estimater er ikke signifikant forskjellig for A2 eller B1. Det må her legges til at modellene kan underestimere stigningen siden de underestimerer den observerte stigningen siste 50 år<sup>3</sup>. Oppdaterte satellittobservasjoner gir over 3 mm per år<sup>4</sup>. Men som pekt på tidligere, har vi manglende kunnskap om naturlige dekadefluktasjoner. Det er derfor mulig at noe av det som observeres med satellitter er uttrykk for en naturlig variasjon.

## 4.2 Storskala klimaprojeksjoner for det 21. århundret

IPCC gir projeksjoner for slutten av århundret. Ved sammenligning av endringer på så lang sikt med klimaet for slutten av det forrige århundret, får interne kortsiktige klimaendringer liten betydning. IPCC konkluderer:

**Forventet globalt midlet oppvarming ved overflaten ved slutten av det 21. århundret (2090 – 2099) er avhengig av scenario for utslipp. Den virkelige oppvarmingen vil slik bli signifikant påvirket av de virkelige utslippene. Oppvarming sammenlignet med 1980–1999 for seks SRES-scenarier er (oppgitt som beste estimat med tilhørende sannsynlige intervall): B1: 1,7 (1,0 – 2,7) °C; A1T: 2,4 (1,4 – 3,8) °C; B2: 2,4 (1,4 – 3,8) °C; A1B: 2,7 (1,6 – 4,3) °C; A2: 3,2 (1,9 – 5,1) °C; A1F1: 4,0 (2,4 – 6,3) °C.**

Disse resultatene er basert på AOGCMer, visse begrensninger satt av observasjoner og andre metoder til å kvantifisere variasjonsbredden av modellrespons. Kombinasjonen av flere bevisføringer tillater at en sannsynlighet kan tildeles de resulterende intervallene. EU og Norge har satt som mål å begrense oppvarmingen til to grader siden den industrielle revolusjon, dvs. cirka 1,3 °C oppvarming neste hundre år. Vi merker oss at ingen av projeksjonene nevnt over gir så liten oppvarming i beste estimat.

IPCC peker på at oppvarming vil gi en tendens til å redusere opptaket på sikt av atmosfærisk karbondioksid i havet og på land, og at dette øker den delen av de antropogene utslippene som blir værende i atmosfæren. Denne positive tilbakekoplingen er det ikke tatt hensyn til i scenariene over. For A2-scenariet eksempelvis, øker tilbakekoblingene i kretsløpet for karbon den tilhørende globalt midlete oppvarmingen til år 2100 med mer enn 1 °C.

**Forventet globalt midlet stigning i havnivå ved slutten av det 21. århundret (2090 – 2099) relativt til 1980 – 1999 basert på resultater fra AOGCM-er, er som følger for de seks SRES-scenariene (beste estimat, 5 % og 95 % sannsynlighet basert på spredningen i resultatene): B1: 0,28 (0,19 – 0,37) meter; A1T 0,33 (0,22 – 0,44) meter; B2: 0,32 (0,21 – 0,42) meter; A1B: 0,35 (0,23 – 0,47) meter; A2: 0,37 (0,25 – 0,50) meter; A1F1: 0,43 (0,28 – 0,58) meter.**

Termisk ekspansjon bidrar med 60 - 70 % til det beste estimatet for hvert scenario. De angitte Intervallene inkluderer ikke usikkerhet i karbonsyklusens tilbakekoblinger eller prosesser knyttet til transport i innlandsis mot havet og kalving av is. Den publiserte litteraturen gir ikke grunnlag for slike beregninger. IPCC har fått noe kritikk for disse estimatene, fordi klimamodellene bare får med 50 % av den observerte hevingen for siste 50 år. Det er senere publisert estimat som gir høyere tall for hevingen<sup>5</sup> (se kommentar nedenfor).

**Endringer i kryosfæren kommer til å fortsette å påvirke stigningen i havnivå i løpet av det 21. århundret.**

Det er ventet at isbreer og innlandsis vil reduseres i det 21. århundret, fordi økt smelting kommer til å overskride økte snømengder. Innlandsisen i Antarktis vil fortsette å være for kald for storstilt smelting. Den kan derimot ta til seg masse i framtiden på grunn av økte

snømengder. Likevel kan endringer i *isstrøm* mot havet føre til at bidragene til havnivåstigningen fra både Grønland og Antarktis øker. Nylige observasjoner fra noen utløpsbreer på Grønland gir sterke bevis for forsterket isstrøm. På Vest-Grønland har det blitt observert en sesongmessig variasjon i transporten i breene. Dette antyder at smeltevann fra overflaten kan ta del i et system av dreneringsruter under isbreen, noe som "smører" transporten i breen. I løpet av det 21. århundret kan dette føre til en akselerasjon i istrøm og kalving, og dermed øke bidraget til stigning i havnivået. I deler av Vest-Antarktis har det nylig blitt observert store akselerasjoner i isstrømmen, noe som kan ha sin årsak i at bremmene er blitt tynnere på grunn av global oppvarming. Kvantitative projeksjoner av slike iseffekter er ennå ikke blitt gjort med pålitelighet. Dersom den nylig observerte økningen i kalvingsrater fra Grønland og Antarktis skulle øke lineært med økning i global gjennomsnittstemperatur, ville det ha lagt 10-25 % til besteestimatene for havnivåstigning for alle scenariene over. Men mange frykter at slike bidrag kan øke *ikkelineært* og bli langt større<sup>6</sup>. Vi mangler kunnskap for å utføre realistiske prognoser for hvordan innlandsisene vil endre seg som en følge av global oppvarming.

Ideelt sett burde disse resultatene fra IPCC om havstigning være robuste, men ny forskning viser at IPCC trolig har vært for forsiktig i anslagene for hvor mye havet vil stige. For eksempel konkluderte arrangørene av klimamøtet i København i desember 2009 i *Copenhagen Synthesis Report*<sup>7</sup> at de oppdaterte estimatene for fremtidig økning av havnivået er omtrent det doble av IPCCs projeksjoner.

Flere land har beregnet egne anslag for stigningen for deres kyst, blant dem Norge, Nederland og Storbritannia. Nederland er naturlig nok spesielt bekymret for økt vannstand. En rapport fra landets meteorologiske institutt (KNMI) fra 2006 fant at Nederland må forberede seg på en mulig stigning til år 2100 på mellom 40 og 85 cm. I 2008 leverte en internasjonal gruppe en grundigere vurdering der en tok hensyn til den siste forskningen<sup>8</sup>. De kom fram til tall mellom 55 og 110 cm (uten landheving/synkning; *postglasial overflatetilpassning*). Tallene betraktes som en øvre grense for stigningen, det som kan skje om den globale oppvarmingen går opp mot de øvre grensene gitt av IPCC. Fram til år 2200 finner gruppen øvre verdier fra 2 til 4 meter for Nederland.

Bjerknessenteret har estimert fremtidige endringer i vannstanden for Vestlandet (sommeren 2009)<sup>9</sup>. Bjerknessenteret angir 90 prosent sannsynlighet for at stigningen blir mer enn 50 cm, 50 prosent for mer enn 75 cm og 10 prosent for stigning over 100 cm. For andre deler av landet vil landheving gi mindre verdier. Bjerknessenterets vurderinger bygger delvis på resultatene fra Nederland. En viktig metode som inngår antar at empiriske relasjoner mellom endring i havnivået og endringer i global temperatur gjennom forrige hundreår også vil gjelde for neste hundre år<sup>5</sup>. Men det er også tatt hensyn til annen forskning for å beregne øvre og nedre grense for stigningen.

Sommeren 2009 kom også en rapport om projeksjoner av marine klimaendringer for kysten av Storbritannia (UK-MCP; Marine Climate Projections<sup>10</sup>). Britene velger bevisst å bruke andre metoder enn dem brukt i Nederland og Norge. De er redd for at de empiriske relasjonene som inngår, ikke i tilstrekkelig grad vil representere prosessene som vil inngå når



utslagene i global temperatur blir mye større enn i forrige hundreår. I stedet tilpasser de resultater fra IPCC til deres områder. I tillegg har de med en vurdering av mulige maksimumsscenarioer knyttet til mulig økt smelting av innlandsisene på Grønland og i Vest-Antarktis. Rapporten er kvalitetssikret av ganske mange forskere.

Som IPCC bruker UK-MCP resultat fra klimamodellene til å vurdere effekten av at havet ekspanderer når det varmes opp, men bruker bare de modellene som gir best resultat på dagens klima. Generelt viser modellene store regionale variasjoner over verdenshavene. For dagens klima stemmer disse bra med observasjoner. For Storbritannia gir modellene en stigning som i gjennomsnitt er i overkant av gjennomsnittet for alle hav. De bruker samme tall som IPCC for smelting av isbreer. Dette betyr at bidragene fra de store innlandsisene hele tiden er like små som i dag.

Ser en bort fra landhevning, varierer snittverdiene mellom 30 og 46 cm fram til 2100 for ulike scenarier for utslipp av klimagasser. Det er imidlertid stor spredning mellom modellene, og høyeste anslag (95-prosentilen) varierer mellom 48 og 76 cm. Til sammenligning observeres det i dag en gjennomsnittlig stigning for verdenshavene på cirka 3 mm per år, tilsvarende 30 cm på hundre år. Tallene for UK gir mindre stigning enn metodene til nederlenderne og Bjerknessenteret. UK-tallene er imidlertid større enn tallene fra IPCC som gir tall mellom 38 og 59 cm for høye anslag (95-prosentil, gjennomsnitt over alle hav).

Mulig fremtidig økt smelting fra innlandsisene kommer i tillegg og øker usikkerheten i resultatene. Vi vet at store mengder av isen på Grønland smeltet under siste mellomistid, da global temperatur trolig var en grad høyere enn i dag og havet sto flere meter høyere<sup>11</sup>. Et nytt arbeid basert på sedimentdata i Rødehavet anslår at gjennomsnittlige rater for stigning av havnivået under denne mellomistiden var 1,6 pluss/minus 0,8 m per hundre år<sup>12</sup>. Om lignende mekanismer inntreffer under den globale oppvarmingen, gir dette en mulig ekstremverdi for havstigning på 2,4 m for neste hundre år. Om en justerer for regionale variasjoner og effekten av heving/synkning av landoverflaten som følge av at deler av isen på Grønland og i Antarktis smelter, blir denne øvre grensen nedjustert til 1,9 m for UK. UK-MCP vurderer imidlertid denne verdien som svært usannsynlig. Ingen modeller og ingen observasjoner gir i dag indikasjoner om at noe slikt kan skje.

Nye observasjonsstudier viser at tapet av vann fra isen på Grønland er blitt doblet de siste 10 år<sup>13</sup>. Men vi vet ennå ikke om denne økningen er en del av en langsiktig trend eller en naturlig tiårsvariasjon. Også isen over Vest-Antarktis viser tegn på økt smelting<sup>14</sup>. Men selv om smeltingen skulle bli ti ganger større, ville bidraget til en ekstra økning i havnivået bare utgjøre 10 til 20 cm fram til 2100. IPCC estimerte et maksimalbidrag på 17 cm. Høyere tall kan ikke utelukkes, men IPCC fant det usannsynlig med større bidrag på så kort sikt.

Det verst tenkelige scenario for økning av havnivået for kysten av Storbritannia er fra 93 cm til 1,9 meter. Men UK-MCP finner det altså svært usannsynlig at det høyeste nivået vil inntreffe innen hundre år. Dette betyr at i praksis er det rimelig samsvar mellom

nederlenderne, Bjerknæssenteret og UK-MCP når det gjelder sjansene for virkelig store verdier for stigningen.

Det store problemet er at vi ikke enda har brukbare modeller som kan prediktere hva som vil skje med innlandsisene. Det er sannsynlig av deler av Grønland vil smelte på sikt, men vi vet ennå ikke hvor mye og hvor lang tid det vil ta. Forbedring av klimamodeller og kontinuerlig overvåking vil etter hvert gjøre oss bedre i stand til å vurdere sannsynligheten for at slike ekstreme hendelser kan inntreffe.

**Forventet endring i temperatur i det 21. århundret er positiv alle steder. Den har et maksimum på høye breddegrader og over land på nordlige halvkule om vinteren, og øker med økende avstand fra kysten til det indre av kontinentene. I geografisk lignende områder er oppvarmingen typisk større i tørre enn i fuktige regioner.**

**Oppvarmingen er minst over sørlige hav og i Nord-Atlanteren. Temperaturen vil også stige over Nord-Atlanteren og Europa til tross for en forventet reduksjon i MOC i de fleste modellene. Dette skyldes en mye større påvirkning fra økningen i drivhusgasser.**

Temperaturendringer i atmosfæren, midlet for hver breddegrad (sonalt middel), viser maksimal oppvarming i den øvre troposfæren i tropene og avkjøling i stratosfæren. Sonalt midlet oppvarming i havet er forventet å komme først nær overflaten og på nordlige midlere breddegrader, med en oppvarming som gradvis brer seg nedover, tydeligst på høye breddegrader der den vertikale blandingen er størst.

**Det er svært sannsynlig at den atlantiske meridionale omveltningen (MOC) kommer til å bli redusert i løpet av det 21. århundret, med en gjennomsnittlig modellestimert reduksjon i 2100 på 25 % (intervall fra null til mer enn 50 %).**

En forventet reduksjon av den atlantiske MOC skyldes de kombinerte effektene av en økning i temperatur og nedbør på høye breddegrader, noe som reduserer tettheten til overflatevannet i Nord-Atlanteren. Svært få studier med AOGCMer har inkludert effekten av ferskvann fra smelting av Grønlandsisen. Men de som fins, antyder at dette kan føre til at MOC blir borte. Alt i alt er det sannsynlig at MOC blir redusert, kanskje knyttet til en signifikant reduksjon i dypvannsdannelse i Labradorhavet, men det er svært usannsynlig at MOC kommer til å gjennomgå en stor og plutselig overgang i løpet av det 21. århundret. Ikke alle modeller viser reduksjon av MOC i dette århundret. Derfor er det mulig IPCC er for sikker i sine konklusjoner om at MOC vil avta. For eksempel kan det være at noe av reduksjonen i noen av modellene kan knyttes til mangelfull oppløsning av havet.

**Modeller indikerer at stigningen i havnivå i løpet av det 21. århundret ikke vil bli geografisk uniform.**

Geografiske mønstre for fremtidens havnivåstigning skyldes for det meste endringer i fordelingen av varme og saltholdighet i havet og endringer i havets sirkulasjon som følge av dette. Fellestrekkene i modellene er en mindre stigning i havnivå enn gjennomsnittet i

Sørishavet, større enn gjennomsnittet i Arktis, og et smalt bånd med kraftig havnivåstigning som strekker seg på tvers av den sørlige Atlanteren og Det indiske hav.

**Projeksjoner av endringer i ekstremer, som hyppighet av hetebølger, er bedre kvantifisert enn i den forrige hovedrapporten, noe som skyldes forbedrete modeller og en bedre vurdering av spredningen mellom modeller basert på ensembler med flere modeller.**

Framtidige økninger i temperaturekstremer er ventet å følge økning i gjennomsnittstemperatur over det meste av verden, unntatt der hvor overflateegenskapene (for eksempel snødekket eller fuktigheten i jordsmonnet) endres. En undersøkelse finner at ved slutten av det 21. århundret øker den forventede sannsynligheten for ekstremt varme årstider med over 90 % i mange tropiske strøk, og når rundt 40 % andre steder. Flere nyere studier har tatt for seg fremtidige endringer i hetebølger og funnet at de er blir mer intense i et fremtidig klima, vil vare lengre og forekomme oftere.

For et varmere fremtidig klima venter modellene en nedgang på 50 til 100 % i hyppigheten av kaldluftsutbrudd om vinteren, relativt til dagens klima, i de fleste regioner på den nordlige halvkule.

**Snødekket er ventet å minke. Over de fleste permafrostregionene ventes vidstrakt økning i smeltedybden. Etter flere forskjellige scenarier (SRES A1B, A2 og B1) er det ved slutten av det 21. århundret forventet at store deler av havet i Arktis ikke lenger vil ha isdekke hele året rundt.**

Arktisk sjøis er sensitiv for oppvarming. Selv om endringene for vinterisen ventes å bli moderate, ventes det at sjøisen vil forsvinne nesten helt sent om sommeren mot slutten av det 21. århundret. Reduksjonen blir akselerert av et antall positive tilbakekoblinger i klimasystemet. Antarktisk sjøisdekke er også ventet å minke i det 21. århundret. De aller siste årene har det vært rekordlite is i Arktis sent på sommeren og tidlig på høsten. Slik har smeltingen gått fortere siste ti år enn i klimamodellenes projeksjoner. Det er ennå ikke påvist hvor mye av smeltingen som skyldes global oppvarming. Klimaet i Arktis er sensitivt for global oppvarming, men også sensitivt for naturlige klimavariasjoner. Den første globale oppvarmingen i forrige århundre fram til 1940 hadde størst utslag i Arktis. Mange mener at denne variasjonen i hovedsak var en naturlig variasjon.

**Trykket ved havoverflaten er ventet å øke i subtropiske strøk og på midlere breddegrader og minke over høye breddegrader. Endringene er knyttet til en utvidelse (mot nord på nordlige halvkule) av *Hadleysirkulasjonen* og endringer i de annulære modene (NAM/NAO og SAM).**

En positiv trend i NAM/NAO så vel som SAM-indeksen er ventet av mange modeller. Størrelsen på denne endringen er generelt større for SAM enn for NAM, og det er omfattende spredning mellom modellene. Som et resultat av disse endringene er stormbanene forventet å bevege seg mot polene. Dette fører med seg endringer i vind-, nedbørs- og temperaturmønstre utenfor tropene, slik at mønsteret av observerte trender

over det siste halve århundret fortsetter. Noen studier antyder færre stormer på midlere breddegrader.

**I de fleste modellene økes SST mer i de sentrale og østlige delene av Stillehavet enn de i vestlige Stillehavet ved ekvator. Endringen gir en tilsvarende midlere forflytning av nedbøren mot øst.**

Mellomårlig variasjon i ENSO er ventet å fortsette, selv om endringene er forskjellige fra modell til modell. Store forskjeller mellom modellene hindrer en klar projeksjon for trender i ENSO.

**Nye studier med forbedrede globale modeller med oppløsning i intervallet fra 100 til 20 km, antyder fremtidige endringer i tropiske sykkloners antall og intensitet (tyfoner og tropiske orkaner).**

En syntese av modellresultatene indikerer en økt maksimal intensitet i vinden i fremtidige tropiske sykkloner, og en økt gjennomsnittlig og maksimal nedbørsintensitet. Det er mulig at antallet relativt svake orkaner vil avta, samtidig med et økt antall intense orkaner. Det er ventet at det totale antall tropiske sykkloner på kloden vil avta.

**Siden den forrige hovedrapport er forståelsen av forventede nedbørsmønstre i ferd med å forbedres.**

Økning i nedbørsmengdene er svært sannsynlig mange steder, mens reduksjon er sannsynlig i de fleste subtropiske regioner (med så mye som rundt 20 % i A1B-scenariet i 2100). Mot polene fra 50 grader, ventes den gjennomsnittlige nedbøren å øke på grunn av økning i vanddamp i atmosfæren og den tilhørende økningen i transport av latent varme fra lavere breddegrader. Når man beveger seg mot ekvator fra midlere bredder, er det en overgang til stort sett minkende nedbør i subtropiske strøk (20-40 grader). På grunn av økende transport av vanddamp ut av subtropiske strøk og en utvidelse av de subtropiske høytrykkssystemene mot polene, er tendensen mot uttørring spesielt tydelig mot høyere breddegrader av subtropiske strøk.

**Modellene antyder at endringer i gjennomsnittlig nedbørsmengde, selv der signalet er robust, vil overstige naturlig variasjon langsommere enn temperatursignalet.**

**Tilgjengelig forskning indikerer en tendens mot en økning i hendelser med kraftig døgnedbør i mange regioner, inkludert noen områder der den gjennomsnittlige nedbøren er ventet å avta.**

#### **4.3 Projeksjoner på regional skala**

For hver av de kontinentale regionene er det projisert en større oppvarming for SRES-scenarioer fra 2000 til 2050 enn det globale gjennomsnittet. Oppvarmingen er større enn observert oppvarming over det forrige århundret.

Den forventede oppvarmingen de neste tiårene vil, når den er midlet over kontinentene hver for seg, tydelig overstige den observerte variasjonen estimert for det 20. århundret. Unntaket er Antarktis. IPCC finner at modellens besteestimat for oppvarmingen over ti år ved 2030 vil *svært sannsynlig* for hvert kontinent være minst det doble av tilsvarende variasjon i løpet av det 20. århundret. Igjen tas det et unntak for Antarktis. Den simulerte oppvarmingen for denne perioden er ikke veldig sensitiv ovenfor valg av SRES-scenario. På lengre tidsskala er valg av scenario mye viktigere.

**På nordlige halvkule dominerer et robust mønster for økt subpolar og redusert subtropisk nedbør i det projiserte nedbørmønster for det 21. århundret over Nord-Amerika og Europa, mens subtropisk tørke er mindre tydelig over Asia.**

Nesten alle modeller projiserer økt nedbør over mesteparten av det nordlige Nord-Amerika, og mindre nedbør over Sentral-Amerika. Store deler av det kontinentale USA og nordlige Mexico er i en mer usikker overgangssone som flytter seg nordover og sørover avhengig av årstid. Det er med pålitelighet projisert avtagende nedbør for det sørlige Europa og middelhavsområdene i Afrika, med en overgang til økt nedbør over det nordlige Europa. Sommertørke er omfattende på begge kontinent. Det er projisert en økning i nedbør i subpolare områder over det meste av Asia. Den subtropiske tørken brer seg fra Middelhavet, men blir erstattet av økt monsunnedbør etter som en beveger seg østover sentralt i Asia.

**På sørlige halvkule er det få landområder i sonen for projisert økt subpolar fuktighet gjennom det 21. århundret. Den subtropiske tørken er mer fremtredende.**

**Projeksjoner av nedbør over tropiske landområder er mer usikre enn for høyere breddegrader. Men til tross for signifikante mangler ved modellering av tropisk konveksjon, vekselvirkningen mellom atmosfære og hav og usikkerhet assosiert med tropiske sykkloner, viser modellene noen robuste trekk.**

Regnet i sommermonsunen i Sør- og Sørøst-Asia øker i de fleste modellene, også regn over Øst-Afrika. Fortegnet til nedbørsresponsen over Amasonas og Sahel er betraktet som mindre sikkert.

#### **4.4 Koplinger mellom klimaendringer og biogeokjemiske kretsløp**

Klimaendringene beskrevet over ble gitt som resultater fra klimamodeller for bestemte SRES-scenarier. Resultatene i modellene tar hensyn til framtidige scenarier for pådriv og beregner vanlige tilbakekoplinger fra vanndamp, skyer, is/snøalbedo. Det er flere kretsløp av biologisk og kjemisk karakter som ikke har vært med i beregningene, slik som kretsløpet for karbon. Nedenfor oppsummeres kunnskapen om hvordan klimaendringer kan påvirke slike kretsløp. I stor grad dreier det seg om sammenhenger som vi har mangelfull kunnskap om.

**Alle modeller som kobler klimaendringer og kretsløpet for karbon, indikerer en positiv tilbakekopling der oppvarming virker til å dempe opptaket av CO<sub>2</sub> over land og over hav, noe som leder til en større økning av CO<sub>2</sub> i atmosfæren og større klimaendringer for gitte scenarier for utslipp. Styrken i denne tilbakekoplingen varierer markert fra modell til modell.**

Modelleksperimenter gir en økning i atmosfærisk CO<sub>2</sub>-konsentrasjon mellom 10 og 25 % som følge av denne positive tilbakekoplingen. Dette tilsvarer en økt oppvarming på mer enn 1 °C ved 2100. Denne modellforskningen er relativt ny, og det er fremdeles stor usikkerhet i slike anslag.

**Økte konsentrasjoner av CO<sub>2</sub> i atmosfæren leder direkte til et surere hav i overflaten. Prosjeksjoner basert på SRES-scenarier gir reduksjoner i pH mellom 0,14 og 0,35 enheter i løpet av det 21. århundret. Slik forsterkes dagens økning på 0,1 enheter fra preindustriell tid.**

Forsurningen er en tilleggseffekt av global oppvarming som bekymrer mange. Den kan også påvirke kretsløpet for karbon og slik gi en tilbakekopling. Den vil føre til oppløsning av kalksediment i grunne havområder. I andre halvdel av det 21. århundret kan konsentrasjonen av atmosfærisk CO<sub>2</sub> komme opp i 600 ppm. Da vil overflatelagene i for eksempel Sørishavet bli undermettet med hensyn til kalk. Etter hvert vil dette skje i alle andre havområder og også i dypere vannmasser. Forsurningen vil påvirke marine organismer som danner kalkskall. Nettoeffekten av dette på havets karbonsyklus er ikke tilstrekkelig kartlagt.

**På grunn av ulik oppholdstid i jordas atmosfære for ulike pådrivskomponenter, vil fortsatte klimaendringer som skyldes utslipp fram til nå, variere betydelig for de ulike komponentene.**

Klimaendringene etter et bestemt utslipp avhenger både av forsinkelsen i klimasystemets respons på strålingspådrivet utslippet gir, og på hvor lenge utslippet oppholder seg i atmosfæren. Klimaendringer som skyldes utslipp av klimagasser til nå, vil slik inkludere en første periode for videre økning i temperaturen og en påfølgende periode der strålingspådrivet avtar. Noen drivhusgasser har kort oppholdstid (dekader), mens andre har lengre oppholdstid på hundre eller tusen år. Vi har sett at CO<sub>2</sub> skiller seg ut med flere tidsskalaer for opphold, noe vil være igjen etter tusen år. På grunn av havets langsiktige bufferrolle, skriver IPCC at det tar 30 000 til 35 000 år for å oppnå full ny likevekt for CO<sub>2</sub> mellom hav og atmosfære. Modellstudier med forenklete modeller viser at klimaendringer på grunn av utslipp av CO<sub>2</sub> til nå, holder seg i mer enn 1000 år. Dette betyr at selv på slik lang tidsskala vil ikke temperaturen og havnivået vende tilbake til førindustrielle verdier. Scenariene SRES forutsetter en stabilisering av konsentrasjonen av CO<sub>2</sub> ved år 2100. For et scenario med et stabiliseringsnivå på 750 ppm og en antakelse om null utslipp av CO<sub>2</sub> etter 2100, tar det 100 til 400 år i ulike modeller før konsentrasjonen synker fra maksimumsnivået til verdier rundt 560 ppm.

**Framtidige konsentrasjoner av mange andre klimagasser enn CO<sub>2</sub> og deres *forløpere*, er også antatt å være koplet til framtidige klimaendringer. Ufullstendig forståelse av årsakene til nylige variasjoner i økningsraten for metan, indikerer spesielt stor usikkerhet i projeksjonene for denne gassen.**

Metanutslipp fra våtmarker vil *sannsynlig* øke i et varmere og mer fuktig klima, men avta i et varmere og tørrere klima. Observasjoner indikerer også økning i CH<sub>4</sub> utløst fra smelting av permafrost i nord, men den storstilte mengden av denne effekten er ikke kvantifisert. Det er også ventet at klimaendringer påvirker troposfærisk ozon gjennom kjemiske endringer og transport. Endringer i fuktighet vil kunne påvirke OH og endre konsentrasjonen av ozon i stratosfæren og ultrafiolett stråling. Det forundrer kanskje noen av IPCC har så lite å si om utløsning av metan ved smelting av permafrost. Årsaken er mangel på forskning opp til nå.

**Det er ventet at framtidige utslipp av flere aerosoler og deres forløpere vil påvirkes av klimaendringer.**

Det er kjent at biogene utslipp av flyktige organiske komponenter, en betydelig kilde for organiske aerosoler, er sensitive til temperatur og øker med økende temperatur. Imidlertid dannes det mindre aerosoler når temperaturen øker. Effekten av økt nedbør og fysiologisk tilpassning er usikker. Derfor skriver IPCC at endring i produksjon av biogene organiske aerosoler i et varmere klima kan bli betydelig mindre enn responsen av utslipp av biogene flyktige organiske karbonutslipp. Klimaendringer kan også påvirke flukser av dimetylsvlfid (en forløper for sulfataerosoler) fra havet og saltaerosoler, men effekten av dette på temperatur og nedbør er fremdeles svært usikker.

**Mens oppvarmingseffekter av CO<sub>2</sub> representerer påvirkning over flere hundreår, blir aerosoler fjernet fra atmosfæren over en tidskala på bare noen dager. Slik kan det negative strålingspådrivet fra aerosoler endres raskt som en respons av enhver endring i utslippene av aerosoler og deres forløpere.**

Fordi svovelaerosoler for tiden *svært sannsynlig* utøver et kraftig negativt strålingspådriv, er fremtidig nettopådriv svært avhengig av endringer i utslipp av svovel. En studie indikerer at dersom man fjerner alle antropogene svovelaerosoler fra atmosfæren, vil dette føre til en rask økning i global temperatur på rundt 0,8 °C i løpet av en dekadé eller to. Endringer i aerosoler vil også påvirke nedbør. På bakgrunn av dette må tiltak for å begrense klimaendringer ta hensyn til utslipp av både klimagasser og aerosoler. Tiltak for å bedre luftkvalitet innebærer ofte reduserte partikkelutslipp, og dette kan ha betydning for klimaet. Endringer i aerosolutslipp kommer ofte fra tiltak for å forbedre luftkvaliteten.

**Klimaendringer vil kunne påvirke en rekke kjemiske og fysiske prosesser som kontrollerer luftkvaliteten. Nettoeffekten av dette vil *sannsynlig* variere fra region til region.**

IPCC skriver at klimaendringer kan påvirke luftkvalitet ved å modifisere takten i hvor raskt aerosoler og vannløslige forbindelser fjernes fra luften. De vil også påvirke kjemiske prosesser som danner forurensede forbindelser og utslipp fra biosfære, branner og av støv. Bakgrunnskonsentrasjon til ozon vil reduseres i et varmere klima. Nettoeffekten av klimaendringer på luftkvalitet er svært usikker.

#### **4.5. Betydningen av klimaprosesser for klimaprojeksjoner**

Her dreier det for en stor del om klimaendringer på sikt, dvs. utover tidspunkt for stabilisering i konsentrasjonene til klimagassene. Det summeres blant annet opp kunnskap om hvor vidt den globale oppvarmingen kan utløse prosesser på sikt som kan gi spesielt bekymringsverdige tilstander, som smelting fra innlandsisene og stans i MOC.

**Etter stabilisering av de antropogene strålingspådrivene ventes temperaturen å fortsette å øke omtrent 0,5 – 0,6 °C, det meste i løpet av de første hundre år.**

Dersom man stabiliserer konsentrasjonen av drivhusgasser og aerosoler på nivået i år 2000, viser modellene en gjennomsnittlig temperaturøkning over de neste hundre år på 0,6 °C (relativt til middeltemperatur 1980 til 1999). Dersom konsentrasjonene stabiliseres ved år 2100 etter scenariene B1 eller A1B, blir det en lignende oppvarming deretter, omtrent 0,5 °C, med det meste over påfølgende 100 år.

En positiv tilbakekopling fra kretsløpet for karbon, krever større reduksjoner i klimautslipp for å nå et stabiliseringsnivå enn ingen slik tilbakekopling.

**Størrelsen på den positive tilbakekoplingen mellom klimaendringer og kretsløpet for karbon er usikker. Dette leder til usikkerhet om hvor store reduksjoner i CO<sub>2</sub> som skal til for å stabilisere konsentrasjonen på et bestemt nivå.**

**Dersom strålingspådrivene stabiliseres ved år 2100 etter A1B, vil termal ekspansjon alene føre til at havets nivå stiger mellom 0,3 og 0,8 m fram til 2300 (relativt til 1980-1999) og fortsetter å stige i avtakende takt i flere århundrer på grunn av den langsomme blandingen av varme til dyphavet.**

**Smelting av innlandsisen på Grønland forventes å bidra til økt havnivå etter år 2100.**

Dersom konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren i år 2100 stabiliseres ved konsentrasjoner etter A1B, vil termisk ekspansjon alene føre til en økning i havnivå på mellom 0,03 og 0,21 meter per århundre. Dersom en global oppvarming mellom 1,9 og 4,6 °C vedvarer over tusener av år, vil dette føre til at nesten all is på Grønland vil smelte. Havet vil i så fall stige opp til 7 meter på en irreversibel måte. Slike temperaturer er sammenlignbare med temperaturene under siste mellomistid for 125 000 år siden, da paleoklimatiske data indikerer reduksjon i polar is tilsvarende 4 og 6 meter i havets nivå.

**Dynamiske prosesser, som ikke er inkludert i dagens modeller, men antydnet ved nye observasjoner, kan øke innlandsisenes sensitivitet for global oppvarming. Slik kan havets nivå øke mer enn antatt.**

Forståelsen for slike prosesser er begrenset, og det er ingen enighet om deres sannsynlige størrelse.



Dagens modellstudier projiserer at isen i Antarktis vil fortsatt være for kald for utstrakt smelting i overflaten og at massen vil økes på grunn av økt snøfall. Et netto tap av is kan likevel finne sted dersom dynamisk tap av is ved kalving dominerer over massebalansen.

Mens ingen modellkjøringer for denne vurderingen viser en plutselig stans i MOC i det 21. århundret, viser noen forenklete modeller at stans i MOC er mulig som en langsiktig respons ved tilstrekkelig sterk oppvarming.

Sannsynligheten for at dette kommer til å skje kan ikke fastslås med pålitelighet. De få simuleringene som er tilgjengelige med modeller med ulik grad av kompleksitet, antyder en mulig stans over hundreårsskala. En gjenoppretting av MOC er *sannsynlig* dersom strålingspådriv stabiliseres, men det vil ta flere hundre år. Systematisk sammenligning av modellresultater har hjulpet til å etablere noen nøkkelprosesser for årsaken til forskjeller mellom modeller i havets betydning for klimaendringer, spesielt opptaket av varme.

- <sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Special\\_Report\\_on\\_Emissions\\_Scenarios](http://en.wikipedia.org/wiki/Special_Report_on_Emissions_Scenarios)
- <sup>2</sup> Smith, D.M. *et al.* 2007. Improved Surface Temperature Prediction for the Coming Decade from a Global Climate Model. *Science* 317, 796-799.
- <sup>3</sup> The sea level numbers, [RealClimate.org](http://RealClimate.org) 27. mars 2007.
- <sup>4</sup> Grønås, S. 2008. Framtidig stigning i havnivået i våre områder. *Plan* 3/2008, 32-37.
- <sup>5</sup> Rahmstorf, S. 2007. A semi-empirical approach to oprojecting future sea-level rise. *Science*, 315, 368-370.
- <sup>6</sup> Hansen, J. 2007. Scientific reticence and sea level rise. *Environ. Res. Lett.* 2 (2007) 024002.
- <sup>7</sup> <http://climatecongress.ku.dk/pdf/synthesisreport/>
- <sup>8</sup> [http://www.deltacommissie.com/doc/deltareport\\_full.pdf](http://www.deltacommissie.com/doc/deltareport_full.pdf)
- <sup>9</sup> [www.havstigning.no](http://www.havstigning.no)
- <sup>10</sup> <http://ukclimateprojections.defra.gov.uk/>
- <sup>11</sup> Otto-Bliesner, B.L. m. fl. 2006. Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. *Science*, 311, 1751-1753
- <sup>12</sup> Rohling, E.J. m. fl. 2008. High rates of sea level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1, 38-42.
- <sup>13</sup> Rignot, E., P. Kanagaratnam 2006. Changes in the velocity structure of the Greenland Ice sheet, *Science*, 311, 986-990.
- <sup>14</sup> Rignot, E. m.fl. 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience* 1, 106-110.

## VIII.5. ROBUSTE FUNN OG SENTRAL USIKKERHET

Dette er IPCCs oppsummering av dagens klimakunnskap i den tekniske rapporten. Vi lar utsagnene stå uten kommentar.

### 5.1 Endringer i menneskeskapte og naturlige drivkrefter

#### *Robuste funn:*

- Dagens konsentrasjoner av karbondioksid og metan i atmosfæren, og deres tilhørende positive strålingspådriv, er langt høyere enn verdiene funnet i iskjernemålinger som spenner over de siste 650 000 år.
- Bruk av fossilt brensel, jordbruk og arealutnyttelse har vært den dominerende årsak til økningen i drivhusgasser de siste 250 år.
- Årlig utslipp av karbondioksid fra brenning av fossilt brensel, sementproduksjon og gassflammer økte fra gjennomsnittlig  $6,4 \pm 0,4$  GtC per år på 1990-tallet til  $7,2 \pm 0,3$  GtC per år for 2000-2005.
- Den vedvarende økningen i strålingspådriv fra CO<sub>2</sub>, metan og nitrogenoksyder (lystgass) de siste 40 år er større enn noen gang de siste 2000 år.
- Naturlig CO<sub>2</sub>-opptak i hav og terrestrisk biosfære fjerner 50-60 % av menneskeskapte utslipp (fossilt karbondioksidutslipp og endret arealutnyttelse). Opptak i hav og terrestrisk biosfære er de siste tiår av samme størrelsesorden, men opptaket til biosfæren er mer variabelt.
- Det er *nærmest sikkert* at antropogene aerosoler gir et negativt netto strålingspådriv (avkjøling) med større amplitude på nordlige halvkule enn sørlige. Nye estimat av det totale antropogene strålingspådrivet fra drivhusgasser, aerosoler og endringer i arealbruk viser at det er *svært sannsynlig* at menneskelige aktiviteter har hatt en betydelig netto varmende effekt på klima siden 1750.
- Solare bidrag til global gjennomsnittlig strålingspådriv er betydelig mindre enn bidraget fra økningen i drivhusgasser i den industrielle perioden.

#### *Sentral usikkerhet:*

- Den fulle bredden av prosesser som modifierer skyenes egenskaper pga. aerosoler, er ikke godt forstått, og størrelsen på de tilhørende indirekte strålingseffektene er dårlig bestemt.
- Årsakene til endringer i stratosfærisk vanndamp, og strålingspådrivet dette gir, er ikke godt kvantifisert.
- Den geografiske fordelingen og tidsutviklingen i strålingspådrivet pga. endringer i aerosoler gjennom det 20. århundret, er ikke godt beskrevet. Årsaken til nye endringer i vekstraten til atmosfærisk metan er ikke godt forstått.
- Rollene til de ulike faktorene som øker konsentrasjonen av troposfærisk ozon siden preindustrielle tider, er ikke godt beskrevet. Strålingspådriv på grunn av egenskaper ved landoverflater og vekselvirkninger land-atmosfære er ikke godt kvantifisert.
- Kunnskap om bidraget fra tidligere solare endringer til strålingspådriv på hundreårsskala er ikke basert på direkte målinger og avhenger derfor sterkt av den fysiske forståelsen.

## 5.2 Observasjoner av klimaendringer

### 5.2.1 Atmosfære og jordoverflate

#### *Robuste funn:*

- Global gjennomsnittstemperatur for overflaten fortsetter å stige. Elleve av de siste 12 år finnes blant de 12 varmeste årene siden 1850.
- Oppvarmingstakten for overflatetemperatur økte i midten av 1970-årene, og siden har kontinentene blitt oppvarmet omtrent dobbelt så raskt som havoverflaten.
- Endringer i ekstremer i overflatetemperatur er konsistent med oppvarmingen av klimaet.
- Estimer av temperaturtrender i midlere og lavere deler av troposfæren er blitt betydelig forbedret. For perioden 1958-2005 viser nedre del av troposfæren litt raskere oppvarming enn overflaten.
- For nedbørsmengder har det blitt observert langsiktige trender fra 1900 til 2005 i mange store regioner.
- Det har funnet sted en økning i antall hendelser med store nedbørsmengder.
- Siden 1970-tallet har tørke blitt mer vanlig, spesielt i tropene og subtropene.
- Innholdet av vanddamp i troposfæren har økt, i det minste siden 1980-tallet.

#### *Sentral usikkerhet:*

- Utbredelsen av radiosondemålinger er mye mindre fullstendig enn overflatemålinger, og belegg tyder på at noen radiosondemålinger er upålitelige, spesielt i tropene. Det er sannsynlig at alle måleserier som gir temperaturtrender i troposfæren, fortsatt inneholder feil.
- Endringer i storstilt atmosfærisk sirkulasjon er tydelige, men kvaliteten på analysene er best etter 1979. Det gjør det ennå vanskelig å skjelne mellom en varig endring og en variasjon.
- Målinger fra overflaten og fra satellitter samsvarer ikke for totalmengde og lave skyer over hav.
- Endringer over flere dekadere i *døgnlig temperaturforskjell* (DTR, diurnal temperature range) er ikke godt forstått, delvis på grunn av begrensede observasjoner av endringer i skydekke og aerosoler.
- Vansker med nedbørmålinger gjenstår som et problem ved kvantifisering av globale og regionale nedbørstrender.
- Måleserier av fuktighet i jorda og regnflom er ofte svært korte og bare tilgjengelige for få regioner. Dette gjør det vanskelig å analysere endringer i tørke.
- Tilgjengelighet på observasjonsdata begrenser hva slags ekstremanalyse som er mulig. Jo sjeldnere hendelser, desto vanskeligere er det å identifisere langtidsendringer, fordi færre tilfeller er tilgjengelig.
- Informasjon om hyppighet av tropiske orkaner og deres intensitet er begrenset før satellittmålinger ble tilgjengelige. Det er også usikkerhet i tolkning av satellittdata.
- Det er utilstrekkelige belegg for å bestemme trender i tornadoer, hagl, lyn og støvstormer på liten romlig skala.

### 5.2.2 Snø, is og frossen grunn

#### **Robuste funn:**

- Mengden av is på jorden avtar. Det har vært en storskala tilbaketrekking av fjellbreer siden slutten av det 19. århundret. Takten i massetapet fra breer og innlandsisen på Grønland er økende.
- Utbredelsen av snø har minket på den nordlige halvkule. Varigheten av sesongavhengig isdekke i elver og ferskvann har avtatt siste 150 år.
- Siden 1978 har gjennomsnittlig årlig utbredelse av sjøis i Arktis vært avtagende, og sommerminimumet i isutbredelsen har minket.
- Isen på Den antarktiske halvøya<sup>1</sup> og Amundsenshelfen<sup>2</sup> har blitt tynnere i 1990-årene. Utløpsbreer til disse dekkene har akselerert, og en fullstendig oppbrekking av Larsen-B-shelfen<sup>3</sup> fant sted i 2002.
- I Arktis har temperaturen på toppen av permafrostlaget økt inntil 3 °C siden 1980-årene. På den nordlige halvkule har maksimum utbredelse av frossen mark om vinteren avtatt med omtrent 7 % siden 1900, og maksimumsdybden har avtatt med omtrent 0,3 m i Eurasia siden midten av det 20. århundret.

#### **Sentral usikkerhet:**

- Det fins ingen global samling av in-situ snødata fra før 1960. Gode, velkalibrerte data for vannekvivalenten for snø er ikke tilgjengelig for satellittperioden.
- Det er utilstrekkelig med data for å dra noen konklusjoner om trender i tykkelsen av sjøisen i Antarktis.
- Det oppstår usikkerhet i estimat av massetap fra breer på grunn av begrensede globale budsjettdata, ufullstendige forhold mellom areal og volum og ubalanse i geografisk dekning.
- Estimat av massebalanse for isbremmer og innlandsis, spesielt for Antarktis, er begrenset av mangel på kalibrering og validering av endringer funnet ved hjelp av høyde og gravitasjonsmålinger fra satellitt.
- Begrenset kunnskap om grunnleggende prosesser knyttet til innlandsis og deres bevegelse fører til stor usikkerhet i forståelsen av bevegelse og stabilitet i slike isdekker.

### 5.2.3 Hav og vannstand

#### **Robuste funn:**

- Den globale temperaturen (eller varmeinnholdet) i havene har økt siden 1955.
- Storskala regionale trender i saltholdighet har blitt observert de siste tiårene, med ferskere vann på subpolare breddegrader og økt saltholdighet i grunnere områder i tropene og subtropene. Disse trendene er konsistente med endringer i nedbør og økt transport i atmosfæren av vann mellom lave og høye bredder, og fra Atlanterhavet til Stillehavet.
- Globalt gjennomsnittlig havnivå steg i løpet av det 20. århundret. Det er stor tiltro til at takten i økningen av havnivået økte mellom midten av det 19. til midten av det 20. århundret. I perioden 1993-2003 økte havnivået raskere enn i perioden 1961-2003.

- Termisk utvidelse av havet og tap av masse fra isbreer og innlandsis har bidratt vesentlig til den observerte havnivåendringen.
- Den observerte takten i økningen i havnivå for 1993-2003 samsvarer med summen av observerte bidrag fra termisk ekspansjon og tap av is over land.
- Økningen i havnivå de siste tiår har ikke vært jevnt geografisk fordelt.
- Som et resultat av opptak av antropogent CO<sub>2</sub> siden 1750, har surhetsgraden økt i havets overflate.

**Sentral usikkerhet:**

- Begrensninger i havobservasjoner gjør at tiårlig variasjon bare kan anslås med moderat pålitelighet for globalt varmeinnhold, saltholdighet og endringer i havnivå.
- Det er lav pålitelighet til observasjoner av trender i MOC.
- Global gjennomsnittlig økning i havnivå for perioden 1961-2003 ser ut å være større enn det som kan forklares ved termisk ekspansjon og smelting av is over land.

#### 5.2.4 Palaeoklima

**Robuste funn:**

- Under forrige mellomistid, for cirka 125 000 år siden, var havnivået *sannsynligvis* 4-6 meter høyere enn i dag i hovedsak som en følge av redusert is i polare områder.
- En rekke raske klimaendringer i fortiden er *svært sannsynlig* knyttet til endringer i havsirkulasjonen i Atlanterhavet, og hadde effekt på klimaet over det meste av den nordlige halvkule.
- Det er *svært usannsynlig* at jordkloden vil gå mot en ny istid på en naturlig måte på de første 30 000 år.
- Biogeokjemiske og biogeofysiske tilbakekoblinger har forsterket fortidens klimaendringer.
- Det er *svært sannsynlig* at gjennomsnittstemperaturen på den nordlige halvkule over de siste 50 år var varmere enn i noen tilsvarende 50-årsperiode over de siste 500 år. Den var *sannsynlig* også den varmeste siste 50-årsperioden over de siste 1300 år.
- Paleoklimadata indikerer med stor grad av pålitelighet at tørkeperioder med varighet over dekadere eller lengre, var en tilbakevendende side ved klimaet i en rekke regioner over de siste 2000 år.

**Sentral usikkerhet:**

- Mekanismer for start og utvikling av raske klimaendringer og tilhørende terskelverdier er ikke godt forstått. Dette begrenser påliteligheten i klimamodellenes evne til å simulere realistiske raske klimaendringer.
- Det er ikke godt kjent hvor mye innlandsisene tidligere trakk seg tilbake. Det samme gjelder takten i slike endringer og prosessene involvert.
- På sørlige halvkule og i tropene er kunnskap om klimavariasjon lengre tilbake enn noen få hundre år begrenset av mangel på palaeoklimatiske data.
- Forskjellige amplituder og variasjon i rekonstruksjoner av temperatur på tusenårsskala for nordlige halvkule, og forbindelsen mellom disse differansene og valg av proksidata og statistiske kalibreringsmetoder, gir problem som må avklares.

- Mangel på omfattende nettverk av proksidata for temperatur de siste 20 årene begrenser forståelsen for hvordan slike proksier svarer på global oppvarming og effekten av andre endringer i miljøet.

### 5.3 Forståelse og årsakstilskrivning av klimaendringer

#### *Robuste funn:*

- Pådriv fra drivhusgasser har *svært sannsynlig* forårsaket mesteparten av den observerte globale oppvarmingen de siste 50 år. Strålingspådrivet fra drivhusgasser gjennom det siste halve århundret ville *sannsynligvis* ført til en større oppvarming enn den observerte, om det ikke hadde vært for den avkjølede effekten fra aerosoler og andre pådriv.
- Det er *ekstremt usannsynlig* (<5%) at det globale oppvarmingsmønsteret de siste 50 årene kan forklares uten eksterne pådriv, og *svært usannsynlig* at det skyldes naturlige pådriv alene. Oppvarmingen fant sted både i hav og atmosfære på et tidspunkt da naturlige pådriv *sannsynligvis* hadde en avkjølede effekt.
- Det er *sannsynlig* at antropogene pådriv har bidratt til den generelle oppvarmingen observert i de øvste flere hundre meter av havet i siste halvdel av det 20. århundret. Antropogene pådriv, som har resultert i termisk ekspansjon ved oppvarming av havet og smelting av isbreer, har *svært sannsynlig* bidratt til økt havnivå over siste halvdel av det 20. århundret.
- En vesentlig del av den rekonstruerte dekadiske klimavariasjonen på den nordlige halvkule over de siste sju århundrene er *svært sannsynlig* knyttet til naturlige eksterne pådriv (vulkanutbrudd og solaktivitet).

#### *Sentral usikkerhet:*

- Påliteligheten i å tilskrive noen klimaendningsfenomen til antropogen påvirkning er begrenset av usikkerheter i strålingspådriv og usikkerheter ved tilbakekobling og observasjoner.
- Årsakstilskrivning på subkontinental skala og tidsskala kortere enn 50 år er begrenset av større klimavariasjon på mindre skala, av usikkerhet i småskala detaljer i eksterne pådriv og simulert respons i modeller, så vel som usikkerhet i simuleringer av intern variasjon på liten skala, inkludert i relasjon til variasjonsmoder.
- Det er mindre pålitelighet i forståelsen av pådrevne endringer i nedbør og bakketrykk enn for temperatur.
- Omfanget av utsagn om årsakstilskrivning er begrenset av fravær av eller et svært lite antall formelle studier av deteksjon og tilskrivning for noen fenomen (for eksempel noen typer ekstreme hendelser).
- Ufullstendige globale datasett for ekstremanalyse og modellusikkerhet begrenser fortsatt hvilke regioner og typer deteksjonsstudier som kan utføres for ekstremer.
- Til tross for økt forståelse avgrensner usikkerhet ved modellsimulert klimavariasjon visse aspekter ved tilskrivingsstudier. For eksempel er det tydelig uoverensstemmelse mellom estimater for variasjon i varmeinnhold i havet fra modeller og observasjoner.
- Mangel på studier som kvantifiserer antropogene bidrag til økning i varmeinnholdet i havet eller smelting av isbreer, sammen med den åpne delen i budsjettet for havnivå for 1961-2003, er blant usikkerhetene knyttet til kvantifisering av antropogene bidrag til økning i havnivå.

## 5.4 Prosjeksjoner av fremtidige klimaendringer

### 5.4.1 Modellevaluering

#### **Robuste funn:**

- Klimamodeller er basert på veletablerte fysiske prinsipper og har vist at de reproducerer dagens observerte klimaendringer og klimaendringer i fortiden. AOGCMer gir, med betydelig pålitelighet, troverdige kvantitative estimater for fremtidige klimaendringer, særlig på kontinental skala og større. Graden av pålitelighet er større for noen klimaparametere (for eksempel temperaturen) enn for andre (for eksempel nedbør).
- Påliteligheten til modellene har økt på grunn av:
  - forbedret simulering av mange aspekt ved klimasystemet, inkludert viktige moder for klimavariasjon og ekstreme varme- og kuldeperioder;
  - forbedret oppløsning i modellene, beregningsmetoder, parameterisering og inkludering av flere prosesser;
  - mer omfattende diagnostester, inkludert tester av modellenes evne til å varsle endringer på tidskala fra dager til et år ved start fra observerte tilstander; og
  - inngående granskning av modeller, og utvidet diagnose av modellenes kapasitet ved internasjonalt koordinert innsats for å samle og undersøke resultater fra modelleksperimenter utført under samme betingelser.

#### **Sentral usikkerhet:**

- Det er ennå ikke etablert et velprøvd sett med måletall for å sammenligne modeller med observasjoner, måletall som kan brukes til å snevre inn spennet i plausible klimaprojeksjoner.
- De fleste modeller har fortsatt problemer med å kontrollere drift i klimaet, særlig i dyphavene. Driften må tas hensyn til når endringer i havvariabler vurderes.
- Modeller er betydelig forskjellige i estimat for styrken av ulike tilbakekoblinger i klimasystemet.
- Det gjenstår problemer med simulering av noen variasjonsmoder, spesielt *Madden-Julian Oscillasjonen*, gjentakende atmosfærisk blokkering<sup>4</sup> og ekstrem nedbør.
- Systematiske feil er funnet i de fleste modellsimuleringer for Sørishavet, feil som er knyttet til usikkerhet i transient klimarespons.
- Behovet for å ta med flere prosesser og mer utstrakte ensembler med kjøring medfører at klimamodeller fortsatt er begrenset ved den romlige oppløsningen som kan oppnås med dagens computerressurser.

### 5.4.2 Likevekt og transient klimasensitivitet

#### **Robuste resultat:**

- Basert på begrensninger i observasjoner og modeller er klimasensitivitet ved likevekt sannsynlig innen intervallet 2,0-4,5 °C med 3 °C som mest sannsynlig verdi. Det er svært usannsynlig at den er mindre enn 1,5 °C.
- Den transiente klimaresponsen (ved dobling av CO<sub>2</sub>) er bedre avgrenset enn klimasensitiviteten ved likevekt. Den er svært sannsynlig større enn 1 °C og svært usannsynlig større enn 3 °C.



- Det fins en god forståelse for opprinnelsen til forskjeller i klimasensitivitet ved likevekt i de ulike modellene. Tilbakekopling fra skyer er den primære kilden til forskjeller i klimasensitivitet ved likevekt mellom modellene, med lave skyer som den største bidragsyter.
- Nye belegg fra observasjoner og simuleringer støtter sterkt en kombinert rate for tilbakekopling fra vanndamp med samme størrelse som finnes i AOGCMer.

**Sentral usikkerhet:**

- Det gjenstår stor usikkerhet om hvordan skyer vil respondere på globale klimaendringer.

### 5.4.3 Globale projeksjoner

**Robuste resultat:**

- Selv om konsentrasjoner av ulike gasser for strålingspådriv ble stabilisert, forventes en fortsatt oppvarming med relaterte klimaendringer, i hovedsak på grunn av en tidsforsinkelse knyttet til prosesser i havet.
- Oppvarming over de nærmeste tiår er i liten grad influert av antagelsene i de ulike klimascenariene eller forskjellig sensitivitet i modellene. Oppvarmingen er konsistent med observerte endringer over de siste dekadene. Midlere oppvarming fra ensembler med alle AOGCM-ene for perioden 2011-2030 relativt til 1980-1999, er i intervallet 0.64-0.69 °C for SRES scenariene B1, A1B og A2.
- Geografisk mønster for projisert oppvarming viser største temperaturøkning på høye nordlige breddegrader og over land, og mindre endringer over hav i sør og Nord-Atlanteren.
- Endring i nedbør viser robuste storskala mønstre: nedbøren øker i de tropiske nedbørsoner, reduseres i subtropene og øker på høye breddegrader som en konsekvens av et forsterket hydrologisk kretsløp.
- Ettersom klimaet blir varmere, vil snødekket og utbredelsen av sjøis reduseres, isbreer og innlandsis miste masse og bidra til økning i havnivået. I det 21. århundret reduseres sjøisen både i Arktis og Antarktis. Reduksjonen i snødekket i Arktis vil akselerere ved positiv tilbakekobling, og en generell økning i dypet for tining om sommeren vil finne sted over mye av områdene med permafrost.
- Basert på dagens modellsimuleringer er det *svært sannsynlig* at MOC i Atlanterhavet vil avta innen år 2100. Det er imidlertid *svært usannsynlig* at raske endringer vil inntreffe innenfor denne tidsperioden.
- Varmebølger vil bli mer hyppige og vare lengre i et fremtidig varmere klima. Antall døgn med frost vil reduseres over alt på midlere og høye bredder men økning i lengden av vekstsesongen. Det er en tendens for opptørking om sommeren sentralt på kontinentene, noe som indikerer større risiko for tørke.
- Fremtidig oppvarming vil redusere jordklodens evne til å oppta antropogent CO<sub>2</sub> (både hav og land). Som et resultat vil en økende del av antropogen CO<sub>2</sub> forbli i atmosfæren. Denne tilbakekoblingen krever reduksjoner i de samlede utslippene konsistent med stabilisering ved et gitt nivå for CO<sub>2</sub>, sammenlignet med tilfellet der det ikke er en slik tilbakekopling. Jo høyere stabiliseringsnivå, desto større klimaendringer og større behov for reduksjoner.

**Sentral usikkerhet:**

- Sannsynligheten for raske endringer i MOC etter utgangen av det 21. århundre kan ennå ikke vurderes med stor troverdighet. For lave og medium utslippsscenarioer for stabilisering av atmosfæriske drivhusgasser etter år 2100, vil MOC styrkes over ett eller flere hundreår etter den første reduksjonen. En permanent reduksjon av MOC kan ikke utelukkes ved et vedvarende sterkt klimapådriv.
- Modellprosjeksjoner for ekstrem nedbør viser større spredning med hensyn til amplitude og geografisk fordeling enn for temperatur.
- Det er fortsatt forskjeller på responsen til modellene for de viktigste klimamodene, slik som ENSO. Dette kan være knyttet til forskjeller i hvordan modellene representerer dagens situasjon i tid og rom.
- Kunnskapen om hvordan tropiske sykloner svarer på klimaendringer er ennå begrenset av oppløsningen av tropiske sykloner i typiske klimamodeller.
- Endringer i sentrale prosesser som driver noen globale og regionale klimaendringer er dårlig kjent (for eksempel ENSO, NAO, blokkering, MOC, tilbakekopling fra landoverflaten, fordeling av tropiske sykloner).
- Størrelsen på fremtidige tilbakekoblinger i kretsløpet for karbon er fortsatt dårlig bestemt.

#### 5.4.4 Havnivå

**Robuste resultat:**

- Havnivået vil fortsette å stige i det 21. århundre på grunn av termisk ekspansjon og tap av is over land. Økning av havnivå til nå har ikke vært jevnt geografisk fordelt, og vil heller ikke være det i framtiden.
- Projisert oppvarming på grunn av økt utslipp av drivhusgasser i det 21. århundret vil bidra til stingning i havnivå i mange århundrer.
- Stigning i havnivå på grunn av termisk ekspansjon og massetap fra innlandsis vil fortsette i århundrer og tusenår selv om strålingspådrivet stabiliseres.

**Sentrale usikkerheter:**

- Det finnes ikke modeller som realistisk representerer nøkkelprosessene som kan bidra til store og raske dynamiske endringer i innlandsisene i Antarktis og på Grønland, endringer som kan øke kalving av is til havet.
- Følsomheten til innlandsisens massebalanse (smelting og nedbør) med hensyn på globale klimaendringer er ikke godt avgrenset ved observasjoner og viser en stor spredning i modellene. Det er derfor stor usikkerhet i hvor stor global oppvarming, dersom den opprettholdes, som skal til for å få bort innlandsisen på Grønland.

#### 5.4.5 Regionale projeksjoner

**Robuste resultat:**

- Middelttemperaturen over alle bebodde kontinent og over mange subkontinentale områder vil *svært sannsynlig* stige fortere enn den globale temperaturøkningen over de neste 50 år, og vesentlig mer enn naturlig variasjon.
- Nedbøren vil *sannsynligvis* øke i de fleste subpolare og polare områder. Denne økningen er spesielt robust, og vil *svært sannsynlig* skje i årlig nedbør i det meste av

Nord-Europa, Canada, nordøst i USA og Arktis, og i vinternedbør i det nordlige Asia og Det tibetanske platå.

- Nedbøren over mange subtropiske områder vil *sannsynligvis* reduseres, og spesielt for høyere bredder av subtropene. Disse resultatene er spesielt robuste, og vil *svært sannsynlig* inntreffe for årlig nedbør i landene ved Middelhavet og for vinternedbør i det sørvestlige Australia.
- Ekstremene i døgnlig nedbør vil *sannsynligvis* øke i mange områder. Økningen er *svært sannsynlig* for Nord-Europa, det sørlige og østlige Asia, Australia og New Zealand – denne listen reflekterer en ujevn geografisk fordeling av eksisterende publiserte undersøkelser.

***Sentral usikkerhet:***

- I noen regioner har det vært få studier av sentrale aspekt ved regional klimaendring, spesielt med hensyn til ekstreme hendelser.
- Generelle sirkulasjonsmodeller for atmosfære og hav viser ingen konsistens mellom simulerte endringer i regional nedbør i noen sentrale regioner (f.eks. det nordlige Sør-Amerika, det nordlige Australia og Sahel).
- I mange regioner der fjell genererer småskala klimavariasjoner, er det utilstrekkelig informasjon om hvordan klimaendringer vil uttrykkes på disse skalaene.

<sup>1</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic\\_Peninsula](http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic_Peninsula)

<sup>2</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Amundsen\\_Sea](http://en.wikipedia.org/wiki/Amundsen_Sea)

<sup>3</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Larsen\\_Ice\\_Shelf](http://en.wikipedia.org/wiki/Larsen_Ice_Shelf)

<sup>4</sup> [http://en.wikipedia.org/wiki/Block\\_\(meteorology\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Block_(meteorology))

# Klimauttrykk brukt om det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer

I en tid med global oppvarming som etter alt å dømme er menneskeskapt, er det viktig å formidle klimakunnskap til så mange som mulig. Dette skrevet inneholder en liste med definisjoner på norsk av klimauttrykk som kan brukes i slik formidling. Den vitenskapelige klimaformidlingen foregår stort sett på engelsk, og det fins godt med definisjoner av klimauttrykk på engelsk. De fleste definisjoner av faguttrykk i lista nedenfor er da også oversettelse av engelske termer.

Uttrykkene omfatter de alle fleste definisjonene listet opp og brukt i rapporten til FN's klimapanel (IPCC) sin første arbeidsgruppe fra 2007, her kalt IPCC2007<sup>1</sup>. I disse definisjonene kan det være henvisninger til andre publikasjoner: Rapport om framtidsscenarier for klimautslipp brukt av IPCC<sup>2</sup>, IPCCs rapport om endringer i bruk av landjorda<sup>3</sup> og en publikasjon om termer brukt for tørke<sup>4</sup>.

I tillegg til uttrykk fra IPCC er det tatt med en del faguttrykk fra meteorologi, oseanografi og hydrologi (inkludert glasiologi). Mange av disse er fri oversetting av faguttrykk funnet i en omfattende liste publisert av American Meteorological Society, kalt AMS Glossary of Meteorology<sup>5</sup>. I noen grad er det også brukt definisjoner funnet på Wikipedia på engelsk.

Definisjoner fra IPCC2007 er presise og kan derfor være ganske kompliserte. Her blir det forsøkt å forenkle uten at dette går ut over presisjonen. Fagord i meteorologi, oseanografi og hydrologi er gjort så enkle som mulig. Mange slike uttrykk har tilsvarende matematiske definisjoner som ikke er tatt med.

Fysiske enheter inngår noen få ganger. Da brukes enheter og prefiks som defnert i tabell 1 og 2.

**Tab. 1.** Aktuelle avledede størrelser i SI-systemet<sup>6</sup>. Grunnenhetene er kilogram (kg), sekund (s) og meter (m).

Navn	Symbol	Størrelse	SI-enheter
Hertz	Hz	Frekvens	$s^{-1}$ (eller 1/s)
Newton	N	Kraft	$kg\ m\ s^{-2}$
Joule	J	Energi	$m\ N = kg\ m^2\ s^{-2}$
Watt	W	Effect	$J/s = kg\ m^2\ s^{-3}$
Pascal	Pa	Trykk	$Nm^{-2}$



**Tab. 2.** Prefikser for tierpotenser.

Potens	Prefiks	Symbol	Navn	Desimaltall
10 <sup>15</sup>	peta	P	Billiard	1E+15
10 <sup>12</sup>	tera	T	Billion	1E+12
10 <sup>9</sup>	giga	G	Milliard	1000000000
10 <sup>6</sup>	mega	M	Million	1000000
10 <sup>3</sup>	kilo	k	Tusen	1000
10 <sup>2</sup>	hekto	h	Hundre	100
10 <sup>1</sup>	deka	da	Ti	10
10 <sup>-1</sup>	desi	d	Tidel	0,1
10 <sup>-2</sup>	centi	c	Hundredel	0,01
10 <sup>-3</sup>	milli	m	Tusendel	0,001
10 <sup>-6</sup>	mikro	μ	Milliondel	0,000001
10 <sup>-9</sup>	nano	n	Milliarddel	0,000000001
10 <sup>-12</sup>	piko	p	Billiondel	1E-12

**8200-hendelsen** En rask klimasvingning for 8200 år siden med kaldere klima over en periode på 400 år.

**Adiabatisk prosess** En prosess i et *dynamisk system*, som atmosfæren eller havet, der det ikke tilføres/fratas varme (for eksempel ved stråling eller ved kondensasjon/fordampning). For eksempel kan partikler som beveger seg vertikalt i atmosfæren gjennomgå adiabatisk tilstandsforandringer. I havet kan *vannmasser* bevege seg adiabatisk over store avstander. Det motsatte av en adiabatisk prosess er en *diabatisk prosess*.

**Adveksjon** Transport av en størrelse med bevegelsen i en veske (med vinden i atmosfæren). Eksempler på størrelser som advekteres er temperatur, fuktighet og *aerosoler*. Mens *konveksjon* i atmosfæren beskriver en bevegelse med store vertikale utslag på lokal skala, representerer adveksjon ofte en mer storstilt, horisontal bevegelse.

**Aerosoler** En samling partikler – i fast form og som dråper - som holdes oppe og beveger seg i luft. Typisk størrelse er fra 0,01 til 10  $\mu\text{m}$  (mikrometer). Aerosoler kan enten ha en naturlig eller en *antropogen* opprinnelse. Aerosoler kan påvirke klimaet på flere måter, direkte gjennom spredning og absorpsjon av stråling, og indirekte ved å virke som *kondensasjonskjerner* for skydannelse, noe som også kan føre til endringer i skyenes strålingsmessige egenskaper og *levetid*. Se *indirekte aerosoleffekt*.

**Akvaplanet** En planet med størrelse og bane som jorda, men dekket med vann overalt.

**Akvasystem** En større mengde med vann, slik som deler av et hav eller en innsjø. Brukes ofte i forbindelse med biologiske prosesser.

**Albedo** Den delen av *solstrålingen* som reflekteres av en flate eller et objekt, ofte gitt i prosent. Jordoverflatens albedo varierer mye. Hav og vegetasjon over land gir lav albedo, mens snødekte flater har høy albedo (albedo kan oversettes med hvithet). Planetarisk albedo for jordkloden varierer med skydekke, dekke av snø og is og graden av vegetasjon over land.

**Albedotilbakekopling** En *klimatilbakekopling* som skyldes endring i jordklodens *albedo*. Slike endringer skyldes vanligvis endringer i *kryosfæren*, som har en større gjennomsnittlig albedo ( $\sim 0,8$ ) enn den gjennomsnittlige planetariske albedo ( $\sim 0,3$ ). I et klima som blir varmere, antar en at kryosfæren vil bli mindre og at jordas gjennomsnittlige albedo vil avta. Dette gir større absorpsjon av *solstråling*. Denne positive albedotilbakekoplingen fører til større oppvarming av kloden.

**Aleuterlavtrykket** Et nesten permanent lavtrykk med senter nær Aleuterøyene i Stillehavet vest i Alaska. Det kommer til syne ved å beregne et gjennomsnitt av lufttrykket ved havoverflaten over en periode for en årstid eller lengre. Lavtrykket er dypest om vinteren. Tilsvarende lavtrykk i Atlanterhavet er *Islandslavtrykket*.

**Alkalitet (Alkalinitet)** Et mål for en oppløsnings evne til å nøytralisere syrer ved en bestemt *pH*.

**Alpine breer** Breer som formes på fjellsider. Breene kan fylle daler (dalbre) og noen ganger et helt fjellområde (*iskappe*).

**Altimetri** En teknikk for å måle høyden av jordoverflaten fra satellitt. Altimetri brukes til å måle havets nivå og topografisk høyde over land, innsjøer, elver og is. Høydene angis i forhold til sentrum av jordkloden innenfor et definert referansesystem, som regel i forhold til en standard referanseelipsoide som uttrykker jordas vanlige form. Målingene utføres ved radar eller laser og har for tiden en presisjon på noen få centimeter. Fordelen med altimetri er at målingene dekker omtrent hele jorda og at de er geosentriske i motsetning til målinger i forhold til jordas overflate slik som med en *tidevannsmåler*.



**Analysér** Innen værvarsling en romlig beskrivelse av atmosfærens tilstand ved et bestemt tidspunkt. Fra analysene beregnes værprognoser. Et mer generelt begrep, som også brukes for *klimasystemet* eller komponenter i klimasystemet, er *begynnelstilstand*. Se *dataassimilasjon*; *reanalyser*.

**Annulære (ringformede) moder** Foretrukne mønstre for endringer i atmosfærisk sirkulasjon som svarer til endringer vestavindsbeltet på midlere bredder. *Den nordlige anulære mode* (NAM) har store utslag i Nord-Atlanteren som svarer til *Den nordatlantiske oscillasjon* (NAO). *Den sørlige anulære mode* opptrer rundt den sørlige halvkule. Variasjonen i vestavindsbeltet er også kjent som variasjoner i *sonal strøm*, ofte definert gjennom en sonal indeks. Se *moder for klimavariasjon*.

**Antisykloner** Alle slags høytrykksområder i atmosfæren. Vinden viser et spiralmønster utover fra sentrum av antisykloner, med klokka på nordlige halvkule og mot klokka på sørlige halvkule. Se *sykloner*.

**Antropogen** Et resultat produsert ved menneskers aktivitet - menneskeskapt.

**Antropogen klimaendring** Se *klimaendring*.

**Arktiske fronter** *Fronter* som dannes mellom kalde *luftmasser* fra isen i Arktis (eventuelt fra kaldt kontinent) og varmere luftmasser over isfritt hav. Karakteriseres ved sterk vind på den kalde siden av fronten.

**Atlantisk multidekadisk oscillasjon (AMO)** En fluktusjon i *sjøtemperaturen i overflaten* (SST) over flere dekadere (tiår) (65 til 75 år) i Nord-Atlanteren. Det er påvist varme perioder omtrent fra 1860 til 1880 og fra 1930 til 1960 og kalde perioder fra 1905 til 1925 og fra 1970 til 1990. Utslagene i variasjonene er omtrent 0,4 °C. Se *moder for klimavariasjon*.

**Atmosfære** Gassene som omslutter jorda. Tørr atmosfære består av nitrogen (78,1 % *blandingsforhold*) og oksygen (20,9 %), pluss et visst antall *sporgasser* slik som argon (0,93 %), helium og strålingsaktive *drivhusgasser* slik som *karbondioksid* (0,039 %) og *ozon*. I tillegg inneholder atmosfæren drivhusgassen *vanndamp*. Mengden av vanndamp varierer mye, typisk *blandingsforhold* er rundt 1 %.

**Atmosfærens generelle sirkulasjon** De storstilte bevegelsene i atmosfæren som skyldes ulik oppvarming (på ulike breddegrader og mellom kontinent og hav) på en roterende jordklode. Sirkulasjonen opprettholder *energibalansen* til *klimasystemet* gjennom transport av varme og bevegelsesmengde. De store fjellmassivene (som Rocky Mountains og Himalaya) modifiserer sirkulasjonen. Beskrivelsen er basert på statistikk av daglige data gjennom mange år og omfatter både horisontale og vertikale sirkulasjoner. Den generelle sirkulasjon omfatter også statistikk for variasjon i tid og rom (slik som årstidsvarisjoner og effekter av *sykloner*). Sirkulasjonen kalles også *planetær sirkulasjon*.

**Atmosfærens grenselag** Det laget av atmosfæren like ved jordoverflaten som påvirkes av friksjon mellom atmosfæren og jordoverflaten. De nederste omtrent 10 meter av atmosfærens grenselag, der mekanisk produksjon av turbulens er dominerende, kalles *overflategrenselaget* eller *overflatelaget*.

**Atmosfærisk levetid** Se *levetid*.

**Avrenning** Den delen av nedbøren som renner ut i vassdrag og ut i havet. Det beregnes kart for avrenning, for eksempel for Norge, som et gjennomsnitt over flere år.

**Avskoging** Hogging av *skog* som gir en overgang fra områder med skog til områder uten skog. For å diskutere uttrykket skog og relaterte termer knyttet til avskoging og dyrking av skog, se IPCC Special Report on Land-Use, Land-Use Change and Forestry<sup>3</sup>.

**Azorerhøytrykket** Et nesten permanent *subtropisk høytrykk* med senter nær Azorene i Atlanterhavet. Det kommer til syne ved å beregne et gjennomsnitt av luftrykket ved havoverflaten over en årstid eller en lengre periode. Høytrykket er knyttet til *Hadleycella* og er sterkest om sommeren. Tilsvarende høytrykk i Stillehavet er *Stillehavshøytrykket*.

**Baroklin instabilitet** Den dominerende mekanismen for utvikling av *sykloner* og *antsykloner* på midlere breddegrader. Syklonene oppstår vanligvis i soner i vestavindsbeltet med store *temperaturgradienter* fra nord til sør (stor baroklinitet; se *front*). I havet danner samme mekanisme virvler på mindre skala (100 km eller mindre). Baroklin instabilitet oppstår i barokline *væsker* (der tettheten avhenger både av trykk og temperatur) som roterer raskt.

**Bayesisk metode** En statistisk metode der en statistisk analyse av en ukjent eller usikker størrelse utføres i to skritt. Først formuleres en *sannsynlighetsfordeling* på grunnlag av eksisterende kunnskap. I dette skrittet kan et element av subjektivitet influere valget, men i mange tilfeller er fordelingen valgt så objektivt som mulig. I det andre skrittet tas inn nye data ved å bruke et teorem etter matematikeren Bayes (1702-1761) for å oppdatere den opprinnelige fordelingen.

**Begynnelsestilstand** En tilstand i *klimasystemet* - eller i atmosfæren eller havet hver for seg - ved et bestemt tidspunkt. For atmosfæren beskrives tilstanden ved fordelingen av vind, temperatur, trykk, fuktighet og skyer over hele jorda og for alle lag gjennom *troposfæren* og *stratosfæren*. Slike tilstander brukes som starttilstander i *værvarslingsmodeller*, *klimamodeller* og modeller for havet. Se *reanalyser*.

**Bevegelsesligninger** Matematiske hydrodynamiske ligninger som gjelder for bevegelsen i et *dynamisk system*. Ligningene uttrykker bevarelse av masse, energi og bevegelsesmengde. Noen ganger brukes bevegelsesligninger bare om bevarelse av bevegelsesmengde (Newtons 2. lov). Ligningene løses tilnærmet i for eksempel *klimamodeller* og *værvarslingsmodeller* under visse betingelser ved grenseflatene.

**Biogeokjemisk kretsløp** Endring og transport av substanser innenfor og mellom atmosfære, *biosfære*, *hydrosfære* og *litosfære* via biologiske, geologiske og kjemiske prosesser som ofte har en syklisk natur. For eksempel er *karbonkretsløpet* et biogeokjemisk kretsløp.

**Biogeokjemisk klimatilbakekopling** *Klimatilbakekopling* som skyldes biologiske, geologiske og kjemiske prosesser innen og mellom de ulike komponenter i *klimasystemet*. Et eksempel er endring i atmosfærens *drivhuseffekt* som følge av en endring i havets evne til å ta opp karbon.

**Biomasse** Den totale masse av levende organismer innen et gitt areal eller volum. Døde planter kan inkluderes.

**Biom** Et bestemt regionalt hovedelement (planter, dyr og jordorganismer) i *biosfæren*. Biomer kan omtales som de viktigste *økosystem* (for eksempel *skog*, *våtmarker*) på jorda og danner til sammen biosfæren.

**Biosfære (terrestrisk og marin)** Den delen av jordsystemet som omfatter alle *økosystem* og levende organismer på land (*terrestrisk biosfære*), i havet (*marin biosfære*) eller i atmosfæren. Dødt organisk materiale inkluderes, slik som avfall, organisk materiale i jordskorpen og avfall i havet.

**Blandingsforhold** Dette er det samme som *molfraksjon*, forholdet mellom antall moler (mol er SI-enhet for substansmengde) av en substans i et gitt volum og det totale antall moler av alle substanser i dette volumet.

**Blokkerende antisyklon** En *antisyklon* (høytrykk) på midlere og høye bredder med omtrent samme posisjon i noen dager eller lengre tid (stasjonært høytrykk). Disse antisyklonene blokkerer for *ekstratropiske sykloner*, som må finne baner rundt høytrykket.

**Bondhendelser** Klimavariasjoner i Nord-Atlanteren gjennom *holosen* med en periode på omtrent 1500 år. En mener å ha identifisert 8 slike hendelser, for det meste fra studier av *istransporterte levninger*. Kan være beslektet med *D-O-hendelser* gjennom *istider*.

**Bowenforholdet** Forholdet mellom *følbare* og *latente varmeflukser* fra jordoverflaten til atmosfæren. For våte områder som over hav, er forholdet vanligvis lite (~0,1), for tørre områder som ørken, er forholdet stort (større enn 2).

**Brewer-Dobsonsirkulasjonen** En langsom meridional *vintersirkulasjon* i *stratosfæren* som stiger i tropene og synker i polare områder. Foreslått av Alan Brewer i 1949 og Gordon Dobson i 1956. Sirkulasjonen kan forklare hvorfor tropisk luft har mindre ozon enn polar luft selv om ozon produseres i den tropiske stratosfære. Se *meridional strøm*.

**Bruk av land og endring i bruk av land (Land use)** Bruk av land refererer seg til summen av inngrep, aktiviteter og påvirkninger fra mennesker på en viss type landoverflate. Uttrykket blir også brukt i betydningen sosiale og økonomiske aktiviteter for å odle jorda (jordbruk og skogbruk). Endring i bruk av land refererer seg til en endring i bruk eller forvaltning av jorda utført av mennesker, endringer som kan lede til en endring i jordoverflaten. Bruk av land og endring i bruk av land kan få betydning for *overflatealbedo*, *evapotranspirasjon*, *kilder* og *sluk* for *drivhusgasser* eller andre egenskaper ved klimasystemet. Slik kan endringer i bruk av land gi et *strålingspådriv* og/eller andre følger for klimaet, lokalt eller globalt.

**Bundne klimaendringer (Climate change commitment)** Selv om atmosfærens sammensetning holdes konstant på dagens nivå, vil klimaet fortsette å forandre seg som følge av endringer i atmosfærens sammensetning fram til nå. Dette skyldes den termiske tregheten i havet og langsomme prosesser i *biosfæren*, *kryosfæren* og landoverflaten. Tidligere endringer i atmosfærens sammensetning leder til klimaendringer som fortsetter så lenge det er strålingsmessig ubalanse (se *energibalanse*) og inntil alle komponenter i klimasystemet har innstilt seg på en ny tilstand. Den videre endring i temperaturen etter at sammensetningen i atmosfæren blir holdt konstant, refereres til som temperatur ved bestemt konstant sammensetning. Bundne klimaendringer inkluderer andre framtidige endringer, slik som i *det hydrologiske kretsløp*, i *ekstremvær* og *havnivåendringer*.

**Bølling/Allerød** En relativt varm og fuktig klimaperiode som oppsto ved utgangen av siste istid mellom 14 700 og 12 700 år siden. Den startet på slutten av en periode kalt eldre dryas og endte ved inngangen til den kalde perioden *yngr dryas*.

<sup>12</sup>C Stabil karbonisotop med atomvekt på omtrent 12. Utgjør 98,9 % av vanlig karbon.

<sup>13</sup>C Stabil karbonisotop med atomvekt på omtrent 13. Målinger av forholdet <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C i karbondioksidmolekyler blir brukt til å bestemme betydningen av visse prosesser i *karbonkretsløpet* og størrelsen på det terrestriske karbonreservoaret.

<sup>14</sup>C Stabil karbonisotop med atomvekt på omtrent 14 og med en halveringstid på omtrent 5 700 år. Isotopen blir blant annet brukt for datering så langt tilbake som 40 000 år. Variasjonen over tid påvirkes av magnetfeltene til jorda og sola. Derfor indikerer tidsvariasjonen også variasjon i *kosmisk stråling* (*kosmogene isotoper*).

**C3-planter** Planter som produserer tre komponenter av karbon gjennom *fotosyntesen*, inkluderer de fleste trær og jordbruksprodukt som ris, hvete, soyabønner, poteter og grønnsaker.

**C4-planter** Planter som produserer fire komponenter av karbon gjennom fotosyntesen, for det meste av tropisk opprinnelse og inkluderer jordbruksprodukt som mais og rørsukker.

**CFC (KFK)** Se *halokarboner*.

**Corioliskraften** Newtons *bevegelsesligninger* gjelder for et referansesystem i forhold til verdensrommet (inersielt koordinatsystem). Corioliskraften oppstår som en tilsynelatende kraft på partikler som beveger seg i forhold til et koordinatsystem som roterer, slik som et referansesystem i forhold til jorda. Kraften står normalt på rotasjonsaksen og er proporsjonal med gjenstandens (relative) hastighet. Slik virker den som en avbøyende kraft til høyre for bevegelsen på nordlige halvkule og til venstre på sørlige halvkule. Kraften kan ikke forandre partiklenes hastighet.

**Coriolisparameteren** To ganger den vertikale komponenten av jordas vinkelhastighet. Varierer som sinus til bredden. Siden jorda er et stivt legeme, er parameteren lik den vertikale komponenten av jordas *virvling*. Dersom en luftpakke har en hastighet  $V$  og Coriolisparameteren er lik  $f$ , er *Corioliskraften* lik  $fV$  per masseenhet.

**CO<sub>2</sub>-ekvivalent** Se *ekvivalent konsentrasjon av karbondioksid*.

**Cumulusskyer** Haugformede skyer som oppstår ved at stigende luft i statisk ustabile luftlag (se *statisk stabilitet*) blir avkjølt og kondenserer (*konveksjon*). I motsetning til *stratifforme skyer* har cumuluskyer omtrent like stor vertikal og horisontal skala. Vertikal skala kan variere fra små godværsaccumulus i et grunt lag til cumulus i byger som kan nå høyt opp i *troposfæren*.

**Dataassimilasjon** I værvarsling basert på *værvarslingsmodeller* en metode som estimerer atmosfærens tilstand ved et tidspunkt. Dagens metoder er statistiske og vektet informasjon fra ulike observasjoner og informasjon i kortsiktige prognoser fra forrige tilstand. Det legges dynamiske føringer gitt ved atmosfærens bevegelsesligninger. Tilstandene kalles *analyser* og brukes som startdata for prognoser. Se *reanalyser*; *begynnelsestilstand*.

**Dekadisk variasjon i Stillehavet** Koplet variasjon mellom atmosfære og hav på dekadiskala (tiårsskala) i Stillehavet. Utslagene er størst i Nord-Stillehavet der styrken på Aleuterlavtrykket varierer sammen med sjøtemperaturene. Sammenhengen er knyttet til sjøtemperaturen og havsirkulasjonen i hele Stillehavet. Fluktuasjonene har en effekt på *ENSO*.

**Den lille istid (Little Ice Age; LIA)** En periode mellom omtrent år 1400 og 1900 da temperaturene på den nordlige halvkule var kaldere enn i dagens klima, særlig over Europa.

**Den sørlige oscillasjon** Se *El-Niño-Sørlig oscillasjon (ENSO)*.

**Den varme middelalderperioden (Medieval Warm Period; MWP)** En periode mellom år 1000 og 1300 da noen regioner på nordlige halvkule var varmere enn gjennom *Den lille istid*, en kaldere periode som fulgte etter.

**Det kalde tilbakeslaget i Antarktis (Antarctic Cold Reversal; ACR)** En kald klimaperiode ved utgangen av siste istid identifisert i *iskjerner* i Antarktis. Perioden startet for 14 500 år siden etter en oppvarming fra *siste istids maksimum*. Den varte cirka 2 000 år. Hendelsen er noe ute av fase med klimaendringene i *ynge dryas* på nordlige halvkule og illustrerer komplekse klimaendringer i overgangen fra siste *istid* til *holosen*.

**Det hydrologiske kretsløp** Kretsløpet der vann som fordampes fra hav og landoverflate blir transportert i atmosfærens *sirkulasjon* som vanndamp og blir felt ut som nedbør (regn og snø). Nedbør over hav tar del i havets *sirkulasjon* og vil omsider igjen fordampe. Noe av nedbøren over land blir tatt opp av jordbunnen, trær og vegetasjon. Noe av dette gir *avrenning* til hav og innsjøer hvor vannet igjen vil fordampe. Det som infiltrerer jordbunnen (*infiltrering*) danner grunnvann som kan bli avgitt til elver og ført til havet.

**D-O-hendelser (Dansgaard-Oeschger)** Klimahendelser under istider med en rask oppvarming som følges av en gradvis avkjøling. Hendelsene varer over perioder fra 1500 til 7000 år. De er hovedsakelig identifisert i *iskjerner* fra Grønland og i *paleoklimatologiske* data fra Nord-Atlanteren. I andre områder er det blitt observert en noe langsommere oppvarming som følges av en gradvis avkjøling.

**Deteksjon og tilskrivning** Jordas klima varierer kontinuerlig på alle tidsskalaer. Deteksjon av *klimaendringer* er den prosessen som viser at klimaet er endret på en statistisk måte uten å gi en årsak til endringen. *Tilskrivning* av årsaker til en klimaendring er den prosessen som etablerer de mest sannsynlige årsakene til endringer som er detekterte. Dette gjøres med noen definerte mål for *konfidens*.

**Diatomer (Kiselalger)** Alger som lever i overflaten i havet, innsjøer og elver og som lager et skall av kisel. Fordelingen av diatomer i sedimentkjerner fra havbunn relateres ofte til tidligere tiders *sjøtemperatur i overflaten (SST)*.

**Diffus stråling** Den del av *solstrålingen* som er spredt eller reflektert i atmosfærens ulike komponenter, slik som skyer. Diffus stråling og direkte solstråling utgjør til sammen *globalstråling*.

**Dobsonenhet (DU)** En enhet for målinger av den totale mengde ozon i en vertikal søyle gjennom hele atmosfæren. Et antall Dobsonenheter er den tykkelsen, i enheter på  $10^{-5}$  m, alt ozon i søyla ville få om den ble komprimert til et lag med trykk og temperatur som ved jordas overflate (1013 hPa og 0 °C). En enhet (1 DU) tilsvarer en søyle med ozon som inneholder 2,69 ganger 1020 molekyler per kvadratmeter. Innholdet av ozon varierer mye, en typisk verdi er 300 DU.

**Drivhuseffekt** *Drivhusgasser* i atmosfæren absorberer *infrarød termalstråling* effektivt, dvs. stråling som emitteres fra jordas overflate, fra selve atmosfæren av de samme gassene og fra skyer. Atmosfærisk stråling emitteres i alle retninger, inkludert de som går nedover til jordas overflate. På den måten fanger drivhusgassene varme innen *troposfæren* og fra overflaten. Dette kalles drivhuseffekten. Infrarød termalstråling i troposfæren er sterkt knyttet til temperaturen i den høyde der den emitteres. I troposfæren avtar temperaturen vanligvis med høyden. Innstråling fra sola balanseres med en effektiv infrarød stråling til verdensrommet fra en høyde der temperaturen (*effektiv strålingstemperatur*), i gjennomsnitt, er -19 °C, mens jordoverflaten har en mye høyere temperatur, i middel +14°C. En økning i konsentrasjonen til drivhusgasser leder til mindre gjennomtrengelighet for infrarød stråling i atmosfæren og derfor til en effektiv stråling til verdensrommet fra et høyere nivå ved en lavere temperatur. Dette gir et *strålingspådriv* som leder til en økt drivhuseffekt.

**Drivhusgass (greenhouse gas; GHG)** Drivhusgasser er de gassene i atmosfæren, både naturlige og *antropogene*, som absorberer og emitterer stråling ved spesifikke bølgelengder innenfor spekteret til infrarød termalstråling emittert av jordas overflate, atmosfæren selv og skyer. Disse egenskapene gir *drivhuseffekten*. Vanndamp (H<sub>2</sub>O), *karbondioksid* (CO<sub>2</sub>), metan (CH<sub>4</sub>), lystgass (N<sub>2</sub>O) og ozon (O<sub>3</sub>) er de viktigste drivhusgassene i atmosfæren. I tillegg fins det et antall drivhusgasser som er fullstendig antropogene, slik som *halokarboner* og substanser som inneholder klor, brom og som i tillegg til gassene over er med under *Montrealprotokollen*. *Kyotoavtalen* omhandler CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O og gassene svovelheksafluorid (SF<sub>6</sub>), hydrofluorkarboner (HFC-er) og perfluorokarboner (PFC-er).

**Dynamisk system** En prosess eller et sett av prosesser der utviklingen over tid styres ved et sett av deterministiske fysiske lover som uttrykkes i ligninger (*bevegelsesligninger* som uttrykker bevaring av masse, energi og bevegelsesmengde). *Klimasystemet* er et dynamisk system. Se *raske klimaendringer; ikkelinearitet; forutsigbarhet*.

**Dypvann** *Vannmasser* i havet som dannes ved at tungt (salt) overflatevann synker ned til dyp på 2000-4000 m. *Nordatlantisk dypvann* (NADW) dannes i Labradorhavet og Norskehavet. NADW strømmer sørover ved kysten av Nord-Amerika og fortsetter over til Sør-Atlanteren.

**Døgnlig temperaturforskjell** Differansen mellom maksimums- og minimumstemperatur gjennom et døgn.

**ECMWF** European Centre for Medium range Weather Forecasts. Europeisk senter for værvarsling i Reading, England som utfører værvarsler med *værvarslingsmodeller* fra *begynnelsestilstander* basert på avansert *dataassimilasjon*. Beregner også *reanalyser*.

**Effektiviteten i havets opptak av varme** Dette er et mål ( $(W/m^2)/^{\circ}C$ ) for hvor mye opptaket av varme til havet endrer seg som følge av at *global overflatetemperatur* øker med en grad. Dette er en nyttig parameter i modelleksperiment for klimaendringer der *strålingspådriv* endrer seg monotont. Da kan opptaket sammenlignes med *klimasensitiviteten* for å bedømme den relative betydningen av klimarespons og opptaket i havet. Effektiviteten kan bestemmes i eksperiment med *klimamodeller* der *karbondioksid* økes med en prosent i året, som forholdet mellom strålingsfluks nedover ved toppen av atmosfæren og den *transiente klimaresponsen*.

**Effektiv strålingstemperatur** I troposfæren avtar temperaturen vanligvis med høyden. Innstråling fra sola balanseres med en effektiv infrarød stråling til verdensrommet fra en høyde der temperaturen, i gjennomsnitt, er  $-19^{\circ}C$ . Denne temperaturen kalles effektiv strålingstemperatur. En økning i konsentrasjonen til drivhusgasser leder til mindre gjennomtrengelighet for infrarød stråling i atmosfæren og derfor til en effektiv stråling til verdensrommet fra et høyere nivå ved en lavere temperatur. Høyden for effektiv strålingstemperatur kalles *høyden for strålingstyngdepunktet*. Se *drivhuseffekt*.

**Eklipstikken** Jorda beveger seg rundt sola i et plan. Det ekliptiske plan er det geometriske plan for den gjennomsnittlige jordbanen. Jordaksen er skråstilt i forhold til dette planet (*skråningen av jordaksen*). Eklipstikken omfatter også solas bane som ligger i det ekliptiske plan.

**Ekmanpiral** En modell for vertikal variasjon ved jordoverflaten av strøm i havet eller vind i atmosfæren. Strømmen (vinden) roterer ettersom en beveger seg bort fra overflaten. Rotasjonen skyldes en balanse mellom friksjonskrefter og *Corioliskraften*. Når vind blåser på havet på nordlige halvkule, vil overflatestrømmen bevege seg til høyre for vinden. Etter som vannet i overflaten øver et stress på vannet under, vil strømretningen dreies mer til høyre i *vannmassene* under. Etter som friksjonskraften avtar nedover, avtar også strømstyrken. Spiralen har navn etter den svenske oseanografen Vagn Ekman.

**Ekmanpumping** Friksjonsstress ved grenseflaten mellom to væsker (atmosfære og hav) eller mellom en væske og en overflate i fast form (jordoverflaten) påtvinger en sirkulasjon. Når den resulterende horisontale massetransporten konvergerer (samlers seg), krever bevarelse av massen en vertikal strøm bort fra grenseflaten. Dette er kalt Ekmanpumping. Den motsatte effekt, ved divergerende massetransport, blir kalt *Ekman sug*. Effektene er viktige både i atmosfæren og havet.

**Ekmantransport** Den totale transport i havet på grunn av vindens effekt på havoverflaten ved en balanse mellom *Corioliskraften* og friksjonsstress. Se *Ekmanpumping*; *Ekmanpiral*.

**Eksentrisitet (eller orbital eksentrisitet)** Jordas bane rundt sola utgjør en ellipse. Eksentrisiteten er et mål for hvor mye ellipsen avviker fra en sirkel. Jordbanen varierer fra å være nær en sirkel til å være mest elliptisk over en hovedperiode på 413 000 år.

**Ekstremvær** En hendelse som er sjelden på et bestemt sted for en bestemt årstid. Definisjonen av sjelden varierer, men en ekstrem værhendelse vil vanligvis være så sjelden eller sjeldnere enn den 10. eller 90. *prosentilen* i en observert *sannsynlighetsfunksjon*. Ved definisjon kan tallene som karakteriserer ekstremt vær variere fra sted til sted. De enkelte

ekstremhendelsene kan ikke direkte tilskrives antropogene klimaendringer fordi det alltid vil være en viss sjans for at hendelsen har oppstått på en naturlig måte. Når et mønster av ekstremt vær varer for en tid, slik som over en årstid, kan den klassifiseres som en ekstrem klimahendelse, spesielt om den gjelder et ekstremt gjennomsnitt eller en sum (f. eks. tørke eller store nedbørsmengder over en årstid).

**Ekvivalent havnivå (sea level equivalent; SLE)** Endringen i globalt gjennomsnittlig havnivå som ville finne sted dersom en gitt mengde vann eller is ble tilført eller fjernet fra havet.

**Ekvivalent konsentrasjon av karbondioksid (CO<sub>2</sub>)** Den konsentrasjon av *karbondioksid* som ville gi det samme *strålingspådriv* som en blanding av karbondioksid eller andre *drivhusgasser* av en viss mengde.

**Ekvivalent utslipp av karbondioksid (CO<sub>2</sub>)** Den utslippsmengden av *karbondioksid* som ville gi det samme integrerte strålingspådriv over et tidsrom som en utslippsmengde av en godt blandet drivhusgass eller en blanding av slike gasser. Det ekvivalente utslipp av karbondioksid oppnår en ved å multiplisere utslippet av en godt blandet drivhusgass med dens *potensial for global oppvarming* for et gitt tidsrom. For en blanding av godt blandede drivhusgasser oppnås dette ved å summere det ekvivalente utslippet av karbondioksid for hver gass. Ekvivalent utslipp av karbondioksid er et standardisert og nyttig mål for å sammenligne utslipp av ulike drivhusgasser, men gir ikke en eksakt ekvivalens for tilsvarende respons for klimaendringer.

**El Niño-Sørlige Oscillasjon (ENSO)** Utrykket *El Niño* ble opprinnelig brukt til å beskrive en varm havstrøm langs kysten av Ekvador og Peru, en strøm som forstyrret det lokale fisket. El Niño er senere blitt identifisert som en oppvarming over det tropiske Stillehavet øst for datolinjen. Denne hendelsen henger sammen med et avvik i lufttrykket med et mønster på global skala over tropene og subtropene. Dette trykkmønsteret kalles Den sørlige oscillasjon (Southern Oscillation). Dette koplede fenomenet mellom hav og atmosfære, som har fortrukne tidsskalaer mellom to og sju år, kalles El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Fenomenet måles ofte ved differansen i avvik (fra normale forhold) i lufttrykket mellom Darwin og Tahiti og ved avvik i sjøtemperaturen (SST) i sentrale og østlige deler av Stillehavet ved ekvator. Gjennom en varm fase av ENSO svekkes passatvindene, noe som svekker *oppvellingen* av vann ved ekvator og ved kysten av Ekvador og Peru. Dette endrer havstrømmene slik at sjøtemperaturen øker, noe som igjen svekker passatvindene. En slik hendelse har stor innflytelse på vind, sjøtemperatur og nedbørsmønstre i det tropiske Stillehavet. Den har også påvirkning på klimaet over hele Stillehavet og i store deler av verden gjennom *teleforbindelser*. Den kalde fasen kaller *La Niña*.

**Eem** Den forrige *interglasial* (mellomistid) som varte fra 129 000 til 116 000 år siden.

**Energibalanse (eller ubalanse)** Differanse mellom den totalt innkommende og totalt utgående energi i *klimasystemet*. Dersom denne balansen er positiv, skjer det en oppvarming. Om den er negativ, skjer det en avkjøling. I gjennomsnitt over hele kloden og over lange tidsperioder må denne balansen være lik null i et klima som ikke endrer seg. Fordi klimasystemet får all sin energi fra sola, medfører nullbalanse at den globale sum av innkommende *solstråling* i gjennomsnitt må være lik summen av utgående reflektert solstråling og utgående *infraråd varmestråling* emittert fra klimasystemet. Et avvik i denne globale energibalansen, antropogent eller naturlig, kalles et *strålingspådriv*.

**Ensemble** En gruppe parallelle modellsimuleringer brukt enten for værvarsling eller for *klimaprojeksjoner*. Variasjonen i resultatene mellom de ulike medlemmene i ensemblet gir et estimat for *usikkerhet*. Et ensemble av klimasimuleringer med samme modell, men med ulike *begynnelsesstillinger*, karakteriserer bare usikkerhet knyttet til intern *klimavariasjon*, mens usikkerhet knyttet til et ensemble med mange modeller inkluderer også usikkerhet knyttet til forskjeller i modellene. I noen grad brukes også ensembler der visse usikre parametre i

modellene varieres på en systematisk måte. Hensikten er å få fram bedre uttrykk for modellusikkerhet, men modeller kan ha lignende feil.

**Eosen klimaoptimum** En periode mellom 46 og 56 millioner år siden med spesielt varmt klima. Havtemperaturene i polare strøk var cirka 14 grader om vinteren og det eksisterte dyre- og planteliv i Arktis som en nå finner i tropiske strøk. De høye temperaturene hadde sin årsak i større drivhuseffekt. Innholdet av *karbondioksid* i atmosfæren var trolig tre ganger høyere enn nå.

**Eulersk beskrivelse** Beskrivelse av væskers bevegelse ved bruk av eulerske koordinater, dvs. koordinater der en væskes egenskaper studeres i faste punkter i rommet ved bestemte tider uten å identifisere de individuelle partiklene som strømmer forbi. Eulersk beskrivelse er forskjellig fra *Lagransk beskrivelse* der de enkelte væskepartiklene identifiseres for all tid ved å gi dem koordinater som ikke varierer i tid.

**Evapotranspirasjon** Den kombinerte prosessen av evaporasjon (fordampning) fra jordas overflate og *transpirasjon* fra vegetasjon.

**Fakkell** Lyse områder på sola. I perioder med høy *solaktivitet* er området som dekkes av fakler større enn vanlig. Se *solflekker*.

**Ferrelcella** En sonalt symmetrisk vertikalsirkulasjon på midlere bredder. Cella har synkende bevegelse ved samme bredder som Hadleycella, men stigende bevegelse ved høyere bredder (ved cirka 60°). Cella opprettholdes ved flukser av varme og bevegelsesmengde gitt ved storstilte virvler.

**Fingeravtrykk** Mønsteret til en klimarespons i rom og/eller i tid for et gitt pådriv refereres til som et fingeravtrykk. Et slikt avtrykk estimeres typisk ved å bruke simuleringer med klimamodeller og brukes til å detektere tilstedeværelse av en slik respons i observasjoner.

**Firn** Grovkornet snø som er igjen fra forrige sommer og som er omkrystallisert til en tyngre form for snø. *Isbreer* dannes av firn som er blitt pakket over lang tid.

**Flom** En overflømming eller akkumulering av *vannmasser* over et landområde. Forekommer særlig ved stor vannføring i vassdrag som følge av kraftig nedbør og/eller snøsmelting. Det engelske ordet *flood* omfatter også omfatter *stormflo*.

**Flukskorreksjon** For å unngå at simulert klima i koplede *klimamodeller* (AOGCM-er) driver over i urealistiske tilstander, kan tilpasningsledd innføres i fluksene av varme og fuktighet mellom atmosfære og hav. Fordi slike tilpasningsledd er beregnet på forhånd og derfor er uavhengig av simuleringen, er de ukorrelerte med avvikene som utvikler seg i modellkjøringen. De fleste modeller brukt i IPCC2007<sup>1</sup> brukte ikke flukskorreksjon, og generelt brukes ikke slike korreksjoner i nyere versjoner av klimamodellene.

**FNs rammekonvensjon for klimaendringer (United Nations Framework Convention on Climate Change; UNFCCC)** Konvensjonen ble vedtatt 9. mai 1992 i New York og signert i 1992 på toppmøte i Rio de Janeiro av mer enn 150 land og av EU. Målet gjelder stabilisering av konsentrasjonene til drivhusgasser i atmosfæren på et nivå som kan hindre farlig *antropogen* innvirkning på klimasystemet. Konvensjonen inneholder forpliktelser for alle parter. Alle parter med i vedlegg I (alle land i OECD og land med økonomi i vekst) hadde et optimistisk mål om å redusere utslippene av *drivhusgasser*, som ikke er kontrollert av *Montrealprotokollen*, til nivåer i 1990 innen år 2000. Konvensjonen ble gyldig i mars 1994. Se *Kyotoprotokollen*.

**Foraminiferer** En stor gruppe små, encellede amøber. Typisk har de et kalkskall med ett eller flere kammer. Det fins en stor mengde ulike arter, de fleste mindre enn en millimeter i størrelse. Noen er mye større, de største opp til 19 cm. Brukes som *proksi* i *rekonstruksjon* av temperatur over hav.



**Fordamping (evaporasjon)** En prosess som fører et stoff i væskeform over til gassform ved å motta tilstrekkelig energi. Under fordampning er det de molekylene som beveger seg raskest (høyest temperatur) som unnslipper. Gjennomsnittshastigheten for de resterende molekylene går ned og væsken kjøles av. Jo mer varme som er tilgjengelig, desto hurtigere går fordampningen. Vanndamp inneholder energi latent som frigjøres ved *kondensasjon*. Se *latent varmefluks*.

**Forkomponenter** Kjemiske komponenter i atmosfæren som ikke er *drivhusgasser* eller *aerosoler*, men som har en effekt på konsentrasjonen til en drivhusgass eller aerosoler ved å ta del i fysiske eller kjemiske prosesser som regulerer deres produksjon eller destruksjon.

**Forråd** Se *reservoar*.

**Forutsigbarhet** Evnen til å forutsi framtidige tilstander i et *dynamisk system* ut fra kjennskap til aktuelle og tidligere tilstander. Siden kjennskap til klimasystemets tidligere og nåværende tilstand generelt er ufullstendig, og fordi klimasystemet er *ikke-linært* og *kaotisk*, er forutsigbarheten av klimaendringer begrenset. Selv med perfekte målinger og modeller vil slik forutsigbarhet være begrenset.

**Forventet verdi** En størrelse innen sannsynlighetsregning. Forventet verdi for en stokastisk variabel er den verdi en forventer om en gjentar målinger eller eksperimenter svært mange ganger. Gjennomsnittet av utfallene vil nærme seg forventet verdi etter som antall målinger eller eksperimenter øker.

**Fotosfæren** Den synlige overflaten på en stjerne som sola. *Solflekker* og *fakler* kan observeres på fotosfæren. Det fins mer eksakte fysiske definisjoner.

**Fotosyntesen** Prosessen der planter tar *karbondioksid* fra luften (eller bikarbonat i havet) for å bygge karbohydrater. I prosessen frigjøres oksygen. Det er flere former for fotosyntese med ulike respons på konsentrasjonen til karbondioksid i atmosfæren.

**Fri atmosfære** Det laget av atmosfæren der en kan se bort fra effekten av friksjon mot jordoverflaten, dvs. laget over det *atmosfæriske grenselaget*.

**Frossen jord** Jordoverflate med jord eller stein der det fins porer med vann som er frosset til is. Frossen jord inkluderer *permafrost*. Overflater som fryser og tiner innen et år kalles sesongmessig frossen jord.

**Galaktisk kosmisk stråling** Kosmisk stråling er partikler (for det meste protoner, men også heliumkjerner og elektroner) med opprinnelse i verdensrommet som treffer jordas atmosfære. Uttrykket stråling er misvisende siden partiklene ankommer en for en og ikke i form av en stråle av partikler. Galaktisk kosmisk stråling er stråling fra verdensrommet som treffer solsystemet.

**Galopperende drivhuseffekt** En selvforsterkende økning i drivhuseffekten ved at positive *klimatilbakekoplinger* fører til frigjøring av drivhusgasser lagret i overflaten av en planet. En slik prosess stopper ikke før alle drivhusgasser er ført til atmosfæren. En mener at en galopperende drivhuseffekt som involverer *karbondioksid* og vanndamp, har funnet sted på Venus. En galopperende effekt med motsatt fortegn kan ha vært årsak til tilstander i klimahistorien med *snøballjord*.

**Gammastråling ( $\gamma$ -stråling)** Det mest høyenergetiske frekvensområdet av elektromagnetisk stråling. I forbindelse med kjernefysisk spaltning (fisjon) sendes det ofte ut gammastråling sammen med alfapartikler og betapartikler.

**Generell sirkulasjon** Se *atmosfærens generelle sirkulasjon*.

**Generell sirkulasjonsmodell (GCM)** se *klimamodeller*.

**Geoide** Den flaten, med samme potensial for gravitasjon, som stemmer best med midlere havnivå (se *relativt havnivå*). En ser bort fra astronomiske tidevariasjoner; havsirkulasjonen, hydrologiske, kryosfæriske og atmosfæriske effekter; variasjoner i jordas rotasjon; nutasjon og presesjon; platetektonikk og andre effekter som *postglasial tilpassning*. Geoiden er global og strekker seg over kontinent, hav og innlandsis og inkluderer for tiden effekten av permanent tidevann. Den er referanseflaten for astronomiske observasjoner, fastsetting av nivåer for landoverflaten og havet, samt for modellering innen hydrologi, glasiologi og klima. I praksis eksisterer det flere operasjonelle definisjoner av geoiden, avhengig av hvordan effektene nevnt over er tatt hensyn til.

**Geosfære** Den faste delen av jorda. Omfatter havet, *litosfæren* og *hydrosfæren*, men ikke *biosfæren*.

**Geostrofisk vind og geostrofisk strøm** En tenkt vind eller en strøm i balanse mellom den horisontale trykkraften og *Corioliskraften*, dvs. uten innflytelse av friksjon. Vinden eller strømmen er parallell med isobarene og hastigheten er omvendt proporsjonal med avstanden mellom dem. Hastigheten er omvendt proporsjonal med *Coriolisparameteren*, som øker mot nord som sinus til bredden på nordlige halvkule.

**Glasial** Se *istid*.

**Glasial isostatisk tilpassning** Se *postglasial tilpassning*.

**Global dimming** Uttrykket refererer seg til en omfattende reduksjon i *solinnstråling* til jordas overflate fra omtrent 1961 til 1990.

**Global oppvarming** Økning i *global overflatetemperatur* siden *Den lille istid*, en oppvarming som har økt de siste tiårene. IPCC anga i sine rapporter fra 2007 at det er svært *sannsynlig* at oppvarmingen de siste tiårene for et stor del er *antropogen*.

**Global overflatetemperatur** Denne temperaturen er et estimat av den globale gjennomsnittstemperaturen ved jordoverflaten. For forandringer over tid brukes som regel bare anomalier (avvik) fra en klimatologisk verdi. For anomaliene brukes som regel gjennomsnitt, veid over et areal, for *sjøtemperatur i overflaten (SST)* og *temperatur for landoverflaten*.

**Globalstråling** Summen av direkte *solstråling* og *diffus stråling*. Måles mange steder ved jordas overflate.

**Gradient** I matematikk er gradienten til et skalarfelt (slik som temperatur) et vektorfelt (slik som fordeling av vind) der vektoren i hvert punkt peker i retningen til den største økningen i skalarfeltet. Lengden av vektoren uttrykker endringen til skalarfeltet i retning av vektoren. Uttrykket gradient brukes også for en komponent langs en retning, ofte langs horisontal- og vertikal retning (horisontalgradient; vertikalgradient).

**Grunnlinjen/sonen** Området mellom en *isbre* (eller *innlandsis*) og en *isbrem* (i havet). Stedet der isen starter å flyte på havet.

**Grunnvann** Vann som befinner seg under bakkenivå i sprekker og porer i berggrunnen.

**Gyre** Et mønster for en horisontal havsirkulasjon på bassengskala (f. eks. over Nord-Atlanteren). Sirkulasjonen rundt bassenget sluttet ved en smal grensestrøm (100-200 km) på vestre side. De subtropiske gyrene i hvert hav er knyttet til et storstilt høytrykkssenter i atmosfæren i sentrum (*subtropiske høytrykk*). Disse gyrene sirkulerer også antisyklonisk. De subpolare gyrene er knyttet til lavt lufttrykk og sirkulerer syklonisk.

**Hadleysirkulasjonen/cellen** En direkte, termaldrevet vertikal sirkulasjonscelle i *atmosfæren* med en strøm mot polene i øvre *troposfære*, synkende luft ned til de *subtropiske høytrykkene*, med en returstrøm som en del av passatvindene nær overflaten mot ekvator og stigende luft i stillebeltet, kalt *intertropisk konvergenssone (ITCZ)*.

**Halokarboner** Et samleuttrykk for gruppen av partielt halogenerte organiske stoffer, inkludert klorfluorkarboner (CFC-er eller KFK-er på norsk), hydroklorfluorkarboner (HCFC-er), hydrofluorkarboner (HFC-er), haloner, metylklorid, metylbromid, etc. Mange av halokarbonene har stort *potensial for global oppvarming*. Klor- og bromholdende halokarboner er virksomme i nedbrytning av *ozonlaget*.

**Holoklin** Et lag i havet der saltholdigheten viser en stor vertikalgradient. På midlere bredder er den vertikale tetthetsgradienten bestemt av varmere vann i overflaten enn i dyphavet. Større fordampning enn nedbør fører til saltere overflatevann. Her virker haloklinen til å destabilisere *vannmassene*.

**Havets blandingslag (grenselag mot overflaten)** Det turbulente laget i havet ved overflaten. Turbulensen er generert ved vind og andre prosesser i overflaten som fordampning og isdannelse. Tettheten i blandingslaget er tilnærmet homogen. Laget er begrenset av overflaten og et overgangslag i dypet (vanligvis *termoklin*).

**Havets forsurening** En minking i *pH* i sjøvann på grunn av *opptak* av *antropogent karbondioksid*.

**Havets transportbånd** Hovedsirkulasjonen over alle hav som resirkulerer vannmassene og bidrar til jordas klima. Se *termohalin sirkulasjon* og *meridional omveltningssirkulasjon*.

**Havnivåendring** Havnivået kan endre seg både globalt og lokalt på grunn av (i) endringer i formen på havbassengene, (ii) endringer i total *vannmasse* og (iii) endringer i havets tetthet. Havnivåendring på grunn av endring i tetthet kaller *sterisk* endring. Tetthetsendringer som bare skyldes temperaturen kalles *termosterisk*, mens tettheten på grunn av endring i saltholdighet kalles *halosterisk*. Se *relativt havnivå*, *termal ekspansjon*.

**HCFC** Se *halokarboner*.

**HFC** Se *halokarboner*.

**Heinrichhendelser** Klimahendelser gjennom siste istid identifisert ved *istransporterte levninger* funnet i sediment på havbunn. Ved slike hendelser brøt det opp en armada av isfjell fra innlandsisene, isfjell som ble transportert over Nord-Atlanteren. Isfjellene inneholdt steinpartikler som falt til bunns når isfjellene smeltet.

**Heliosfæren** Se *magnetosfæren*.

**Heterotropisk respirasjon** Omgjøring av organisk materiale til *karbondioksid* i andre organismer enn planter.

**Holosen** Den geologiske epoken holosen er den siste av de to *kvartære* epokene og varer fra omtrent 11 600 år siden og fram til nå. Holosen er dagens mellomistid (*interglacial*) etter siste istid (*glasial*).

**Hydrologi** Studiet av vannet på jorda, spesielt effektene av nedbør og fordampning på mengden av vann og vannets karakter i innsjøer, elver og *grunnvann*.

**Hydrosfæren** Den komponenten av *klimasystemet* som omfatter vann i flytende form ved jordoverflaten og under jordoverflaten, slik som verdenshavene, sjøer, elver, innsjøer, grunnvann etc.

**Høyden for strålingstyngdepunktet** Se *effektiv strålingstemperatur*.

**Ikkelinearitet** En prosess kalles ikkelineær når det ikke er en enkel lineær relasjon mellom årsak og virkning. Klimasystemet inneholder mange slike ikkelineære prosesser. Dette betyr at klimasystemet potensielt kan ha en kompleks variasjon. Denne egenskapen kan lede til *raske klimaendringer*. Se også *kaos*; *forutsigbarhet*.

**Indirekte aerosoleffekt** *Aerosoler* kan gi et indirekte *strålingspådriv* på *klimasystemet* ved å tjene som *kondensasjonskjerner* for dannelse av skydråper, noe som kan modifisere de strålingsmessige egenskapene til skyer, deres fordeling og levetid. Det skjelnes mellom to indirekte effekter: en effekt av endret skyalbedo og en effekt av endret levetid for skyer. Albedoeffekten gir et negativt strålingspådriv fordi en økning i antropogene aerosoler fører til en økende dråpekonsentrasjon i skyer, dvs. til mindre dråper for en et visst vanninnhold. Dette gir hvitere skyer og høyere *albedo*. Effekten er kjent som den *første indirekte effekt* eller *Twomeyeffekten*. Levetidseffekten er et pådriv som skyldes at mindre dråpestørrelser reduserer effektiviteten i skyenes nedbørsutløsning. Dette påvirker vanninnholdet, skyenes tykkelse og deres levetid. Denne effekten er kjent som den andre indirekte effekten eller *Albrechteffekten*. Også denne effekten gir et negativt pådriv for en økning i antropogene aerosoler. I tillegg til disse effektene kan aerosoler gi en *semidirekte effekt*. Den referer seg til absorpsjon av solinnstråling i aerosoler som absorberer. Dette bidrar til oppvarming av atmosfæren og til høyere statisk stabilitet i laget under. Effekten kan også føre til fordampning av skydråper.

**Industriell revolusjon** En periode med rask industriell vekst med omfattende sosiale og økonomiske konsekvenser. Den startet i Storbritannia gjennom siste del av det 18. århundret og spredde seg raskt til Europa og senere til andre land som USA. Oppfinnelsen av dampmaskinen var en viktig utløser for denne utviklingen. Den industrielle revolusjonen markerer starten på en sterk økning i bruk av fossilt drivstoff og utslipp av fossilt *karbondioksid*.

**Infiltrasjon** Passasje av vann fra jordoverflaten ned i jorda. Se *avrenning*; *hydrologisk kretsløp*.

**Infrarød stråling** Se *infrarød termalstråling*.

**Infrarød termalstråling** Termalstråling er elektromagnetisk stråling emittert fra overflaten av et legeme, stråling som skyldes legemets temperatur. Infrarød stråling er termalstråling med bølgelengder mellom 0,7 og 300  $\mu\text{m}$  (mikrometer). Stråling fra klimasystemet er infrarød termalstråling. Noe av *solstrålingen* er infrarød.

**Innlandsis** En ismasse over land som er tilstrekkelig dyp til å dekke det meste av topografien. Formen er bestemt ved massens dynamikk (strømmen av is etter som den deformerer internt og glir mot underlaget). Innlandsis strømmer ut fra de høyeste sentrale viddene med liten helning av overflaten. Ytterkantene heller mye mer, og isen flyter gjennom hurtige *isstrømmer* eller *utløpsbreer*. Det er bare tre store innlandsiser i den moderne verden, en på Grønland og to i Antarktis, den østlige og den vestlige innlandsisen, delt av De transantarktiske fjell. Under istider er det flere.

**Innstråling** Mengden solstråling som når jorda ved en breddegrad i en årstid (eller dag i året). Som regel gjelder dette strålingen ved toppen av atmosfæren. Noen ganger refererer uttrykket til strålingen ved jordas overflate. Innstrålingen varierer over året og er størst først i januar. Se *total solar irradians*.

**Interglasial** Den varme periodene mellom *istider (glasialer)*. På norsk brukes i stedet ofte uttrykket *mellomistid*. Den forrige interglasial varte fra 129 000 til 116 000 år siden og kalles *Eem*.

**Interne klimavariasjoner** Naturlige variasjoner i klimaet som ikke har sin årsak i *ytre strålingspådriv*. Korte interne fluktuasjoner i klimaet fra år til år og opp til noen få dekadere (tiår) kan skyldes fenomen som ENSO (*El Niño-sørlige oscillasjon* og *Den nordatlantiske oscillasjon*). På lengre tidsskalaer kan endringer i havsirkulasjonen bidra til interne klimavariasjoner, se *atlantisk multidekadisk oscillasjon*. Se *klimavariasjon*.

**Intertropisk konvergenssone (Inter-Tropical Convergence Zone; ITCZ)** En konvergenssone med lavt lufttrykk ved ekvator hvor nordøstpassatene (fra nord) møter sørøstpassatene (fra sør). Ofte også kalt *stillebeltet*. Etter som vinden konvergerer, tvinges fuktig luft til å stige. Dette resulterer i et markert bånd med *konveksjon* og sterk nedbør i tropene. ITCZ varierer mellom breddegradene over året. Se *Hadleycella*.

**Irradians** Et uttrykk for styrken per flateenhet av elektromagnetisk stråling på en flate. Måles i watt per kvadratmeter ( $W/m^2$ ).

**Isbre** En masse med is over land som flyter nedover ved gravitasjon under påvirkning av indre stress og friksjon i bunnen og ved sidene. En isbre opprettholdes ved akkumulasjon av snø i høyden og balanseres ved smelting i lave høyder og kalving til havet. Det finnes isbreer på alle bredder. Se *likevektslinje*; *massebalanse*.

**Isbrem** Et flytende lag med is som har betydelig tykkelse og som strekker seg ut fra kysten (vanligvis med stor horisontal utstrekning med en overflate som er horisontal eller svakt hellende). Bremmen fyller ofte ujevnheter i kystlinjen for *innlandsis*. Nesten alle isbremmer fins i Antarktis, der det meste av isflyten mot havet ender i isbremmer.

**Iskappe** En kappeformet ismasse, vanligvis over et fjellområde. En iskappe er vesentlig mindre enn en *innlandsis*.

**Iskjerne** En borekjerne gjennom en isbre der snø og is er akkumulert over mange år, is som er rekrystallisert og som inneholder luftbobler fra tidligere tider. Sammensetningen av isen, spesielt innhold av *isotoper* av hydrogen og oksygen, gir *proksi* for fortidens klima.

**Islandslavtrykket** Et lavtrykk ved Island som kommer frem om en beregner gjennomsnittet av lufttrykket i området over en periode, slik som en måned, en årstid eller en lengre periode. Lavtrykket er tydelig i alle årstider, men sterkest om vinteren.

**Isotoper** Ulike typer atomer i samme kjemiske element, atomer som hver har et forskjellig antall nøytroner. Se  $^{12}C$ ,  $^{13}C$ ,  $^{14}C$ .

**Isostasi** Uttrykket refererer seg til hvordan litosfæren og mantelen reagerer på en elastisk måte på endringer i vekten av overflaten, f. eks. endringer i isbreer, havets masse, endringer som følge av sedimentering og erosjon og endringer i fjellformasjoner. Ved slike endringer skjer det en vertikal (isostatisk) tilpassning for å balansere endringer i overflatevekten.

**Isstrøm** En strøm av is som flyter hurtigere enn innlandsisen omkring. Mens en *isbre* gjerne flyter mellom vegger av stein, flyter en isstrøm mellom vegger av is som flyter med mindre hastighet.

**Istid** En istid eller *glasial* er karakterisert ved en langvarig temperaturreduksjon i jordas klima med det resultat at kontinental *innlandsis*, *iskapper* og *isbreer* vokser fram.

**Istransporterte levninger (ice rafted debris)** Levninger, slik som steinpartikler, transportert av isfjell fra *innlandsis*. Når isfjellene smelter over varmere hav, synker levningene til bunns. De kan senere bli identifisert i sedimentkjerner fra havbunn. Se *Heinrichhendelser*.

**Jetstrøm** Relativt sterk vind konsentrert innenfor en smal strøm i atmosfæren. Brukes mest om sterk horisontal strøm i vestavindsbeltet i øvre del av *troposfæren* nær *tropopausen*. Denne jetstrømmen er som regel knyttet til *polarfronten*. Vi finner en *subtropisk jet* på lavere bredder knyttet til *Hadleycella*.

**Jordfuktighet** Vann lagret i jorda som er tilgjengelig for fordampning (evaporasjon).

**Jordtemperatur** Se *overflatetemperatur*.

**Kaos** Et *dynamisk system*, slik som *klimasystemet*, som beskrives ved ikkelineære deterministiske *bevegelsesligninger* (se *ikkelinearitet*), kan gjennomgå uregelmessige, kaotiske bevegelser. Dette skjer på den måten at små endringer i en starttilstand over tid vil lede til store og tilsynelatende uforutsigbare endringer. Slike kaotiske variasjoner vil begrense *forutsigbarheten* til systemet.

**Karbonholdige aerosoler** *Aerosol* som for det meste består av organiske substanser og ulike former for *svart karbon*.

**Karbonkretsløpet** Kretsløpet som beskriver flyt av karbon (i forskjellige former, f. eks. som *karbondioksid*) gjennom atmosfæren, havet, *terrestrisk biosfære* og *litosfære* og mellom disse komponentene i klimasystemet.

**Karbondioksid (CO<sub>2</sub>)** En gass som fins naturlig i atmosfæren, men også *antropogent* som en følge av bruk av fossilt drivstoff som olje, gass og kull (*utslipp fra fossilt brensel*), ved brenning av *biomasse* og endringer i *bruk av land* og visse industrielle prosesser som produksjon av sement. CO<sub>2</sub> er den viktigste *antropogene drivhusgassen* som påvirker klodens *strålingsbalanse*. Den er en referansegass som andre drivhusgasser blir vurdert mot og har et *potensial for global oppvarming* på 1.

**Karbondioksidgjødsling** Økningen i plantevekst som et resultat av økt konsentrasjon av *karbondioksid* i atmosfæren. Visse typer planter er mer sensitive til endringer i konsentrasjonen til CO<sub>2</sub> enn andre, avhengig av mekanismen for *fotosyntese*. Generelt viser *C3-planter* større respons for CO<sub>2</sub> enn *C4-planter*.

**Karbonfangst og lagring (carbon capture and storage, CCS)** Fanging av karbon fra virksomhet som slipper ut *karbondioksid*, for eksempel fra kullkraftverk, og permanent lagring av det som fanges opp, i berggrunn, gjerne sedimentære bergarter under havet.

**KFK (CFC)** Se *halokarboner*.

**Kilde** Alle prosesser, aktiviteter og mekanismer som frigjør en *drivhusgass* til atmosfæren. Brukes også for *aerosoler*, eller en *forkomponent* for en drivhusgass eller aerosoler. Se *sluk*. I naturvitenskap kan uttrykkene kilde og sluk brukes i mange andre sammenhenger, for eksempel i matematisk beskrivelse av et *dynamisk system*.

**Klima** Vanligvis definert som gjennomsnittlig vær, eller mer presist, som den statistiske beskrivelse av været i termer som gjennomsnitt og avvik i relevante størrelser over en periode som kan variere fra måneder til millioner av år. Den klassiske periode for beregning av gjennomsnitt for aktuelle værparametre er 30 år, slik dette er definert av World Meteorological Organization. De vanligste størrelsene er temperatur, nedbør, vind og trykk. I et videre perspektiv kan klima defineres som statistisk beskrivelse av tilstanden til *klimasystemet*.

**Klimaendring** Uttrykket refererer til en endring i *klimasystemets* tilstand, en endring som kan identifiseres ved gjennomsnitt og/eller variasjon i aktuelle størrelser (*deteksjon*). Endringen varer for en utvidet periode, typisk dekadere (tiår) eller lengre. Klimaendringer kan skyldes naturlige indre prosesser i klimasystemet (*interne klimaendringer*), naturlige *strålingspådriv*, eller varige *antropogene* endringer i atmosfærens sammensetning eller i bruk av

jordoverflaten. *Framework Convention on Climate Change* definerer *antropogene klimaendringer* som en endring i klimaet som tilskrives direkte eller indirekte menneskelig aktivitet som forandrer sammensetningen av den globale atmosfæren. I tillegg kommer *naturlige klimavariasjoner* som observeres over tilsvarende perioder. Se *deteksjon og tilskrivning*.

**Klimagasser** Se *drivhusgasser*.

**Klimamodell** En numerisk representasjon av *klimasystemet* og dets variasjoner basert på fysiske, kjemiske og biologiske egenskaper i de ulike komponentene i systemet, prosesser for vekselvirkningen mellom disse komponentene og prosesser for ulike tilbakekoplinger. Klimasystemet kan representeres i modeller for bare en av komponentene, slik som atmosfæren, eller for en kombinasjon av komponenter, slik som atmosfære og hav. Modellene kan formuleres i et spekter med varierende kompleksitet etter romlig oppløsning, etter hvor mange fysiske, kjemiske og biologiske prosesser som er inkludert eller etter graden i bruk av empiriske parameteriseringer. De mest kompliserte versjonene utvikles i koplede modeller for atmosfære og hav (AOGCM-er). Det foregår en kontinuerlig utvikling mot mer komplekse modeller som i større grad tar med vekselvirkning mellom kjemi og biologi, f. eks. modeller som inkluderer *karbonkretsløpet*.

**Klimamodell med blandingslag for havet (slab-ocean model)** En *klimamodell* som bare har med *havets blandingslag*. Laget har et dyp på 50 til 100 m og beveger seg ikke. En slik forenklet klimamodell brukes ofte til å estimere *klimaressonsen* ved ny likevekt etter et *strålingspådriv*. Slike modeller kan ikke brukes for transient utvikling av klimaet. Se *likevekt- og transiente klimaeksperiment*.

**Klimaprediksjon** En klimaprediksjon eller klimavarsel er resultatet av et forsøk på å estimere dagens framtidige klimautvikling, for eksempel for neste sesong, neste år eller de neste dekadene (tiårene). Siden framtidig utvikling kan være svært sensitiv til starttilstandene (*begynnelsestilstand*), uttrykkes slike prediksjoner som regel ved sannsynligheter for endringer. En klimaprediksjon, som er uavhengig av et *klimascenario*, må skilles fra en *klimaprojeksjon* som er avhengig av et klimascenario. Se *forutsigbarhet*.

**Klimaprojeksjon** En projeksjon er et estimat for klimasystemets respons på *utslippsscenarioer* eller scenarioer for konsentrasjoner av *drivhusgasser* og *aerosoler* eller scenarioer for strålingspådriv. En klimaprojeksjon er som regel basert på simuleringer med *klimamodeller*. En skjeller mellom klimaprojeksjoner og *klimaprediksjoner* for å vektlegge at klimaprojeksjoner avhenger av et gitt scenario for utslipp/konsentrasjon/strålingspådriv. Slike scenarioer baserer seg på antakelser om for eksempel en framtidig sosioøkonomisk og teknisk utvikling som enten kan eller ikke kan bli realisert. Slik er *usikkerhet* involvert. Se *SRES scenarioer*.

**Klimarespons** Se *klimasensitivitet*.

**Klimascenario** En mulig og ofte forenklet representasjon av framtidig klima basert på et konsistent sett av klimatologiske sammenhenger. Slike scenarioer er blitt konstruert for å undersøke potensielle konsekvenser av *antropogene klimaendringer*, ofte ved å tjene som inngangsdata til *virkningsmodeller* som estimerer virkningen av et klimascenario på liv og samfunn. Klimaprojeksjoner kan tjene som råmateriale for å konstruere klimascenarioer, men klimascenarioer krever vanligvis tilleggsmateriale, for eksempel om dagens klima. Et scenario for klimaendringer er differansen mellom et klimascenario og dagens klima.

**Klimasensitivitet** Endring i *global overflatetemperatur* - fram til et klima i ny likevekt - som følge av et *strålingspådriv* på  $1 \text{ W/m}^2$  (enhet  $^{\circ}\text{C}/(\text{W/m}^2)$ ). I rapportene fra IPCC refererer sensitivitet ved likevektsklima seg til endringen i årlig global overflatetemperatur som følge av en dobling i den *ekvivalente konsentrasjonen av karbondioksid* i atmosfæren (nesten  $4 \text{ W/m}^2$ ). Klimasensitiviteten kan estimeres ut fra observasjoner eller *rekonstruksjoner* av

**klimaendringer** og estimat av strålingspådriv. Den kan også estimeres i en *klimamodell*. På grunn av begrensning i beregningskapasitet, blir modellestimat ofte utført i en modell for atmosfæren koplet til et blandingslag for havet (*klimamodell med blandingslag for havet*; slab-ocean model). En grunn til dette er at sensitiviteten for det meste bestemmes av prosesser i atmosfæren. Effektive modeller med et dynamisk hav kan også kjøres til likevekt. Den effektive klimasensitiviteten er et lignende mål som omgår kravet om likevekt. Den blir vurdert fra modellresultater under skiftende strålingsforhold uten likevekt og er et mål for styrken i *klimatilbakekoplingene* ved et bestemt tidspunkt. Denne sensitiviteten kan variere med pådrivshistorien og klimatilstanden. Transient klimarespons er endringen i global overflatetemperatur, midlet over en periode på 20 år, sentrert om tiden da karbondioksid i atmosfæren dobles. Om konsentrasjonen økes med 1 % i året, skjer dette etter 70 år. Denne endringen er et mål på styrken og tempoet i responsen til overflatetemperaturen for et pådriv fra økt drivhuseffekt.

**Klimaskifte eller skifte i klimaregime** Et brått skifte eller hopp i gjennomsnittsverdier som signaliserer et regimeskifte i klimaet. Ofte brukt for klimaskiftet i 1976/1977, som svarte til en forandring i ENSO (*El Niño-Sørlike Oscillasjon*).

**Klimasystemet** Et svært komplekst system med fem hovedkomponenter: *atmosfæren*, *hydrosfæren*, *kryosfæren*, landoverflaten og *biosfæren* og vekselvirkningen mellom dem. Klimasystemet endrer seg over tid på grunn av systemets egen dynamikk og på grunn av *eksterne pådriv* slik som fra vulkanutbrudd, endringer i *solinnstrålingen* og *antropogene* pådriv slik som endringer i atmosfærens sammensetning og endringer i bruk av jordoverflaten.

**Klimatilbakekopling** Et resultat av en første prosess i klimasystemet kan utløse andre prosesser som påvirker resultatet av den første prosessen. En mekanisme som gir en slik vekselvirkning mellom prosesser i klimasystemet kalles en klimatilbakekopling, eller bare tilbakekopling. En positiv tilbakekopling forsterker den opprinnelige prosessen, en negativ tilbakekopling reduserer den. Ulike tilbakekoplingsmekanismer ventes å forsterke effekten av økt antropogen drivhuseffekt. Se *albedotilbakekopling*; *klimasensitivitet*.

**Klimavariasjon (variabilitet)** Uttrykket refererer seg til variasjoner i den gjennomsnittlige tilstanden og andre statistiske parametre (slik som standardavvik, antall ekstreme hendelser) for klimaet på alle romlige og temporære skalaer utover den som gjelder for en enkelt vær-situasjon. Variasjon (ofte kalt variabilitet av klimaforskere) kan skyldes naturlige indre prosesser innen *klimasystemet* (*intern variasjon*) eller variasjoner i naturlige eller *antropogene eksterne pådriv* (*ytre variasjon*). Se *klimaendring*.

**Koalesens** Prosessen som i *skyfysikk* bringer to eller flere dråper sammen i en større dråpe ved kontakt eller kollisjon. Viktig prosess for å danne nedbør.

**Kondensasjon** Den fysiske prosessen som bringer vanndamp over til vann eller vann i fast form. Den motsatte prosessen er *fordampning* (evaporasjon). På mikroskala vil begge prosessene alltid opptre samtidig. Se *skykondensasjonskjerne*.

**Konfidens** Graden av tiltro til at et resultat er korrekt. IPCC bruker en standard terminologi definert i IPCC2007<sup>1</sup>. Se *usikkerhet*; *sannsynlighet*.

**Kongespeilet** Bok skrevet i Bergen omkring år 1240 der en far gir råd til sin sønn om hvordan han skal leve, for eksempel skjøtte handel og sjøfart. Inneholder kunnskap om meteorologi.

**Konveksjon** Vertikal bevegelse drevet av oppdriftskrefter som oppstår ved statisk instabilitet. For havet oppstår denne instabiliteten ved avkjøling og økende saltholdighet i overflaten og for atmosfæren ved oppvarming ved overflaten. Ved konveksjon er den vertikale skala omtrent like stor som den horisontale skala. Netto vertikal massetransport er vanligvis mye mindre enn utvekslingen opp- og nedover hver for seg. Se *adveksjon*.



**Konveksjonslaget på sola** I det ytre laget av sola, fra overflaten og cirka 70 % ned i solradius, er ikke solas plasma tett eller varm nok til å transportere varmeenergi fra det indre og utover ved stråling. I dette laget føres varmen oppover ved *konveksjon*.

**Konvektive skyer** Skyer i jordas atmosfære som oppstår ved *konveksjon*. Den vertikale utstrekning er av samme størrelsesorden som den horisontale utstrekning. Se *cumulusskyer*; *stratifforme skyer*.

**Korona (sol)** Koronaen på sola er en slags atmosfære av plasma som strekker seg millioner av kilometer ut i verdensrommet. Koronaen er lett å se ved en total solformørkelse.

**Korrelasjonskoeffisient** I statistikk og sannsynlighetsteori er korrelasjon et mål for hvor tett to ulike datasett henger sammen. Korrelasjonen kan være både positiv og negativ. En kan danne et spredningsdiagram som viser hvordan de to settene varierer sammen. En kan tegne en rett linje gjennom dataene, en linje som minimaliserer avvikene mellom punktene i diagrammet og linjen. Korrelasjonskoeffisienten er et tall som viser hvor stor korrelasjonen er. Dersom den er 1 eller -1, er korrelasjonen perfekt (proporsjonalt eller omvendt proporsjonalt). Dersom koeffisienten er null, er det ingen korrelasjon.

**Kosmisk stråling** Se *galaktisk kosmisk stråling*.

**Kosmogene isotoper** *Isotoper* som dannes når kosmisk stråling med høy energi vekselvirker med kjernene i et atom. De er ofte brukt som indikasjoner på solar magnetisk aktivitet (som regulerer kosmisk stråling) eller som sporstoff (markører) for atmosfærisk transport (se *sporgass*). Isotopene kalles også *kosmogene partikler*.

**Kromosfæren på sola** Kromosfæren er et tynt lag i solas atmosfære rett over *fotosfæren*, omtrent 2000 km dypt. Tettheten avtar med nesten sju størrelsesordner gjennom kromosfæren fra fotosfæren.

**Kronologi** Angivelse av hendelser etter dato eller tidspunkt for hendelser.

**Kryosfæren** Den komponenten av *klimasystemet* som består av alt snø, is og *frossen jordoverflate* (*permafrost* medregnet) på og under jordas overflate og i havet. Se *isbreer*, *iskapper* og *innlandsis*.

**Kvartær** Den geologiske perioden etter perioden *tertiær* (fra 65 million til 1,8 million år siden). Etter dagens definisjon (som er under revisjon) varer kvartær fra 1,8 millioner år siden og fram til nå. Perioden har to epoker, *pleistosen* og *holosen*.

**Kvasi-toårige svingning (quasi-biennial oscillation; QBO)** QBO er en kvasiperiodisk svingning mellom østavind og vestavind i stratosfæren over tropene. Gjennomsnittlig periode er 28 til 29 måneder. Det alternerende vindsystemet utvikler seg på toppen av den lavere *stratosfære* og forplanter seg nedover med omtrent 1 km per måned til det forsvinner ved *tropopausen*. Utslagene i den østlige fasen er omtrent dobbelt så sterke som i den vestlige fasen.

**Kyotoprotokollen** Denne protokollen til *FNs rammekonvensjon for klimaendringer (United Nations Framework Convention on Climate Change; UNHCCC)* ble adoptert i 1997 i Kyoto, Japan. Den inneholder bindende avtaler om å redusere utslipp av antropogene *drivhusgasser* med fem prosent under utslippene i 1990 for perioden 2008-2012.

**Lagransk beskrivelse** Beskrivelse av væskers bevegelse og egenskaper ved å følge de enkelte væskepartikler. Disse identifiseres for all tid ved å gi dem koordinater som ikke varierer i tid. Se *eulersk beskrivelse*.

**Landhevning** Se *postglasial overflatetilpasning*.

**La Niña** Se *El Niño-Sørlige Oscillasjon (ENSO)*.

**Latent varmfluks** Varmefluks fra jordoverflaten til *atmosfæren* ved *fordampning*. Varmen, latent til stede i fuktighet, frigjøres ved *kondensasjon*. Fluksen er en viktig komponent i overflatens energibudsjett.

**Levetid** Et generelt uttrykk for ulike tidsskalaer som karakteriserer endring over tid i prosesser som bestemmer konsentrasjonen til sporgasser (inkludert drivhusgasser). Det kan skjelles mellom ulike tider; *Oppholdstid* ( $T$ ) (også kalt global atmosfærisk levetid) er forholdet mellom massen  $M$  til et *reservoar* (f. eks. for en gass i atmosfæren) og den totale raten for fjerning av masse fra reservoaret,  $S$ :  $T = M/S$ . For hver prosess som fjerner masse kan det defineres egne oppholdstider. I karbonbiologi for *skog* er oppholdstid referert til som midlere oppholdstid.

*Tilpassningstid* eller *responstid* ( $T_a$ ) er den tidsskalaen som karakteriserer hvor raskt en øyeblikkelig impuls til et reservoar avtar. Tilpassningstid brukes også for å karakterisere tilpasningen i et reservoar etter en endring i kildestyrken. Halveringstid er brukt for å kvantifisere en eksponensiell reduksjon. Se *responstid* for en annen definisjon knyttet til klimavariasjoner. Termen levetid er noen ganger for enkelhets skyld brukt som erstatning for tilpassningstid.

I enkle tilfeller, der global fjerning av en komponent er direkte proporsjonal med den totale massen til reservoaret, er tilpassningstiden lik oppholdstiden:  $T = T_a$ . Et eksempel er KFK-11 (CFC-11) som bare fjernes fra atmosfæren ved fotokjemiske prosesser i *stratosfæren*. I mer kompliserte tilfeller der flere reservoarer er involvert og fjerning ikke er proporsjonal med den totale massen, holder ikke dette. *Karbondioksid* ( $\text{CO}_2$ ) er et ekstremt tilfelle. Oppholdstiden er bare fire år på grunn av en hurtig utveksling mellom atmosfæren og havet og biosfæren over land. Likevel, en stor del av denne  $\text{CO}_2$  returneres til atmosfæren innen noen få år. Derfor er tilpassningstiden for  $\text{CO}_2$  i atmosfæren bestemt av raten for fjerning av karbon fra grenselanget i havet og nedover i havets dypere lag. Selv om en passende verdi på 100 år blir gitt, er den aktuelle tilpassningstiden hurtigere i starten og senere langsommere. For metan ( $\text{CH}_4$ ) er tilpassningstiden forskjellig fra oppholdstiden fordi fjerningen for det meste skjer gjennom kjemiske reaksjoner med radikale OH fra hydroksyl, som har en konsentrasjon som avhenger av konsentrasjonen til  $\text{CH}_4$ . Derfor er ikke fjerningsraten  $S$  proporsjonal med total masse  $M$ .

**Likevektseksperiment og transiente klimaeksperiment** Et likevektseksperiment er et eksperiment der en *klimamodell* påføres visse *strålingspådriv* i starten og kjøres helt til det oppnås *strålingsbalanse*. Slike eksperiment får med hele responsen av et strålingspådriv, men gir bare informasjon om differansen mellom slutttilstanden og starttilstanden. Dersom pådrivet blir lagt inn gradvis i følge et *utslippsscenario*, kan responsen til klimamodellen analyseres fortløpende. Et slikt eksperiment blir kalt et *transient klimaeksperiment*. Se *klimaprojeksjon*.

**Likevektslinjen** Grensen mellom det området på en isbre der det er en netto årlig tap av masse (ablasjonsområdet) og området der det er en netto årlig tilvekst av masse (akkumulasjonsområdet). Høyden av denne grensen refereres til som høyden for likevektslinjen. Se *snølinjen*.

**Litosfæren** Det øverste laget av den faste jord, både over kontinent og hav, bestående av alle bergarter i overflaten og den kalde, for det meste elastiske del av den øverste mantelen. Vulkansk aktivitet, selv om den er en del av litosfæren, er vanligvis ikke regnet som en del av klimasystemet, men virker som en faktor for *eksterne pådriv*. Se *isostasi*.

**Lorenzattraktoren** En (fraktal) struktur som viser hvordan Lorenzoscillatoren oppfører seg over lang tid. Lorenzoscillatoren er et 3-dimensjonalt *dynamisk system* som utfører en kaotisk bevegelse, kjent for sin form som to vinger (8-tallsform). En figur av lorenzattraktoren viser

hvordan tilstanden i det dynamiske systemet endrer seg i tid i et komplekst vingemønster. Tilstandene gjentar seg ikke.

**Luftmasse** Et geografisk område med luft med omtrent like (homogene) egenskaper, for eksempel når det gjelder vertikal fordeling av temperatur og fuktighet. Egenskapene kan dannes mens lufta tilpasser seg visse forhold over et område (f. eks. maritime, kontinentale, tropiske og arktiske områder), eller ved typiske forandringer ved bevegelse fra et område til et annet.

**Madden-Juliansvingninger (MJO)** MJO er et mønster på stor romlig skala ved ekvator med uvanlig nedbør, et mønster som beveger seg. MJO er karakterisert ved at store regioner med både forsterket og redusert nedbør beveger seg mot øst, spesielt over Det indiske hav og Stillehavet. Den våte fasen med økt konveksjon og nedbør blir fulgt av en tørr fase der konveksjonen undertrykkes. Den uvanlige nedbøren blir vanligvis først tydelig over vestlige deler av Det indiske hav. Hver svingning varer mellom 30 og 60 dager.

**Magnetosfære (heliosfære)** Det dannes en magnetosfære når en strøm av ladete partikler, slik som *solvind*, vekselvirker med og blir avbøyd av magnetfeltet til en planet. Jorda er omgitt av en magnetosfære. Den er et område i verdensrommet med en form som er bestemt av jordas indre magnetiske felt, plasma i solvinden og det interplanetariske magnetiske feltet. Til tross for navnet er magnetosfæren på ingen måte kuleformet.

**Massebalanse** (til *isbreer*, *iskapper* og *innlandsis*) Balansen mellom tilvekst for en ismasse (akkumulasjon) og massetap (smelting; ablasjon; kalving av isfjell). Termen massebalanse inkluderer følgende:

**Spesifikk massebalanse:** netto tap eller tilvekst i det hydrologiske kretsløpet for et punkt på overflaten av en isbre.

**Total massebalanse** (for en isbre): Den spesifikke balansen integrert over hele brearealet; dvs. den totale massen en isbre taper eller vinner i det hydrologiske kretsløpet.

**Midlere spesifikk massebalanse:** Den totale balanse per arealenhet for en isbre. Om en bit av overflaten spesifiseres (spesifikk massebalanse for en del av overflaten), blir ikke bidrag fra *isstrøm* tatt med, men ellers inkluderer massebalanse bidrag fra isstrøm og kalving av isfjell. Den spesifikke massebalansen i overflaten er positiv i områder for akkumulering og negativ i områder for ablasjon.

**Maunder minimum** En periode med liten *solaktivitet* - et minimum for *solflekker* - på slutten av 1600-tallet. Vanligste tidsangivelse er fra 1645 til 1715.

**Meridional omveltningssirkulasjon (Meridional Overturning Circulation; MOC)** Meridional (sør-nord) sirkulasjon i havet som kvantifiserer omveltningen i havet ved sonale summer (øst-vest) av massetransport gjennom hele dypet. MOC blir oftest beregnet for Nord-Atlanteren der varmt vann strømmer nordover i lagene nær overflaten og kaldt vann i dypet strømmer sørover. I Nord-Atlanteren, borte fra subpolare regioner, er MOC ofte identifisert ved *Termohalin sirkulasjon (THC)*, som er en konseptuell tolkning av strømmene. MOC inkluderer imidlertid vanligvis også grunne strømmer nær overflaten satt opp av vinden.

**Meridional strøm** Vindens eller en havstrøms komponent langs lokal lengdegrad (meridian).

**Metadata** Informasjon om meteorologiske og klimatologiske data, hvordan og når de ble målt, kvaliteten og kjente problem med målingene.

**Metanhydrat (klatrat)** En frossen eller delvis frossen blanding av metangass og is, vanligvis funnet i sedimenter på kontinentalsokler og i *permafrost*. Også kalt metanis.

**Midlere havnivå** Se *relativt havnivå*.

**Midtholosen** En periode i *holosen*, mellom 5000 og 8000 år siden, da klimaet var varmere enn i dag. Perioden er også blitt kalt *optimum holosen*.

**Mikrobølgesonderingsenhet (Microwave Sounding Unit; MSU)** En måleteknikk fra satellitt som estimerer temperaturen i tykke lag av atmosfæren ved å måle termisk emisjon fra oksygenmolekyler for emisjonslinjer nær 60 GHz. En serie på ni MSU-er startet slike målinger sent i 1978. Midt i 1998 startet målinger med et mer avansert instrument, Advanced Microwave Sounding Units (AMSU-er).

**Mitigasjon (Utslippsreduksjon)** Et inngrep fra mennesker for å redusere *kildene* eller øke *slukene* for *drivhusgasser*.

**Modellhierarki** Se *klimamodeller*.

**Moder for klimavariasjon** Naturlig variasjon i klimasystemet, spesielt på sesong- eller lengre skala, variasjon som hovedsakelig oppstår ved foretrukne romlige mønstre med utslag som varierer over visse tidsskalaer. Variasjonene skjer gjennom dynamiske kjennetegn ved atmosfærens sirkulasjon og ved vekselvirkning med flater for land og hav. Slike mønstre blir ofte kalt regimer, moder eller *teleforbindelser*. Eksempler er *Nordatlantisk oscillasjon* (North Atlantic Oscillation; NAO), *El Niño-Sørlige Oscillasjon* (ENSO), *mønsteret for Stillehavet og Nord-America* (Pacific-North American pattern; PNA), *Nordlige annulære mode* (NAM) og *Sørlige annulære mode* (SAM). Se *interne klimavariasjoner*.

**Molfraksjon** Dette er det samme som *blandingsforholdet*, forholdet mellom antall moler (mol er SI-enhet for substansmengde) av en substans i et gitt volum og det totale antall moler av alle substanser i dette volumet. For atmosfæren er dette forholdet som regel gitt for tørr luft. Typiske enheter for *drivhusgasser* med lang *levetid* er  $\mu\text{mol}$  per mol (parts per million: ppm), nmol per mol (parts per billion: ppb) og fmol per mol (parts per trillion: ppt). Molfraksjon kan være forskjellig fra volumblandingsforholdet, ofte uttrykt som ppmv etc., som uttrykker korreksjoner om gassene ikke er ideelle. Slik korreksjon er signifikant i forhold til nøyaktigheten i målinger av flere drivhusgasser.

**Monsun** Et tropisk eller subtropisk sesongmessig skifte i både vindene ved overflaten og tilhørende nedbørfordeling. Skyldes ulik oppvarming mellom landmasser på kontinentsskala og tilhørende hav. Monsunregn kommer for det meste over land om sommeren.

**Montrealprotokollen** Denne protokollen gjelder substanser som reduserer *ozonlaget*. Den ble adoptert i Montreal i 1987, senere justert og endret i London 1990, København 1992, Wien 1995, Montreal 1997 og Beijing 1999. Protokollen kontrollerer bruk og produksjon av klor- og bromholdige kjemikalier som ødelegger ozon i stratosfæren, slik som klorfluorkarboner (KFK; CFC), metylkloroform, karbontetraklorid og flere andre.

**Mønsteret for Stillehavet og Nord-Amerika (Pacific North America pattern; PNA)** Et storstilt bølgemønster i atmosfæren med karakteristiske positive og negative avvik i trykk i et område som strekker seg fra subtropisk vestre del av Stillehavet til østkysten av Nord-Amerika. Se *moder for klimavariasjon*.

**Naturlige klimaendringer** Endringer i klima som ikke har sin årsak i *antropogen* virksomhet. De kan ha sin årsak i naturlige *strålingspådriv*, slik som fra *solaktivitet* og partikler fra vulkanutbrudd. Naturlige endringer omfatter også *interne klimavariasjoner* som oppstår i klimasystemet uten ytre pådriv.

**NAO** Se *Nordatlantisk oscillasjon*.

**NAO-indeksen** En indeks som beskriver fasene i *Den nordatlantiske oscillasjon*. Dannes ved statistikk for trykkdifferansen mellom Azorene (eller Portugal) og Island. Indeksen normaliseres til enheter i standardavvik og veksler mellom positive og negative verdier.

**Nedskalering** En metode for å oppnå informasjon på lokal og regional skala fra modeller eller dataanalyser på stor romlig skala. Det skilles mellom to hovedmetoder: *dynamisk nedskalering* og *empirisk/statistisk nedskalering*. Den dynamiske metoden anvender klimamodeller for atmosfæren eller klimamodeller for havet med høyere oppløsning enn i globale *klimamodeller* som kopler atmosfære og hav: regionale klimamodeller, globale modeller med varierende oppløsning eller globale modeller med høy oppløsning. Den empiriske/statistiske metoden utvikler statistiske relasjoner som knytter sammen storskala atmosfæriske variable med lokale/regionale variable. Kvaliteten til et nedskalert produkt vil alltid være avhengig av kvaliteten til det storstilte produktet.

**Nivå for vitenskapelig forståelse (level of scientific understanding; LOSU)** Dette er en indeks i en skala på fem (høy, medium, medium-lav, lav, svært lav) laget for å karakterisere graden av vitenskapelig forståelse av ulike *strålingspådriv* med betydning for klimaendringer. For hvert pådriv representerer indeksen en subjektiv bedømmelse av belegget for de fysiske/kjemiske mekanismene som bestemmer pådrivet og graden av konsensus knyttet til kvantitative estimat og deres *usikkerhet*.

**Nordatlantisk dypvann** Se *dypvann*.

**Nordatlantisk oscillasjon (North Atlantic Oscillation; NAO)** En svingning på dekadeskala (tiårsskala) i lufttrykket over Nord-Atlanteren, variasjoner som har ulikt fortegn i områdene nær Island og nær Azorene. NAO gir variasjoner i styrken på vestavinden over Atlanterhavet mot Europa. Disse variasjonene gir fluktuasjoner i lavtrykksbanene og deres frontsystem. NAO er mest markant om vinteren. Se *moder for klimavariasjon*.

**Nordlige annulære mode (NAM)** En variasjon om vinteren i amplituden til et ringformet (annulært) mønster karakterisert ved lavtrykk over Arktis og sterk vestavind sør for lavtrykket. NAM er knyttet til den polare vintersirkulasjonen i stratosfæren på nordlige halvkule. Mønsteret har store utslag over Nord-Atlanteren og stor korrelasjon til *Den nordatlantiske oscillasjon*. Se *sørlige annulære mode*; *moder for klimavariasjon*.

**Nordøstpassaten** *Passatvind* på nordlige halvkule blåser hovedsakelig fra nordøst.

**Oppholdstid** Se *levetid*.

**Optimal holosen** Se *midtholosen*.

**Orografiske skyer** Skyer som dannes på losiden av fjell når fuktige *luftmasser* strømmer over fjellet. Orografiske skyer kan dannes på lesiden av fjell med liten utstrekning.

**Orografisk nedbør** Nedbør som utløses i orografiske skyer eller nedbør som forsterkes ved at fuktig luft strømmer over fjell.

**Opptak** Tilveksten av en substans i et reservoar. Opptak av substanser som inneholder karbon, spesielt *karbondioksid*, blir ofte kalt *sekvestrering*.

**Oppvelling** Et oseanografisk fenomen der vinddrevet strøm resulterer i at kaldere, vanligvis næringsrikt vann stiger mot havets overflate. Oppvelling skjer ofte ved kyster ved at et vindfelt langs land – med land på venstre side på nordlige halvkule – driver overflatevannet fra kysten (til høyre for vinden) slik at kaldere vann veller opp. Se *Ekman spiral*.

**Optisk tykkelse** En dimensjonsløs størrelse som uttrykker hvor mye skyer modifierer *solstråling* vertikalt gjennom atmosfæren. Brukes også for å spesifisere andre strålingsforhold, for eksempel knyttet til *aerosoler*.

**Organisk aerosol** Aerosolpartikler som hovedsakelig består av organiske komponenter, for det meste karbon, hydrogen, oksygen og mindre mengder av andre elementer. Se *karbonholdige aerosoler*.

**Overflateis** Et generelt uttrykk for alle typer is i frossen og sesongmessig *frossen jord* og *permafrost*.

**Overflatelag** Se *atmosfærens grenselag*.

**Overflatetemperatur** Se *global overflatetemperatur*, *overflatetemperatur over land*, *sjøtemperatur (SST)*.

**Overflatetemperatur over land** Lufttemperaturen slik den måles i ventilerte små hytter 1,5 meter over bakken.

**Ozon** Ozon er en gass i atmosfæren, en form av oksygen med tre atomer ( $O_3$ ). I *troposfæren* blir den dannet både naturlig og ved fotokjemiske reaksjoner som omfatter gasser som resultat fra menneskers aktivitet (smog). Troposfærisk ozon virker som en *drivhusgass*. I *stratosfæren* dannes ozon ved vekselvirkning mellom solar ultrafiolett stråling og molekylær oksygen ( $O_2$ ). Stratosfærisk ozon spiller en dominerende del i stratosfærens strålingsbalanse. Konsentrasjonen er høyest i *ozonlaget*.

**Ozonhullet** Se *ozonlaget*.

**Ozonlaget** Stratosfæren inneholder et lag der konsentrasjonen av ozon er høyest, det såkalte ozonlaget. Laget strekker seg fra 12 til 40 km over jordas overflate. Konsentrasjonen når et maksimum mellom omtrent 20 og 25 km. Laget er blitt redusert ved antropogene utslipp av komponenter av klor og brom. Hvert år, gjennom våren på sørlige halvkule, finner det sted en sterk reduksjon av ozonlaget over Antarktis. Denne reduksjonen skyldes antropogene klor- og bromkomponenter i kombinasjon med spesielle meteorologiske forhold i regionen. Fenomenet kalles ozonhullet. Se *Montrealprotokollen*.

**Paleoklima** Klimaet i perioder før måleinstrumenter ble utviklet, inkludert historisk og geologisk tid. For paleoklima er bare *proksidata* tilgjengelige.

**Paleeoklimatologi** Læren om *paleoklima*.

**Paleosen-eosen termalt maksimum (PETM)** En kort periode for 55,8 millioner år siden da global temperatur økte mer enn 5 grader innen en periode på 20 000 år. Årsaken til oppvarmingen var utløsning av *metanhydrat* til atmosfæren fra *reservoar* på kontinentalsokler og i *permafrost*.

**Parameter for klimatilbakekopling** En parameter som uttrykker en strålingsmessig respons i klimasystemet som følge av en endring i global overflatetemperatur forårsaket av et første *strålingspådriv* (enhet  $Wm^{-2}/^{\circ}C$ ). Denne størrelsen varierer som den inverse av *klimasensitiviteten* (enhet  $^{\circ}C/Wm^{-2}$ ). Formelt defineres parameteren som  $\Lambda = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T$ , der Q er gjennomsnittlig globalt strålingspådriv, T er gjennomsnittlig *global overflatetemperatur*, F er varmefluksen til havet og  $\Delta$  representerer en endring i forhold til et uforstyrret klima.

**Parameterisering** I klimamodeller refererer denne termen seg til en teknikk for å representere prosesser som ikke kan oppløses direkte med den romlige oppløsningen i numeriske modeller for klima og værvarsling (subgridprosesser). Teknikkene omfatter sammenhenger mellom strøm som er løst opp og gjennomsnittseffekter for prosesser på subgridskala.

Turbulens ved jordoverflaten og konveksjon er eksempler på prosesser som vanligvis må parameteriseres.

**Passatvind (trade wind)** Vindsystemet som blåser fra de *subtropiske høytrykkene* mot *stillebeltet* ved ekvator. Systemet dekker det meste av tropene. Se *ITCZ*; *nordøstpassaten*.

**Permafrost** Jordoverflate (jord eller stein) med temperatur som forblir ved 0°C eller lavere i minst to påfølgende år. Tundra er et samisk ord som også omfatter økosystemet i permafrost.

**pH** pH er et dimensjonsløst mål på surheten i vann eller en oppløsning og gitt ved konsentrasjonen av hydrogenjoner (H<sup>+</sup>). pH måles på en logaritmisk skala der  $pH = -\log_{10}(H^+)$ . På den måten svarer en økning i pH på en enhet til en tidobling i konsentrasjonen av H<sup>+</sup>, eller surhet.

**Plankton** Mikroorganismer som lever i de øverste lagene i et *akvasystem*. Det skilles mellom *fytoplankton* som er avhengig av fotosyntesen for energi, og *zooplankton* som lever av fytoplankton.

**Pleistosen** Den tidligste av to *kvartære* tidsepoker, som varer fra slutten av *pliosen*, for 1,8 millioner år siden, til begynnelsen av *holosen*, for 11600 år siden.

**Plutselig stratosfæreoppvarming (sudden stratospheric warming; SSW)** En hendelse i *polarvirvelen* – stort sett bare på nordlige halvkule - der den vestlige vinden minker kraftig og noen ganger endrer retning i løpet av noen få dager. Samtidig øker temperaturen, noen ganger flere titalls grader. Store hendelser opptrer omtrent hvert annet år. En årsak til hendelsene er at fjellkjeder og kontraster mellom land og hav bidrar til ekstra lange Rossbybølger i stratosfæren og øverste lag av troposfæren. Slike bølger kan forplante energi oppover i atmosfæren og avgi den i stratosfæren ved dissipasjon. Dette gir en oppvarming som svekker polarvirvelen.

**Polarcella** En svak meridional sirkulasjon i troposfæren på høye bredder, karakterisert ved stigende luft ved subpolare bredder (50° - 70°), synkende bevegelse over polene, vind i retning mot ekvator nær overflaten og vind mot polene i høyden. Polarcella er en del av *atmosfærens generelle sirkulasjon*. Se *Hadleycella*; *Ferrelcella*.

**Polare breer** En bre der akkumuleringsområdet er dekket med *firn* og temperaturen like under overflaten er under frysepunktet hele året rundt. Snølaget på toppen kan bli utsatt for smelting. Se *tempererte breer*.

**Polare lavtrykk Utenomtropiske sykloner** som oppstår i kalde *luftmasser* over hav nord for *polarfronten*. Karakteriseres ved mindre horisontal skala enn lavtrykk generert ved polarfronten og sterk vind i bakkant av bevegelsen, gjerne i tilknytning til *arktiske fronter*. *Latente varmekulser* og flukser av følbare fra havet er en viktig energikilde i sterke polare lavtrykk. I likhet med tropiske sykloner dør lavtrykkene når de beveger seg over land og mister varmekulserne fra havet. Svært vanlige i Norskehavet og Barentshavet til alle årstider utenom sommeren, i luftmasser som beveger seg fra *sjøis* til hav. Banene har vanligvis en komponent mot sør.

**Pollenanalyse** En teknikk for både relativ datering og miljømessig *rekonstruksjon* av klimaparametre. Analysen består i identifikasjon og telling av pollentyper i torv, sediment i innsjøer og andre avleiringer. Se *proksi*.

**Polarfronten** En semipermanent og semikontinuerlig *front* på midlere bredder mellom *luftmasser* med tropisk og polar opprinnelse. Vanlig sted for dannelse av *utenomtropiske lavtrykk*. Se *baroklin instabilitet*.

**Polarvirvel** En vedvarende syklonisk sirkulasjon på svært stor skala (planetær skala) sentrert i polare områder i øvre del av troposfæren og i stratosfæren. Virvlene er sterkest om vinteren når det er kaldest over polene. Virvelen over Antarktis er mer tydelig og vedvarende enn den over Arktis.

**Postglasial overflatetilpasning (rebound)** Den vertikale bevegelse av landoverflaten eller havbunnen etter en reduksjon i lasten av en ismasse, for eksempel siden *siste istids maksimum*. Over Norge har tilpasningen etter siste istid gitt *landhevning*, en prosess som ennå er aktiv i mesteparten av landet. Tilpasningen er en *isostatisk* prosess.

**Potensial for global oppvarming (Global warming potential; GWP)** En indeks basert på de strålingsmessige egenskapene til godt blandede *drivhusgasser*. Indeksen måler *strålingspådrivet* til en masse av en gitt godt blandet drivhusgass, integrert over en valgt tidshorisont, relativt til pådrivet fra *karbondioksid*. GWP representerer en kombinert effekt av forskjellig *levetid* i atmosfæren for de ulike gassene og deres relative evne til å absorbere utgående *infrarød termalstråling*. *Kyotoprotokollen* er basert på GWP-er fra utslipp over en tidsramme på 100 år.

**Preindustriell** Se *industriell revolusjon*.

**Presesjon** Langsom endring i retningen til jordas rotasjonsakse i forhold til verdensrommet (stjernene). Den viktigste perioden er omtrent 26 000 år. Denne gyroskopiske bevegelsen av jorda skyldes tidekrefter fra sol og måne på den faste jord, krefter som henger sammen med at jorda ikke er en perfekt kule. Se *eksentrisitet*; *skråningen av jordaksen*.

**Primærproduksjonen (Gross Primary Production; GPP)** Energimengden produsert gjennom *fotosyntesen*.

**Projeksjon** Se *klimaprojeksjon*.

**Proksi** En proksi klimaindikator er en lokal registrering som tolkes, ved å bruke fysiske og biologiske prinsipp, for å representere klimarelaterte variasjoner tilbake i tid (vanligvis lengre tilbake enn den tiden det foreligger meteorologiske målinger). Klimarelaterte data som fremkommer på denne måten kalles *proksidata*. Eksempler på proksidata inkluderer data fra *pollenanalyse*, data fra *træringer*, karakteristiske trekk i koraller og ulike data fra *iskjerner* og kjerner i havsediment.

**Proksidata** Se *proksi*.

**Prosentil** En prosentil er en verdi, på en skala fra null til hundre, som indikerer prosentdelen av aktuelle data som er lik eller under verdien. Prosentilen er ofte brukt til å estimere ekstremer i en fordeling. For eksempel er 90-prosentilen (10-prosentilen) brukt for å angi terskelverdier for ekstremt høye (lave) verdier.

**Pyknoklin** En forsterket vertikal *gradient* i tettheten i havet eller i innsjøer. I innsjøer dannes en pyknoklin ved endringer i temperaturen (*termoklin*). En pyknoklin i havet er ofte dannet ved en kombinasjon av avtakende temperatur og økende saltholdighet (*haloklin*).

**Pådrivseffektivitet (efficacy)** Et mål for hvor effektivt et *strålingspådriv* - *antropogent* eller naturlig - er til å endre *global overflatetemperatur*, sammenlignet med et tilsvarende strålingspådriv fra *karbondioksid*. En økning i karbondioksid har ved definisjon en "efficacy" på 1.0.

**Radiometrisk datering** Metoder til å bestemme alderen på ulikt materiale (slik som bergarter, fossiler og mange slags gjenstander, både naturlige og lagd av mennesker) gjennom å måle reduksjon i radioaktiv aktivitet i ulike isotoper ut fra deres kjente halveringstider. En mye brukt



metode er C14-metoden som brukes til å datere organisk materiale som ble dødt for inntil omtrent 60 000 år siden (halveringstid 5730 år).

**Raske klimaendringer** Klimasystemet er ikkelineært. Dette kan lede til raske klimaendringer som vanligvis er vanskelige å forutsi. Begrepet rask refererer seg til tidsskalaer som er raskere enn tidsskalaen for *strålingspådrivet* som forårsaker hendelsen. Men raske klimaendringer trenger ikke nødvendigvis ha et ytre pådriv. Mulige raske klimaendringer kan skyldes dramatisk omorganisering i havsirkulasjonen, rask nedsmelting av *innlandsis* og smelting av *permafrost* eller raske endringer i *kretsløpet for karbon*.

**Reanalyse** Analyser for påfølgende tilstander i atmosfæren (vind, temperatur, fuktighet og andre variable; kan også gjelde havet), som regel for hver 6. time over flere av de siste dekadene (tiårene) (se *begynnelsestilstand*). Tilstandene bestemmes ut fra tilgjengelige observasjoner og ved bruk av en bestemt metode for *dataassimilasjon* som veier informasjonen i observasjonene og korte prognoser fra forrige tilstand. I motsetning til analyser av tilstander i operasjonell værvarsling, der metodene til stadighet videreutvikles, er reanalyser beregnet med samme metode for dataassimilasjon. Fra tid til annen oppdateres reanalyser med oppdaterte metoder for dataassimilasjon.

**Rekonstruksjon** Bruk av klimaindikatorer for å bestemme fortidens klima. Se *proksi*.

**Regime** Et regime er en foretrukket tilstand i klimasystemet, en tilstand som ofte representerer en fase i et dominerende mønster eller *moder for klimavariasjon*.

**Region** En region er et område som karakteriseres ved spesifikke geografiske og klimatiske forhold. Klimaet i en region er påvirket av pådriv på lokal skala slik som topografi, bruk av landoverflaten, innsjøer etc., i tillegg til påvirkning fra andre regioner. Se *teleforbindelser*.

**Relativ fuktighet** Forholdet mellom partialtrykket til vanndamp i en gassblanding av luft og vann og vanndampens metningstrykk (til vann) ved en gitt temperatur. Kan også defineres ved forholdet mellom vanndampens *blandingsforhold* og blandingsforholdet ved metning. Uttrykkes i prosent.

**Relativt havnivå** Havnivået, slik det måles ved *tidevannsmålinger*, i forhold til fast land der målingene tas. *Midlere havnivå* er vanligvis definert som gjennomsnittlig havnivå over en periode, slik som en måned eller et år, lang nok til å jevne ut transiente variasjoner fra tidevann og bølger.

**Reservoar** En komponent i klimasystemet utenom atmosfæren, med kapasitet til å lagre, akkumulere eller avgi en eller flere substanser, f. eks. karbon, en *drivhusgass* eller en *forkomponent*. Hav, jord og skog er eksempler på reservoar for karbon. Den totale mengden av en substans i et reservoar til en bestemt tid kalles *forråd* (stock).

**Respirasjon** En prosess der levende organismer utløser energi ved å omgjøre organisk materiale til *karbondioksid* ved bruk av molekylær oksygen.

**Responstid** Responstiden eller tilpassningstiden er tiden som *klimasystemet* eller dets komponenter trenger for å tilpasse seg en ny tilstand, som følge av eksterne eller interne prosesser eller *tilbakekoplinger*. Tiden er svært forskjellig for de ulike komponentene i klimasystemet. Responstiden i *troposfæren* er relativt kort, fra dager til uker, mens *stratosfæren* oppnår likevekt på en tidskala på noen få måneder. På grunn av havets store *varmekapasitet* har det mye lengre responstid, typisk dekaner (tiår) opp til mer enn tusen år. Responstiden av det koplede systemet for havoverflaten og troposfæren – som bestemmes av havet - er derfor langsom i forhold til responstid i stratosfæren. *Biosfæren* kan reagere raskt (f. eks. på *tørke*), men også reagere langsomt på endringer, f. eks. ved naturlig utbredelse av ny *skog*. Se *levetid* for andre definisjoner.

**Returperiode** Den gjennomsnittlige tid mellom hver gang en definert hendelse inntreffer.

**Returverdi** Den høyeste (laveste) verdi for en gitt variabel, som i gjennomsnitt inntreffer en gang i en gitt tidsperiode (f. eks. hundre år). På norsk brukes uttrykk som hundreårsbølgen for å angi en returverdi for maksimal bølgehøyde.

**Romlig og temporær skala** Klima kan variere på en rekke skalaer i rom og tid. Romlig skala kan variere fra lokal skala (mindre enn 100 000 km<sup>2</sup>), regional skala (100 000 til 10 millioner km<sup>2</sup>) til kontinental skala (10 til 100 millioner km<sup>2</sup>). Tidsskalaer (temporære skalaer) kan variere fra sesongskala til geologisk skala (opp til hundrer av millioner av år).

**Rosbybølger** Storstilte bølger som oppstår i væsker som roterer med varierende *vinkelhastighet*. I atmosfæren dannes Rosbybølger blant annet i vestavindbeltet som følge av at Corioliseffekten (*Coriolisparameteren*) øker med bredden. Bølgene forplanter seg vestover i forhold strømmen, raskere desto større *romlig skala* bølgene har. Bølgene gir de karakteristiske bukningene i vestavindbeltet som hele tiden observeres, bukninger der de minste skalaene beveger seg østover og de største skalaene beveger seg sakte østover eller er stasjonære.

**Rosbyradius** Ved denne horisontale lengdeskalaen i atmosfæren eller i havet har effekten av jordrotasjonen like stor betydning som andre effekter for utvikling av forstyrrelser, for eksempel for utvikling av *sykloner*. Rosbyradius øker med økende dyp på forstyrrelsen og med avtakende *Coriolisparameter*. Mens typisk radius i atmosfæren er 1000 km, er typisk radius for grunne hav bare noen titalls kilometer.

**Sannsynlighet** Sannsynligheten for en hendelse eller et resultat der dette kan estimeres statistisk. IPCC bruker her en standard terminologi uttrykt i IPCC2007<sup>1</sup>. Se *usikkerhet, konfidens*.

**Scatterometervind** Vind ved havoverflaten estimert fra et scatterometer i en satellitt. Et scatterometer er et radarsystem som sender mikrobølger mot jordas overflate og måler reflektert energi. Over hav kan signalene fra vindgenererte kappilarbølger brukes til å angi vinden.

**Scenario** En mulig og ofte forenklet beskrivelse av hvordan framtiden kan utvikle seg, basert på et konsistent sett av forutsetninger om drivkreftene og nøkkelrelasjonene. Scenarier kan utvikles fra *klimaprojeksjoner*, men er ofte basert på tilleggsinformasjon fra andre kilder, noen ganger kombinert med en historieutvikling. Se *SRES scenarier, klimascenario, utslippscenario*.

**Scenario for strålingspådriv** En mulig representasjon av framtidig utvikling av strålingspådriv, for eksempel knyttet til endringer i atmosfærens sammensetning eller *bruk av jordoverflaten*, eller til ytre faktorer slik som endringer i *solaktivitet*. Scenario for strålingspådriv kan brukes som inngangsdata i *klimamodeller* for å beregne *klimaprojeksjoner*.

**Sesongmessig frossen jord** Se *frossen jordoverflate*.

**Sekvestrering** Se *opptak*.

**Signifikant bølgehøyde** Gjennomsnittshøyde over en bestemt tidsperiode av de høyeste en tredel av bølgehøydene (vindsjø og dønning).

**Sirkulasjon** Generelt betyr sirkulasjon en væskes bevegelse i eller gjennom et gitt areal eller volum. Sirkulasjon er også et matematisk presist mål for gjennomsnittlig strøm langs en lukket kurve. Sirkulasjonen omkring en plan kurve er lik den totale *virvlingen* omsluttet av kurven.

**Siste interglasial (Last Interglacial; LIG)** Se *interglasial*.

**Siste istids maksimum (Last glacial max.; LGM)** Dette er tiden under siste *istid* da utbredelsen av *innlandsis* nådde sitt maksimum, omtrent for 21 000 år siden. Denne perioden er blitt mye studert fordi *strålingspådrivene* og overflatebetingelsene er relativt godt kjent og fordi avkjølingen ved denne tiden er av samme størrelsesorden som oppvarmingen som er projisert for neste hundre år.

**Sjøis** Alle former for is på sjøen som skyldes frysing av sjøvann. Sjøis kan være isflak som beveger seg på havoverflaten ved vind og strøm (pakkis), eller et fast dekke som ikke beveger seg, men er festet til en kyst (landfast is). Is med varighet mindre enn ett år kalles førsteårsis. Flerårsis er sjøis som minst har overlevd siste sommers smeltesesong.

**Sjøtemperatur i overflaten (sea surface temperature; SST)** Sjøtemperaturen i overflaten er temperaturen i de øverste få meter av havet målt fra skip, faste og drivende bøyer. For målinger fra skip skjedde det i 1940-årene en overgang fra å måle temperaturen i en bøtte med sjøvann til å måle i vann tatt inn fra motorinntaket. Satellittmålinger av temperaturen i overflatehinnen (tykkelse deler av mm) brukes også, men må justeres for å bli sammenlignbare med de andre målingene.

**Sibirhøytrykket** Et område med høyt lufttrykk som dannes over Sibir om vinteren og som er tydelig i kart over gjennomsnittlig lufttrykk redusert til havets nivå. I kalde vintre strekker grener av Sibirhøytrykket seg mot Skandinavia. Høytrykket dannes ved at lave vintertemperaturer gir *luftmasser* med høy tetthet. Om sommeren gir høy temperatur bidrag til lavtrykk i samme området.

**Skog** En type vegetasjon dominert av skog. Ulike definisjoner er i bruk. De reflekterer store forskjeller i biogeofysiske forhold, sosial struktur og økonomi. Klimabegreper knyttet til skog er *tilskoging*, *avskoging* og *skogreising på nytt* (se IPCC Special Report on Land-Use, Land-Use Change and Forestry<sup>3</sup>).

**Skogreising på nytt (reforestation)** Planting av skog i landområder som tidligere var kledd med skog, men som er blitt omformet til annen bruk. For å diskutere uttrykket skog og relaterte termer knyttet til *avskoging* og *skogreising*, se IPCC Special Report on Land-Use, Land-Use Change and Forestry<sup>3</sup>.

**Skråningen på jordaksen (aksetilten; obliquity)** Vinkelen mellom planet for jordas bane (*ekliptikken*) og planet til jordas ekvator (eller mellom jordaksen og normalen til ekliptikken). Vinkelen varierer mellom 22,0 og 24,5 grader over 40 000 år, og er for tiden 23,44 grader og minkende.

**Skyfysikk** Kunnskapen om skyenes egenskaper og fysiske prosesser knyttet til skydråper og nedbørsdannelse. Fagfeltet omfatter ikke bare prosesser for kondensasjon og nedbørsdannelse, men også strålingsflukser, optiske fenomen, elektriske fenomen, samt mange hydrodynamiske og termodynamiske prosesser.

**Skykondensasjonskjerne (cloud condensation nuclei; CCN)** Partikler i lufta hvor fuktighet kan kondensere til vann i flytende form. Kondensasjonen leder som regel til dannelse av skydråper. Se *aerosoler*.

**Sluk** Alle prosesser, aktiviteter eller mekanismer som fjerner en *drivhusgass*, *aerosol* eller en *forkomponent* for en drivhusgass eller aerosol fra atmosfæren. Sluk og *kilde* brukes også i andre sammenhenger, for eksempel som pådrivsledd i differensialligninger.

**Snøballjord** Tilstander i klimahistorien da så godt som hele jorda var dekket med is. Årsaken kan ha vært en effekt motsatt til *galopperende drivhuseffekt*.

**Snølinjen** Nedre grense for akkumulering av snø i et permanent snødekke.

**Solaktivitet (solaraktivitet)** I perioder viser sola stor aktivitet som observeres ved et stort antall *solflekker*, men også ved forhøyet stråling (*fakler*), magnetisk aktivitet og utslipp av partikler med høy energi. Disse variasjonene foregår på en rekke tidsskalaer fra millioner av år til minutter. Se *solar 11-års syklus*.

**Solar 11-årssyklus** En nesten regulær modulering av *solaktiviteten* med varierende amplitude og med periode mellom 9 og 13 år.

**Solarkonstanten** Se *total solar irradians*.

**Solarvariasjoner (solvariasjoner)** Variasjoner i energi fra sola som når jordas atmosfære, variasjoner som skyldes *solaktivitet*.

**Solflekker** Små mørke områder på sola. Antall solflekker er høyere gjennom perioder med høy *solaktivitet*. Antall solflekker varierer spesielt mye innen en *solar 11-års syklus*. Se *fakler*.

**Solinnstråling** Se *solstråling*.

**Solstråling (solarstråling)** Elektromagnetisk stråling emittert fra sola. Strålingen refereres til som kortbølget stråling. Solstråling skjer i et bestemt intervall med bølgelengder (spektrum) bestemt av solas temperatur, med størst utslag ved synlige bølgelengder. Se *termal infrarød stråling*, *innstråling*.

**Solutbrudd (solstorm)** En voldsom eksplosjon i solas atmosfære, der store gassfylte magnetiske løkker slynges ut fra sola. Utløser store mengder UV- og røntgenstråling. Se *solaktivitet*.

**Solvind** En kontinuerlig strøm av ladede partikler/plasma slynget ut med stor hastighet fra solas ytterste atmosfære. Intensiteten i solvinden varierer mye. Solvind vekselvirker med jordas magnetiske felt og gir forskjellige effekter i atmosfærens øvre lag, for eksempel nordlys. Se *solaktivitet*; *solutbrudd*.

**Sommermonsun** Se *monsun*.

**Sonal strøm** Vindens eller en havstrøms komponent langs lokal breddesirkel. Strøm på tvers av sonal strøm kalles *meridional strøm*. Sonal strøm brukes også til å angi *vestavindsbeltet*. Se *annulære moder*.

**Sot** Partikler formet gjennom brenning av gasser ved den ytre kanten av flammer av organisk damp. Består vesentlig av karbon, med mindre mengder oksygen og hydrogen til stede som karboksyl og fenolgrupper. Se *svart karbon*.

**Spesifikk fuktighet** Det dimensjonsløse forholdet mellom massen til vanndamp og den totale masse (vanndamp og tørr luft) i en viss mengde luft.

**Sporgass (tracer)** En egenskap (kjemisk eller termodynamisk) i væskers bevegelse – slik som i atmosfæren og havet - som ikke endres ved *adveksjon*. En sporgass kan brukes til å bestemme banen til luft- eller havpartikler og til å bestemme opprinnelsen til *luftmasser* og *vannmasser* i havet. *Levetiden* for en sporgass må være mye lengre enn transportprosessene som studeres.

**SRES scenarier** SRES scenarier er utslippsscenarioer utviklet av Nakicenovic og Swart (2000). De ble blant annet brukt som grunnlag for *klimaprojeksjoner* vist i kapittel 10 av IPCC2007. Følgende uttrykk er relevante for en bedre forståelse for struktur og bruk av SRES scenarier:

**Scenariofamilie** Scenarier som har lignende demografisk, økonomisk og teknisk endringshistorie. Fire scenariofamilier utgjør SRES scenariosett: A1, A2, B1 og B2.

**Illustrativt scenario** Et scenario som illustrerer hvert av de seks scenariogruppene reflektert i Sammendrag for politikere i Nakicenovic og Swart (2000)<sup>2</sup>. De inkluderer fire reviderte markørscenarier for scenariogruppene A1B, A2, B1, B2 og i tillegg scenarier for gruppene A1FI og A1T. Alle scenariogruppene er like realistiske.

**Markørscenario** Et scenario som opprinnelig ble presentert som et utkast på websidene for SRES, for å representere en gitt scenariefamilie. Som markører ble valgt det scenario i de første kvantifiseringene som best reflekterte historielinjen og aspekter i spesifikke modeller. Markører er ikke mer sannsynlige enn andre scenarier, men illustrerer spesielle historielinjer. De er inkludert i revidert versjon av Nakicenovic og Swart (2000).

**Historielinje** En fortellende beskrivelse av et scenario eller en familie av scenarier, som vektlegger de karakteristiske trekk ved scenariet og sammenhengene mellom nøkkelkreftene og dynamikken i deres utvikling.

**Stalagmitt** Et type dryppstein som vokser opp fra gulvet i enkelte kalksteinsgrotter. Stalagmitt blir ofte forvekslet med stalakitt, som vokser ned fra taket. Dryppstein vokser på grunn av drypp av mineralholdige oppløsninger. Studier av tilveksten per år kan noen ganger brukes som *proski* for klimavariabler som nedbør.

**Standardavvik** Et mål på spredningen av verdier i et datasett eller i verdien av en stokastisk variabel. Standardavviket er definert som kvadratroten av variansen, som er gjennomsnittlig avvik fra gjennomsnittet kvadrert.

**Statisk stabilitet (vertikalstabilitet)** Mål for statisk stabilitet i atmosfæren angir luftens evne til å blande seg vertikalt ved *turbulens* på grunn av oppdriftskrefter. Lufta er statisk ustabil om den blir eller forblir å være turbulent og statisk stabil om den blir eller forblir å være uten turbulens (laminær). Tilstanden mellom disse to tilstandene kalles nøytral. Meteorologer vurderer statisk stabilitet fra vertikalprofil (sondering) av temperatur og fuktighet. Se *konveksjon*; *temperaturinversjon*.

**Sterisk** Se *endringer i havnivå*.

**Stillebeltet** En sone i tropene, med relativt lavt trykk, mellom *passatvinder* fra nordlige og sørlige halvkule. Se *ITCZ*.

**Stillehavshøytrykket** Et nesten permanent *subtropisk høytrykk* i Stillehavet (nordlige halvkule). Tilsvarende *Azorerhøytrykket* i Nord-Atlanteren.

**Storeflaumen** Storflom på Vestlandet i desember 1743.

**Stormflo** Høy vannstand knyttet til *sykloner - tropiske og utenomtropiske sykloner*. Stormflo skyldes primært sterk vind som skyver på havets overflate mot land. Lavt trykk har også en effekt, men den er mindre. Grunt hav kan forsterke utslagene. Kombinasjonen av lavtrykk med vedvarende vind mot land over grunt hav er vanligvis hovedårsak til skader ved stormflo, for eksempel inn over kyster i sørlige del av Nordsjøen. Stormflo blir mest alvorlig når den kommer samtidig med høyt tidevann (springflo).

**Storofsen** Rekordstor *flom* på Østlandet 20.-24. juli 1789.

**Stormbaner** Opprinnelig et uttrykk for banene til individuelle lavtrykk (*sykloner*), men nå ofte generalisert til *regioner* der hovedbanene for *ekstratropiske sykloner* opptrer som en sekvens av lavtrykk og høytrykk.

**Stratifforme skyer** Samlebetegnelse for skyer med stor horisontal utstrekning i kontrast til skyer med stor vertikal utstrekning (*cumulusskyer*).

**Stratosfære** Sjiktet av atmosfæren over troposfæren fra omtrent 10 km over jordoverflaten (16 km i tropene ned til 9 km ved polene) til en høyde på omtrent 50 km. Stratosfæren karakteriseres med stor *statisk stabilitet* for vertikale forstyrrelser.

**Strålingsmetning** *Drivhusgasser* som *karbondioksid* kan inneholde absorpsjonslinjer (eventuelt bånd) i strålingsspekteret der all *infrarød stråling* blir absorbert. Vi sier at slike linjer har nådd strålingsmetning. Se *drivhuseffekt*.

**Strålingspådriv** Et strålingspådriv er endringen i netto irradians nedover minus irradians oppover i atmosfæren (uttrykt i  $W/m^2$ ) ved *tropopausen* på grunn av en endring i et ytre pådriv for *klimaendringer*, slik som f. eks. en endring i konsentrasjonen av *karbondioksid* eller i stråling fra sola. Et strålingspådriv beregnes med alle troposfæriske egenskaper holdt konstant på sine uforstyrrede nivå. En tillater at temperaturen i stratosfæren, om den påvirkes, tilpasses en strålingslikevekt. I IPCCs rapporter er strålingspådriv vanligvis definert som en endring i forhold til året 1750, og som globale, årlige verdier. Strålingspådriv må ikke forveksles med *strålingspådriv fra skyer*, et lignende uttrykk brukt for å beskrive effekten av skyer på irradians på toppen av atmosfæren.

**Strålingspådriv fra skyer** Dette pådrivet er differansen mellom jordas strålingsbudsjett når det tas hensyn til skyer og strålingsbudsjettet uten at skyer er til stede (enhet  $W/m^2$ ). Må ikke forveksles med et vanlig *strålingspådriv*.

**Sverdrup** Et mål for volumtransport i havet. Symbolet for sverdrup er Sv, og 1 Sv er lik en million ( $10^6$ ) kubikkmeter ( $m^3$ ) per sekund. Brukes til å angi volumtransport i havstrømmer slik som Golfstrømmen.

**Subtropisk høytrykk** En *antisyklon* med nesten permanent høyt trykk i et belte med relativt høyt lufttrykk på bredder mellom  $20^\circ$  og  $40^\circ$ . Høytrykkene ligger over hav og er best utviklet om sommeren. Se *Azorerhøytrykket*; *Stillehavshøytrykket*; *Hadleycella*.

**Subtropisk jetstrøm** Et bånd med relativt sterke vestlige vinder konsentrert mellom  $20^\circ$  og  $40^\circ$  i midtre og øvre *troposfære*. Vanligvis sterkest langs kysten av Asia. *Jetstrømmen* er knyttet til *Hadleycella*.

**Svart karbon (BC)** Består av *sot* og kullpartikler og/eller annet strålingsabsorberende organisk materiale. Kan defineres som en aerosol som absorberer stråling. Evnen til absorpsjon kan måles direkte eller ved kjemisk reaksjonsevne og/eller termisk stabilitet.

**Sykloner** Alle slags lavtrykksområder i atmosfæren. Vinden viser et spiralmønster innover mot sentrum av sykloner, mot klokka på nordlige halvkule og med klokka på sørlige halvkule. Se *utenomtropiske sykloner* og *tropiske sykloner*.

**Sørlige annulære mode (SAM)** Fluktuasjoner i et mønster som *Nordlige annulære mode* (NAM), men på sørlige halvkule.

**Teleforbindelse** En forbindelse mellom klimavariasjoner i forskjellige deler av jordkloden. I fysiske termer er teleforbindelser ofte en konsekvens av storstilt bølgebevegelse som overfører energi fra kildeområder langs foretrukne baner i atmosfæren. Se *Rosbybølger*.

**Temperatur i jordoverflaten** Temperaturen i jorda nær overflaten (som regel innen de første 10 cm), ofte også kalt *jordtemperaturen*.

**Temperaturinversjon** Lag i atmosfæren der temperaturen øker med økende høyde. Inversjoner viser stor *statisk stabilitet*, noe som gir lite turbulent utveksling.

**Tempererte breer** En temperert bre har temperaturer nær smeltepunktet fra overflaten til bunn gjennom hele året. Se *polare breer*.

**Temporær skala** Se *romlig og temporær skala*.

**Termal ekspansjon** For havet referer dette til økningen i volum (og minking i tetthet) som følge av varmere *vannmasser*. En oppvarming i havet leder til en ekspansjon av havets volum og derfor til en økning i havnivået. Se *endring i havnivå*.

**Termal infrarød stråling** Stråling emittert fra jordas overflate, atmosfæren og skyene. Den er også kjent som *terrestrisk stråling* eller langbølget stråling, men må skjelnes fra nær infrarød stråling som er en del av solspekteret. Generelt har infrarød stråling et område med bølgelengder (spektrum) som er lengre enn bølgelengdene i de røde fargene i den synlige delen av spekteret. Spekteret for termal infrarød stråling er i praksis forskjellig fra kortbølget *solstråling* pga. den store forskjellen mellom temperaturene på sola og i klimasystemet.

**Termoklin** Laget i havet med maksimal vertikal temperaturgradient, mellom havoverflaten og havets indre. I subtropiske regioner er laget typisk et resultat av at overflatevann ved høyere bredder har beveget seg mot ekvator og dykket under. På høye bredder er laget noen ganger fraværende og erstattet med en *haloklin* som er et lag med maksimum vertikal gradient i saltholdigheten. Se *underdykking*.

**Termohalin sirkulasjon (THC)** En storstilt sirkulasjon i havet som transformerer *vannmasser* i øvre lag av havet med lav tetthet til vannmasser med høyere tetthet i havets midtre og dype lag og som returnerer disse vannmassene tilbake til havets øvre lag. Sirkulasjonen er asymmetrisk med overgang til vannmasser med stor tetthet i bestemte regioner på høye bredder og retur til overflaten som involverer sakte oppvelling og diffusive prosesser over mye større geografiske områder. THC drives ved stor tetthet ved eller nær overflaten pga. lav temperatur og/eller høy saltholdighet, men på tross av navnet er sirkulasjonen også drevet ved mekaniske krefter knyttet til vind og tidevann. Uttrykket THC har ofte blitt brukt synonymt med *Meridional omveltningssirkulasjon* (MOC).

**Termokarst** Prosessen der karakteristiske landformer dannes ved smelting av *permafrost* rik på is eller ved smelting av massiv is ved bakken.

**Terrestrisk stråling** Se *termal infrarød stråling*

**Tetthetsfunksjon for sannsynlighet (probability density function; PDF)** En funksjon som indikerer den relative sannsynlighet for at ulike verdier for en variabel kan inntreffe. Funksjonen integreres til tallet en over hele området der variabelen er definert og har den egenskapen at integralet over et delområde er lik sannsynlighet for at variabelen skal ha verdier mellom grensene for dette delområdet. For eksempel kan en finne sannsynligheten for at en temperaturanomali, definert på en spesiell måte, er større enn null ved å integrere anomaliens PDF over alle mulige anomalier større enn null. Tetthetsfunksjoner som beskriver to eller flere variable samtidig, kan defineres på samme måte.

**Tidevannsmåler** En innretning et sted på en kyst (og noen gang er dyphavet) som måler havets nivå kontinuerlig i forhold til fast land. Gjennomsnitt av slike målinger gir observerte endringer av *relativt havnivå*.

**Tilbakekopling** Se *klimatilbakekopling*.

**Tilbakekopling fra skyer** En *klimatilbakekopling* som omfatter endringer i egenskapene til skyer som en respons på andre endringer i atmosfæren. Å forstå slike tilbakekoplinger og å bestemme deres fortegn og størrelse krever forståelse for hvordan en endring i klimaet kan påvirke spekteret av skytyper, skydekke, skyhøyde og strålingsegenskapene til skyer. Det kreves også et estimat for hvor stor påvirkning disse endringene har på klodens strålingsbudsjett. For tiden er tilbakekopling fra skyer den største kilden til *usikkerhet* i anslag for *klimasensitiviteten*. Se også *strålingspådriv fra skyer*.

**Tilpasningstid** Se *levetid*; *reponstid*.

**Tilskrivning** Se *deteksjon* og *tilskrivning*.

**Total solar irradians (TSI)** Mengden *solstråling* mottatt utenfor jordas atmosfære på en flate normalt på strålene og for jordas gjennomsnittlige avstand fra sola. Pålitelige målinger av slik solstråling kan bare utføres fra verdensrommet, og nøyaktige målinger eksisterer bare fra 1978. Den generelt aksepterte verdi (*solarkonstanten*) er  $1368 \text{ W/m}^2$  med en nøyaktighet på omtrent 0,2 %. Variasjoner på noen få tidendedeler av en prosent er vanlig, vanligvis knyttet til passasje av *solflekker* på solas overflate. Variasjon av TSI over solsyklusen er i størrelsesorden 0,1 %. Se *solstråling*.

**Transient klimarespons** Se *klimasensitivitet*.

**Transpirasjon** *Fordamping* av vann fra planter og blader på trær.

**Trend** Angir en endring, vanligvis monoton over tid, i verdien til en variabel.

**Treringer** Ringer med samme sentrum som sees i et tverrsnitt av stammen til et tre. Alderen på et tre kan estimeres fra forskjellen mellom de tettvokste små cellene lagt til på slutten av en vekstsesong og de større cellene i tilveksten neste vår. Vidden eller tettheten mellom treringene kan relateres til klimaparametre slik som temperatur og nedbør gjennom vekstsesongen. Se *proksi*.

**Tropiske sykloner** *Sykloner* som oppstår i tropiske områder, vanligvis mellom  $10^\circ$  og  $20^\circ$ . Omfatter alle typer lavtrykk i tropene, de sterkeste syklonene kalles tropiske orkaner eller tyfoner. Vindstyrker over 90 m/s er målt i de sterkeste syklonene. De opprettholdes ved frigjøring av *latent varme* fra havet. Se *utenomtropiske sykloner*.

**Tropopause** Grensen mellom *troposfæren* og *stratosfæren*.

**Troposfære** Nederste del av atmosfæren, fra overflaten til omtrent en høyde på 10 km (i gjennomsnitt fra 9 km ved polene til 16 km ved ekvator). Her opptrer skyer og ulike værphenomen. Vanligvis avtar temperaturen med høyden i troposfæren. Se *vertikal gradient*.

**Turbulens** I et *dynamisk system* som atmosfæren og havet, er turbulens et samlebegrep for kaotisk bevegelse, ofte som følge av store friksjonskrefter mot overflaten. Friksjon ved jordoverflaten gir turbulente flukser av varme og bevegelsesmengde. En strøm uten turbulens kalles laminær strøm. Se *konveksjon*; *latent varmekonveksjon*.

**Tørke** En forlenget periode med lite nedbør som medfører mangel på vann for visse aktiviteter eller for visse grupper mennesker. En annen måte å si det på er en periode med unormalt tørt vær som varer tilstrekkelig lenge for å gi en alvorlig hydrologisk ubalanse. Tørke er blitt definert på mange måter. *Tørke i jordbruket* relaterer seg til mangel på fuktighet i jordas øverste meter, den sonen som påvirker veksten av jordbruksprodukter. *Meteorologisk tørke* er en forlenget periode med lite nedbør, og *hydrologisk tørke* relaterer seg til vannføring i elver, vannstand i innsjøer og grunnvann under det normale. *Megatørke* er en langvarig og vedvarende tørke som varer mye lengre enn vanlig, gjerne en dekade (ti år) eller mer.

**Underdykking** En prosess der overflatevann i *havets blandingslag* føres ned i havets indre ved *Ekmanpumping* og/eller *adveksjon*. Det siste opptrer når overflatevann advekteres til en region der det lokale blandingslaget har mindre tetthet. Det advekterte vannet glir da under overflatelaget, vanligvis uten å endre tetthet.

**Usikkerhet** En term som uttrykker i hvor stor grad en verdi (for eksempel en framtidig tilstand for *klimasystemet*) er ukjent. Usikkerhet kan være et resultat av mangel på informasjon eller uenighet om hva som er kjent eller hva som er mulig å kjenne. Usikkerhet kan ha mange ulike



kilder, fra feil som kan kvantifiseres i data til konsept definert på ulike måter, eller usikre projeksjoner for menneskers adferd. Usikkerhet kan representeres med kvantitative mål, for eksempel et intervall av verdier beregnet ved forskjellige modeller, eller ved kvalitative utsagn, for eksempel uttrykt ved eksperters meninger. Se *sannsynlighet, konfidens*.

**Urban varmeøy (urban heat island; UHI)** En relativt varm bykjerne i forhold til landlige omgivelser omkring. UHI assosieres med endringer i avrenning, effekter av en betongjungel på varmebalansen, endringer i *albedo* og endringer i luftforurensing og *aerosoler* osv.

**Utenomtropiske sommerorkaner** Sjeldne, sterke *utenomtropiske sykloner* med relativt liten romlig skala som dannes over kystnære hav i Nordvest-Europa (Nordsjøen, Østersjøen) fra juli til oktober. Frigjøring av *latent varme* tatt opp fra relativt varmt hav spiller en vesentlig rolle i dannelsen. Etter Tor Bergeron.

**Utenomtropiske sykloner (eller utenomtropiske lavtrykk)** Alle *sykloner* med litt stor skala (noen hundre km eller mer) som ikke er *tropiske sykloner*. Referer vanligvis til vandrende lavtrykk på midlere og høye bredder med typisk utvikling av ulike *fronter*. Dannes ved *baroklin instabilitet*, ofte knyttet til *polarfronten*.

**Utfellbar nedbør** Den totale mengden vanndamp i en vertikal kolonne av atmosfæren med areal lik en arealenhet. Denne nedbøren er vanligvis uttrykt ved høyden av vannet om det kondenserer fullstendig og samles i samme areal (for eksempel mm per kvadratmeter).

**Utslippsscenario** En mulig framstilling av framtidig utvikling i *antropogene* utslipp av substanser som potensielt er strålingsmessig aktive (for eksempel *drivhusgasser, aerosoler*). Et slikt scenario bygger på et konsistent sett av forutsetninger om drivkreftene (slik som demografisk, sosioøkonomisk og tekniske utvikling) og de viktigste sammenhengene mellom dem. Konsentrasjonsscenarioer basert på ulike utslippsscenarioer, blir brukt som inngangsdata i *klimamodeller* for å beregne *klimaprojeksjoner*. I IPCC ble det i 1992 presentert en samling av utslippsscenarioer som er blitt brukt for klimaprojeksjoner. Disse scenariene refereres til som IS92. IPCC publiserte nye utslippsscenarioer i år 2000 som kalles *SRES-scenarioer*. Noen av disse er blitt brukt sammen med andre projeksjoner presentert i IPCCs rapporter fra 2001 og 2007.

**Utslipp fra fossilt brensel** Utslipp av *drivhusgasser* (for det meste *karbondioksid*) som kommer fra forbrenning av drivstoff fra lagre med fossilt karbon, slik som olje, gass og kull.

**Vannmasse** Et volum med sjøvann med identifiserbare egenskaper (temperatur, saltholdighet, tetthet, kjemiske sporstoffer) som skriver seg fra dets dannelsesprosess. Vannmasser er ofte identifisert gjennom en egenskap som saltholdighet.

**Ventilasjon** Utveksling av egenskaper i havet med *atmosfærens grenselag* slik at konsentrasjonen av slike egenskaper bringes nærmere til likevektsverdier med atmosfæren.

**Vertikal gradient (lapse rate)** Endring av en variabel i atmosfæren med økende høyde, vanligvis temperatur. Gradienten regnes å være positiv når den variable avtar med høyden. Se *statisk stabilitet*.

**Vestavindsbeltet** Den dominerende vestlige bevegelse i atmosfæren sentrert om midlere breddegrader på begge halvkuler. Strekker seg vanligvis fra omtrent 35° til 65°. Se *jetstrømmer, polarvirvel, annulære moder*.

**Vindskjær** En endring i vindhastighet enten horisontalt eller med høyden.

**Vinkelhastighet** Vinkelforandring per tidsenhet for en partikkel som roterer omkring en rotasjonsakse. Enhet er radianer per sekund.

**Virkningsmodeller** Matematiske eller statistiske modeller som beregner virkningen av en *klimaendring* på miljø og samfunn. Inngangsdata til modellene er observerte og projiserte endringer i klimaparametere som temperatur, vind og nedbør (*klimaprojeksjoner*). Eksempler er modeller som beregner virkning på jord- og skogbruksproduksjon, fiskebestand, *flom* og *tørke*. Noen ganger er virkningsmodeller nært knyttet til klimaparametre, slik som i hydrologiske modeller, andre ganger er forbindelsen mer empirisk, som for modeller som beregner antall klimaflykninger eller utbredelse av visse sykdommer.

**Virvling** Generelt en vektor i en væskestrøm som uttrykker den lokale rotasjonen (har en presis matematisk definisjon). Komponenten av virvling normalt til et lite plant flateelement er lik *sirkulasjonen* per arealenhet etter som flateelementet nærmer seg null. I meteorologi betyr virvling vanligvis den vertikale komponenten. Jordrotasjonen gir et bidrag til denne virvlingen uttrykt ved *Coriolisparameteren*.

**Volumblandingsforhold** Se *molfraksjon*.

**Værvarslingsmodell** En numerisk representasjon av *atmosfæren*, enten globalt eller regionalt, basert på *bevegelsesligningene*, som uttrykker bevarelse av bevegelsesmengde, masse og energi. Modellene integreres fram i tid fra *begynnelstilstander*, ofte også kalt *analyser*, kartlagt fra ulike observasjoner, som regel så lenge som det fins *forutsigbarhet* for værvarsling. En værvarslingsmodell kan som regel brukes som en *klimamodell* for atmosfæren. Se *dataassimilasjon*.

**Walkersirkulasjonen** En direkte termisk drevet sonal (langs breddegrad) vertikalsirkulasjon i atmosfæren over det tropiske Stillehavet, med stigende luft i vestlige og synkende luft i østlige del av Stillehavet.

**Yngre dryas** En periode mellom 12900 og 11600 år siden, ved slutten av siste istid, karakterisert ved at det ble kaldere mange steder, særlig i områdene rundt Nord-Atlanteren. Se *Bølling/Allerød*.

**Økosystem** Et system der levende organismer samhandler med hverandre og med deres fysiske omgivelser. Grensene for hva som kan kalles et økosystem er noe tilfeldig alt etter interesseområde. Slik kan utstrekningen av et økosystem variere fra små lokale skalaer til hele kloden sett under ett.

**Ørkendannelse** Degradering av land i tørt, halvtørt og halvfuktig klima, en forringelse som resultat av forskjellige faktorer som inkluderer klimavariasjoner og aktiviteter fra mennesker. FNs konvensjon for å bekjempe ørkendannelse definerer degradering som en reduksjon og/eller et tap av biologisk eller økonomisk produksjon og biologisk mangfold i jordbruksområder som er avhengig av regn, områder med kunstig vanning eller beiteområder og *skog* på grunn av *bruk av land* eller prosesser som erosjon ved vind eller vann, forringelse av jordas kjemiske, biologiske eller økonomiske egenskaper og langsiktig tap av vegetasjon.



1 IPCC 2007 Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

2 Nakićenović, N. and R. Swart, Eds., 2000: Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press, 599 pp.

3 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2000. *Land Use, Land-Use Change and Forestry*, R. T. Watson, I. R. Noble, B. Bolin, N. H. Ravindranath, D. J. Verardo and D. J. Dokken, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 375 pp.

4 Heim, R.R., 2002. A review of twentieth century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1149-1165.

5 AMS, 2000. AMS Glossary of Meteorology, 2nd Edition. American Meteorological Society, Boston, MA. <http://msglossary.allenpress.com/glossary/browse>

6 <http://no.wikipedia.org/wiki/Kategori:SI-enheter>